



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

# **GEOLOGÍA Y MODELADO CINEMÁTICO-ESTRUCTURAL DEL ANTICLINAL MALARGÜE Y SUS INMEDIACIONES**

Provincia de Mendoza



**Trabajo Final de Licenciatura**

Ailín Lopasso

**Directores:** Felipe Tapia y Matías Ghiglione

2020

## Índice

<b>RESUMEN .....</b>	<b>4</b>
<b>AGRADECIMIENTOS .....</b>	<b>5</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>6</b>
1.1. Objetivos .....	6
1.2. Metodología .....	6
1.3. Ubicación del área de estudio .....	7
1.4. Antecedentes .....	8
<b>2. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO .....</b>	<b>10</b>
2.1. Marco Tectónico.....	10
2.2. Marco Geológico .....	12
<b>3. ESTRATIGRAFÍA.....</b>	<b>14</b>
3.1. Ciclo Precuyano .....	16
3.1.1. Formación Remoredo.....	16
3.2. Grupo Cuyo.....	17
3.2.1. Formación Bardas Blancas .....	18
3.3. Grupo Mendoza .....	21
3.1.1. Formación Vaca Muerta.....	21
3.3.2. Formación Chachao.....	23
3.3.3. Formación Agrio .....	25
3.4. Grupo Rayoso .....	27
3.4.1. Formación Huitrín .....	28
3.5. Grupo Neuquén.....	30
3.6. Grupo Malargüe .....	34
3.6.1. Formación Loncoche .....	34
3.6.2. Formación Roca.....	38
3.6.3. Formación Pircala.....	40
3.6.4. Formación Coihueco.....	43
3.7. Formación Molle .....	45
3.8. Formación Pincheira.....	47
3.9. Estratos de Bombilla.....	49
3.10. Formación Loma Seca .....	52
3.11. Depósitos Cuaternarios.....	53
<b>4. ESTRUCTURA .....</b>	<b>57</b>
4.1. Introducción .....	57

4.2. Descripción de la estructura .....	58
4.2.1. Falla Arroyo Las Minas .....	58
4.2.2. Falla de Pincheira .....	58
4.2.3. Retrocorrimiento La Brea - Doña Juana .....	60
4.2.4. Sinclinal Malargüe .....	64
4.2.5. Falla de Malargüe .....	65
4.2.6. Anticlinal Malargüe .....	66
4.2.7. Anticlinal Chacay .....	67
4.3. Sección estructural balanceada .....	68
<b>5. CINEMÁTICA DE DEFORMACIÓN Y SEDIMENTACIÓN SINOROGÉNICA .....</b>	<b>72</b>
5.1. Modelado cinemático <i>forward</i> .....	72
5.2. Metodología .....	72
5.3. Resultados .....	73
5.3.1. Anticlinal Malargüe .....	73
5.3.2. Anticlinal Chacay .....	77
5.3.3. Acortamientos y tasas de deformación .....	80
<b>6. EVOLUCIÓN DE LA DEFORMACIÓN .....</b>	<b>82</b>
6.1. Evolución estructural y edad de la deformación.....	82
6.2. Implicancias del acortamiento y tasas de deformación.....	83
<b>7. CONCLUSIONES Y APORTES .....</b>	<b>86</b>
<b>8. LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO .....</b>	<b>87</b>

## Resumen

El presente Trabajo Final de Licenciatura tuvo como objetivo caracterizar geológica y estructuralmente el sector occidental de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe, en la región ubicada en las inmediaciones de la ciudad de Malargüe. Se utilizaron datos de superficie, recabados en un viaje de campo, a lo cual se sumó información de subsuelo representada por secciones sísmicas 2D.

A partir del relevamiento de campo, se reconoció que la estratigrafía de la zona inicia con un basamento Paleozoico, constituido por el Grupo Choiyoi, desarrollado durante un estadio extensional (*sinrift*). Continúa una cobertura sedimentaria del Mesozoico - Paleógeno que constituye el relleno de la Cuenca Neuquina en facies de enfriamiento térmico (*sag*) a cuenca de antepaís, correspondientes a los Grupos Mendoza, Rayoso, Neuquén y Malargüe. La secuencia culmina con las unidades volcánicas y sedimentarias depositadas durante el período Neógeno - Cuaternario.

Se caracterizó la estructura de la zona mediante datos de campo y de subsuelo, la cual se define como una faja plegada y corrida de piel mixta desarrollada en un pulso de deformación Mioceno, con propuestas de una etapa compresiva previa. En este trabajo se diferenció en un dominio de piel fina en el sector occidental y un dominio de basamento hacia el este, y se propuso una estructuración en dos pulsos de deformación compresiva, aportando evidencias que indican el desarrollo de un episodio compresivo previo al Mioceno, asociado a la fase del Cretácico tardío.

Se realizaron modelados cinemáticos para representar la evolución y el crecimiento de los anticlinales del sector oriental, desarrollados durante el Mioceno, y se cuantificó la deformación en la zona mediante el cálculo de tasas de acortamiento y sedimentación para dichas estructuras.



## Agradecimientos

Esta tesis conforma no sólo el esfuerzo de quién escribe, sino también de cada persona que fue parte directa o indirectamente de su desarrollo, pues no sólo la zona de estudio evoluciona con el tiempo.

En primer lugar, quisiera agradecerle a mi familia. A mis padres, Patricia y Francisco, por apoyarme en cada etapa y cada momento desde que decidí que quería estudiar esta maravillosa carrera. A Ayelén y Javier, por escuchar todas mis quejas y ayudarme a salvarlas. Y al resto de la familia, por no dejar de preguntar como venía con el tema.

A mis directores, el Dr. Felipe Tapia y el Dr. Matías Ghiglione, que con sus incansables correcciones y horas de reuniones y discusiones, brindándome sus conocimientos e integrando mis opiniones, permitieron que esta tesis sea lo que es hoy, y también que yo lo sea.

A mis docentes Carlos Herrmann y Gonzalo Ronda, por sus aportes en el marco de la materia Geología Regional. Y a todos aquellos docentes que fueron una parte indispensable de mi formación.

A mis amigos, tanto dentro como fuera de la Facultad, que actuaron como un cable a tierra y me ayudaron a no perder el foco. A Lou, Mene y Vivi, por esas charlas de todo y de nada. A mis compañeros de entrenamiento, por bancarme hablar horas de lo que estaba haciendo, aún sin entender del todo a qué me refería. A Rodo y Tito, por aclarar mis dudas frente a los problemas estructurales de una zona tan compleja. A Maxi, por sus consejos y opiniones en cada tropiezo. A Roman y a Rodri, por tan excelentes compañeros de campaña. Y a mis compañeros de cursada que, aunque no los mencione en detalle, ayudaron a hacer de la carrera un camino entre amigos.

Y en último lugar, pero no menos importante, quiero agradecer a mis mascotas, por ser una pausa y un momento de distracción entre tantas escrituras.

Gracias a todos.

## 1. Introducción

En el siguiente Trabajo Final de Licenciatura, requisito para obtener el título de Licenciada en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, se presenta un estudio geológico y estructural del sector oriental de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe con el propósito de colaborar con el conocimiento geológico del área de estudio.

Se trata de una región muy estudiada desde el punto de vista de la deformación y el acortamiento, con diferentes posturas con respecto a la evolución estructural del área. Las propuestas previas incluyen un único pulso deformacional compresivo cenozoico o dos etapas compresivas, separadas por un pulso extensional. Sin embargo, se desconocen las tasas de acortamiento y sedimentación que rigen el crecimiento de las estructuras, lo que permitiría registrar cambios relativos entre ambos parámetros dentro de la estructuración de la zona.

El avance tecnológico y de análisis de *softwares* geológicos ha permitido modelar y cuantificar la deformación en el área para el período Mioceno, pudiendo compararla con parámetros similares calculados con información obtenida de estudios previos a la latitud de estudio.

### 1.1. Objetivos

El objetivo principal del presente trabajo es caracterizar la evolución del último período de estructuración de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe.

Como objetivos primarios para lograr ese fin, se incluyen:

- Caracterizar la estratigrafía de la faja plegada y corrida.
- Realizar un análisis detallado de las estructuras presentes en la zona de estudio.
- Correlacionar los datos de campo con la información sísmica disponible.
- Determinar edades de deformación.
- Determinar tasas de deformación y sedimentación.

### 1.2. Metodología

El desarrollo del trabajo fue realizado en tres etapas: gabinete previo (1), trabajo de campo (2) y gabinete final (3).

**1** - La etapa de gabinete previo consistió en la recopilación de bibliografía y cartografía de la zona, análisis de imágenes satelitales y realización de un mapeo en el *software Google Earth Pro*. Sobre el mismo se reconoció la estratigrafía y estructura a nivel regional, se planteó la traza de las secciones sísmicas disponibles y se ubicaron las zonas de acceso a los afloramientos de interés.

**2** - El trabajo de campo, realizado a finales de Marzo y principios de Abril del 2019, involucró un primer reconocimiento del área, con identificación de litologías aflorantes y contactos geológicos. Se realizó la medición de datos estructurales mediante el uso de una brújula Brunton y el *software Field Move Clino*, se mapearon de forma preliminar las estructuras geológicas y se levantó un perfil estratigráfico. Todos los datos y muestras obtenidos se georreferenciaron por medio del uso de un GPS de marca Garmin, modelo *e-Trex 10*.

**3** - En la etapa de gabinete final se integraron todos los datos. Se elaboró un mapa geológico de escala 1: 100.000 utilizando el *software* de sistemas de información geográfica *ArcGis* en conjunto con los datos de campo, imágenes satelitales tomadas del *software SAS Planet* y un DEM (Modelo de Elevación Digital) de la zona, de un arco de segundo (30 m) de resolución, obtenido del Earth Explorer de la USGS/EROS.

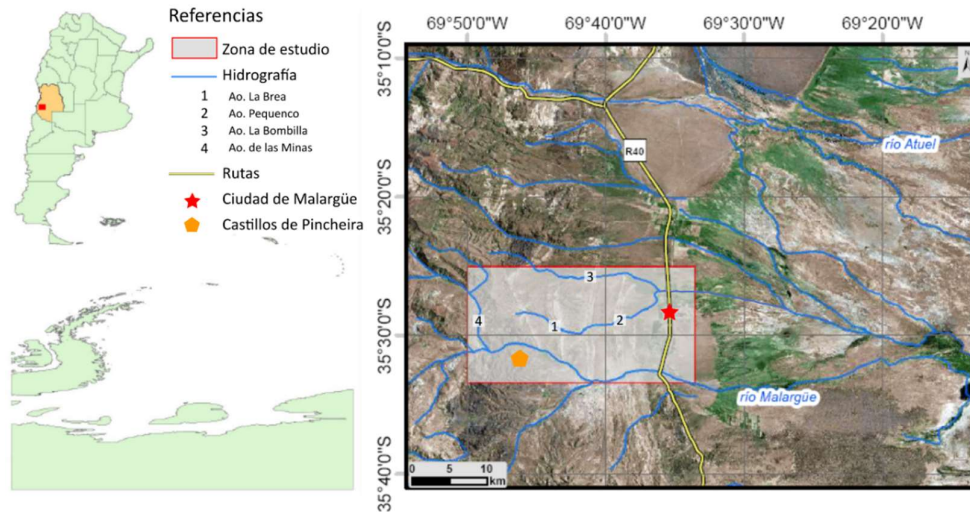
Se trabajó con datos de líneas sísmicas de forma de interpretar sus horizontes y realizar un modelo cinemático. Se construyó una sección estructural aproximadamente E-O con el *software* de vectores gráficos *Inkscape* integrando los datos de superficie con datos de subsuelo donde fuera posible, se realizó una reconstrucción palinpástica de la misma y se calcularon los acortamientos.

Se confeccionó un perfil estratigráfico de 270 m de potencia total con el *software Sedlog*, el cual abarca 150 m de la sección superior del Grupo Neuquén, 95 m de la Formación Loncoche y 25 m de la sección basal de la Formación Roca.

Finalmente, se llevó a cabo una discusión de los datos obtenidos.

### **1.3. Ubicación del área de estudio**

El área relevada se ubica en el sur de la provincia de Mendoza, en el departamento de Malargüe. Se encuentra delimitada por los 35° 25' y 35° 33' 20.0'' de latitud sur y los 69° 33' 30.0'' y 69° 50' de longitud oeste (Figura 1.1), abarcando un total de 385 km<sup>2</sup>.



**Figura 1.1:** Mapa de ubicación de la zona de estudio. Imagen satelital tomada por medio del software SASPlanet.

De sur a norte, el área es atravesada latitudinalmente por el río Malargüe, los arroyos La Brea - Pequenco y La Bombilla, confluyendo los dos últimos en el sector noroeste de la zona de estudio (Figura 1.1). Al oeste, se presenta de forma transversal el arroyo de Las Minas, afluente del río Malargüe (Figura 1.1).

Se accede a la localidad de Malargüe desde la Ruta Nacional 40 (Figura 4.1). A partir de la misma hay una serie de caminos internos que cubren la zona de mapeo, incluyendo un acceso de ripio que atraviesa transversalmente el área y conecta con la reserva natural de Castillos de Pincheira, ubicada a 20 km de la ciudad (Figura 1.1).

#### 1.4. Antecedentes

Los primeros trabajos corresponden a Bodenbender (1892), Burckhardt (1900) y Gerth (1925), quienes hacen referencia a la estratigrafía mesozoica de la zona. Backlund (1923) estudió el magmatismo de la Cordillera surmendocina, mientras que Jaworski (1926) y Krantz (1928) realizaron las primeras investigaciones paleontológicas.

Groeber (1939, 1946) realizó estudios regionales de la Cuenca Neuquina, identificando las fases de deformación cenozoicas y proponiendo una evolución para los Andes a la latitud de este estudio. Dessanti (1978) confeccionó la hoja geológica a escala 1: 200.000 de Malargüe describiendo las secuencias aflorantes, posteriormente actualizado por Nullo *et al.* (2005).

Estructuralmente, la región fue caracterizada por Kozlowski (1984), Kozlowski *et al.* (1990) y Manceda *et al.* (1992), siendo Manceda y Figueroa (1993, 1995) quienes propusieron la inversión de las estructuras mesozoicas asociadas a la Faja Plegada y Corrida de Malargüe.

Ramos y Nullo (1993) estudiaron el volcanismo cenozoico. Ramos (1993, 1999) realizó una interpretación tectónica de los Andes Centrales, mientras que Baldauf (1997) estimó el levantamiento de la Cordillera Principal al suroeste de Mendoza, considerando deformación y magmatismo.

Giambiagi *et al.* (2003, 2005, 2008) realizaron una serie de modelados cinemáticos y geométricos de las estructuras, involucrando deformación de piel gruesa y de piel fina. Giambiagi *et al.* (2009) proponen un mecanismo de deformación mixta e inversión tectónica de las estructuras del basamento.

La evolución de las cuencas sinorogénicas de Cordillera Principal fue estudiada por Silvestro *et al.* (2005), Giambiagi *et al.* (2008) y Silvestro y Atencio (2009). Más recientemente, Arcila Gallego (2010) estudió los depósitos sinorogénicos y su relación con la Faja Plegada y Corrida de Malargüe.

Estudios paleontológicos de la megafauna mesozoica fueron realizados por Doyle *et al.* (2005), Aguirre-Urreta *et al.* (2011) y Riccardi *et al.* (2011). Kietzmann *et al.* (2008) y Bressan *et al.* (2013) aportaron análisis de icnofacies y microfacies para la zona de Malargüe.

Spagnuolo *et al.* (2012) analizaron la evolución magmática cenozoica de los Andes Centrales, mientras que Cerimedo *et al.* (2013) estudiaron los mecanismos y fases de construcción orogénicos del frente oriental andino a los 36°S en asociación a la efusión de las secuencias volcánicas.

Branellec *et al.* (2016) plantean una evolución tectónica y estructural para la zona de Malargüe en asociación al bloque de San Rafael, analizando las respuestas tanto estructurales como sedimentarias y morfológicas.

Granado y Ruth (2019) realizaron una serie de modelados numéricos para explicar la inversión tectónica ocurrida en la zona y la forma en la cual respondieron las estructuras previas. Colavitto *et al.* (2019) estudiaron las evidencias de neotectónica a lo largo del valle del Río Grande, y Mescua *et al.* (2019) analizaron el campo de esfuerzos y las fallas activas en el frente orogénico de los Andes en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe.

## 2. Marco Tectónico y Geológico

### 2.1. Marco Tectónico

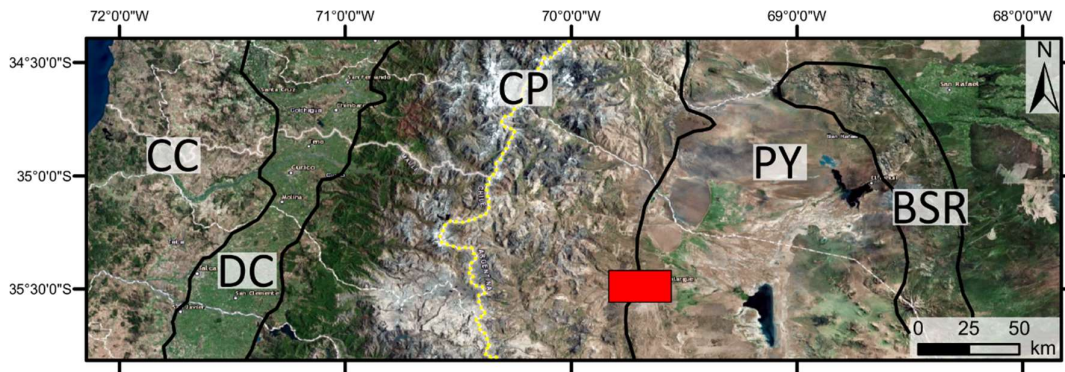
Desde un punto de vista regional, este trabajo se ubica en los Andes Centrales, los cuales se extienden por 5200 km entre los 4° y 46° 30' de latitud sur, desde el Golfo de Guayaquil hasta la dorsal sísmica de Chile (Gansser, 1973) (Figura 2.1). Los Andes Centrales se subdividen en un segmento norte entre los 4° y los 14°S, un segmento central entre los 14° y los 27°S y un segmento sur entre los 27° y los 46° 30' de latitud sur (Ramos, 1999).

Más específicamente, la zona de estudio está ubicada dentro del segmento sur de los Andes Centrales, al sur de la zona de subducción horizontal pampeana (Figura 2.1). Desde el Mesozoico, el margen occidental de este segmento se encuentra dominado por una dinámica subductiva, en donde la corteza oceánica de la placa de Nazca ingresa con un ángulo de ~30° por debajo de la placa continental Sudamericana, y presenta el desarrollo de un arco volcánico activo en el eje de la Cordillera (Ramos, 2009).



**Figura 2.1:** Clasificación de los Andes Sudamericanos. Se indica por medio de un recuadro rojo la ubicación aproximada del área de estudio. Imagen modificada de Ramos (2009).

A la latitud de estudio, de oeste a este, los Andes Centrales se caracterizan por las siguientes unidades morfoestructurales: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera Principal, la Payenia y el Bloque de San Rafael (Figura 2.2) (Folguera *et al.*, 2016; Ramos y Kay, 2006).



**Figura 2.2:** Unidades morfoestructurales desarrolladas a la latitud de la zona de estudio. CC Cordillera de la Costa; DC Depresión Central; CP Cordillera Principal; PY Payenia; BSR Bloque de San Rafael. El recuadro rojo indica la ubicación de la zona de estudio. Imagen satelital obtenida por medio del *software SASPlanet*. Interpretación basada en Charrier y Muñoz (1994) y Ramos (1999).

El área de estudio se encuentra en la sección oriental de la Cordillera Principal (Figura 2.2), caracterizada por las cuencas marinas del Jurásico - Cretácico procedentes debido a la ingresión del antiguo Océano Pacífico (Yrigoyen, 1972). En base a criterios estructurales, la Cordillera Principal se encuentra subdividida en tres sectores (Yrigoyen, 1972). Hacia el norte, en la provincia de San Juan, se ubica la Faja Plegada y Corrida de La Ramada, la cual involucra basamento definiéndose como una faja de piel gruesa (Yrigoyen, 1979). La zona central en el norte de Mendoza comprende la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, interpretada como una faja de piel fina (Ramos *et al.*, 1996). Por último, en el sector surmendocino, en donde se localiza el área de estudio, se desarrolla la Faja Plegada y Corrida de Malargüe, la cual cubre aproximadamente 50 km del frente orogénico y se encuentra activa desde el Mioceno Superior. Fue caracterizada inicialmente por una deformación de piel gruesa (Kozlowski *et al.*, 1993), y más recientemente como una faja de deformación mixta cuyo estilo de deformación varía longitudinalmente por la influencia de deformaciones previas y la presencia de basamento hacia la región de antepaís (Giambiagi *et al.*, 2005, 2008, 2009).

La Payenia corresponde a una provincia magmática caracterizada por una serie de efusiones basálticas producidas en los últimos 5 Ma en el sector extraandino de Mendoza, asociadas a la caldera del volcán Payún Matru (Gerth, 1931; Polanski, 1954). Hacia el este de la zona de estudio (Figura 2.2), el antepaís se encuentra fragmentado producto del desarrollo del bloque de basamento que corresponde a San Rafael, levantando durante la subhorizontalización de la losa subducida en los últimos 14 Ma (Ramos y Kay, 2006; Cerimedo *et al.*, 2013). Esta fragmentación originó la subcuenca de

Malargüe, también denominada subcuenca Río Grande, ubicada inmediatamente al este de la Faja Plegada y Corrida, en donde se reconocen dos secuencias sedimentarias del Mioceno medio y superior (15 - 6,7 Ma) cubiertas en discordancia por conglomerados del Plioceno - Cuaternario con procedencia del bloque de San Rafael (Silvestro y Atencio, 2009).

## 2.2. Marco Geológico

Durante el Paleozoico, la zona estuvo dominada por una tectónica acrecionaria, en donde la acreción de terrenos al borde occidental de Gondwana generó grandes lineamientos conocidos como zonas de sutura (Franzese y Spalletti, 2001).

En el Pérmico Superior tuvo lugar la orogenia Sanrafaélica, con el desarrollo de un magmatismo ácido de arco asociado al basamento representativo de la zona, el cual aflora al sur del área de estudio (Niemeyer *et al.*, 1985; Kay *et al.*, 1989).

Durante el Mesozoico tuvo lugar una tectónica extensional, con desarrollo de una serie de cuencas de trasarco en las que se depositaron tanto sedimentos marinos como continentales (Franzese y Spalletti, 2001; Howell *et al.*, 2005). El evento extensional produce la acumulación de material volcánico y volcanoclástico en hemigrábenes entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano (Gulisano *et al.*, 1984). La extensión desarrollada durante el período Jurásico se asocia a un régimen de extensión generalizada debido al desmembramiento de Gondwana (Franzese y Spalletti, 2001; Mpodozis y Ramos, 2008).

Entre el Jurásico temprano y el Cretácico temprano se producen una serie de transgresiones y regresiones provenientes del océano Pacífico debidas a subsidencia térmica (*sag*) y cambios eustáticos, aunque localmente existen evidencias de eventos extensionales y compresivos (Giambiagi *et al.*, 2009). Estos ciclos transgresivo - regresivos dan lugar a la depositación de secuencias clásticas, carbonáticas y evaporíticas en la cuenca.

La desecación de la cuenca se ve evidenciada en las evaporitas del Cretácico inferior alto (Legarreta, 1985), y posteriormente se produce una continentalización de la cuenca con desconexión del Océano Pacífico para el Cretácico superior (Stipanovic *et al.*, 1968), correspondiendo al inicio de la sedimentación del ciclo Ándico (Groeber, 1946).

Para ésta época, la reorganización de las placas mayores (Somoza, 1998) produce compresión sobre el margen occidental de la placa Sudamericana, con cierre de las cuencas de trasarco y desarrollo de una cuenca de antepaís (Mpodozis y Ramos, 1989).

En un inicio, se atribuyó la deformación contraccional que da lugar al crecimiento de los Andes únicamente al período Mioceno - Cuaternario (Kozlowski, 1984; Silvestro y Kraemer, 2005; Giambiagi *et al.*, 2008). Sin embargo, algunos estudios más detallados



muestran evidencias de una fase temprana de deformación en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe para el Cretácico tardío (Galarza *et al.*, 2009; Mescua *et al.*, 2014). Fenell (2017) describió geometrías sinorogénicas cretácicas asociadas al crecimiento de estructuras dentro de la FPCM.

