



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

Trabajo final de Licenciatura

# Geología del cordón limítrofe en las nacientes del río Blanco, Cordillera Principal, provincia de Mendoza



**Mauro Scazziota**

**Director: Andrés Folguera**

**Codirectora: Vanesa D. Litvak**

**2020**

## Resumen

El presente trabajo final de licenciatura tiene como objetivo describir e interpretar la estratigrafía, litología, y la estructura, de un sector de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, ubicado en el noroeste de la provincia de Mendoza. El área de estudio está situada en las nacientes del río Blanco, cabecera del valle homónimo, y está incluida en la provincia geológica de Cordillera Principal. A lo largo del trabajo se realiza una recopilación de la estratigrafía de la región, conformada por antecedentes, y nuevas observaciones de campo. Se hace énfasis en las unidades relevadas: la Formación Río Damas del Kimmeridgiano, y una secuencia volcano-sedimentaria miocena. Se realiza también una recopilación de antecedentes estructurales, y se describe la estructura superficial.

Se destacan como aportes del presente trabajo, la actualización del cuadro estratigráfico de la zona, a partir de la reasignación de los afloramientos ubicados en la cabecera del río Blanco al Mioceno, bajo el nombre provisional de secuencia volcano - sedimentaria. Hasta el momento en la bibliografía, estas rocas se agrupaban dentro de la Formación Juncal, de edad cretácica. Por otro lado, se determina que los afloramientos ubicados en la zona de Cuchilla Mirador, hasta el momento englobados dentro de la Formación Tordillo, corresponden a su equivalente lateral, la Formación Río Damas. Este hecho se encuentra sustentado en base a las rocas volcánicas observadas en el campo, y a la bibliografía previa. Sobre las dos unidades mencionadas se realizaron perfiles litológicos y se describieron sus litofacies.

En cuanto a la estructura de la región se propone, en base a evidencias de campo y bibliografía, que la deformación de la zona es de tipo híbrida. Se muestran evidencias de tectónica extensional, que posteriormente se tornó compresiva. Considerando esto, se presenta una sección esquemática, que ejemplifica la inversión tectónica de un hemigraben de la Formación Río Damas. Este modelo satisface las relaciones de contacto observadas en superficie, incluyendo a los diapiros evaporíticos distribuidos en a lo largo de los planos de falla.

De esta manera, las unidades aflorantes en la zona de trabajo, comprenden la historia geológica que abarca desde el Carbonífero hasta el Holoceno. Las mismas representan ciclos transgresivos y regresivos, como así actividad volcánica del arco jurásico, y del arco mioceno.

# Índice

1. Introducción.....	5
1.1 Objetivos.....	5
1.2 Ubicación del área de estudio.....	6
1.3 Metodología.....	8
1.4 Antecedentes.....	9
2. Marco Geológico Regional.....	12
2.1 Segmentación Andina.....	12
2.2 Evolución tectónica.....	15
3. Estratigrafía.....	18
3.1 Formación Alto Tupungato.....	19
3.2 Grupo Choiyoi.....	20
3.3 Grupo Lotena.....	23
3.3.1 Formación La Manga.....	23
3.3.2. Formación Auquilco.....	24
3.4 Grupo Mendoza.....	26
3.4.1 Formación Tordillo.....	27
3.4.2 Formación Río Damas.....	29
3.4.3 Formación Vaca Muerta.....	32
3.4.4 Formación Mulichinco.....	33
3.4.5 Formación Agrio.....	35
3.6 Formación Diamante.....	37
3.7 Intrusivos Neógenos.....	39
3.8 Secuencia volcano-sedimentaria miocena.....	40

3.9 Depósitos Cuaternarios.....	42
4. Caracterización litológica de la Formación Río Damas y de la secuencia volcansedimentaria miocena en la zona de estudio.....	44
4.1 Formación Río Damas.....	44
4.2 Secuencia volcansedimentaria miocena.....	48
4.3 Consideraciones litofaciales.....	52
4.3.1 Formación Río Damas.....	52
4.3.2 Secuencia volcansedimentaria miocena.....	54
5. Estructura.....	57
5.1. Antecedentes y características generales.....	57
5.2 Estructura superficial.....	60
5.3 Sección Estructural.....	66
6. Historia geológica.....	69
7. Conclusiones.....	72
8. Bibliografía.....	74

# 1. Introducción

## 1.1 Objetivos

El presente trabajo final de licenciatura tiene dos objetivos principales. El primero, es el de realizar un relevamiento geológico sobre un área de difícil acceso en la Alta Cordillera de la provincia de Mendoza, dentro del departamento de Luján de Cuyo, en la República Argentina. A partir de dicho relevamiento geológico, se proporcionan datos sobre estructura y composición de las secuencias aflorantes, mediante herramientas y técnicas comúnmente utilizadas en cualquier práctica profesional (uso de brújula, confección de mapas, reconocimiento de la estratigrafía local, etc.). Además, se realiza el procesamiento de los datos obtenidos, y se elabora un informe final (el presente trabajo) con las interpretaciones y conclusiones efectuadas.

El segundo objetivo, específico respecto al área de estudio, es el de ampliar los antecedentes particularmente estratigráficos sobre la zona del valle del río Blanco. Se presenta una discusión sobre la Formación Río Damas, y las secuencias volcano-sedimentarias suprayacentes, que implica una nueva interpretación de la estratigrafía. Además, a partir de la observación y descripción de la estructura superficial de la región se realiza una sección estructural esquemática del sector. Se sintetizan los objetivos a continuación.

- ✓ Determinar la estratigrafía de la zona de estudio (valle del río Blanco)
- ✓ Estudiar el arreglo estructural de la Alta Cordillera en la zona de trabajo
- ✓ Confeccionar un mapa geológico de escala 1:25.000 representando las unidades litológicas aflorantes y la estructura que las afecta.
- ✓ Relevar y analizar perfiles litológicos, acompañado por un análisis litofacial.
- ✓ Realizar una sección estructural esquemática del sector relevado
- ✓ Proponer un modelo de evolución tectónica para la zona considerando los nuevos datos obtenidos

## 1.2 Ubicación del área de estudio

La zona de estudio se ubica en el noroeste de la provincia de Mendoza, dentro del departamento de Luján de Cuyo (Figura 1), en la República Argentina. Las coordenadas geográficas aproximadas son 32°55' de latitud sur y 69°55' de longitud oeste. El área se encuentra delimitada hacia el este por el río Tupungato, hacia el oeste por el límite internacional entre Argentina y Chile, y hacia el norte y el sur por las divisorias de agua que separan al valle del río Blanco de la quebrada de Vargas y del Potrero Escondido.

La población más cercana es un pequeño poblado llamado Punta de Vacas que se encuentra a unos 27 kilómetros. En el mismo se asienta el destacamento de Gendarmería Nacional utilizado como base previa a la campaña. Para llegar en vehículo por la ruta nacional n°7 hasta el kilómetro 1202, y 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 luego de 8 km, 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 las campañas de mediciones hidrológicas y meteorológicas. El resto de los refugios se encuentran a lo largo de los cursos de los ríos Tupungato y Plomo, y no en el margen del río Blanco, por lo que se armaron distintos campamentos durante el transcurso de la campaña. A partir de la confluencia, se cambia el rumbo hacia el oeste, a través del margen sur del río Blanco, el cual tuvo que ser cruzado mediante un puente de cemento que se halla muy cerca del refugio. Luego se continúa por un sendero ganadero bastante más estrecho que el que se toma desde Punta de Vacas hasta el refugio del río Blanco. Aproximadamente a los 6 km de haber tomado este rumbo, debe bordearse a pie el arroyo Potrero Escondido para luego seguir rumbo oeste hasta arribar a la zona de estudio. Tomando en cuenta la dificultad que presenta el terreno para transitarlo, y el cruce del arroyo, el viaje demanda unos 2 o 3 días de caminata.

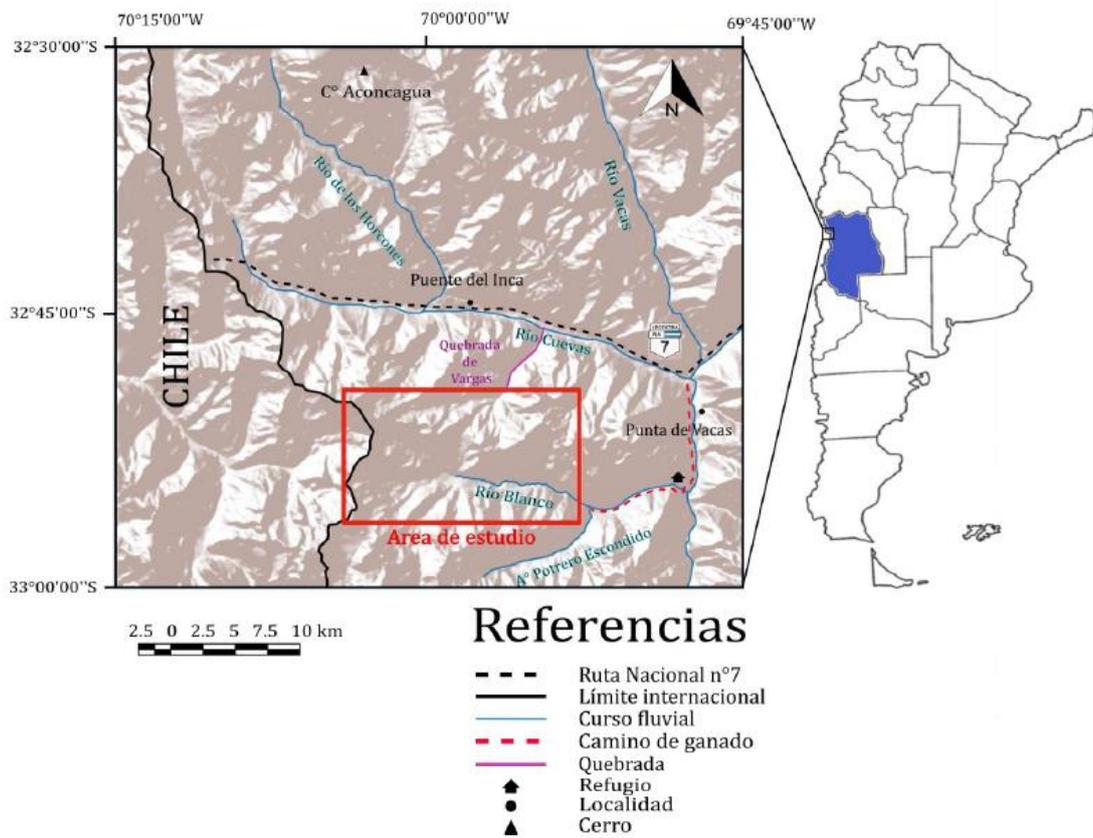


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio en la provincia de Mendoza, con coordenadas 32°56'S; 69°58'O.



Figura 2: Vista hacia el oeste del refugio ubicado en la confluencia entre los ríos Blanco y Tupungato.

### 1.3 Metodología

Se realizó la recopilación de bibliografía previa referenciada al área de estudio y sectores aledaños, la misma consta de publicaciones en revistas nacionales e internacionales, tesis de licenciatura y doctorado, libros, hojas geológicas, entre otras. Complementariamente, se realizaron mapeos preliminares de litología, contactos entre unidades, y rasgos estructurales regionales en imágenes satelitales obtenidas con el programa *Google Earth Pro™*. Esta tarea permitió anticiparse a lo que se encontraría en el campo y analizar los lugares más propicios para armar los campamentos correspondientes, considerar cruces de arroyos y ríos, distancias de recorrido, entre otros aspectos que influirían en la logística y duración de la campaña. Una vez en la zona de estudio, se realizaron excursiones expeditivas con el fin de familiarizarse con la geología local y poder elegir los sectores en los que se llevaría a cabo el estudio más detallado.

La campaña tuvo lugar en el mes de Abril del 2017 y contó con una duración de 2 semanas. La misma comenzó en el puesto de Gendarmería Nacional en Punta de Vacas, ubicado en el kilómetro 1202 de la ruta nacional n°7, cerca de la confluencia entre los ríos Tupungato, Vacas, y Cuevas, que se unen para formar el río Mendoza. Desde allí se partió bordeando el río Tupungato, y se realizaron 4 días de caminata hacia la zona de estudio.

Para la realización del trabajo de campo se utilizó una brújula tipo *Brunton*, un *GPS Garmin*, una cinta métrica de 10 m de longitud, una piqueta para extracción de muestras y una cámara de fotos. Se levantaron perfiles litológicos sobre unidades mesozoicas y cenozoicas, en la cabecera del río Blanco, muy cerca del límite internacional con Chile. Para hacerlo se describió la litología observada en la libreta de campo, y se tomaron fotografías para ilustrar el presente trabajo.

Complementa a este trabajo final una labor de gabinete que comprende: la confección de un mapa geológico con el programa *QGIS 2.18*, en el cual se trabajó sobre imágenes satelitales de la empresa *ESRI* (dichas imágenes fueron consideradas las de mayor resolución para el área de estudio), 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 *GIMP*, a partir de observaciones superficiales; y la confección de perfiles estratigráficos mediante el software *SedLog 3.1*. Se utilizó el programa *Inkscape* para la edición de detalle sobre las figuras y fotografías del presente trabajo.

#### 1.4 Antecedentes

Las primeras observaciones geológicas en la zona son realizadas por Charles Darwin en su visita a Sudamérica a bordo del Beagle entre los años 1832 y 1836, luego publicados en el tercer volumen de su libro *“Geological observations on South America”* en 1846. En el mismo dibuja varias transectas cruzando la Cordillera de los Andes, en las cuales describe rasgos litológicos y actitudes de las distintas formaciones que identificó, siendo la más cercana a la zona de estudio la sección levantada por el paso de La Cumbre o paso Cristo Redentor.

Posteriormente Federico Reichert visita la zona periódicamente entre 1905 y 1912, con el objetivo de hacer un relevamiento topográfico. Durante dicha tarea asciende a distintas cumbres como el cerro Los Gemelos, cerro río Blanco, cerro Doris, entre otros, para lo que comúnmente recorrió el valle del río Blanco sobre el que describe algunas características geológicas y geomorfológicas generales. Se destacan menciones y correlaciones de “yesos oxfordianos” con expediciones que había realizado hacia el cerro Aconcagua, observaciones sobre las rocas callovianas del cerro Penitentes, y 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. Allí también describe los ventisqueros con proveniencia desde los macizos del Nevado del Plomo y Juncal, destacando su desemboque hacia el valle del río Plomo y concluyendo que este último, junto con el río Blanco constituyen el principal aporte al río Tupungato de vital importancia para la ciudad de Mendoza.

Más tarde Schiller (1912) durante sus investigaciones para el Museo de La Plata y la Dirección de Minas, Geología e Hidrología del Ministerio de Agricultura, realiza un perfil sobre la ladera norte del valle del río Blanco y Potrero Escondido, describiendo discordancias, litologías y algunas estimaciones de las edades de los afloramientos. Se destacan también fotointerpretaciones y perfiles en perspectiva en las regiones de Puente del Inca y cerro Penitentes.

Es también de importancia el trabajo realizado por Gonzalez Bonorino (1950), que constituye el primero en formato *paper* para la zona. El autor había sido contratado por la Dirección de Minas y Geología del gobierno Argentino en 1946 para realizar un perfil entre Puente del Inca y el límite internacional con Chile, en el marco de un proyecto que preveía la construcción de un túnel para el ferrocarril trasandino. En dicho perfil describe las distintas litologías del basamento y cobertura sedimentaria, caracterizando también sus interrelaciones, actitudes y repeticiones. Se destaca además la propuesta de un modelo de evolución geológica integrado por primera vez para la zona.

Estos trabajos no cuentan 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. El trabajo realizado por Groeber, llevado a cabo entre 1911 y 1942, consistió en rápidas recorridas por la cordillera mendocina entre los 29°30' y los 34° de latitud Sur complementadas por la recopilación de bibliografía de autores como Baulies, Herrero Duclox, Cuerda, Armando y Pascual. Además de la confección del mapa, este trabajo cuenta 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.* (1990).

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, realizan numerosos estudios. Auboin y Borrello (1966), en su intento de comparar la cadena andina a la latitud del Aconcagua con los Alpes, realizan un repaso estratigráfico y estructural hallando similitudes y diferencias que les permiten proponer un modelo de evolución por períodos similares a los que se conocían para la cadena europea en ese tiempo. Posteriormente Vicente *et al.* (1973) estudian en detalle las evidencias e implicancias de la fase sub-hercínica o intersenoniana en la Cordillera Principal, concluyendo que esta constituyó, desde un punto de vista tanto paleogeográfico como tectónico, la fase orogénica principal de la evolución del sector central de los Andes Meridionales. A partir de este trabajo y sumando sus observaciones, Yrigoyen (1972, 1976 y 1979) define límites, litología, características morfoestructurales y evolutivas de la Cordillera Principal, en contexto con la Cordillera de la Costa. Polanski (1972) estudia la zona con el objetivo de realizar la Hoja Geológica 24 a-b cerro Tupungato (escala 1:200.000). El trabajo incluyó descripciones de las unidades aflorantes en forma de perfiles litológicos que indican composición, contenido fosilífero, edad y espesores. Se destacan 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.

Ramos (1985a) ha realizado numerosos aportes al conocimiento de la región del Aconcagua partiendo de sus trabajos expuestos en el Congreso Geológico Chileno de dicho año, entre los que se destaca 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 la migración e instalación de arcos volcánicos con el consecuente desarrollo de cuencas de intraarco y retroarco. Posteriormente, estas ideas son ampliadas en Ramos (1988) donde se detallan las diversas orogénesis y fases que afectaron a la estructuración y desarrollo de la Cordillera Principal, y en Ramos *et al.* (1996) donde diferencia la evolución mesozoica de la Cordillera Principal en la región del Aconcagua, de la de Malargüe y La Ramada. También en Ramos *et al.* (1996) realizan un trabajo

detallado de la geología y estructura de la región, además de geomorfología y un análisis de la evolución tectónica para la Cordillera Principal.

Una mención aparte merece el libro titulado “Geología de la región del Aconcagua” publicado por Ramos, con la colaboración de muchos otros autores y con el apoyo de la Dirección Nacional del Servicio Geológico de la Subsecretaría de Minería de la Nación en 1996. En este trabajo se refuerzan los conceptos que venían siendo propuestos por el autor hasta la fecha brindando además una innumerable cantidad de perfiles estratigráficos, secciones estructurales, mapas, esquemas, fotografías, descripciones geomorfológicas y datos de estudios de discriminación tectónica, geoquímicos, fosilíferos y paleoambientales, entre otros.

Hacia comienzos del presente milenio, se llevaron a cabo distintos TFL dirigidos por Victor Ramos. Una de ellas es Padva (2000), quien trabaja inmediatamente al sur de la zona de estudio, brindando un buen detalle de las formaciones del Grupo Mendoza, Formación Diamante y Formación Juncal, y postulando una posible evolución estructural para la zona. Otro de ellos es el TFL de Rocha (2000) en el que se destaca la identificación por primera vez en la región de la Formación Lotena, y el TFL de Orts (2001) con la descripción de estratos de crecimiento dentro de la Formación Diamante en el río Vacas. Otros TFL de importancia son los realizados por Vitarella (2000), Suárez (2000) y Negro (2002) en el Arroyo Chorrillos que corre en sentido este unos pocos kilómetros al sur de la zona de estudio. Un antecedente de importancia más reciente de autoría de Ramos (2010), es la Hoja Geológica del Tupungato, que si bien tiene su límite norte inmediatamente al sur del valle del río Blanco, es de mucha utilidad para el entendimiento de la geología de la zona de estudio.

Vicente (2005) estudia la fase de levantamiento Pehuenche y esclarece las relaciones entre los Conglomerados Penitentes y Aglomerados Santa María. Luego Vicente y Leanza (2009) realizan observaciones paleontológicas y estructurales en el cerro Penitentes y obtuvieron conclusiones de vital importancia para la estructuración de la Cordillera Principal.

En los últimos años se realizaron los TFL de Rosselot (2017), y Martos (2017), con el objetivo de estudiar las fases de deformación a partir de estudios estructurales, sedimentológicos y de procedencia en unidades sinorogénicas del Cretácico Tardío y Mioceno. Estos estudios se amplían, y profundizan posteriormente, en los TFL de Pérez Frassetto (2018), Acevedo (2018), Peluffo (2020), y Morel (2020). Otros autores como Riesner *et al.* (2017; 2018), que estudian la zona desde un punto de vista estructural y Mackaman-Lofland *et al.* (2019) desde el análisis geocronológico, y de proveniencia, realizan aportes valiosos para el entendimiento cronológico, y general, del área de estudio.

## 2. Marco geológico Regional

A continuación se resume brevemente el contexto geológico regional en el que se encuentra el área de estudio como así los procesos tectónicos que la afectaron en el pasado.

### 2.1 Segmentación Andina

La zona de estudio se encuentra dentro del área definida por Gansser (1973) como Andes Centrales (Figura 3.A). Específicamente los define como el sector de la cordillera comprendido entre el Golfo de Guayaquil a los 4° S, y el Golfo de Penas a los 46°30'S. Más tarde Ramos (1999) define la subdivisión de los Andes Centrales, y denomina al sector incluido entre los 27°S y los 46°30'S Andes Centrales Australes incluyendo un sector de subducción subhorizontal entre los 27°S y los 33°30'S. Actualmente se considera 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, cerca de su límite austral, evidenciado por el retorno de la actividad magmática en el volcán Tupungato que se encuentra algunos kilómetros al sur (Mpodozis y Ramos, 1990).

La Zona de estudio se encuentra dentro de la unidad morfoestructural conocida como Cordillera Principal (Yrigoyen, 1972). Para contextualizar brevemente, de oeste a este se pueden reconocer 6 unidades morfoestructurales: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas (Figura 3.B). Estas últimas dos sólo se presentan en el sector donde la subducción es subhorizontal y la estructuración se propaga hacia el antepaís.

