



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

*Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas*

**“GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA DEL PUESTO DEL  
TORO, LADERA ORIENTAL DE LA SIERRA DE  
YERBA LOCA, DEPARTAMENTO JÁCHAL, SAN  
JUAN”**

**Melina Victoria Villalobos**

Director: Dr. Ariza Juan Pablo

Co-Directora: Lic. Moreno Cinthya

*2024*

## ÍNDICE

<b>RESUMEN</b>	<b>5</b>
<b>CAPÍTULO 1</b>	<b>7</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>7</b>
1.1. Motivos	7
1.2. Objetivos	7
1.3. Ubicación y vías de acceso	8
1.4. Marco teórico	9
1.5. Metodología	10
<b>CAPÍTULO 2</b>	<b>12</b>
<b>2. GENERALIDADES</b>	<b>12</b>
2.1. Orografía	12
2.2. Hidrografía	13
2.3. Clima	14
2.4. Suelo y vegetación	16
<b>CAPÍTULO 3</b>	<b>17</b>
<b>3. GEOLOGÍA REGIONAL</b>	<b>18</b>
3.1. Precordillera	18
3.2. Precordillera Occidental	19
3.2.1. Estratigrafía	21
Ordovícico	21
Formación Yerba Loca	21
Grupo Trapiche	22
Carbonífero	23
Formación Volcán	23
Pérmico	25
Formación Panacán	25
Formación Ojo de Agua	25
Cretácico	26
Formación Ciénaga del Río Huaco	26
Neógeno	27
Formación Cerro Morado	27
Cuaternario	28
Depósitos de Agradación Pedemontana	28
3.2.2. Estructura	29

<b>CAPÍTULO 4</b>	<b>31</b>
<b>4. GEOLOGÍA LOCAL</b>	<b>31</b>
Geología de la quebrada del Puesto del Toro	31
4.1. Estratigrafía	31
Formación Yerba Loca	31
Formación Cerro Morado	37
Depositos Cuaternarios	38
4.2. Estructura	39
4.2.1. Estructuras de fallamiento	40
4.2.2. Estructuras de plegamiento	42
4.2.2.1. Estructuras menores asociadas al plegamiento	46
4.2.3. Análisis de los datos estructurales	49
<b>CAPÍTULO 5</b>	<b>52</b>
<b>5. INTERPRETACIONES DE LOS RESULTADOS</b>	<b>52</b>
<b>CAPÍTULO 6</b>	<b>54</b>
<b>6. EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA</b>	<b>54</b>
6.1. Historia geológica	54
<b>CONCLUSIONES</b>	<b>59</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>62</b>
<b>ANEXOS</b>	<b>75</b>
Lamina I	75

## **AGRADECIMIENTOS**

Deseo expresar mi más sincero y profundo agradecimiento a todas aquellas personas que, de una u otra forma, fueron parte fundamental en este recorrido a lo largo de mi carrera.

En primer lugar, agradezco a mis padres, Myriam y Roberto, quienes siempre me han brindado su apoyo incondicional para poder cumplir todos mis objetivos personales y académicos. Con su cariño y dedicación me han motivado siempre a perseguir mis sueños y nunca rendirme.

También, agradecer a mis hermanos, Rocio y Tomas, quienes han sido y son el sostén más importante en mi vida. Su compañía y palabras de aliento me han ayudado a superar cada obstáculo. Ellos son mi familia, y sin su amor y apoyo incondicional, no sería quien soy hoy.

A mi compañero de vida, Ema, por su amor, paciencia y apoyo incondicional a lo largo de este proceso. Gracias por estar siempre a mi lado, siendo una constante inspiración y fortaleza. Este logro también es de él. A su familia, por recibirme con los brazos abiertos y brindarme su apoyo incondicional.

A Dios, por darme la sabiduría y fuerza necesarias para llegar hasta aquí.

A Juan, por su compromiso, sabiduría y paciencia, las cuales han sido esenciales para mi crecimiento académico y personal. Sin sus palabras y correcciones precisas no hubiese llegado a esta instancia tan anhelada. Gracias por brindarme su tiempo y por confiar en mí desde el principio.

A Cinthya, le agradezco de todo corazón, por ser no solo una guía excepcional, sino también una gran amiga, que me acompañó durante esta última etapa de mi carrera. Estoy agradecida por su tiempo, dedicación, consejos, y sobre todo su ayuda. Gran parte de este trabajo se lo debo a ella.

A los integrantes del tribunal examinador Dra. Sofia Pérez Lujan, Dr. Gustavo Ortiz y Dr. Martin Rothis por aceptar ser jurado de mi trabajo final de licenciatura. Sus valiosos consejos, ideas y el tiempo dedicado fueron fundamentales para que este proyecto se llevara a cabo con éxito.

A mis amigas Ailen y Juli, por ser mi refugio en los momentos de estrés y por celebrar cada pequeño avance conmigo. Su amistad, comprensión y apoyo incondicional ha sido muy importante durante este proceso. Gracias por ser parte de esta etapa tan importante en mi vida.

Agradecerles a todos mis compañeros los cuales muchos de ellos se han convertido en mis amigos. Gracias por las horas de campo compartidas, los trabajos realizados en conjunto y las experiencias vividas, que ahora se transforman en lindos recuerdos.

A Elenita y Gaby, por su constante disposición y atención hacia los estudiantes, y por todos los favores que me han concedido a lo largo de estos años, siempre de la manera más amable y generosa.



A todos los docentes que han sido parte de mi camino universitario, les quiero agradecer por transmitirme los conocimientos necesarios para hoy poder estar aquí.

Por último, agradecer a la Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Exactas, Físicas y Naturales y al Departamento de Geología, que me ha exigido tanto, pero al mismo tiempo me ha permitido obtener mi tan ansiado título. Agradezco a cada directivo por su dedicación y gestión, fundamentales para crear las bases y condiciones necesarias para aprender.

Todo esto se llevó a cabo con gran esfuerzo, dedicación y una profunda pasión, lo que me permite hoy decir con orgullo que soy GEÓLOGA.

*¡¡¡Muchas gracias a todos!!!*

## RESUMEN

La Formación Yerba Loca (FYL), del Ordovícico Superior, aflora principalmente en la Precordillera Occidental de La Rioja y San Juan, en particular en los departamentos de Jáchal e Iglesia. Esta unidad geológica se caracteriza por rocas clásticas (areniscas y pelitas) y carbonáticas, que han sufrido un metamorfismo de bajo a muy bajo grado, y presentan intrusiones de cuerpos ígneos máficos y ultramáficos. El estudio detallado de esta unidad es crucial para entender la sedimentación en el margen occidental de la Precordillera y evolución tectónica asociada al cierre de la cuenca eopaleozoica de Precordillera hacia finales del Devónico. Este trabajo aporta nuevos datos sobre la estratigrafía y estructura de esta unidad en la ladera oriental de la sierra Yerba Loca, quebrada del Puesto del Toro, dentro del ámbito de la Precordillera Occidental, sobre la región centro-oeste de Argentina.

Se llevó a cabo un trabajo preliminar de mapeo utilizando imágenes satelitales para diferenciar unidades y estructuras, tanto a nivel regional como local dentro del área de estudio. Posteriormente, sobre la sección geológica estudiada, se observó una alternancia de pelitas y areniscas finas, con cuerpos lenticulares de calcarenitas e intercalaciones de cuerpos ígneos basálticos tabulares. Además, se describieron e interpretaron diferentes estructuras geológicas, tales como lineamientos, corrimientos y pliegues de escala variable. Las estructuras mapeadas, que incluyen datos de  $S_0$  (planos de estratificación) y  $S_1$  (clivaje de plano axial), presentan una orientación predominante NO-SE, reflejando la estructuración principal de las sedimentitas paleozoicas. Esta trama estructural es afectada por fallas inversas andinas de orientación N-S y de extensión regional. Asimismo, se identificaron depósitos cuaternarios afectados por falla, demostrando actividad neotectónica en la zona.

El patrón de disposición estratigráfica y estructural dominante en la zona de estudio se originó en un estadio preandino, compuesto por al menos dos fases, y un estadio andino. La primera fase del estadio preandino se asocia con la formación de una cuenca marina extensiva durante el Paleozoico inferior, que dio lugar a los conspicuos depósitos de sedimentitas de la FYL y rocas máficas-ultramáficas relacionadas. La segunda etapa del estadio preandino se caracterizó por una intensa deformación dúctil, típica de niveles estructurales inferiores, con desarrollo de clivaje y metamorfismo de bajo grado, bajo un régimen compresivo. Esta etapa de deformación, se vincula regionalmente con el cierre de la cuenca marina y el establecimiento de un orógeno colisional (orogenia Chánica) hacia el Devónico superior-Carbonífero inferior. En cuanto al período andino, se observa la formación de al menos un corrimiento de rumbo N-S con

vergencia oriental que atraviesa toda la estructuración previa. Sin embargo, en inmediaciones de la desembocadura de la quebrada del Puesto del Toro, el corrimiento andino se dispone de forma paralela a los planos de deformación dúctil  $S_1$ , lo que indicaría la influencia ejercida por las estructuras preandinas sobre la deformación moderna.

## CAPÍTULO 1

### 1. INTRODUCCIÓN

#### 1.1. Motivos

El presente trabajo tiene como finalidad cumplir con la última etapa del plan de estudio para la obtención del título de Licenciado en Ciencias Geológicas, que otorga la Universidad Nacional de San Juan. Asimismo, contribuir con un enfoque crítico y riguroso en la investigación del área de estudio.

Con el fin de integrar y aplicar los conocimientos adquiridos durante este nivel académico, se eligió como área de estudio la quebrada del Puesto del Toro, situada al noroeste del departamento de Jáchal, en la Provincia Geológica de Precordillera Occidental (Fig. 1.3.1).

#### 1.2. Objetivos

El **objetivo general** del trabajo es realizar un aporte al conocimiento geológico de la Formación Yerba Loca (FYL), mediante el estudio de las rocas expuestas a lo largo de la quebrada del Puesto del Toro, sobre la ladera oriental de la sierra Yerba Loca. De manera complementaria se pretende investigar sobre los aspectos de la deformación andina y preandina que contribuyan a esclarecer el marco geotectónico en el cual se desarrolló la trama estructural de la región.

#### **Objetivos específicos**

- \* Realizar un mapa geológico de detalle a escala 1:10000 de la quebrada del Puesto del Toro.
- \* Caracterizar la estructuración preandina que afecta a los afloramientos de la Formación Yerba Loca (estructuras de fallamiento y plegamiento, nivel estructural y vergencia de la deformación).
- \* Describir la estratigrafía local de la quebrada.
- \* Realizar una sección estructural que permita valorar la relación entre estructuras andinas y preandinas que afectan a las unidades geológicas expuestas en el área de estudio.
- \* Comparar el marco geodinámico de la zona de estudio con modelos geológicos regionales propuestos para asociar la estructuración de las unidades analizadas con algunos de estos modelos.

### 1.3. Ubicación y vías de acceso

El área de estudio propuesta se ubica al noroeste de la provincia de San Juan, en el departamento Jáchal (Fig. 1.3.1). Incluye el sector oriental de la sierra Yerba Loca, donde aflora la formación homónima y unidades equivalentes. A la misma, se accede desde la ciudad de San Juan a través de la Ruta Nacional N°40 con dirección al norte, hasta el empalme con la Ruta Nacional N°150, en el departamento Jáchal (Fig. 1.3.2). Luego se continúa hacia el noroeste hasta empalmar con la Ruta Provincial N°456 que atraviesa la localidad de Villa Mercedes (Fig. 1.3.2). A partir de esta última localidad, se continúa hacia el norte a través de una huella minera con destino al Puesto Chepical y escuela Gualcamayo. El acceso final desde el puesto antes mencionado, se realiza a lo largo de 15 km de huella E-O y estado regular hasta alcanzar el Puesto del Toro, ubicado en la quebrada homónima, sobre el flanco oriental de la sierra Yerba Loca (Fig. 1.3.2).

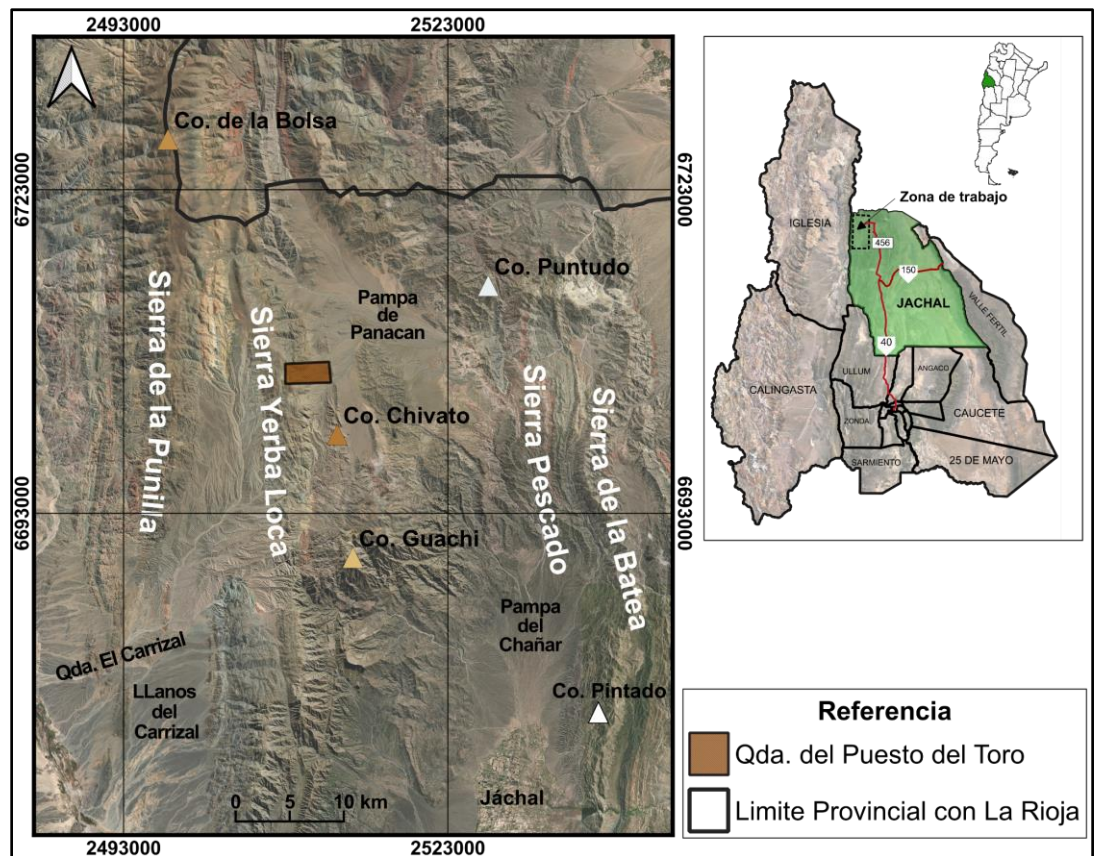
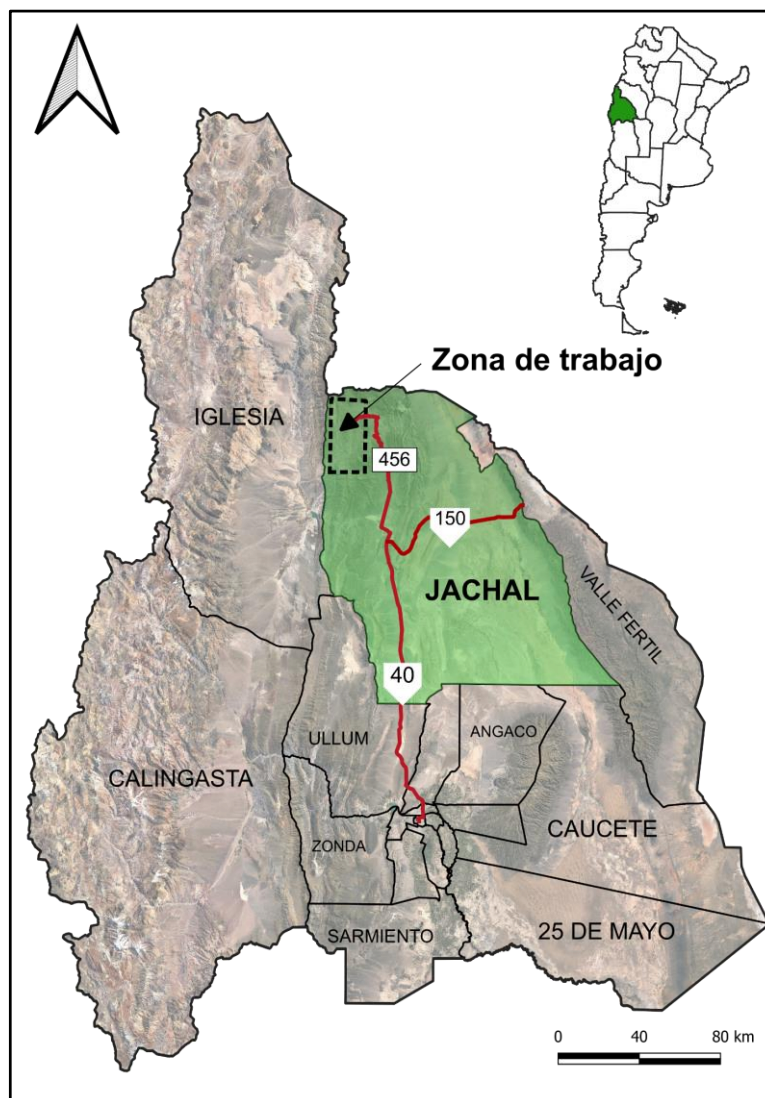


Figura 1.3.1: Mapa de ubicación de la zona de estudio en el contexto geográfico de la provincia de San Juan. El recuadro marrón indica la ubicación de la quebrada del Puesto del Toro. Sistema de referencia de coordenadas POSGAR 94; Datum WGS 84.



*Figura 1.3.2: Mapa con las vías de acceso al área de estudio. En negro se encuadra la ubicación de la sierra Yerba Loca en relación con las rutas y caminos principales. Sistema de referencias de coordenadas POSGAR 94; Datum WGS 84.*

#### 1.4. Marco teórico

La sierra Yerba Loca y otros cordones del área de estudio, están constituidos por importantes sucesiones de rocas siliciclásticas del Paleozoico temprano (Formación Yerba Loca (Furque, 1963) y unidades equivalentes) interpretadas como facies de talud y fondo oceánico (Astini et al., 1996) entre las cuales se emplazan filones capa basálticos y coladas de lavas almohadilladas (Haller y Ramos, 1984; Ramos et al., 1986). Complementan la estratigrafía regional secuencias de rocas mesopaleozoicas de ambiente marino (Fauqué et al., 2020). Regionalmente, estos depósitos se presentan polideformados (von Gosen, 1997; Davis et al., 2000) y soportan en fuerte discordancia angular a los depósitos del Neopaleozoico (Ramos, 1995). Las unidades cenozoicas corresponden a depósitos sedimentarios clásticos y volcánicos del Neógeno (Fauqué

et al., 2020). Estos son cubiertos discordantemente por depósitos aluviales y fluviales actuales, conformando diversas geoformas de acumulación y erosión (abanicos, bajadas, terrazas, entre otros).

La estructura de la sierra Yerba Loca en el contexto de la Precordillera Occidental, forma parte de una faja plegada y corrida originada durante la compresión andina (Baldis y Chebli, 1969; Ramos et al., 1984; Allmendinger et al., 1990; Jordan et al., 1993; von Gosen, 1995, 1997). Numerosos autores (Allmendinger et al., 1983; Jordan et al., 1993; von Gosen, 1995, 1997; Álvarez-Marron et al., 2006; Sellés-Martínez y Azcurra, 2010; Allmendinger y Judge, 2014) han demostrado que la estructura de la zona de estudio es el resultado de una compleja historia geológica, producto de la superposición de varias fases de deformación acaecidas durante el Paleozoico y Mesozoico, y finalmente estructurada como una faja plegada y corrida durante el Ciclo Andino.

Las rocas eo y mesopaleozoicas presentes en el área de estudio, representan los vestigios de una cuenca oceánica desarrollada entre los terrenos Cuyania (hacia el este) y Chilenia (hacia el oeste). Estos terrenos se habrían amalgamado hacia fines del Devónico dando origen al evento orogénico Chánico (Ramos et al., 1986; Giambiagi et al., 2014; Heredia et al., 2015, entre otros). Para algunos autores, Chilenia y Cuyania son fragmentos con afinidades laurénticas que derivaron hacia Gondwana (Ramos, 1988; Dalla Salda et al., 1992; Davis et al., 1999, 2000; Thomas y Astini, 2003; Thomas et al., 2015, entre otros). Mientras que, para otros Cuyania tiene un origen parautóctono con respecto a Gondwana (Aceñolaza et al., 2002; Finney et al., 2003; López y Gregori, 2004; González-Menéndez et al., 2013, entre otros). Actualmente diversos autores sugieren a Chilenia y Cuyania como parte del mismo fragmento continental, separado parcialmente durante el Ordovícico con el desarrollo de corteza oceánica en la parte sur (Boedo et al., 2013; González-Menéndez et al., 2013; Ariza et al., 2018, entre otros). En este contexto, actualmente existe consenso en la existencia de una zona de sutura entre ambos terrenos, la cual se pone de manifiesto por una intensa deformación y metamorfismo en facies de esquistos verdes (Ramos et al., 1986; von Gosen, 1995; Davis et al., 1999; Ariza et al., 2018, entre otros) a la cual se asocian altos gradientes magnéticos distribuidos a lo largo de toda la depresión Iglesia-Calingasta-Uspallata (Martínez y Gimenez, 2005).

### 1.5. Metodología

Para lograr los objetivos planteados en este trabajo, el esquema y metodología propuestos incluyen las siguientes etapas:

#### *1.5.1. Análisis y Recopilación de la Información*

- Recopilación y análisis de los antecedentes bibliográficos y cartográficos existentes del área de estudio. Como así también, la bibliografía referida a la metodología a aplicar.
- Adquisición de imágenes satelitales, modelos de elevación digital, hojas geológicas, cartas topográficas, entre otras. Materiales disponibles en los sitios de <https://earthexplorer.usgs.gov/> y <https://repositorio.segemar.gov.ar/>.
- Adquisición, análisis, procesamiento e interpretación de imágenes satelitales. Realizada mediante la aplicación de programas específicos (Qgis y Google Earth). Se aplicaron las metodologías descriptas en Ariza et al. (2018).
- Confección de mapas preliminares, basados en cartografía geológica preexistente, así como en el procesamiento e interpretación de imágenes satelitales.

#### *1.5.2. Tareas de Campo*

- Mapeo a escala 1:10000 y ajuste de la interpretación preliminar, toma de datos sedimentológicos (litología, espesores y arreglo interno de las capas) y estructurales (rumbo, buzamiento y dirección de buzamiento) elementos planares y lineales (planos de estratificación ( $S_0$ ), contactos normales y tectónicos, planos axiales de pliegues, clivajes y foliaciones ( $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_n$ ), entre otros). Los datos fueron relevados con brújula geológica tipo Brunton. Asimismo, la georeferenciación de los datos fue realizada con receptor GPS.
- Identificación y medición de indicadores cinemáticos de la deformación. Descripción de la estratigrafía, para determinar la secuencia y naturaleza de los eventos geológicos involucrados en su génesis.
- Levantamiento de una sección estructural.

#### *1.5.3. Tareas Posteriores de Gabinete*

- Confección de mapas geológicos y diagramas de proyección estereográfica para representar de manera sintética la información recolectada.
- Análisis e interpretación de los datos obtenidos.
- Elaboración de un informe final con la información reunida, estudiada, analizada e interpretada.