Posteriormente, se produce una etapa extensional en la zona del arco que expone a la erosión los depósitos de la cuenca de antepaís (Fenell, 2017). De forma coetánea, se produce una transgresión - regresión desde el Océano Atlántico representada por las secuencias marinas y continentales depositadas entre el Cretácico superior y el Paleógeno (Weaver, 1931).

Hacia el Mioceno temprano se produce una reactivación compresiva de las estructuras cretácicas (Martos *et al.*, 2020), y tiene lugar el desarrollo de secuencias volcánicas, volcanoclásticas y piroclásticas neógenas - cuaternarias, con desarrollo secundario de depósitos clásticos. Estas secuencias se deben a la presencia de un arco volcánico asociado al margen subductivo, con características andesítico - dacíticas al oeste y volcanismo de intraplaca con basaltos hacia el este (Kay y Ramos, 2006).

Actualmente, la zona de trabajo se encuentra ubicada en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina, alcanzada en el sector occidental por la deformación andina desde el Cretácico tardío, dando lugar a la estructuración existente en la Cordillera Principal (Kozlowski *et al.*, 1993).

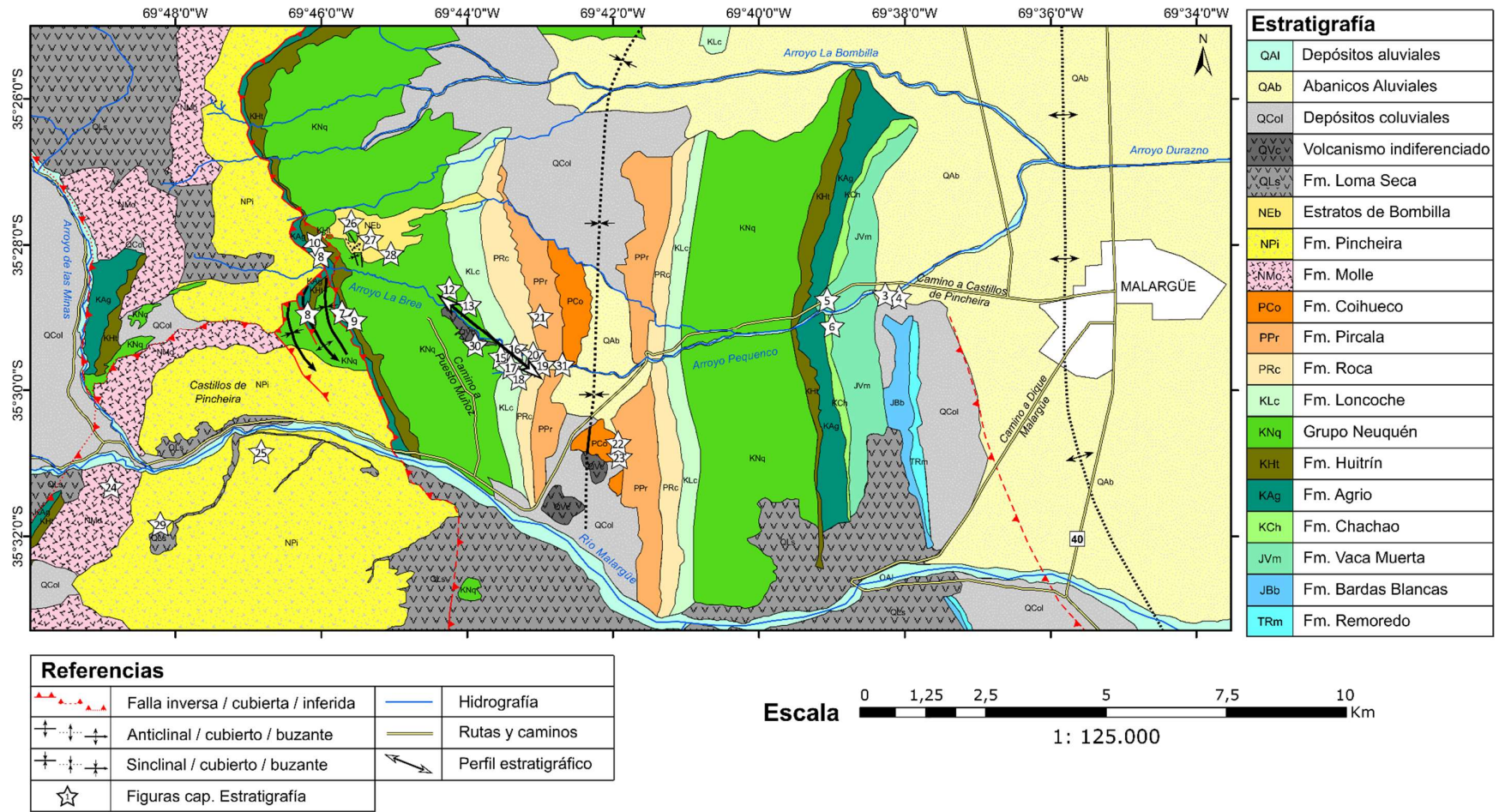
### 3. Estratigrafía

La estratigrafía aflorante en la zona del anticlinal Malargüe comprende unidades del Mesozoico al Cenozoico (Figuras 3.1 y 3.2, **anexo I-Mapa**). Las unidades expuestas más antiguas corresponden a sedimentos arenosos y conglomerádicos del Triásico Superior incluidos dentro del Ciclo Precuyano, y sedimentos pelíticos y arenosos del Jurásico Inferior a Medio agrupados en el Grupo Cuyo (Formación Bardas Blancas). Le siguen, en discordancia angular, las pelitas y calizas del Jurásico - Cretácico del Grupo Mendoza (Formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio) y del Grupo Rayoso (Formación Huitrín). En el Cretácico Superior se registra la continentalización de la cuenca con el desarrollo del Grupo Neuquén, y la primera ingresión proveniente del océano Atlántico representada por el Grupo Malargüe (Formaciones Loncoche, Roca, Pircala y Coihueco), del Campaniano - Eoceno medio.

Luego de un hiatus Oligoceno, continua un ciclo volcánico Mioceno, evidenciado en las brechas andesíticas de la Formación Molle y las tobas y flujos piroclásticos de la Formación Pincheira, ambas con evidencias de depositación sinorogénica. Para el Pleistoceno aparece un nuevo ciclo eruptivo representado por las ignimbritas de la Formación Loma Seca. Finalmente, las formaciones previas son cubiertas por unidades cuaternarias y depósitos poco consolidados.

EDAD				UNIDAD LITOLÓGICA	
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno		QAI	Depósitos aluviales
				QAb	Abanicos Aluviales
				QCoI	Depósitos coluviales
		Pleistoceno		QVc	Volcanismo indiferenciado
				QLs	Fm. Loma Seca
	NEÓGENO			NEb	Estratos de Bombilla
		Mioceno		NPI	Fm. Pincheira
				NMc	Fm. Molle
	PALEÓGENO	Eoceno	Bartoniano	PCo	Fm. Coihueco
			Luteciano		
			Selandiano	PPr	Fm. Pircala
		Paleoceno	Daniano	PRc	Fm. Roca
MESOZOICO	CRETÁCICO		Maastrichtiano	KLc	Fm. Loncoche
		Superior	Campaniano	KNq	Grupo Neuquén
			Cenomaniano		
			Albiano	KHt	Fm. Huitrín
			Aptiano		
		Inferior	Barremiano	KAg	Fm. Agrio
			Hauteriviano		
			Valanginiano	KCh	Fm. Chachao
	JURÁSICO	Superior	Titoniense	JVm	Fm. Vaca Muerta
		Medio	Bajociano	JBb	Fm. Bardas Blancas
		Inferior	Toarciano		
TRIÁSICO		Superior		TRm	Fm. Remoredo

**Figura 3.1:** Columna estratigráfica general de las unidades aflorantes en la zona de estudio.



**Figura 3.2:** Mapa geológico de la zona de estudio en las inmediaciones de la ciudad de Malargüe, provincia de Mendoza, Argentina. Se indican las ubicaciones en donde fueron tomadas las figuras que se mencionan en el presente capítulo.

### 3.1. Ciclo Precuyano

Los estratos agrupados bajo esta denominación fueron estudiados por Stipanivic (1949) y descriptos por Dessanti (1973). El término Precuyano fue definido por Gulisano (1981) para agrupar una serie de depósitos de naturaleza piroclástica, clástica y volcánica comprendidos entre el basamento cristalino de la Cuenca Neuquina y la primera ingresión marina jurásica del Grupo Cuyo (Carbone *et al.*, 2011).

En el área de estudio se reconocieron las sedimentitas de la Formación Remoredo.

#### 3.1.1. Formación Remoredo

##### Antecedentes

Fernández Carro y Pandula (1947) denominaron “Serie Heterogénea” a una sucesión de areniscas y conglomerados rojos de origen fluvial o aluvial, mientras que Stipanivic y Mingramm (1953) denominaron a las secuencias como “Serie Remoredo” o “Remoredense”. Posteriormente, Stipanivic (1966) le asignó el rango de Formación Remoredo, con localidad tipo en la quebrada homónima, sobre el flanco occidental de la sierra de Reyes. Fue incluida dentro del ciclo Precuyano por Gulisano (1981), englobando intervalos de variable espesor y compleja naturaleza volcanoclástica. Gorroño *et al.* (1984) mencionan para los alrededores de Malargüe facies marinas, con niveles continentales menores intercalados.

##### Distribución

La Formación Remoredo se presenta aflorando principalmente en el ambiente surmendocino, a nivel del depocentro de Malargüe y Sierra de Reyes (Carbone *et al.*, 2011).

En el área de estudio (Figura 3.2), estos depósitos se encuentran expuestos limitados a la región sureste, con un desarrollo elongado en sentido norte-sur sobre el flanco oriental del sinclinal Malargüe, entre el arroyo Pequenco y el río Malargüe. En menor medida se pueden observar afloramientos al sur del río Malargüe, en donde adoptan una orientación NO-SE.

##### Litología y espesores

Nulló *et al.* (2005) describen una secuencia de rocas clásticas y subordinadamente piroclásticas de coloración rojiza a castaño rojiza. Kietzmann (2007) reconoció una serie de brechas, conglomerados, areniscas y pelitas, mientras que Carbone *et al.* (2011) indicó la existencia de intercalaciones de basaltos. Para la zona del depocentro Malargüe, Barg (1991) describe variaciones laterales de 40 a 400 m de espesor.

En la zona de estudio se compone de intercalaciones de pelitas rojizas, areniscas medias a finas con estratificación cruzada de bajo ángulo y conglomerados medios a gruesos clasto-sostén (Arcila Gallego, 2010).

### **Edad y relaciones estratigráficas**

La Formación Remoredo es asignada al Triásico Superior por Stipanovic y Mingramm (1952), por su disposición sobre la Formación Llantenes con Flora de *Dicroidium* y extrapolación hasta los afloramientos de la Formación Bardas Blancas suprayacente. La unidad carece de fósiles en los depósitos continentales. Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994) le asignan una edad triásica tardía - jurásica temprana.

En el área de estudio el límite inferior que posee esta unidad con el basamento no puede observarse debido a que se encuentra cubierto por depósitos cuaternarios. Nullo *et al.* (2005) indican que la Formación Remoredo asienta en discordancia angular sobre el Grupo Choiyoi o sobre la Formación Llantenes. Hacia su techo, Dessanti (1973) indica que la sucesión se encuentra en discordancia con las unidades suprayacentes pertenecientes al Jurásico.

### **Interpretación del ambiente de formación**

La Formación Remoredo se desarrolló en un contexto extensional en depocentros relativamente aislados, independientes de influencias marinas (Legarreta y Gulisano, 1989). Legarreta *et al.* (1993) consideran a la unidad conformada por términos continentales en la base, con el inicio de una secuencia marina en sus términos superiores. El ambiente de acumulación se asocia a la presencia de abanicos aluviales y sistemas fluviales anastomosados y entrelazados arenosos, junto a lagos efímeros clásticos (Legarreta *et al.*, 1993; Buchanan *et al.*, 2017).

## **3.2. Grupo Cuyo**

El término Ciclo Cuyano es utilizado por primera vez por Groeber (1946), en referencia a los depósitos de origen marino de la sección inferior del Jurásico Andino. La denominación actual de Grupo Cuyo fue propuesta por Dellapé *et al.* (1979) para identificar la sucesión sedimentaria limitada por las discordancias Intraliásica (Rioatuélica) e Intracalloviana (Loténica).

El Grupo Cuyo corresponde al primer ciclo de transgresión-regresión de la cuenca Neuquina. La ingresión marina está asociada a una etapa de *synrift* que luego sobrepasa los depocentros aislados en un marco de subsidencia generalizada (etapa de *sag*) y da lugar al desarrollo de una gran cuenca sedimentaria en el retroarco, el engolfamiento Neuquino (Legarreta *et al.*, 1993). Posteriormente se produce una regresión en

diferentes pulsos hasta culminar el ciclo con un episodio evaporítico en la parte más interna de la cuenca (Legarreta y Gulisano, 1989).

Está constituido por una sucesión de pelitas, areniscas, conglomerados y evaporitas de ambientes marino profundos a continentales depositados en el lapso Pliensbachiano - Calloviano (Groeber, 1946), los cuales se encuentran muy bien representados al suroeste y oeste de Neuquén, disminuyendo los afloramientos hacia el norte (Riccardi y Gulisano 1992).

En el área de estudio no afloran todas las unidades del Grupo Cuyo, sólo pudiendo reconocerse la Formación Bardas Blancas (Aaleniano-Bajociano), la cual se describe a continuación.

### **3.2.1. Formación Bardas Blancas**

#### **Antecedentes**

Gerth (1925) fue el primero en reconocerla en la provincia de Mendoza. Fue denominada por Criado Roque *et al.* (1949) como “Areniscas con *Pseudomonotis substriata*” e incluida por Dessanti (1973) en la Formación Puchenque. Su denominación como Formación Bardas Blancas se adjudica a Gulisano (1981), quien la incluyó dentro del Ciclo Cuyano.

#### **Distribución**

Se encuentra restringida a la provincia de Mendoza, más específicamente en el Departamento de Malargüe, al sur de la localidad homónima (Arregui *et al.*, 2011; Bressan *et al.*, 2013).

En el área de estudio (Figura 3.2), se encuentra expuesta en la región sureste, con desarrollo longitudinal sobre el flanco oriental del sinclinal Malargüe. Presenta orientaciones norte-sur entre el arroyo Pequenco y el río Malargüe, y NO-SE al sur del mismo. A su vez, se observaron afloramientos aislados al oeste de la ciudad de Malargüe, sobre el arroyo Pequenco (Figura 3.3).

#### **Litología y espesores**

Se compone de conglomerados, areniscas gruesas a medias y lutitas (Gulisano, 1981; Nullo *et al.*, 2005). Bressan *et al.* (2013) describen pelitas masivas y laminadas, areniscas medias calcáreas masivas, laminadas y con estratificación *hummocky*, areniscas bioclásticas finas a medias y conglomerados masivos. En la región del arroyo Loncoche y anticlinal Malargüe alcanza los 150 m de espesor (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994).





**Figura 3.3:** Exposiciones de los depósitos clásticos de la Formación Bardas Blancas, relevados sobre el curso del arroyo Pequenco.

En la zona de trabajo, esta unidad se encuentra compuesta por intercalaciones de conglomerados y areniscas (Figura 3.4a), con presencia de concreciones en todos los niveles. La siguiente secuencia fue relevada en el arroyo Pequenco:

Se observan bancos de 25 a 35 cm de espesor de conglomerados finos masivos clasto-sostén con coloración ocre-anaranjada. Se encuentran compuestos mayormente por clastos de 0,5 a 1 cm y en menor proporción de 3 a 10 cm, con tonos anaranjados, castaño oscuros y violáceos. Los clastos de menor tamaño son subangulosos a subredondeados y elongados, mientras que los de mayor tamaño se observan subredondeados y subesféricos. La matriz es arenosa fina calcárea de tonalidad parda a ocre.

Intercalados en la sucesión se observan bancos de hasta 70 cm de areniscas calcáreas medias a gruesas masivas de color pardo, algunos de las cuales presentan intercalaciones de entre 1 a 10 cm de niveles conglomerádicos finos clasto-sostén, muy similares a los previamente descriptos (Figura 3.4b).

En toda la unidad se pueden observar concreciones arenosas de color ocre de 8 a 12 cm (Figura 3.4c) y concreciones de conglomerados con mayor tamaño de clastos, los cuales varían entre 2 a 5 cm.



**Figura 3.4:** Afloramientos de la Formación Bardas Blancas descritos en las cercanías del arroyo Pequenco. **a.** Intercalación de bancos de conglomerados clasto-sostén y areniscas finas masivas. **b.** Bancos de areniscas con delgadas intercalaciones de paquetes de conglomerados finos. **c.** Concreciones arenosas de color ocre presentes en los bancos de areniscas masivas.

### Edad y relaciones estratigráficas

De acuerdo a su contenido fosilífero, el cual incluye la presencia de los amonites *Dactylioceras hoelderi* (Sanci, 2005), las zonas estándar de amonites *Malarguensis* y *Singularis* (Riccardi, 2008) y las icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana* (Bressan *et al.*, 2013), se le asigna a la Formación Bardas Blancas una edad jurásica temprana a media, entre el Toarciense temprano y el Bajociense temprano.

En la zona de estudio se apoya en discordancia angular sobre los depósitos del Ciclo Precuyano (Dessanti, 1973). Dicho contacto no fue observado durante el trabajo de campo, dado que se encuentra mayormente cubierto por sedimentos cuaternarios, presentando una discordancia erosiva en su contacto superior con la Formación Vaca Muerta.

### Interpretación del ambiente de formación

Legarreta y Uliana (1999) indican depósitos de frente de playa y plataforma dominada por olas con evidencias de tormenta. Bressan *et al.* (2013) reconocen diferentes subambientes en base a datos sedimentológicos, icnológicos y tafonómicos



desde anteplaya hasta la transición a una plataforma externa, con presencia de frentes deltaicos, fandeltas y depósitos fluviales. La Formación Remoredo correspondería a las primeras etapas del episodio transgresivo de la plataforma de Malargüe.

### 3.3. Grupo Mendoza

Fue denominado "Mendociano" por Groeber (1946) e introducido como Grupo Mendoza por Stipanovic *et al.* (1968). Dessanti (1973, 1978) utiliza la denominación de Formación Mendoza, pero actualmente se lo reconoce en la categoría de Grupo. Es correlacionable con el ciclo Ándico y con la base de la Supersecuencia Media descrita por Legarreta y Gulisano (1989).

El grupo inicia con una secuencia continental, seguido de una importante transgresión marina con depósitos clásticos y calcáreos (Ramos, 1999; Mitchum y Uliana, 1985). Posteriormente se produce la desecación parcial de la cuenca, y finalmente una serie de eventos regresivo-transgresivos dan lugar a una secuencia de plataforma externa con material calcáreo y facies arcillosas (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994).

Está constituido por diversas sucesiones de areniscas, pelitas y calizas depositadas en el lapso Kimmeridgiano - Barremiano, asignado en base a relaciones estratigráficas y contenido fosilífero, mencionado en las correspondientes formaciones (Leanza y Hugo, 1978; Legarreta *et al.*, 1993).

#### 3.1.1. Formación Vaca Muerta

##### Antecedentes

Esta unidad fue descrita por Gerth (1925), denominada como "*Amonite shale*" por Lahee (1927) y definida como "*Tithonian Strata*" por Weaver (1931). Groeber (1946) estableció su distribución y la denominó "Vacamuertense", dentro del subciclo Mendociano. Finalmente, Stipanovic (1969) instaló el término "Formación Vaca Muerta", con localidad tipo en la vertiente occidental de la Sierra de la Vaca Muerta, al norte de Zapala (Leanza *et al.*, 1973).

##### Distribución

La Formación Vaca Muerta presenta afloramientos ampliamente extendidos en la Cuenca Neuquina, desde Piedra del Águila, Picún Leufú y Chacaico en el oeste Neuquino, pasando por la sierra de la Vaca Muerta y hacia el norte atraviesa la región de Pampa Tril hasta alcanzar el sur de Mendoza en el área de sierra de Reyes (Groeber, 1933).

En la zona de estudio se encuentra expuesta al oeste de la ciudad de Malargüe, aflorando a lo largo del flanco este del sinclinal Malargüe en sentido norte-sur entre el arroyo La Bombilla y el río Malargüe (Figura 3.2).

### Litología y espesores

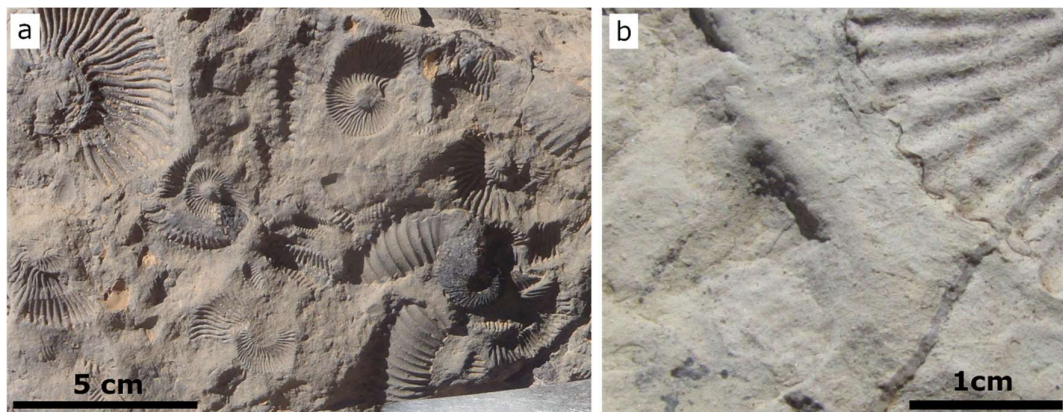
Weaver (1931), Groeber (1946) y Leanza *et al.* (1978) describieron un conjunto de pelitas negras y calizas oscuras ricas en amonites. La litología dominante son lutitas bituminosas y margas negras finamente laminadas (Ramos *et al.*, 1991), y subordinadamente bancos de dolomías (Nullo *et al.*, 2005). Posee espesores variables de entre 11 m en la comarca de Carrín Curá hasta 1250 m en los depocentros de sierra de la Vaca Muerta, Huncal y Trahuncurá (Leanza *et al.*, 2011).

Kietzmann *et al.* (2008) indican para la zona de Malargüe asociaciones de facies que incluyen lutitas negras y castañas, margas grises a castañas, tobas amarillentas a blanquecinas y mudstones y wackestones grises a castaños claros.

En el área de estudio, durante el trabajo de campo, se observaron bancos de 25 a 30 cm de areniscas finas calcáreas masivas o conformando wackestones a packestones castaño claros con base y techo levemente ondulados. Presentan bivalvos fragmentados de 1 a 6 cm de largo y agrupaciones de moldes de amonites de 5 a 6 cm que alcanzan a formar grainstones (Figura 3.5a).

En menor medida se encuentran bancos de areniscas muy finas a pelitas de tonalidades blanquecinas a castaño claras de aspecto tobáceo, con moldes de amonites de hasta 8 cm de largo, las cuales presentan un leve moteado oscuro (Figura 3.5b).

No se pudo acceder durante la campaña a la zona en la cual se encontraban expuestas las facies bituminosas.



**Figura 3.5:** Afloramientos de la Formación Vaca Muerta en las inmediaciones del arroyo Pequenco. **a.** Agrupación de moldes de amonites presentes en las facies de areniscas calcáreas castañas. **b.** Foto de detalle del moteado presente en la facies de pelitas blanquecinas, junto a una fracción de molde de amonite en la esquina superior derecha.

### **Edad y relaciones estratigráficas**

Weaver (1931) le asigna una edad titoniana, mientras que Leanza y Hugo (1978), Dicarlo (2005), Riccardi *et al.* (2011) y Aguirre Urreta *et al.* (2011), en base a megainvertebrados y biozonas, le asignan el lapso Tithoniano inferior - Valanginiano inferior.