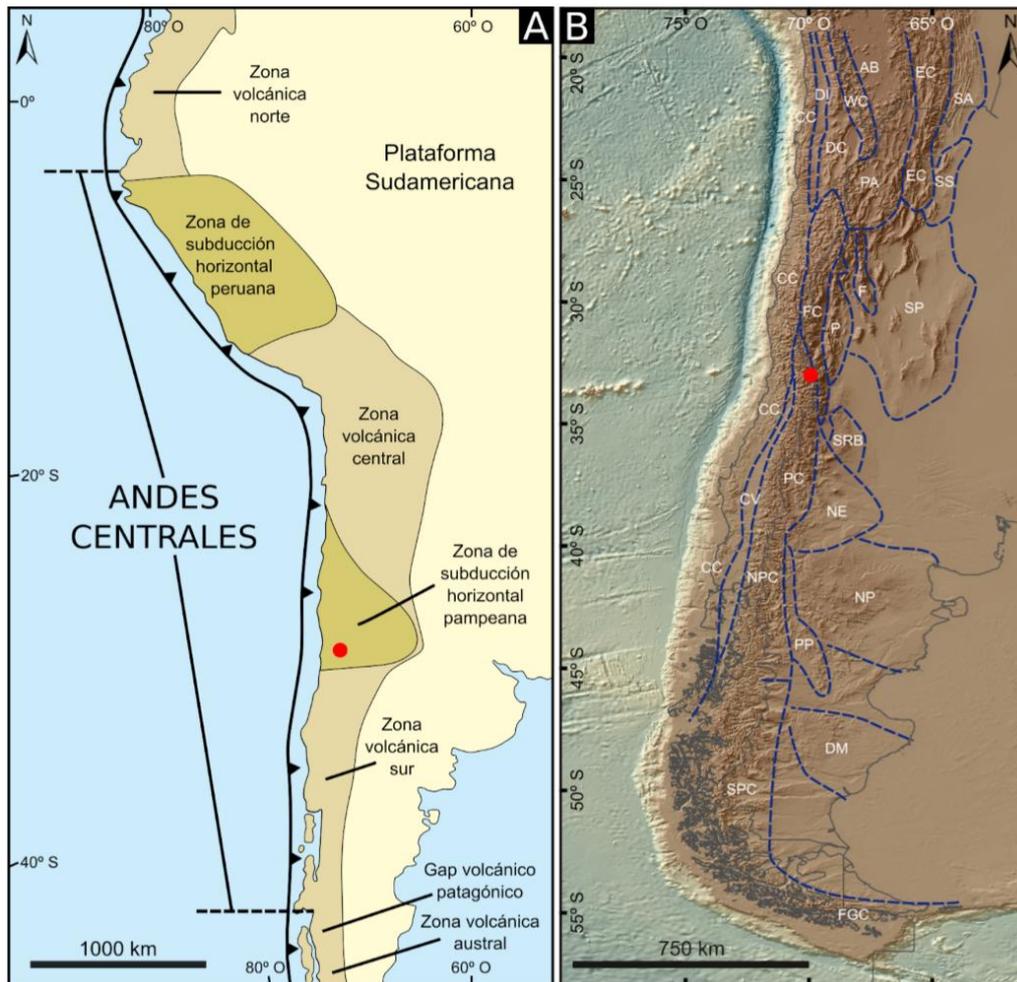


Figura 3. A: División de Los Andes Centrales, tomado y modificado de Ramos (2009). B: Provincias morfoestructurales de Los Andes: CC: Cordillera de la Costa; DI: Depresión Intermedia; DC: Cordillera de Domeyko; WC: Cordillera Occidental; PA: Puna; AB: Altiplano Boliviano; EC: Cordillera Oriental; SA: Sierras Subandinas; SS: Sistema de Santa Bárbara; FC: Cordillera Frontal, en rojo el área de estudio; P: Precordillera; F: Sistema de Famatina; SP: Sierras Pampeanas; CV: Valle Central; PC: Cordillera Principal; NE: Engolfamiento Neuquino; SRB: Bloque de San Rafael; NPC: Cordillera Norpatagónica; PP: Precordillera Patagónica; NP: Macizo Norpatagónico; SPC: Cordillera Surpatagónica; DM: Macizo del Deseado; FGC: Cordillera Fueguina. Tomado y modificado de Folguera *et al.* (2016).

La Cordillera Principal está compuesta por una serie de fajas plegadas y corridas que afectan a depósitos volcánico – sedimentarios de edad mesozoica y cenozoica. Según sus características estructurales, se ha dividido a la Cordillera Principal en las provincias de Mendoza y San Juan en 3 sectores: la faja plegada y corrida de La Ramada en la provincia de San Juan con deformación sujeta a inversión de estructuras extensionales triásicas (Mackaman-Lofland *et al.*, 2019) 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 durante el Triásico (Figura 4).

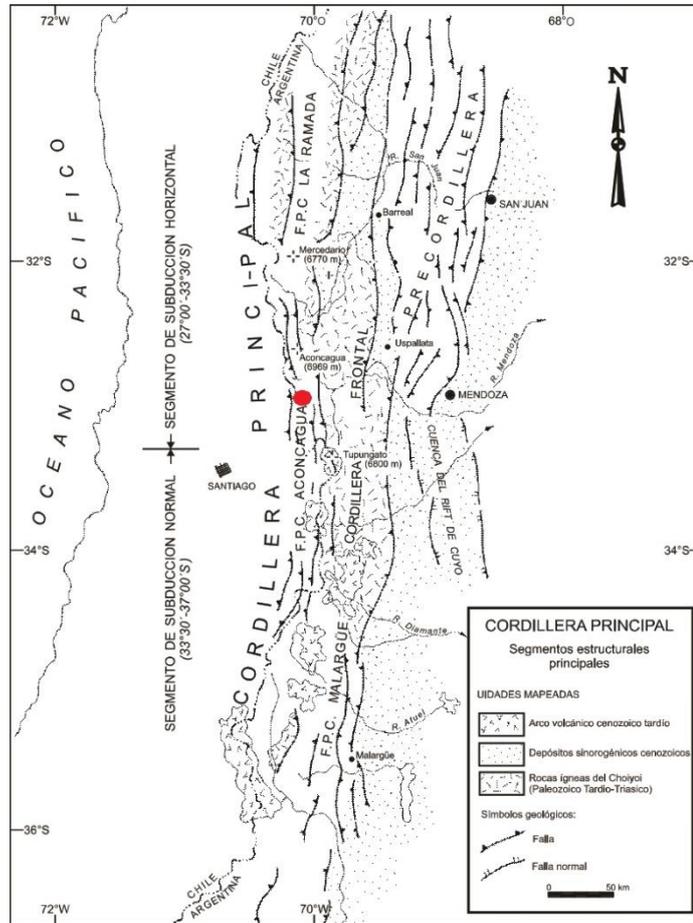


Figura 4. Subdivisión de la Cordillera Principal en 3 fajas plegadas y corridas: de norte a sur FPC de la Ramada, FPC del Aconcagua, y FPC de Malargüe. El círculo rojo representa el área de estudio. Tomada y modificada de Ramos *et al.* (1996).

La zona de estudio se halla dentro de la faja plegada y corrida del Aconcagua, ésta ha sido interpretada en su sector frontal como de piel fina, y no posee depósitos de edades triásicos y jurásicos tempranos, posiblemente por haber sido un alto topográfico para aquellos tiempos (Ramos *et al.*, 1996 y Ramos 1999). Esta faja plegada y corrida presenta un sector autóctono, el cual no ha sufrido transporte tectónico, y se encuentra al este del área mapeada. En este sector también aflora el basamento. Hacia el cordón limítrofe, se reconocen tres corrimientos principales de rumbo aproximado norte-sur, que se encuentran representados en el mapa del presente trabajo. Estos corrimientos generan la repetición de secuencias, por lo que se refiere al área delimitada entre ellos como láminas de corrimientos, siendo la primera la adyacente al sector autóctono.

Estudios recientes (Olivar *et al.*, 2018), han sembrado la duda de que la faja plegada y corrida del Aconcagua no es completamente epidérmica, y han planteado cierto grado de participación del basamento en la estructuración a partir de la sismicidad registrada. Estos datos apoyan los estudios de autores como Auboin y Borrello quienes en 1966 han insinuado que parte de la deformación se debe a “accidentes de zócalo”. Otros autores como Giambiagi (2003) y Vicente y Leanza (2009) también han propuesto deformación de piel gruesa. Inmediatamente hacia el este de la zona de estudio comienza la Cordillera Frontal, caracterizada por un bloque de basamento constituido por magmatismo permo-triásico, que cubre en discordancia angular a sedimentitas neopaleozoicas.

## 2.2 Evolución Tectónica

Charrier *et al.* (2015) realizan una revisión de los distintos ciclos orogénicos que afectaron a las unidades morfoestructurales mencionadas anteriormente entre los 31° y 37°S. El primer ciclo, denominado Pampeano por Aceñolaza y Tosselli (1976), tuvo lugar desde el Neoproterozoico hasta el Cámbrico temprano y se evidencia en la sedimentación y deformación de las Sierras Pampeanas Orientales. Esta deformación es causada 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 también procesos acrecionales y se extiende desde el Ordovícico tardío hasta el Devónico tardío. A inicios de este ciclo se produce la orogenia oclóyica, relacionada con la acreción del terreno Cuyania al margen occidental de Gondwana (Pampia). Hacia el final del ciclo se produce la orogenia chánica, en la cual la subducción de la corteza oceánica bajo el margen occidental de Gondwana cerró el océano Iapetus y acrecionó al terreno de Chileña. Más tarde se produce el ciclo Gondwánico, iniciado en el Carbonífero temprano, en el que se destaca la migración del arco magmático hacia el antepaís deformando la Cordillera Frontal y el bloque de San Rafael. Ramos y Folguera (2009) justifican la migración del arco mediante variaciones del ángulo de subducción de la losa oceánica, proceso que habría continuado hasta el Pérmico tardío. Luego se inicia el ciclo pre – andino que tiene lugar hasta el Jurásico temprano. El mismo se caracteriza por la instalación de un régimen extensional, con reactivación normal de suturas, y marca el inicio de la disgregación del continente de Gondwana. El quinto ciclo es el andino, el cual se extiende desde el Jurásico temprano hasta la actualidad, y se compone de diversas fases de deformación que han originado discusiones acerca de su importancia relativa en la evolución de la faja plegada y corrida. El ciclo Andino se inicia con un régimen de esfuerzos extensionales 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, 1988). Luego, tienen lugar una serie de eventos compresionales a partir de 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. La misma continúa durante la fase Incaica en el Eoceno tardío - Oligoceno temprano. En el Mioceno tardío se implanta una zona de subducción horizontal en la región pampeana, durante la fase Quechua, esto conlleva la migración de la estructuración y magmatismo hacia el antepaís. Este proceso continúa en la fase Diaguita del Plioceno tardío (Figura 5).

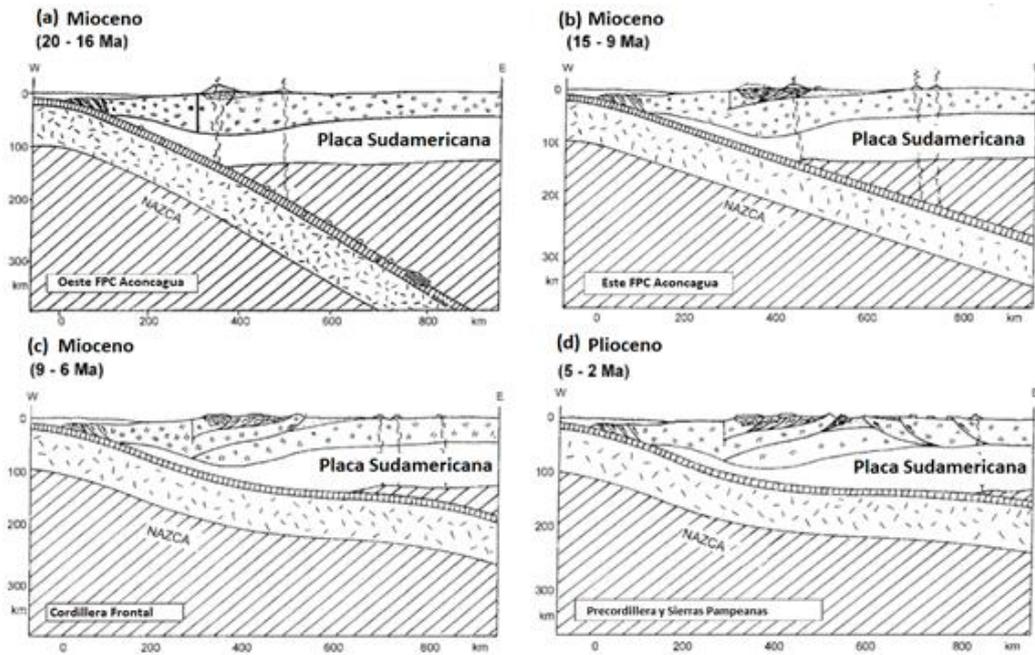


Figura 5. Etapas de la evolución de los Andes durante el Cenozoico tardío asociados a la somerización de la placa de Nazca. (a) Subducción normal, estadio previo a la somerización. (b) comienzo de la somerización de la placa hacia los 11Ma. (c) máxima deformación, propagación del frente orogénico y migración del arco volcánico. (d) última actividad volcánica del arco. Tomado y modificado de Ramos *et al.* (2002).

En la zona de estudio las secuencias mesozoicas, de naturaleza sedimentaria marina y continental, yacen discordantes sobre el basamento. Esto se debe a que la región constituye un alto estructural hasta mediados del Jurásico, momento en el que aumenta la subsidencia y permite la ingresión del mar. Dicho alto estructural recibe el nombre de Alto del Tigre según Groeber (1951) y Ramos *et al.* (1996). Este proceso da origen a la cuenca neuquino-aconcagüina al unirse los depocentros de las cuencas de La Ramada y Neuquina (Figura 6). Los depósitos cretácicos tardíos y cenozoicos son principalmente resultado de la depositación de sedimentos generados a partir de la erosión de rocas levantadas progresivamente durante la estructuración de la Cordillera Principal. Por encima puede encontrarse una cobertura cuaternaria que consiste principalmente en depósitos sedimentarios glaciares, fluviales, y de remoción en masa.

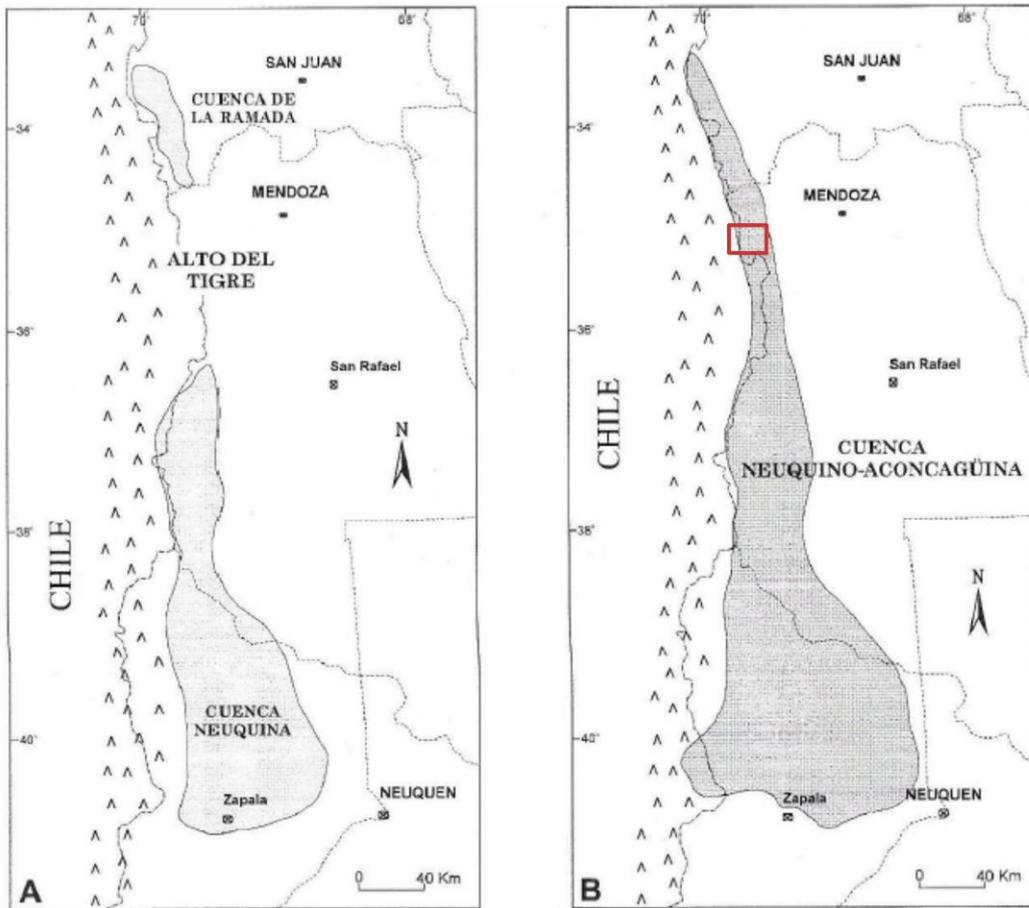


Figura 6. Evolución de los depocentros en las Provincias de San Juan, Mendoza y Neuquén. En A se esquematiza la ubicación de los mismos para el Jurásico temprano a medio. En B puede apreciarse la unión de ambas cuencas para el Calloviano. En recuadro rojo se representa el área de estudio del presente trabajo. Tomado y modificado de Ramos *et al.* (1996).

### 3. Estratigrafía

En el presente capítulo se desarrolla una breve síntesis de la estratigrafía de la región que incluye antecedentes, características generales, y fotos de campo. Las secuencias pueden agruparse en tres ciclos que dan origen al basamento pre-jurásico, a una sección compuesta por secuencias transgresivas y regresivas mesozoicas, y a depósitos cenozoicos. Si bien el basamento prejurásico se ha observado durante la campaña, no ha sido objeto de un análisis detallado. En cuanto a los depósitos mesozoicos, y cenozoicos objeto de estudio del presente trabajo, sus afloramientos en el valle del río Blanco se analizan con mayor detalle en el capítulo 4. Al estar la zona de estudio situada sobre el Alto del Tigre, según Ramos *et al.* (1996), existe un hiatus para el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, retomándose el registro en el Jurásico Medio-Tardío con los depósitos asignados a la Formación La Manga.

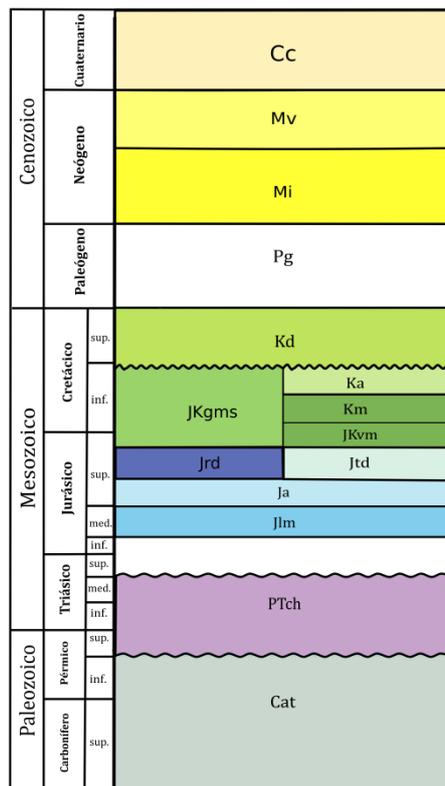


Figura 7. Cuadro estratigráfico de la zona de estudio. Referencias: Cat – Alto Tupungato; PTch – Grupo Choiyoi; Jlm – La Manga; Ja – Auquilco; Jrd – Río Damas; JKgms – Grupo Mendoza Superior; Jtd – Tordillo; JKvm – Vaca Muerta; Km – Mulichinco; Ka – Agrio (estos tres últimos mapeados como Grupo Mendoza superior) Kd – Diamante; Pg – Paleógeno; Mi – Intrusivos miocenos; Mv Secuencia volcano-sedimentaria; Cc – Cobertura sedimentaria Cuaternaria.

### 3.1 Formación Alto Tupungato

Las primeras referencias sobre estas rocas son efectuadas por Darwin (1846), Ave Lallement (1892), y Schiller (1912). Estos autores trabajan en las inmediaciones de la localidad de Punta de Vacas (al norte de Puente del Inca) y reconocen pizarras, esquistos metamórficos, y grauvacas. En el valle del río Tupungato, Polanski (1958) define la localidad tipo y le da categoría de Formación a este conjunto de rocas. Los depósitos afloran también en el río de las Vacas y Cuevas. Posteriormente, Polanski (1972) correlaciona, hacia el este mediante engranaje lateral, esta formación con la Formación El Plata. Se sabe que la Formación El Plata es carbonífera inferior gracias a su contenido fosilífero, y por tanto se le asigna a la formación Alto Tupungato igual edad. Por otro lado, la presencia de cuerpos intrusivos al norte y al este de la zona de estudio limitaría la edad mínima de la Formación Alto Tupungato al Pérmico temprano, según fósiles atribuibles a la *Fauna de Eurydesma* del Pérmico inferior de Gondwana (Gonzalez, 1977). Más tarde se concluye que tanto la Formación El Plata, como la Formación Alto Tupungato son de edad Carbonífero superior luego de realizar una revisión de las evidencias paleontológicas López Gamundi *et al.* (1987) y Azcuy (1993). Finalmente la Formación Alto Tupungato fue asignada al Carbonífero superior – Pérmico inferior por Pérez y Ramos (1996) tras reunir las evidencias paleontológicas y estratigráficas.

La formación presenta un arreglo sedimentario que corresponde a secuencias granodecrecientes, estratificación paralela y estructuras de calcos de flujos, por lo que se interpreta como depósitos de facies turbidíticas (Ramos (1985a). Puesto que la base de la formación no aflora se hace difícil estimar su espesor, sin embargo Polanski (1972) le atribuye un espesor de 1000 m, mientras que Pérez y Ramos (1996) determinan el que el mismo es de 3000 metros.

En la localidad tipo la litología de la Formación Alto Tupungato consiste en grauvacas homogéneas de color gris oscuro, con pelitas en proporción variable, y presenta estratificación poco definida. Pérez y Ramos (1996), y Rocha (2000) la describen como una unidad intensamente deformada caracterizada por pliegues volcados y apretados en los alrededores de la confluencia entre el río Blanco y el río Tupungato.