## **CAPÍTULO 2**

### **2. GENERALIDADES**

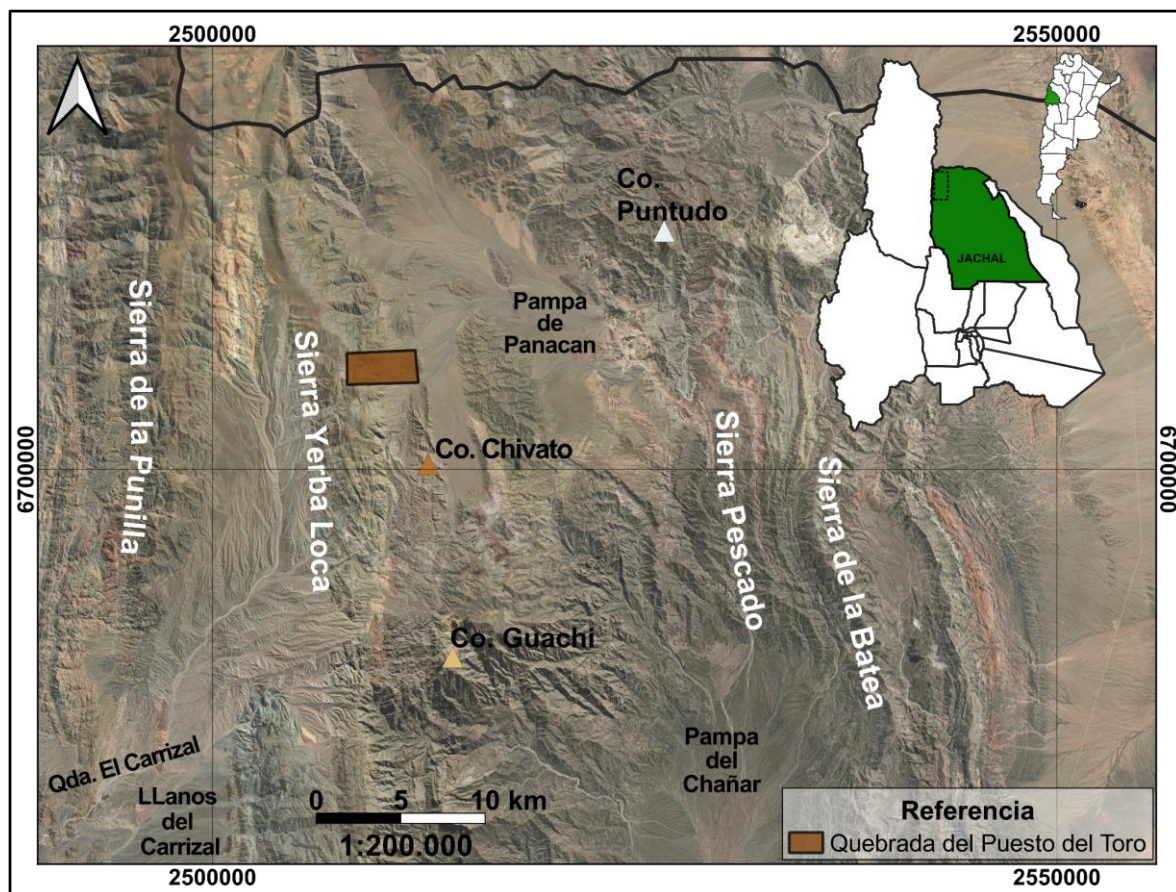
#### **2.1. Orografía**

El área de estudio está caracterizada por la presencia de un sector montañoso distribuido en cordones, elevados y paralelos, con orientaciones predominantes norte-sur, separados por cuencas intermontanas de dimensiones variables (Furque, 1963).

Las mayores elevaciones se presentan en las sierras del Volcán y de la Punilla que constituyen un elevado cordón de altura media de 4000 m s.n.m. al oeste de la zona de estudio. La sierra de la Punilla tiene sus cumbres más elevadas en el norte, y desde allí baja suavemente hacia el sur, casi en línea recta hasta la sierra del Volcán, que finaliza en el cerro Colorado y la quebrada del Carrizal (Furque, 1963) (Fig. 2.1.1).

La quebrada seleccionada como zona de estudio se encuentra sobre el cordón de mayor importancia al norte del departamento de Jáchal, la sierra Yerba Loca de orientación norte-sur. Se ubica a unos 205 km al norte de la ciudad de San Juan. Es un subsistema orográfico perteneciente a la Precordillera Occidental de San Juan, con una extensión de 30 km y cuya altura máxima la posee el cerro Vizcacha con 3929 m s.n.m. El límite occidental de la sierra está constituido por la sierra de la Punilla y el límite oriental por la Pampa de Panacán y cerro Chivato. En el sector norte se encuentra el límite con la provincia de La Rioja y por el sur, limita con el cerro Guachi, siguiendo la misma orientación que la sierra de la Punilla (Fig. 2.1.1).

Entre los cordones montañosos descriptos, quedan encerrados numerosos bolsones generalmente alargados en el sentido de esas serranías. El mayor de ellos, la cuenca de Gualcamayo, constituye una planicie continua, de pendiente suave desde el portezuelo de la Goya hasta Chepical. Otro le sigue en importancia: la cuenca del Volcán, limitada por los cordones serranos de la Punilla y Yerba Loca. Su longitud es de varios kilómetros, y en contraste con la cuenca de Gualcamayo está fuertemente disectado por innumerables cañadones y quebradas que hacen abrupto el paisaje. Las numerosas quebradas y cursos de agua permanentes se desarrollan por lo general paralelamente a la estructura de las sierras, es decir con orientación N-S (Furque, 1963).



*Figura 2.1.1: Mapa visualizado sobre una imagen satelital, con la distribución y toponimia de las unidades orográficas más importantes del área de estudio. El recuadro marrón representa la delimitación areal de la quebrada del Puesto del Toro. Sistema de referencia de coordenadas POSGAR 94; Datum WGS 84.*

## 2.2. Hidrografía

La hidrografía del área de estudio se caracteriza por ser pobre en aguas permanentes. La mayor parte de la red fluvial corresponde a torrentes, “ríos secos” y cauces aluvionales que sólo aportan agua en la época estival, coincidente con el periodo de lluvias; transportan entonces caudales abundantes que, según su volumen, pueden llegar hasta los bajos o bolsones, o infiltrarse en sus propios cauces (Furque, 1963) (Fig. 2.2.1).

Los ríos de corrientes permanentes importantes en la zona son: el río Blanco y el río Gualcamayo (Fig. 2.2.1). El río Blanco tiene sus nacientes en la Cordillera de los Andes, en el tramo que corresponde a La Rioja y, desde allí, escurre por los valles longitudinales en los que recibe numerosos afluentes; presenta un caudal importante que forma una faja de agua de 30 a 50 m de ancho. Su curso es casi recto, muy encajonado entre el cordón de la Punilla y las laderas de los Llanos de los Hoyos y del Médano (Furque, 1963) (Fig. 2.2.1).

El río Gualcamayo cruza de oeste a este la zona de trabajo. Sus nacientes se encuentran en el tramo de la sierra de la Punilla que corresponde al puesto de la Punilla, formando allí un pequeño arroyo que atraviesa la sierra Yerba Loca y el cerro Áspero (Furque, 1963) (Fig. 2.2.1). El caudal de este río es variable; en la época de lluvias abundantes lleva agua en todo su curso, en cambio, durante el invierno y periodos de sequías, escasamente alcanza la latitud del puesto del Vallecito (Furque, 1963) (Fig. 2.2.1).

El resto de la red hidrográfica del área está conformada por innumerables ríos, quebradas y arroyos de cauce seco y de importancia secundaria, ya que sus cursos no son extensos y se encuentran dispersos en forma irregular. Tal como es el río Huerta de Guachi, originado en las laderas del cerro Guachi y que se pierde en la Pampa del Chañar en dirección a Jáchal (Furque, 1963) (Fig. 2.2.1). Cabe destacar la presencia del arroyo Chepe, ubicado en la quebrada homónima al norte de la zona de estudio de cauce temporal (Fig. 2.2.1).

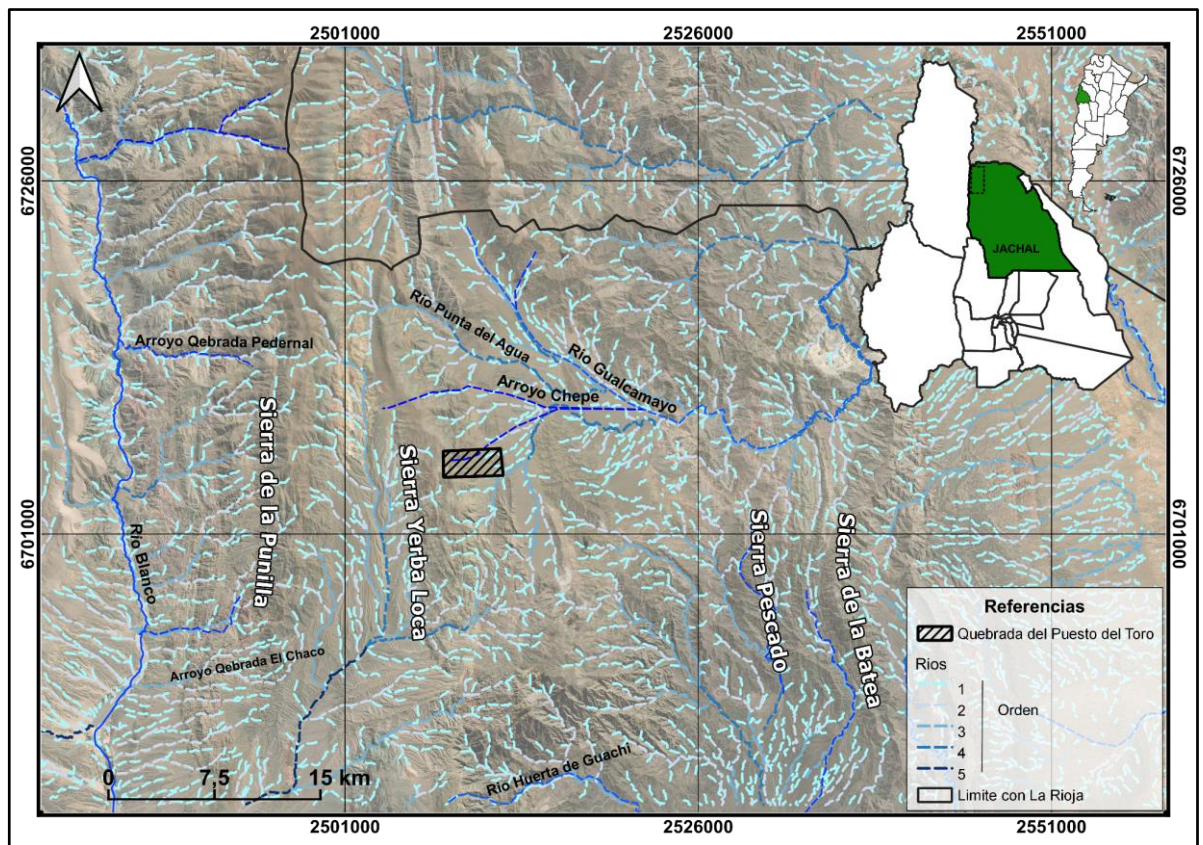


Figura 2.2.1: Imagen satelital regional y ubicación del área de estudio delimitada por el recuadro negro. Se observa la red de drenaje incluyendo ríos temporales hasta el quinto orden, modelo de ordenación según Horton (1932, 1945)-Strahler (1957) y ríos de mayor importancia que conforman la zona de estudio (Río Blanco). Sistema de referencia de coordenadas POSGAR 94; Datum WGS 84.



### 2.3. Clima

Köppen (1936) establece una clasificación climática mundial que identifica cada tipo de clima con una serie de letras, las cuales describen el comportamiento de las temperaturas y precipitaciones. La región de estudio se encuentra dentro de una zona de clima desértico (BW), con una cantidad de lluvias inferior al límite de la sequía, frío en invierno, con temperatura anual inferior a 18 °C, siendo la de su mes más caluroso superior a 18 °C. La temperatura media del mes más caluroso es superior a 22 °C (Tabla 1).

*Tabla 1: Clasificación de Köppen*

Temperatura	Precipitación	Vegetación
<b>A</b> Tropical	<b>f</b> Todo el año	<b>S</b> Estepa
<b>B</b> Seco	<b>m</b> Tipo monzón (abundante en verano)	<b>W</b> Desierto
<b>C</b> Templado	<b>w</b> En verano	<b>T</b> Tundra
<b>D</b> Frío	<b>s</b> En invierno	<b>B</b> Alta montaña
<b>E</b> Polar		<b>F</b> Hielos perpetuos

Las lluvias son estivales y se producen durante los meses de diciembre, enero, febrero y marzo. Su distribución es muy irregular y están regidas esencialmente por la gran barrera que forman la sierra del Volcán y la Punilla y la continuación norte de esta, los cerros de la Bolsa, Cepo, etc. (Furque, 1963).

De esta distribución resulta una zona árida al este, sin agua de superficie, y otra intermedia en la parte central y oeste, a lo largo del río Blanco. Mientras que, sobre las cumbres de la sierra de la Punilla, una franja donde la precipitación nival es de cierta importancia, observándose sus cumbres cubiertas de nieve en invierno (Furque, 1963).

En las altas cumbres, superiores a los 4.000 m, las lluvias son más abundantes y las precipitaciones nivales durante el invierno las cubren totalmente, representando una fuente constante de alimentación para los valles intermontanos ya citados (Furque, 1963).

Teniendo en cuenta el mapa pluviométrico de la zona de alimentación del río Jáchal, se destaca el área de las sierras de la Punilla, Volcán y su continuación al norte en el cerro La Bolsa, con 750 mm de lluvias anuales (Groeber, 1930). Mientras que, para las localidades de Guandacol, Jáchal, Rodeo, valle del río Blanco hasta la Jarilla, se cuenta con 250 mm de precipitaciones anuales (Furque, 1963).

Resumiendo, se puede decir que el cuadro climático del área corresponde a la denominación de “desértico”, teniendo en cuenta la relación entre temperatura y precipitaciones según el sistema de Köppen (Tabla 1 y Fig. 2.3.1).

La dirección de los vientos predominantes es norte-sur. Los vientos más importantes son los del norte, que siguen esta dirección debido a la morfología de la región, es decir que se encauzan en los valles longitudinales, corriendo libremente a lo largo de ellos (Furque, 1963).

En la zona de estudio, es conocido el fenómeno del viento Zonda, que suele presentarse durante los meses de primavera y verano (Furque, 1963). Este viento desciende frío y seco desde la Cordillera, con las características típicas de un viento tipo “foehn” (Furque, 1963).

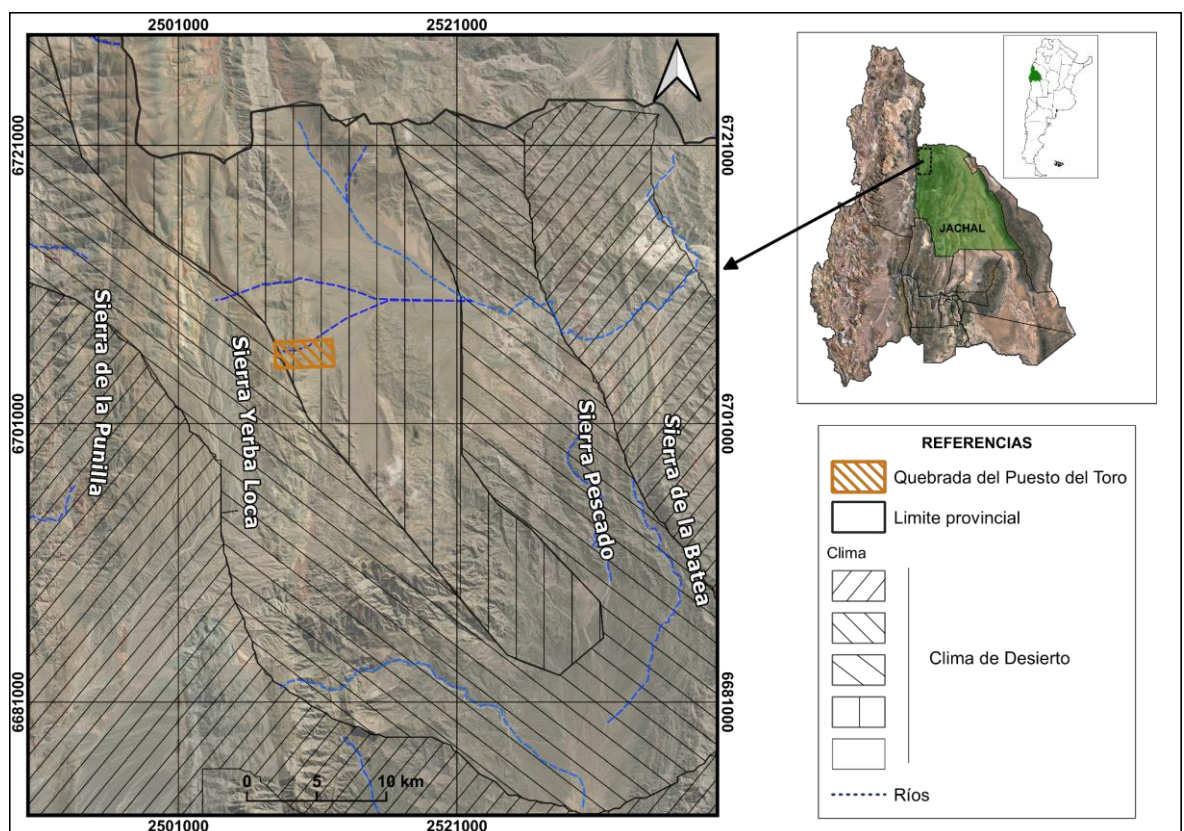


Figura 2.3.1: Mapa con la distribución del clima para la zona de estudio. Modificado de <https://www.mendoza-conicet.gob.ar/ladyot/catalogo/cdandes/g0601.htm>. Sistema de referencia de coordenadas POSGAR 94; Datum WGS 84.

## 2.4. Suelo y vegetación

El desarrollo de los suelos en la zona es pobre y se halla limitado a pequeñas extensiones, distribuidas en los valles. Esto se debe a que se encuentra ocupada por macizos montañosos y el resto por altiplanicies y extensos conos de deyección. Por ello los suelos en general son esqueléticos, pedregosos en la falda de las montañas y en los conos de deyección proximales, donde los fuertes vientos y las lluvias torrenciales arrastran todo el material fino (Furque, 1963).

En las terrazas aluviales, desarrolladas a lo largo de los ríos Blanco y Gualcamayo, se han desarrollado suelos, de reducida extensión, ricos en humus aprovechados para cultivar hortalizas. La parte fértil se debe principalmente al aporte de los esquistos y lutitas que originan abundante material arcilloso (Furque, 1963).

Como consecuencia de la distribución de estos suelos, la altiplanicie de Gualcamayo está exenta de vegetación en sus bordes y en la mayor parte de su zona central y septentrional. A tal aridez contribuyen poderosamente dos factores: 1) cómo son suelos muy sueltos y arenosos, no retienen suficiente humedad, pues se infiltran rápidamente las aguas de lluvias; 2) su orientación alargada en sentido N-S favorecen el desplazamiento de las masas de aire a gran velocidad, lo que solo permite el desarrollo de una vegetación arbustiva (Furque, 1963).

En resumen, los suelos del área de estudio han sido clasificados por el INTA (1990) como del orden Entisoles, subgrupo Torriortentes típicos de procedencia aluvial y aluvial-coluvial, ya que son incipientes y con poco desarrollo (Fig. 2.4.1).

Debido al clima desértico, resultante de temperaturas elevadas en el verano y un promedio de lluvias anual que escasamente supera los 220 mm anuales, forzosamente se desarrolla una vegetación pobre, arbustiva y espinosa (Furque, 1963). La vegetación se distribuye en los amplios bolsones, penetra en las serranías por los angostos valles longitudinales y transversales a las mismas, y se desparrama por sus laderas y sus cabeceras, donde escala a alturas superiores a los 3000 m s.n.m. Ya en esta altitud la vegetación se reduce a una formación herbácea donde predominan los pastos duros; su límite superior se encuentra en la sierra de la Punilla a los 4100 m s.n.m. A partir de allí hasta su cumbre, carece por completo de vegetación (Furque, 1963).

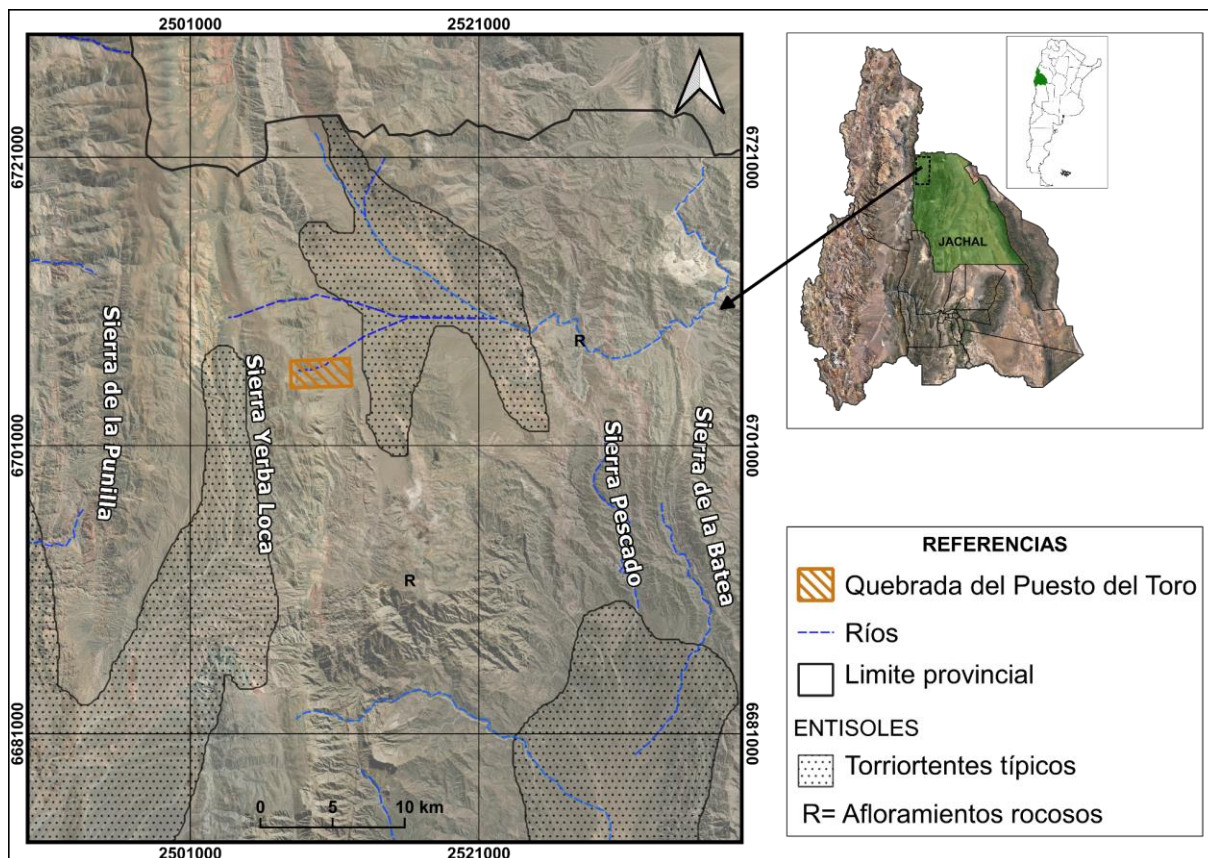


Figura 2.4.1: Mapa de la distribución de los tipos de suelo del área de estudio. Modificado de <https://www.mendoza-conicet.gob.ar/ladyot/catalogo/cdandes/g0605.htm>. Sistema de referencia de coordenadas POSGAR 94; Datum WGS 84.

## CAPÍTULO 3

### 3. GEOLOGÍA REGIONAL

#### 3.1. Precordillera

La Precordillera ha sido reconocida desde los tiempos de Stelzner (1875), quien la nombró originalmente como Antecordillera. Al año siguiente, Burmeister (1876) propuso el término Contracordillera para la misma unidad. La denominación de Precordillera se atribuye a Bodenbender (1902), quien llevó a cabo sus investigaciones en las provincias de San Juan y Mendoza. Sin embargo, los primeros estudios regionales fueron realizados por Stappenbeck (1910) y más tarde por Keidel (1921). Geológicamente la Precordillera se extiende entre las provincias geológicas de Sierras Pampeanas y Cordillera Frontal, limitándose al oeste y este por los valles longitudinales de Rodeo-Calingasta-Uspallata y el río Bermejo, respectivamente. El límite norte de la Precordillera se sitúa aproximadamente a los 28°30' LS, mientras que, hacia el sur, sus afloramientos se observan hasta los 33°00' LS (Furque y Cuerda, 1979). Según sus características estratigráficas y estructurales, la provincia geológica de la Precordillera ha sido subdividida en tres unidades morfoestructurales: Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981), Precordillera Central (Baldis y Chebli, 1969) y Precordillera Occidental (Baldis et al., 1982) (Fig. 3.1.1).