En la zona de estudio se pudo observar que la Formación Vaca Muerta se dispone de forma erosiva discordante sobre las sedimentitas de la Formación Bardas Blancas. Posee un límite superior neto concordante con la Formación Chachao y transicional con la Formación Agrio.

### **Interpretación del ambiente de formación**

Mitchum y Uliana (1985) asocian el ambiente de sedimentación de la Formación Vaca Muerta a una plataforma distal por transgresión marina. Las fluctuaciones en la profundidad y el bajo aporte clástico permitieron la depositación de los niveles más carbonáticos (Legarreta *et al.*, 1993; Aguirre-Urreta y Lo Forte, 1996). El contenido fosilífero sugiere un ambiente de offshore a interior de cuenca en aguas templadas y condiciones de anoxia (Leanza, 1999; Hurley, 2019).

### **3.3.2. Formación Chachao**

#### **Antecedentes**

Denominada “*Calcáreos con Exogyra*” por Gerth (1925) y “*Diamante Limestone*” por Lahee (1927), Boehm (1936) destaca su contenido fosilífero y De Ferraris (1968) la indica coetánea a la Formación Vaca Muerta. Leanza *et al.* (1978) le asignaron la categoría de miembro, y Legarreta y Kozlowski (1981) la denominaron Formación Chachao. Fue equiparada a las Formaciones Quintuco y Mulichinco por Malumián *et al.* (1983).

#### **Distribución**

Se presentan en parte de la cuenca repeticiones tectónicas con respecto a las pelitas infra y suprayacentes que la contienen (Legarreta y Kozlowski, 1981). Se denomina Formación Chachao para la zona de Mendoza, pero se ubica bajo el nombre de Formación Mulichinco en la zona norte de Neuquén, basado en la fauna de amonites (Mombrú *et al.*, 1978).

La unidad se encuentra aflorando en la zona este del área de estudio (Figura 3.2), a lo largo del flanco este del sinclinal Malargüe, con exposiciones elongadas en dirección norte-sur entre el arroyo La Bombilla y el río Malargüe.

### Litología y espesores

Leanza y Hugo (1978) y Gulisano (1989) describen un conjunto de packstones esqueléticos y bioclásticos con *Exogyra couloni* que interdigitan con pelitas negras. Presenta espesores variables de 20 a 45 m con abundantes restos de bivalvos, amonites y equinodermos (Nullo *et al.*, 2005; Arcila Gallego, 2010).

En la zona de estudio esta unidad se encuentra compuesta por calizas bioclásticas conformando packstones por sectores, con pequeños porcentajes pelíticos.

Se observan bancos castaños-blanquecinos a grisáceos de 0,4 a 2 m de espesor de calizas masivas fuertemente fragmentadas y bioturbadas (Figura 3.6a) juntos a calizas esqueléticas, ambos con abundante fauna fósil. Dentro de la misma se distingue predominantemente la presencia de bivalvos con tamaños de 1 a 2 cm en las zonas de mayor concentración (Figura 3.6b) y hasta 8 cm de forma aislada (Figura 3.6c), preservados tanto de forma completa como fragmentados. Junto a ellos aparecen en menor proporción equinodermos, ostras, ostrácodos y trazas fósiles.



**Figura 3.6:** Afloramientos de la Formación Chachao en las cercanías del arroyo Pequenco. **a.** Calizas bioclásticas castaños-blanquecinas fuertemente fragmentadas. **b.** Gran predominancia de fósiles bivalvos conformando packstones castaños oscuros. **c.** Calizas anaranjadas con fósiles bivalvos aislados, destacando en el sector central un ejemplar de mayor tamaño.

### Edad y relaciones estratigráficas

Legarreta y Gulisano (1989) indican que abarca del Valanginiano inferior alto al Valanginiano superior bajo. En base a la biozonación de amonites, ostras y serpúlidos de Aguirre-Urreta (2001), se le asigna el lapso Valanginiano - Berriasiano superior alto.

En el área de trabajo la unidad presenta contactos netos concordantes hacia su base con las pelitas y calizas de la Formación Vaca Muerta y hacia el techo con los depósitos de la Formación Agrio.

### **Interpretación del ambiente de formación**

En base a las características litológicas y paleontológicas se infiere que la unidad se depositó en una plataforma carbonática somera a proximal en aguas oxigenadas templado-cálidas de baja energía relativa, en coincidencia con un período de desecación parcial de la cuenca (Damborenea *et al.*, 1979; Carozzi *et al.*, 1981).

### **3.3.3. Formación Agrio**

#### **Antecedentes**

Estos depósitos fueron descriptos inicialmente por Gerth (1925) e integrados en el "*Salas Limestone Group*" por Lahee (1927). Posteriormente, fue denominada como Formación Agrio por Weaver (1931), mientras que Leanza *et al.* (1978) la denominaron Miembro Cienaguitas.

#### **Distribución**

Las sedimentitas de la Formación Agrio presentan una amplia distribución a lo largo de toda la Cuenca Neuquina. Se encuentran aflorando en forma continua en el sector andino desde la Alta Cordillera del norte de la provincia de Mendoza hasta el sector ubicado al sur de la Dorsal de Huincul en la provincia de Neuquén. A su vez, presentan un amplio desarrollo en subsuelo tanto en la zona andina como en el sector occidental del Engolfamiento Neuquino (Bracaccini, 1970).

La unidad posee una amplia distribución en toda la zona de estudio (Figura 3.2). Sus afloramientos más extensos se ubican sobre el flanco este del sinclinal Malargüe en dirección norte-sur entre el arroyo La Bombilla y el río Malargüe. Depósitos de menor extensión se encuentran expuestos en el flanco oeste de dicho sinclinal, con orientaciones NO-SE que hacia el norte se vuelven NE-SO. Presenta afloramientos al oeste del retrocorrimiento La Brea-Doña Juana en la zona central, y se lo observa en la zona oeste tanto a la vera del arroyo de Las Minas en sentido norte-sur como al sur del río Malargüe con orientación NE-SO.

#### **Litología y espesores**

Weaver (1931) y Nullo *et al.* (2005) describen a la Formación Agrio compuesta por pelitas calcáreas, calizas y niveles de coquinas con espesores promedios que no superan los 30 m.



En la zona de estudio, esta unidad se encuentra compuesta mayormente por calizas, junto a pelitas y areniscas calcáreas, como se describe a continuación.

Presenta bancos de 40 a 50 cm de espesor compuestos de niveles de 2 a 5 cm de calizas castaño claras a anaranjadas fuertemente fragmentadas (Figura 3.7a). Se observan bancos de 25 cm de espesor de calizas gris claras finamente laminadas con intercalación de niveles finos de 0,3 cm de tonalidades grises con moteado negro (Figura 3.7b). Estos bancos presentan estratificación hummocky y óndulas (Figura 3.7c), junto a la presencia de abundantes ostras.



**Figura 3.7:** Afloramientos de la Formación Agrio, relevadas al sur del arroyo La Brea. **a.** Calizas castaño claras a anaranjadas fragmentadas. **b.** Calizas grisáceas finamente laminadas con intercalación de niveles finos con moteados negros. **c.** Bancos de calizas castañas a anaranjadas con presencia de óndulas.

En la zona central, tanto al oeste del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana en el sector ubicado al sur del arroyo La Brea como al este del fallamiento en la zona ubicada al norte del mencionado arroyo, se observan bancos de brechas carbonáticas en tonalidades anaranjadas a castañas claras con claras evidencias de deformación y plegamiento (Figura 3.8a-b), junto a la presencia de capas de pelitas y areniscas calcáreas con tonalidades anaranjadas, azuladas a violáceas (Figura 3.8c), asociadas a zonas fuertemente deformadas.

### Edad y relaciones estratigráficas

En base al contenido paleontológico, dentro del que se destacan los géneros de amonoideos *Holcoptychites*, *Hoplitocrioceras* y *Weavericeras*, se asigna la Formación

Agrio al intervalo Hauteriviano inferior - Barremiano inferior (Aguirre-Urreta y Rawson, 1993; Aguirre-Urreta, 2001).



**Figura 3.8:** Afloramientos de la Formación Agrio al oeste (a,c) y este (b) del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana, en las cercanías del arroyo La Brea. **a.** Brechas carbonáticas arenosas con claro plegamiento. **b.** Calizas castañas claras fuertemente replegadas. **c.** Areniscas y pelitas presentes en las zonas de mayor daño.

En la zona de estudio presenta un contacto inferior transicional con la Formación Vaca Muerta, mientras que cuando sobreyace a la Formación Chachao el contacto es concordante neto. El contacto superior es transicional con la Formación Huitrín y por discordancia angular con las formaciones Molle y Loma Seca.

### Interpretación del ambiente de formación

La secuencia de la Formación Agrio se interpreta como un ambiente marino de plataforma carbonática externa con fluctuaciones del nivel del mar que pasa a un frente de playa medio en ciclos progradantes (Gulisano y Gutiérrez Pliemling, 1994; Narciso *et al.*, 2001).

### 3.4. Grupo Rayoso

Inicialmente estudiado por Gerth (1925). Posteriormente, Lahee (1927) lo ubicó dentro del "*Salas Limestone Group*". Groeber (1933) lo denominó Yeso de Transición y Huitriniano, mientras Dessanti (1973, 1978) lo denomina Formación Huitrín. La categoría de Grupo Rayoso fue introducida por Legarreta y Gulisano (1989).

La base se dispone paraconcordante sobre los sedimentos del Grupo Mendoza (Narciso *et al.*, 2004). Está constituido por una sucesión de materiales clásticos, carbonáticos y evaporíticos asignados en base al contenido fosilífero al lapso Aptiano - Cenomaniano (Legarreta, 1985; Legarreta y Gulisano, 1989; Narciso *et al.*, 2004).

### **3.4.1. Formación Huitrín**

#### **Antecedentes**

Esta unidad fue analizada por Gerth (1925, 1931), Weaver (1931) y descrita por Groeber (1933). Groeber (1946, 1951) la denomina Yeso de Transición y Huitriniano. Stipanovic y Rodrigo (1970) toman a los afloramientos de Malargüe como localidades tipo. Luego se adopta la denominación de Formación Huitrín (Dessanti, 1973; Uliana *et al.*, 1975a; Volkheimer y Salas, 1975, Legarreta y Gulisano, 1989).

#### **Distribución**

La Formación Huitrín presenta una amplia distribución en la totalidad de la cuenca, tanto en superficie como en subsuelo (Rolleri y Criado Roque, 1970). A pesar de su difícil reconocimiento al sur de Mendoza, en donde se ubica el área de estudio, Legarreta (1985) y Uliana *et al.* (1975b) indican que todos los cambios faciales pueden ser distinguidos.

La unidad presenta una amplia distribución en la zona de estudio (Figura 3.2). Sus afloramientos más extensos se ubican sobre ambos flancos del sinclinal Malargüe. En el flanco este presenta un desarrollo longitudinal norte-sur entre el arroyo La Bombilla y el río Malargüe, mientras que en el flanco oeste varía su orientación de NO-SE entre el arroyo La Brea y el río Malargüe a NE-SO en el sector norte.

Presenta afloramientos de menor extensión al oeste del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana en la zona central, y se lo observa en la zona occidental tanto hacia el este del arroyo De Las Minas en dirección norte-sur, como al sur del río Malargüe con orientación NE-SO.

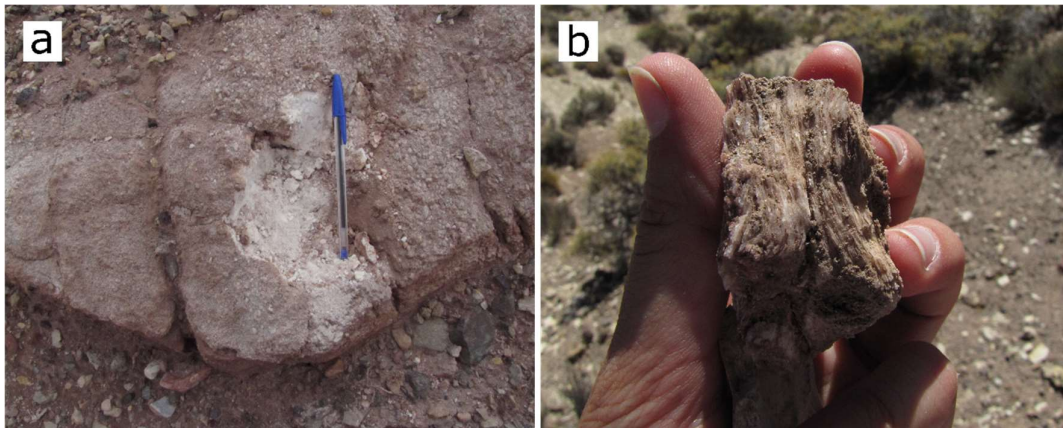
#### **Litología y espesores**

Legarreta (1985) describe bancos de yeso, pelitas verdes y rojas con intercalaciones de evaporitas, calizas algáceas y areniscas, mientras en Malargüe destaca la presencia de un paquete de yeso acompañado por arcillas esquistosas verde-azuladas. En esta zona alcanzan espesores de 80 m (Nullo *et al.*, 2005).

En el área de estudio se observan sucesiones conformadas por yesos, areniscas calcáreas, calizas y pelitas, como se describen a continuación.

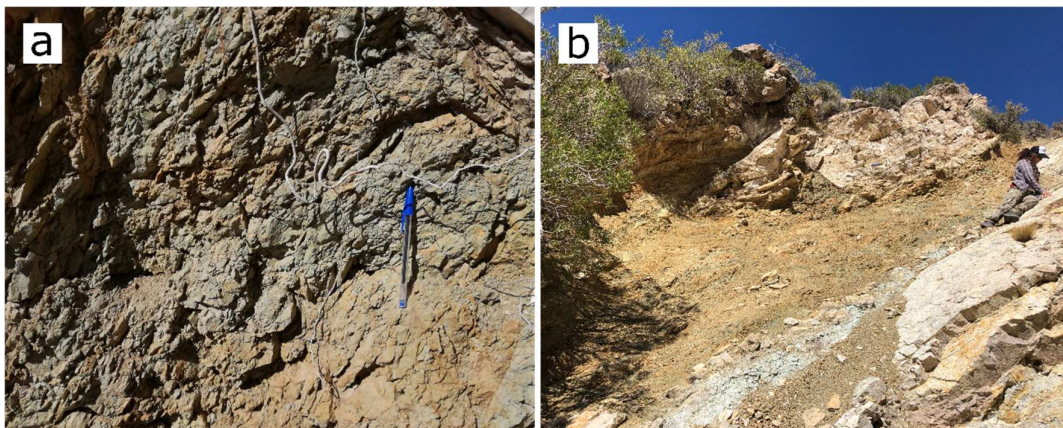


Se observan bancos de 30 a 60 cm de yeso blanquecino masivo (Figura 3.9a), con presencia de tonalidades rojizas en algunos niveles. Por sectores pueden observarse, a nivel de detalle, niveles con laminación fina paralela dada por los cristales de yeso (Figura 3.9b). En algunas zonas presenta intercalación de areniscas y pelitas calcáreas rojizas y verdosas con estructuras de laminación ondulítica. A su vez, se presentan intercalaciones de calizas grises con laminación plano-paralela levemente plegadas pertenecientes a la Formación Agrio cerca del contacto entre ambas unidades.



**Figura 3.9:** Depósitos de la Formación Huitrín expuestos al sur del arroyo La Brea. **a.** Bancos de yeso blanquecino masivos. **b.** Foto de detalle de los niveles con laminación fina paralela presentes en los sectores internos no erosionados de la unidad.

En la zona central del área de estudio, además de las litologías ya descritas, se pueden observar pelitas verde-azuladas a castañas y rojizas en bancos de gran espesor involucradas en la deformación que presenta el área (Figura 3.10a-b).



**Figura 3.10:** Afloramientos de la Formación Huitrín expuestos en las cercanías del arroyo La Brea. **a.** Pelitas verde-azuladas y rojizas con evidencias de deformación. **b.** Bancos de pelitas castaño claras de gran potencia ubicados entre las calizas.

### Edad y relaciones estratigráficas

Groeber (1953) menciona la presencia de pelecípodos y gasterópodos de agua dulce a salobre que no aportan una edad concreta. Malumián *et al.* (1983) la consideran

aptiana por relaciones estratigráficas, y Volkheimer y Salas (1975) extienden el lapso al Albiano por el contenido microflorístico de sedimentitas equivalentes en la provincia de Neuquén. Legarreta (1985) le asigna el lapso Aptiano inferior - Albiano inferior en base a dinoflagelados y angiospermas primitivas.

En el área de estudio esta unidad presenta un contacto transicional hacia su base con los depósitos de la Formación Agrio. Hacia su techo presenta una discordancia angular erosiva con el Grupo Neuquén. Hacia el sector occidental de la zona de estudio (Figura 3.2) puede observarse una discordancia angular en contacto con las formaciones Molle y Loma Seca.

### **Interpretación del ambiente de formación**

Uliana *et al.* (1975a) asocian esta sucesión sedimentaria con un medio de agua panda periódicamente sujeto a la exposición subaérea, junto con lagunas someras, sabkhas marginales y barreales extensos. Legarreta (2002) describe un evento regresivo con conexión restringida con el océano Pacífico.

## **3.5. Grupo Neuquén**

### **Antecedentes**

Esta unidad fue denominada “areniscas coloradas” por Gerth (1925), “*Salas Sandstone*” por Lahee (1927) y “estratos con dinosaurios” por Boehm (1938). Roll (1939) propone el nombre de “Formación Neuquén” y Groeber (1946, 1947) utiliza el término Diamantino. Stipanovic *et al.* (1968) fue el primero en denominarlo Grupo Neuquén, mientras Yrigoyen (1976) y Dessanti (1973) lo asignan a la Formación Diamante. Uliana *et al.* (1975a), Yrigoyen (1979) y Legarreta y Gulisano (1989) demostraron la correlación entre la Formación Diamante y las unidades del Grupo Neuquén.

### **Distribución**

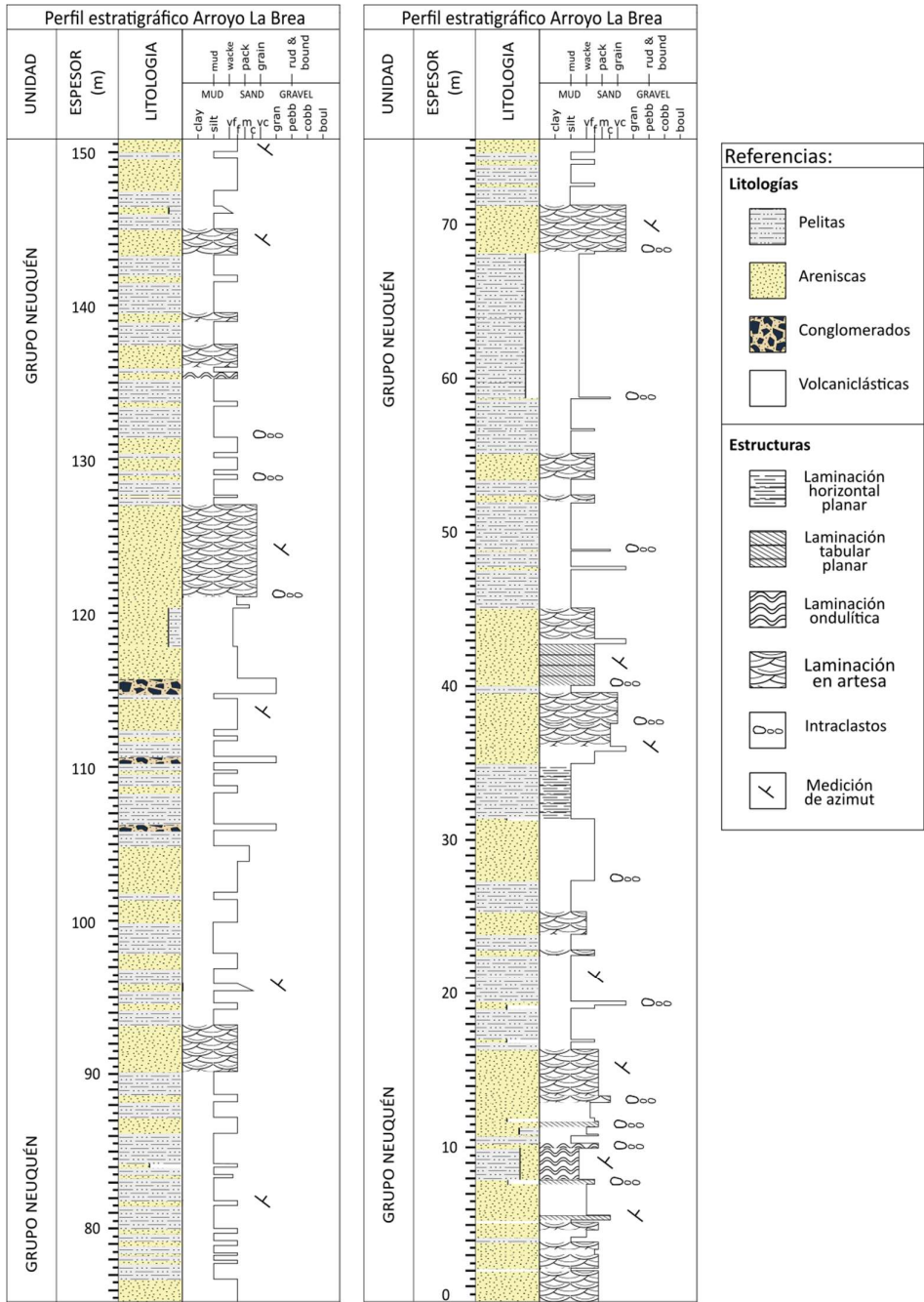
El Grupo Neuquén posee un registro estratigráfico continuo de hasta 1300 m de espesor a lo largo de toda la cuenca andina de antepaís en el marco de la cuenca Neuquina (Arsumendi *et al.*, 2017).

La unidad, siguiendo la clasificación de Garrido (2010), se encuentra compuesta por 9 formaciones: Candeleros, Huincul, Cerro Lisandro, Portezuelo, Los Bastos, Sierra Barrosa, Plottier, Bajo de la Carpa y Anacleto. En este trabajo no se describirán cada una de ellas debido a que no se encuentran definidas en el área de estudio y su reconocimiento y caracterización sobrepasan los objetivos de esta tesis.

El Grupo Neuquén posee extensos afloramientos ubicados en toda la zona central del área de estudio (Figura 3.2), ocupando gran parte de ambos flancos del sinclinal

Malargüe de forma longitudinal, con gran desarrollo este-oeste. Presenta exposiciones aisladas al sur del río Malargüe como parte de la misma estructura, y en la zona norte cercanas al eje del sinclinal. Se encuentra aflorando con depósitos de menor extensión hacia el oeste del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana y al este del arroyo De Las Minas, en donde adopta una orientación NE-SO.

En el flanco occidental del sinclinal Malargüe, sobre el arroyo La Brea, se levantó un perfil estratigráfico de la sección superior de la unidad (Figura 3.11).