En el campo se han reconocido pelitas y areniscas intensamente deformadas, con estratificación poco definida, aunque es posible distinguir por sectores zonas con laminación paralela, laminación ondulítica, y calcos de flujo (Orts, 2001; Ramos, 1985a). Los afloramientos son de color negro y no se han registrado fósiles en las secciones observadas (Figura 8). La formación presenta una actitud aproximada norte – sur (rumbo promedio 160°) e inclinaciones que fluctúan entre 55° y 66° hacia el oeste. En la zona de estudio se identificó a la unidad en cuestión en el valle del río

Tupungato principalmente, y hacia el sector oriental del Valle del río Blanco, fuera del área mapeada. Como se expuso anteriormente su base no aflora, mientras que su relación de techo con el Grupo Choiyoi suprayacente se describe como una discordancia angular (Figura 9), generada durante la fase de deformación sanrafaélica (Ramos, 1988).



Figura 8. Vista hacia el este de un afloramiento de la Formación Alto Tupungato en la confluencia entre los ríos Blanco y Tupungato

### 3.2 Grupo Choiyoi

Stelzner (1873), Ave Lallement (1892), Schiller (1912) y Stappenbeck (1917) son los primeros autores en mencionar cuerpos ígneos pre-jurásicos en distintos sectores de la Cordillera Frontal, bajo la denominación de “pórfitos cuarcíferos”. Groeber (1918 y 1946) también hacen mención de estas rocas, a las que se refiere como “Choiyolitense” en la región de Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. Polanski (1963) divide a las rocas de este sector en tres complejos de base a techo: uno basáltico, uno andesítico-dacítico y uno riódacítico-riolítico. Caminos (1965, 1979) describe parte del grupo como rocas volcanoclásticas ácidas en el Cordón del Plata. Posteriormente Rolleri y Criado Roque (1968, 1969,) agrupan a todas las volcanitas de la Cordillera Frontal y Precordillera bajo el nombre de Formación Choiyoi, que posteriormente adquiere la categoría de grupo, y le asignan edad Permo-Triásica. Martínez y Giambiagi (2010) diferencian al Grupo en una sección inferior formada por lavas basálticas y andesíticas, una sección media compuesta por ignimbritas riolíticas

líticas, cristalinas y vítreas, y una sección superior integrada por pórfidos graníticos e intrusivos graníticos. Los mismos autores realizan un estudio estadístico sobre edades obtenidas en muestras tomadas cerca de la zona de estudio, y acotan su rango temporal entre 230 y 264 Ma. Este resultado es congruente con la datación de  $266 \pm 6$  Ma que realizan sobre una sucesión volcánica mediante isótopos K/Ar. Debe tenerse en cuenta sin embargo, que el método de isótopos K/Ar es susceptible a reseteos. Sato *et al.* (2015) publican dataciones de rocas ubicadas escasos kilómetros al norte de la zona de estudio, y a partir de isótopos U-Pb en circones detríticos y obtienen edades de entre 247 y 286 Ma. Por otro lado teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas, que permiten acotar la edad máxima posterior a la de la Formación Alto Tupungato y la edad mínima previa a la de las secuencias jurásicas que lo suprayacen, se le atribuye al grupo una edad Pérmico inferior - Triásico inferior a medio (Ramos *et al.* 2010).

Desde el punto de vista genético, Zeil (1981) interpreta inicialmente a esta asociación como producto de un rift mecánico. Ramos *et al.* (1996) proponen que los términos basales del Grupo Choiyoi habrían sido generados por un arco magmático emplazado en el margen suroccidental de Gondwana, y que el mismo se habría diferenciado y acidificado hacia los términos superiores. Luego Kay *et al.* (1989) y Sruoga y Llambías (1992) reinterpretan a estas sucesiones como magmatismo producto de la actividad de un arco volcánico que es interrumpido y cesa su actividad hacia el límite Permo-Triásico. Posteriormente se habría instalado un sistema extensional que da origen a los términos superiores y ácidos del grupo. Ramos y Folguera (2009), y Martínez y Giambiagi (2010) proponen a partir de características geoquímicas y del análisis de la fase orogénica San Rafael, que el Grupo Choiyoi es producto de una inyección astenosférica y calentamiento sublitosférico gatillado por la verticalización de la losa oceánica subducida, producto de un engrosamiento de la litosfera y la eclogitización de su base. Del Rey *et al.* (2016) proponen que el magmatismo que dio origen a las rocas que constituyen al Grupo Choiyoi se habría generado por un aumento en el ángulo de subducción de la losa oceánica, sin interrupción de la subducción, y lo justifican por cambios en el vector de deriva de Gondwana.

En Cordillera Frontal, el espesor del grupo promedia los 2.000 m (Heredia *et al.*, 2012) y aunque se acuña hacia el oeste, puede estimarse que en la zona de estudio supera los 150 m de potencia (Martos, 2017).

En el área de estudio, el Grupo Choiyoi se encuentra tanto en la ladera norte, como en la ladera sur del valle del río Blanco, y se ubica en las inmediaciones de la confluencia con el arroyo del Potrero Escondido, fuera del área mapeada. Martos (2017) estudia bajo microscopio petrográfico una muestra de la unidad en contacto con los Conglomerados Penitentes, y la describe como una roca volcánica hipocristalina de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa inmersos en una

pasta de textura felsítica desvitrificada a un fino agregado de cuarzo microcristalino y feldespato potásico. Si bien el grupo no forma parte de las laderas del valle del río Tupungato se lo puede visualizar discordante sobre la Formación Alto Tupungato (Figura 9), exponiendo afloramientos rojizos, formados por rocas piroclásticas y volcanoclásticas félsicas. En la ladera sur se reconocen hacia el tope del grupo, rocas volcánicas de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y pasta de color rosa (Figura 10). Pérez Frasette (2018) clasifica las muestras de mano obtenidas en la zona de estudio como riolitas.

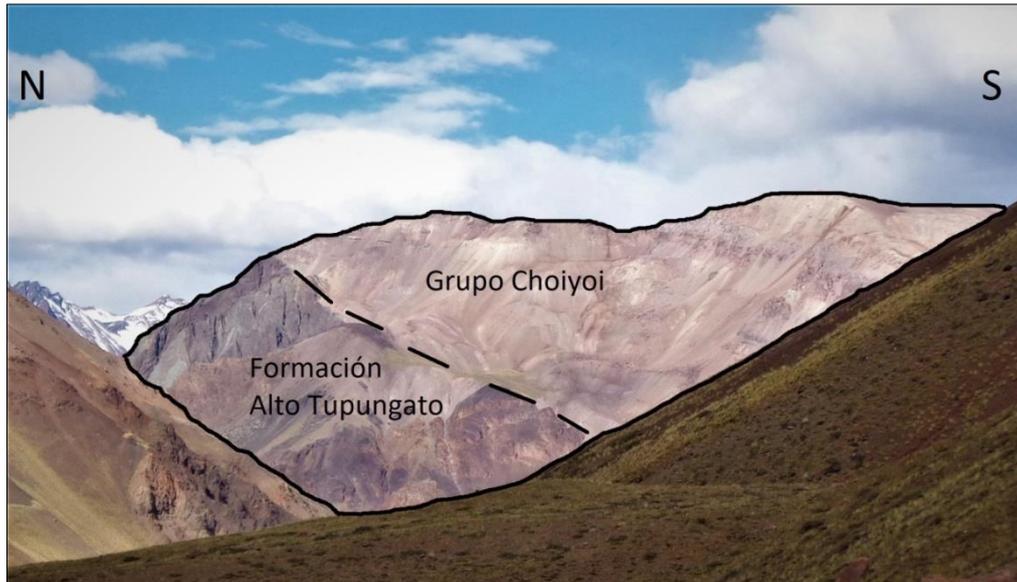


Figura 9. Vista hacia el este del valle del río Blanco. Se observa la Cordillera Frontal con afloramientos de la Formación Alto Tupungato y del Grupo Choiyoi. Nótese la discordancia angular debido a la fase Sanrafaélica.

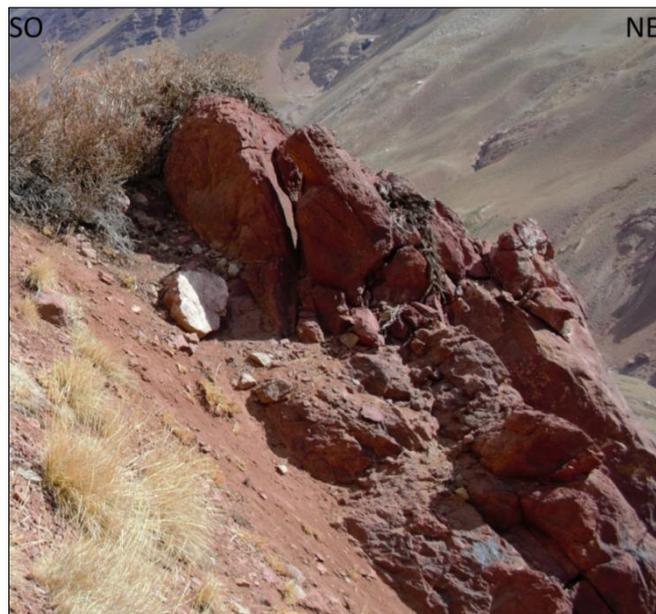


Figura 10. Afloramiento de los términos riolíticos del Grupo Choiyoi en la ladera sur del valle del río Blanco.

### 3.3 Grupo Lotena

El grupo lo define inicialmente Groeber (1946) como Loteniano, y lo divide en una sección inferior, una superior y el chacayano. Más tarde, Legarreta y Gulisano (1989) quienes estudian a la unidad desde la estratigrafía secuencial, la denominan Mesosecuencia Lotena, caracterizada como facies clásticas marinas, continentales y evaporíticas. La secuencia adquiere la categoría de Grupo Lotena luego del trabajo de Leanza (1992) que define su base en la discordancia Loténica, y su techo en la discordancia Araucánica (Leanza, 2009).

La sucesión comienza con la Formación Lotena que evidencia un período de sedimentación clástica tanto marina como continental, pero que no aflora en el área de estudio. Luego la Formación La Manga exhibe la progradación de una plataforma carbonática, la cual finaliza con una retirada del mar (episodio de desecación), expuesto en la Formación Auquilco; estas últimas formaciones afloran en la zona de trabajo y se describen a continuación.

#### 3.3.1 Formación La Manga

Groeber (1918, 1946) es el primero en referirse a esta unidad como “calizas azules”, destacando su extensa distribución areal entre las provincias de Neuquén, Mendoza y San Juan. Stipanovic y Mingramm (1952) se refieren a las secuencias calcáreas depositadas por encima del calloviano como “Manguense”. Más tarde Stipanovic (1966) realiza una descripción de las secuencias aflorantes en los alrededores de Puente del Inca, y les da el nombre de “La Manga” a este conjunto de rocas que divide en tres secciones. Una inferior, constituida por conglomerados y areniscas lítico-cuarzosas, una sección media compuesta por calizas y conglomerados, y una sección superior constituida por paquetes de carbonatos. Por otro lado destaca el gran contenido fosilífero que presenta la unidad.

En el área de estudio la formación La Manga aflora únicamente en el sector autóctono, en la ladera sur del valle del río Blanco y alcanza aproximadamente los 100 m de espesor. Según Acevedo (2018) los afloramientos, que no presentan fósiles, exhiben alternancia entre conglomerados rojizos predominantes (Figura 11) y calizas rosadas. Los clastos de la porción conglomerádica son de volcanitas ácidas, arenas y calizas de hasta 20 centímetros. La formación se apoya discordante sobre brechas volcánicas, y hacia el tope de la secuencia presenta un banco de calizas oolíticas que

limitan neta a transicionalmente con las evaporitas de la Formación Auquilco (Acevedo, 2018).



Figura 11. Vista hacia el sur de un afloramiento de la Formación La Manga, en el sector autóctono, sobre la ladera sur del valle del río Blanco, al este del área mapeada. Se destaca la porción conglomerádica rojiza dominante

Legarreta y Gulisano (1989) interpretan el ambiente depositacional de la formación como marino durante un período de mar regresivo. Lo Forte (1996) caracteriza el ambiente depositacional de la unidad como una cuenca en su estadio inicial de relleno. La autora justifica la gradación de los depósitos clásticos fluviales ubicados en la base de la unidad, hacia los carbonatos suprayacentes con un aumento en la subsidencia de la cuenca; por otro lado le atribuye a la formación edad mesocalloviana a oxfordiana, según su contenido fosilífero. Acevedo (2018) asigna los bancos de conglomerados a sistemas fluviales canalizados de alta energía, y caracteriza a los carbonatos como de plataforma somera que estuvo expuesta a erosión.

### 3.3.2. Formación Auquilco

Schiller (1912) hace referencia por primera vez a estas rocas que denomina “Yeso Principal” en afloramientos cercanos a Puente del Inca. Weaver (1931) utiliza la denominación de Auquilco para esta formación, y Groeber (1946) instala la utilización del término Auquilcoense. Polanski (1972) destaca en la Hoja Geológica de Tupungato,

que la unidad se encuentra en la base de los diferentes corrimientos presentes en el sector cordillerano. Años después Lo Forte (1996) describe la litología de la unidad como yeso y anhidrita de color blanco a grisáceo, con posibles intercalaciones de finas láminas de areniscas finas y limolitas.

Durante la campaña, la unidad se ha reconocido solamente en sus facies de anhidrita blanquecina a grisácea. En el área de estudio la formación actúa como nivel de despegue de las láminas de corrimiento que estructuran a la Cordillera Principal, por lo que su contacto inferior es en ocasiones neto con la Formación La Manga, y en la mayoría de los casos tectónico. Su contacto superior es en ocasiones paraconcordante con la Formación Tordillo y en otras con los términos superiores del Grupo Mendoza (Figura 12).

Es preciso estimar la edad de la formación en base a las relaciones estratigráficas apreciables en el sector autóctono. Tomando su contacto inferior y superior, Ramos *et al.* (1996) le atribuyen a la unidad edad Oxfordiano tardío - Kimmeridgiano temprano. La formación se correlaciona con la sección superior de la Formación Río Colina, situada en la vertiente chilena, que presenta abundante fauna de amonites de edad oxfordiana (Álvarez, 1996).

Una estimación precisa de su espesor es extremadamente difícil debido al comportamiento dúctil que adopta la formación al deformarse. En el campo se observan engrosamientos y evidencias de diapirismo que permiten realizar un seguimiento de los frentes de corrimiento (Figura 13).

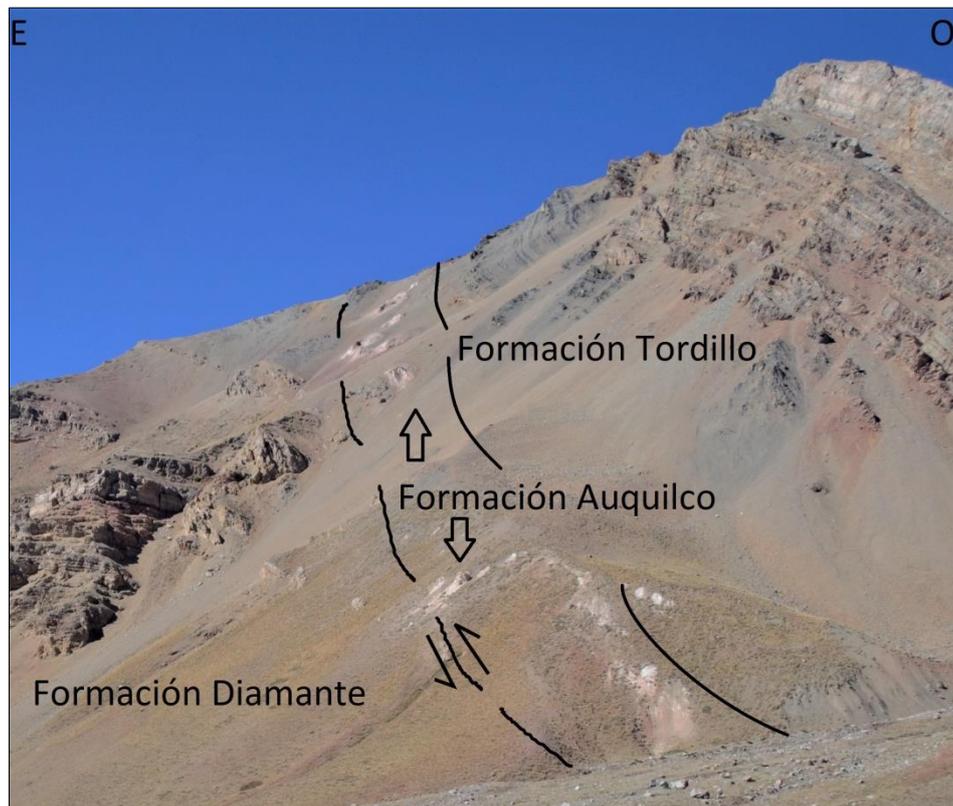


Figura 12. Vista hacia el Sur de un afloramiento de la Formación Auquilco en la ladera sur del valle del río Blanco. La unidad actúa como nivel de despegue de la primera lámina de corrimiento. Su contacto inferior es tectónico con la Formación Diamante, mientras que su contacto superior es concordante con la Formación Tordillo.

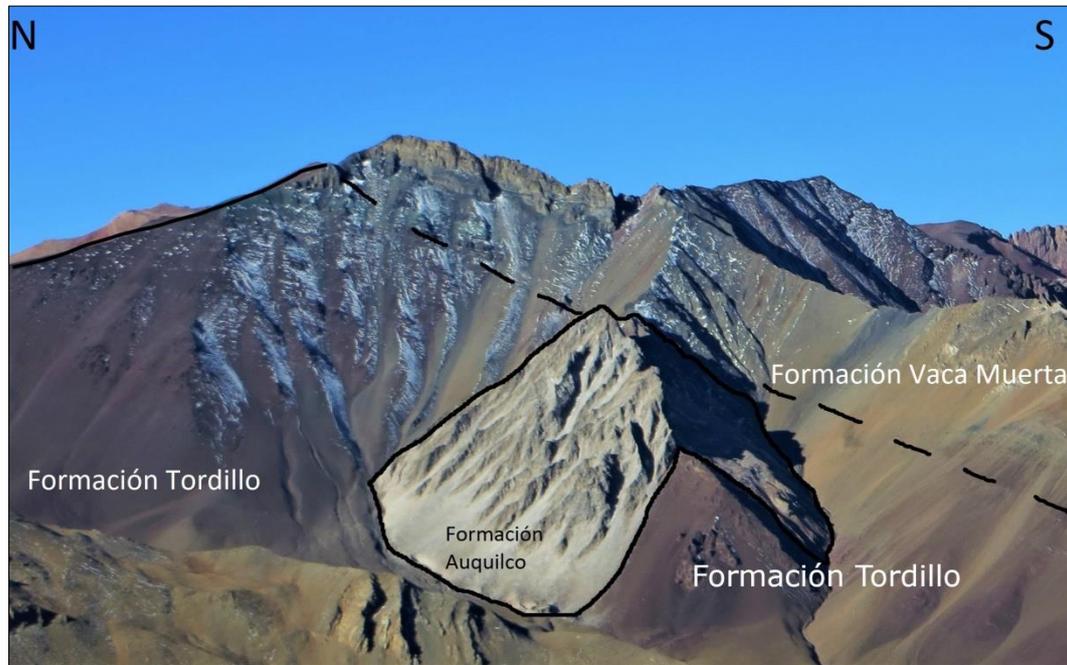


Figura 13. Vista al este de diapiro de la Formación Auquilco, entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta, sobre el margen norte del valle río Blanco.

El ambiente de depositación de la Formación Auquilco ha sido descrito según Gulisano *et al.* (1984) como marino hipersalino, desarrollado durante un período de restricción del medio marino sin desconexión total y con aporte clástico casi nulo. Ramos *et al.* (2010) señalan que el ambiente de depositación ha sido marino, hipersalino restringido.

### 3.4 Grupo Mendoza

El primero en referirse a estas rocas es Groeber (1946) que las llama "Mendociano" y destaca que esta unidad marca el inicio del ciclo Ándico. Más tarde Stipanovic *et al.* (1968) describen la litología y le confieren a la unidad la categoría de grupo. En su localidad tipo se diferencian distintas formaciones que componen al grupo, y cada una cuenta con su sedimentación característica. La formación inferior del grupo se denomina Tordillo y está representada por sedimentación continental, por encima se ubica la Formación Vaca Muerta, representada por pelitas y margas; suprayacen depósitos calcáreos ricos en ostreidos que componen la Formación

Mulichinco, y por último se encuentran las pelitas y calizas de la Formación Agrio. La edad del grupo se conoce con precisión gracias a su abundante contenido fosilífero. A continuación se describen las formaciones individualmente.

#### 3.4.1 Formación Tordillo

Burckhardt (1900) y Gerth (1931) son los primeros en describir estas rocas como areniscas y conglomerados rojos del Malm. Groeber (1946) sin embargo es el primero en referirse a una potente secuencia clástica rojiza como Tordillense en su localidad tipo río Tordillo, sur de la provincia de Mendoza. Años más tarde es Stipanovic (1966) quien le da el nombre definitivo de Formación Tordillo.

En el área de estudio la Formación se encuentra tanto en el sector autóctono como en las sucesivas láminas de corrimiento. Los afloramientos dentro del bloque autóctono corresponden a conglomerados de color verde y se encuentran cubiertos por una superficie de detritos cuaternarios moderadamente vegetados (Figura 14). El contacto con la Formación Auquilco se encuentra tapado al igual que el contacto con la Formación Vaca Muerta, suprayacente (Pérez Frasette, 2018). En Acevedo (2018) se realiza un análisis detallado de la unidad sobre el sector autóctono, un perfil sedimentario, y se describen cortes petrográficos de textura matriz sostén, con clastos de cuarzo y volcanitas de composiciones félsicas y máficas.

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

Lo Forte (1996) describe en la primera lámina de corrimiento, que la formación se compone por conglomerados calcáreos cubiertos por un paquete de areniscas rojas calcáreas. La autora reconoce que tanto en el autóctono como en la primera lámina de corrimiento, los clastos pertenecen a volcanitas ácidas y carbonatos, y propone una proveniencia desde el este, producto de la erosión del Grupo Choiyoi y la Formación La Manga, respectivamente. En cambio, los sedimentos observados en la segunda y tercera lámina de corrimiento habrían sido aportados desde el oeste, ya que hacia allí aumenta el tamaño de grano de los conglomerados, como así, la participación volcanoclástica y lávica (Lo Forte, 1996). Estas observaciones coinciden con la clasificación de proveniencia de clastos de Dickinson *et al.* (1983), en la que la Formación Tordillo en estas láminas clasifica como depósitos de arco no disectado, según Acevedo (2018). En la segunda lámina, puede dividirse a la unidad en un

miembro inferior compuesto por areniscas y conglomerados rojos (Figura 15), y un miembro superior formado por arenas verdes menos potentes.