Desde el punto de vista estructural los sectores occidental y central están representados por una faja plegada y corrida de piel fina y de vergencia oriental, mientras que en el sector oriental las fallas involucran al basamento en la deformación, y adoptan una estructura con la misma vergencia occidental que las Sierras Pampeanas (Zapata y Allmendinger, 1996; Jordan et al., 1993; Siame et al., 2002, entre otros) (Fig. 3.1.1).

Desde el punto de vista estratigráfico, la Precordillera está caracterizada por unidades marinas de plataforma del Paleozoico inferior y medio, dentro de los dominios de la Precordillera Central y Oriental (Baldis y Chebli, 1969, Baldis et al., 1982, Ortiz y Zambrano, 1981). Por otra parte y a diferencia de las anteriores, la estratigrafía de Precordillera Occidental, está representada por un neto predominio de unidades del Paleozoico inferior y medio, de ambiente marino en facies de talud y fondo oceánico (Baldis et al., 1982). Estos dos dominios, centro-oriental y occidental, corresponden a lo que Astini (1992) denomina como las tectofacies oriental y occidental, respectivamente.



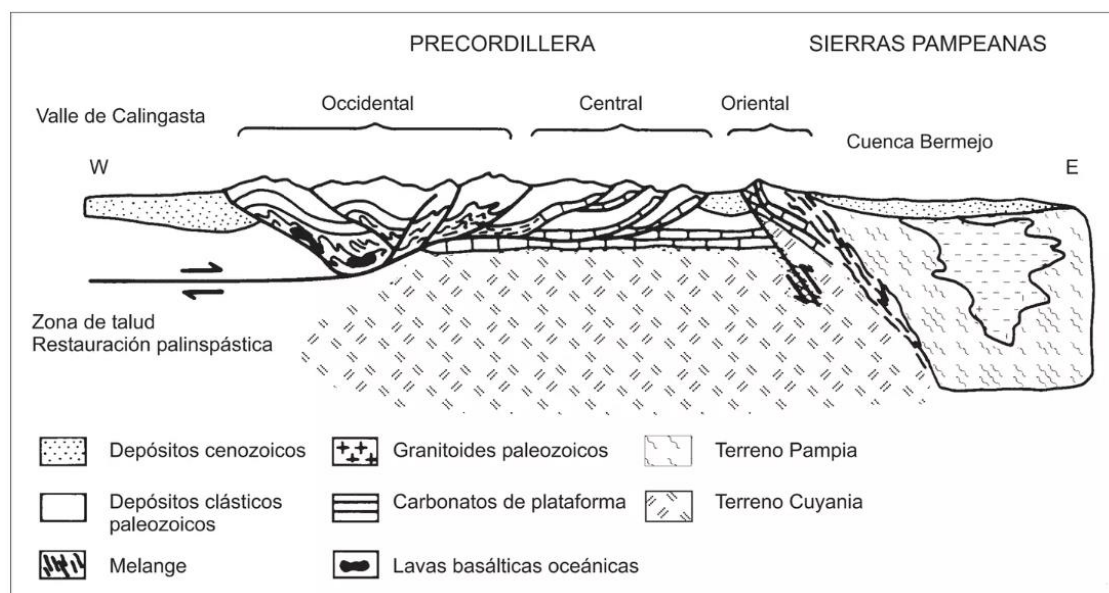


Figura 3.1.1: Sección estructural esquemática de la Precordillera con la división de sus tres subunidades (Ramos et al. 1986).

### 3.2. Precordillera Occidental

La Precordillera Occidental (Rolleri y Baldis, 1967; Baldis y Chebli, 1969 y Baldis, 1975) se extiende a través de las provincias de San Juan, La Rioja y el norte de Mendoza. Limita al oeste con la provincia geológica Cordillera Frontal, a través de los valles intermontanos de Iglesia-Rodeo, al norte y Calingasta-Uspallata, al sur. Su límite oriental está marcado por un sistema de fallamiento alineado según las sierras del Tontal, del Tigre, La Invernada, Punilla y Villavicencio. Hacia el norte, limita con la Provincia Geológica Famatina y Cordillera Frontal en la latitud del Cerro Bonete. Al sur, se encuentra en contacto tectónico con rocas cenozoicas y mesozoicas de la Cordillera Principal (Furque y Cuerda, 1979).

Esta unidad geológica (Baldis et al., 1982) se distingue por la ausencia de facies de plataforma, las que son reemplazadas por facies clásticas de talud del Ordovícico medio a superior. En el sector más oriental presenta importantes olistolitos calcáreos procedentes de la plataforma, con fósiles del Cámbrico medio al Ordovícico inferior (Bordonaro et al., 1993; Banchig y Bordonaro, 1994; Bordonaro, 1999) y olistolitos con clastos de rocas ígneas y metamórficas procedentes del basamento de la plataforma (Mendoza, 2012; entre otros).

Hacia el oeste, las sedimentitas ordovícicas se intercalan con basaltos de origen oceánico (Haller y Ramos, 1984; Kay et al., 1984; Boedo et al., 2013) con típicas lavas almohadilladas (Quartino et al., 1971; Furque y Cuerda, 1969), que ponen de manifiesto su génesis vinculada a efusiones submarinas.

Hacia el sur, la sucesión de rocas ígneas y sedimentarias asociadas se interponen tectónicamente con una serie de rocas máficas y ultramáficas (Neoproterozoico superior? – Cámbrico hasta

Devónico) entre las que se distinguen, gabros estratificados, piroxenitas, complejos de dique en dique y lavas basálticas almohadilladas, que en conjunto representan los vestigios de una secuencia ofiolítica desmembrada (Haller y Ramos, 1984, 1993; Davis et al., 1995, 1999; Boedo et al., 2013). A lo largo de toda la extensión de la Precordillera Occidental, las unidades eopaleozoicas, exhiben un metamorfismo de bajo grado que alcanza la facies de esquistos verdes (von Gosen, 1992, 1995; Robinson et al., 2005), el cual en la mayoría de los casos, está asociado con una deformación dúctil penetrativa (Gerbi et al., 2002). La edad del evento metamórfico ha sido asignada regionalmente al Devónico tardío sobre la base de estudios K-Ar y Ar-Ar realizados en micas neoformadas (Cucchi, 1971, Buggisch et al., 1994; Davis et al., 1999).

Con respecto a la estructura, la Precordillera Occidental (Baldis et al., 1982) se caracteriza por una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia oriental (Perucca y Vargas, 2014) (Fig. 3.2.1). Se define por fallamiento de carácter inverso y formación de pliegues, conformando una estructura imbricada cuyos lineamientos principales se extienden en dirección norte-sur, con fallas secundarias transversales y oblicuas vinculadas a la estructura principal. Esta forma actual se debe a la tectónica del Ciclo Ándico en su etapa compresiva, aunque existen además estructuras que son asignadas a una tectónica preandina (Cardó y Díaz, 1999).

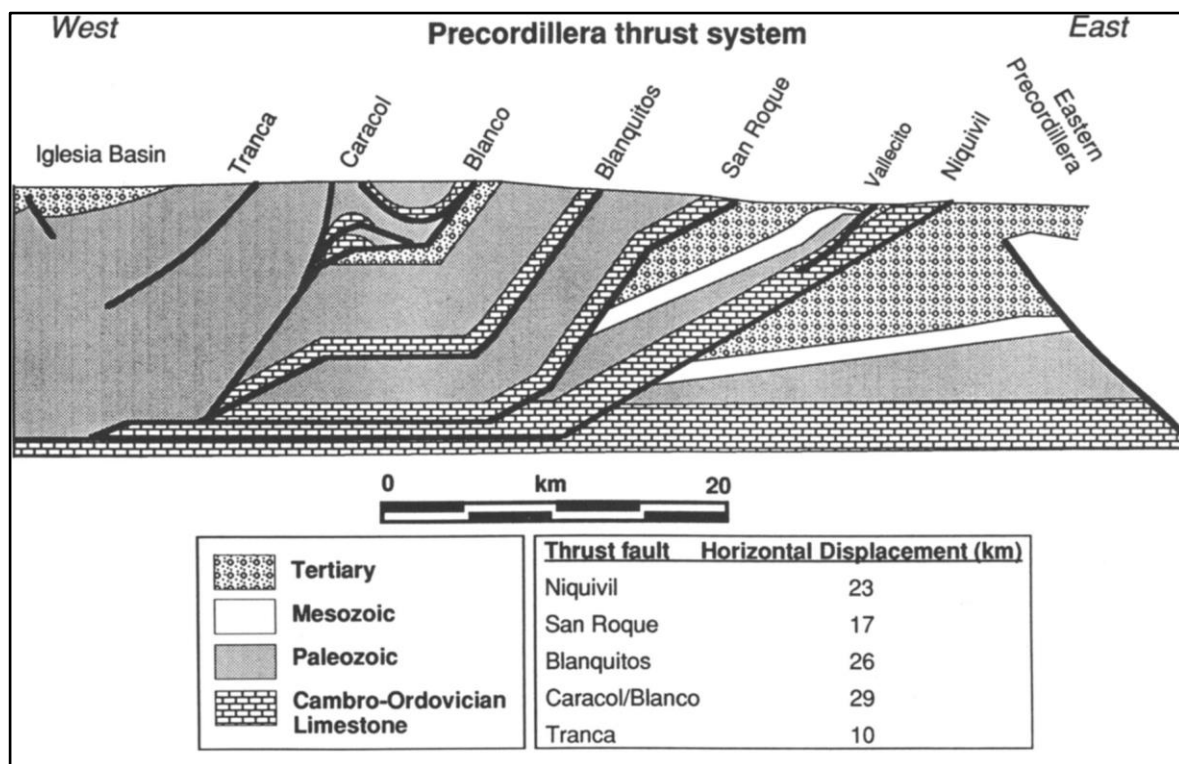


Figura 3.2.1: Sección transversal de la Precordillera Central y Occidental, entre el Valle de Iglesia al oeste y la Cuenca del Bermejo al este. La sección transversal está construida con un ángulo de corte inicial de 30°, apoyado por datos de campo y sísmicos tomado de Allmendinger et al. (1990).

### 3.2.1. Estratigrafía

#### Ordovícico

##### Formación Yerba Loca

Comprende un conjunto de sedimentitas marinas, desde conglomerados a lutitas, y cuerpos de rocas máficas intercaladas o que intruyen a estas sedimentitas. Aflora en la sierra del Tigre, cerro Alto del Colorado, cordón del Coronel, cerro Negro de Iglesia, Cuesta del Viento (Furque, 1983), Cerro Alumbre, Cerro Alto de Mayo (Pereyra, 1988) y al norte de la Precordillera Occidental en la sierra que le da el nombre, donde se halla la localidad tipo (Fig. 3.2.1.1).

La unidad está integrada principalmente por lutitas sericíticas lajosas, vaques e intercalaciones de bancos conglomerádicos. Esta secuencia se encuentra afectada por metamorfismo de muy bajo grado y tiene intercalaciones de cuerpos de rocas ígneas máficas (Furque, 1963; Furque et al., 1998) (Fig. 3.2.1.1).

De acuerdo con Furque (1963), quien llevó a cabo un perfil esquemático en la quebrada del arroyo Chepe, la secuencia se inicia con un conglomerado de 2 a 3 m de espesor, compuesto por clastos de cuarcitas en una matriz arenosa, en parte silicificada. Hacia arriba la secuencia pasa a areniscas cuarcíticas y lutitas sericíticas. Las lutitas se disponen con una clara

estratificación, conformando delgadas láminas que dan un aspecto lajoso. La fuerte presión que han sufrido provocaron en ellas estructuras secundarias, pudiendo observar pliegues de segundo orden, cuyas crenulaciones se hallan separadas a veces solo por 1 o 2 cm.

En el tramo superior las lutitas pasan en forma gradual a bancos compactos de cuarcitas. La secuencia es coronada en el cerro Vizcacha por vaques de color gris verde oscuro. Tanto las lutitas como las vaques fueron ligeramente metamorfizadas.

Astini (1994) distinguió dos miembros, uno inferior de composición calcáreo-silicoclástica y otro superior integrado por turbiditas proximales y distales, correspondientes a un ambiente de talud profundo.

Durante mucho tiempo estas sedimentitas fueron consideradas como proterozoicas, debido a su metamorfismo, hasta que Volkheimer (1962) descubrió ejemplares de *Climacograptus sp.* y más tarde Blasco y Ramos (1976) hallaron *Nemagraptus gracilis yerbensis*, *Corynoides tricornis turnesi*, *Glyptograptus sp.*, *Dicellograptus divaricatus var salopiensis*, *Protoniscus cuyanensis* y restos de un euriptérico. Esta fauna fue ubicada en la Zona de *Nemagraptus gracilis*, lo que llevó a asignar a la Formación Yerba Loca una edad ordovícica superior (Sandbiano - Katiano). Astini (1988) señaló la presencia de restos de una graptofauna hallada en los niveles basales de la unidad a la que asignó una edad darriwiliano.

Sobre la base de la fauna de graptolites estudiados por Ortega et al. (1991), estos autores determinaron para la unidad una edad que comprende el lapso Darriwiliano – Katiano inferior.

### *Grupo Trapiche*

El Grupo Trapiche fue propuesto por Furque (1963) para reunir un conjunto sedimentario compuesto por conglomerados, areniscas y lutitas integrado, de base a techo, por las formaciones Las Vacas, Las Plantas y Trapiche (Fig. 3.2.1.1).

#### **Formación Las Vacas (Furque, 1963).**

Esta unidad está compuesta por conglomerados gruesos con clastos de cuarzo, caliza y lutitas. Estos últimos presentan a veces graptolitos. En los niveles superiores aparecen bloques de calizas de la Formación San Juan, que pueden llegar a 70 m de largo y 10 a 15 m de espesor (Furque y Cuerda, 1979). La potencia de esta secuencia ha sido estimada por los últimos autores citados en 300 m.

#### **Formación Las Plantas (Furque, 1963).**

Aflora en el extremo septentrional de la Precordillera, al sudoeste de Guandacol. Está compuesta por lutitas grises a grises oscuras que pasan a limolitas arcillosas fragmentadas. En

la base hay niveles de caliza de 50 cm de espesor y concreciones elipsoidales portadoras de trilobites. El espesor estimado es de 300 m.

### **Formación Trapiche (Furque, 1963).**

Es una secuencia de sedimentitas clásticas integrada por lutitas, areniscas, conglomerados, subvaques y cornubianitas (Furque y Cuerda, 1979). Con una potencia máxima de 800 m, se extiende desde el norte de la Precordillera hasta el río Jáchal. La Formación Trapiche fue atribuida a depósitos de talud profundo por Astini (1994a), por la presencia de turbiditas, megabrechas y debritas (Fig. 3.2.1.1).

Las distintas unidades que integran el grupo se relacionan de la siguiente manera. En el caso de la Formación Las Vacas, si bien la relación de base parece concordante con la Formación Gualcamayo, infrayacente, la presencia de clastos de lutitas con fósiles de esta última indica un período de erosión entre ambas unidades. En el techo el pasaje es concordante y transicional a la Formación Las Plantas. Esta última pasa en concordancia a la suprayacente Formación Trapiche, la que está cubierta mediante discordancia angular por rocas del Paleozoico superior de las formaciones Volcán y Panacán (Fauqué et al., 2020).

## **Carbonífero**

### *Formación Volcán*

Furque (1963) denominó Formación Volcán al conjunto de depósitos continentales y marinos atribuidos al Carbonífero, cuyos afloramientos se distribuyen a lo largo de la Precordillera Central (Fig. 3.2.1.1). Desde Jáchal se extienden hacia el norte hasta el área de Guandacol fuera de la zona de estudio, en tanto que hacia el sur se dispersan en pequeños asomos hasta la latitud de la sierra de Talacasto. También se presentan importantes afloramientos en la zona del anticlinal de Agua Hedionda, desde donde se distribuyen con rumbo meridiano tanto hacia el norte como hacia el sur.

En general la sucesión está constituida por conglomerados en la base, a los que se sobreponen areniscas conglomerádicas, areniscas, lutitas, sabulitas y limolitas, con intercalaciones subordinadas de niveles de carbón (Furque et al., 1999) (Fig. 3.2.1.1).

La distribución de las unidades carboníferas en la región ha sido ampliamente estudiada, en este contexto Furque (1963) realizó la descripción litológica y faunística de las cuencas del Volcán, Oriental y de Talcanco, destacando las diferencias entre ellas que se describen a continuación.

*Cuenca del Volcán:* Ubicada entre las sierras de la Punilla y Yerba Loca, comienza con conglomerados amarillentos y continúa con areniscas conglomerádicas y lutitas negras fragmentadas. Sobre estas se disponen capas delgadas de areniscas finas y conglomerados verde

oscuros, lutitas fosilíferas de diversos colores, y areniscas blancas con tonalidades negruzcas. Hacia el norte predominan lutitas negras marinas y areniscas blancas feldespáticas. En el sector norte, los depósitos son mayormente continentales.

*Cuenca Oriental:* Extendiéndose al norte de la pampa del Chañar hasta el sector oriental de la pampa de Panacán, presenta dos coloraciones distintivas en las rocas sedimentarias: una inferior arcillosa gris verdosa y oscura, y una superior clara y rojiza correspondiente a la Formación Panacán.

*Cuenca de Talcanco:* Situada en el extremo sur de la sierra Yerba Loca, los afloramientos forman una angosta faja controlada por fallas. En el tramo sur, la secuencia incluye areniscas blancas feldespáticas y lutitas verde oscuras sin fósiles, mientras que los afloramientos del norte son similares a los de la cuenca del Volcán en sus términos inferiores, con areniscas rosadas y blancas en los términos superiores. Los sedimentos marinos constituyen el pasaje de la Formación Volcán a la Formación Panacán y los espesores no superan los 50 m. En la quebrada de Talcanco las capas de lutitas se disponen con rumbo noroeste e inclinación 64° al oeste, formando pliegues muy cerrados (Furque, 1963).

La unidad comprende tanto depósitos continentales como marinos. Las secuencias, inferior y media, se caracterizan por presentar facies de ambiente continental, representadas por depósitos fluviales, lagunares y palustres, como también aquellos asociados a procesos glacifluviales. En cambio, la sección superior registra un evento marino transgresivo, en facies de plataforma somera (Furque et al., 1998).

Las sedimentitas de la unidad yacen en discordancia angular sobre rocas del Paleozoico inferior y pasan en relación concordante y transicional a la Formación Panacán. Este último pasaje se realiza por medio de sedimentos marinos (Fauqué et al., 2020).

Sobre la base de la mega y microflora hallada, como así también de la fauna marina, la edad de la Formación Volcán está comprendida entre el Carbonífero medio y superior.

## Pérmico

### *Formación Panacán*

Los afloramientos de la unidad están representados a lo largo de todo el margen oriental de la Precordillera Central, desde Jáchal, al sur, hasta el área de Guandacol, al norte. Estos presentan una distribución areal similar a la de la Formación Volcán, principalmente a lo largo del flanco occidental de la sierra Yerba Loca y en las inmediaciones de la pampa de Panacán (Fauqué et al., 2020) (Fig. 3.2.1.1).

La Formación Panacán está compuesta de areniscas feldespáticas en su base, con intercalaciones de lentes de arcilitas carbonosas. Hacia el oeste de la cuenca del Volcán, estas rocas están cubiertas por capas más compactas, algunas cuarcíticas y de coloraciones oscuras. La secuencia asciende con lutitas rojizas alternando con areniscas gruesas y sabulitas, que están en contacto tectónico con rocas de la Formación Punilla. Además, se intruyen filones potentes de andesitas claras (Fauqué et al., 2020).

La unidad se apoya en concordancia sobre depósitos de la Formación Volcán, que culmina con una transgresión marina. Según Furque (1963) es concordante con la Formación Ojo de Agua a la que pasa en forma gradual y transicional.

De acuerdo con los datos de microfloras (Césari et al., 1999) obtenidos durante el relevamiento del perfil de El Trapiche, se asigna la unidad al Pérmico inferior temprano.

#### *Formación Ojo de Agua*

La distribución de los afloramientos de la Formación Ojo de Agua (Furque, 1963) es principalmente en el Anticlinal de Agua Hedionda, en la loma de Los Piojos y en el río Francia, desde donde sus exposiciones continúan hacia el sur para desaparecer cerca de la sierra de Talacasto (Fig. 3.2.1.1).

La secuencia comienza con un conglomerado grueso formado casi exclusivamente por clastos de cuarzo, al que le sigue un conjunto de areniscas medias a finas, con algunas intercalaciones de calizas y subordinadamente de sabulitas con restos silicificados de troncos tipo Dadoxilon. En los términos superiores se intercalan niveles de lutitas y arcilitas. Las facies están agrupadas en ciclos psamíticos o psamopelíticos granodecrecientes, que responden a un subambiente de barra en espolón de un sistema fluvial meandriforme que pasa, tanto lateralmente como hacia el techo, a uno de planicie de inundación (Ottone y Azcuy, 1986).

Limarino (1994) identificó el desarrollo de paleoambientes eólicos dentro de la Formación Ojo de Agua, especialmente en aquellos sectores con secuencias de areniscas estratificadas y bien seleccionadas. Las características climáticas extremas que predominaron en el paleoambiente donde se depositó la unidad, no permitieron la conservación de restos orgánicos, a excepción de los ya mencionados troncos tipo Dadoxilon (Furque, 1979). Debido a que la Formación Ojo de Agua se apoya en concordancia sobre sedimentitas del Carbonífero superior y está cubierta por sedimentitas triásicas, se considera una edad pérmica para la misma.

## Cretácico

### *Formación Ciénaga del Río Huaco*

En el perfil tipo en el área de Huaco, al sur de la zona de trabajo, Limarino et al. (2000) distinguen tres secciones. Una sección inferior, de 73 m de espesor, que en su tramo basal está compuesta por conglomerados con clastos subfeldespáticos hasta sublíticos, cuarzo, rocas metamórficas, granitos y feldespatos junto con fragmentos de areniscas rojas y algunos escasos de volcanitas ácidas y mesosilícicas (Limarino et al., 1996). Las capas en general son macizas y en algunos casos presentan imbricación de clastos y estratificación entrecruzada tabular planar. Hacia el techo de la sección, aumentan las areniscas medianas a gruesas, con estratificación planar y en artesa; en las areniscas más finas predominan la laminación ondulítica y la estratificación planar, culminando con bancos de pelitas de color rojo intenso (Fig. 3.2.1.1). La sección intermedia, de unos 40 m de potencia, está formada por la alternancia de estratos tabulares de areniscas medianas a finas y pelitas. Las areniscas presentan estratificación entrecruzada, laminación ondulítica y estratificación horizontal. En ocasiones los bancos de areniscas son tobáceos. Las limolitas y arcilitas, de color rojo a morado, se caracterizan por disponerse en estratos tabulares, macizos o laminares (Fauqué et al., 2020).

Finalmente, la sección superior, de 45 m de espesor, contiene en su tramo basal y cuspidal areniscas moradas con estratificación entrecruzada, pelitas rojas laminadas y margas. La parte media de la sección está compuesta por pelitas y areniscas de coloración gris oscura e intercalaciones de niveles de yeso (Fauqué et al., 2020).

Limarino et al. (2000) establecieron, en la columna tipo, que la sección inferior corresponde a cursos fluviales que disminuyen su energía hacia la parte superior de la secuencia estratigráfica, una sección media de ríos de naturaleza efímera vinculados con sedimentación lacustre y eólica y finalmente la sección superior que fue sedimentada en un cuerpo de agua que adquiría esporádicamente condiciones de hipersalinidad.