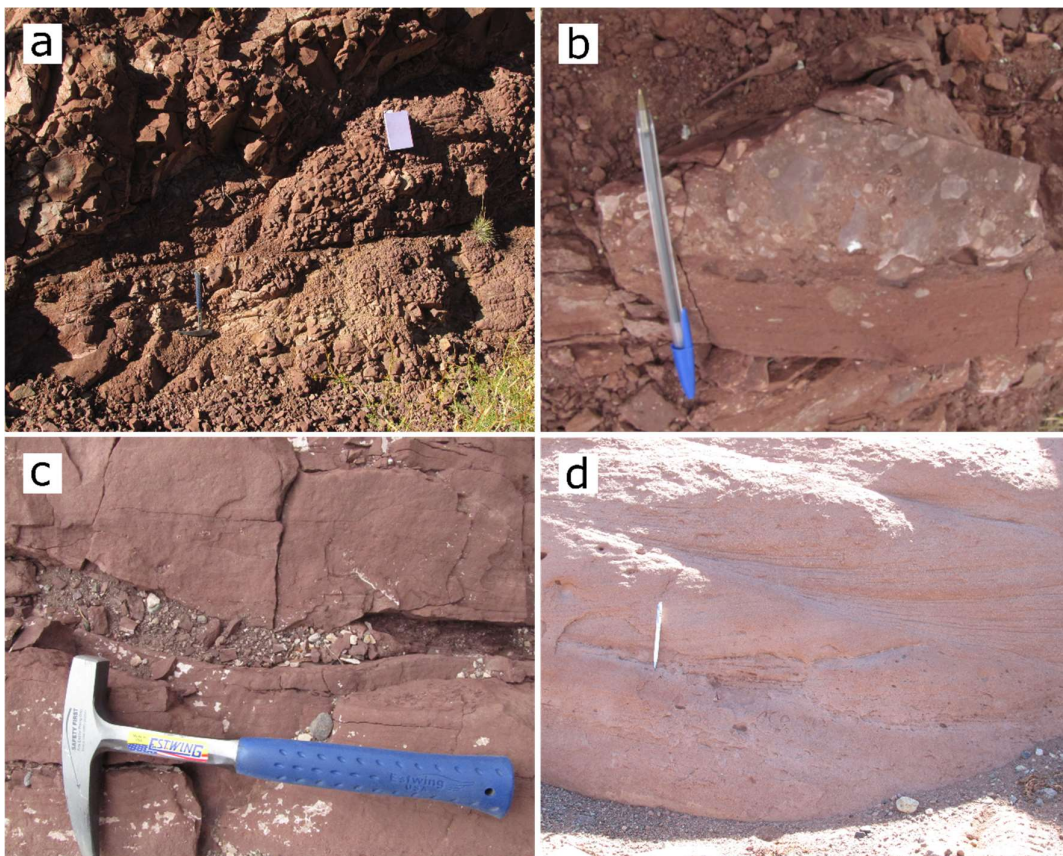
**Figura 3.11.** Perfil estratigráfico del Grupo Neuquén, relevado sobre el arroyo La Brea en el flanco occidental del sinclinal Malargüe.



### Litología y espesores

El Grupo Neuquén es descripto como un conjunto de areniscas rojas a moradas de grano fino, con intercalaciones de conglomerados finos a medios y algunas tobas de caída (Groeber, 1947). Si bien presenta espesores variables debido a su carácter sinorogénico, en esta zona de la Cuenca Neuquina puede alcanzar hasta 1000 m de potencia (Arcila Gallego, 2010).

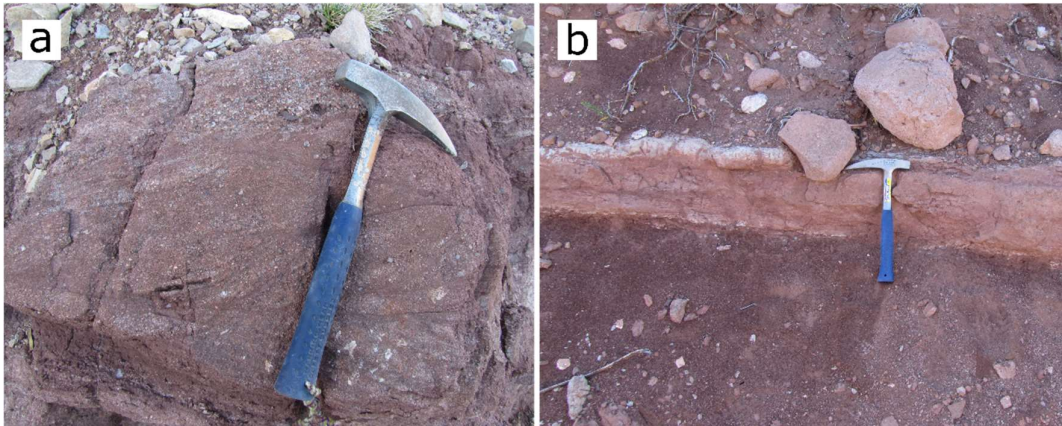
En la zona de estudio esta unidad se caracteriza por una sucesión de bancos de 20 a 50 cm de areniscas finas a gruesas rojizas a bordo con finas capas de pelitas (Figura 3.12a). Se observan en proporciones similares tanto bancos masivos como estratificados. Los bancos masivos se presentan con diferentes grados de fragmentación en tonalidades rojizas claras y oscuras. Dentro de los bancos estratificados se presentan bases y fajas de canales con bases tapizadas de intraclastos y gradación normal (Figura 3.12b-c), lo que permite observar que por zonas se encuentran volcados. Se suman areniscas rojizas a violáceas con laminación horizontal, estratificación en artesa, hummocky, tabular planar y ondulítica (Figura 3.12d).



**Figura 3.12:** Afloramientos del Grupo Neuquén en el flanco occidental del sinclinal Malargüe, en las cercanías al arroyo La Brea. **a.** Bancos de areniscas rojizas finas a gruesas intercalando entre capas de pelitas rojizas. **b.** Detalle de un canal con base de intraclastos y gradación normal hacia el techo. **c.** Geometría de la base de un canal en bancos de areniscas finas rojizas. **d.** Bancos de areniscas rojizas claras con estratificación en artesa.

Hacia el sector superior de la formación comienzan a aparecer areniscas gruesas de coloración grisácea y niveles gravillosos con óndulas y participación de clastos volcánicos (Figura 3.13a), a la vez que las areniscas rojizas gradan a tonos grises hacia el tope de los niveles. En algunos casos, puede observarse la presencia de paleosuelos.

En toda la unidad se observan múltiples niveles de erosión interna, presencia de intraclastos de 0,5 a 2 cm en la base de los bancos e intercalaciones de niveles tobáceos de 5 a 20 cm de espesor con tonalidades marcadamente blanquecinas (Figura 3.13b).



**Figura 3.13:** Afloramientos del Grupo Neuquén en el flanco occidental del sinclinal Malargüe, en las cercanías al arroyo La Brea. **a.** En la base se observan areniscas rojizas a bordo con estratificación tabular planar, seguidas de niveles de areniscas gravillosas grisáceas. **b.** Banco de areniscas rojizas seguido de un nivel tobáceo blanquecino, ambos intercalados dentro de un paquete pelítico bordó.

### Edad y relaciones estratigráficas

La ausencia de fósiles con valor bioestratigráfico dificulta la determinación de la edad del Grupo Neuquén. Uliana y Dellapé (1982) asignaron estos depósitos al Cenomaniano medio - Campaniano inferior en base a sus relaciones estratigráficas. Balgord y Carrapa (2015) dataron la base de la unidad en el sur de la provincia de Mendoza por el método de U/Pb en circones detríticos y estimaron una edad máxima de sedimentación de  $97 \pm 2$  Ma, por lo que le asignaron una edad cretácica tardía basal.

El Grupo Neuquén se encuentra en la zona de estudio en discordancia angular erosiva sobre la Formación Huitrín. Hacia el techo se ubica en discordancia angular bajo las formaciones Loncoche, Molle, Pincheira y Loma Seca, mientras varía de discordancias progresivas a discordancias angulares con los Estratos de Bombilla. Se observa en discordancia angular con unidades volcánicas indiferenciadas.

### Interpretación del ambiente de formación

La secuencia se interpreta como un ambiente fluvial de baja a mediana energía con sistemas de ríos entrelazados asociados a un ambiente barreal hacia la sección superior

(Ramos, 1985; Cruz *et al.*, 1989). Se habrían depositado en una cuenca de antepaís intermontana producida por el primer pulso de levantamiento andino hace 100 Ma, lo que produjo un cambio de pendiente regional en el régimen de sedimentación (Nullo *et al.*, 2005; Balgord y Carrapa, 2016).

### **3.6. Grupo Malargüe**

Estudiada por Bodenbender (1892) y Burckhardt (1903), la secuencia sedimentaria fue denominada "Estratos de Malargüe" por Gerth (1925) y "Malalhueyano" por Groeber (1946). Dessanti (1973, 1978) agrupa las unidades bajo el nombre de "Formación Malargüe" y Riccardi (1988) formaliza la denominación actual de Grupo Malargüe.

Esta secuencia está constituida por una serie de areniscas, conglomerados, limolitas, calizas y evaporitas de ambientes continentales y marinos (Nullo *et al.*, 2005), asignados por Weaver (1931) al Campaniano - Maastrichtiano. El límite superior fue extendido al Paleoceno al incluir los estratos de Pircala y Coihueco (Boehm, 1938; Parras *et al.*, 1998) y luego al Eoceno en base a dataciones recientes (Horton *et al.*, 2016).

#### **3.6.1. Formación Loncoche**

##### **Antecedentes**

Inicialmente descrita por Gerth (1925), es denominada "Senoniano Lacustre" por Wichmann (1927) y "Loncochense" por Groeber (1946, 1953). Dessanti (1973) cambia el nombre a "Estratos de Loncoche" y Legarreta *et al.* (1993) introduce formalmente la denominación de Formación Loncoche.

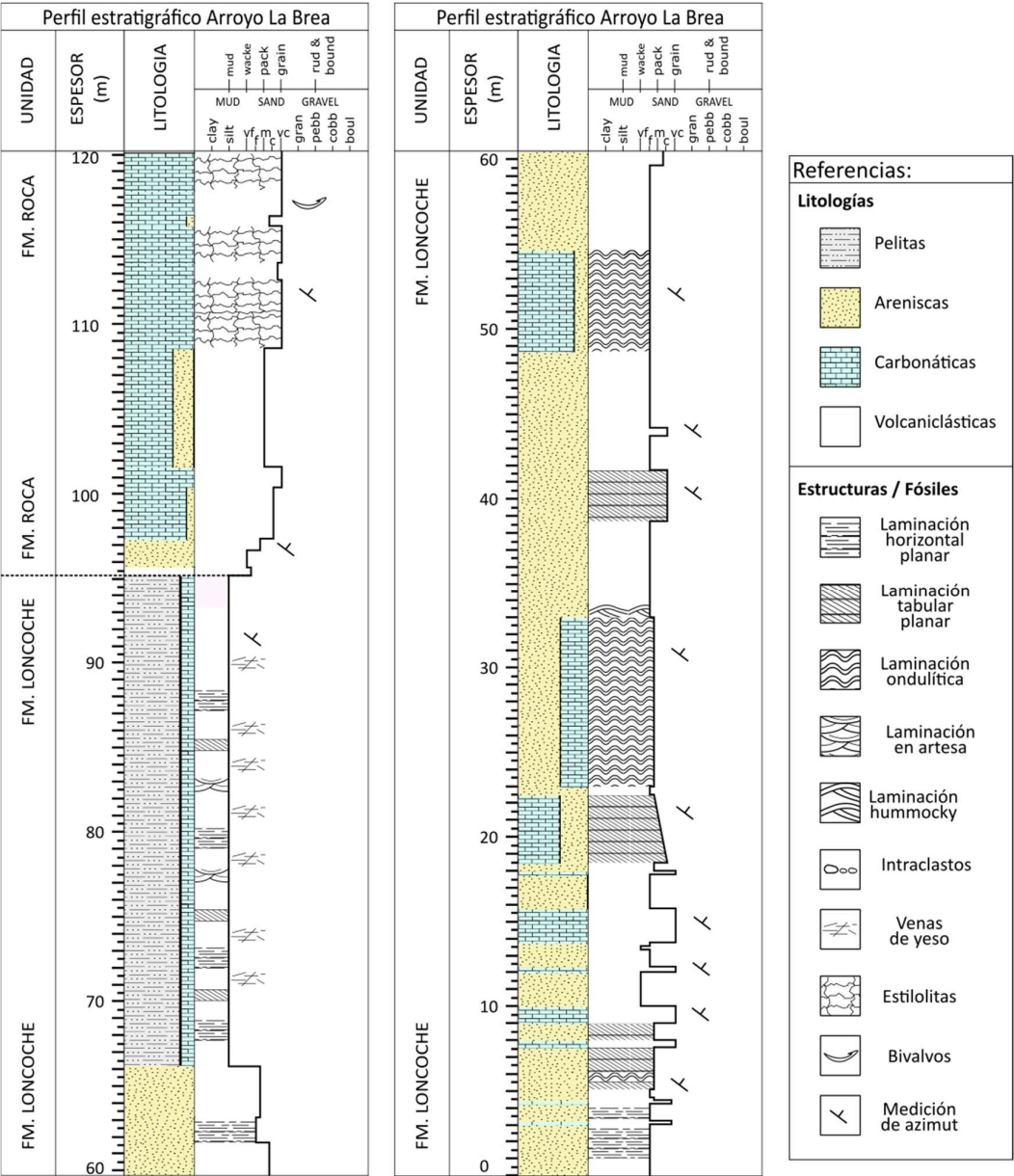
##### **Distribución**

Esta unidad se encuentra expuesta en diferentes localidades del sur de la provincia de Mendoza, dentro de las cuales destacan Calmu-Co, Ranquil-Có y Malargüe (Previtera, 2013).

En el área de estudio presenta afloramientos en la zona central (Figura 3.2), con desarrollo en sentido norte-sur sobre ambos flancos del sinclinal Malargüe, hacia el norte del río homónimo. Pueden observarse exposiciones aisladas de la Formación hacia el norte de la zona de estudio, formando parte de forma discontinua de la misma estructura, el sinclinal Malargüe.

En el flanco occidental del sinclinal Malargüe, sobre el arroyo La Brea, se levantó un perfil estratigráfico de la unidad (Figura 3.14).





**Figura 3.14:** Perfil estratigráfico de las formaciones Loncoche y Roca sobre el arroyo La Brea, en el flanco occidental del sinclinal Malargüe.

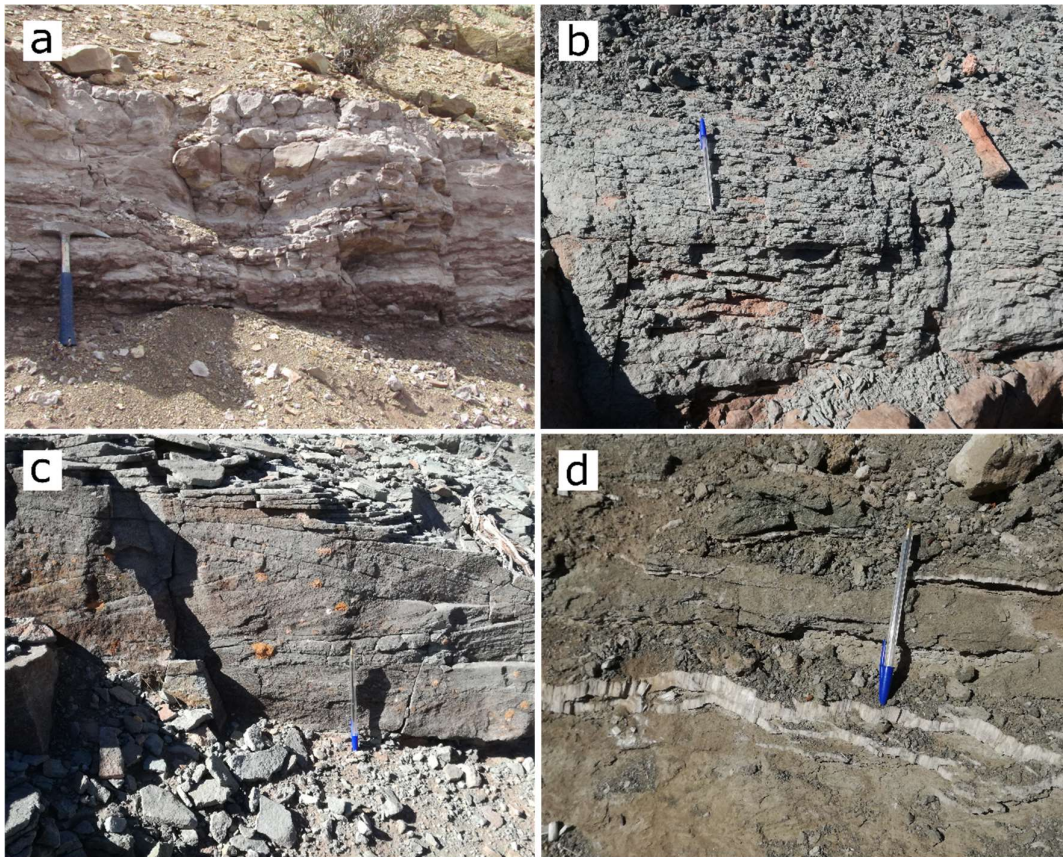
**Litología y espesores**

Wichmann (1927) y Groeber (1980) describen un conjunto de areniscas, calizas bioclásticas, limoarcilitas y evaporitas, mientras que Nullo *et al.* (2005) señalan la presencia de bancos de areniscas y pelitas de color rojo a verde claro intercalados con niveles conglomerádicos de color amarillento a rojizo. En esta zona indican que la unidad puede variar entre 70 y 100 m de espesor (Arcila Gallego, 2010; Previtera 2013).

En la zona de trabajo se pudo observar compuesta por una serie de repeticiones de paquetes de areniscas, calizas y pelitas, incluyendo en muchos casos niveles evaporíticos intercalados.



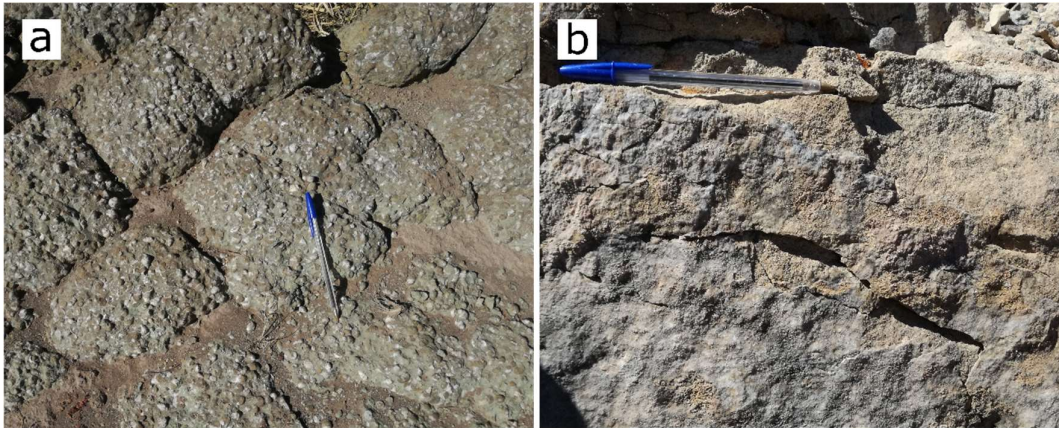
La sucesión descrita inicia con bancos de entre 30 a 60 cm de espesor conformados por areniscas muy finas a gruesas que presentan tonalidades grisáceas, ocre, verde-azuladas y anaranjadas. Internamente se pueden observar de forma masiva o presentando laminación ondulítica, laminación de bajo ángulo, estructuras de hummocky y laminación horizontal (Figura 3.15a-c). Los niveles de coloración grisáceas y grano finos presentan intercalaciones de niveles de yeso que varían en 2 a 3 cm de espesor (Figura 3.15d).



**Figura 3.15:** Afloramientos de la Formación Loncoche relevados sobre el arroyo La Brea. **a.** Bancos de areniscas grisáceas a ocre presentando laminación ondulítica. **b.** Paquetes de areniscas verde-azuladas con laminación de bajo ángulo. **c.** Paquetes de areniscas castañas-verdosas con laminación hummocky. **d.** Bancos de areniscas muy finas grisáceas con intercalación de niveles de yeso fibroso blanquecinos.

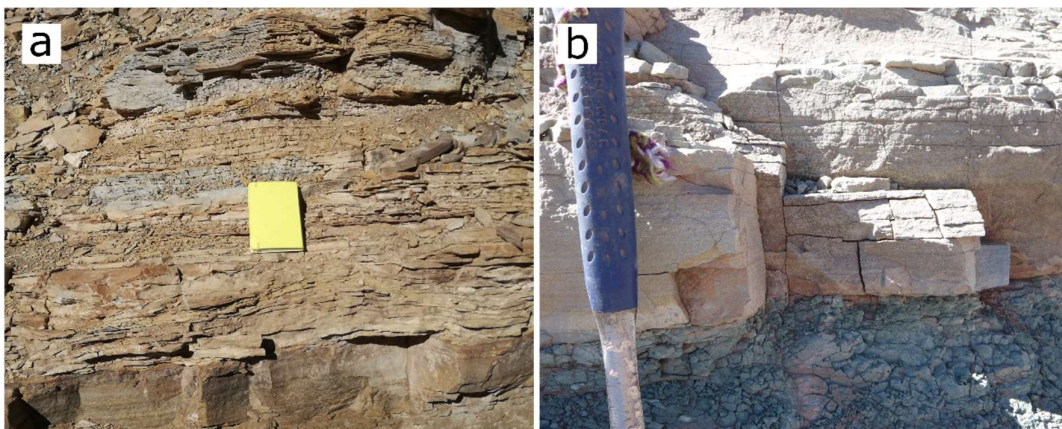
Le siguen bancos de 10 a 35 cm de calizas verdosas-grisáceas bioclásticas masivas (Figura 3.16a) y grainstones oolíticos arenosos (Figura 3.16b) de tonalidades grisáceas a anaranjadas con estratificación ondulosa y entrecruzada. Presentan numerosos bivalvos de 1 a 2 cm de largo.





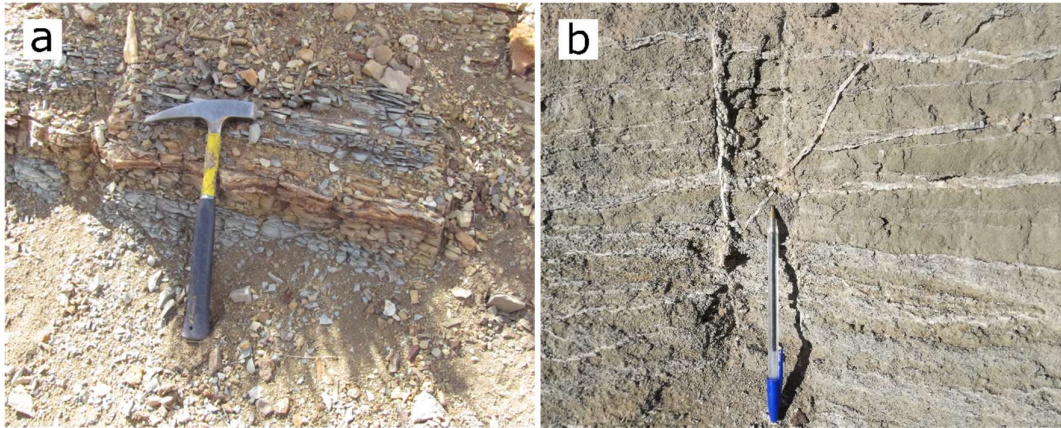
**Figura 3.16:** Afloramientos de la Formación Loncoche sobre el curso del arroyo La Brea. **a.** Calizas bioclásticas verdosas-grisáceas con presencia de múltiples bivalvos de pequeño tamaño. **b.** Niveles de grainstones oolíticos arenosos en tonalidades azuladas a castañas.

Siguen intercalaciones de bancos de 20 a 40 cm de potencia de calcarenitas de tonalidades anaranjadas a grisáceas y castañas, de grano fino a medio. Las mismas están presentes de forma masiva o con laminación paralela, ondulítica y hummocky (Figura 3.17a-b).



**Figura 3.17:** Afloramientos de la Formación Loncoche, descritos en el sector del arroyo La Brea. **a.** Intercalaciones de calcarenitas anaranjadas y grisáceas de grano fino con suave laminación ondulítica. **b.** Calcarenitas castañas claras con laminación plano-paralela.

Finalmente se observan bancos de 30 a 40 cm de espesor de pelitas con cemento calcáreo en tonos azul-violáceos a anaranjados (Figura 3.18a), con laminación horizontal, de bajo ángulo y en artesa. Los niveles pelíticos con tonalidades más grisáceas se encuentran presentes de forma masiva en espesores mayores a los 5 m, y asociados a numerosas venillas de yeso de 0,4 a 2 cm de espesor, las cuales forman diversos entramados (Figura 3.18b).



**Figura 3.18:** Afloramientos de la Formación Loncoche en las cercanías al arroyo La Brea. **a.** Intercalaciones de pelitas calcáreas de tonalidades azul-violáceas y castañas con laminación horizontal y de bajo ángulo. **b.** Niveles pelíticos grisáceos atravesados con diversos entramados de venillas de yeso blanquecino.