El espesor de la unidad es altamente variable y está comprendido entre 40 y 550 m (Ramos *et al.* 2010). En la zona de estudio, existe un notorio cambio de espesores que alternan desde 40 hasta 400 m según las distintas láminas de corrimiento Martos (2018). Cegarra (1994), Lo Forte (1996), Giambiagi *et al.* (2001), Giambiagi (2003), y Giambiagi *et al.* (2005), estudian la variabilidad de la potencia de la formación inmediatamente al sur de la zona de trabajo, y proponen que la misma representa depósitos de relleno de hemigraben. Acevedo (2018) muestra que hay un descenso en la granulometría de los sedimentos hacia el oeste, y lo relaciona con una profundización del depocentro de la cuenca en esa dirección. El rumbo aproximado de la unidad es N-S a NE-SO y exhibe un amplio rango de inclinaciones hacia el oeste, producto de los plegamientos presentes en la Cordillera Principal.



Figura 14. Conglomerado polimíctico de la Formación Tordillo en un afloramiento ubicado en el margen sur del río Blanco, en las adyacencias de la falla Quebrada Blanca, tomada de Acevedo (2018).

La unidad no presenta fósiles aptos para dataciones, por lo que su edad se basa en criterios estratigráficos y geocronológicos. La base se halla en discordancia con la Formación Auquilco, a esta discordancia se la define en Cuenca Neuquina como intramálmica o araucánica y es de edad oxfordiana superior (Stipanovic y Rodrigo, 1970). El techo se encuentra en paraconcordancia con la Formación Vaca Muerta, de edad tithoniana temprana (Ramos *et al.*, 2010).

Dataciones realizadas por Naipauer (2016) en el sector norte de la faja plegada y corrida de Malargüe, a partir del método de isótopos U-Pb en circones detríticos, revelan edades máximas de depositación entre 152 y 143 Ma. Más recientemente Mackaman – Lofland *et al.* (2019) obtienen valores máximos de  $159,2 \pm 3,3$  Ma en el sector central de la faja plegada y corrida de La Ramada, y valores de  $142,2 \pm 8,6$  Ma en el sector occidental. Según las dataciones radimétricas mencionadas la Formación Tordillo se ubica temporalmente entre el Oxfordiano tardío y el Berriasiano medio, sin embargo por sus relaciones estratigráficas, no podría ser más joven que el Tithoniano Temprano, cuando comienza a depositarse la Formación Vaca Muerta, suprayacente. Esta inconsistencia tendría solución si se modificara el límite Jurásico – Cretácico.

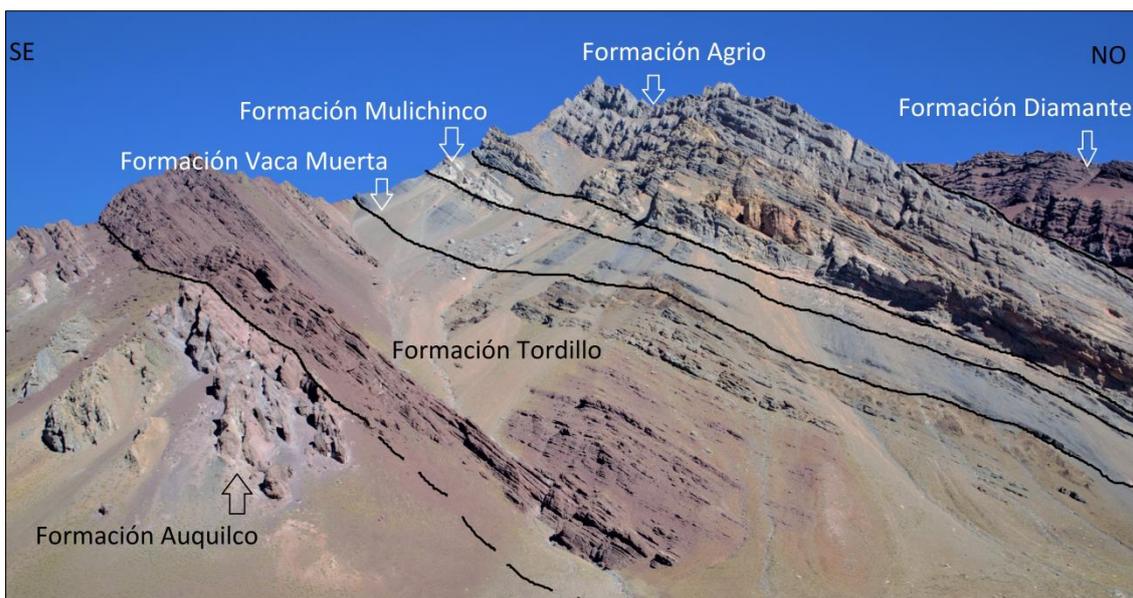


Figura 15. Afloramiento del miembro inferior de la Formación Tordillo en la segunda lámina de corrimiento del presente trabajo, predominan areniscas y pelitas rojas.

Respecto al marco tectónico Ramos (1985a y b) propone que para la edad de sedimentación de la Formación Tordillo, un sistema extensional controlaba el espacio de acomodación, por tanto la unidad se habría depositado como relleno de hemigrabenes.

En cuanto al paleoambiente de depositación, es interpretado como continental, representado por depósitos de sistemas de abanicos aluviales, ríos entrelazados, lacustres y de playa (Ramos *et al.*, 2010).

### 3.4.2 Formación Río Damas

El primer trabajo en referirse a estos depósitos volcano – sedimentarios, es Klohn (1960), que estudia esta formación en Chile. El autor describe sedimentitas

clásticas finas y gruesas, de color gris rojizo, con intercalaciones de potentes series de volcanitas andesíticas, de color gris oscuro rojizo y verdoso. También describe la presencia de rocas piroclásticas, en proporciones menores. Así, define a estos afloramientos ubicados en la cordillera fronteriza con Chile, en la región de El Teno y Tinguiririca, con el nombre de Formación Río Damas. El autor le asigna a estos depósitos una edad kimmeridgiana, por sus relaciones estratigráficas, y caracteriza el ambiente depositacional, como continental regresivo, cercano al arco volcánico.

Más tarde, Thiele (1980) en la confección de la hoja geológica de la región metropolitana chilena, describe a estas rocas como sedimentarias continentales de colores rojizos, conformadas en su mayoría por areniscas, conglomerados, y brechas conglomerádicas. También describe brechas volcánicas de composición andesítica, con yesos subordinados.

En la zona de estudio la formación aflora, en la tercera lámina de corrimiento, específicamente en la Cuchilla Mirador. Si bien en otros trabajos finales de licenciatura contemporáneos, se mapean estos afloramientos como Formación Tordillo, aquí se adopta el criterio de Sanguinetti y Cegarra (1991). Los autores exhiben un perfil del Jurásico Superior al este del río Cuevas, en el que distinguen los términos clásticos (Formación Tordillo), de los volcánicos (Formación Río Damas), siendo estas dos formaciones equivalentes lateralmente. En los afloramientos ubicados en la Cuchilla Mirador, la unidad se encuentra en contacto tectónico por encima del Grupo Mendoza superior, y por debajo en contacto angular y erosivo, con la unidad volcano – sedimentaria miocena. Se destaca la presencia de fallamiento normal, característica del ambiente sinextensional en el que se depositó la unidad (Sanguinetti y Cegarra, 1991; Vicente y Leanza, 2009). La litología predominante son depósitos conglomerádicos. Estos a su vez se encuentran intercalados con volcanitas y depósitos volcaniclásticos (Figura 16). Un análisis más detallado sobre la litología, y la estructura, de estos afloramientos se realiza en los capítulos 4 y 5, del presente trabajo, respectivamente.

Sruoga *et al.* (2011) estudian el engranaje lateral entre las formaciones Tordillo y Río Damas, a lo largo de una transecta de latitud 34°45'S. A partir de estudios litofaciales, los autores muestran un claro predominio de productos volcánicos primarios hacia el oeste. También infieren, a partir de la asociación de coladas andesíticas, y potentes espesores de brechas, la existencia de centros eruptivos de edad kimmeridgiana – tithoniana, en la zona del actual límite internacional. Un dato de interés que aporta el mencionado trabajo, es la presencia de minerales de origen metamórfico como la tremolita, lo que se interpreta como efecto posterior del emplazamiento de intrusivos miocenos. En este contexto, Mescua (2011) añade que las lavas de la Formación Río Damas, representan un evento particular de actividad

volcánica acompañado por sedimentación continental, que tuvo lugar durante el Jurásico Tardío en el margen occidental de la Cuenca Neuquina.

Más tarde, Rossel *et al.* (2014) profundizan sobre la génesis de los términos volcánicos. Los autores realizan estudios geoquímicos e isotópicos, y obtienen que las rocas guardan una clara afinidad de arco volcánico, característica de un manto deprimido. Modelan el proceso de formación del magma como una cristalización fraccionada de olivina y plagioclasa, combinada con pequeños volúmenes de asimilación cortical. En el trabajo mencionado, también muestran que importantes volúmenes de magma habrían ascendido a través de planos de fallas normales, activas hacia el Kimmeridgiano – Tithoniano. Los términos efusivos de estos magmas se encuentran representados en las rocas volcánicas de la Formación Río Damas. Mientras que los depósitos clásticos rojizos, característicos de ambiente continental regresivo, se encuentran mejor representados en su equivalente lateral, la Formación Tordillo (Rossel *et al.*, 2014)

Recientemente Junkin y Gans (2019), estudian una sucesión volcánico – sedimentaria en la región de Maule, República de Chile. En el trabajo citado, los autores, publican dataciones U-Pb correspondientes al tithoniano, realizadas sobre circones detríticos y volcánicos, en coincidencia con los estudios mencionados anteriormente. A partir de evidencias sedimentarias en depósitos volcanoclásticos, los autores infieren la existencia de estratovolcanes andesíticos, ubicados a lo largo del margen oeste de la Cuenca Neuquina, hacia el Jurásico medio. Destacan que estos volcanes se encuentran más hacia el Este que los definidos tradicionalmente como el arco volcánico jurásico, por lo que el arco habría tenido una mayor extensión que la considerada previamente. En cuanto al ambiente tectónico, interpretan a partir de datos sedimentológicos y geocronológicos, que la Formación Río Damas registra una regresión del Jurásico tardío, como consecuencia de levantamiento tectónico.

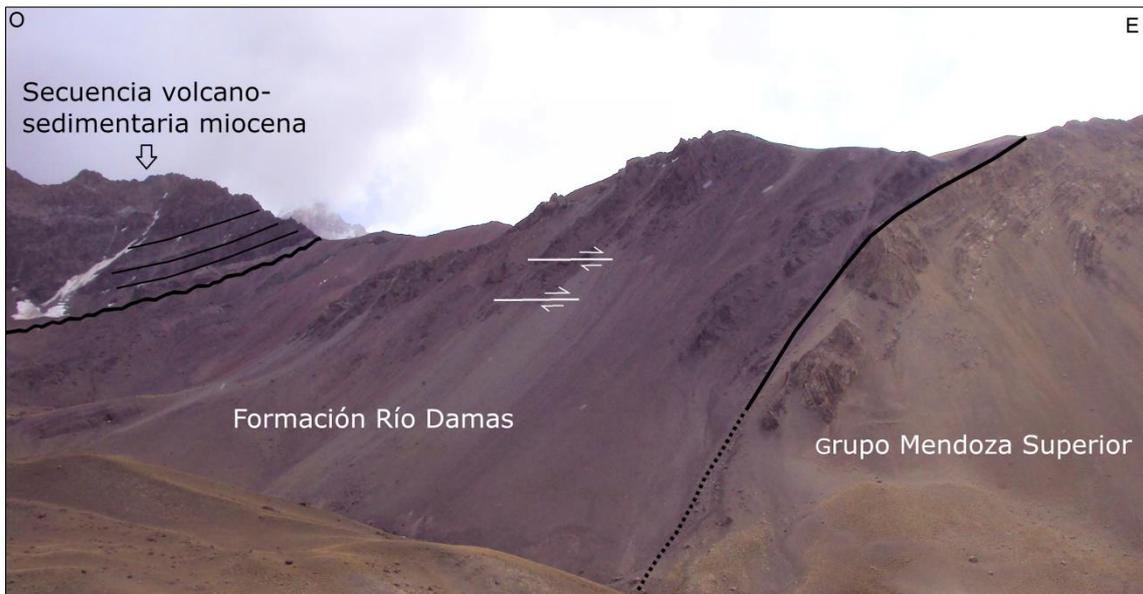


Figura 16. Vista hacia el norte de la Formación Río Damas en la tercera lámina de corrimiento. La formación se encuentra en contacto tectónico hacia el este con los términos superiores del Grupo Mendoza. Hacia el oeste se puede ver la discordancia angular y erosiva con la suprayacente secuencia volcano – sedimentaria miocena.

### 3.4.3 Formación Vaca Muerta

Weaver (1931) es el primero en referirse a este conjunto de rocas bajo el nombre de estratos titonianos en cuenca neuquina. Groeber (1946) denomina a la unidad “Vacamuertense”, pero Stipanovic (1969) es quien le da el nombre definitivo de Vaca Muerta.

La Formación se caracteriza por presentar uniformidad litológica conformada por pelitas negras y calizas micríticas (Weaver 1931, Groeber 1946, y Leanza *et al.*, 1977). Dentro del área de estudio, la unidad aflora tanto en el sector autóctono como en las sucesivas láminas de corrimiento. En el sector autóctono predominan paquetes de calizas grisáceas intercalados con niveles más delgados de areniscas calcáreas (Figura 17). Pérez Frasette (2018) estudia con detalle a la Formación en el bloque autóctono y clasifica a los paquetes de calizas en mudstones, wackestone, packstones y dolomías, mientras que los niveles de areniscas calcáreas están formados por clastos de cuarzo con abundante cemento carbonático.

La base de la unidad se encuentra en el sector autóctono en contacto concordante con la Formación Tordillo (Groeber, 1951). Sin embargo, en la primera

lámina de corrimiento se encuentra en contacto directo con la Formación Auquilco, y su techo limita de manera transicional con la Formación Mulichinco. Leanza y Hugo (1977) le asignan a la unidad el intervalo temporal Tithoniano inferior – Valanginiano inferior a partir de zonaciones amonites. Sin embargo en la zona de estudio sólo se registran amonites hasta el Berriasiano (Aguirre-Urreta, 2001)

Leanza *et al.* (1977) proponen que los depósitos de la formación representan ritmitas de mar abierto. Años después Aguirre-Urreta y Lo Forte (1996) interpretan su ambiente de depositación como plataforma distal, por momentos con escaso aporte silicoclástico, lo que permite la depositación de carbonatos. Luego Kietzmann *et al.* (2008) interpretan el ambiente depositacional como rampa silicoclástica, carbonática y depósitos de fondo de cuenca. En conjunto con la caracterización del paleoambiente Kietzmann *et al.*, (2011) proponen justificar la variación litológica dentro de la formación mediante cambios eustáticos controlados por ciclos de Milankovic.



Figura 17. Calizas grisáceas de la Formación Vaca Muerta en la ladera sur del río Blanco, en las inmediaciones de la falla Quebrada Blanca.

#### 3.4.4 Formación Mulichinco

Weaver (1931) es el primero en hacer referencia a estas rocas que describe como un paquete arenoso de sedimentitas continentales y marinas, e interpreta que su depositación tiene lugar en un ambiente marino regresivo intercalado con períodos de mar alto. Baldwin (1942), Herrero Ducloux (1946), Digregorio y Uliana (1980), Leanza y Hugo (1977) y Zavala (2000) son algunos de los trabajos que describen a esta unidad con mayor detalle, en general estudiada en el sur de la provincia de Mendoza y en la provincia del Neuquén. La formación presenta variaciones faciales laterales.

En la zona de estudio, se observa tanto en el bloque autóctono, como en las sucesivas láminas de corrimiento, y se presenta como secuencias volcánicas y volcanoclásticas, y en facies evaporíticas y carbonáticas. Según Pérez Frasette (2018) en el sector autóctono la unidad exhibe areniscas calcáreas que alternan con calizas amarillentas (Figura 18), y presenta una potencia de 37 m, el autor realiza un estudio detallado sobre la formación en este sector. Mángano (1988) analiza a la unidad en la segunda lámina de corrimiento en la quebrada de Agua Blanca (norte de la zona de estudio), y describe evaporitas como así alternancia entre distintos tipos de rocas carbonáticas con bioturbación e intensa diagénesis. Lo Forte (1992) describe alternancia entre *mudstones* y *wackestones* con niveles clásticos de arenas finas a muy finas y algunos niveles de anhidrita. Por otro lado, detalla niveles de brechamiento que evidencian exposición subaéreas.



Figura 18: Afloramiento de la Formación Mulichinco sobre la ladera sur del valle del río Blanco. Se observan paquetes calcáreos de aproximadamente 30 cm de espesor, tomado de Pérez Frasette (2018).

En la zona de relevamiento, es decir entre la tercera y cuarta lámina de corrimiento sobre la ladera sur del valle del río Blanco, se observa una intercalación de areniscas finas y mudstones, con escasos niveles de brechamiento. No hay presencia de evaporitas.

Debido a que el contenido fosilífero de la unidad es escaso, no apto para dataciones, y tampoco existen datos radimétricos, se debe acotar su edad utilizando criterios estratigráficos. La Formación mantiene contactos transicionales con las infra y suprayacentes, Vaca Muerta y Agrio respectivamente, las cuales tienen edades conocidas. Por tanto, se le asigna a la Formación Mulichinco una edad valanginiana inferior – valanginiana medio (Aguirre-Urreta y Lo Forte, 1996; Aguirre-Urreta, 2001). El trabajo de Schwarz *et al.* (2011), realizado en Neuquén y al sur de la Provincia de Mendoza, ubica a unidad por encima de la discontinuidad intravalanginiana, en congruencia con los trabajos de Aguirre-Urreta y Lo Forte (1996) y Aguirre-Urreta (2001). Sin embargo el autor destaca que la relación transicional entre las formaciones Mulichinco y Vaca Muerta podría haber permitido que la depositación de la primera hubiese comenzado en el Berrasiano o Tithoniano tardío.

Aguirre – Urreta y Lo Forte (1996) caracterizan el paleoambiente depositacional como marino somero y restringido, fuertemente controlado por la expansión y retracción del arco volcánico. Los distintos niveles de brechamiento identificados en los perfiles y la fauna presente permiten a los autores atribuir una evolución cíclica de somerización desde ambientes marinos someros a ambientes submareales, intermareales e incluso supramareales, con períodos de exposición subaérea. Sostienen además que el aporte clástico controlado por la expansión y retracción del arco volcánico, influye de manera determinante en las condiciones de precipitación de las rocas carbonáticas.

#### 3.4.5 Formación Agrio

Weaver (1931) es el primero que se refiere a este conjunto de rocas bajo el nombre de Formación Agrio. Más tarde Groeber (1946) utiliza esta denominación para los afloramientos en la zona de la faja plegada y corrida del Aconcagua. La unidad se divide en 2 miembros marinos, interrumpidos por uno continental, de base a techo: Pimatué, Avilé y Agua de la Mula. Los términos marinos presentan litología silicoclástica hacia el centro de Cuenca Neuquina, y carbonática hacia la provincia de Mendoza (Spalletti *et al.*, 2011).

En la zona de estudio la unidad se encuentra presente tanto en el sector autóctono como en las sucesivas láminas de corrimientos. Por este motivo su espesor y actitud es altamente variable. Sobre el bloque autóctono la unidad presenta dos

paquetes bien definidos y compuestos por *grainstones* y *packstones* de aproximadamente 30 m de espesor, con alto contenido de bioclastos fragmentados (Pérez Frassetto, 2018). La Formación aflora sobre la ladera sur del Valle del río Blanco, repetida tectónicamente en las sucesivas láminas de corrimientos. En las primeras dos con un espesor de aproximadamente 20 m, presenta una litología compuesta por *wackestones* y *packstones*, con abundante contenido fosilífero perteneciente a bivalvos, equinodermos, y ammonoideos. Cabe tener en cuenta que la unidad (así como todo el Grupo Mendoza) se mapea bajo el nombre de “Grupo Mendoza Superior” en la tercera y cuarta lámina de corrimiento ya que no es posible distinguir sus formaciones hacia el límite internacional con Chile, debido a la profundización de la cuenca (Figura 19).

Su contacto inferior es concordante con la Formación Mulichinco, mientras que exhibe un contacto erosivo levemente discordante con la suprayacente Formación Diamante, aunque esta no siempre se encuentra aflorante (Rosselot, 2017).

Los miembros marinos presentan diversa fauna de invertebrados aptos para dataciones, aunque se han tomado como referencia temporal a los ammonoideos por su utilidad estratigráfica. Schwarz *et al.* (2016) realizan dataciones U-Pb sobre circones detríticos pertenecientes a una capa de tufitas intercalada en el miembro Pilmatué y obtiene una edad de  $130,0 \pm 0,8$  Ma. Poco después Aguirre – Urreta *et al.* (2017) realizan dataciones U-Pb sobre la misma formación y obtienen una edad de  $130,39 \pm 0,16$  Ma, respaldando y refinando el rango temporal propuesto por Schwarz *et al.* (2016). El miembro Agua de la Mula es datado por Aguirre – Urreta *et al.* (2015) mediante U-Pb en circones detríticos, y obtienen una edad mínima depositacional de  $129,09 \pm 0,04$  Ma sobre la base, y  $127,42 \pm 0,03$  Ma para el techo. Gracias a los datos geocronológicos obtenidos, se sabe que el intervalo temporal en el que se deposita la formación corresponde al Hauteriviano tardío - Barremiano medio, sin embargo por criterios bioestratigráficos la edad de la formación es Valanginiano tardío - Barremiano temprano. Por esto Aguirre – Urreta *et al.* (2015) proponen cambiar el límite Hauteriviano – Barremiano a 127 Ma aproximadamente, esto se encuentra en concordancia con la modificación propuesta para el límite Jurásico – Cretácico a 140 Ma (Vennari *et al.*, 2014).