En el área de Huaco, Chaía (1990) y Pérez et al. (1993) realizaron avances en el esquema cronoestratigráfico mediante el descubrimiento de ostrácodos y carófitas, los cuales asignaron al Cretácico tardío (Maastrichtiano).

## Neógeno

### *Formación Cerro Morado*

La Formación Cerro Morado ha sido estudiada por diversos autores, entre ellos Furque (1963) define o la separa en dos facies, una volcánica y otra sedimentaria. Mientras que, Barreda et al.



(2003) la divide en dos miembros, uno inferior con predominio de rocas clásticas y uno superior con niveles epiclásticos y vulcanitas. Por otro lado, Limarino et al. (2002) reconocen tres facies, descriptas a continuación (Fig. 3.2.1.1).

La primera, compuesta por areniscas, lutitas, arcilitas arenosas, areniscas conglomerádicas y conglomerados. Aflora en forma continua desde el cerro Piedra Blanca hasta el cerro Potrerillos, en el sector central de la faja occidental. Según Limarino et al. (2002), en Punta del Agua las acumulaciones sedimentarias se encuentran representadas por diferentes tipos de conglomerados y brechas, asociados, en menor proporción, a areniscas y areniscas conglomerádicas. En los conglomerados, más del 90% de los clastos son de rocas volcánicas ácidas y mesosilícicas y el 10% restante son fragmentos de metamorfitas de bajo grado, sedimentitas verdes y clastos de cuarzo.

Facies subvolcánica, compuesta principalmente por dioritas. Se reconoció un afloramiento aislado de la subunidad al este de la sierra Yerba Loca. Limarino et al. (2002) la describieron como constituida por lavas mayormente de composición mesosilícica, encontrándose andesitas, traquiandesitas, traquitas, dacitas y basandesitas de color gris verdoso, gris rosado y gris claro cuando están alteradas.

Facies volcanosedimentaria, Limarino et al. (2002) incluyeron en esta facies acumulaciones de brechas volcánicas y depósitos de caída. En el puesto Quebrada Colorada esta facies está compuesta por brechas volcánicas, peperitas, coladas ácidas y mesosilícicas, conglomerados, brechas sedimentarias y arenitas líticas volcánicas (Tedesco, 2007). La subunidad volcanosedimentaria es la de mayor distribución areal y representativa de la Formación Cerro Morado.

Jordan et al. (1993), en el área de El Fiscal, asignaron a la Formación Cerro Morado una edad de depositación de 14 a 15 Ma, sobre la base de la datación, por el método de trazas de fisión en circones, de un rodado andesítico cuyo valor resultó en  $13,4 \pm 1,6$  Ma.

Posteriormente, Limarino et al. (2002) realizaron una revisión general de los diferentes afloramientos de la Formación Cerro Morado y obtuvieron nuevas edades neógenas.

## Cuaternario

### *Depósitos de Agradación Pedemontana*

Los afloramientos correspondientes a este nivel agradacional se caracterizan por cubrir un área mucho más amplia (Fauqué et al., 2020) (Fig. 3.2.1.1). El mayor desarrollo de este nivel permite apreciar el fuerte decrecimiento del tamaño de grano y del espesor de los estratos en la dirección de transporte. Predomina la alternancia de facies compuestas por aglomerados y

ortoconglomerados gruesos a medianos, con matriz psamítica. Se hallan depositados en estratos incipientes y potentes, observándose paleocanales y frecuente estratificación entrecruzada. Estas facies se depositaron en ambientes muy próximos a las zonas de aporte, por la acción de corrientes altamente competentes, tractivas y de buena fluidez. También se observan paraconglomerados con baja selección granulométrica, matriz limo-arcillosa, y bloques grandes, en estratos potentes con pobre estratificación. Las areniscas asociadas presentan estratos planos con escasos entrecruzamientos de bajo ángulo. Estas características sugieren la acción de agentes con alta competencia y baja fluidez, capaces de transportar sedimentos gruesos a grandes distancias (Fauqué et al., 2020). En cuanto a la composición del material clástico, está en relación directa con la diversidad de las áreas de aporte (Fauqué et al., 2020).

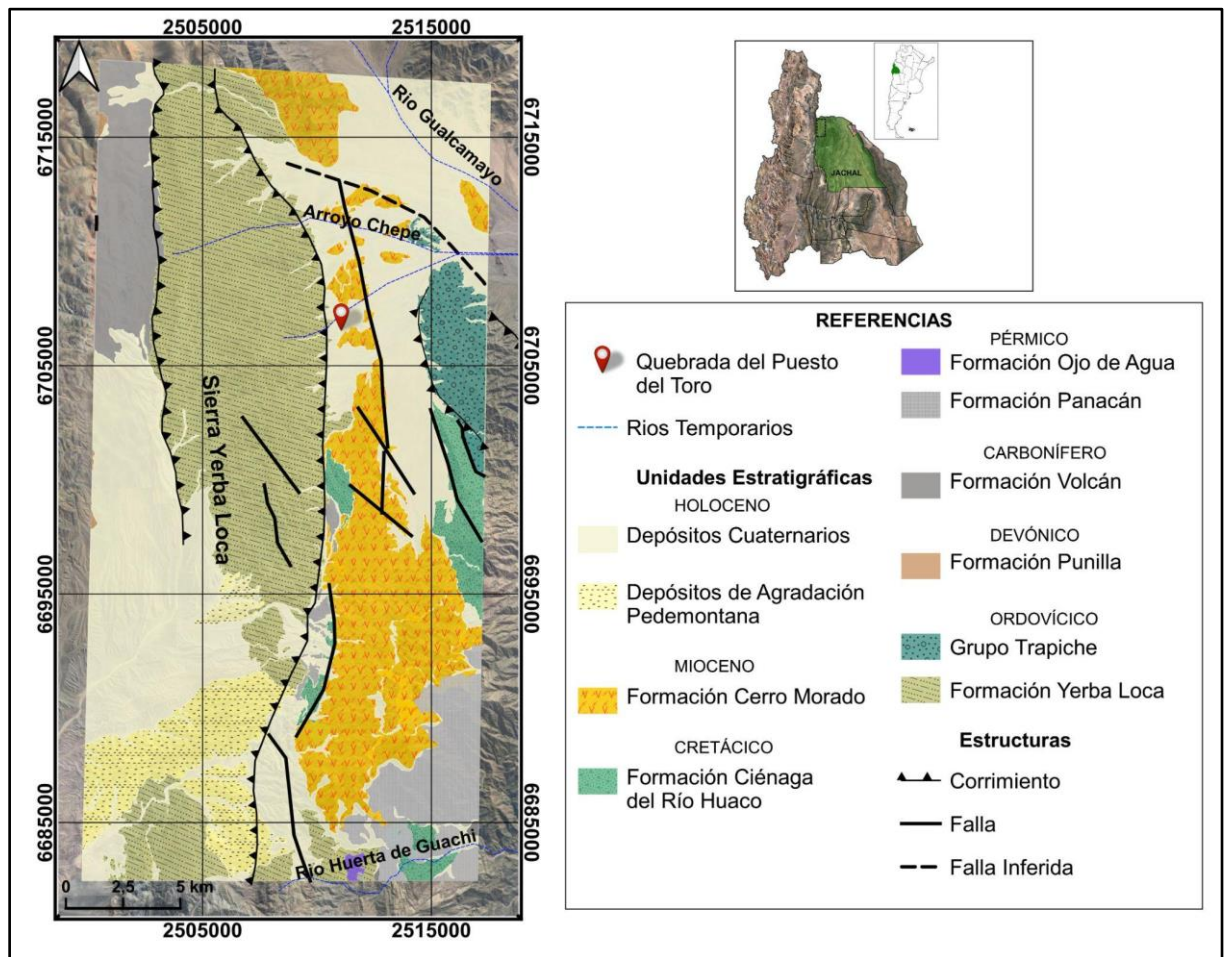


Figura 3.2.1.1: Mapa Geológico Regional, modificado de Fauqué et al. (2020). Sistema de referencia de coordenadas POSGAR 94; Datum WGS 84.

### 3.2.2. Estructura

A continuación, se describe la estructura de la Precordillera Occidental, sitio donde se emplaza la zona de estudio (Fig. 3.1.1). Esta unidad ha sido definida por varios autores (Rolleri y Baldis, 1969; Baldis y Chebli 1969 y Baldis, 1975) y se caracteriza por la presencia de una serie de sobrecorrimientos de vergencia oriental que afectan a las unidades sedimentarias paleozoicas a cenozoicas, en un estilo de piel fina, sin afloramientos visibles del basamento precámbrico (Selles Martínez y Azcurra, 2010a). Distintos autores (Baldis y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981; Baldis et al., 1982; Zambrano, 1985; von Gosen, 1992) han descripto el estilo de deformación de la faja plegada y corrida de la Precordillera, así como la migración hacia el este de la deformación (Johnson et al., 1986; Jordan et al., 1988 y Beer y Jordan, 1989, entre otros). Además, la información sísmica de la región indica la presencia de sobrecorrimientos con despegue en las unidades pre-paleógenas y vergencia oriental (Beer et al., 1990; Álvarez Marrón et al., 2006).

Por otra parte, en la ladera occidental de la Sierra del Tontal, se observan fracturas inversas de carácter antitético a la deformación regional (Baldis et al., 1982). Estas estructuras de vergencia opuesta a la dirección de transporte principal del orógeno han sido interpretadas por Cortés et al. (2006) como el resultado de la inversión tectónica Andica sobre estructuras extensionales mesozoicas, sin descartar el control que habrían ejercido estructuras más antiguas, desarrolladas durante el Paleozoico inferior y medio (Alonso et al., 2008, Ariza et al., 2014).

Conforme al estudio realizado por Selles-Martínez y Azcurra (2010a) las estructuras que afectan a las unidades aflorantes en el perfil del río Jáchal, permiten establecer que las unidades paleozoicas han sido plegadas, falladas y metamorfizadas en facies incipientes de esquistos verdes. Este proceso tectónico, que tuvo lugar entre el Ordovícico superior (?) y el Devónico tardío, se relaciona con el desarrollo de la discordancia angular que separa a las unidades sedimentarias marinas del eo-mesopaleozoico de las sedimentitas continentales-transicionales neopaleozicas. Las condiciones de deformación dieron lugar al desarrollo de un intenso clivaje y diversas microestructuras con vergencia dominante al este. Esto generó la asimetría de los pliegues, reconocidos a diferentes escalas, así como la crenulación del clivaje y el desarrollo de bandas kink.

Los afloramientos de la Formación Yerba Loca en la sierra homónima, se hallan controlados por corrimientos de rumbo norte-sur y noroeste, e inclinaciones tanto al este como al oeste y suroeste. Asimismo, se observaron una serie de estructuras oblicuas, de orientación noroeste, al sur del cerro Chepe (Fauqué, 2020).

Hacia el sur del área de estudio, sobre la quebrada del río Jáchal, existen numerosos estudios estratigráficos y estructurales, entre los que se destacan Allmendinger et al. (1990), Jordan et al. (1993), von Gosen (1997), Álvarez-Marrón et al. (2006) y Sellés-Martínez y Azcurra (2010a y b), como así también las hojas geológicas de Furque (1979), 3169-II San José de Jáchal de Furque et al. (1998), 3169-I Rodeo de Cardó y Díaz (2005) y 2969-IV Villa Unión de Fauqué et al. (2020).

## CAPÍTULO 4

### 4. GEOLOGÍA LOCAL

#### *Geología de la quebrada del Puesto del Toro*

Este capítulo expone las características estratigráficas y estructurales de las unidades aflorantes en el área de estudio, a partir de observaciones propias y la complementación con trabajos de otros autores. El área se encuentra en la prolongación septentrional de la sierra Yerba Loca. Representa una sección este-oeste de tres kilómetros de extensión, y es denominada como quebrada del Puesto del Toro (Lámina 1). A continuación se detallan los aspectos geológicos más sobresalientes de la zona.

#### 4.1. Estratigrafía

La estratigrafía de la quebrada está compuesta por tres unidades (Fig. 4.1.1 y Fig. 4.1.10). En el extremo oriental del perfil, aflora la Formación Cerro Morado, mientras que el resto de la sección está dominada por la Formación Yerba loca (Ordovícico superior). Y ambas unidades se encuentran en contacto con depósitos cuaternarios. Adicionalmente, se emplean las abreviaturas para referirse a las principales formaciones presentes en la zona de estudio: Formación Yerba Loca (FYL), Formación Cerro Morado (FCM) y depósitos cuaternarios (Q) (Fig. 4.1.1).



*Figura 4.1.1: Foto panorámica de los afloramientos de la Formación Yerba Loca (FYL), Formación Cerro Morado (FCM) y depósitos cuaternarios (Q) en la quebrada del Puesto del Toro.*

#### **Formación Yerba Loca**

Como ha sido mencionado, la FYL (Furque, 1963) se distingue por la predominancia de rocas clásticas (areniscas y pelitas) y carbonáticas subordinadas a las anteriores, con intercalaciones de cuerpos ígneos, tanto máficos como ultramáficos, los cuales en conjunto con las sedimentitas han sido afectadas por un metamorfismo de grado muy bajo a bajo. Litológicamente, los afloramientos clásticos se caracterizan por poseer una granulometría muy fina a fina. En

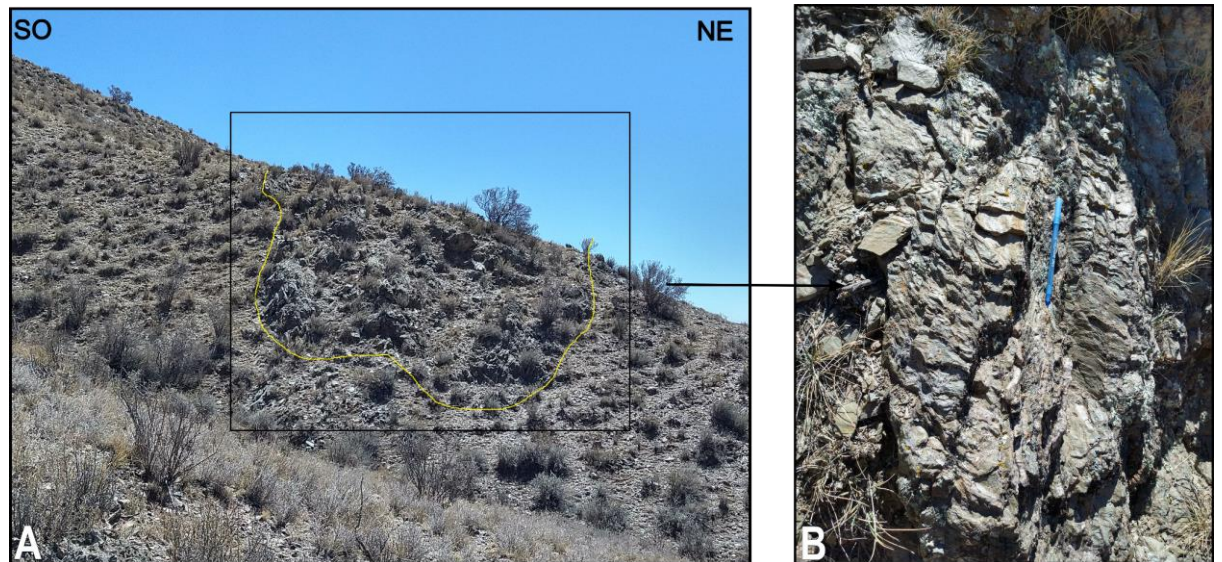


general, presentan un aspecto homogéneo de colores verde oscuro y resalta el brillo intenso, producto de la seritización y el metamorfismo que afecta dichas rocas.

En la sección estudiada se identificaron cinco litofacies dentro de la FYL, definidas a partir de la interpretación de imágenes satelitales y la verificación de campo, entre ellas: 1. Predominio de rocas clásticas (pelitas); 2. Intercalación de pelitas y areniscas finas; 3. Pelitas con intercalación de areniscas calcáreas; 4. Pelitas y areniscas intercaladas con cuerpos máficos y 5. Conglomerados.

### *1. Pelitas*

Esta asociación se distribuye a lo largo de todo el perfil, siendo la de mayor extensión, y está constituida por pelitas gris verdosas (Fig. 4.1.2). Se caracterizan por presentar un brillo satinado producto del metamorfismo de bajo grado sufrido (Fig. 4.1.2 B). En algunos sectores de la quebrada como al este y al centro estas pelitas se encuentran afectadas por vetas de cuarzo, las cuales también presentan deformación, lo que indica que su depositación ocurrió antes del proceso de deformación (Fig. 4.1.3 B, C y D y Fig. 4.1.10).



*Figura 4.1.2: Litofacies de Pelitas. A. Foto de un afloramiento de pelitas. B. Pelitas gris verdosas.*



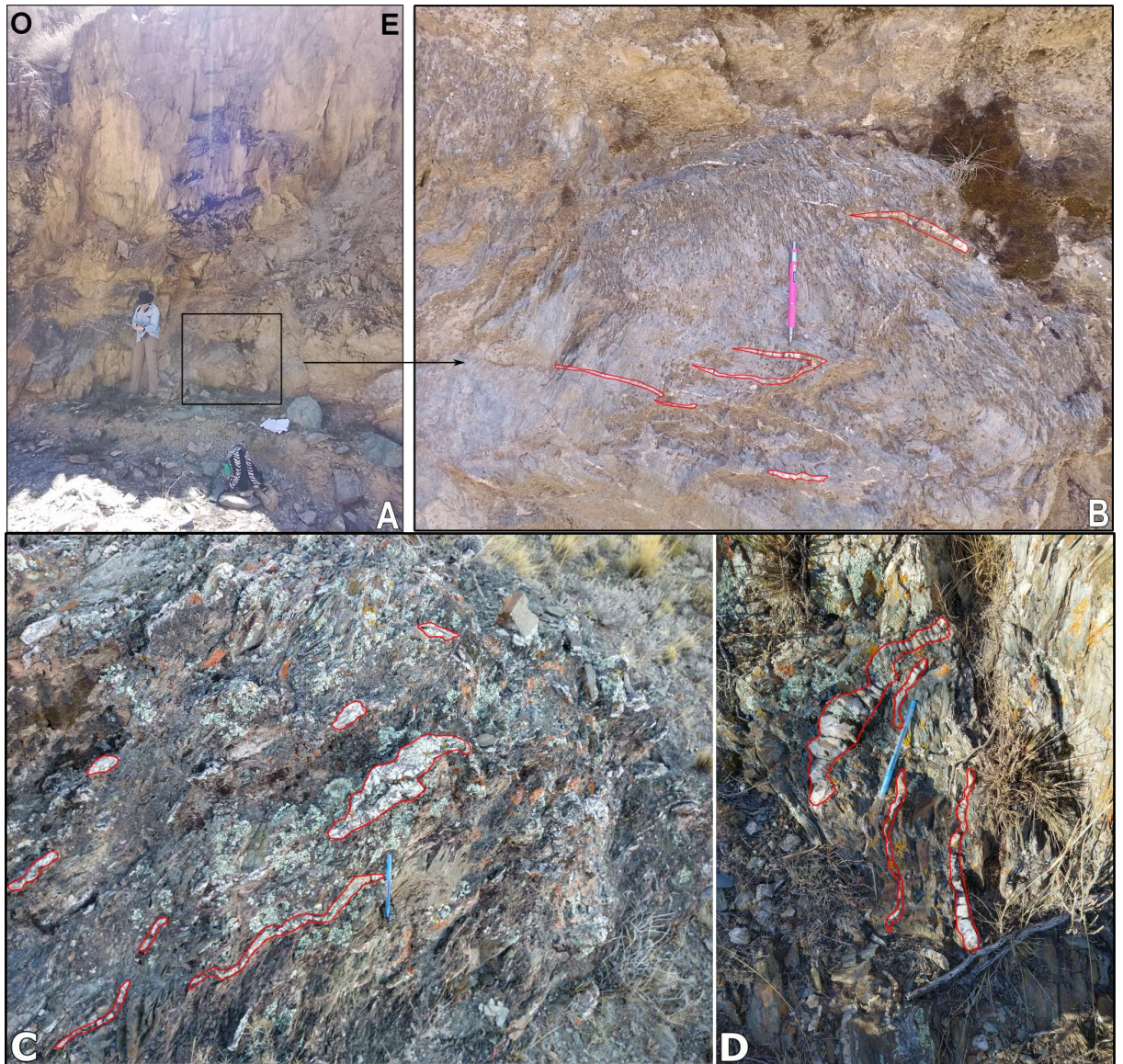


Figura 4.1.3: Litofacies de Pelitas. A - B. Afloramiento de pelitas afectadas por vetas de cuarzo (delimitadas de color rojo). C - D. Pelitas y vetas de cuarzo afectadas por la deformación.

## 2. Intercalación de pelitas y areniscas finas

Los paquetes de areniscas se encuentran intercaladas con las pelitas, varían en espesor, y se ubican sobre la parte central de la quebrada. Las areniscas son cuarzosas muy finas y se presentan en cuerpos tabulares que van desde 1 cm hasta 50 cm de espesor aproximadamente (Fig. 4.1.4 B y Fig. 4.1.10). En esta unidad, las pelitas carecen de aspecto satinado y tonalidades verdosas, además no presentan laminación planar (Fig. 4.1.4 A y C).



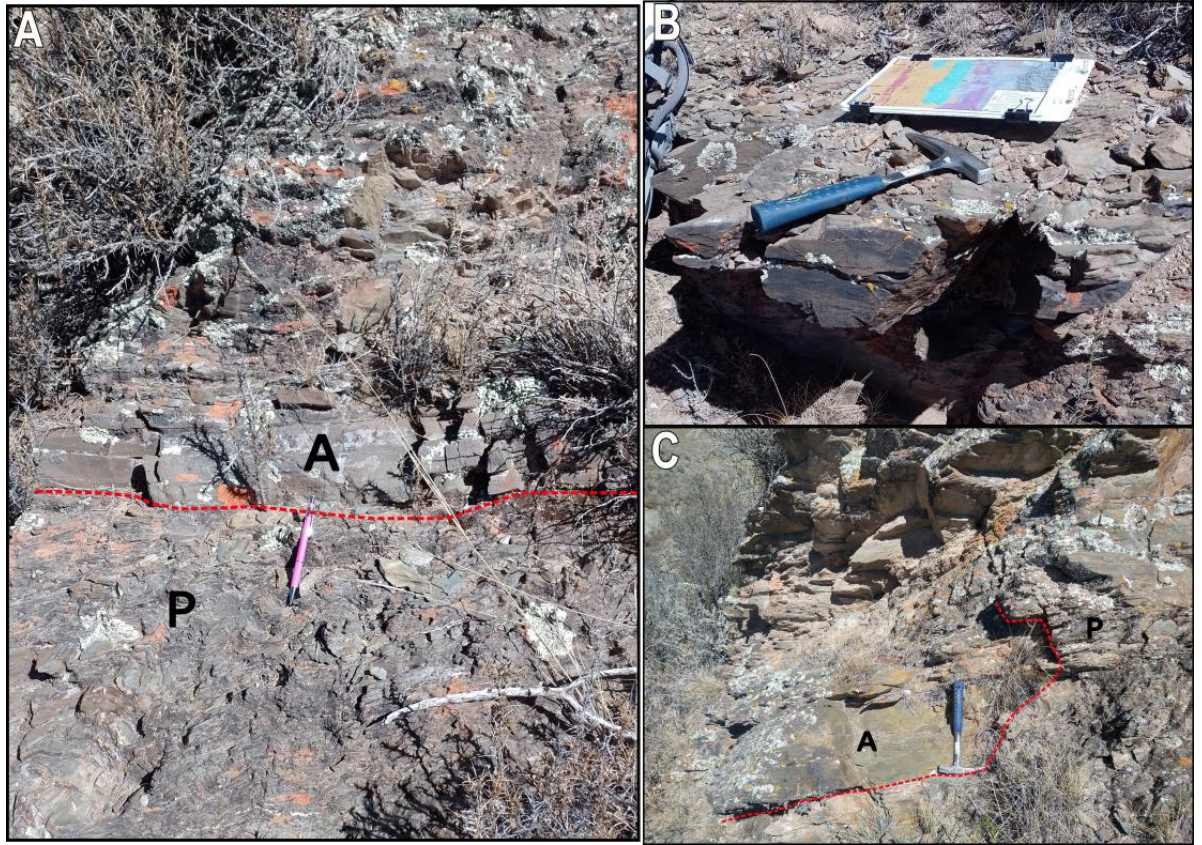


Figura 4.1.4: Litofacies intercalación de pelitas y areniscas finas. A - C. Intercalación de estratos de pelitas y areniscas. B. Estrato tabular de areniscas cuarzosas de 50 cm de espesor aproximadamente.