### Edad y relaciones estratigráficas

Se asigna la Formación Loncoche al Campaniano superior - Maastrichtiano inferior en base a la asociación faunística (Camacho, 1969; González Riga, 1999) y evidencias palinológicas (Papú 1993, 1997; Sepúlveda *et al.*, 1989).

La Formación Loncoche se encuentra en el área de estudio en discordancia angular sobre las areniscas rojas del Grupo Neuquén. Hacia el techo se presenta transicional con la Formación Roca y en discordancia angular con los Estratos de Bombilla.

### Interpretación del ambiente de formación

La sucesión sedimentaria se depositó en un ambiente que varía de continental a marginal marino y representa el comienzo de una ingresión (Wichmann, 1927; Groeber, 1980; Narciso *et al.*, 2001).

## 3.6.2. Formación Roca

### Antecedentes

Weaver (1927, 1931), describió una serie de calizas y areniscas carbonáticas que encontró por encima de la Formación Loncoche, con muy buen desarrollo en la localidad de General Roca en la provincia de Río Negro, a la que denominó Estratos de Roca. Posteriormente dicho conjunto de afloramientos fue denominado “Rocanense” por Groeber (1946). Dessanti (1973, 1978) los incluye dentro de la “Formación Malargüe” y a continuación Legarreta *et al.* (1993) la diferencian e incorporan dentro del Grupo Malargüe, bajo el estatus de Formación Roca.



## Distribución

Los depósitos de la Formación Roca tienen muy buen desarrollo en la cuenca Neuquina, tanto en la provincia de Neuquén, como La Pampa (Weaver 1927, 1931). Se trata de un evento transgresivo daniano muy extendido, con diversas unidades equivalentes en las provincias de Mendoza y Río Negro.

En el área de estudio, se encuentra expuesta en la zona central (Figura 3.2), con afloramientos en sentido norte-sur sobre ambos flancos del sinclinal Malargüe, entre el arroyo La Bombilla y el río Malargüe.

En el flanco occidental del sinclinal Malargüe, sobre el arroyo La Brea, se levantó un perfil estratigráfico de la sección inferior de la unidad (Figura 3.14).

## Litología y espesores

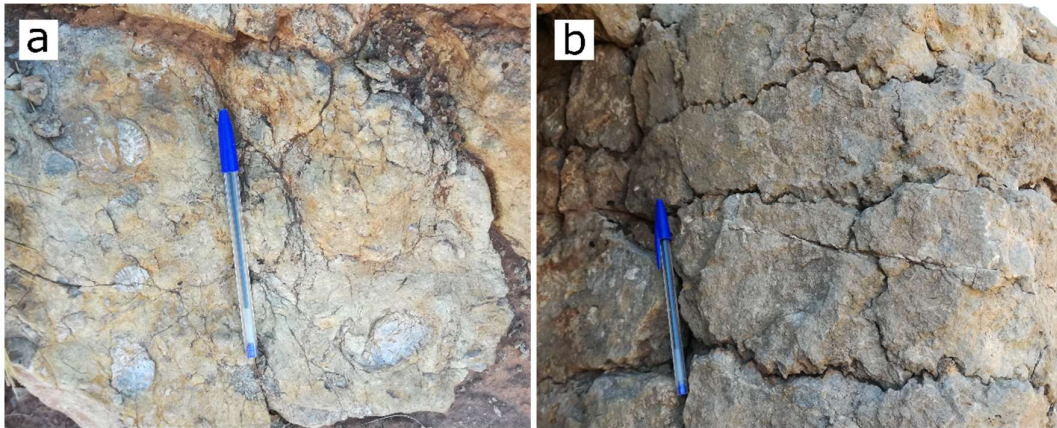
Se encuentra conformada por calizas oolíticas y bioclásticas amarillo - verdosas junto con arenitas calcáreas finas de color amarillo claro, con presencia de bivalvos, gasterópodos, corales, ostrácodos y amonites (Concheyro *et al.*, 2002; Gasparini *et al.*, 2002; Nullo *et al.*, 2005; Arcila Gallego, 2010). El espesor promedio informado en la zona de estudio es de 75 m (Nullo *et al.*, 2005).

Durante las tareas de campo, se observó un conjunto de bancos de 50 a 80 cm de espesor de calizas bioclásticas grisáceas-blanquecinas a anaranjadas (Figura 3.19). Estos bancos se encuentran asociados a paquetes de areniscas finas grisáceas y niveles tobáceos.



**Figura 3.19:** Afloramientos de la Formación Roca expuestos sobre el margen del arroyo La Brea. Se puede observar la presencia de calizas bioclásticas grisáceas-blanquecinas a anaranjadas predominando hacia el techo, con intercalaciones de paquetes de areniscas finas grisáceas y niveles tobáceos hacia la base.

Los niveles carbonáticos poseen numerosos fósiles bivalvos, dentro de los cuales se pudieron reconocer pectinoideos de 2 a 4 cm de largo (Figura 3.20a). Se observa la presencia de numerosas estilolitas (Figura 3.20b).



**Figura 3.20:** Fotos de detalle de los afloramientos de la Formación Roca descritos en el margen del arroyo La Brea. **a.** Presencia de fósiles bivalvos, entre ellos Pectinoideos, en los niveles carbonáticos. **b.** Estilolitas desarrolladas en los niveles carbonáticos.

### Edad y relaciones estratigráficas

Sobre la base de su contenido paleontológico, se asigna la Formación Roca al Maastrichtiano superior - Daniano (Parras *et al.*, 1998; Casadío *et al.*, 1998; Narciso *et al.*, 2001).

En el área de estudio la unidad presenta un límite transicional hacia su base, sobre la Formación Loncoche. Hacia el techo se reconoce un contacto transicional con la subsiguiente Formación Pircala, que es típico a nivel regional. De todas maneras, en la zona de estudio se infiere un contacto discordante con los Estratos de Bombilla, como será discutido y descrito más adelante.

### Interpretación del ambiente de formación

Se interpreta que estas sedimentitas se depositaron en un ambiente marino poco profundo, durante el desarrollo de una rampa carbonática, asociada a una máxima transgresión marina de origen atlántico, reconocida en diferentes áreas del país (Weaver 1927, 1931; Polanski, 1957; Nullo *et al.*, 2005).

### 3.6.3. Formación Pircala

#### Antecedentes

Gerth (1928) denomina “Estratos de Malargüe” a una secuencia de areniscas de unos ~200 m de espesor que se ubican por encima de las rocas carbonáticas del

Maastrichtiano-Daniano. Para dicha secuencia, Boehm (1934) utiliza el término “Estratos de Pircala-Coihueco”, y Groeber (1946) la denomina como “Pircalense”. Criado Roque (1950) la describe como Formación Pircala, termino mantenido posteriormente (Ugarte, 1955; Dessanti, 1973).

### **Distribución**

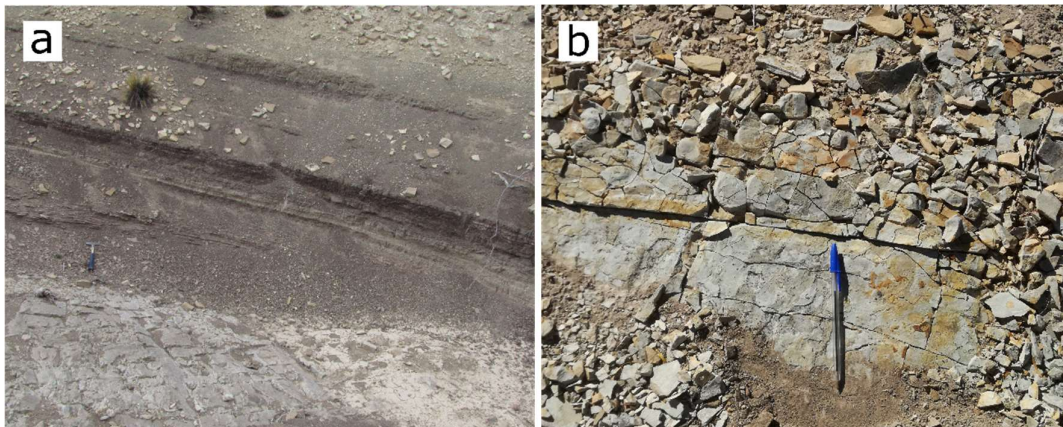
La Formación Pircala aflora de forma discontinua a lo largo de una faja submeridional en el frente cordillerano, restringida a la zona sur de la provincia de Mendoza (Yrigoyen, 1979).

En el área de estudio se encuentra aflorando en la zona central, con desarrollo en sentido norte-sur sobre ambos flancos del sinclinal Malargüe, entre el arroyo La Bombilla y el río Malargüe (Figura 3.2).

### **Litología y espesores**

Se describe compuesta por areniscas, margas y arcillas en tonalidades blanquecinas, gris verdoso y castañas (Criado Roque, 1950), con algunas intercalaciones de dolomitas, lutitas calcáreas y arcillas yesíferas (Dessanti, 1978). Dessanti (1973) indica un espesor total de 220 m.

En la zona de estudio se compone de bancos de areniscas, areniscas calcáreas, pelitas calcáreas y evaporitas. Presenta bancos de 30 a 40 cm de espesor, de areniscas medias y pelitas calcáreas en tonos castaño oscuros a anaranjados (Figura 3.21a) con laminación paralela a masiva. Existen bancos intercalados de 15 a 20 cm de espesor, de limolitas calcáreas grisáceas (Figura 3.21b).



**Figura 3.21:** Depósitos de la Formación Pircala observados en las cercanías al núcleo del anticlinal Malargüe. **a.** Intercalaciones de bancos de areniscas finas y pelitas calcáreas de tonalidades castañas oscuras. **b.** Niveles de limolitas calcáreas intercalados entre bancos de areniscas castañas de grano fino.



Hacia el techo se encuentran lutitas calcáreas grisáceas con intercalaciones de niveles de yeso de entre 2 y 3 cm de espesor (Figura 3.22). Estos niveles constituyen el banco margoso que permite la distinción entre las formaciones Pircala y Coihueco.



**Figura 3.22:** Afloramientos de la Formación Pircala descriptos en las cercanías al eje del sinclinal Malargüe. Se observan niveles arcillosos grisáceos con intercalaciones de venas de yeso blanquecino.

### **Edad y relaciones estratigráficas**

Dessanti (1973), Legarreta *et al.* (1989) e Yrigoyen (1993) le asignaron una edad maastrichtiana superior - daniana. Parras *et al.* (1998) realizaron dataciones K-Ar sobre roca total en niveles intercalados de tobas y tufitas, obteniendo una edad de entre  $\sim 63,5 \pm 3$  Ma y  $\sim 58 \pm 3$  Ma, correspondiente al intervalo Daniano - Selandiano.

En el área de estudio la unidad se encuentra en contacto transicional hacia su base con la Formación Roca. El contacto con la suprayacente Formación Coihueco es concordante, y se puede distinguir por la presencia de un banco margoso, casi siempre silicificado, con restos de plantas (Boehm, 1939). Cuando dicho banco guía margoso está ausente, las unidades son difíciles de diferenciar, y diversos autores prefieren describirlas en conjunto, muchas veces usando la denominación Formación Pircala-Coihueco, como fuera propuesto por Polanski (1964). En el presente trabajo, se encontró el banco guía, y fueron descriptas de manera independiente.

### **Interpretación del ambiente de formación**

Tunik (2001) interpreta un ambiente de sedimentación relacionado a sistemas fluviales efímeros, que hacia el techo son reemplazados por sistemas fluviales entrelazados, con importante aporte volcánico. Nullo *et al.* (2005) destacan la presencia

de nódulos carbonáticos, que indicarían la existencia de un ambiente pantanoso alimentado por un sistema fluvial, y con influencia marina.

### **3.6.4. Formación Coihueco**

#### **Antecedentes**

Boehm (1934), utilizó la denominación “Estratos de Coihueco” para definir una sucesión de estratos terciarios ubicados por encima de los “Estratos de Malargüe” de Gerth (1925). Posteriormente fue reconocida por Bettini (1982) y Kozlowski (1984) como Formación Coihueco. Si bien muchos autores la unifican con la subyacente Formación Pircala, Yrigoyen (1993) indica que pueden diferenciarse, y Horton *et al.* (2016) la consideran una unidad independiente.

#### **Distribución**

Los depósitos de la Formación Coihueco se encuentran restringidos a sectores occidentales dentro de la provincia de Mendoza, en las áreas del Sosneado, Lomas del Coihueco, Sierra de Cara Cura, Cerro Butaló y Quebrada Fiera (Narciso *et al.*, 2004; Combina y Nullo, 2011).

La unidad se encuentra expuesta en la zona central del área de trabajo (Figura 3.2), hacia el norte desde el arroyo Pequenco hasta el arroyo La Bombilla sobre el flanco oeste del sinclinal Malargüe, y entre el arroyo Pequenco y el río Malargüe formando parte tanto del flanco oeste como del eje del sinclinal Malargüe, mostrando en ambos casos depósitos de orientación norte-sur.

#### **Litología y espesores**

La Formación Coihueco fue descrita anteriormente como una serie de lutitas y areniscas arcillosas rojizas, margas, calizas ferruginosas, tobas y algunos conglomerados ocreos junto a intercalaciones de dolomitas grisáceas (Dessanti, 1978; Nullo *et al.*, 2005). Dessanti (1978) señala que alcanza los 210 m de espesor.

En el área de estudio esta unidad se encuentra compuesta por areniscas y lutitas rojizas con intercalaciones de tobas, calizas y evaporitas, como se describe a continuación.

Se observan bancos potentes de areniscas medias a gruesas con tonalidades rojizas oscuras a claras junto a areniscas grisáceas laminadas. Se asocian a niveles tobáceos de 10 cm de espesor (Figura 3.23a). Bancos potentes de areniscas y limolitas grisáceas a castañas-rojizas presentan intercalaciones de niveles de yeso de 2 a 3 cm de espesor (Figura 3.23b) en paquetes con acuñamientos laterales y cambios de 1,5 a 0,5 m de potencia.

Se encuentran acompañados de bancos de 60 cm de espesor de lutitas arcillosas rojizas oscuras a claras con clastos de pómez. Las mismas intercalan con bancos tobáceos gris claros de 10 cm de espesor (Figura 3.23a) y bancos de calizas de color castaño claro a blanquecino de 10 cm de espesor con leve gradación normal (Figura 3.23c).



**Figura 3.23:** Afloramientos de la Formación Coihueco descritos en el núcleo del sinclinal Malargüe, al norte del arroyo La Brea - Pequenco. **a.** Nivel tobáceo intercalado entre bancos arenosos y arcillosos rojizos a bordo. **b.** Niveles de yeso intercalados en bancos limolíticos castaños. **c.** Bancos de calizas con gradación normal entre niveles de areniscas y pelitas castaño-grisáceas.

### Edad y relaciones estratigráficas

Bettini (1982) e Yrigoyen (1993) asignaron la Formación Coihueco al Paleoceno en base a su posición estratigráfica. Horton *et al.* (2016) realizaron dataciones U-Pb en circones detríticos cercanos al techo de la formación, obteniendo una edad aproximada de  $41,1 \pm 1,1$  Ma, que abarca el lapso Luteciano - Bartoniano. Por tanto, interpretan una edad Paleocena - Eocena para la Formación.

En el área de estudio la unidad se dispone de forma transicional sobre la Formación Pircala. Hacia su techo se encuentra mayormente cubierta por sedimentos cuaternarios poco consolidados, mientras que en el sector sur del sinclinal Malargüe (Figura 3.2) se infiere un contacto paraconcordante con unidades volcánicas indiferenciadas, las cuales se disponen de forma subhorizontal.

### Interpretación del ambiente de formación

Marzo (1992), Dreyer (1993) y Combina *et al.* (1997) interpretaron que las sedimentitas de la Formación Coihueco fueron depositadas en un sistema de canales fluviales de baja a moderada sinuosidad, desarrollados en una llanura de inundación. La depositación de esta unidad marca el final de las secuencias paleógenas pre-orogénicas presente en la cuenca Neuquina (Horton *et al.*, 2016).

### **3.7. Formación Molle**

#### **Antecedentes**

Esta unidad es denominada “Mollelitense” e incluida en el “Huncanlitense” por Groeber (1946, 1947). Dessanti (1973) la define como Formación del Molle, mientras que otros autores utilizan los términos Complejo Efusivo Eógeno (Bettini *et al.*, 1978, Bettini 1982), Grupo Huincán (Yrigoyen, 1979) o Volcánica Molle (Méndez *et al.*, 1995), entre otros. Nullo *et al.* (2002) presentan una nueva nomenclatura definiendo el ciclo eruptivo Molle.

#### **Distribución**

Los depósitos de la Formación Molle poseen una amplia distribución en relación a sus productos efusivos e intrusiones (Yrigoyen, 1972), en general alineados de forma meridiana coincidente con la dirección estructural norte-sur de las serranías (Nullo *et al.*, 2005).

Esta unidad se encuentra aflorando al oeste del área de estudio (Figura 3.2), en la zona de Castillos de Pincheira. Presenta exposiciones de gran desarrollo longitudinal con una orientación norte-sur en el sector norte que varía a NE-SO en la zona sur.

#### **Litología y espesores**

La Formación Molle fue previamente descripta por Groeber (1946, 1947) y Dessanti (1973) como una serie de aglomerados y brechas andesíticas atravesados por diques y pequeños intrusivos, con una menor proporción de basaltos. Haller *et al.* (1985) determinan por medio de inclusiones un origen común para el conjunto, Nullo *et al.* (2005) describen diferentes grados de alteración y Arcila Gallego (2010) observa intercalaciones de tobas líticas entre capas rojizas de brechas líticas andesíticas. Alcanza espesores de 300 a 400 m (Silvestro y Atencio, 2009; Arcila Gallego, 2010).

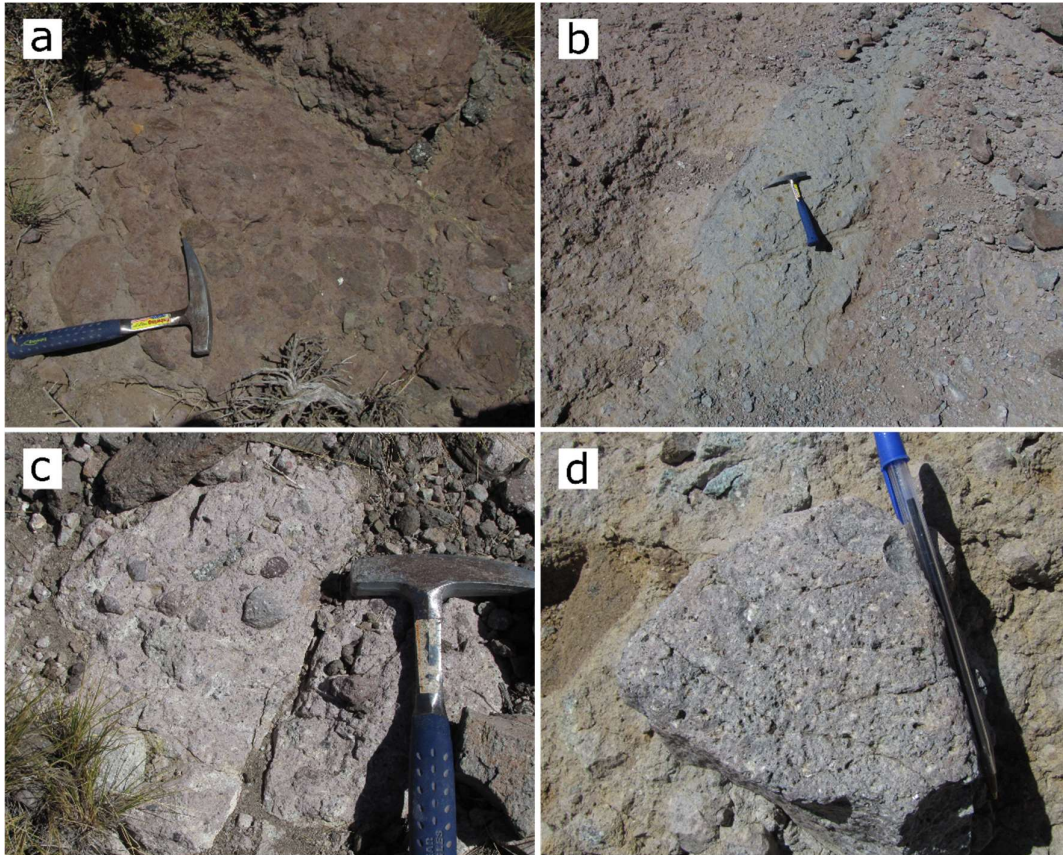
En la zona de estudio la unidad consiste en aglomerados rojizos y brechas andesíticas grisáceas atravesados por diques.

Los aglomerados volcánicos rojizos se componen mayormente de clastos angulosos de andesitas de 2 a 15 cm de largo junto a clastos volcánicos de tonalidades verdes, lilas,



ocres y una tendencia general a la coloración rojiza (Figura 3.24a). Presenta diques de 65 cm de espesor de coloración verdosa (Figura 3.24b).

Se observan brechas andesíticas de coloración grisácea con clastos angulosos a subredondeados de 2 a 9 cm de largo en tonos rojizos a verdes y con moteados oscuros (Figura 3.24c-d). La matriz y los clastos de andesita presentan cristales de 2 a 5 mm en tonos blancos y negros.



**Figura 3.24:** Afloramientos de la Formación Molle en la zona de Castillos de Pincheira, al sur del río Malargüe. **a.** Aglomerados rojizos con clastos volcánicos ocres a rojizos. **b.** Dique volcánico de coloración verdosa atravesando los niveles de aglomerados rojizos. **c.** Brechas andesíticas grisáceas con clastos grisáceos, verdosos y rojizos en una matriz andesítica. **d.** Foto de detalle de los clastos de andesita presentes en las brechas, con cristales blancos y negros.

### Edad y relaciones estratigráficas

En base a dataciones radimétricas K-Ar y Ar-Ar se pudieron determinar dos pulsos importantes de actividad magmática para la Formación Molle en el Mioceno (Baldauf *et al.*, 1992; Méndez *et al.*, 1995; Giambiagi *et al.*, 2008).

En la zona de trabajo se pudo observar un contacto inferior en discordancia angular sobre las secuencias mesozoicas. Hacia el techo presenta discordancias progresivas con

las unidades sinorogénicas de la Formación Pincheira, mientras que el contacto con la Formación Loma Seca corresponde a una discordancia angular.

### **Interpretación del ambiente de formación**

La asociación de litofacies de la Formación Molle representa depósitos de flujos piroclásticos y diluidos vinculados a centros eruptivos proximales a medios (Arcila Gallego, 2010). El desarrollo de eventos volcánicos en forma paralela a la evolución de la Faja Plegada y Corrida muestra un desplazamiento temporal y geográfico del retroarco y del arco magmático hacia el este (Combina y Nullo, 2011).

## **3.8. Formación Pincheira**

### **Antecedentes**

Criado Roque (1950), utiliza el término “Estratos de Pincheira” para describir una serie de sedimentitas continentales con aporte volcánico. Dessanti (1973) la asocia con el Ciclo Eruptivo Huincán, bajo la denominación de Formación Pincheira.

### **Distribución**

La Formación Pincheira se encuentra ampliamente distribuida en la provincia de Mendoza, principalmente en las cuencas de Pincheira-Ventana y de Malargüe (Silvestro *et al.*, 2005; Arcila Gallego, 2010).

En el área de estudio, la unidad se encuentra expuesta en el sector occidental (Figura 3.2), en la zona de Castillos de Pincheira. Los afloramientos presentan un gran desarrollo longitudinal y aumentan su extensión este-oeste a medida que se avanza hacia el sur, en donde se observa el máximo desarrollo para la zona.

### **Litología y espesores**

Criado Roque (1950) describe conglomerados y areniscas pardo amarillentas poco consolidadas, tobas rojizas a violáceas y aglomerados volcánicos, alcanzando espesores superiores a los 400 m. Dessanti (1973) y Silvestro *et al.* (2005) añaden mantos y tobas de andesitas junto a paraconglomerados altamente pumíceos, pudiendo alcanzar los 1000 m de espesor.

En la zona de estudio esta unidad se compone de conglomerados y brechas ignimbríticas, areniscas gravillosas y areniscas tobáceas (Figura 3.25a).