Spalletti *et al.* (2011) caracterizan el ambiente depositacional como rampa marina abierta sujeta a subsidencia lenta. Se pueden caracterizar subambientes de shoreface que profundizan hacia el oeste hasta facies de offshore. Para la región mendocina en particular, se describe una cuenca elongada en sentido meridional con rápidos cambios de facies. Veiga *et al.* (2011) describen al miembro Avilé como areniscas continentales depositadas en sistemas fluviales entrelazados y meandrosos, sistemas eólicos y lacustres abiertos e hipersalinos.



Figura 19. Vista hacia el norte de calizas pertenecientes a los términos superiores del Grupo Mendoza en la cuarta lámina de corrimiento.

### 3.6 Formación Diamante

Darwin (1846), Stelzner (1873) y Burckhardt (1900) son los primeros trabajos en referirse a esta litología. Más tarde son Schiller (1912), Reichert (1929), y Gerth (1931) los primeros en describir la unidad como secuencias de conglomerados y areniscas rojas en la margen norte del río Plomo, aunque es Groeber (1951) el primero en utilizar el término “Diamantino” para referirse a la misma. Años después Yrigoyen (1976, 1979) es el primero en utilizar la denominación actual de Formación Diamante, y define su localidad tipo en el valle del río Diamante.

En la zona de estudio la unidad aflora tanto en el sector autóctono como en las sucesivas láminas de corrimientos. Padva (2000) estudia la formación pocos kilómetros al sur y la divide en 3 unidades mayores, la primera de aproximadamente 700 m compuesta por areniscas y conglomerados rojizos. La segunda se compone de 65 m de areniscas y limolitas gris verdosas intercaladas con ortoconglomerados formados por clastos de volcanitas félsicas, y arenas laminadas horizontalmente intercaladas con niveles pelíticos. Y por último, la tercera formada por 190 m similares al primer intervalo pero destacando intercalaciones de pelitas y colores morados. Estas

observaciones son congruentes con las realizadas en el campo. Es común observar a la unidad en el núcleo de estructuras sinclinales debido a su posición en la columna estratigráfica (Figura 20).

En cuanto al ambiente depositacional Orts y Ramos (2006) describen depósitos sinorogénicos relacionados con la deformación compresiva incipiente hacia los 110 Ma, lo que indica el comienzo del levantamiento Andino para la latitud de la zona de estudio, y una instalación de la consecuente cuenca de antepaís, posteriormente expuesta a erosión. Leanza (2009) describe estratos de crecimiento y evidencias de deformación presentes en la unidad que le permiten definir la discordancia Patagónica para el Albiano – Cenomaniano.



Figura 20. Vista al sur de una estructura sinclinal con la Formación Diamante en su núcleo en la ladera sur del valle del río Blanco. Por encima se apoyan las formaciones Auquilco y Tordillo mediante contacto tectónico.

En lo que respecta a la edad de la formación, Balgord y Carrapa (2016) realizan dataciones mediante isótopos U-Pb presentes en circones detríticos extraídos en la zona de Malargüe, y obtienen una edad de  $97 \pm 2$  Ma para la sección inferior del afloramiento. Recientemente Gómez *et al.* (2019), escasos kilómetros al sur de la zona de estudio, en la faja plegada y corrida de Malargüe obtienen mediante isótopos U-Pb en circones detríticos edades de  $107,2 \pm 1,4$  Ma y  $92,2 \pm 2,2$  Ma para base y techo de la unidad respectivamente. Mientras que Mackaman-Lofland *et al.* (2019) datan a la unidad sobre la faja plegada y corrida de La Ramada, también mediante isótopos U-Pb en circones detríticos, y obtienen un rango temporal de entre  $107 \pm 1,9$  Ma y  $90,4 \pm 2$  Ma. Por tanto le asignan a la Formación una edad Albiano medio – Turoniano tardío.

En base a los datos geocronológicos expuestos la depositación de la Formación Diamante comienza hacia el finales del Cretácico tardío y su edad se torna más reciente hacia el sur, lo que denota diacronismo en el levantamiento de Los Andes (Gómez *et al.*, 2019). Cabe destacar que la unidad manifiesta un hiatus de al menos 20 Ma con su formación infrayacente, y por tanto su contacto es erosivo (Acevedo, 2018). Los estudios mencionados sobre circones detríticos exhiben además otro resultado de interés, ya que indican una transición en el área de aporte de base a techo de la formación, dado que se ve reducido el aporte del arco cretácico tardío ubicado al oeste, a medida que aumenta la contribución de sedimentos con edades únicamente congruentes con afloramientos ubicados al este. Este hecho apoya tanto el trabajo de Orts y Ramos (2006) anteriormente señalado, como el de Balgord y Carrapa (2016), quienes observan un cambio de predominio de clastos volcánicos en la sección inferior de la formación a medida que aumenta la participación de litoclastos hacia el techo de la misma.

### 3.7 Intrusivos Neógenos

En la Cuchilla del río Blanco, aflora un cuerpo subvolcánico de composición andesítica, el mismo exhibe una morfología subcircular en planta, que ronda los 600 m de diámetro. El intrusivo se encuentra emplazado entre los términos superiores del Grupo Mendoza, y está rodeado por diapiros salinos de la Formación Auquilco.

En el margen sur del río Blanco, entre las fallas La Yesera y Quebrada blanca, Pérez Frasette (2018) describe un cuerpo volcánico de rumbo noroeste, y 600 m de largo, que intruye a la formación Vaca Muerta. El mismo presenta textura afanítica de color negro. El autor, quien le asigna al intrusivo una edad miocena temprana, se refiere al cuerpo volcánico como un dique, sin embargo, el mismo se clasifica como un filón capa al ser concordante con las unidades del Grupo Mendoza, como puede notarse en la Figura 21.

No existen dataciones radimétricas sobre el intrusivo, sin embargo Ramos (1985a) describe un cuello volcánico exhumado, y propone su correlación con la Formación Farellones. Este cuello volcánico podría estar relacionado espacial y temporalmente con los intrusivos neógenos que afloran en la zona de estudio. Munizaga y Vicente (1982) estudian la Formación Farellones entre los 32° y 33° S en el límite con Chile, y la sitúan cronológicamente entre los 25 y 10 Ma. Más tarde Ramos y Cingolani (1989) estudian un stock granodiorítico unos pocos kilómetros al noroeste de la zona de estudio al que denominan Granodiorita Matienzo, y obtienen para el mismo una edad de  $21,6 \pm 1,0$  Ma.



Figura 21: Vista hacia el Oeste del filón capa Mioceno intruyendo al grupo Mendoza.

### 3.8 Secuencia volcano-sedimentaria

En el área relevada, en la cuarta lámina de corrimiento, se distingue una unidad depositada en discordancia angular sobre la Formación Río Damas (Figura 22), o términos del Grupo Mendoza en general. Estas rocas forman las altas cumbres y divisorias de aguas, que determinan el límite internacional con Chile.

En la bibliografía se considera que esta unidad pertenece a la formación Juncal, definida por Ramos *et al.* (1990) al describir rocas volcánicas aflorantes en las laderas del río Juncal. El mismo se ubica en la vertiente chilena a la altura del norte de la provincia de Mendoza, y sur de la provincia de San Juan. Ramos *et al.* (1996) realizan un relevamiento exhaustivo de la formación Juncal en las provincias de Mendoza y San Juan. Si bien los autores confeccionan perfiles litológicos de más de 1000 m, no logran describir el techo de la formación debido a su difícil acceso. Según el trabajo citado, la litología predominante consiste en brechas volcánicas con intercalaciones de coladas andesíticas.

En cuanto a la edad, Cristallini y Ramos (1996) sugieren que la formación Juncal es el equivalente lateral de las formaciones Cristo Redentor y Diamante desde el Barremiano. A través de los años se realizaron dataciones isotópicas para determinar con mayor precisión la edad depositacional de la formación, siendo algunas de las más recientes las realizadas por Balgord (2016) y Mackaman-Lofland *et al.* (2019). La primera autora expone un rango temporal de  $69,6 \pm 1,0$  Ma a través del método de U-Pb en circones detríticos, obtenidos en la faja plegada y corrida del Aconcagua. Mientras que el segundo trabajo mencionado presenta una edad U-Pb de  $84,0 \pm 0,7$

Ma; a partir de circones en lavas andesíticas que se ubican en la faja plegada y corrida de La Ramada (5 km al norte de la zona de estudio). Cabe mencionar que el método de Mackaman-Lofland *et al.* (2019) considera la edad de cristalización de la lava, por lo que resulta más confiable que la datación a partir de circones detríticos.

Recientemente se han realizado dataciones Ar/Ar sobre estas rocas y se ha obtenido una edad miocena superior (Litvak/ Fennell, *Comm. Pers*). Es por este motivo que en el presente trabajo, se refiere a esta unidad como secuencia volcano – sedimentaria miocena, y no como formación Juncal.

En el área de estudio la unidad yace en discordancia angular y erosiva sobre la Formación Río Damas (Figura 22). La litología que se observa consiste principalmente en conglomerados matriz sostén con clastos de hasta 1,2 m muy mal seleccionados, y presenta también clastos de lavas porfíricas que varían su coloración entre morados y verdes (Figura 23). También, a lo largo de su columna litológica, son abundantes las autobrechas con intercalaciones de coladas andesíticas, de coloraciones grises a rojizas. Una descripción más detallada sobre esta secuencia volcano sedimentaria se presenta en el siguiente capítulo.



Figura 22. Vista hacia noroeste de la secuencia volcano – sedimentaria miocena, apoyando en discordancia angular y erosiva sobre la Formación Río Damas.



Figura 23. Vista el este de un afloramiento de la secuencia volcano – sedimentaria miocena cerca del límite internacional. Se observan conglomerados mal seleccionados con clastos de hasta 1,2 m pertenecientes a lavas de textura porfírica.

### 3.9 Depósitos Cuaternarios

Estos depósitos se encuentran distribuidos en amplios sectores de la región y dispuestos en discordancia sobre las unidades más antiguas. La cubierta cuaternaria del valle del río Blanco ha sido generada a partir de tres procesos principales: coluviales, de remoción en masa, y glaciares y periglaciares.

Los depósitos fluviales presentan gran extensión areal mayoritariamente a lo largo del curso del río Blanco, secundariamente se ubican a lo largo de los ríos efímeros que se extienden a través del resto de la zona. En ambos casos conforman planicies de material gravoso, arenoso, limoso y arcilloso, producto de la meteorización y erosión de las litologías aflorantes en la zona de estudio (Figura 24).

Los depósitos transportados por agentes gravitacionales presentan grano grueso y arreglos caóticos, en ocasiones granodecrecientes. Los mismos conforman conos de talud que se ubican en general sobre ambas laderas del valle del río Blanco

Los depósitos de origen glaciar y periglaciar constan principalmente de conglomerados de granos gruesos y angulosos (Figura 25). Los mismos conforman morenas, y glaciares de roca principalmente hacia el oeste de la zona de estudio. Este

tipo de depósitos habría tenido su origen durante la glaciación pleistocena (Polanski, 1972).



Figura 24. Se observan en primer plano depósitos transportados por agentes fluviales, de coloración marrón a rojiza, los mismos conforman una planicie aluvial. Por detrás en el lateral del valle se aprecian depósitos de remoción en masa, conformando un talud. Tomada de Pérez Frasette (2018).



Figura 25. Se observan clastos comprendidos en un amplio rango granulométrico. Los mismos se caracterizan por ser angulosos a subangulosos muy mal seleccionados, transportados por agentes glaciares y gravitacionales.

#### 4. Caracterización litológica de la Formación Río Damas y de la secuencia volcano-sedimentaria miocena en la zona de estudio

Como parte de los objetivos del presente trabajo se realiza un análisis de detalle sobre la Formación Río Damas, y la secuencia volcano-sedimentaria miocena. Para ello se ordenan las descripciones realizadas en el campo en 3 perfiles (Figura 26), que se presentan a continuación.

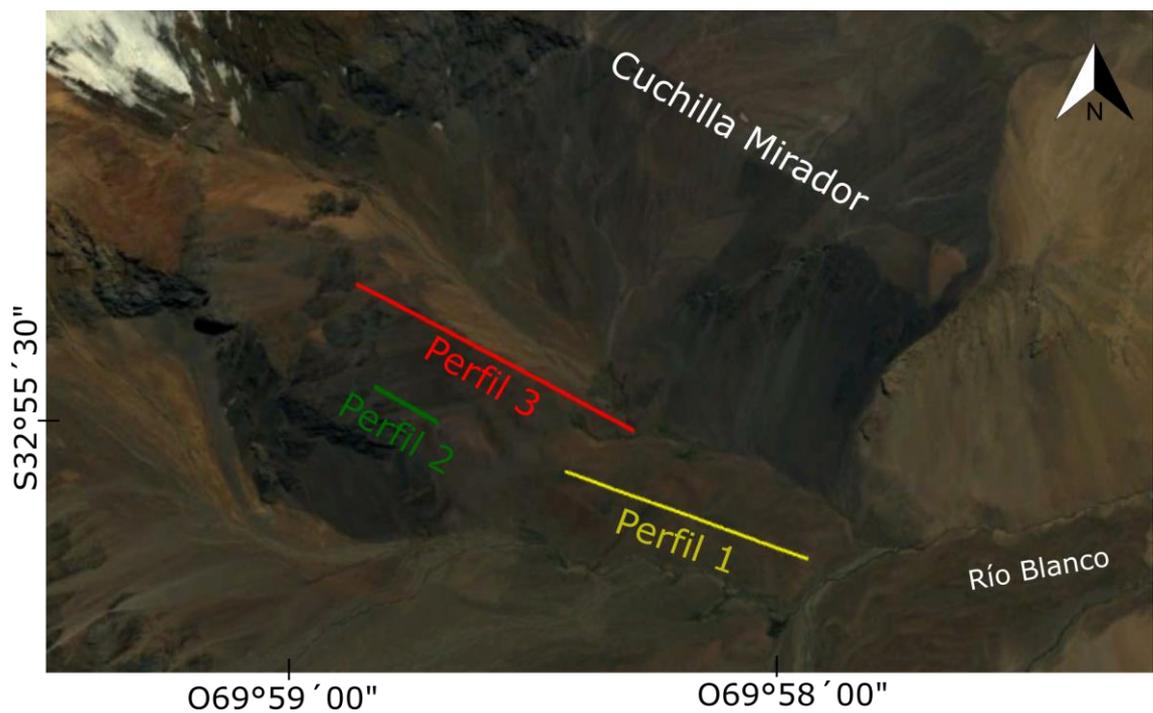


Figura 26. Ubicación de los perfiles levantados en el campo. Sobre las trazas amarillas, verdes, y rojas, se describieron los perfiles 1, 2, y 3 respectivamente.

##### 4.1 Formación Río Damas

El perfil 1 se relevó al norte del río Blanco, cerca de su cabecera, precisamente sobre la traza amarilla de la Figura 26. La base de la columna litológica relevada se encuentra cubierta, mientras que, por encima de la misma yacen en discordancia las secuencias volcano – sedimentarias miocenas. La litología observada coincide con la descripción de la Formación Río Damas para este sector, según Sanguinetti y Cegarra (1991). Los autores describen depósitos clásticos y volcánocásticos principalmente conglomerados y areniscas que varían su coloración de rojiza a verde. Se entiende por tanto que se trata de un perfil litológico sobre términos de la Formación Río Damas.

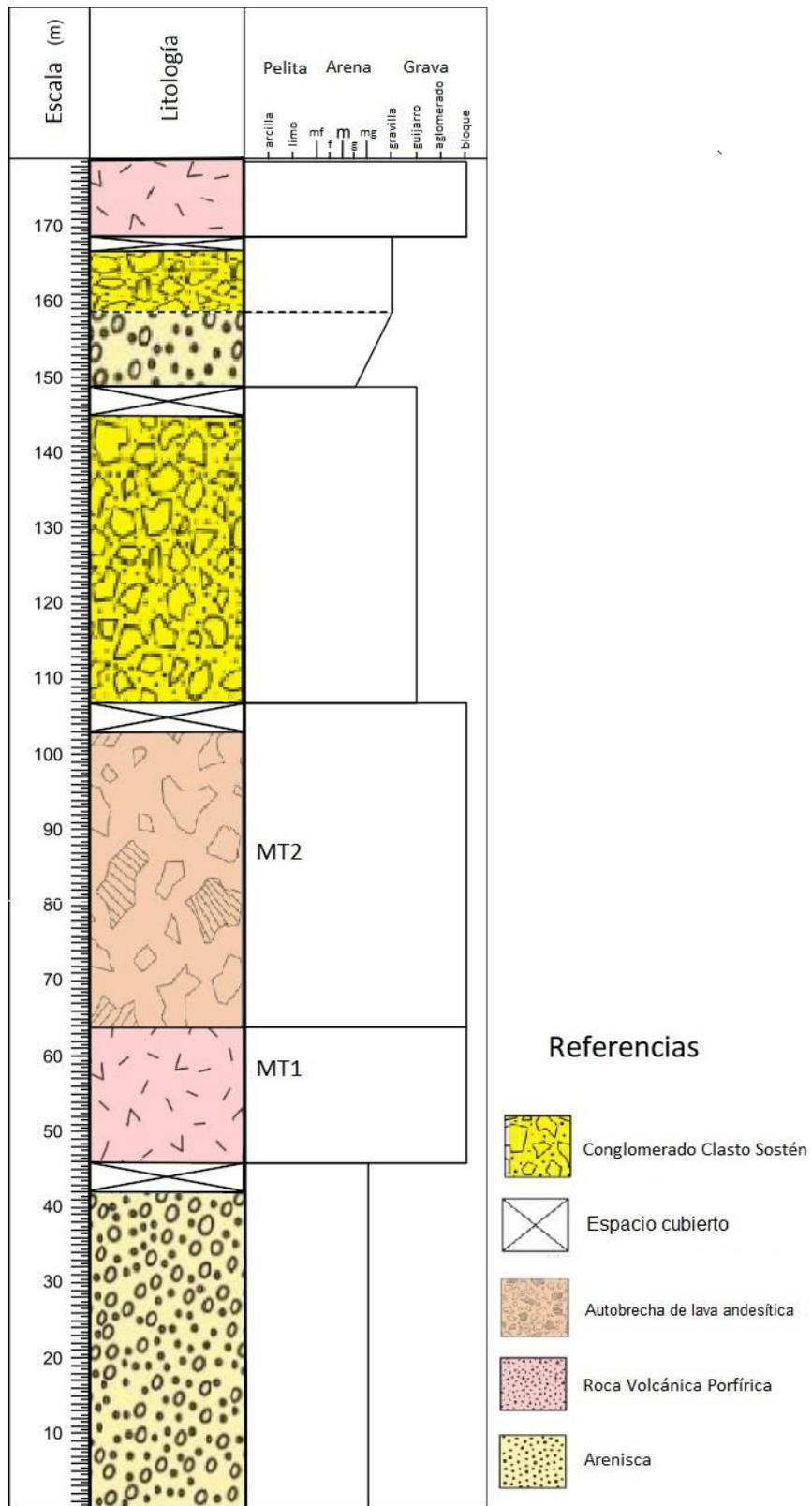


Figura 27. Perfil 1 relevado sobre la traza amarilla de la Figura 26. El mismo se asigna a la Formación Río Damas.

La primera litología que aflora son areniscas gruesas masivas de color gris verdosas con alteraciones rojizas. Las mismas contienen clastos de color blanco de mayor tamaño (Figura 28). Por encima de las areniscas, a los 46 m, la litología cambia depósitos formados por fragmentos angulosos a subangulosos, de andesitas inmersos en una matriz de la misma composición (lava andesítica). El color de estos afloramientos es gris blancuzco, y el contacto entre los tipos litológicos se encuentra cubierto. Estas rocas volcánicas, probables fenoandesitas, presentan textura porfírica con fenocristales tabulares blancos posiblemente de plagioclasa y minerales máficos de menor tamaño; la pasta es afanítica con alteraciones rojizas que pasan a violáceas oscuras, aquí se obtiene la muestra MT1 (Figura 29). El aspecto del depósito en su conjunto es brechoso, y puede ser interpretado como un depósito autoclásitico (ver punto 4.3.2). Hacia los 64 m se obtiene la muestra MT2, y si bien continúa el mismo tipo de lava, andesítica según su composición, la misma se hace más brechada, con clastos de entre 5 y 20 cm, formando autobrechas (Figura 30). A los 107 m, luego de unos 5 m cubiertos, cambia la litología a rocas pefíticas bien consolidadas, con buena selección, clasto sostén en porción predominante (aunque por sectores matriz sostén) de color gris rojizo. Los clastos son subangulosos de hasta 2 cm de largo. Se estima que la relación clastos/matriz es del 60% aproximadamente. Por encima, a partir de los 149 m de perfil, se observa un descenso en la granulometría, manifestado en un banco de 10 m de areniscas de color rojizo, bien consolidadas, de textura masiva. Hacia el techo del banco, vuelve a aumentar la granulometría, hasta que a los 159 m, se manifiesta un banco de 10 m de conglomerados de color gris rojizo, más finos que los anteriores. Por encima de los conglomerados, luego de escasos metros cubiertos, se repite la lava de textura porfírica, y composición andesítica, con presencia de autobrechas, al igual que la descrita en el nivel inferior.



Figura 28. Areniscas gruesas gris verdosas de la Formación Río Damas, foto tomada a los 26 m del perfil 1.



Figura 29. Roca volcánica con textura porfírica pertenecientes a la Formación Río Damas. Foto tomada a los 46 m del perfil 1.



Figura 30: Rocas volcánicas de la formación Río Damas, con presencia de autobrechas, de clastos subredondeados. Foto tomada a los 64 m del perfil 1.

#### 4.2 Secuencia volcano-sedimentaria miocena

El perfil 2 se relevó al norte del río Blanco, precisamente sobre la traza verde de la Figura 26. La base de la unidad se encuentra cubierta, mientras que por encima yacen en discordancia las secuencias volcano – sedimentarias miocenas. La descripción del perfil comienza a con el techo de la Formación Río Damas aflorando, representada por areniscas de grano grueso-intermedio de tonalidades blancas-rojizas (MT05).