### 3. Pelitas con intercalaciones de caliza

En ciertos sectores, como al este y centro de la quebrada, las pelitas se alternan con estratos tabulares de caliza (Fig. 4.1.5 B y Fig. 4.1.10), los mismos se presentan con un espesor aproximado de 60 cm. Se destacan, esporádicamente, contactos entre calcarenitas con pelitas (contacto  $S_0$ ), a su vez en algunos sectores las pelitas pasan a calizas a través de contactos netos (Fig. 4.1.5 A).



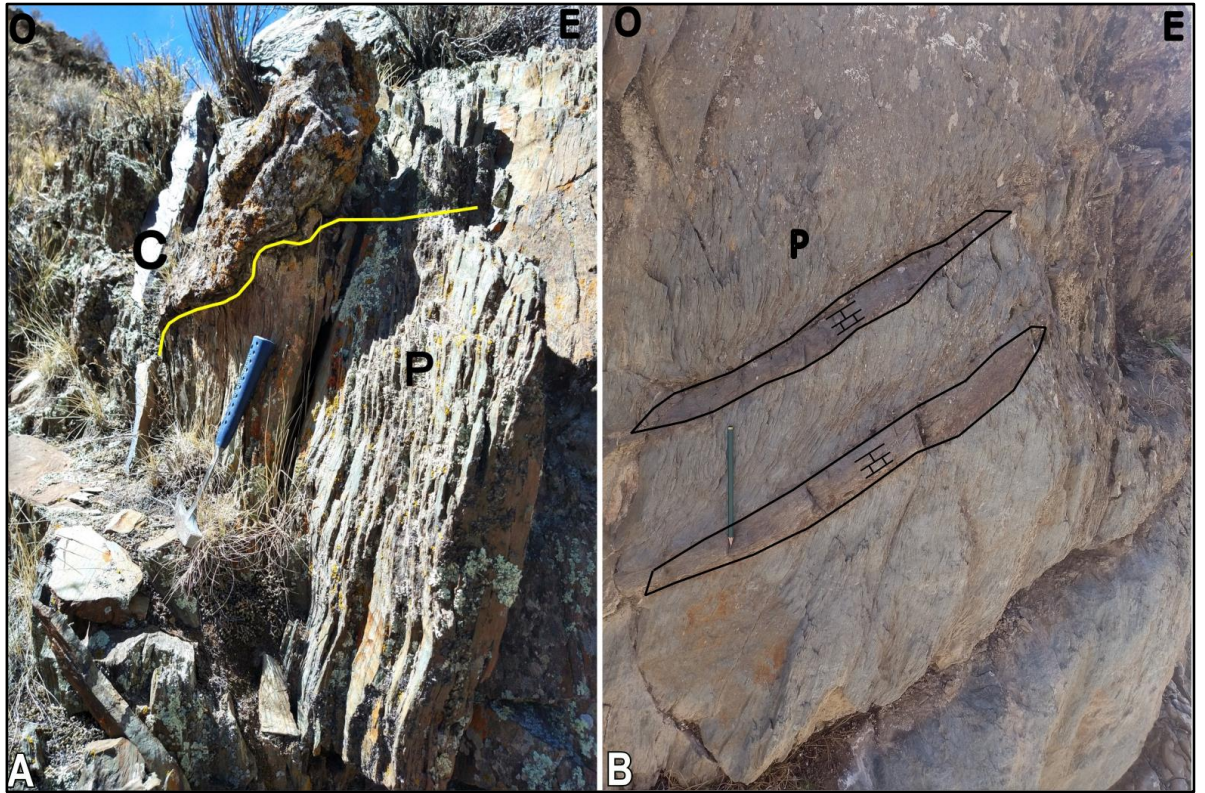


Figura 4.1.5: Litofacies de pelitas con intercalaciones de caliza. A. Contacto entre las pelitas (P) y calizas (C). B. Pelitas con intercalaciones de estratos de calcarenitas (área de color negro).

#### 4. Pelitas y areniscas intercaladas con cuerpos máficos

Como se ha mencionado, los depósitos clásticos de la FYL están vinculados a cuerpos ígneos de variada magnitud y extensión, que forman parte del cinturón máfico-ultramáfico de la Precordillera Occidental (Fig. 4.1.10). En la quebrada se observó un cuerpo de roca ígnea máfica concordante con los planos  $S_2$  y tiene un espesor de 20 cm aproximadamente (Fig. 4.1.6).



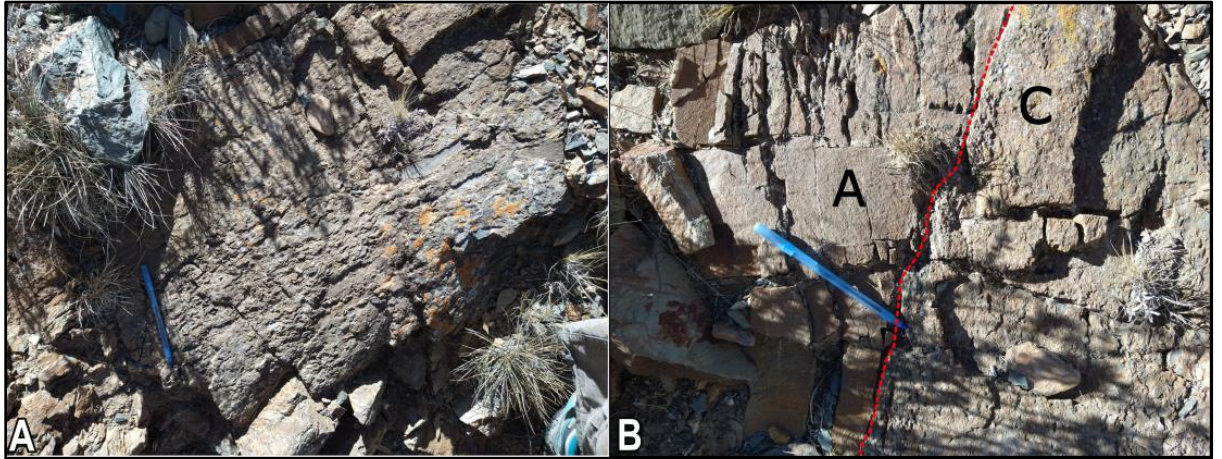


*Figura 4.1.6: Pelitas y areniscas intercaladas con un cuerpo máfico. El área de color amarillo identifica el cuerpo máfico.*

### 5. Conglomerados

En el segmento occidental de la quebrada, los conglomerados se presentan en estratos de 60 cm de espesor, con base erosiva (Fig. 4.1.10). Los clastos tienen formas aplanadas, que varían de redondeadas a subredondeadas y su composición varía entre calizas, metacuarcitas, cuarzo y areniscas. Se encuentran inmersos en un matriz de granulometría fina (arena, limo y arcilla), y sus tamaños varían entre 4 y 15 cm. Se observa una ligera gradación normal, donde los clastos de mayor tamaño (10-15 cm) se encuentran en la base, y los de menor, entre 0,5 y 4 cm, ubicados hacia el techo (Fig. 4.1.7 A). Los conglomerados gradan hacia un estrato tabular de sabulita cuarzosa de 10 cm de espesor, culmina la sucesión paquetes de areniscas cuarzosas en estratos tabulares de 15 cm de espesor (Fig. 4.1.7 B).



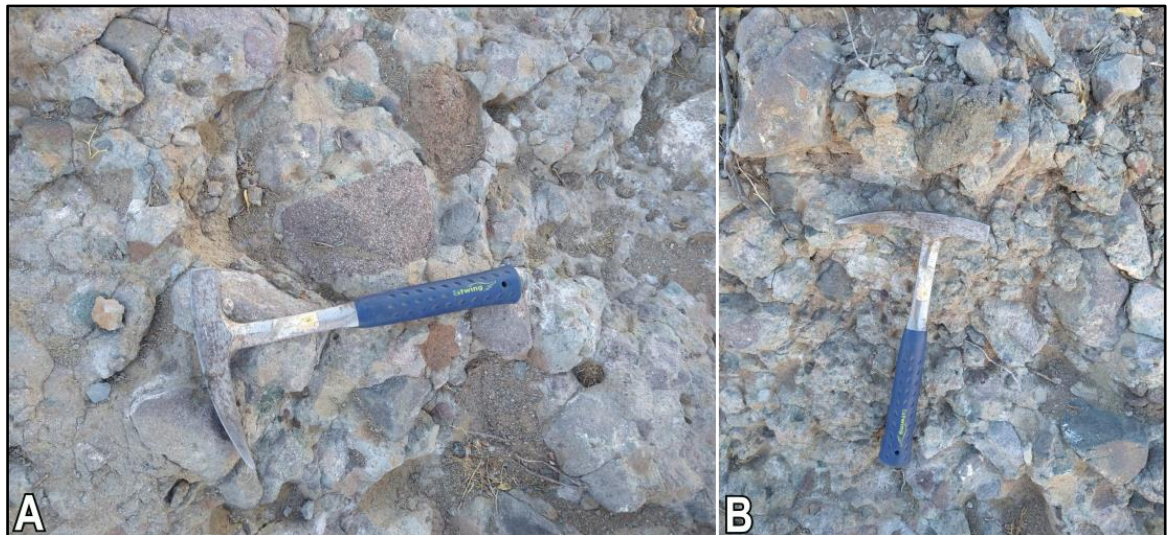


*Figura 4.1.7: Litofacies Conglomerado. A. Conglomerado en estrato de 60 cm de espesor. B. Gradación normal de conglomerado a areniscas cuarzosas.*

### **Formación Cerro Morado**

Conforme a lo mencionado, la unidad está constituida por conglomerados, brechas andesíticas y areniscas (Fig 4.1.8 y Fig. 4.1.10). En el sector oriental del perfil aflora una brecha clasto sostén, de composición polimíctica, en la que se reconocen clastos de rocas como, riolitas, andesitas, basaltos y pelitas. Los tamaños varían entre bloques y gravas, desde los 5 cm hasta los 40 cm (Fig 4.1.8 B).

Considerando las características sedimentológicas, como la granulometría, la composición y las estructuras sedimentarias, esta litofacie se asemeja a la descrita por Limarino et al. (2002).



*Figura 4.1.8: A y B. Brecha clasto sostén, de composición polimíctica, Formación Cerro Morado. A. Clastos de variada composición y tamaño, desde los 5 cm hasta los 40 cm.*



### Depósitos Cuaternarios

En algunos sectores de la quebrada afloran depósitos constituidos por material clástico grueso poco consolidado, representados por bloques, gravas y arenas gruesas. Destacan los conglomerados matriz sostén con clastos subangulosos a subredondeados, con matriz arenosa que incluyen bloques de gran tamaño y se encuentran muy mal seleccionados. Estas características indican que estos depósitos se generaron a partir de flujos densos del tipo *debris-flow*. El espesor en algunos casos es de hasta 5 m aproximadamente, por lo que no son mapeables y no pueden ser representados a la escala del perfil (Figs. 4.1.9 y 4.1.10).



4.1.9: Depósitos cuaternarios constituidos por bloques, gravas y arenas gruesas.

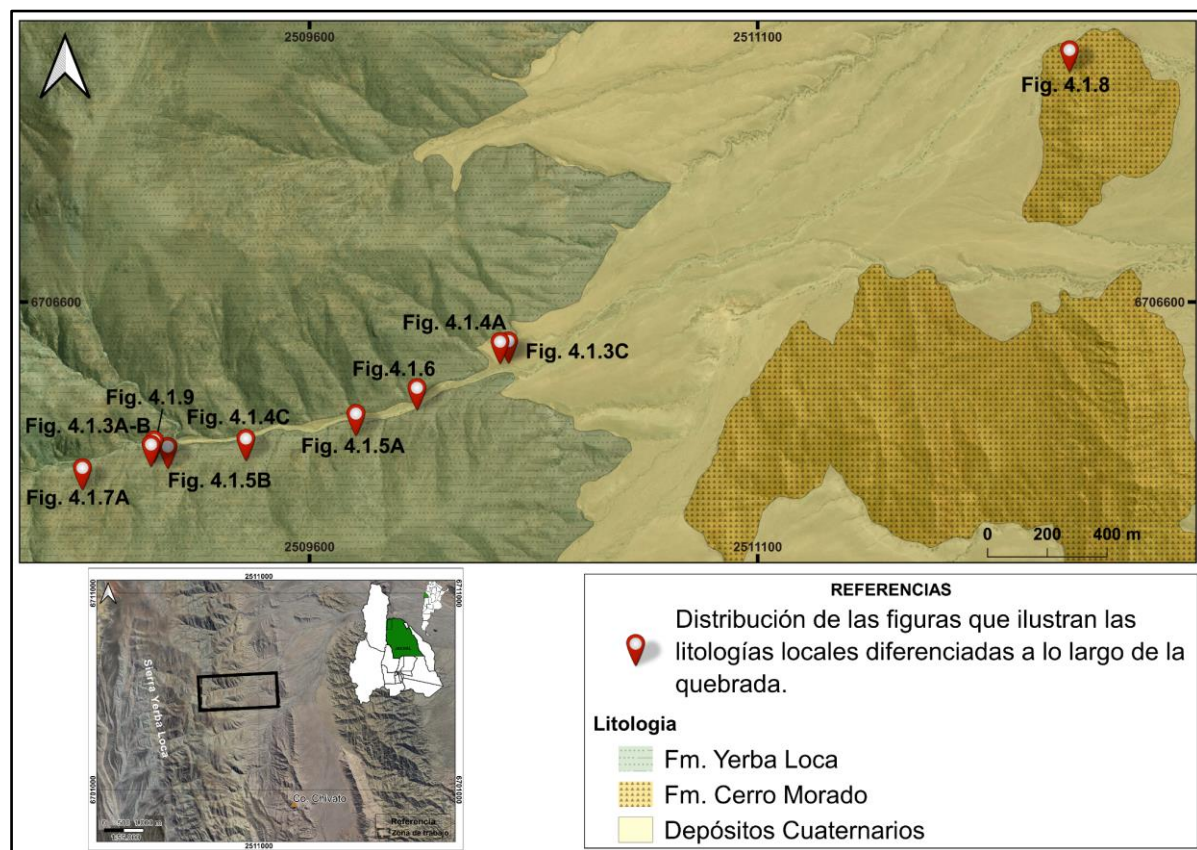


Figura 4.1.10: Mapa geológico local del área de estudio, quebrada del Puesto del Toro. Los iconos rojos indican la distribución de las figuras que ilustran las litofacies locales diferenciadas a lo largo de la quebrada. Sistema de referencia de coordenadas POSGAR 94; Datum WGS 84.

## 4.2. Estructura

La estructura de la ladera oriental de la sierra Yerba Loca está representada por fallamiento y plegamiento (Fig. 3.2.1.1). En este apartado se detallan los aspectos estructurales que definen a la FYL en la quebrada del Puesto del Toro y su conexión con las estructuras regionales. El objetivo de esta descripción es identificar posibles fases de estructuración, considerando los estilos estructurales característicos de cada una.

Para un análisis más detallado y comprensivo de las estructuras, se elaboró un perfil geológico-estructural integrador de orientación O-E, basado en los datos de campo recolectados. En este perfil se destacan las estructuras mayores, incluyendo corrimientos y plegamientos de gran escala ( $\lambda > 1$  km) (Lámina I). Además de los datos de rumbo y buzamiento de la estratificación ( $S_0$ ), se registraron datos de clivaje de plano axial ( $S_1$ ) asociado a los pliegues, como así también otros planos y lineaciones de origen tectónico. A continuación, se detallan tanto las estructuras de carácter frágil como las de carácter dúctil, a escala regional y local, siendo esta última comprendida por estructuras que varían desde el orden de centímetros hasta decenas de metros.

#### 4.2.1. Estructuras de fallamiento

Hacia el extremo oriental de la sección analizada (Lámina I), una falla inversa de rumbo norte-sur y plano buzante al oeste, superpone a las sedimentitas de la FYL sobre las facies volcano-sedimentarias gruesas (brechas volcánicas, areniscas y conglomerados) de la Formación Cerro Morado (FCM) (Fig. 3.2.1.1 y Lámina I). La actitud de la falla es de (185°; 17°NO).

Como ha sido mencionado, las pelitas son la unidad más frecuente y de mayor extensión a lo largo de la quebrada. Esta unidad se caracteriza por presentar una intensa deformación interna. En el sector oriental de la quebrada estas pelitas se intercalan con estratos tabulares de calizas, las cuales se encuentran milonitizadas (Fig. 4.2.1.1). La zona milonítica presenta un espesor de 1 m aproximadamente, orientada norte-sur con un rumbo de S18°E y una inclinación de 63° al SO. Se observaron porfiroclastos con sombras de recristalización indicando una cizalla en sentido antihoraria (Fig. 4.2.1.1).

En la zona de estudio se reconocen fallas menores, entre las que se destaca una estructura de fallamiento inverso en el sector central de la quebrada (Fig. 4.2.1.2B). Dicha estructura presenta una brecha de falla colonizada por vegetación (yaretas) y planos conjugados de cizalla con cinemática inversa (líneas de color naranja y verde) (Fig. 4.2.1.2). La misma presenta una orientación NE-SO, con S29°O de rumbo y 80° de buzamiento (Fig. 4.2.1.2).

Cabe destacar además que, en el sector centro-occidental de la sección, se reconoce una estructura de fallamiento inverso que afecta depósitos cuaternarios del antiguo pie de monte de la sierra Yerba Loca (Fig. 4.2.1.3). La misma tiene una longitud de aproximadamente de 5 m por lo que no es mapeable a escala de perfil.





Figura 4.2.1.1: Calizas milonitizadas. De color rojo se observan porfiroclastos y con líneas discontinuas de color negro, el sentido antihorario de cizalla.

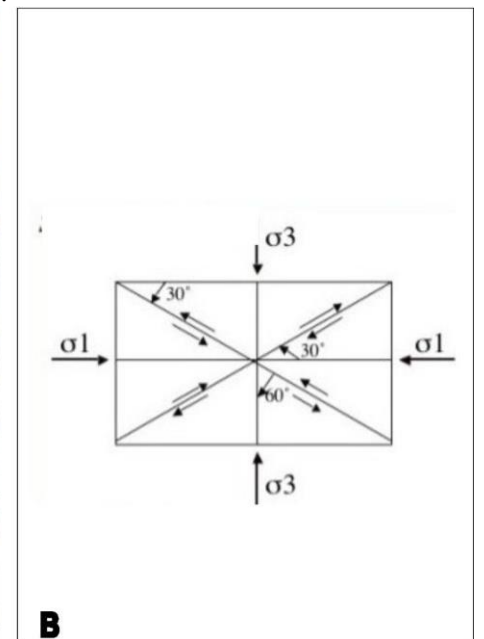


Figura 4.2.1.2: A) Estructura de fallamiento inverso, observándose una brecha de falla colonizada por vegetación, como yaretas y planos conjugados de fallas (líneas naranja y verde). B) Diagrama esquemático con la distribución de los planos de falla conjugados y esfuerzos tectónicos relacionados a una zona de falla inversa.





Figura 4.2.1.3: Estructura de fallamiento inverso que afecta depósitos cuaternarios

#### 4.2.2. Estructuras de plegamiento

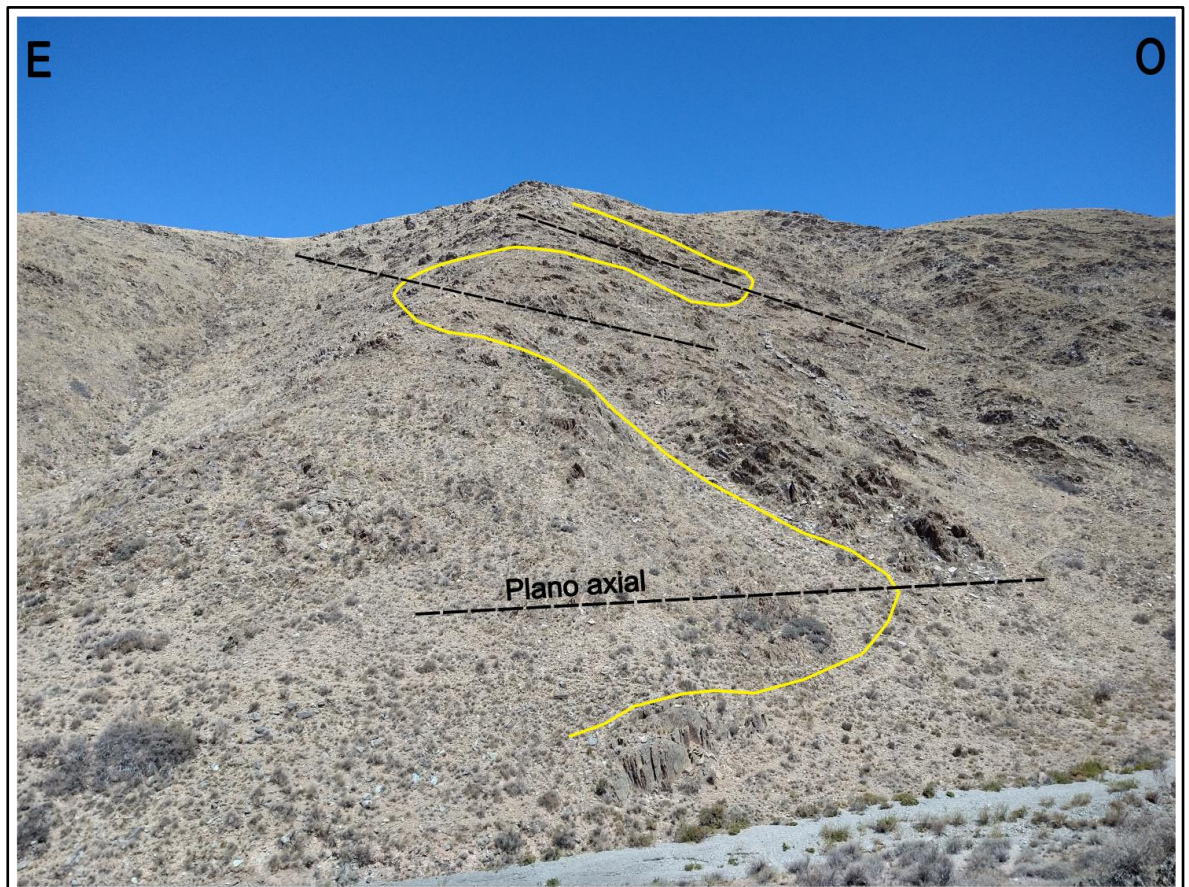
El área de estudio se caracteriza por la presencia de pliegues asimétricos mayores con vergencia al este. Sobre la base de las relaciones observadas entre  $S_0$  y  $S_1$ , se interpreta una sucesión de pliegues anticlinales y sinclinales de escala kilométrica dentro del perfil. Los pliegues anticlinales se desarrollan al este como al oeste de la sección, mientras que en el sector central se identificó un gran sinclinal. La longitud de onda de las estructuras es del orden de 1 km aproximadamente (Lámina I).

Dentro de la estructura mayor, se describen pliegues menores asociados. Su identificación fue posible a partir de los análisis de la distribución de litofacies, los datos de estratificación, el clivaje de plano axial y la polaridad de las capas. En este sentido, de este a oeste, se identifican un sinclinal volcado, seguido de un anticlinal y un segundo sinclinal (Lámina I). Los pliegues tienen sus limbos inclinados hacia el oeste, con ángulos de buzamiento de  $20^\circ$ ,  $37^\circ$  y  $35^\circ$  para los flancos orientales y de  $15^\circ$  y  $50^\circ$  hacia el oeste para los flancos occidentales. Los planos axiales de estos pliegues también se inclinan hacia el oeste, con ángulos que varían entre  $35^\circ$  y  $50^\circ$  (Lámina I). Para estos pliegues, las longitudes de onda son de 500 metros aproximadamente.