Los conglomerados y brechas ignimbríticos se presentan en bancos de 50 a 70 cm conformando grandes espesores de coloraciones grisáceo-amarillentas. Predominan las estructuras matriz-sostén, si bien en menor proporción pueden encontrarse conglomerados clasto-sostén. Los clastos se componen de pumíceos y clastos líticos



claros juveniles, con presencia de bordes de reacción (Figura 3.25b). La matriz es de coloración grisácea conformada por trazas vítreas volcánicas. Se observan estructuras de gradación inversa (Figura 3.25c). Se presentan clastos de 1 a 30 cm de largo, en tonalidades ocre, anaranjadas, rojizas y violáceas (Figura 3.25d).

Asociados a ellos se encuentran bancos de areniscas gravillosas grisáceas muy bien cementadas que lateralmente gradan a canales gravillosos.



**Figura 3.25:** Depósitos de la Formación Pincheira en la zona de Castillos de Pincheira, al sur del río Malargüe. **a.** Bancos de conglomerados y brechas con intercalación de areniscas gravillosas y areniscas tobáceas. **b.** Clastos pumíceos y líticos juveniles de color amarillo-blanquecino con bordes de reacción en una matriz volcánica grisácea. **c.** Bancos con estructuras de gradación inversa. **d.** Brechas ignimbríticas con clastos angulosos de tonalidades rojizas a violáceas en una matriz grisácea.

### Edad y relaciones estratigráficas

Kozlowski *et al.* (1987) asignan la Formación Pincheira al Plioceno por homologación con la Formación Tristeza. Posteriores dataciones radimétricas K-Ar y Ar-Ar sobre niveles de ignimbritas indican una edad de entre  $\sim 15,18 \pm 0,25$  Ma y  $\sim 14,84 \pm 0,3$  Ma, que la ubican en el Mioceno medio (Silvestro *et al.*, 2005).

La unidad se presenta en el área de estudio sobreyaciendo a la Formación Molle a través de discordancias progresivas, y en discordancia angular por sobre las secuencias mesozoicas. Hacia su techo presenta una discordancia angular con la Formación Loma Seca.

### **Interpretación del ambiente de formación**

La secuencia perteneciente a la Formación Pincheira se interpreta como parte de depósitos de ignimbritas, oleadas piroclásticas y sistemas fluviales y lahares con un área de aporte ubicada al S-SO (Combina *et al.*, 2000; Silvestro y Atencio, 2008). La presencia de carbonatos sinsedimentarios se relaciona con hidrotermalismo contemporáneo al volcanismo (Combina *et al.*, 2006; Combina y Nullo, 2010) y en algunas zonas restringidas al área de estudio se asocian con abanicos aluviales dominados por flujos gravitacionales (Arcila Gallego, 2010).

### **3.9. Estratos de Bombilla**

Durante la campaña se pudo reconocer una serie de estratos de carácter sedimentario, apoyados sobre el Grupo Neuquén en el sector noroeste del área de estudio, en las cercanías de los arroyos La Brea y La Bombilla (Figura 3.2). Estos niveles no han sido reportados anteriormente en los mapas previos, y de acuerdo a sus características y sus relaciones estratigráficas se le ha conferido el nombre informal de “Estratos de Bombilla” para poder hacer referencia a ellos en su descripción.

#### **Distribución**

Los estratos de Bombilla se encuentran aflorando en el sector central de la zona de estudio (Figura 3.2), sobre el flanco oeste del sinclinal Malargüe entre el arroyo La Brea y un tributario del arroyo La Bombilla. Se ubican por encima de los depósitos del Grupo Neuquén, con mayor desarrollo en sentido este-oeste.

#### **Litología y espesores**

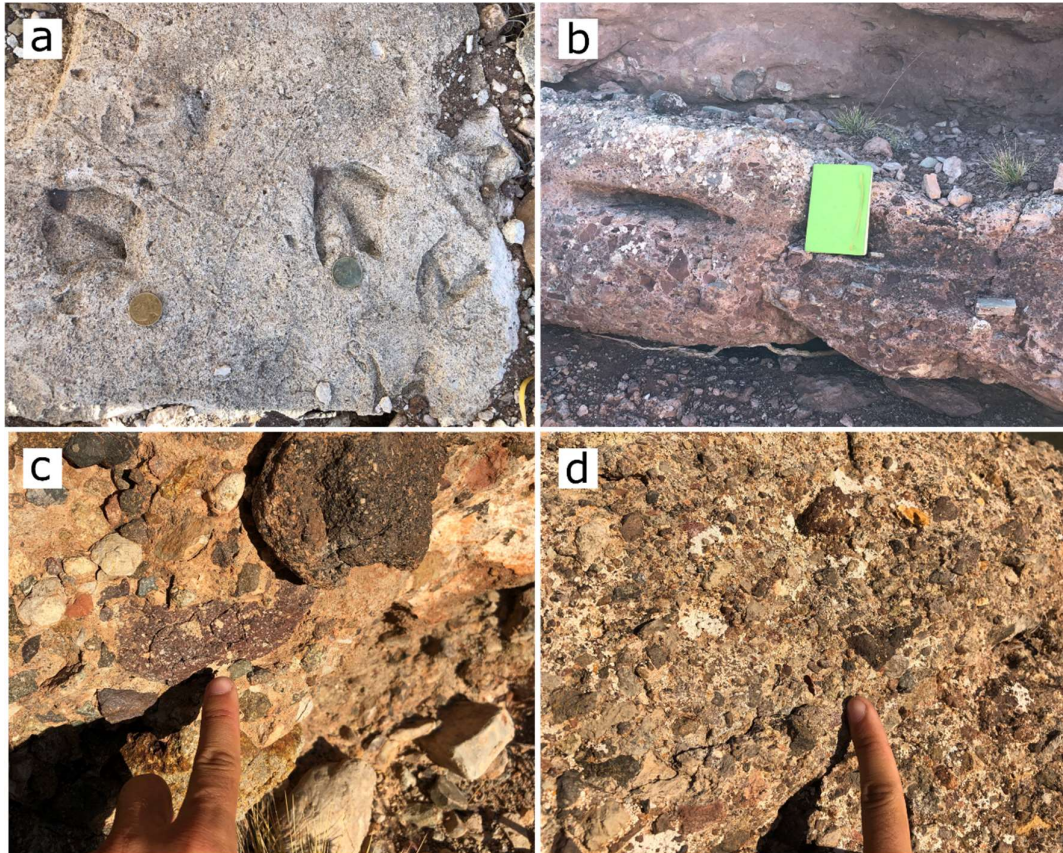
Los estratos de Bombilla se encuentran compuestos por una serie de areniscas, brechas y conglomerados, con algunas intercalaciones tobáceas.

Las areniscas se presentan en niveles de 20 a 30 cm de espesor en tonalidades castañas a grisáceas y rojizas, formando bancos masivos y asociadas a canales gravosos con estructuras de estratificación entrecruzada. En los estratos castaño-grisáceos se observan huellas de pisadas que parecieran corresponder a aves (Figura 3.26a).

Intercalan bancos brechosos castaño-rojizos de 15 a 30 cm de espesor, con clastos de areniscas rojas y calizas de 1 a 8 cm de largo (Figura 3.26b). Se encuentran



acompañados de niveles conglomerádicos rojizos a grisáceos clasto-sostén, con predominancia de clastos volcánicos básicos a intermedios de 3 a 8 cm (Figura 3.26c), junto a clastos de 0,1 a 2 cm en tonalidades blanquecinas, anaranjadas, rojizas y negras (Figura 3.26d).



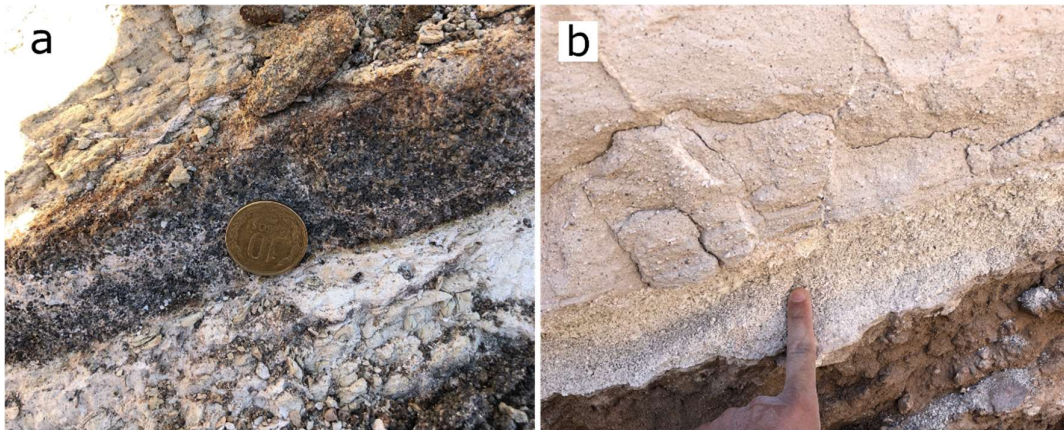
**Figura 3.26:** Depósitos de los estratos de Bombilla, descritos entre el arroyo La Bombilla y el arroyo La Brea sobre el flanco occidental del sinclinal Malargüe. **a.** Huellas de pisadas en areniscas castaño-grisáceas de grano fino a medio. **b.** Bancos de brechas rojizas con clastos angulosos de areniscas rojizas oscuras y calizas blanquecinas. **c.** Foto de detalle de los clastos predominantemente volcánicos que componen los conglomerados, en donde se puede observar el variado tamaño y coloración que poseen. **d.** Niveles conglomerádicos castaños claros con clastos rojizos, anaranjados, castaños y negros.

En menor proporción se observan niveles tobáceos blanquecinos de 5 a 15 cm de espesor (Figura 3.27a), niveles de inundación y paleosuelos. Por sectores, los bancos tobáceos gradan a areniscas tobáceas castaño claras de 30 cm de espesor (Figura 3.27b).

### Edad y relaciones estratigráficas

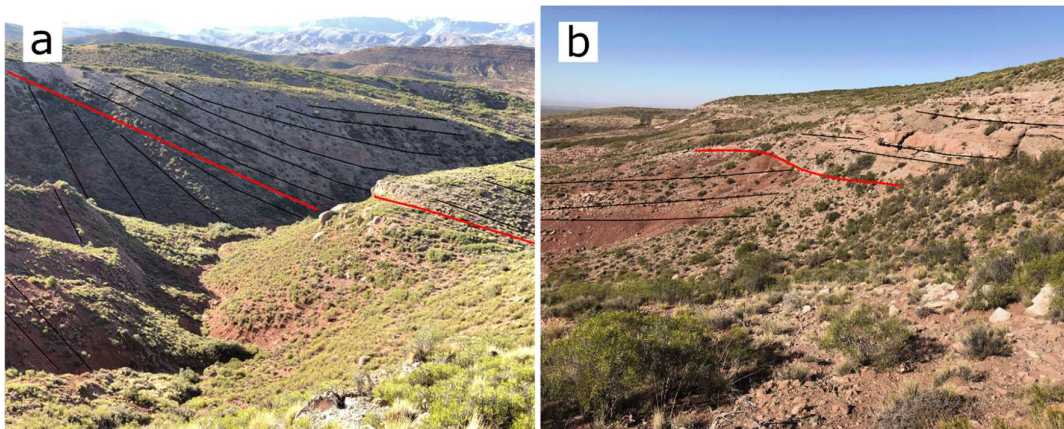
Teniendo en cuenta su posición estratigráfica, la presencia de discordancias progresivas, la no deformación de los bancos y la presencia de pisadas de lo que parecieran ser aves, se sugiere una edad Miocena para la unidad, quedando sujeta a posteriores dataciones.





**Figura 3.27:** Depósitos de los estratos de Bombilla, descritos entre el arroyo La Bombilla y el arroyo La Brea sobre el flanco occidental del sinclinal Malargüe. **a.** Intercalación de niveles tobáceos entre bancos de areniscas castañas oscuras. **b.** Niveles tobáceos blanquecinos y de areniscas tobáceas blanquecino-amarillentos por sobre bancos de areniscas castañas oscuras.

En el sector más occidental, los estratos de Bombilla se apoyan sobre el Grupo Neuquén por medio de discordancias progresivas que conforman una geometría de cuña divergente hacia el este (Figura 3.28a), mientras que en el sector oriental se disponen en discordancia angular sobre el mismo (Figura 3.28b). Se infiere una discordancia angular con las formaciones Roca y Loncoche. No se observa ningún contacto superior para esta unidad.



**Figura 3.28:** Vista regional del contacto entre los estratos de Bombilla y el Grupo Neuquén. **a.** Por debajo de la línea roja se encuentran las areniscas del Grupo Neuquén, mientras que por encima se observan las discordancias progresivas de las sedimentitas de los estratos de Bombilla. **b.** Discordancia angular entre las areniscas del Grupo Neuquén (abajo) y las sedimentitas de los estratos de Bombilla (arriba).

### Interpretación del ambiente de formación

Los niveles correspondientes a los Estratos de Bombilla se identifican como parte de un ambiente sedimentario continental. Sin embargo, no se levantaron perfiles

sedimentarios en detalle que permitan realizar un análisis de estratigrafía secuencial para poder determinar el ambiente de depositación.

### **3.10. Formación Loma Seca**

#### **Antecedentes**

Esta unidad fue denominada por Gerth (1931) como “Rocas Efusivas Cuartarias” y por Groeber (1946) como “Tihuelitense inferior”. Dessanti (1973, 1978) les asigna el nombre de “Tobas del Payún Matru” al considerarlo centro emisor, correspondiendo al “Matruliense” de Groeber (1947). Fue definida por Hildreth *et al.* (1981) en un inicio como “Toba Loma Seca” y posteriormente como “Formación Loma Seca”. Guersstein (1988) la describe como “Ignimbrita Malargüe”, vinculada a la Formación Loma Seca.

#### **Distribución**

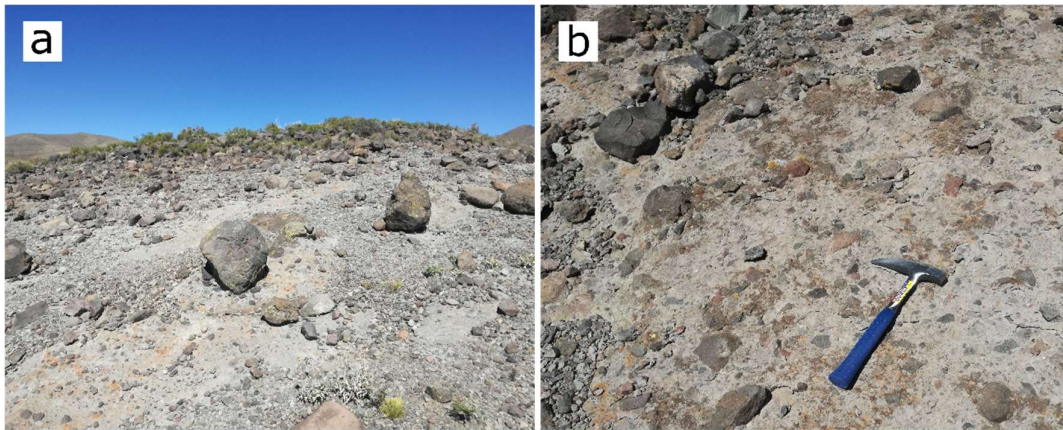
Los afloramientos de la Formación Loma Seca se hayan confinados a la zona sur de Mendoza a lo largo de los afluentes del río Malargüe (Dessanti, 1978), mientras que la secuencia superior de la unidad posee una mayor distribución areal (Nullo, 1985).

La unidad se encuentra aflorando en la zona sur y en la zona oeste del área de estudio (Figura 3.2). En el primer caso se la puede observar al sur del río Malargüe para el sector central y hacia ambos lados del mismo hacia el sur-oeste, mientras que en el segundo caso se presenta con desarrollo longitudinal mayormente al NO del área, hacia el este del arroyo De Las Minas.

#### **Litología y espesores**

La Formación Loma Seca fue descripta previamente constituida por grandes depósitos piroclásticos divididos en una secuencia inferior de tobas basálticas y una superior de tobas andesítico-dacíticas (Groeber, 1946). Dessanti (1973) fue el primero en describir la presencia de textura fluidal y disyunción columnar en la unidad. La secuencia posee una coloración que varía de negra a grisácea y su espesor es variable, alcanzando hasta 200 m (Nullo, 1985).

En la zona de trabajo se presenta compuesta por una serie de tobas basálticas columnares de coloración grisácea oscura a negra, altamente fragmentadas. Se encuentran asociadas a conglomerados grisáceo-rosados con clastos volcánicos de variados tamaños y colores rojizos a grises y negros de la Formación Molle (Figura 3.29a-b).



**Figura 3.29:** Afloramientos de la Formación Loma Seca en la zona de Castillos de Pincheira, al sur del río Malargüe. **a.** Se observan en la cima los basaltos columnares negros por sobre los niveles grisáceos de Pincheira. **b.** Bloques negros sueltos ubicados por sobre la Formación Pincheira, en donde se puede observar la forma hexagonal de los basaltos columnares.

### Edad y relaciones estratigráficas

Hildreth *et al.* (1984) realizaron dataciones radimétricas en los depósitos asociados a efusiones de la caldera Calabozo, obteniendo edades de entre  $\sim 0,8$  y  $\sim 0,15$  Ma, correspondientes al Pleistoceno superior.

En el área de trabajo se apoya en discordancia angular sobre las unidades mesozoicas y cenozoicas ya descritas.

### Interpretación del ambiente de formación

Dessanti (1973) indica que las partículas que componen esta roca habrían sido transportadas por nubes ardientes, y Hildreth *et al.* (1981) define su origen en el colapso de la caldera Calabozo, ubicada en el límite argentino-chileno. En sectores del río Malargüe se registra la presencia de flujos encauzados, pudiendo determinar dos eventos de flujos superpuestos que constituyen una unidad de enfriamiento (Guerstein, 1988).

## 3.11. Depósitos Cuaternarios

### Volcanismo indiferenciado

Se observan en la zona de estudio una serie de unidades volcánicas indiferenciadas ubicadas de forma discordante sobre los depósitos previos dentro del sinclinal Malargüe (Figura 3.2). Se las agrupa dentro de una misma categoría debido a que todas ellas se encuentran indeformadas y sellando la deformación del área. Por su posición estratigráfica se les asigna una edad correspondiente al Cuaternario. A continuación se realiza una breve descripción de las mismas.

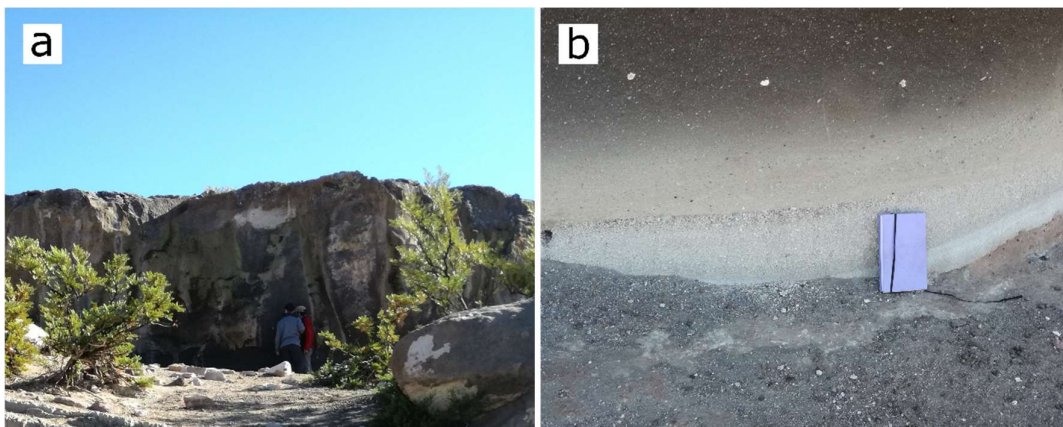


En discordancia angular sobre los depósitos del grupo Neuquén ubicados en el flanco oeste del sinclinal Malargüe y con desarrollo NO-SE a la vera del arroyo La Brea, se encuentra una toba subhorizontal de tonalidad castaño-blanquecina formando una planicie de gran tamaño adosada a la ladera de un valle previo (Figura 3.30).



**Figura 3.30:** Depósitos de toba subhorizontal indiferenciada ubicada a la vera del arroyo La Brea, en el flanco occidental del sinclinal Malargüe.

Sobre el flanco oeste del sinclinal Malargüe, cercana al eje del mismo y ubicada sobre el arroyo La Brea, se observan en las inmediaciones del puesto de Molina tobas clásticas con matriz de ceniza negra de 4,5 m de espesor y con contenido de clastos volcánicos (Figura 3.31a). Por debajo presenta niveles tobáceos de pómez blanquecinas de 5 a 15 cm de espesor (Figura 3.31b). Se encuentran en discordancia angular sobre los depósitos sedimentarios de la Formación Pircala. La extensión de estos afloramientos es de pequeña escala, razón por la cual no se encuentran referidos en el mapa.



**Figura 3.31:** Depósitos volcánicos indiferenciados descriptos a la vera del arroyo La Brea - Pequenco, en las cercanías al núcleo del sinclinal Malargüe **a.** Tobas clásticas oscuras de gran potencia con matriz de ceniza negra ubicadas por sobre los depósitos clásticos de la Formación Pircala. **b.** Niveles tobáceos de pómez blanquecinas en la base de la unidad volcánica.

En el sector sur de la zona de estudio, sobre el eje del sinclinal Malargüe y cercanos al río homónimo se encuentran dos afloramientos volcánicos oscuros a negros. Se presentan subhorizontales, con distribución uniforme y pequeño tamaño, indeformados y rodeados de depósitos cuaternarios.

### **Depósitos coluviales**

Dessanti (1973, 1978) los denomina “Depósitos del segundo nivel pedemontano”, a ser grandes bloques, guijarros y arenas acumulados en las sierras. Arcila Gallego (2010) indica espesores de hasta 200 m para la zona de Malargüe y clastos de composiciones variadas, predominando andesitas, basaltos y ceniza volcánica. En base a relaciones estratigráficas, ambos autores le asignan una edad pleistocena superior.

Estos depósitos se ubican a lo largo de toda el área de estudio, tanto en el eje del sinclinal Malargüe como sobre sus flancos y hacia el oeste del arroyo de Las Minas (Figura 3.2).

En la zona de estudio se observan clastos tamaño arena y grava de variada composición procedentes de las unidades ubicadas en la zona, a ser andesitas, basaltos, tobas, calizas y areniscas rojizas.

### **Depósitos de abanicos aluviales**

Polanski (1963) los correlaciona con la Formación Zampal, ubicada hacia el sur del área de estudio. Dessanti (1973) describe grandes conos aluviales ubicados a la salida de la montaña del río Malargüe y arroyos asociados, disminuyendo rápidamente el grosor de estos depósitos hacia el este. Nullo *et al.* (2005) señalan una alta movilidad, con granos constituidos por vidrio volcánico y retrabajo de las secuencias previas. Por relaciones estratigráficas, estos autores los ubican en el lapso Pleistoceno superior alto a Holoceno temprano.

Estos depósitos se encuentran ubicados mayormente en la zona este del área de estudio, y sobre el eje y flanco este del sinclinal Malargüe en la zona norte (Figura 3.2). Los abanicos coalescen entre sí dando lugar a la formación de una gran planicie pedemontana. Es sobre estos depósitos que se encuentra asentada la ciudad de Malargüe.

Los mismos se encuentran compuestos mayormente por arenas y limos, contando también con presencia de guijarros. Su composición es variada.

**Depósitos aluviales**

Nullo *et al.* (2005) contemplan los depósitos actuales de los fondos de los cauces y los representados en niveles de terrazas elevadas del nivel del fondo del valle, si bien en el caso del río Malargüe la planicie aluvial es estrecha. Arcila Gallego (2010) integra las planicies de inundación de los principales ríos y arroyos de la zona.

Estos depósitos están asociados al material transportado y depositado por los ríos y arroyos tanto en sus cauces como en las terrazas y planicies aluviales asociadas, si bien toman mayor importancia sobre los ríos debido a su régimen permanente y su mayor capacidad de transporte.