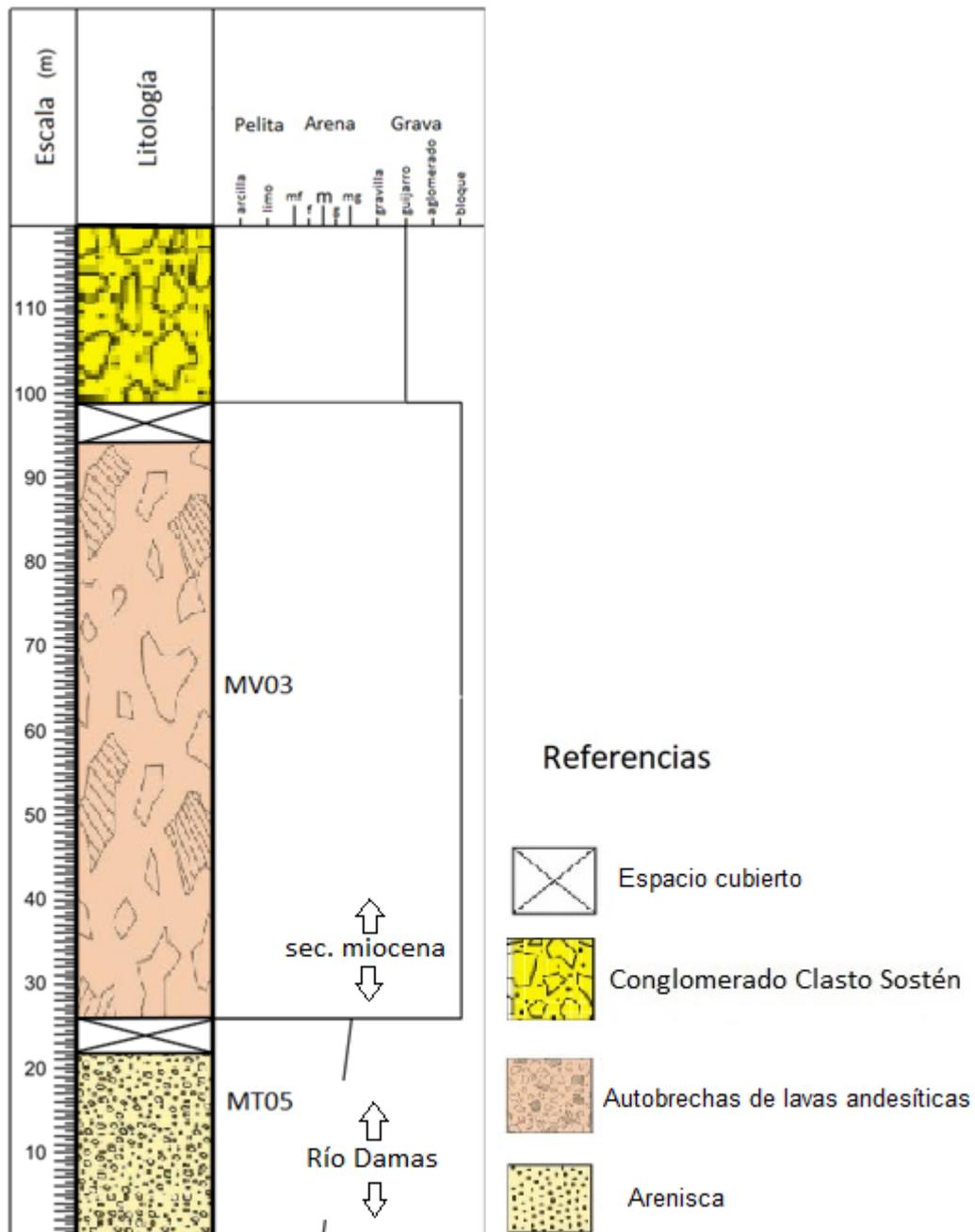


Figura 31. Perfil 2: relevado sobre la traza verde de la Figura 26. Comienza con areniscas de la Formación Río Damas, continúa con las secuencias volcano-sedimentarias miocenas.

A partir de los 26 m, comienzan a aflorar autobrechas volcánicas, el pasaje entre unidades se encuentra cubierto por detritos cuaternarios. Las autobrechas presentan autoclastos de lavas porfíricas (andesíticas) con fenocristales de plagioclasa, con coloración rojiza en la matriz que grada a moradas y morada oscura por sectores (Figura 32). El tamaño de los clastos oscila entre 0,5 y 20 centímetros. La matriz presenta igual composición, es decir lavas andesíticas pero con coloración más castaña (MV03). A partir de los 64 m la secuencia lávica se muestra muy alterada con pátinas

violáceas a castañas. A partir de los 99 m la litología cambia a conglomerados, el contacto se encuentra cubierto. Los conglomerados presentan matriz sostén con clastos redondeados subredondeados pertenecientes a las vulcanitas descritas más abajo en el perfil. El color de los clastos varía entre rojizo y gris verdoso, y el tamaño de los mismos alcanza los 60 cm en ocasiones. La matriz es de color verdosa, de grano fino.



Figura 32. Afloramiento de autobrechas, formadas por autoclastos de lavas andesíticas, en una matriz de igual composición. Foto tomada a los 26 m del perfil 2.

El perfil 3 se relevó al norte del río Blanco, cerca de su cabecera, en afloramientos pertenecientes a la cordillera del límite, precisamente sobre la traza roja de la Figura 26. La base de la de la secuencia se encuentra cubierta.

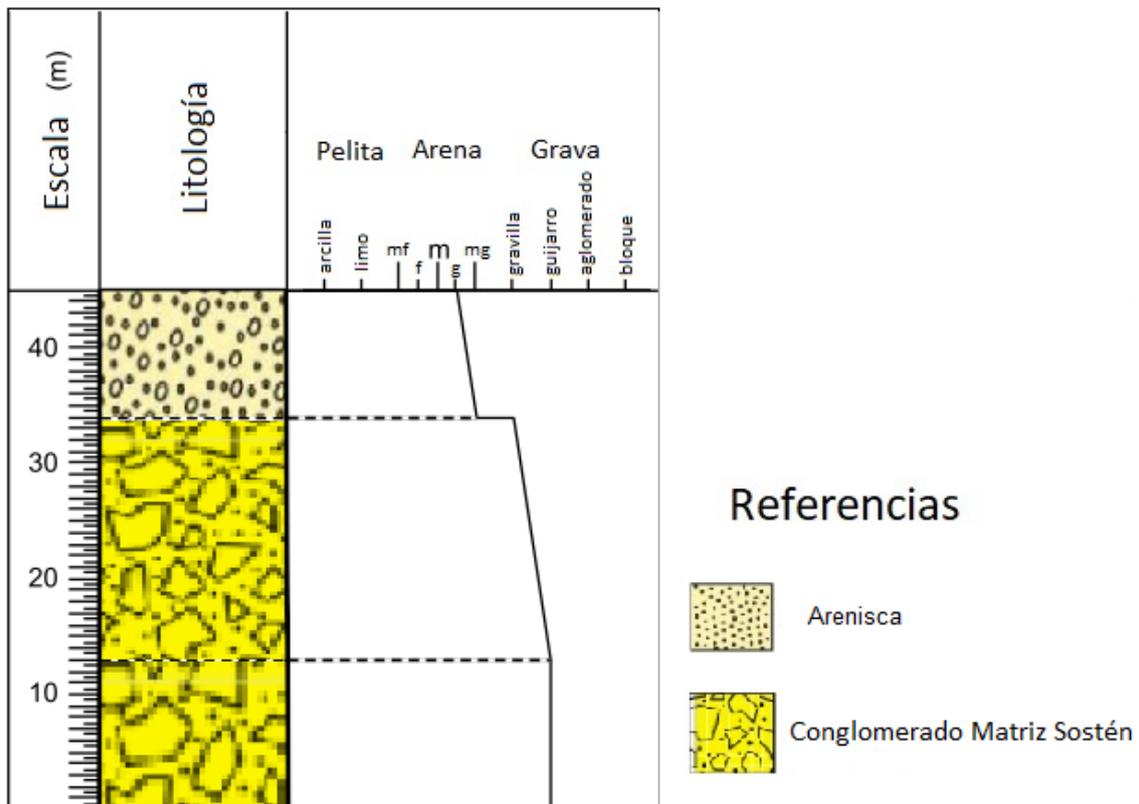


Figura 33. Perfil 3: Realizado sobre las secuencias volcano - sedimentarias, se observa una disminución en el tamaño de grano a medida que progresa el perfil.

El perfil comienza con afloramientos de conglomerados matriz sostén bien consolidados. El color de la matriz es gris verdoso, y contiene clastos muy mal seleccionados de hasta 1,2 m (Figura 34). Los mismos pertenecen a lavas porfíricas que varían su coloración entre moradas y verdes. Hacia los 13 m del perfil continúan el mismo tipo de conglomerados anteriormente descritos, pero estos se van haciendo transicionalmente más finos (Figura 35). A partir de los 34 m se observan areniscas medias a gruesas, de color gris rojizo, bien consolidadas, y de estructura masiva (Figura 36). Las mismas gradan verticalmente a conglomerados matriz sostén, pobremente seleccionados con clastos que varían entre los 0,5 y 5 centímetros. Los mismos son de colores negros violáceos y verdes, redondeados a subredondeados, y se encuentran inmersos en una matriz rojiza psamítica de grano grueso.



Figura 34. Matriz ortoconglomerado, con clastos de lavas porfíricas alteradas en pátinas de coloraciones moradas y verdes. Se observan clastos de más de 1 metro. Foto tomada a los 5 m del perfil 3.



Figura 35. Conglomerados más finos que los infrayacentes, con clastos que varían en torno a los 5 centímetros. Foto tomada a los 15 m del perfil 3.



Figura 36. Areniscas de color gris rojizo bien consolidadas. Foto tomada a los 40 m del perfil 3.

### **4.3 Consideraciones litofaciales**

Teniendo en cuenta las distintas litologías descritas en los 3 perfiles realizados, se realiza a continuación una descripción litofacial de las 2 formaciones relevadas.

#### **4.3.1 Formación Río Damas**

Se reconocieron en los perfiles realizados sobre la Formación Río Damas, términos sedimentarios conformados por areniscas y conglomerados masivos, presentes a lo largo del perfil 1, y en la base del perfil 2, que a su vez se encuentran intercalados con rocas de origen volcánico. Esta observación coincide con el trabajo de Klohn (1960) que define a la Formación Río Damas en el sector chileno, y describe bancos de sedimentitas clásticas, finas y gruesas, con intercalaciones de potentes series de volcanitas andesíticas.

La litología epiclástica podría representar la removilización del material mediante agentes fluviales de mediana a alta energía, contemporáneos al desarrollo de la actividad volcánica, tal como proponen Junkin y Gans (2019), en sus estudios de

esta formación en la vertiente andina chilena. Los autores exponen que la Formación Río Damas registra una regresión del Jurásico Tardío, como consecuencia de levantamiento tectónico. Vale la pena mencionar, que los términos clásticos rojizos, característicos de ambiente continental regresivo, se encuentran mejor representados en su equivalente lateral, la Formación Tordillo (Rossel *et al.*, 2014) .

Los términos volcánicos conforman un depósito autoclastico producto de un volcanismo efusivo, en términos (McPhie *et al.*, 1993). Estos depósitos constan de dos tipos litológicos predominantes, por un lado, flujos lávicos subaéreos, y por otra parte, autobrechas formadas por el enfriamiento durante el movimiento del flujo. Mientras se desplaza el flujo lávico, los márgenes del mismo se enfrían y solidifican, dando lugar a la formación de autobrechas (Figura 37). Esto se debe a que las lavas de tipo andesíticas, dada su viscosidad pueden fluir decenas de metros desde su fuente, como así formar flujos cortos y espesos, dando origen a estas estructuras autobrechadas (McPhie *et al.*, 1993).

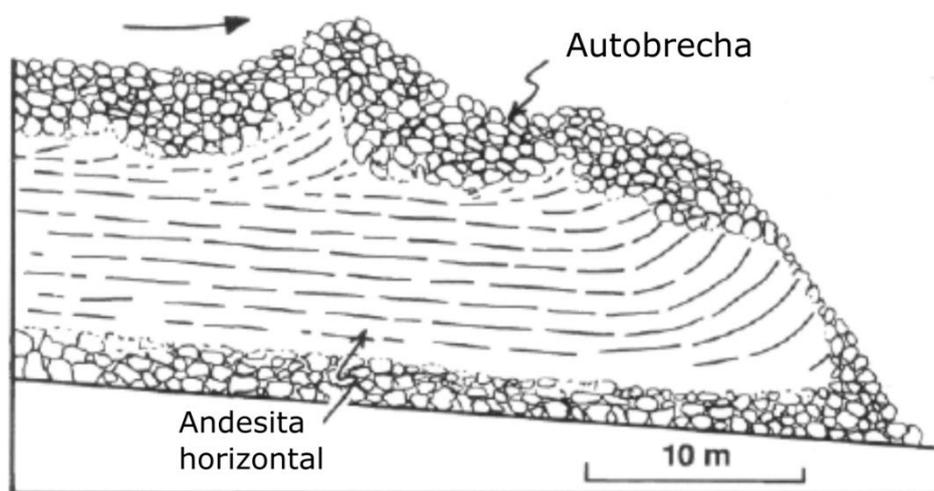


Figura 37: Fluido subaereo de lavas andesíticas. Se conforman las autobrechas en los márgenes del flujo lávico, que en su interior fluye laminarmente. Modificado de McPhie *et al.* (1993).

La intercalación entre las litofacies sedimentarias y volcánicas, estaría evidenciando la coexistencia en la depositación, de los sedimentos con las efusiones lávicas. Esto se podría haber dado en un ambiente de cuenca de intraarco o retroarco, en la que los magmas habrían ascendido por fracturas y fallas normales activas hacia el kimmeridigiano (Mpodozis y Ramos, 2008; Mescua, 2011)

El trabajo de Greco (2019), presenta un estudio de detalle sobre la Formación Río Damas en la región del Atuel. La autora agrupa la litología en dos litofacies, por un lado una litofacies volcánica, mejor representada hacia el sector cordillerano, por lavas

e intrusivos, y una facies volcanoclástica compuesta por bechas y areniscas. A partir del análisis de cortes delgados, y rasgos texturales, concluye que las lavas son de tipo basálticas-andesíticas, características de un ambiente de arco calcoalcalino. Mientras que los líticos volcánicos exhiben características similares a las lavas aflorantes, por tanto podrían provenir de la erosión de las mismas. Como consecuencia de esto, el área de aporte sería presumiblemente el arco magmático que dio origen al magmatismo de la zona. Esta última observación coincide con lo propuesto por Rossel *et al.* (2014).

#### **4.3.2 Secuencia volcano - sedimentaria miocena**

Sobre la unidad volcano - sedimentaria miocena se reconocieron dos litofacies predominantes, sobre la base de los perfiles 2 y 3 relevados. Por un lado, se identificaron términos sedimentarios de grano grueso, en ocasiones intermedio, y por otro, lavas y autobrechas andesíticas. Estos dos tipos litológicos se encuentran intercalados a lo largo de los perfiles, realizados sobre la unidad.

En cuanto a las facies de origen sedimentario, se puede decir que se conforman por potentes bancos de ortoconglomerados, y en menor medida por areniscas de grano grueso, masivas, bien consolidadas. Para realizar interpretaciones sobre su génesis, se requeriría de un relevamiento más detallado, que conlleve el análisis de la extensión de los afloramientos, como así su geometría, y estructura.

Los términos lávicos se componen por flujos andesíticos, que conforman autobrechas. Las mismas se habrían formado mediante un proceso similar al descrito en el punto anterior. Sin embargo, a diferencia de las lavas descritas anteriormente, esta unidad presenta edades miocenas, por lo que guardarían algún tipo de vínculo genético con la actividad magmática miocena, que se encuentra presente en las fajas plegadas y corridas del Aconcagua, y de La Ramada, descritas en Ramos *et al.* (1996). De esta forma, asociada a la zona de estudio se encuentra específicamente el volcanismo de la Faja Plegada y Corrida de La Ramada, ubicada al norte de la zona de trabajo. La misma inicia con la actividad de un arco magmático, cuyo frente se ubicaba en el sector chileno adyacente hacia el oeste, y que se encuentra representado en territorio argentino por la Formación Farellones. Según los autores, este volcanismo fue activo a partir de los 20 Ma, cuando en la región del retroarco se desarrollaron manifestaciones aisladas de composición andesítica a basalto – andesítica, correspondientes a la Formación Chinchas, ubicada en la Cuenca de Manantiales. Esta actividad magmática culmina con el Complejo Volcánico La Ramada, que se desarrolló entre los 12 y 10 Ma. En cuanto a su interpretación genética, los autores atribuyen la variación espacial y temporal del volcanismo, a la horizontalización de la placa de

Nazca, previa al cese definitivo del volcanismo de arco, en esas latitudes.

En cuanto al volcanismo mioceno desarrollado en la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, los autores reconocen tres tiempos diferentes de actividad magmática, asociados a la estructuración de la región (Figura 38). En primer lugar, hacia los 21 Ma, en el sector occidental de la faja plegada y corrida, se emplazó la granodiorita Matienzo. Más tarde, hacia el sector central de la faja, tuvo lugar el emplazamiento de numerosos filones dacíticos, datados en 15 Ma, conocidos bajo el nombre de traquitas Puente del Inca. El evento final tuvo lugar alrededor de los 8 Ma, y se infiere a partir del estudio de depósitos sinorogénicos en Ramos *et al.* (1990).

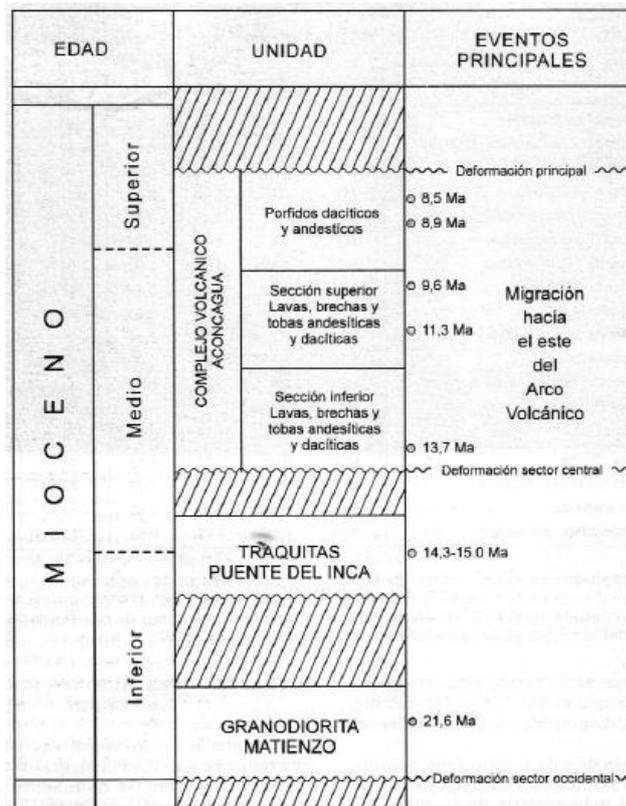


Figura 38: Eventos magmáticos desarrollados durante el mioceno, en la región de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Tomado de Ramos *et al.* (1996).

En cuanto a los términos volcánicos miocenos descritos en el presente trabajo, aún resta dilucidar su relación genética con el magmatismo de la región. Si bien el tipo litológico y las edades recientes (Litvak/ Fennell *Comm. Pers.*) se condicen con lo descrito por Ramos *et al.* (1996), aun se requieren futuros estudios, tanto de campo, geoquímicos, como petrográficos, para precisar el significado de los nuevos asomos volcánicos reconocidos en este trabajo, dentro del contexto del volcanismo Cenozoico de la región del Aconcagua.

## 5. Estructura

En este capítulo se desarrolla una síntesis de la estructura geológica de las nacientes del río Blanco. La misma incluye antecedentes, características generales, fotos de campo, y una sección estructural esquemática de la zona.

### 5.1 Antecedentes y características generales

Las primeras observaciones estructurales en torno al río Blanco son realizadas por Darwin (1846), Steltzner (1873), y Burckhardt (1900) quienes interpretan al sector como un sistema de amplios pliegues anticlinales y uniclinales de rumbo NS y NO-SE con fallamiento inverso subordinado. Posteriormente Schiller (1912) realiza un perfil esquemático a lo largo del río Blanco en el que describe grandes plegamientos invertidos con vergencia este (Figura 39).

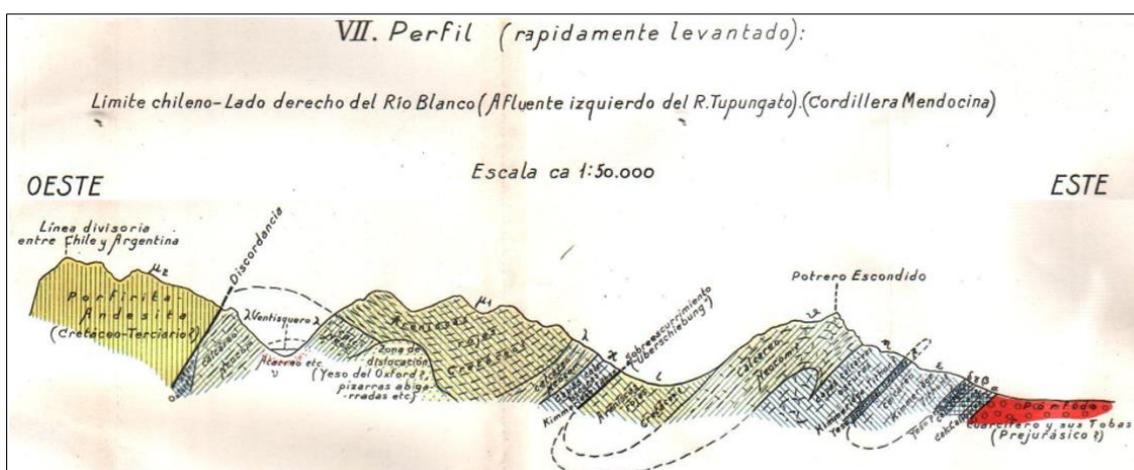


Figura 39. Perfil O-E “rápidamente levantado” a lo largo del río Blanco. Tomado y modificado de Schiller (1912). El autor interpreta plegamientos con sobrecorrimientos asociados.