A su vez, este esquema general de plegamiento incluye estructuras asociadas de escala métrica. A continuación se realiza una caracterización general, descriptiva y geométrica, de los pliegues menores observados (Figs. 4.2.2.1 y 4.2.2.2). Se identificaron pliegues volcados apretados en la ladera sur de la quebrada (Fig. 4.2.2.1), distribuidos en el sector centro-occidental. Caracterizados con planos axiales buzantes hacia el este con bajo ángulo. Por lo general no se llegan a reconocer las charnelas, debido a la intensa deformación que presentan los afloramientos y la extensión de los pliegues (Fig. 4.2.2.1).

Por último, concentrado en el sector occidental y ladera sur de la quebrada, se observó un pliegue antiforma-anticlinal, ya que la deformación es tan intensa que no se puede determinar la dirección de las capas más jóvenes o más antiguas (Fig. 4.2.2.2). El ángulo de interflanco es de  $115^\circ$ , por ende, según la clasificación de Fleuty (1964) se considera un pliegue de tipo abierto (Fig. 4.2.2.2). Su plano axial buza al oeste y su limbo occidental buza al oeste con un ángulo de  $20^\circ$ , mientras que el flanco oriental inclina  $45^\circ$  al este (Fig. 4.2.2.2). Teniendo en cuenta, la relación entre los planos  $S_0$  y  $S_1$  el limbo oriental se encuentra volcado, donde la estratificación tiene una actitud de ( $S11^\circ O$ ;  $20^\circ NO$ ) y el plano de foliación tectónica tiene una actitud de ( $S30^\circ O$ ;  $78^\circ NO$ ).



*Figura 4.2.2.1: Pliegues volcados apretados en la ladera sur de la quebrada.*



Figura 4.2.2.2: Pliegue antiforma-anticlinal con flanco oriental volcado, reconocido en la ladera sur de la quebrada.

Hasta el momento, se ha detallado la configuración de las superficies plegadas. Sin embargo, dado que lo que se pliega son estratos o cuerpos tabulares de rocas, es esencial utilizar una clasificación basada en su forma posterior al plegamiento para analizar la deformación experimentada. La clasificación más empleada y efectiva es la propuesta por Ramsay (1967), una clasificación geométrica rigurosa que se fundamenta en dos tipos de espesores relativos, medidos a lo largo de la capa plegada y mediante el trazado de las llamadas isógonas, que son líneas que conectan puntos con igual inclinación en el techo y el piso de una capa plegada (Fig. 4.2.2.3). De este modo, al considerar la variación del espesor ortogonal relativo en los flancos y la charnela, junto con la disposición de las isógonas, es posible clasificar los pliegues en tres clases, de las cuales la primera se subdivide en tres subclases.

Clase 1: se caracteriza porque la curvatura del arco interno es mayor que la del externo, lo que hace que las isógonas se dispongan radialmente, convergentes hacia el núcleo del pliegue. Todos los pliegues de esta clase tienen el espesor paralelo al plano axial, mayor en los flancos que en la charnela (Ramsay, 1967) (Fig. 4.2.2.3).

*Subclase 1A:* el espesor ortogonal en los flancos es mayor que en la charnela. Estos pliegues son poco comunes y presentan las isógonas fuertemente convergentes hacia el núcleo.

*Subclase 1B:* el espesor ortogonal es constante a lo largo del pliegue. Las superficies de techo y base son paralelas, por lo que estos pliegues se denominan paralelos o isópacos.

*Subclase 1C:* el espesor ortogonal en los flancos es menor que en la charnela.



Clase 2: los dos arcos tienen la misma curvatura, es decir, son idénticos, por eso se denominan similares. Al ser las curvaturas del arco externo e interno iguales, las isógonas son paralelas entre sí y a su vez al plano axial, y el espesor paralelo al plano axial es constante (Ramsay, 1967) (Fig. 4.2.2.3).

Clase 3: la curvatura del arco externo es mayor que la del interno, lo que hace que las isógonas se dispongan convergentes hacia afuera, es decir, divergentes hacia el núcleo del pliegue. El espesor paralelo al plano axial es siempre mayor en la charnela que en los flancos (Ramsay, 1967) (Fig. 4.2.2.3).

De acuerdo con esta clasificación, el plegamiento que afecta a las rocas de la quebrada del Puesto del Toro, se puede dividir según, si las capas de los flancos se encuentran ligeramente adelgazadas con respecto a las de la charnela o si el espesor de las capas se mantiene constante a lo largo del pliegue. En general las estructuras de plegamiento son isópacos, caracterizadas por mantener un espesor constante tanto en los flancos como en la charnela. Entonces, según la clasificación isogonal de Ramsay (1967), la geometría de los pliegues corresponde a la subclase 1B para la mayoría de los casos (Fig. 4.2.2.3).

Teniendo en cuenta la geometría de estos pliegues, los mecanismos de flexión, deslizamiento y aplanamiento entre las capas son los principales procesos que intervienen en su formación.

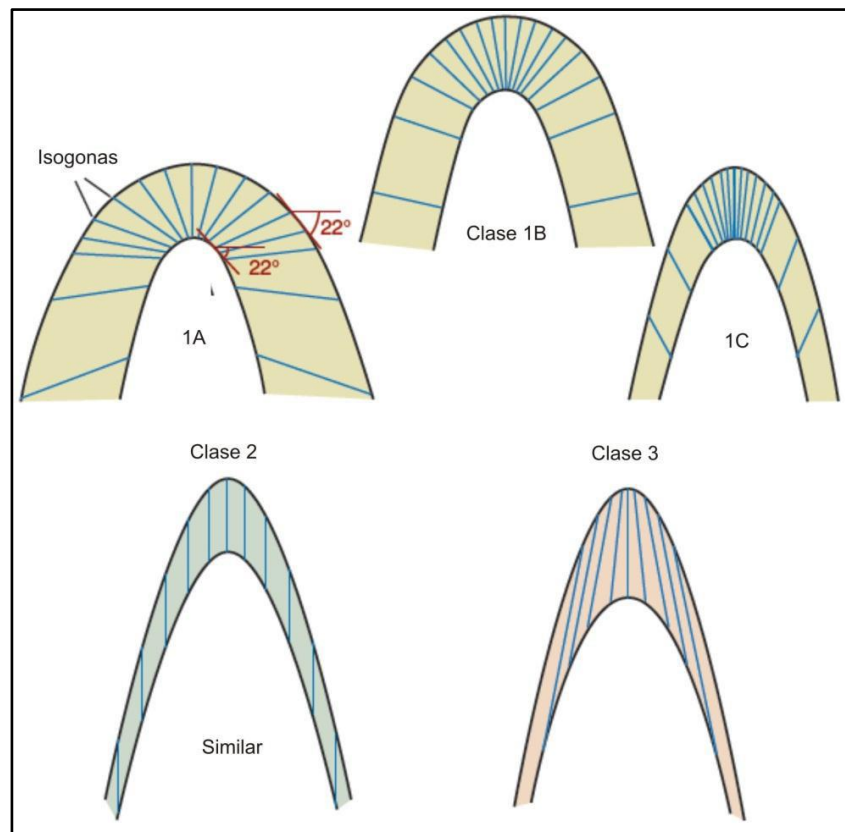


Figura 4.2.2.3: Clasificación de pliegues en base a líneas isógonas según Ramsay (1967).

#### 4.2.2.1. Estructuras menores asociadas al plegamiento

La estructura interna de la sierra se caracteriza por el desarrollo de un intenso plegamiento dúctil, de orientación noreste-suroeste (Lámina I). Vinculado al desarrollo de clivaje de plano axial  $S_1$  inclinado al noroeste, con ejes buzantes tanto al norte como al sur (Lámina I y Fig. 4.2.3.1).

Tal como se ha indicado, las pelitas, unidad más frecuente, se caracteriza por presentar tonalidades gris verdosas y una intensa deformación interna, con pliegues tipo “m” (Fig. 4.2.2.1.1). Además, se distinguen lineación mineral y lineación de intersección. La lineación mineral ( $L_m$ ) se origina entre el plano de estratificación original ( $S_0$ ) y plano de estratificación secundaria de origen tectónico ( $S_1$ ). Y la lineación de intersección ( $L_i$ ) es entre el plano de origen tectónico ( $S_1$ ) y otro plano de origen tectónico ( $S_2$ ). Sobre los planos  $S_1$  se observan micas de grano muy fino recrystalizadas en trenes que definen la lineación mineral ( $L_m$ ) y le confieren a la roca un brillo satinado característico compatible con un metamorfismo de bajo grado (Fig. 4.2.2.1.2). Los planos de estratificación  $S_0$  y de clivaje  $S_1$  se disponen paralelos a subparalelos entre sí, con dirección noreste-suroeste y fuerte buzamiento al oeste, con excepción de las zonas de cierre de los pliegues donde se intersectan con ángulos rectos (Fig. 4.2.3.1). Los ejes de plegamiento se inclinan tanto al norte como al sur (Fig. 4.2.3.1). La foliación  $S_1$  controla el patrón estructural dominante de los afloramientos de la FYL a lo largo de la sección analizada. Una segunda foliación  $S_2$  de rumbo noreste-suroeste e inclinación variable al sureste y noroeste genera cizallamiento sobre los planos  $S_1$  con movimiento de techo hacia el este y oeste (Lamina I, Fig. 4.2.3.1 y Fig. 4.2.2.1.3). La estructura dúctil, en condiciones metamórficas de bajo grado que presentan los afloramientos de la FYL en la quebrada del Puesto del Toro, es compatible con deformaciones corticales en un nivel estructural inferior. Regionalmente, estas características son compatibles con las descritas por otros autores que han estudiado diferentes secciones de la Precordillera Occidental (Boedo et al., 2021).



*Figura 4.2.2.1.1: Pelitas con tonalidades gris verdosas y pliegues tipo “m”.*



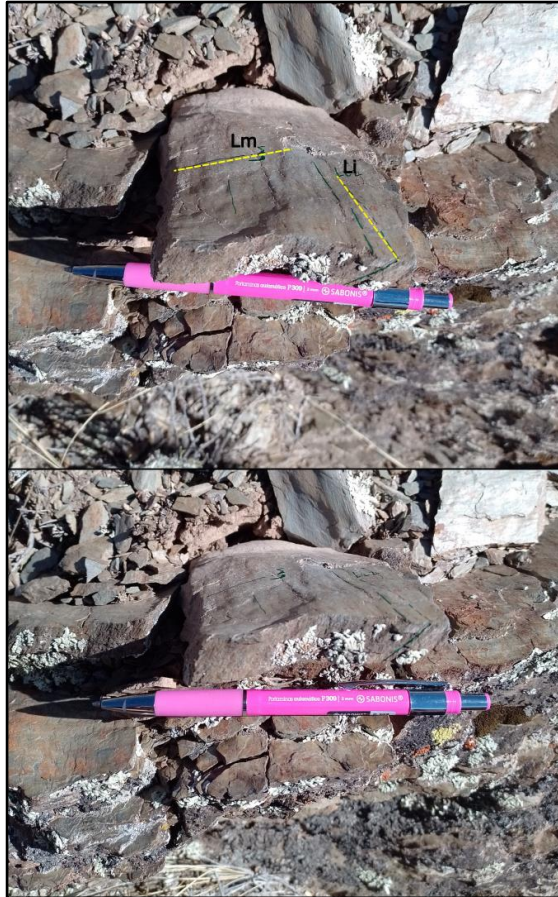


Figura 4.2.2.1.2: Pelitas con lineación mineral ( $L_m$ ) y lineación de intersección ( $L_i$ ).

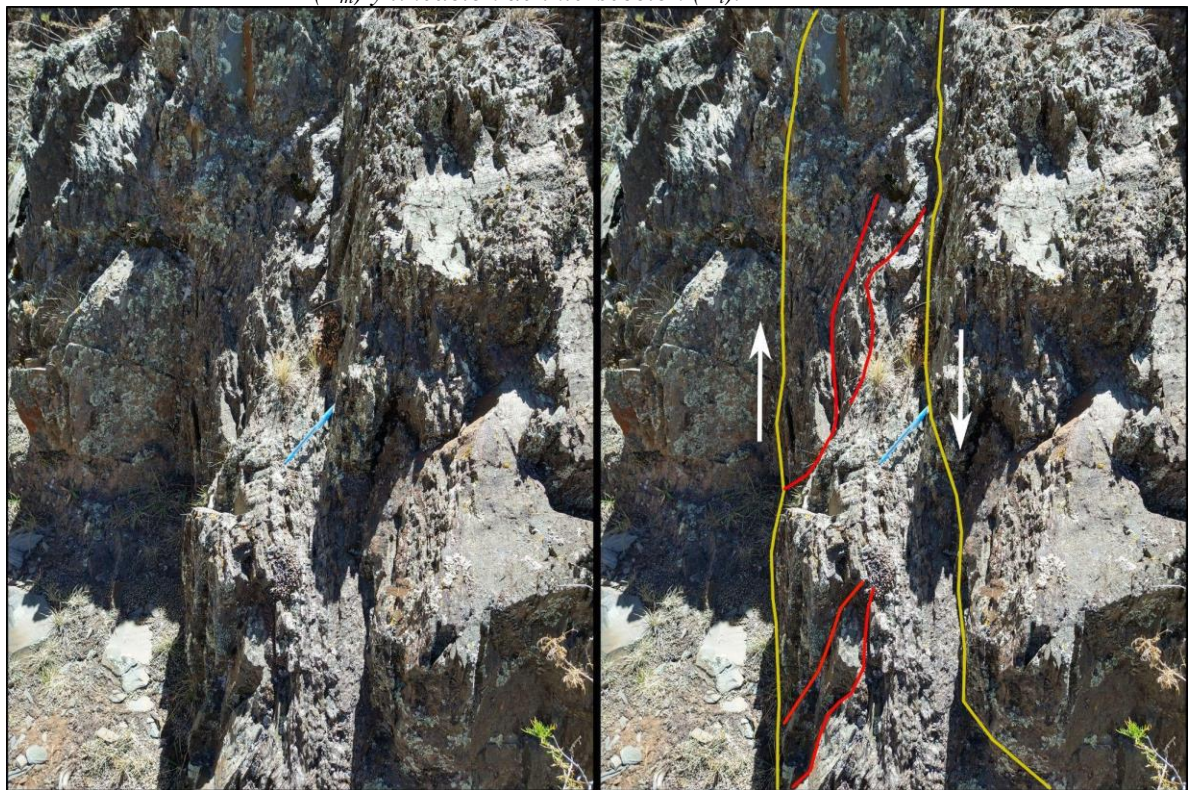


Figura 4.2.2.1.3: Cizallamiento sobre los planos  $S_1$  con movimiento de techo hacia el este y oeste.

#### 4.2.3. Análisis de los datos estructurales

La proyección estereográfica es una herramienta fundamental en la interpretación de estructuras geológicas, ya que permite representar orientaciones tridimensionales de planos y líneas en una esfera bidimensional. En este estudio, se ha utilizado la proyección estereográfica para analizar la geometría y disposición espacial, tanto de los pliegues como de sus elementos.

Los pliegues descritos están incluidos dentro de un sistema de pliegues principales que se reconocen a escala regional. A continuación, se expone un análisis detallado de las estructuras de plegamiento con el objetivo de evaluar el ajuste y relación entre los elementos estructurales observados a diferentes escalas.

La disposición de las capas varía localmente, dependiendo de su ubicación dentro de la estructura. A pesar del alto grado de deformación que presentan los afloramientos, se distinguen con facilidad las superficies primarias de estratificación ( $S_0$ ).

En los diagramas de densidad y dispersión de polos se distingue la diferencia en la dirección de buzamiento de las capas, donde la región que contiene la máxima concentración (hasta el 43% aproximadamente del total) representa los planos buzantes al oeste (Figura 4.2.3.1).

La variabilidad en la dirección de buzamiento de los planos  $S_1$  sería el resultado de la posición que estas estructuras menores ocupan dentro de las estructuras mayores. Donde en los flancos occidentales y orientales los pliegues menores asociados tienen planos buzantes hacia el oeste y ángulos de inclinación menores a  $60^\circ$  (Lámina I).

Ambos planos, tanto los de estratificación primaria ( $S_0$ ) como los de foliación tectónica ( $S_1$ ), presentan un rumbo dominante NE-SO, debido a la semejanza que presentan las capas en las orientaciones (valores de azimut entre los  $190^\circ$ - $240^\circ$ ) se interpreta que los esfuerzos causantes de la estructuración pertenecen al mismo esquema de esfuerzo tectónico y las estructuras se originaron a la vez. Sin embargo, los planos de foliación tectónica  $S_2$  presentan una orientación variable, tanto NE-SO como ONO-ESE (Fig. 4.2.3.2).

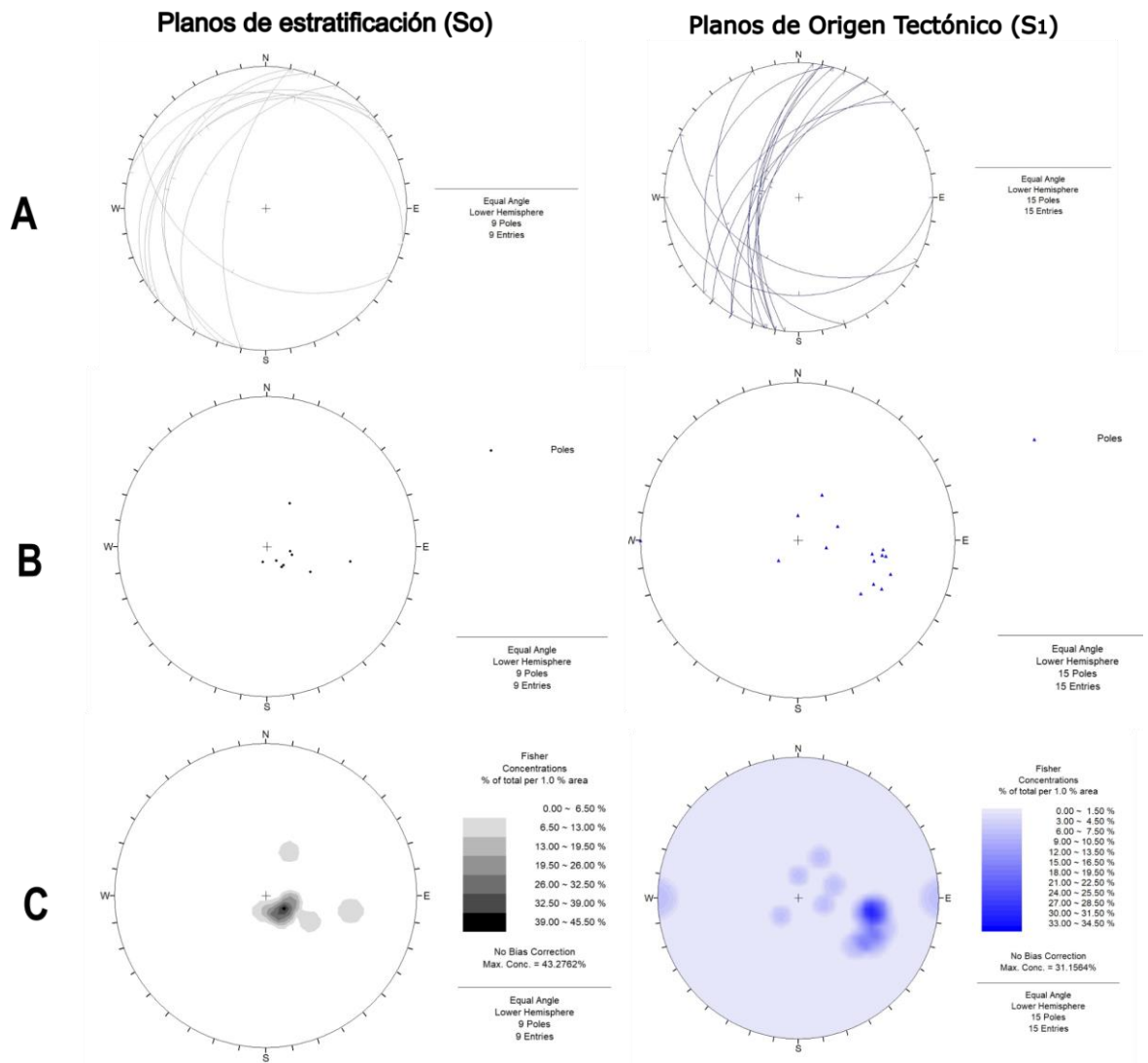


Figura 4.2.3.1: Representación de los datos estructurales tomados. A. Distribución de los planos proyectados en la Red de Schmidt, proyección estereográfica equiareal del hemisferio inferior. B. Diagrama de dispersión de la distribución de los polos de los planos. C. Diagrama de concentraciones o de densidad, donde se refleja la mayor cantidad de polos, a la izquierda estratificación primaria ( $S_0$ ) a la derecha foliación tectónica ( $S_1$ ).



## Planos de Origen Tectónico (S<sub>2</sub>)

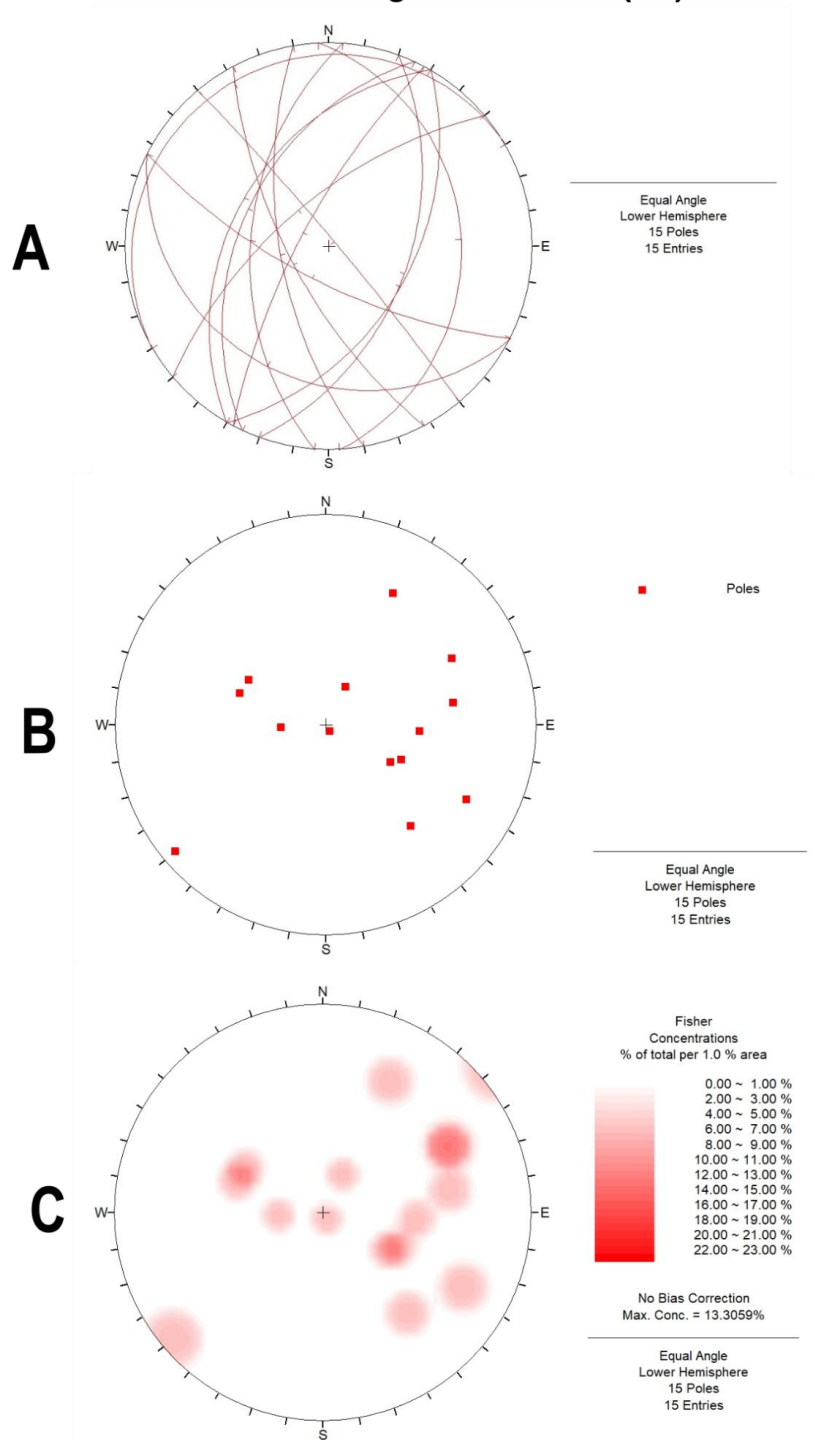


Figura 4.2.3.2: Representación de los datos estructurales tomados. Distribución espacial, diagrama de dispersión y de concentración de los planos de foliación tectónica (S<sub>2</sub>).