En la zona de estudio están constituidos mayormente por material clástico grueso bien redondeado, dado que corresponden al retrabajo de las secuencias que los ríos atraviesan. También puede observarse material más fino, tamaño arena y limo, componiendo las planicies y terrazas aluviales.

## 4. Estructura

### 4.1. Introducción

A la latitud de estudio, se desarrolla la Faja Plegada y Corrida de Malargüe, la cual corresponde al dominio externo de la deformación de los Andes entre los 34° - 36°S (Kozlowski *et al.*, 1993). Dessanti (1978) reconoce para la misma, un sector occidental, cuya estructura tiene lugar en superficie con plegamientos y fallamientos aflorantes, mientras que hacia el este de la longitud 70°O las estructuras se desarrollan en subsuelo, cubiertas por depósitos cuaternarios.

La Faja Plegada y Corrida de Malargüe ha sido interpretada en sus inicios como una faja de piel gruesa (Gerth, 1931; Kozlowski *et al.*, 1993). Con posterioridad, se ha descripto una geometría híbrida, donde la deformación involucra una serie de bloques de basamento, que limitan sectores con deformación de piel fina (Manceda y Figueroa, 1995; Silvestro y Kraemer, 2005; Giampaoli *et al.*, 2002; Dicarlo y Cristallini, 2007).

El sector de estudio presenta en superficie un plegamiento conspicuo, que ha sido asociado a fallamiento e inversión tectónica debido a la reactivación de estructuras previas, con geometrías variables representadas por pliegues por flexión (Nocioni, 1996; Manceda y Figueroa, 1995) y propagación de falla (Silvestro y Kraemer, 2005; Giambiagi *et al.*, 2009).

La inversión de las fallas normales mesozoicas durante la orogenia Andina habría favorecido la participación del basamento (Mescúa y Giambiagi, 2012), transfiriendo acortamiento a un sistema de piel fina desarrollado en la cobertura sedimentaria mesozoica-cenozoica (Giambiagi *et al.*, 2008; Granado y Ruth, 2019). Es por ello que el estilo y vergencia de las estructuras compresivas es variable a lo largo del rumbo, dependiendo de la orientación de las estructuras extensionales previas. A esto se suman contrastes litológicos, definiendo variaciones en el comportamiento mecánico de la cobertura sedimentaria (Manceda y Figueroa, 1995). En resumen, Giambiagi *et al.*, (2009) definen que los principales mecanismos de control son la variación reológica y de espesor de la cobertura mesozoica, la velocidad de deformación y las estructuras previas.

En las próximas secciones, se presenta una descripción de las principales estructuras reconocidas en el área de estudio, tanto en superficie como en subsuelo. Los datos de campo fueron integrados con información de subsuelo mediante el análisis de líneas sísmicas 2D. Posteriormente, se presentará una sección estructural balanceada construida en base a la información recopilada, y su respectiva reconstrucción palinspástica, teniendo como objetivo caracterizar la estructura y el acortamiento total sufrido. Por último, se presenta un modelo cinemático de las estructuras anticlinales frontales, caracterizando el desarrollo de la última fase de deformación.

## 4.2. Descripción de la estructura

En la zona de estudio afloran una serie de estructuras, de rumbo predominante NNO-SSE (Figura 4.1, **anexo I-Mapa**). Las estructuras reconocidas de mayor importancia, serán descriptas a continuación, de oeste a este, a partir del relevamiento efectuado en diversas localidades entre el arroyo La Bombilla y el río Malargüe, con transectas específicas sobre los arroyos La Brea y Pequenco, junto con el camino a Castillos de Pincheira (Figura 4.1).

### 4.2.1. Falla Arroyo Las Minas

La falla Arroyo Las Minas se ubica en el extremo occidental de la zona de estudio (Figura 4.1), cubierta por sedimentos coluviales y unidades volcánicas cuaternarias. Se trata de una falla inversa, con una traza horizontal de 8 km, de rumbo predominante N-S y vergencia occidental.

Esta estructura involucra en la deformación a las formaciones Agrio y Huitrín y al Grupo Neuquén en el bloque colgante, pero no se puede observar las unidades en el bloque yacente debido a que se encuentran cubiertas por depósitos cuaternarios (Figura 4.1). Se observa en esta zona que el arroyo de Las Minas adopta una dirección N-S en coincidencia con la traza de la falla; sugiriendo que la falla ejerce un control tectónico en la red de drenaje local.

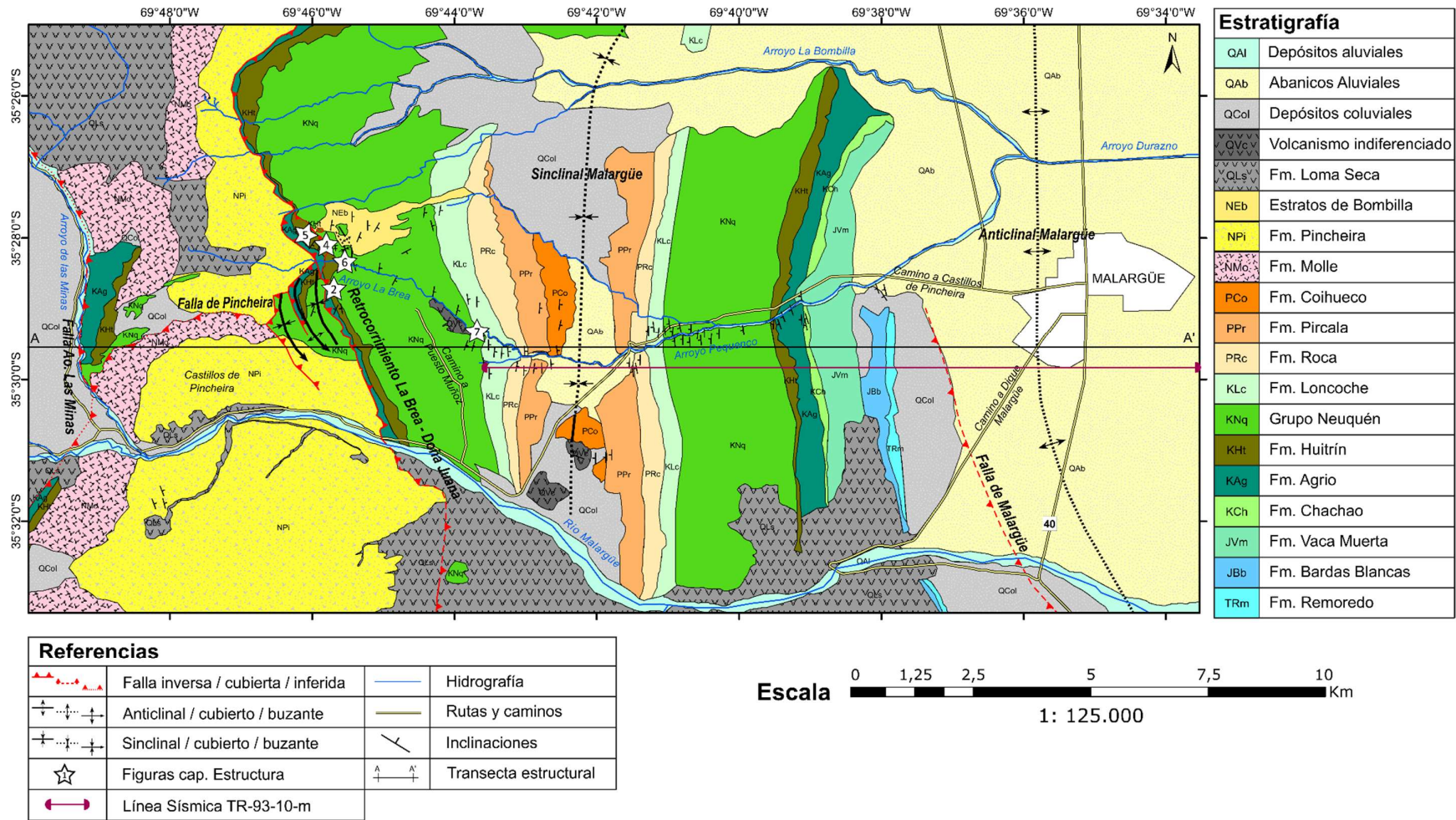
Teniendo en cuenta las unidades a las cuales afecta, se interpreta que la falla se habría generado en el Cretácico Tardío. Sin embargo, en la ladera sur del río Malargüe las formaciones Molles y Pincheira se encuentran basculadas al este y apoyadas directamente sobre las unidades mesozoicas en el bloque colgante de esta estructura (Figura 4.1). Esto permite inferir un período de actividad durante el Mioceno tardío-Plioceno, de acuerdo a la edad de las unidades cenozoicas.

### 4.2.2. Falla de Pincheira

En el sector occidental del área de estudio, en la zona de Castillos de Pincheira (Figura 4.1), se infiere la presencia de una falla inversa de rumbo SO-NE y vergencia al N-NO, con una extensión aproximada de 3,5 km. La misma fue mapeada con base en los trabajos de Giambiagi *et al.* (2009) y Arcila Gallego (2010).

Esta falla pone en contacto en el sector centro-oriental a la Formación Molle sobre la Formación Pincheira, mientras que en el extremo occidental monta a la Formación Molle sobre el Grupo Neuquén. Esta relación de contacto de una unidad joven sobre una más antigua, se interpreta como evidencia de reactivación de la falla, debido a que la Formación Molle se encuentra depositada discordante sobre unidades mesozoicas en el bloque colgante de esta estructura.





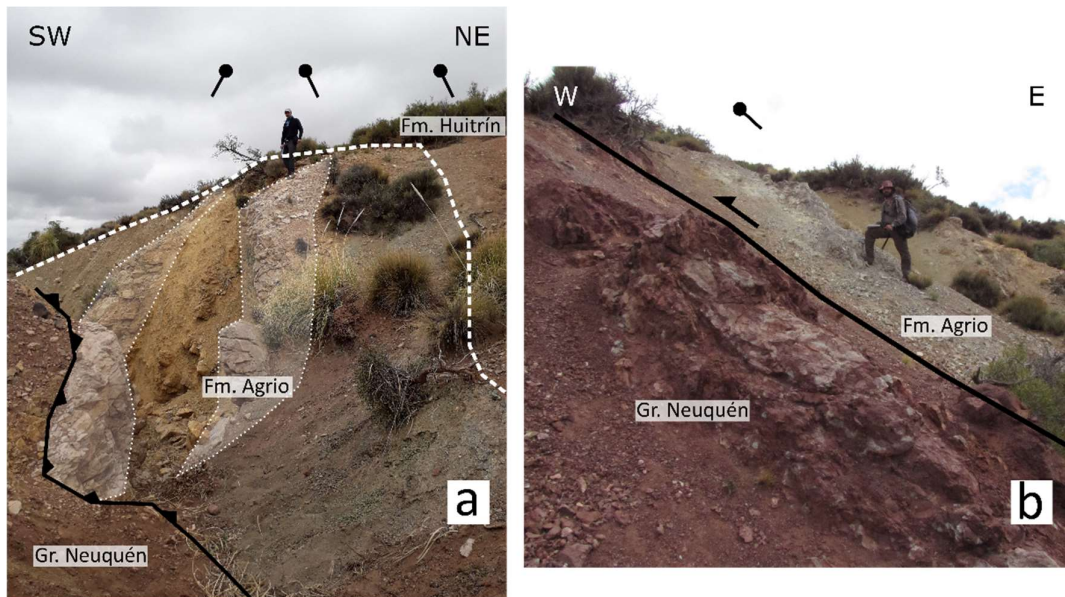
**Figura 4.1:** Mapa estructural de la zona de estudio en las inmediaciones de la ciudad de Malargüe. Se indican los datos de rumbo e inclinación de los estratos recolectados en las tareas de campo, y con estrellas, se marca la ubicación de las figuras del presente capítulo.

Debido a la discordancia angular en la base de la Formación Molle, se puede inferir un pulso de actividad previo a su depositación, quizás asociado a la fase de deformación del Cretácico Tardío. Se interpreta que la reactivación de la falla tuvo lugar durante el Mioceno tardío - Plioceno, posteriormente a la depositación de las formaciones Molle y Pincheira, a las cuales afecta.

#### 4.2.3. Retrocorrimiento La Brea - Doña Juana

El retrocorrimiento La Brea - Doña Juana se desarrolla en el sector occidental, atravesando longitudinalmente toda la zona de estudio (Figura 4.1). Se trata de una falla inversa de 15 km de longitud, con vergencia occidental. La orientación de la traza varía desde NE-SO en la sección norte a NNO-SSE en la sección central, y finalizando en el extremo sur con rumbo N-S, en donde se encuentra cubierta por unidades volcánicas cuaternarias.

Este fallamiento corresponde al límite estructural occidental del sinclinal Malargüe, involucrando a las sedimentitas de las formaciones Agrio y Huitrín, junto a los grupos Neuquén y Malargüe. Se encuentra asociada a una fuerte deformación, evidenciada en las inclinaciones de 70° a 90° de las unidades en las cercanías de la falla, junto a la presencia de pliegues y fallas de escala local (Figura 4.2a).



**Figura 4.2:** Afloramientos del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana relevados al sur del arroyo La Brea. **a.** Vista desde el S-SE de la falla. Se observa la zona de falla en color negro, sobre la cual se levantan y repliegan las calizas de la Formación Agrio y los niveles evaporíticos de la Formación Huitrín por detrás, que se montan sobre el Grupo Neuquén. Las unidades presentan inclinaciones cercanas a la vertical y opuestas, junto a una gran zona de daño en los niveles pelíticos de la Formación Agrio, ubicados en el interior del plegamiento. **b.** Vista al norte de la falla. Se observan las pelitas y calizas de la Formación Agrio montando las areniscas rojas del Grupo Neuquén.



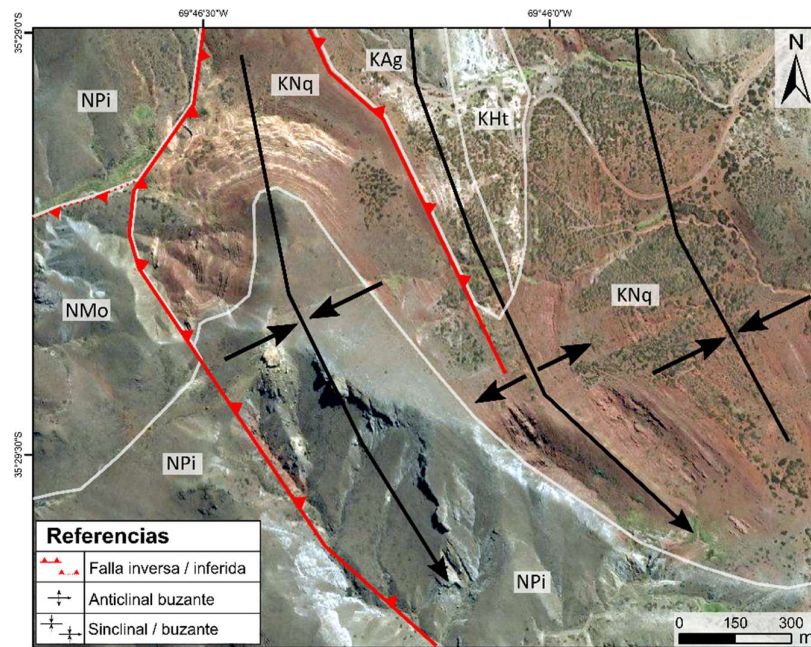
La estructura, a lo largo de toda la traza observada en la zona de estudio, despega en los niveles pelíticos y calcáreos basales de la Formación Agrio (Figura 4.2b). En el sector central de la traza de la falla, se desarrollan dos estructuras de tipo splays, subsidiarias a la deformación del retrocorrimiento principal (Figura 4.1).

#### 4.2.3.1. Ramificación Occidental

La falla occidental presenta un rumbo NE-SO con vergencia al NO, y una extensión de 4,2 km hasta alcanzar el contacto entre las formaciones Molle y Pincheira (Figura 4.1), luego de lo cual presenta un quiebre en el rumbo adquiriendo la dirección NNO-SSE del retrocorrimiento principal por aproximadamente 4,6 km al sur (Figura 4.1). La estructura cabalga en algunos sectores niveles de la Formación Agrio y en otros del Grupo Neuquén sobre la Formación Pincheira, y afecta de forma interna a esta última, pudiendo reconocerse como un lineamiento en superficie (Figura 4.1).

A su vez, a los 2 km de bifurcarse del retrocorrimiento principal presenta una nueva ramificación, de rumbo NNO-SSE (Figura 4.1), con una extensión de 2,5 km que pone en contacto a la Formación Agrio y al Grupo Neuquén sobre el Grupo Neuquén.

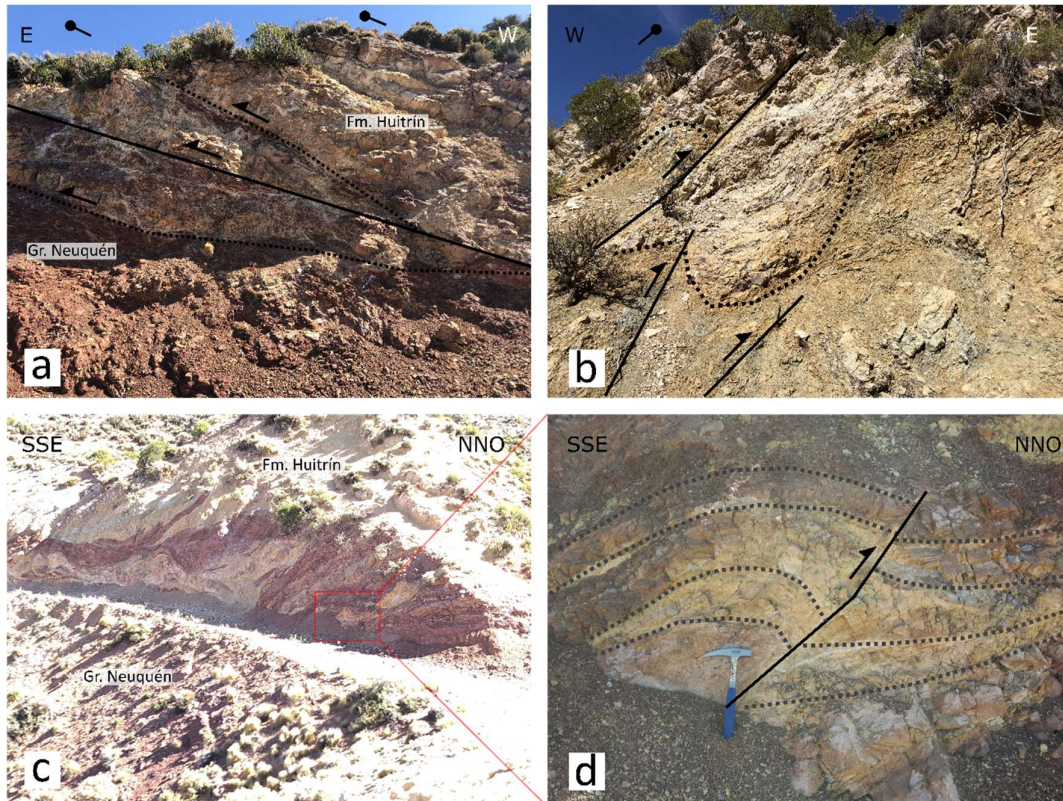
Entre el retrocorrimiento La Brea - Doña Juana y la bifurcación occidental (Figura 4.1) se desarrollan una serie de anticlinales y sinclinales de rumbo NO-SE, con 400 - 500 m de longitud de onda y 1,5 km de extensión que deforman a las formaciones Agrio y Huitrín, y al Grupo Neuquén (Figura 4.3).



**Figura 4.3:** Imagen satelital de la zona ubicada entre el retrocorrimiento la Brea y la ramificación occidental, al sur del arroyo La Brea, tomada por medio del *software SASPlanet*. Se observan los plegamientos que se encuentran afectando a las formaciones Agrio y Huitrín y al Grupo Neuquén, y la continuación del fallamiento más occidental dentro de la Formación Pincheira.

#### 4.2.3.2. Ramificación Oriental

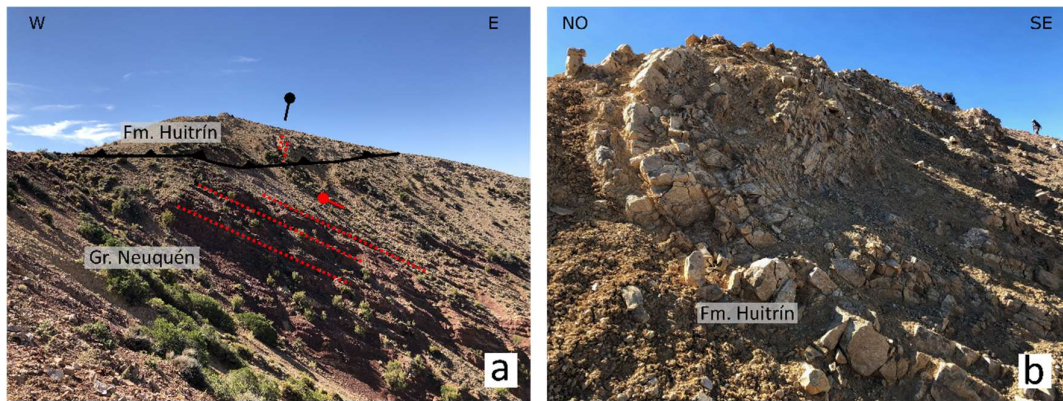
La bifurcación oriental del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana, presenta una dirección aproximada N-S a NNO-SSE durante 2 km, hasta volver a unificarse con el retrocorrimiento principal (Figura 4.1). Conforma una falla inversa, de vergencia oriental, que monta a la Formación Huitrín sobre el Grupo Neuquén (Figura 4.4a). Ésta se caracteriza por el desarrollo de láminas de corrimiento que evidencian la vergencia opuesta a la estructura principal (Figura 4.4b), junto a una serie de pliegues y zonas de daño con una intensa deformación asociada a fallas a mesoescala (Figura 4.4c-d).



**Figura 4.4:** Exposiciones de la deformación asociada a la bifurcación oriental del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana al norte del arroyo La Brea. **a.** Vista al sur del sistema de fallas inversas que monta a la Formación Huitrín sobre el Grupo Neuquén. **b.** Vista al norte de las láminas de corrimiento fallando y plegando a las pelitas y calizas de la Formación Huitrín, las cuales muestran vergencia oriental. **c.** Zona de daño con intensa deformación, fallando y replegando la Formación Huitrín y el Grupo Neuquén. **d.** Foto de detalle de uno de los pliegues que se visualizan en la zona de daño.

Inmediatamente al este de la bifurcación oriental se observa la presencia de una estructura tipo klippe en los cerros que conforman la divisoria de agua entre los arroyos La Brea y Bombillas. Esta estructura de 100 m de extensión pone en contacto a la Formación Huitrín con una disposición casi vertical (Figura 4.5b), por sobre las areniscas del Grupo Neuquén que inclinan 60°E (Figura 4.5a-b).





**Figura 4.5:** Klippe desarrollado al este de la ramificación oriental del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana, al norte del arroyo La Brea. **a.** Vista al norte del klippe que ubica a la Formación Huitrín sobre el Grupo Neuquén, con sus respectivas inclinaciones. **b.** Vista desde el suroeste de la geometría de una sección del klippe; se observa un paredón de fuerte deformación de la Formación Huitrín.

#### 4.2.3.3. Plegamientos menores

Inmediatamente al este del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana y su ramificación oriental (Figura 4.1), se observa el desarrollo de una serie de plegamientos menores asociados al Grupo Neuquén (Figura 4.6). Poseen longitudes de onda de 100 - 150 m con extensiones de 400 - 600 m, y se encuentran cubiertos parcialmente por los Estratos de Bombilla.



**Figura 4.6:** Vista al sur de los afloramientos de las sedimentitas del Grupo Neuquén en las cercanías del arroyo La Brea, al oeste del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana, donde se observa un anticlinal de rumbo N-S.

En resumen, el retrocorrimiento La Brea - Doña Juana se encuentra afectando desde rocas del Grupo Mendoza hasta las formaciones Molle y Pincheira; hacia el sur está cubierta por Cuaternario. Teniendo en cuenta estas relaciones de corte y las unidades involucradas, se interpreta una edad miocena tanto para el retrocorrimiento principal, como para sus ramificaciones y pliegues asociados.