Más tarde Vicente *et al.* (1973) estudian la cabecera del río Blanco y encuentran evidencias de la fase orogénica intersenoniana. Los autores describen un accidente de zócalo que produce un frente de plegamientos de la cobertura sedimentaria en escamas tectónicas con nivel de despegue en los yesos oxfordianos (Figura 40). Luego Yrigoyen (1976, 1979) realiza una síntesis de la información disponible hasta ese momento y señala que los complejos sistemas de corrimientos se encuentran en el

sector oriental de la cordillera, mientras que hacia occidente se observan sistemas de pliegues de amplitud variable y corrimientos subordinados. Más tarde Ramos (1985b) realiza tres secciones estructurales E-O en la zona, una de ellas en igual posición que la de Schiller (1912) (Figura 41). En dicho trabajo se propone por primera vez la estructura en profundidad hasta el basamento (levemente basculado hacia el oeste), y se interpretan importantes corrimientos y sistemas de dúplex, con nivel de despegue principalmente en la Formación Auquilco. Esta estructura habría implicado un importante acortamiento en la Cordillera Principal durante el Mioceno. En el trabajo mencionado también se señala que el comportamiento tectónico es típico de una faja plegada y corrida de piel fina.

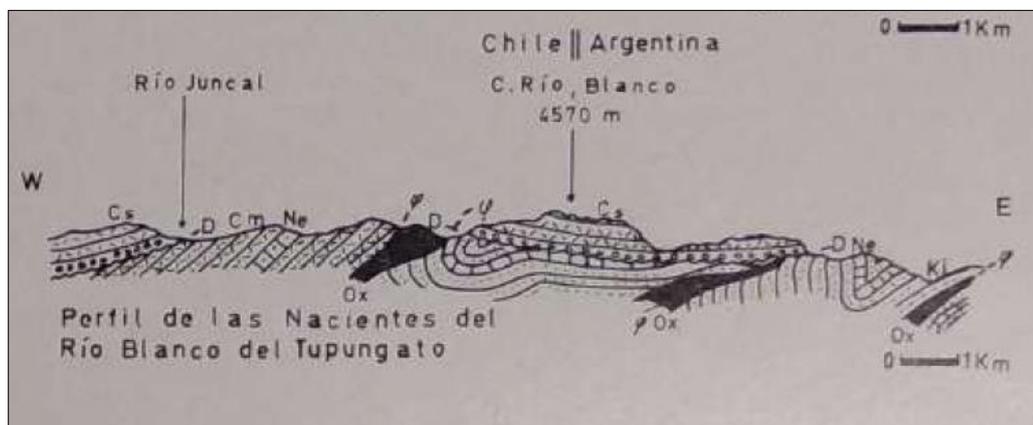


Figura 40: Sección estructural esquemática de Vicente *et al.* (1973), realizada en las nacientes del río Blanco. Observar la discordancia entre el Jurásico superior y la secuencia volcánico - sedimentaria miocena.



Figura 41. Sección estructural realizada a lo largo del río Blanco, tomada de Cegarra y Ramos (1996). Los autores la interpretan la estructura en profundidad, describen un sistema de dúplex, y representan el basamento levemente basculado hacia el oeste.

Mpodozis y Ramos (1990) son los autores que formalmente definen y dan nombre a la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Años después, Cegarra y Ramos (1996) realizan una sección estructural al norte del río Cuevas e interpretan inversión

de hemigrabenes jurásicos, dentro de los cuales se depositó la Formación Tordillo. Esta temática es luego complementada por Giambiagi y Ramos (2002) y Giambiagi *et al.* (2003) pocos kilómetros al sur del área de estudio en la zona de transición (donde se pasa del segmento de subducción horizontal al normal) y aportan nuevas secciones, e inferencias sobre los tiempos de estructuración de la faja plegada y corrida. En Giambiagi *et al.* (2003), además, se propone una sección balanceada en la que el sistema está constituido por una combinación de estilos estructurales que involucran una deformación de piel gruesa en el sector interno de la faja, y deformación de piel fina en el sector externo. El trabajo de Vicente y Leanza (2009), realizado en las inmediaciones del Cerro Penitentes (NE de la zona de estudio), muestra hemigrabenes de la Formación Tordillo, aunque estos no presentan evidencias de inversión. Otro punto relevante del mencionado trabajo, es la interpretación de fallamiento de alto ángulo que involucra al basamento, hacia el sector frontal de la faja plegada y corrida.

Por otro lado el trabajo de Armijo *et al.* (2010) propone un nuevo modelo estructural, en el que las estructuras con vergencia oriental se deben a un crecimiento activo de la procuña controlado por una falla maestra con vergencia hacia el oeste, en la que se enraizan todas las estructuras superficiales. Es decir que la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua es producto de retrocorrimientos enraizados en una falla maestra con vergencia occidental y la deformación es de origen pasivo provocada por el movimiento hacia el oeste. Este modelo se encuentra desarrollado con mayor profundidad en Riesner *et al.* (2017, 2018, 2019).

En los últimos años se han llevado a cabo una serie de trabajos de licenciatura en la región, en este contexto, vale la pena mencionar la sección realizada en Martos (2017) inmediatamente al este de la zona de estudio. El autor propone participación del basamento en la deformación para el sector del río Blanco, la misma estaría contribuyendo al levantamiento de un amplio sinclinal (Figura 42).

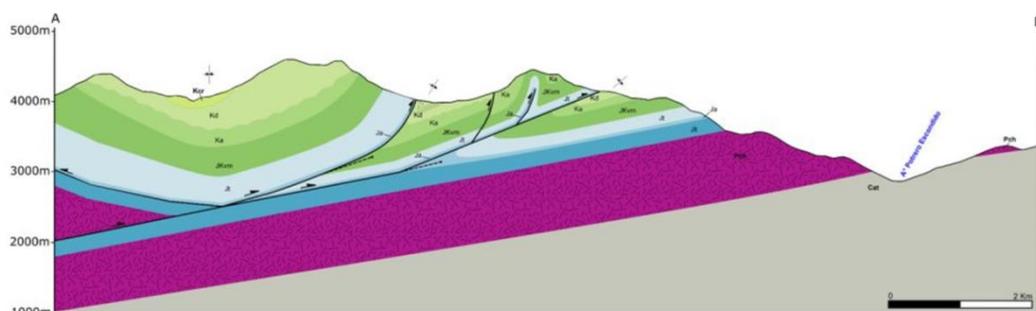


Figura 42. Sección estructural de Martos (2017): notar hacia el oeste de la figura, la cuña de basamento de color fucsia. Esta se ve involucrada en la estructuración del pliegue sinclinal que está por encima.

## 5.2 Estructura superficial

Para describir la estructura superficial de la zona se toman como principales referencias a tres corrimientos de rumbo aproximado N-S y vergencia oriental. Nombrados de este a oeste, estos son las fallas Quebrada Blanca, La Yesera y Las Leñas. Los mismos representan los rasgos estructurales más destacados de la zona que a continuación se describe de este a oeste.

El extremo oriental del mapa adjunto se presentan calizas pertenecientes a los términos superiores del Grupo Mendoza, yacen sobre las mismas areniscas de la Formación Diamante, el contacto es levemente angular y la secuencia inclina  $35^\circ$  hacia el oeste. Ambas unidades se encuentran cortadas secuencia arriba por la falla Quebrada Blanca que presenta una inclinación de aproximadamente  $42^\circ$  y despega en la Formación Auquilco (Figura 43). Si bien los yesos de Auquilco suelen actuar como nivel de despegue de los corrimientos, en ocasiones se observa a la Formación Tordillo montada en contacto tectónico sobre las areniscas de la Formación Diamante. Esto se debe a la ductilidad del yeso que también puede presentarse en forma de diapiros (Figura 44).



Figura 43. Vista hacia la ladera sur del Valle del río Blanco. Observar la falla Quebrada Blanca, la misma despega en la Formación Auquilco, y monta parte del Grupo Mendoza sobre la Formación Diamante.



Figura 44. Vista hacia la ladera norte del Valle del río Blanco. Notar la falla Quebrada Blanca, la cual monta a la Formación Tordillo sobre Diamante, y Auquilco se presenta en forma de diapiro.

La falla Quebrada Blanca coloca por encima de la Formación Diamante a una secuencia sedimentaria conformada por las formaciones Auquilco, Tordillo, Vaca Muerta, Mulichinco, Agrio, e incluye nuevamente a Diamante. La inclinación de  $42^{\circ}\text{O}$  que presenta la secuencia en las inmediaciones de la falla, luego varía a  $25^{\circ}\text{E}$  a medida que nos desplazamos hacia el oeste. Esto da origen a un pliegue sinclinal, con eje NNE-SSO que presenta distintas características en ambas laderas del valle del río Blanco: en el sector sur se observa el limbo oriental del mismo (truncado por la falla La Yesera) conformado por la Formación Diamante que apoyan sobre calizas de la Formación Agrio (Figura 45); mientras que en el sector norte, el limbo occidental es mucho más pequeño y exhibe un notorio cambio de inclinación hacia el este hasta volcarse.

En el sector central de la zona de estudio se presenta la falla La Yesera. Se trata de una falla de basamento que invierte un hemigraben de la Formación Tordillo. Hacia el norte del río Blanco puede inferirse el plano de falla a partir de un afloramiento de los yesos de Auquilco en forma de diapiro. Mientras que hacia el sur del río Blanco, la falla en cuestión exhibe un lineamiento notorio que presenta una inclinación de  $50^{\circ}\text{O}$  (Figura 45). Por otro lado, en el sector sur, la inversión del hemigraben provoca como producto de la compresión, que los yesos de la Formación Auquilco, no sólo afloran en forma de diapiros, sino que actúen como nivel de despegue de un retrocorrimento ubicado inmediatamente al oeste. Continuando la descripción del plano de falla hacia el sur, cabe mencionar que el diapirismo se encuentra aflorante en las cercanías del

cauce fluvial del río Blanco, aunque a medida que nos desplazamos hacia el sur, el contacto pasa a ser de tipo tectónico entre las formaciones Tordillo y Diamante.

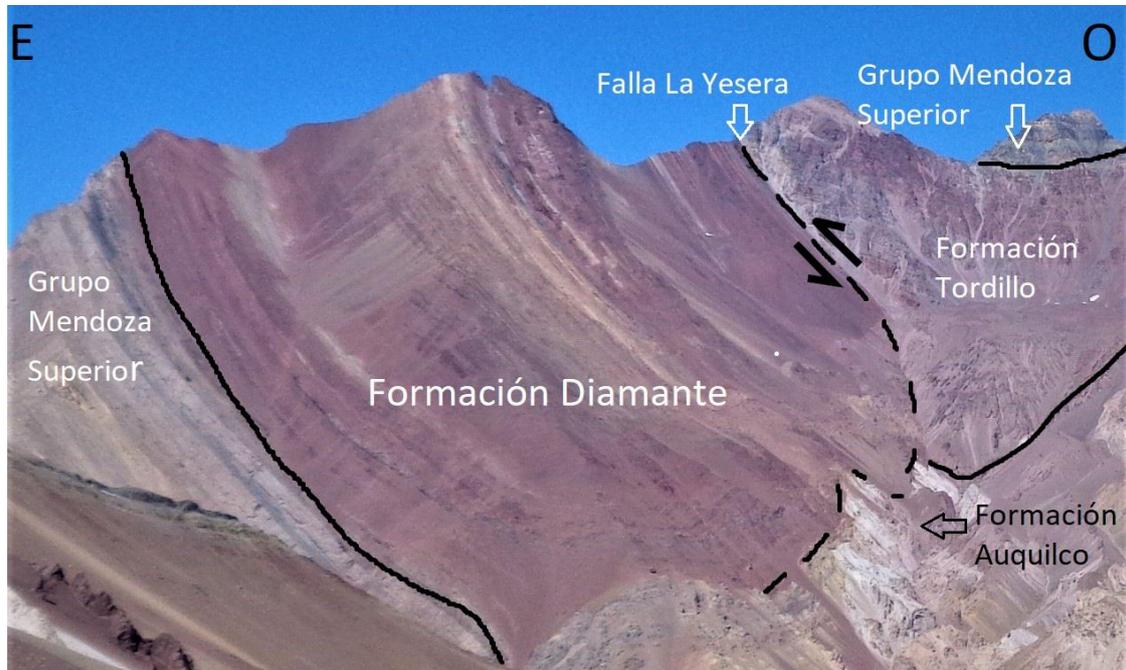


Figura 45. Vista hacia la ladera sur del Valle del río Blanco. Se observa el limbo oriental del sinclinal delimitado por la falla La Yesera.

Continuando la descripción de la estructura en sentido occidental, luego de la falla La Yesera, aflora un retrocorrimiento, de rumbo NE-SO e inclinación  $40^{\circ}\text{E}$  (Figura 46). A lo largo del retrocorrimiento afloran los yesos de la Formación Auquilco (nivel de despegue) entre la Formación Tordillo y las calizas del Grupo Mendoza Superior. Estas calizas presentan intensa deformación (Figura 47) y conforman una estructura sinclinal volcada con su flanco oriental inclinándose hacia el este y su flanco occidental cubierto por derrubios cuaternarios.

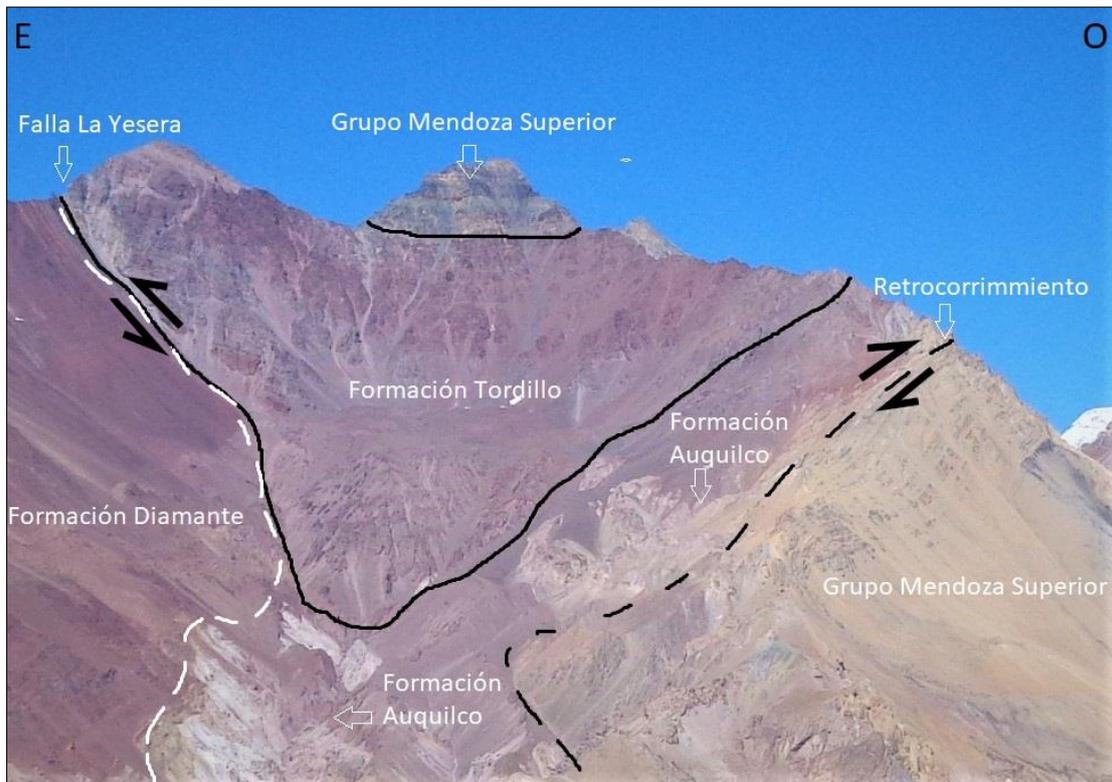


Figura 46. Vista hacia el sur del retrocorrimiento, ubicado en el centro de la zona de estudio, en el margen sur del río Blanco.



Figura 47. Vista hacia el este del retrocorrimiento. Se observa la intensa deformación en las calizas del Grupo Mendoza superior.

Continuando la descripción hacia el oeste, hacia el límite internacional con Chile, aflora la falla Las Leñas que exhibe actitudes variables. Por ejemplo en el sector noroeste del mapa presenta un rumbo NNE-SSO y una inclinación de 58° (Figura 48) y monta una potente secuencia de la Formación Río Damas sobre las calizas del Grupo

Mendoza superior. Dentro de la Formación Río Damas, en este sector, se observan cercano al plano de falla, fallamiento normal actualmente dispuesto en sentido horizontal. Este fallamiento normal es importante ya que por un lado remarca la rotación que sufrió el bloque, además de evidenciar el carácter extensional de la formación, y de ser un buen indicador de polaridad estratigráfica.

Hacia el suroeste del mapa, la falla Las Leñas exhibe un rumbo NO-SE, inclina  $56^\circ$  al SO, y pone en contacto tectónico a la formación Río Damas por encima del Grupo Mendoza superior. A lo largo del contacto afloran diapiros de yeso pertenecientes a la Formación Auquilco (Figura 49). En este sector la estratigrafía se ve interrumpida por el intrusivo Mioceno descrito anteriormente (Figura 50)



Figura 48. Vista hacia el norte de la falla Las Leñas, que coloca a la Formación Río Damas sobre las calizas del Grupo Mendoza superior. Hacia el oeste de la imagen, se observa la discordancia angular entre la secuencia volcánico – sedimentaria miocena, y la Formación Río Damas. Hacia el este se observa el sinclinal volcado conformado por el Grupo Mendoza superior.



Figura 49. Vista de la falla Las Leñas montando a la Formación Río Damas sobre el Grupo Mendoza Superior. Hacia el centro-este de la imagen se distingue un diapiro de Yeso perteneciente a la Formación Auquilco.



Figura 50. Vista hacia el norte de la falla Las Leñas, a través de la cual se emplazó el intrusivo Mioceno.

Es de relevancia hacer énfasis en ciertas características superficiales, descritas en los afloramientos ubicados a lo largo de la falla Las Leñas. Por ejemplo, la actitud de la Formación Río Damas en la Cuchilla Mirador, y el fallamiento normal interno, cercano al plano de falla principal, presente en los afloramientos. Por esto, análogamente a lo que sucede con la Formación Tordillo, y la falla La Yesera (Cegarra, 1994; Lo Forte, 1996; Giambiagi *et al.*, 2001; Giambiagi, 2003; y Giambiagi *et al.*, 2005), se propone la hipótesis de que la Formación Río Damas se depositó dentro de un hemigraben, que sufrió posterior inversión tectónica. La inversión conllevó la extrusión del hemigraben, y la verticalización de la Formación Río Damas, como también diapirismo en los niveles

dúctiles de la Formación Auquilco, aflorantes en la Cuchilla del Río Blanco. La hipótesis expuesta se desarrolla en el punto siguiente del presente trabajo, y conlleva implicancias en el estilo deformacional.

### 5.3 Sección Estructural

Entre los objetivos del presente trabajo, se encuentra el de realizar una sección estructural esquemática de la zona de estudio. La misma se confeccionó teniendo en cuenta la estructura superficial, y los trabajos previos en la zona.

Debido a que las principales estructuras del área de estudio exhiben un rumbo meridiano a NE, se ha decidido realizar la sección estructural en dirección ONO-ESE, sobre la transecta A-A' (Figura 51). De esta manera se prioriza representar la sección perpendicular al rumbo de la estructura (Figura 52).



Figura 51. Imagen satelital de la zona de estudio. Sobre la transecta A-A' se realiza la sección estructural esquemática del presente trabajo.

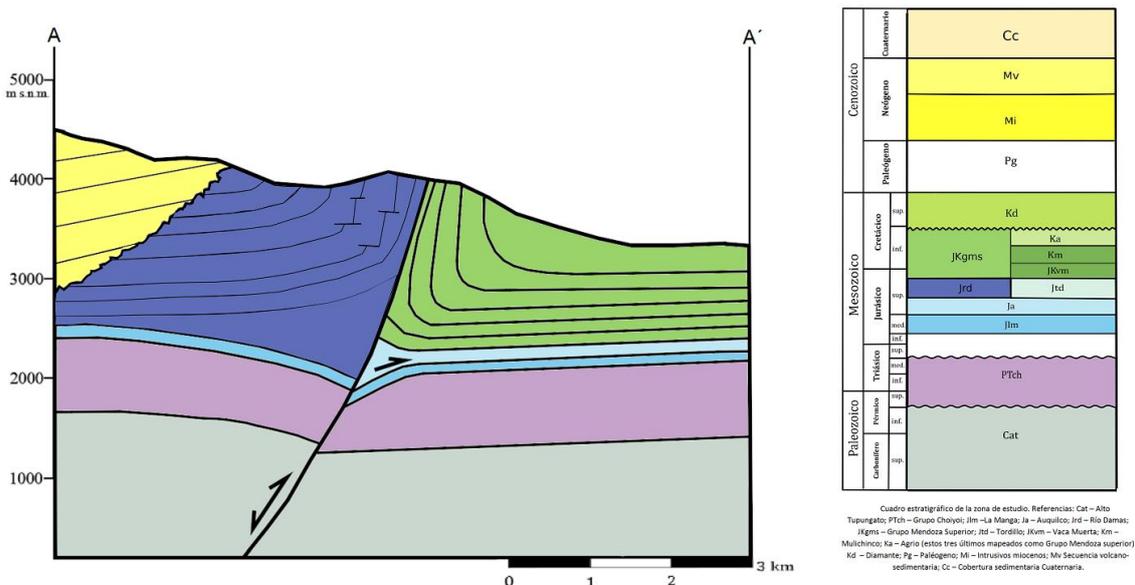


Figura 52. Sección estructural esquemática de la zona de estudio. Realizada sobre el segmento A-A'.

Como descripción general de la sección, se puede decir que se representa un sistema de hemigraben constituido por la Formación Río Damas, desarrollado durante un período extensional que afectó al basamento. Por tanto en el presente trabajo se considera una deformación de tipo híbrida. Esta hipótesis contrasta con la interpretación de Ramos (1985b), trabajo que expone que la deformación de la FPC del Aconcagua es completamente epidérmica; presunción ampliamente desarrollada en la literatura de años posteriores, como por ejemplo Cegarra y Ramos (1996).