## CAPÍTULO 5

### 5. INTERPRETACIONES DE LOS RESULTADOS

De acuerdo con la descripción del plegamiento observado en la quebrada, se interpreta que la deformación tuvo lugar en un nivel estructural inferior (Fig. 5.1) (Mattauer, 1976) caracterizada por plegamiento del tipo anisópaco generada por mecanismo de aplanamiento. Esta queda evidenciada por el desarrollo de clivaje de plano axial, pliegues anisópacos y planos de recristalización de filosilicatos, como así también el bajo grado de metamorfismo que exhiben las rocas en el área, coincidente con las temperaturas determinadas para el resto de la faja de Precordillera Occidental (Robinson et al., 2005). Sin embargo, algunos pliegues menores se agrupan dentro de los pliegues tipo isópacos o clase 1B según la clasificación de Ramsay (1967). Esta superposición de pliegues tipo anisópacos e isópacos representa la interacción entre mecanismos de flexión, deslizamiento y aplanamiento.

Teniendo en cuenta que este estilo de plegamiento sólo afecta a la FYL, y que las unidades más modernas, como la FCM, no se encuentra plegada, se deduce que la deformación que generó los pliegues es más antigua que el Neógeno. Adicionalmente, de acuerdo con las características de la deformación, unidades con estilos estructurales similares han sido descritas en otros sectores de la Precordillera (Ramos et al., 1986; Ariza, 2016; Boedo et al., 2021, entre otros). Numerosos autores asignan el metamorfismo y la deformación que regionalmente presentan las unidades pre-carboníferas de la Precordillera al Devónico tardío, sobre la base de estudios K-Ar y Ar-Ar realizados en micas neoformadas (Cucchi, 1971; Buggisch et al., 1994; von Gosen, 1995; Davis et al., 1999). Otra evidencia que permite limitar la edad de la deformación dúctil se encuentra en las relaciones estratigráficas que exhiben las unidades del Devónico medio (Formación El Codo) y Carbonífero inferior (Formación Del Ratón), en la sección del río San Juan (Ramos et al., 1986). Estos aspectos permiten correlacionar la deformación reconocida en la quebrada del Puesto del Toro con aquella asignada regionalmente al Devónico tardío.

La faja milonítica que afecta a los niveles de calizas expuestos en la boca de la quebrada representan esfuerzos de cizalla en condiciones dúctiles. Esta estructura podría responder a dos mecanismos: 1- podría corresponder a cizalla normal vinculada al flanco del pliegue anticlinal que representa la culminación de la estructura descrita en la quebrada, cuya cinemática es acorde a la esperable sobre el flanco de dicha estructura. o bien, 2- que la faja milonítica represente las raíces de una zona de fallamiento con cinemática normal, es decir, con movimiento de techo al oeste. Teniendo en cuenta las rotaciones producidas por los

corrimientos andinos, no se descarta que esta estructura, forme parte de las raíces de un corrimiento con vergencia occidental (coordenadas actuales). En cualquiera de los dos casos, la deformación se correspondería con el proceso de estructuración que tuvo lugar hacia fines del Devónico.

Por último, el fallamiento que superpone a la FYL sobre la FCM presenta características de deformación frágil (intenso brechamiento), lo cual es interpretado como el resultado de una deformación moderna, vinculada al Ciclo Ándico. Sin embargo, la compatibilidad que presentan estas estructuras de fallamiento, en cuanto al buzamiento y dirección de buzamiento, con respecto a aquellas de carácter dúctil (milonita y clivaje de plano axial) pone de manifiesto el control ejercido por la fábrica preandina sobre las estructuras de fallamiento moderno, incluso sobre la actividad neotectónica reconocida en la comarca.

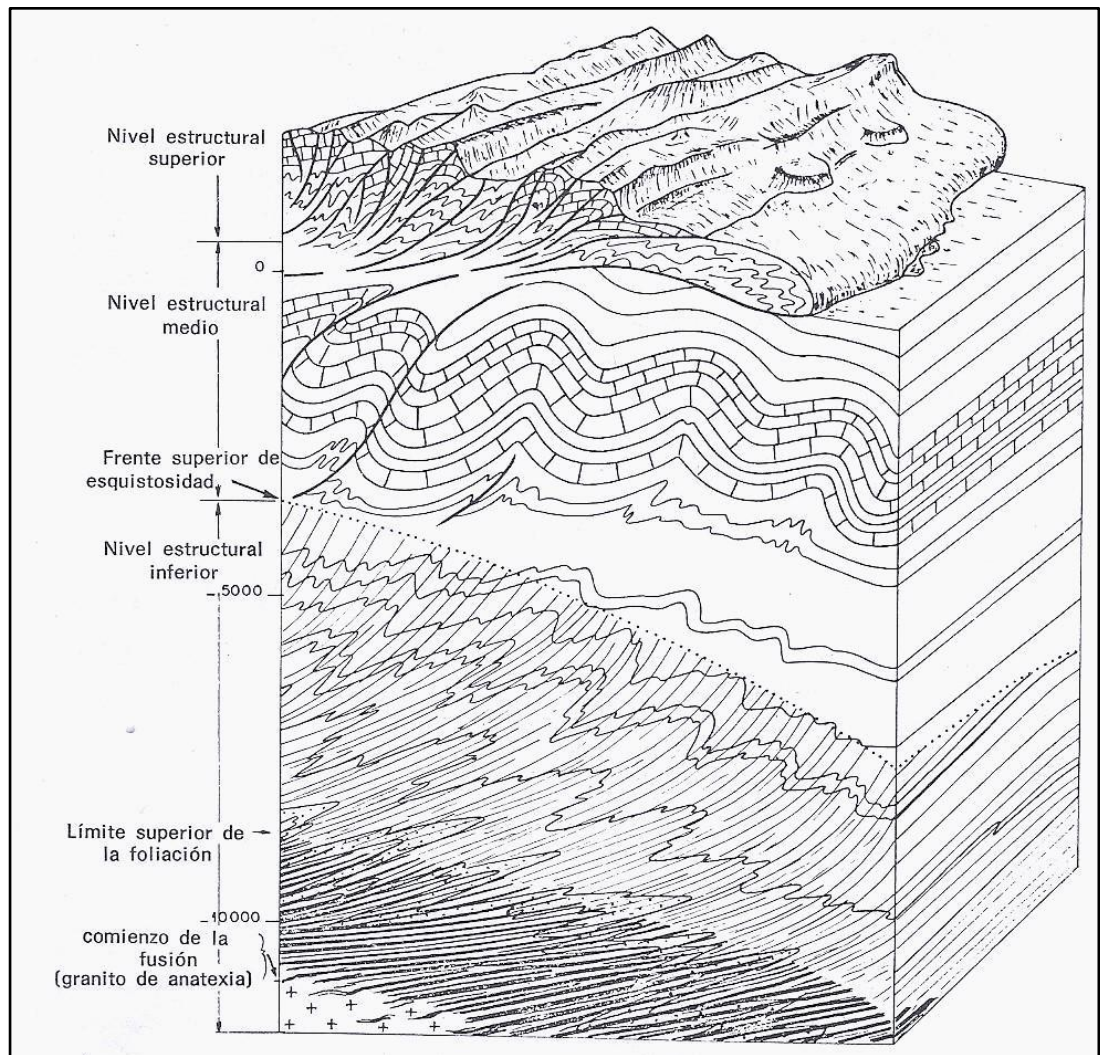


Figura 5.1: Niveles estructurales de un orógeno. (tomado de Mattauer 1976). Esquema teórico de la corteza, caracterizado por la superposición vertical de niveles estructurales definidos en base a los mecanismos de deformación dominantes.

## CAPÍTULO 6

### 6. EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA

#### 6.1. Historia geológica

Tal como se ha mencionado, la configuración de la geología actual de la zona es el resultado de la superposición de numerosas fases de deformación (von Gosen, 1995) y es consecuencia de una compleja evolución geológica, asociada a procesos de rifting, deriva y acreción continental sobre el proto-margen gondwánico durante el Paleozoico. Esta evolución se ha reflejado en las unidades estratigráficas y estructuras que caracterizan la Precordillera Occidental. La estratigrafía abarca un registro sedimentario desde el Ordovícico temprano hasta el presente, con una notable ausencia de depósitos durante el Jurásico al Paleógeno (Jordan et al., 1993; Furque et al., 1998).

La sedimentación ordovícica está caracterizada por el predominio de unidades de ambiente marino en facies de talud y fondo oceánico del Ordovícico medio a superior (Baldis et al., 1982; Pereyra, 1988; Beresi, 1990; entre otros), con la particular ausencia de depósitos cambro-ordovícicos de plataforma, que constituyen el rasgo distintivo de la Precordillera en sus sectores Central y Oriental. Esto puede ser producto de la no sedimentación durante ese intervalo o que los depósitos de esa edad no se conservaron, ya que hacia el sur, sobre la denominada Precordillera Sur se hallan registros de sedimentos más antiguos de edad neoproterozoica superior a devónica (Davis et al., 2000; Willner et al., 2011; López et al., 2009). Las sedimentitas ordovícicas se intercalan con basaltos de naturaleza oceánica (Haller y Ramos, 1984; Kay et al., 1984; Boedo et al., 2013; entre otros). Depósitos silicoclásticos marinos de facies distales caracterizan al Silúrico y Devónico. Estos sedimentos son cubiertos en discordancia por depósitos neopaleozoicos de ambiente marino y glacimarino, de transición y continentales, hacia el este (Furque et al., 1998). Las secuencias cenozoicas son continentales, intermontanas, y se extienden principalmente desde el Neógeno al presente (Beer et al., 1990; Jordan et al., 1993). Cabe destacar que a lo largo de toda la Precordillera Occidental, las unidades del Paleozoico temprano, poseen un metamorfismo de bajo a muy bajo grado en facies de esquistos verdes (Keller et al., 1993b; von Gosen, 1995; Robinson et al., 2005), el cual en la mayoría de los casos, está asociado con una deformación dúctil penetrativa (Gerbi et al., 2002). La edad del evento metamórfico ha sido asignada regionalmente al Devónico tardío sobre la base de estudios isotópicos K/Ar y Ar/Ar realizados en micas neoformadas (Cucchi, 1971; Davis et al., 1999).

Las características estructurales observadas en la quebrada del Puesto del Toro, como así también por otros autores hacia el sur, registran la presencia de al menos dos eventos de deformación compresional, uno durante el Paleozoico medio y otro desde el Neógeno al presente. El primero estaría asociado a la fase Chánica, acaecida durante el Devónico temprano a medio (Turner y Méndez, 1975), interpretada como respuesta de la colisión entre los terrenos de Chilenia, al oeste, y Cuyania, ya acrecionado al proto-margen de Gondwana durante el Ordovícico medio a superior (Fase Oclóyica, Ramos et al., 1984), al este. Mientras que, a partir del Mioceno hasta el Cuaternario, las fases de deformación del Ciclo Ándico, terminaron de definir el estilo estructural actual del área, caracterizando a la Precordillera Occidental como una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia oriental (Baldis y Chebli, 1969; Allmendinger et al., 1983, 1990; Ramos et al., 1984; von Gosen, 1992; Jordan et al., 1993).

Debido a la ausencia de rocas de edad precámbrica y cámbrica en la Precordillera Occidental se estima que la sedimentación comenzó durante el Ordovícico, en un ambiente geotectónico dominado por la extensión (Alonso et al., 2008). Evidencia de esto es el arreglo grano-estratodecreciente que presentan las unidades formacionales eopaleozoicas que componen la Precordillera Occidental, incluida la Formación Yerba Loca y sus equivalentes. Además la presencia hacia el este de secuencias olistotrómicas (Formación Los Sombreros y equivalentes) (Benedetto y Vaccari, 1992; Banchig y Bordonaro, 1994; Banchig, 1995; Albanesi et al., 1995; Ortega et al., 2014) ratifica la sedimentación de los depósitos silicoclásticos ordovícicos medio a superior bajo un régimen extensional, probablemente el borde occidental se comportó como un margen pasivo, donde los depósitos de la Formación Los Sombreros y la Formación Yerba Loca estarían asociados al talud y ambiente marino profundo, respectivamente (Fig. 6.1.1A).

González-Menéndez et al. (2013) con base en las características petrológicas y geoquímicas de los basaltos y gabros que se encuentran intercalados a lo largo de las unidades clásticas de edad ordovícica media a superior, que caracterizan a la Precordillera Occidental, sugieren un marco geotectónico de rift continental evolucionado, en el cual la corteza continental, adelgazada por extensión, interactuó en menor medida con el magma. Sus hallazgos apoyan un escenario paleogeográfico para el Ordovícico medio-superior de rifting continental con posible desarrollo de corteza oceánica sólo en las partes australes. Este proceso de apertura separó parcialmente Chilenia, al oeste, de Cuyania, al este (Fig. 6.1.1A). Esta separación parcial de ambos terrenos, sugiere que ambos estuvieron unidos bajo un solo terrane, denominado Occidentalia, (Dalla Salda et al., 1992; Davis et al., 1999; López y Gregori, 2004; Heredia et al., 2014), que luego parcialmente se separó (Fig. 6.1.1A) y se acrecionó nuevamente (Fig. 6.1.1) durante el Devónico superior-Carbonífero temprano (Ramos et al., 1986; López y Gregori, 2004). La

separación entre estos terranes pudo ser mayor en el sur, donde las rocas volcánicas máficas tienen signatura MORB (González-Menéndez et al., 2013).

Durante el Devónico superior, la colisión de Chilenia con el borde occidental de Cuyania, produce la interrupción de la sedimentación marina profunda y la consecuente continentalización de la cuenca. Este evento sería el responsable de la deformación, por esfuerzos compresivos, de las unidades eopaleozoicas con plegamiento y fallamiento asociado (Ramos et al., 1984). Además, condujo al metamorfismo que presentan los sedimentos actualmente en un grado bajo a muy bajo, dicho evento metamórfico está datado por el método K/Ar y Ar/Ar a los 350 Ma. aproximadamente (Cucchi, 1971; Davis et al., 1999; Willner et al., 2011; entre otros). Este régimen compresivo, debido a la colisión de Chilenia, es interpretado como la orogenia Chánica (Heredia et al., 2014), parte de las consecuencias sería la generación de un orógeno, el Chánico, análogo a lo definido como Protoprecordillera (Amos y Rolleri, 1965; Rolleri y Baldi, 1969; González Bonorino, 1975) que correspondería a un alto estructural ubicado sobre las actuales sierras del Tigre-Tontal-Punilla, además de la discordancia angular observada entre la Formación Del Ratón (Carbonífero inferior) y Formación El Codo (Devónico medio) en la Precordillera Occidental.

A pesar de que existe un alto grado de aprobación para la edad, devónica tardía-carbonífera temprana, del proceso de cierre de la cuenca de Precordillera Occidental, la orogénesis Chánica y la fase diastrófica homónima, aún existen diferencias al momento de definir el marco geotectónico bajo los cuales acaecieron estos eventos. A continuación sólo se citarán las propuestas más relevantes sobre el ambiente geotectónico sin profundizar en cada una de ellas, por un lado la propuesta original es de Ramos et al. (1984), le siguen otras proposiciones como las de Astini et al. (1995), Davis et al. (1999), Gerbi et al. (2002), González Menéndez et al. (2013), Heredia et al. (2014), Ariza et al. (2018). En el presente, con base en la distribución espacial de los datos estructurales, es que se adopta, para explicar las estructuras con vergencia en general hacia el este y rumbo NNO-SSE, el modelo con una subducción en el borde occidental de Chilenia y con polaridad hacia el este, con una dirección de los esfuerzos principales ENE-OSO (Fig. 6.1.1B) (Ariza et al., 2018).

Luego, con el borde de subducción ya instalado en el proto-margen occidental de Gondwana, durante el neopaleozoico, se desarrollan cuencas de retroarco, como las de Río Blanco-Calingasta-Uspallata en el borde occidental y la cuenca de Paganzo hacia el este, donde se depositaron las sedimentitas marinas, con intervención glaciogénica, y de transición de las formaciones carboníferas superior que caracterizan a la Precordillera (Formaciones Guandacol, Tupe y sus respectivos equivalente de acuerdo a la localidad). El ángulo de subducción durante



el neopaleozoico y parte del mesozoico favoreció el emplazamiento del magmatismo que daría origen a las rocas del Grupo Choiyoi, característico de la Cordillera Frontal. Este arco condicionó la sedimentación hacia el este, donde hacia fines del Paleozoico y durante el Mesozoico fue netamente continental (Fig. 6.1.1C).

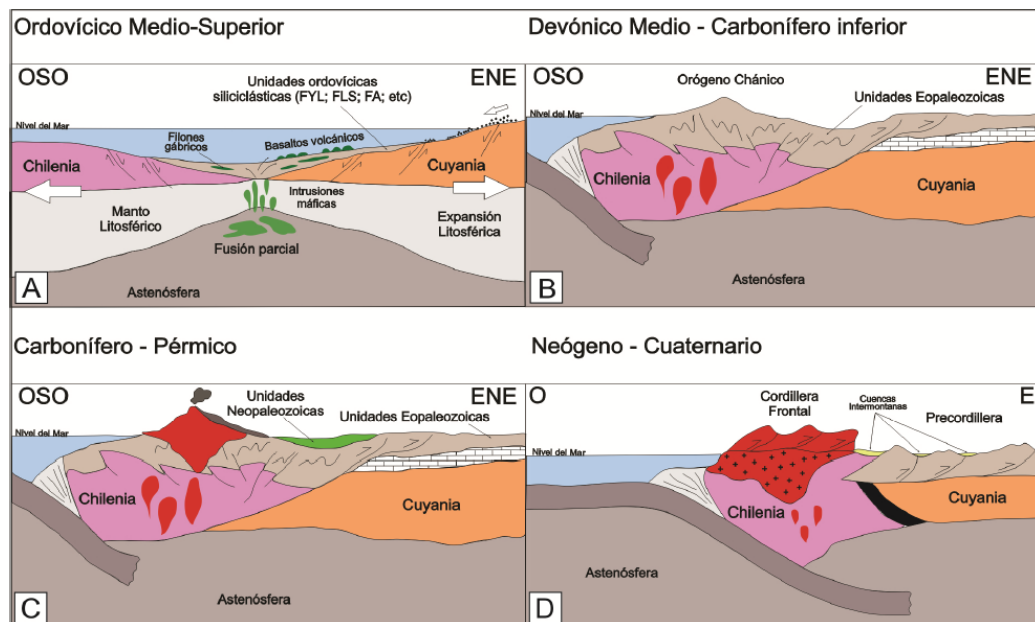
El contexto paleogeográfico mundial para el Mesozoico estuvo dominado por procesos distensivos, y el borde occidental de Gondwana no fue la excepción. Bajo el régimen extensional se generan hemigrábenes, fuertemente orientados NO-SE y condicionados en su mayoría por discontinuidades de primer orden tales como suturas entre terrenos. En la zona de estudio y alrededores no se registran estos depósitos, pero sus afloramientos se corresponden con los sedimentos continentales de las cuencas Ischigualasto-Villa Unión, ubicada en la provincia geológica Sierras Pampeanas Occidentales, y cuenca Cuyana, desarrollada al sureste de la Precordillera de San Juan y centro-norte de Mendoza.

El borde occidental de Gondwana registra la transición de la etapa extensional a la compresiva durante el Cretácico inferior alto-superior bajo (Ramos, 1999b). Sin embargo, es a partir de los 45 Ma. aproximadamente que se instala el régimen de subducción actual y comienza el denominado Ciclo Ándico (Ramos, 1999b) y la consiguiente generación del orógeno andino y la configuración morfotectónica que se observa en la actualidad. Las variaciones en la deformación a lo largo del ciclo han estado controladas por la interacción, velocidad relativa y geometría, entre la placa subductada de Nazca, y la Sudamericana (Pardo Casas y Molnar, 1987). Cabe destacar que las fases orogénicas varían tanto espacial como temporalmente a lo largo de la cadena montañosa. Durante el Neógeno se produce la segmentación de los Andes propuesta por Isacks et al. (1982) y Jordan et al. (1983), como resultado de la subducción de una dorsal asísmica como la de Juan Fernández (Pilger, 1984; Von Huene et al., 1997) durante el Mioceno medio. De acuerdo a esta segmentación, la zona de estudio se encuentra dentro del segmento de subducción horizontal o “*flat slab* pampeano” entre los 28° LS y 34° LS, aproximadamente.

Entre los 20 y 22 Ma. se instala el arco volcánico mioceno, ubicado principalmente en Chile a estas latitudes. El levantamiento y migración del arco volcánico produce una expansión del volcanismo en el lado argentino de la Cordillera Principal hacia los 15 a 16 Ma. La actividad volcánica se expande hacia la Precordillera en el Mioceno medio a superior, hasta alcanzar las Sierras Pampeanas. Esta actividad persiste en los sectores más orientales como la sierra de Pocho hasta los 4 Ma. y en la sierra del Morro hasta los 1,9 Ma. Además de la migración del volcanismo se produce el avance hacia el este de la deformación compresiva con vergencia oriental, la cual habría comenzado a estructurar la Precordillera Occidental hace

aproximadamente 20 Ma. (Jordan et al., 1993), decreciendo en edad hacia el este, donde en la Precordillera Central comenzó a los 17 Ma., mientras que la Oriental evolucionó a partir de los 2,6 Ma. (Zapata y Allmendinger, 1997). Esto demuestra que la compresión cenozoica en la Precordillera fue diacrónica a lo largo del rumbo (Damanti et al., 1988; Beer et al., 1990; Cortés, 1993) (Fig. 6.1.1D).

La deformación neógena se superpone a la estructuración paleozoica temprana sin obliterarla substancialmente. El fallamiento neógeno corta las estructuras preexistentes, causando rotación de los bloques, replegamiento local y reactivación de algunas estructuras previas (Álvarez-Marrón et al., 2006; Rivas et al., 2019). Durante la conformación de la faja plegada y corrida epidérmica de piel fina se generaron cuencas intermontanas caracterizadas por un relleno neógeno sinorogénico. Finalmente, la geomorfología actual del paisaje se conformó durante el Pleistoceno-Holoceno, mediante el desarrollo de depósitos de abanicos aluviales y coluviales, de sistemas fluviales y barreales. En algunos sectores estos depósitos cuaternarios se encuentran afectados por fallamiento inverso y de desplazamiento de rumbo, que resultan de la importante actividad neotectónica de la zona. Una evidencia de esta actividad la constituye la falla del Tigre, una estructura de fallamiento de rumbo con desplazamiento dextral, que se extiende en dirección norte-sur al suroeste del área de estudio (Bastías et al., 1987; Peruca, 1999; Pérez, 2018; entre otros).



6.1.1: Modelo geotectónico de evolución geológica de la Precordillera Occidental y en consecuencia de la zona de estudio, tomado de Moreno (2019).

## CONCLUSIONES

El estudio de la geología, en general, y la estructura, en particular, de la quebrada del Puesto del Toro ha conducido a elaborar las siguientes conclusiones, que aportan claridad a la compleja trama estructural que presentan los afloramientos ordovícicos de la Formación Yerba Loca.