El hemigraben representado se ve sometido a esfuerzos compresivos posteriores, y consecuente inversión tectónica. Durante la compresión se genera la extrusión de material, y se produce la verticalización de los estratos. Se genera también una falla de atajo, o *shortcut* (Gibbs, 1984), que desliza sobre un nivel dúctil del bloque yacente, probablemente los yesos de la Formación Auquilco. Este tipo de fallas de atajo son típicas en estructuras de inversión tectónica (Cristallini, 1998), por lo que su existencia apoya la hipótesis.

El basamento prejurásico conformado por el Grupo Choiyoi y la Formación Alto Tupungato se representa basculado unos 10° al oeste, siguiendo el criterio de Cegarra y Ramos (1996). Los autores ejemplifican la deformación involucrando un hemigraben de la Formación Tordillo, sin embargo no consideran que los yesos de La Formación Auquilco, no sólo actúan como nivel de despegue, sino que además fluyen y aumentan su espesor hacia los planos de falla. Esto se observa en el campo según se ha descrito en la estructura superficial.

Mecanismos similares se han puesto a prueba en modelos análogos, en los que la inversión de estructuras extensionales provoca la extrusión del relleno de las mismas, provocando la rotación de la cubierta sedimentaria post-extensional (Panien *et al.*, 2005). No obstante el presente trabajo, representa un caso poco estudiado en la

literatura, en el que los niveles dúctiles (Formación Auquilco, y Grupo Mendoza superior) se encuentran tanto por encima como por debajo del hemigraben.

Dentro de la Formación Río Damas, se representan los fallamientos normales internos, que se han descrito en los afloramientos ubicados en Cuchilla Mirador. Si bien en el campo se observan en posición horizontal, los mismos se originaron en posición vertical, como manifestación del período extensional. Por esto, son buenos indicadores de la polaridad de la unidad. La existencia de fallamiento normal cerca del plano de la falla Las Leñas, es otro elemento que apoya la hipótesis de inversión tectónica.

Otro rasgo de la estructura superficial que se ha representado en la sección, es el plegamiento sinclinal volcado hacia el SE, conformado por unidades del Grupo Mendoza superior. El mismo se desarrolla hacia el margen SE de la Cuchilla Mirador, cerca de la confluencia entre el arroyo Los Gemelos y el río Blanco.

También se ha representado la discordancia angular y erosiva, que marca el hiatus depositacional entre la Formación Río Damas, y la unidad volcano-sedimentaria miocena, objeto de estudio del presente trabajo.

## 6. Historia geológica

En el presente capítulo se confecciona una síntesis de la evolución tectono – sedimentaria de la zona de estudio. Para la elaboración de la misma, se tuvieron en cuenta observaciones realizadas en el campo, como así de una extensa recopilación bibliográfica previa.

Durante el Carbonífero y hasta el Pérmico temprano se depositaron los sedimentos de la Formación Alto Tupungato. Estos son interpretados como facies turbidíticas en una cuenca de retroarco invadida por el océano (Ramos, 1985a; Orts, 2001), con un arco ubicado en la actual Cordillera de la Costa a estas latitudes (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 orogenia San Rafael, que tuvo lugar desde el Pérmico temprano, hasta el Pérmico medio, sería la responsable del intenso plegamiento sufrido por estas rocas, como así de la discordancia angular existente entre la formación Alto Tupungato y el Grupo Choiyoi suprayacente (Ramos *et al.*, 1996).

Por encima de la discordancia Sanrafaélica, a partir del Cisuraliano comenzaron las efusiones del Grupo Choiyoi, que habrían tenido lugar en un ámbito extensional, causado por cambios en el ángulo de subducción de la losa oceánica (Martínez *et al.*, 2006; Ramos y Folguera, 2009). En este contexto como consecuencia de la verticalización de la losa, luego de un período de subducción subhorizontal, se generó un subplacado basáltico en la base de la corteza (Ramos y Folguera, 2009; Martínez y Giambiagi, 2010). Del Rey *et al.* (2016), concuerdan con dicha propuesta, pero además agregan que no existió interrupción alguna del arco magmático. Por otro lado Kleiman y Japas (2009) brindan otra interpretación sobre la génesis de estas rocas, proponen un período de interrupción de la subducción a partir de la subducción de una dorsal asísmica, luego del evento de subducción horizontal. Los registros de este grupo finalizan hacia el Triásico temprano.

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).

Ya desde el Jurásico Temprano, la región se encontraba sometida a extensión y vecina a un arco magmático ubicado al oeste, ambos procesos vinculados con la subducción del margen pacífico. En este contexto, durante el Calloviano, se depositan las rocas del Grupo Lotena. El inicio de la depositación se encuentra marcado por los conglomerados de la Formación Lotena (Orts, 2001), a los que le siguen las calizas transgresivas de la Formación La Manga, que evidencian la instauración de una plataforma carbonática. Estas secuencias son sucedidas hacia el Oxfordiano por una breve retirada del océano que produjo el desarrollo de un ambiente marino

hipersalino restringido en el que se depositaron las evaporitas de la Formación Auquilco (Gulisano *et al.*, 1984).

El desarrollo de un arco volcánico externo, y su retracción, en función del ángulo de subducción de la losa, sería el control primordial sobre el ambiente de depositación de la cuenca jurásica – cretácica para la región (Ramos, 1985a).

Hacia el Kimmeridgiano, inicia la sedimentación del Grupo Mendoza con las pelitas, areniscas, 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. La Formación Tordillo por tanto, habría sido depositada en sistemas de hemigrabenes que se fueron profundizando hacia el oeste (Acevedo, 2018), hasta coalescer lateralmente con las secuencias volcánicas, y volcanoclásticas de la Formación Río Damas, reconocida en este trabajo en el perfil 1 y 2, de la región de Cuchilla Mirador. Esta última 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 hemigrabenes con relleno característico en abanico, sostienen la hipótesis de un régimen tectónico extensivo. Esta hipótesis se ha visto reforzada a partir de observaciones realizadas durante la campaña, como el comportamiento de la falla La Yesera, que pareciera condicionar cambios de espesor en la unidad. Sumado a esto, se observó la presencia de las fallas normales, de pequeña escala, halladas dentro del afloramiento de la Formación Río Damas, ubicado en la Cuchilla Mirador. Los rasgos observados en el campo refuerzan el carácter sinextensional de ambas formaciones, desarrollado en la literatura previa.

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. Esta unidad se manifiesta como una alternancia entre calizas y pelitas, según la línea de compensación de carbonato, y exhibe un amplio registro de amonites.

Hacia el Valanginiano medio, como evidencia de la somerización del ambiente marino, se depositó la Formación Mulichinco. La misma se encuentra representada por pelitas, areniscas calcáreas, y margas rojizas, alternantes con calizas amarillentas hacia el sector oriental de la cuenca, y facies evaporíticas hacia el sector occidental.

Culminando el Grupo Mendoza, hacia el intervalo Valanginiano tardío - Barremiano temprano, se instala un ambiente de plataforma carbonática abierta, oxigenada, en el cual se depositaron las calizas fosilíferas de la Formación Agrio. 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 (Morel, 2020).

En la actualidad, se observa un hiato que abarca desde el techo de la Formación Agrio, hasta la aparición de las rocas clásticas de la Formación Diamante, depositadas durante el lapso Albiano medio – Turoniano tardío. Los depósitos de la Formación

Diamante representan la instauración de un sistema fluvial entrelazado, y lacustre, dentro de una cuenca de antepaís, que registró la migración del bulbo periférico hacia el este (Orts y Ramos, 2006). El período no registrado abarca unos 30 Ma, y aún resta dilucidar con precisión la naturaleza de su erosión. Si bien no es posible descartar la hipótesis de que se trate simplemente de una etapa de no depositación, esto dejaría abierta la incógnita acerca de la ausencia de los depósitos correspondientes a la regresión marina. Existen numerosos elementos que permiten inclinarse por la hipótesis erosiva. Por ejemplo, las evidencias de depositación sinorogénica que presenta la Formación Diamante 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) y Leanza (2009), la leve angularidad existente con el techo de la Formación Agrio (Rosselot, 2017), y el brechamiento presente en esta última. Por otro lado, la ausencia de esta unidad hacia la región occidental de la zona de estudio, donde la falla La Yesera y, en ocasiones, la falla Las Leñas actúan como hemigrabenes 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. Con respecto a su relación con el arco volcánico, la litología de la unidad, y sus recientes dataciones alejan la posibilidad de que se trate de las facies distales del arco volcánico. Sólo se ha hallado una pequeña expresión lávica andesítica (Rosselot, 2017), cerca de la base de la Formación Diamante en el Río Blanco, inmersa en una importante secuencia sedimentaria, con predominio de clastos volcánicos félsicos y de rocas calcáreas. Por lo expuesto, se interpreta a la Formación Diamante como depositada en una cuenca de antepaís en posición de retroarco.

Para el Mioceno temprano se registra el emplazamiento de diversos cuerpos ígneos en la región en general, y en la zona de estudio en particular. Para esta época, también, se produce el mayor levantamiento en la Cordillera Principal, incluyendo las fallas epidérmicas que han sido descritas en este sector andino, representadas en la zona de estudio por la falla Quebrada Blanca. Es aquí cuando se deposita la secuencia volcano-sedimentaria miocena, que en la zona de estudio conforma las cumbres divisorias, y se ubican suprayacentes, en discordancia angular y erosiva sobre, a las calizas del Grupo Mendoza, y la Formación Río Damas.

Hacia el finales del Mioceno, la horizontalización de la placa de Nazca fue responsable de la migración del magmatismo hacia el este, hasta llegar a las Sierras Pampeanas, para luego quedar cancelado en la actualidad a la latitud de estudio.

El Plioceno y el Cuaternario dan lugar a diferentes pulsos glaciares que han resultado el principal agente modelador del paisaje actual.

El Holoceno, finalmente, se caracteriza por la retracción parcial de la actividad glaciaria, y la suma de los procesos fluviales y de remoción en masa, que en conjunto generan el relieve que hoy puede apreciarse.

## 7. Conclusiones

A partir del cumplimiento de los objetivos, en este capítulo se exponen los principales aportes que brinda el presente trabajo. Los mismos están relacionados con la evolución tectono – sedimentaria de la región, y para alcanzarlos, fue necesaria una exhaustiva revisión de la bibliografía previa, complementada con observaciones de campo. Así, se enumeran a continuación las principales conclusiones:

- Se actualizó el cuadro estratigráfico de la zona. Se reasignaron todos los afloramientos ubicados en la cabecera del río Blanco, y cordón limítrofe al Mioceno, bajo el nombre provisional de secuencia volcano – sedimentaria miocena (Litvak/Fennell, *comm. pers*). Hasta el momento estas rocas se encontraban mapeadas y descritas bajo el nombre de Formación Juncal, y se pensaba que su edad era cretácica (Ramos *et al.*, 1990).

- Se logró determinar, mediante una caracterización litológica, que los afloramientos asignados previamente a la Formación Tordillo, ubicados en la Cuchilla Mirador, corresponden a su equivalente lateral, la Formación Río Damas, debido a la presencia de términos volcánicos.

- Se reconocieron, en los perfiles realizados sobre la Formación Río Damas, litofacies sedimentarias conformados por areniscas y conglomerados masivos, que a su vez se encuentran intercalados con rocas de origen volcánico. La litología epiclástica podría representar la removilización del material, previamente erosionado, mediante agentes fluviales de mediana a alta energía, contemporáneos al desarrollo de la actividad volcánica. Mientras que las litofacies volcánicas se conforman por flujos lávicos andesíticos subaéreos, y autobrechas de lavas andesíticas. Presumiblemente, la intercalación entre estos dos tipos litofaciales, se habría dado en un ambiente de cuenca de intraarco, o retroarco.

- Se reconocieron, en los perfiles realizados sobre la secuencia volcano-sedimentaria miocena, litofacies de ortoconglomerados con areniscas de grano grueso subordinadas, y litofacies volcánicas. Se requieren futuros estudios de mayor detalle, para dilucidar el vínculo de estas facies volcánicas con el magmatismo cenozoico conocido de la región.

- Se observaron los fallamientos normales internos, en los afloramientos de la Formación Río Damas, ubicados en Cuchilla Mirador. Si bien estas fallas normales, están descritas en otros trabajos contemporáneos, como Morel (2020), y Peluffo (2020), aquí resultan de vital relevancia, dado que se determina por primera vez que los afloramientos corresponden a la Formación Río Damas, como se expuso anteriormente. Y por otro lado, están representados en la sección estructural, como

evidencia que apoya la hipótesis de inversión tectónica. Es decir que la Formación Río Damas, al igual que su equivalente lateral la Formación Tordillo, se depositó como relleno de hemigraben, que sufrió posterior inversión tectónica.

- Se presentó una sección estructural transversal a la falla las Leñas, que si bien es esquemática, explicaría satisfactoriamente la estructura observada en superficie, bajo la hipótesis de que hubo cierto grado de inversión tectónica en la zona. Además se aporta como novedad, la existencia de una deformación de tipo híbrida. Esto se debe a que la inversión involucró un hemigraben de la Formación Río Damas, y afectó en parte al basamento. El modelo expuesto contrasta con la interpretación de Ramos (1985b) y trabajos posteriores, que sostienen que la FPC del Aconcagua es completamente epidérmica. Además en la sección presentada, se considera la ductilidad, de la Formación Auquilco, que se observa en superficie conformando amplios diapiros evaporíticos, en las inmediaciones de la falla Las Leñas, sobre la Cuchilla del río Blanco.

## 8. 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-Neuquen Basin, Argentina and Chile. *Journal of Iberian Geology*, 27:71-90.
  
- Aguirre-Urreta, M.B., 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.B. y Lo Forte, G.L. 1996. Los depósitos jurásicos de la Alta Cordillera de Mendoza. 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 (1), Buenos Aires.
  
- Aguirre-Urreta, M.B., 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.
  
- Álvarez, P.P. 1996. Los depósitos triásicos y jurásicos de la Alta Cordillera de San Juan. 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 (1), Buenos Aires.
  
- 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.

- Aubin, J. Borrelo, A.V. 1966. Chaines andines et chaine alpine: regard sur geologie de la Cordillere des Andes au parallele de l'Argentine moyenne. Bulletin de la Société Géologique de France. Serie 7 v.8: pp. 1050 – 1070.
  
- Avé Lallement, G. 1892. Observaciones sobre el mapa del Departamento de Las Heras, Provincia de Mendoza. Anales del Museo de La Plata, Sección Geológica y Mineralógica, 1:5-20, La Plata.
  
- Azcuy, C.L., 1993. Las secuencias sedimentarias neopaleozoicas. Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 1: 41-52.
  
- Baldwyn, H.L. 1942. Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquén. Boletín de Informaciones Petroleras, 19 (214): 37 – 50.
  
- 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.
  
- Burckhardt, C. E. 1900. Profils géologiques transversaux de la Cordillère argentino – chilienne: stratigraphie et tectonique. Anales del museo de La Plata, Sección Geología y Mineralogía, Parte 2: 1 – 136. La Plata.
  
- Caminos, R. 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (3): 351-392.
  
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia nacional de Ciencias, 1: 397 – 453. Córdoba.
  
- 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. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de 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., Ramos, V. A., Tapia, F., y Sagripanti, L. 2015. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37° S (Chile and Western Argentina). Geological Society, London, Special Publications 399 (1): 13-61.
  
- Cristallini, E.O. 1998. Guía de Fajas Plegadas y Corridas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 117: 63 - 82.
  
- 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.
  
- 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.
  
- 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.
  
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. 2º Simposio de Geología Regional Argentina. Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina: 985-1032. Córdoba.
  
- 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 (2017)
  
- Folguera, A., Naipauer, M., Sagripanti, L., Ghiglione, M., Orts, D., Giambiagi, L. 2016. Growth of the Southern Andes. Springer & Business Media, 2016.
  
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. Journal of the Geological Society 129: 93-131.
  
- Gerth, H. 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sur de la provincia de Mendoza. Academia Nacional de Ciencias, 10 (2): 123 – 172. Córdoba.

- 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.
  
- Gibbs, A.D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal Geological Society*. 141: 609 – 620. London.
  
- 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.
  
- González, C.R., 1977. Oriocrassatella y Stutchburia (Bivalvia) en la ingesión 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.
  
- Greco, C. 2019. Geología de las nacientes del Arroyo Los Gateados, alta cordillera de Mendoza. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 123 p., Buenos Aires.

- 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, Serie C Reimpresiones 1: 1-174. 1980.
  
- 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.
  
- Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, A., Digregorio, R., 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano – Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta – Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 221 235. Buenos Aires
  
- Heredia, N., Farías, P. & García-Sanseguno, 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.
  
- Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 23 (226): 1 – 39. Buenos Aires.
  
- Junkin, W.D., y Gans, P.B., 2019. Stratigraphy and geochronology of the Nacientes del Teno and Río Damas Formations: Insights into Middle to Late Jurassic Andean volcanism: *Geosphere*, v. 15, no. 2, p. 450 – 478.
  
- 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.A., Palma, R.M., Bressan, G.S. 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. *Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 696 – 713.
  
- 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 paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*. 473. 283-299.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central (provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó). Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 8, 95 p. Santiago.
- 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.
- 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.
- 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.

- 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), Buenos Aires.

- Martínez, A. N., 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*. 30.

- Martínez, A. N., Rodríguez Blanco, L. y Ramos, V.A. 2006. Permo-Triassic magmatism of the Choiyoi Group in the Cordillera Frontal of Mendoza, Argentina: geological variations associated to changes in paleo-Benioff zone. *Backbone of the Americas-Patagonia to Alaska. Geological Society of America, Abstracts with Programs* 2: 1 – 77, Mendoza.

- 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.

- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. 1993. *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania. 66:178.

- Mescua, J.F. 2011. Evolución estructural de la Cordillera Principal entre las Choicas y Santa Elena (35°S), provincia de Mendoza, Argentina. Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral. 244p

- Morel, L. 2020. Geología y estructura de los alrededores de la cabecera del Río Blanco en la Cordillera Principal de la Provincia de Mendoza. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 135p., Buenos Aires.

- 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.

- Mpodozis, C., Ramos, V.A. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. Revista de la Asociación geológica Argentina, 63(4), 481-497.

- 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), XX p., Buenos Aires.

- Olivar, J., Nacif, S., Fennell, L., y Folguera, A. 2018. Within plate seismicity analysis in the segment between the high Cordillera and the Precordillera of northern Mendoza (Southern Central Andes). Geodesy and Geodynamics, 9 (1):13-24.

- 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.

- Panien, M., Schreurs, G. y Pfiffner, A. 2005. Sandbox experiments on basin inversion: testing the influence of basin orientation and basin fill. Journal of Structural Geology 27 (3): 433-445.

- 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 (1), Buenos Aires.
  
  - Polanski, J. 1958. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 12 (3): 165-196.
  
  - 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, Subsecretaria 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, Spcevia Paper 218: 31-54, Boulder.
- 116
- Ramos, V.A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. En Episodes, Special Volume: Geology of South America.
  
  - 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., 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., 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). 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 43-46. San Juan.
  
- 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., Cristallini, E., Pérez, D. 2002. The pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 59-78.
  
- Ramos, V.A., Aguirre-Urreta, M.B., Álvarez, P.P., Colluccia, A., Giambiagi, L., Pérez, D.J., Tunik, M., Vujovich, G. 2010. Hoja Geológica 3369-III: Cerro Tupungato. Servicio Geológico y Minero Argentino. Boletín 386, 133pp., Buenos Aires.
  
- 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. 10.1038
  
- 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.
  
- Rolleri, E.O., Criado Roque, P. 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 771-810. Buenos Aires.
  
- Rolleri, E.O., Criado Roque, P. 1969. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas de Ciencias Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60, Buenos Aires.
  
- Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M.N., Calderón, S., Charrier, R. y Hoffman, D. 2014. The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33°-35,5°S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology*, 41 (3): 529-557.
  
- 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.
  
- Sanguinetti, A.S., Cegarra, M.I. 1991. El volcanismo jurásico superior al este de las cuevas, Cordillera Principal de Mendoza, Argentina. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Congreso Geológico Chileno 1991. Resúmenes expandidos: pp. 872 – 876.
  
- 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*, ISSN: 0895-9811, Vol: 63, Page: 48-69
  
- 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.
  
- 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*, Chapter: 12, Publisher: Asociación Geológica Argentina, pp.131-144.

- Schwarz, E., Spalletti, L., Veiga, G., Fanning, C. 2016. First U–Pb SHRIMP age for the Pilmatué Member (Agrido Formation) of the Neuquén Basin, Argentina: Implications for the Hauterivian lower boundary. *Cretaceous Research*. 58. 223-233.
  
- Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E. 2011. La Formación Agrido (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pp.145-160.
  
- Sruoga, P. y Llambías, E. J. 1992. Permo – Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihue Calel, La Pampa Province, Argentina. *Journal of South American earth sciences*, 5(2): 141-152.
  
- Sruoga, P., Etcheverría, M. P., Cegarra, M., Rubinstein, N.A., Mescua, J. 2011. Engranaje lateral entre las formaciones Tordillo y Río Damas en la Cordillera Principal de Mendoza (34°45'S). *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*.
  
- Stappenbeck, R. 1917. Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata (Provincia de Mendoza). *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología*, 12 (1), Buenos Aires.
  
- Stelzner, A. 1873. Uber die argentinische Cordillere zw. 31° und 33°S. *Beitrage Neues Jahrbuch Mineralogie, Geologie, Paläontologie*: 726-744. Stuttgart.
  
- 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)*, Buenos Aires.
  
- Stipanovic, P.N. y Rodrigo, F. 1970. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. 4° *Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2*: 353-368, Buenos Aires.
  
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martínez, C.G. 1968. Las formaciones

presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23 (2): 67-98.

- 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), XX p., Buenos Aires.

-Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana: Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 39: 51 p.

- 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.

- 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. 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.

- Vicente, J.C., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, A. y Rivano, S. 1973. La orogénesis subhercínica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes argentino-chilenos centrales. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 81-98, Buenos Aires.

- Vitarella, L. G. 2000. Geología del Valle Superior del Arroyo Chorrillos, Provincia de Mendoza. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), XX 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. 120.
  
- Zavala, C. 2000. Nuevos avances en la sedimentología y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco en la Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras, 63: 40 – 54.
  
- Zeil, W. 1981. Volcanism and geodynamics at the turn of the Paleozoic to the Mesozoic in the Central and Southern Andes. Zentralblstt für Geologie und Paläontologie, teil I-1981 (3-4): 298 – 318. Stuttgart.