La estratigrafía de la quebrada se caracteriza por tres unidades, la Formación Yerba Loca, Formación Cerro Morado y depósitos cuaternarios. La primera presenta litologías variables, que incluyen principalmente pelitas, areniscas finas, intercalaciones de calizas, y un cuerpo máfico, junto con conglomerados en el sector occidental, afectado por un metamorfismo de bajo grado. Mientras que, la Formación Cerro Morado se caracteriza por presentar brechas de composición polimíctica, compuesta por clastos de riolitas, andesitas, basaltos y pelitas. Lo que se corresponde con la facies sedimentaria definida por Limarino et al. (2002). Mientras que, los depósitos cuaternarios están compuestos por material clástico grueso poco consolidado, representados por bloques, gravas y arenas gruesas.

La ladera oriental de la sierra Yerba Loca presenta una compleja estructura geológica caracterizada por fallamientos y plegamientos a escalas variables. A través del análisis del mapa geológico local y el perfil geológico-estructural se diferenciaron estructuras pre-andinas y andinas. Las estructuras pre-andinas se distinguen por pliegues que varían desde metros a kilómetros, estructuras menores asociadas (planos  $S_0$ ,  $S_1$  y  $S_2$ ) y zonas de fracturación. Se observan pliegues isópacos, volcados apretados y de tipo antiformal. Según su clasificación se ajustan a la subclase 1B de Ramsay (1967) y los mecanismos predominantes en la formación incluyen flexión, deslizamiento y aplanamiento entre las capas. Otra estructura pre-andina es la faja milonítica, constituida por pelitas deformadas se observan intercalaciones de calizas milonitizadas, junto con porfiroclastos que exhiben sombras de recristalización, lo cual sugiere una cizalla en sentido antihorario. Como así también, se destaca una falla de tipo inversa de escala menor observada en el sector central de la quebrada, con orientación NE-SO.

Las estructuras andinas están representadas por una falla inversa de carácter regional en el extremo oriental, que superpone la Formación Yerba Loca sobre la Formación Cerro Morado, y una falla inversa menor en el sector centro-occidental, que afecta depósitos cuaternarios, evidenciando la actividad neotectónica en la quebrada. La orientación variable de los planos y la vergencia oriental de las estructuras queda evidenciada en la disposición y polos de los planos de los estereogramas.

De acuerdo al análisis sistemático y temporal de las estructuras, se define una trama estructural pre-andina de orientación NE-SO, truncada por un sistema estructural andino con dirección N-S.

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Aceñolaza, F. G., Miller, H., y Toselli, A. J. Proterozoic–Early Paleozoic evolution in western South America a discussion. *Tectonophysics*, 354 (1–2): 121-137. 2002.
- Albanesi, G. L., Hunicken, M. A., Ortega, G. Review of Ordovician conodont-graptolite biostratigraphy of the Argentine Precordillera. 1995.
- Allmendinger, R. W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C., y Isacks, B. L. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics*, 9 (4), 789-809. 1990.
- Allmendinger, R. W., Ramos, V. A., Jordan, T. E., Palma, M., y Isacks, B. L. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, 2 (1), 1-16. 1983.
- Allmendinger, R. W., y Judge, P. A. The argentine precordillera: A foreland thrust belt proximal to the subducted plate. *Geosphere*, 10 (6), 1203-1218. 2014.
- Allmendinger, R. W., Ramos, V. A., Jordan, T. E., Palma, M., y Hacks, B. L. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, 2 (1), 1-16. 2014. 1983.
- Alonso, J. L., Gallastegui, J., García-Sansegundo, J., Farias, P., Fernández, L. R., y Ramos, V. A. Extensional tectonics and gravitational collapse in an Ordovician passive margin: The Western Argentine Precordillera. *Gondwana Research*, 13 (2), 204-215. 2008.
- Alvarez-Marron, J., Rodriguez-Fernandez, R., Heredia, N., Busquets, P., Colombo, F., y Brown, D. Neogene structures overprinting Palaeozoic thrust systems in the Andean Precordillera at 30°S latitude. *Journal of the Geological Society*, 163 (6), 949-964. 2006.
- Amos, A. J., y Roller, E. O. El Carbónico marino del Valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). *Boletín Informaciones Petroleras de YPF*, 368, 51-71. 1965.
- Ariza, J. P. Estudios geológicos y geofísicos en la faja ofiolítica de la Precordillera Occidental entre Calingasta y Barreal, San Juan. Evolución geotectónica. Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales: Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas. 2016.
- Ariza, J. P., Boedo, F. L., Sánchez, M. A., Christiansen, R., Pérez Lujan, S. B., Vujovich, G. I., y Martínez, P. Structural setting of the Chanic orogen (Upper Devonian) at central-western

Argentina from remote sensing and aeromagnetic data. Implications in the evolution of the proto-Pacific margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 352-366. 2018.

Ariza, J. P., Martínez, M. P., Vujovich, G. I., Boedo, F. L., Álvarez, O., y Sánchez, M. A. Sensoramiento remoto y magnetismo aplicado al estudio de terrenos paleozoicos en la Precordillera occidental (31° 20's), San Juan, Argentina. *Geoacta*, 39 (1), 138-15. 2014.

Astini, R. Tectofacies ordovícicas y evolución de la cuenca eopaleozoica de la Precordillera Argentina. *Estudios Geológicos*, 48, 315-327. 1992.

Astini, R. Las megaturbiditas de la Formación Trapiche (Ordovícico superior de la Precordillera), procesos sedimentarios y marco geológico. 5ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1, 107-112. 1994a.

Astini, R. Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (suroeste de Guandacol y cordón de Perico-Potrerillo), Precordillera septentrional. *Revista de la asociación Geológica Argentina* 49 (1): 55-70. 1994b.

Astini, R. A. Consideraciones sedimentológicas de la Formación Yerba Loca, Ordovícico de la Precordillera Argentina. *Acta Reunión Argentina de Sedimentología*, 11-15. 1988.

Astini, R. A., Ramos, V. A., Benedetto, J. L., Vaccari, N. E., y Cañas, F. L. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 293-324. 1996.

Astini, R. B. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: a geodynamic model. *Bulletin Geological Society of American*. 107, 253-273. 1995.

Astini, R., y Vaccari, E. Sucesión evaporítica del Cámbrico inferior de la Precordillera: significado geológico. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 51 (2): 97-106. 1996.

Baldis, B. Acerca de la estructura profunda de la Precordillera Central. Buenos Aires. *Revista de Geología, Mineralogía y Minería*, 23 (1-2). 1975.

Baldis, B. A., y Chebli, G. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. *Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 (4), 47-65. 1969.



Baldis, B., Beresi, M., Bordonaro, O., y Vaca, A. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 1982.

Banchig, A. Evolución del talud continental Cámbrico – Ordovícico entre el Río San Juan y Los Sombreros, San Juan . Universidad Nacional de San Juan: Tesis Doctoral. 1995.

Banchig, A., y Bordonaro, O. Reinterpretación de la Formación Los Sombreros: secuenciaolistostromica de talud, Precordillera argentina. Acta 5º Reunión Argentina de Sedimentología, 283-288. 1996.

Barreda, V., Limarino, C.O., Fauqué, L.E., Tripaldi, A., y Net, L. Primer registro palinológico de la Formación Cerro Morado (Mioceno), Precordillera de La Rioja. Ameghiniana, 40(1): 81-87. 2003.

Bastías, H. E., y Bastías, J. A. Análisis de desplazamientos y velocidades en el área diferencial Precordillera, provincia de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 42(3-4), 261-266. 1987.

Beer, J. A., y Jordan., T. E. The effects of Neogene thrusting on deposition in the Bermejo Basin, Argentina. Journal Sedimentary Petrology. 59, 330-345. 1989.

Beer, J. A., Allmendinger, R. W., Figueroa, D. E., y Jordan, T. E. Seismic stratigraphy of a Neogene Piggyback Basin, Argentina. Bulletin American Association of Petroleum Geologists, 74 (8), 1183-1202. 1990.

Benedetto, J., Racheboeuf, P.R., Herrera, Z., Brussa, E. y Toro, B. Brachiopodes et biostratigraphie de la Formación de Los Espejos, Siluro-Devonien de la Precordillera (NW Argentine). Geobios, 25 (5), 599-637. 1992.

Beresi, M. S. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. En Bordonaro O. San Juan. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. 12º Congreso Geológico Argentino, 32-46. 1990.

Blasco, G., y Ramos, V. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del Cº. La Chilca-Dpto. Jáchal, Provincia De San Juan. Ameghiniana, 13(3-4), 312-329. 1976.

Bodenbender, G. Contribución al conocimiento de la Precordillera y de las Sierras Centrales de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 18, 203-264. 1902.

Boedo, F. L. The mafic-ultramafic belt of the Argentine Precordillera: A geological synthesis. *Journal of South American Earth Sciences* 110, 103-354. 2021.

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

Bordonaro, O. Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera y Bloque de San Rafael. En *Geología Argentina*, 189-204. Buenos Aires. 1999.

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

Buggisch, W., Gosen, W. V., Henjes-Kunst, F., y Krumm, S. The age of Early Paleozoic deformation and metamorphism in the Argentine Precordillera-Evidence from K-Ar data. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil 1, Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie*, 275-286. 1994.

Burmeister, C. *Description physique de la Republique Argentine*. Traducción al francés por E. Maupas, 1-5. Savy, París. 1876.

Cardó, R., y Díaz, I. N. Hoja Geológica 3169-I, Rodeo, Provincia de San Juan. 1999.

Cardó, R., Díaz, I. N., Cegarra, M. I., Heredia Carballo, N., Rodríguez Fernández, R., Santamaría, G. R., y Fauqué, L. E. Hoja Geológica 3169-I Rodeo. 2005.

Césari, S. L. Palinomorfos de la Formación Volcán en la Precordillera de San Juan. *1º Simposio Argentino del Paleozoico Superior*, 22-23. Anillaco, La Rioja. 1999.

Chaía, T. Registro del Cenoniano lacustre en la provincia de San Juan. *Primer Congreso Uruguayo de Geología, Resúmenes Ampliados*: 33-36. Montevideo. 1990.

Cortés, J. M. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. In *Congreso Geológico Argentino*, 12, Congreso de Exploración de Hidrocarburos, (2), 168-178. 1993.

Cortés, J. M., Casa, A., Pasini, M., y Yamin, M. Fajas Oblicuas de deformación geotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°30'-33°-30'LS: Controles Paleotectónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (4), 639-646. 2006.

Cucchi, R. J. Edades radimétricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera, San Juan-Mendoza, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26 (4), 503-515. 1971.

Dalla Salda, L. C. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? . Geology, 20 (7) , 617-620. 1992.

Damanti, J. F., Jordan, T. E., y Beer, J. A. Progressive thrusting and sediment dispersal patterns in the Andean foreland: 29' - 31" south latitude. Geological Society of America, 20, 396. 1988.

Davis, J. S., Moores, E. M., Kay, S. M., y McClelland, W. C. New information sheds light on the nature and emplacement history of the Precordillera Ophiolite, western Argentina: Geological Society of America Abstracts with Programs, 27 (6), 124. 1995.

Davis, J. S., Roeske, S. M., McClelland, W. C., y Kay, S. M. Mafic and ultramafic crustal fragments of the southwestern Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. Geology, 28 (2), 171. 2000.

Davis, J. S., Roeske, S. M., McClelland, W. C., y Snee, L. W. Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. In Laurentia - Gondwana connections before Pangea. Geological Society of America, 115-138. 1999.

Fauqué, L. E., Limarino, C. O., Vujovich, G. I., Cegarra, M. I., Yamin, M. G., Tedesco, A. M., Escosteguy, L. D., Cardó, R., Díaz, I. N., Franchi, M., y Etcheverría, M. P. Hoja Geológica 2969 - IV Villa Unión. 2020.

Finney, S., Gleason, J., Gehrels, G., Peralta, S., y Acenolaza, G. Early Gondwanan connection for the Argentine Precordillera terrane. Earth and Planetary Science Letters, 205 (3-4), 349-359. 2003.

Fleuty, M. J. The description of folds. Proceedings of the Geologists' Association, 75(4), 461-492. 1964.

Furque, G., y Cuerda, A. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, (1), 237-282. 1979.

Furque, G. Descripción geológica de la Hoja 17b - Guandacol (Provincia de la Rioja y San Juan). Boletín de La Dirección Nacional de Geología y Minería, 92, 1-104. 1963.

Furque, G., González, P., y Caballé, M. Descripción de la hoja geológica 3169-II, San José de Jáchal (Provincias de San Juan y La Rioja). Boletín Servicio Geológico y Minero Argentino, 259. 1998.

Gerbi, C., Roeske, S., y Davis, J. Geology and structural history of the southwest Precordillera margin northern Mendoza Province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 14, 821-835. 2002.

Giambiagi, L., Mescua, J., Heredia, N., Farías, P., García Sansegundo, J., Fernández, C., Stier, S., Pérez, D., Bechis, F., Moreiras, S. M., y Lossada, A. Reactivation of Paleozoic structures during Cenozoic deformation in the Cordón del Plata and Southern Precordillera ranges (Mendoza, Argentina). Journal of Iberian Geology, 40 (2), 309-320. 2014.

González Bonorino, G. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (3), 223-246. 1975.

González-Menéndez, L., Gallastegui, G., Cuesta, A., Heredia, N., y Rubio-Ordóñez, A. Petrogenesis of Early Paleozoic basalts and gabbros in the western Cuyania terrane: Constraints on the tectonic setting of the southwestern Gondwana margin (Sierra del Tigre, Andean Argentine Precordillera). Gondwana Research, 24 (1), 359-376. 2013.

Haller, M., y Ramos, V. Las ofiolitas y otras rocas afines. 12° Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 31-39. 1993.

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

Hans Niemeyer, R. Apuntes sobre Geología Estructural. Antofagasta. 1999.

Heredia, N., Busquets, P., Charrier, R., y Colombo, F. Evolución geodinámica de los Andes centrales (28°-38° S) durante el Paleozoico. Acta 19° Congreso Geológico Argentino, 21-22. 2015.

Heredia, N., Charrier, R., Farias, P., García-Sansegundo, J., Giacosa, R., y Giambiagi, L., Grupo Paleo Andes. Evolución geodinámica de los andes (28°-39° S) durante el Paleozoico. Acta 19° Congreso Geológico Argentino, 21-22. 2014.

Horton, R.E. Drainage basin characteristics, American Geophysical Union Transactions, 350-361. 1932.

Horton, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Geol. Soc. America Bull., 56, 275-370. 1945.

INTA. Cartas de suelos de la República Argentina. INTA EEA Rafaela, 176. 1990.

Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R., y Ramos, V. A. La segmentación tectónica de los Andes centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. Acta 5° Congreso Latinoamericano de Geología. 3, 587-606. Buenos Aires. 1982.

Johnson, N. M. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern andean foreland, San Juan province. Argentina. International Association of Sedimentologists "Foreland Basin", 63-75. 1986.

Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Damanti, J. F., y Drake, R. E. Chronology of Motion in a Complete Thrust Belt: The Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. The Journal of Geology, 101(2), 135-156. 1993.

Jordan, T. E., Fleming, P. B., y Beer, J. A. Dating thrust-fault activity by use of foreland basin strata. En Kleinspehn, K. L. and C. Paola (Ed.): New Perspectives of Basin Analysis. Springer, New York., 307-330. 1988.

Jordan, T. E., Isacks, B., Ramos, V. A. y Allmendinger, R.W. Mountain building in the Central Andes., 20-26. Ottawa. 1983.

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



Keidel, J. Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan-Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 1-103. 1921.

Keller, M. L. The transition from diagenesis to low-grade metamorphism in the Argentine Precordillera: an application of the Conodont Colour Alteration Index. Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 294-299. 1993b.

Limarino, C. O., Caselli, A.T., Net, L. y Gagliardo, M. . Una propuesta de clasificación de psefitas relacionada a la composición de arenas y areniscas. En Scasso, R. y Limarino, C.O. (Eds.). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología. 1996.

Limarino, C. O., Morelli, J. R., y Gaidano, D. Sedimentology and genesis of Corral Amarillo iron deposits (Quaternary), Famatina, La Rioja Province. Revista - Asociación Geológica Argentina, 49 (1-2), 143-153. 1994.

Limarino, C., Net, L., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A., y Ballent, S. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera central, San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Geológica, 55 (1), 83-99. 2000.

Limarino, C., Sessarego, H., López Gamundi, O., Gutiérrez, P. y Césari, S. Las formaciones Ojo de Agua y Vallecito en el área de La Ciénaga, oeste de Huaco, Provincia de San Juan: Estratigrafía y paleoambientes sedimentarios. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (1-2), 153-167. 1987.

Limarino, C.O., Fauqué, L.E., Cardó, R., Gagliardo, M., y Escosteguy, L. La faja volcánica miocena de la Precordillera Septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57 (3), 289-304. 2002.

López Gamundí, O., Page, S., Ramos, A., y Espejo, I. Redefinición litoestratigráfica del grupo Río Huaco: características genéticas de las formaciones Cerro Morado y Cauquenes (Triásico) en la Ciénaga del Vallecito, San José de Jáchal, provincia de San Juan. Actas Primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera, 65-70. 1985.

López, V. L., y Gregori, D. A. Provenance and evolution of the Guarguaráz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. Gondwana Research, 7 (4), 1197-1208. 2004.

Martinez, M. P., y Gimenez, M. E. A Preliminary Crustal Geophysic model at 29°18' South latitude based on the observed Bouguer anomaly. ISAG (6th International Symposium on Andean Geodynamics, Universitat de Barcelona, 485-489, Barcelona. 2005.

Mattauer, M. Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. 1976.

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

Moreno Velásquez, C. D. Análisis estructural y geotectónico de un sector de la Precordillera Occidental en la quebrada de Los Azules, San Juan, Argentina. Universidad Nacional de San Juan: Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas. 2019.

Ortega, G. B. Nuevos registros de graptolitos y conodontes en la Formación Los Sombreros (Ordovícico), Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan y su implicancia geológica. En el 19° Congreso Geológico Argentino, 145-145. Universidad de Córdoba. 2014.

Ortega, G. O., Brussa, E. D., y Astini, R. A. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Yerba Loca y su implicancia estratigráfica, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 28, 163-178. 1991.

Ortiz, A., y Zambrano, J. La Provincia Geológica Precordillera Oriental. Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, 3, 59-74. 1981.

Ottone, G.E., y Azcuy, C.L. El perfil de la Quebrada la Delfina, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41, 24-136. 1986.

Pardo Casas, F., y Molnar, P. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. Tectonics 6 (3), 233-248. 1987.

Passchier C.W., y Trouw R.A. Microtectonics. Springer Verlag, 366. 2005.

Pereyra, M. Estratigrafía de la Formación Yerba Loca de la sierra de Los Túneles (Ordovícico superior), Departamento Jáchal, Provincia de San Juan. Correlación Geológica, 5, 211-216. 1988.

Pérez, P. Estudios neotectónicos y geofísicos en la zona de la Falla El Tigre, San Juan. Doctoral dissertation, Master Thesis (unpublished), Universidad de Buenos Aires. 2018.

Pérez, M. A., Fernández Seveso, F., Álvarez, L. A., y Brisson, I. E. Análisis ambiental y estratigráfico del Paleozoico superior en el área anticlinal de Huaco, San Juan Argentina. 10° Congr s International de la Stratigraphie et geologie du Carbonifère et Permien, Comptes Rendus, 2, 297-318. Buenos Aires. 1993.

Perucca, L. P. Fallamiento activo en el área norte del sistema de fallamiento El Tigre San Juan-La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54(3), 206-214. 1999.

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

Pilger, R. H. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. Journal Geological Society of London, 141, 793-802. 1984.

Quartino, B., Zardini, R., y Amos, A. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina. Monog. 1, 184. 1971.

Ramos, V. A. The tectonics of the Central Andes; 30  to 33  S latitude. In S. P. Clark Jr., B. C. Burchfiel, y J. Suppe (Eds.), Processes in Continental Lithospheric Deformation (Vol. 218, 0). Geological Society of America. 1988.

Ramos, V. A. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. Ciencia Hoy, 6 (32), 24-29. 1995.

Ramos, V. A. Rasgos Estructurales del Territorio Argentino. En Geología Argentina, 29 (3), 715-719. 1999b.

Ramos, V. A. Cuyania, an exotic block to Gondwana: Review of a historical success and the present problems. Gondwana Research, 7 (4), 1009-1026. 2004.

Ramos, V. A., Jordan T. E., Allmendinger R. W., Kay S. M., y Cortés J. M. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. En el Congreso Geológico Argentino (9), 84-106. 1984.

Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés, J. M., y Palma, M. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*. 1986.

Ramsay, J. Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill, London. 562. 1967.

Rivas, C., Ortiz, G., Alvarado, P., Podesta, M., y Martin, A. Modern crustal seismicity in the northern Andean Precordillera, Argentina. *Tectonophysics*, 762, 144-158. 2019.

Robinson, D., Bevins, R.E., y Rubinstein, N. Subgreenschist facies metamorphism of metabasites from the Precordillera terrane of western Argentina; constraints on the later stages of accretion onto Gondwana. *European Journal of Mineralogy* 17, 441–452. 2005.

Rolleri, E. y Baldis, B. Paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in the Argentine Precordillera. 1° Simposio Internacional de Estratigrafía y Paleontología del Gondwana. Buenos Aires. 1967.

Rolleri, E. y Baldis, B. Paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in the Argentine Precordillera. En la estratigrafía del Gondwana. Coloquio de la U.I.C.G. (Mar del Plata, 1967), UNESCO, 1005-1024. Paris. 1969.

Sellés-Martínez, J., y Azcurra, D. Estructuras en el Paleozoico Inferior en las nacientes del río Jáchal, provincia de San Juan: Su descripción e interpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (1), 80-93. 2010a.

Sellés-Martínez, J., y Azcurra, D. Estructuras menores en el Paleozoico Inferior en las nacientes del río Jáchal, provincia de San Juan: su descripción e interpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (1), 94-101. 2010b.

Siame, L. L., Bellier, O., Sébrier, M., Bourlès, D. L., Leturmy, P., Perez, M., y Araujo, M. Seismic hazard reappraisal from combined structural geology, geomorphology and cosmic ray exposure dating analyses: the Eastern Precordillera thrust system (NW Argentina). *Geophysical Journal International*, 150 (1), 241-260. 2002.

Stappenbeck, R. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de la Nación, sección Geología, 1-187. 1910.

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



Strahler, A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Am. Geophys. Union Trans.*, 38(6), 913-92. 1957.

Tedesco, A. M. Estratigrafía, evolución paleoambiental y tectosedimentaria de la cuenca de La Troya (Paleógeno y Neógeno, Precordillera de La Rioja). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires: Tesis Doctoral. 2007.

Thomas, W. A., Astini, R. A., Mueller, P. A., y McClelland, W. C. Detrital-zircon geochronology and provenance of the Ocloyic synorogenic clastic wedge, and Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane. *Geosphere*, 11 (6), 1749-1769. 2015.

Thomas, W. A., y Astini, R. A. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (1), 67-69. 2003.

Turner, J. C. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta. República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín, 51 (1-2), 11-24. Córdoba. 1975.

Volkheimer, W. Nuevos hallazgos del Paleozoico marino en la Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 17 (1-2), 97-104. 1962.

Von Gosen, W. Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Río San Juan section. *Journal of Structural Geology*, 14 (6), 643-667. 1992.

Von Gosen, W. Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (3-4), 377-404. 1995.

Von Gosen, W. Early Paleozoic and Andean structural evolution in the Río Jáchal section of the Argentine Precordillera. *Journal of South America*, 361-388. 1997.

Von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E. R., Hinz, K., Kostgard, J., Ranero, C. R., y Weinrebe, W. The Condor Scientists. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. *Tectonics* 16 (3), 474 - 488. Washington. 1997.

Willner, A. P., Gerdes, A., Massonne, H. J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S. N., y Vujovich, G. The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure temperature–time evolution within part of a collisional belt

(Guarguaraz Complex, W-Argentina). Contributions to Mineralogy and Petrology, 162 (2), 303-327. 2011.

Wilson, G. Significado tectónico de las estructuras menores y su importancia para el geólogo de campo. 128. 1978.

Zambrano, J. Posibilidades de existencia de hidrocarburos en la Precordillera sanjuanina., 394-399. San Juan. 1985.

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

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

## **ANEXOS**

### **Lamina I**