#### 4.2.4. Sinclinal Malargüe

En la región central tiene desarrollo el sinclinal Malargüe, siendo la estructura principal aflorante (Figura 4.1). Se trata de un pliegue asimétrico de orientación NNE-SSO, con una longitud de onda de 10 km, cuyo eje se encuentra mayormente cubierto por depósitos cuaternarios coluviales y de abanicos aluviales.

Su flanco occidental presenta inclinaciones variables, comenzando por 20° en el núcleo, y aumentando progresivamente hacia el oeste hasta alcanzar 70° en las cercanías al retrocorrimiento La Brea - Doña Juana (Figura 4.1). Las unidades involucradas en la deformación en el flanco occidental incluyen a la Formación Agrio, y las sedimentitas de los Grupos Rayoso, Neuquén y Malargüe (Figura 4.7).



**Figura 4.7.** Vista al norte del flanco occidental del sinclinal Malargüe desde las inmediaciones del arroyo La Brea, en donde se pueden reconocer las sedimentitas correspondientes al Grupo Neuquén y de las formaciones Loncoche y Roca pertenecientes al Grupo Malargüe. Se aprecia la presencia de un depósito tobáceo cenozoico por sobre los estratos del Grupo Neuquén.

Su flanco oriental presenta inclinaciones de entre 20° y 35°O afectando desde las sedimentitas triásicas del Ciclo Precuyano hasta las sedimentitas del Grupo Malargüe. Se encuentra limitado hacia el este por el lineamiento de la falla de Malargüe (Figura 4.1).

Sobre el flanco occidental del sinclinal Malargüe (Figura 4.1) se observan los Estratos de Bombilla dispuestos de forma discordante sobre el Grupo Neuquén, lo que implica un período de deformación previo a su depositación, durante el Cretácico tardío - Paleógeno temprano. La configuración de discordancias progresivas internas a los Estratos de Bombilla, como fuera mencionado en el capítulo de estratigrafía, evidencian un segundo pulso de actividad de la estructura durante el Mioceno tardío - Plioceno.

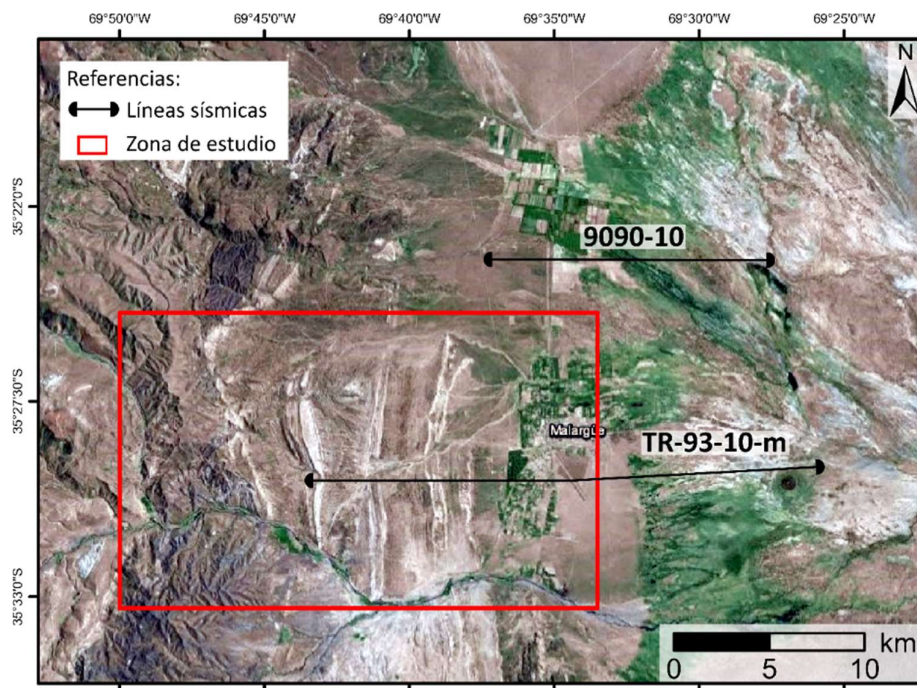


La presencia de depósitos volcánicos no deformados apoyados de forma sub-horizontal sobre diversas unidades dentro del sinclinal, indica que en el Pleistoceno la misma ya se encontraba inactiva.

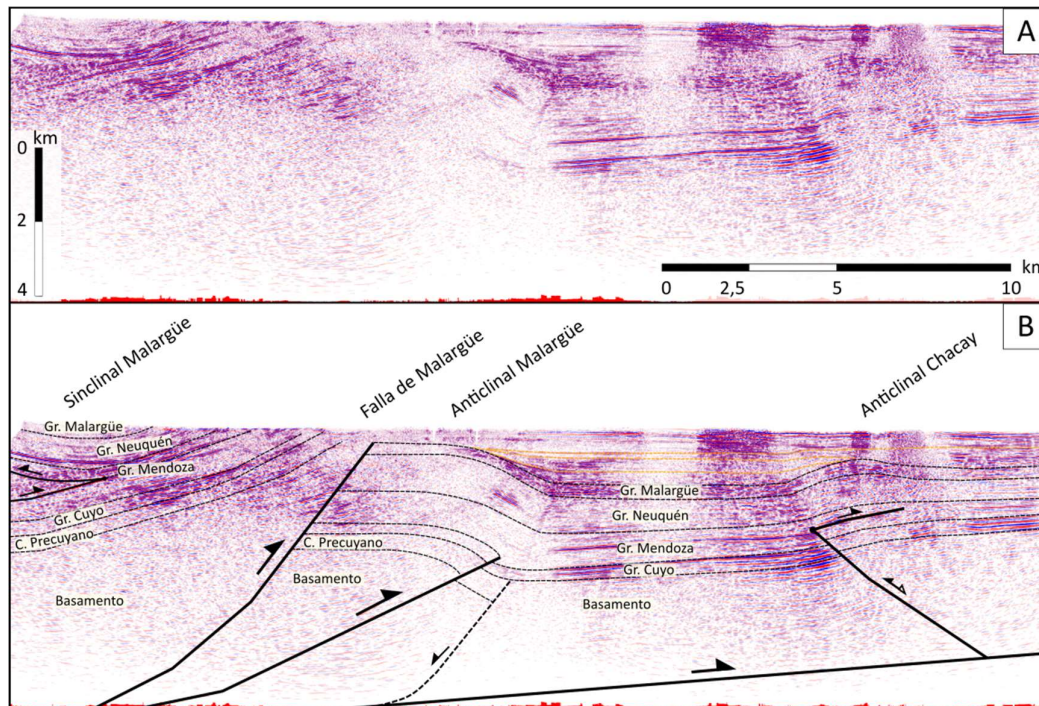
#### 4.2.5. Falla de Malargüe

La falla de Malargüe no presenta exposiciones en superficie en el área de estudio debido a estar cubierta por sedimentos coluviales y aluviales, pero se ha reconocido al oeste del Cerro Chachao, al sureste de la zona de estudio y al sur de la ciudad de Malargüe. Se trata de una falla inversa con una traza de más de 7 km, de rumbo predominante NO-SE con vergencia oriental, y que bascula al oeste las unidades mesozoicas que conforman el limbo oriental del sinclinal Malargüe. En el sector del Cerro Chachao, ésta monta a rocas del Precuyano sobre evaporitas del Grupo Rayoso (Giambiagi *et al.*, 2009).

En el sector centro-oriental de la zona de estudio (Figuras 4.1 y 4.8) se puede reconocer la presencia de esta falla por medio de la línea sísmica TR-93-10-m (Figura 4.9A). Sobre la misma se realizó una interpretación estructural preliminar, basada en el reconocimiento de horizontes sísmicos (Figura 4.9B).



**Figura 4.8:** Mapa de ubicación de las líneas sísmicas empleadas, y su relación con el área de estudio. La imagen fue tomada por medio del *software* SASPlanet.



**Figura 4.9:** Línea sísmica TR-93-10-m. **A.** Sin interpretar. Se indican las escalas horizontal y vertical. **B.** Línea sísmica interpretada, indicando los horizontes sísmicos y las estructuras reconocidas. Se observa de oeste a este la presencia parcial del sinclinal Malargüe, el desarrollo de la falla de Malargüe y del anticlinal Malargüe y una interpretación del anticlinal Chacay.

Se puede observar que la falla de Malargüe se encuentra vinculada a un nivel de despegue profundo, actuando como *bypass* de la falla asociada al anticlinal Malargüe. Tomando en cuenta la naturaleza de esta falla junto con que ésta afecta las inclinaciones presentes en el flanco oriental del sinclinal Malargüe, y que la deformación del mismo se encuentra sellada por depósitos volcánicos cuaternarios no deformados, entonces se puede estimar un período de actividad para la falla durante el Plioceno - Pleistoceno.

#### 4.2.6. Anticlinal Malargüe

En el sector oriental de la zona de estudio se desarrolla en subsuelo el anticlinal Malargüe, con un rumbo predominante NNO-SSE (Figura 4.1). El mismo se asocia a una falla no aflorante, como se observa en la línea sísmica TR-93-10-m (Figura 4.9A). A continuación, se describe la interpretación de horizontes sísmicos realizada sobre la misma (Figura 4.9B).

Al oeste, se observa el flanco dorsal del anticlinal Malargüe y frontal del sinclinal homónimo, cortado por la falla de Malargüe, como ya fuera descripto. La estructura involucra en la deformación desde el basamento pre-triásico hasta las sedimentitas del Grupo Malargüe, presentando estratos de crecimiento coetáneos a la estructuración (Figura 4.9B).



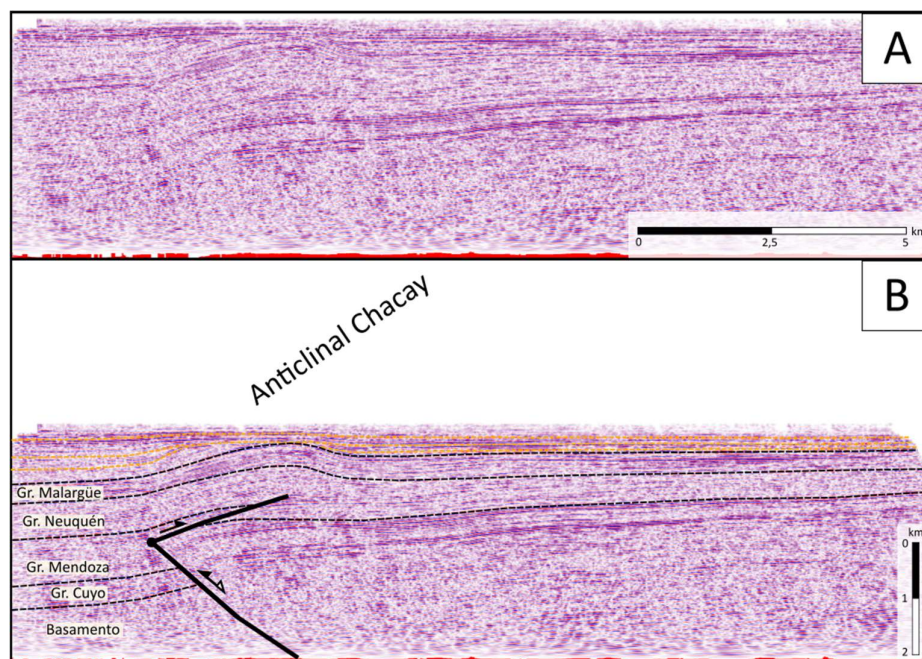
En el sector centro-oriental, se puede caracterizar un depocentro de techo de cuña, dado que se reconoce la presencia de fallas ciegas y estratos de crecimiento compresivos. El desarrollo de la falla ciega del oeste, de cinemática inversa y vergencia occidental, es la que da lugar a la generación del anticlinal Malargüe.

La falla normal ubicada en el sector central se interpreta en base a trabajos previos que indican que el anticlinal Malargüe se ubica sobre un depocentro previo, cuyo relleno de *sinrift* no continúa al hacia el este de la falla (Manceda y Figueroa, 1995).

Teniendo en cuenta las rocas a las cuales deforma y la edad de los estratos de crecimiento, se estima para el anticlinal Malargüe un desarrollo durante el Mioceno tardío a Plioceno.

#### 4.2.7. Anticlinal Chacay

El anticlinal Chacay fue definido a 10 km al norte de la ciudad de Malargüe, por fuera del área de estudio (Figura 4.9), en base a información de subsuelo (Figura 4.10). Sin embargo, se extiende hasta el área de estudio como puede observarse en la línea sísmica de la figura 4.9, al este del anticlinal Malargüe, lo que permite realizar una interpretación de la estratigrafía sísmica en el sector occidental a la zona de fallamiento por correlación entre ambas líneas sísmicas. No se informa la estratigrafía del sector oriental debido a que no se poseen datos del área que indiquen cuáles son las unidades presentes.



**Figura 4.10:** Línea sísmica 9090-10. A. Sin interpretar. B. Línea sísmica interpretada, indicando los horizontes sísmicos y las estructuras reconocidas.

El anticlinal Chacay es un plegamiento desarrollado en subsuelo a partir de dos mecanismos de deformación. En niveles estructurales profundos se observa la inversión de una falla de basamento de alto ángulo de vergencia occidental, generando un amplio anticlinal simétrico y dando lugar a una tectónica de piel gruesa, como fuera mencionado por Kraemer *et al.* (2011) y Stein *et al.* (2018). Esta interpretación es consistente con los modelos de inversión propuestos por Bonini *et al.* (2011). En niveles estructurales más altos, tiene lugar un corrimiento de bajo ángulo con vergencia oriental, con despegue en niveles internos del Grupo Mendoza, dando lugar a una tectónica de piel fina, con estratos de crecimiento compresivos asociados al desarrollo del anticlinal Chacay.

Dado que la sedimentación se puede correlacionar con los estratos de crecimiento compresivos del anticlinal Malargüe, se estima una edad de actividad para esta estructura coetánea al mismo, entre el Mioceno tardío y el Plioceno.

4.3. Sección estructural balanceada

En la región central de la zona de estudio, siguiendo la transecta A-A' (Figura 4.1), se confeccionó una sección estructural balanceada (Figura 4.11) en base a datos estructurales de superficie en su segmento occidental, e interpretación de la línea sísmica TR-90-13-m (Figura 4.9B) en el segmento oriental.

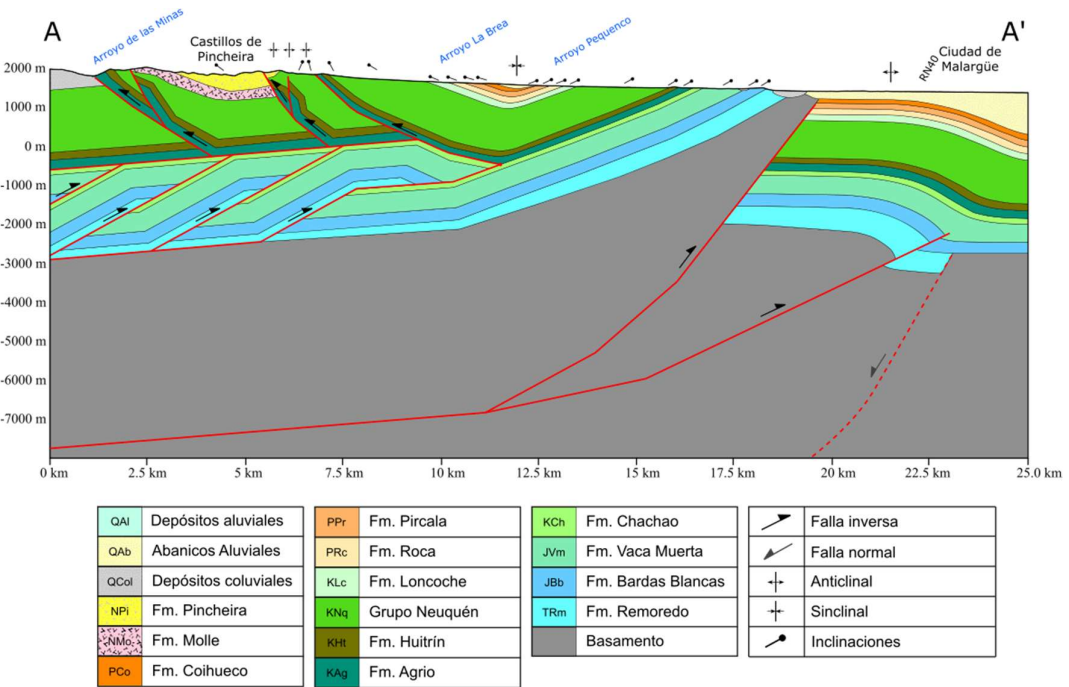


Figura 4.11: Sección estructural balanceada de la zona de estudio siguiendo la transecta A-A'.

De acuerdo a la información de superficie y de subsuelo, es posible establecer que la estructura de la zona de estudio presenta dos estilos de deformación (Figura 4.11):

**En el sector occidental** tiene lugar una tectónica de piel fina, con dos superficies de despegues principales. El nivel más profundo se localiza en el contraste litológico entre el techo del basamento y las sedimentitas de la Formación Remoredo, mientras que el despegue somero se ubica en el contacto entre las formaciones Agrio y Chachao. Entre ambos niveles de despegue estructural, se desarrolla un sistema duplex con buzamiento hacia el oeste, y vergencia hacia el antepaís, que afecta desde las sedimentitas de la Formación Remoredo hasta las calizas de la Formación Chachao (Figura 4.11).

Sobre el techo del sistema de duplex, se desarrollan una serie de retrocorrimientos pasivos, con generación de pliegues intracutáneos, afectando al Mesozoico. En este modelo estructural, el nivel estructural superior de la deformación al oeste del sinclinal Malargüe, involucra un nivel de despegue superior en las pelitas y calizas de la Formación Agrio, dando lugar a abanicos imbricados con vergencia al oeste. Se interpreta que el nivel de despegue superficial absorbe el acortamiento generado por la estructura profunda y su movimiento es de tipo retro-cabalgamiento superior pasivo.

En el sector central, el sinclinal Malargüe se genera producto de una combinación de una tectónica de piel gruesa en el sector oriental debido a la presencia de una falla de basamento, y el desarrollo de un retrocorrimiento fuera de secuencia en el sector occidental con nivel de despegue en la Formación Agrio. El retrocorrimiento se propaga desde la estructura de duplex, dando lugar a una cuña intracutánea en las secuencias triásico-cretácicas.

**En el sector oriental** se interpreta una tectónica de piel gruesa que genera el anticlinal Malargüe, relacionada con un nivel de despegue profundo entre los ~7000 y 6000 m, que bascula el sector de piel fina de los niveles superiores. La falla de Malargüe representa una rampa aflorante despegada del nivel profundo, mientras que la falla ciega del anticlinal Malargüe proviene del mismo nivel de despegue. En conjunto, se interpretan como derivaciones (*bypass*) relacionados a un hemigraben no invertido (Figura 4.11) (Maceda y Figueroa, 1995).

A la sección estructural se le realizó una reconstrucción palinspástica (Figura 4.12). En el sector occidental, la reconstrucción se realizó conservando longitud de líneas, mientras que en el sector oriental contó con el soporte de modelados cinemáticos que son descriptos en el siguiente capítulo.

El acortamiento mínimo obtenido es de 15 km. Teniendo en cuenta una longitud inicial de 40 km y una longitud actual de 25 km, se estima que el acortamiento mínimo sufrido en esta sección de la faja plegada y corrida es de 37,5%. Se puede observar que el sector occidental es el que absorbe la mayor cantidad de deformación, en donde tuvo lugar el desarrollo del sistema de *duplex*, con un 60% del acortamiento total sufrido por

la sección. En cuanto al sector oriental, la mayor parte del acortamiento se encuentra asociado al anticlinal Malargüe y la falla de Malargüe.





Acortamiento = 15 km  
(37.5%)

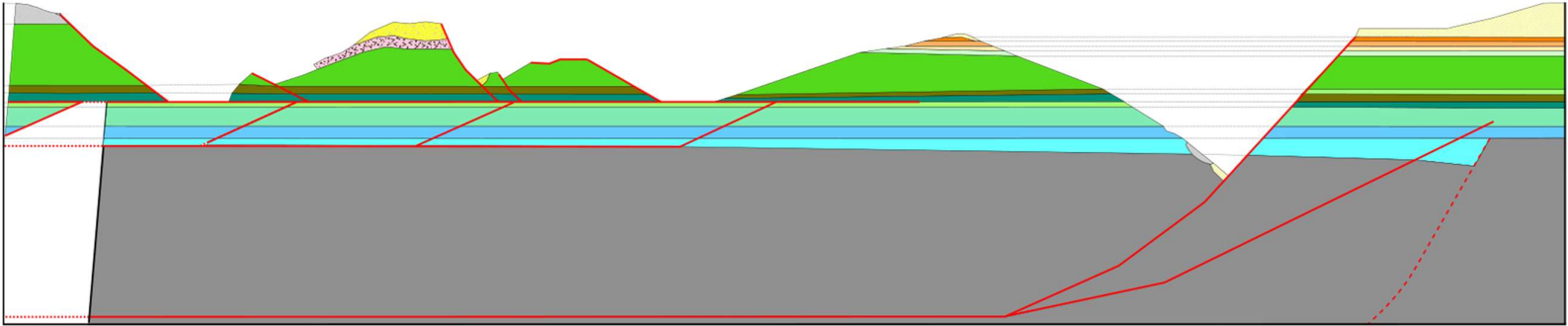
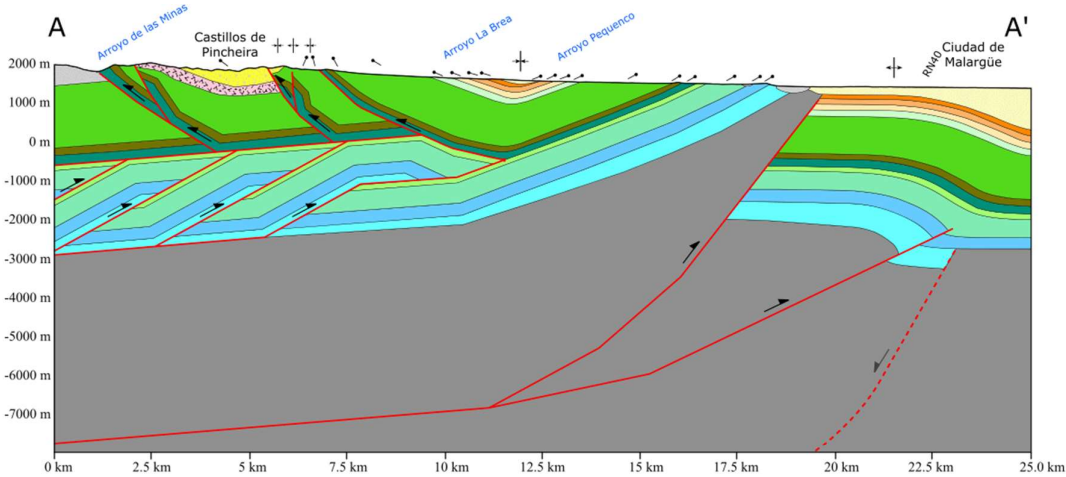


Figura 4.12: Reconstrucción palinspástica realizada sobre la sección estructural A-A'.

## 5. Cinemática de Deformación y Sedimentación Sinorogénica

### 5.1. Modelado cinemático *forward*

Una vez analizada la geometría de las estructuras y realizada la reconstrucción palinspástica de la sección estructural, se procedió a realizar un modelado cinemático en secuencia (*forward*). Para ello, se utilizaron dos líneas sísmicas, las cuales fueron interpretadas y analizadas con el *software 2D Move*. Se realizaron tres modelados cinemáticos en base a la interpretación de las sísmicas TR-93-10-m (Figura 4.9) y 9090-10 (Figura 4.10). La primera se ubica en la región central de la zona de estudio (Figura 4.1), en coincidencia con la zona en la cual se realizó la sección balanceada, y considera el desarrollo del anticlinal Malargüe. La segunda se ubica al norte de la ciudad de Malargüe, por fuera del área de estudio principal (Figura 4.9), con desarrollo en subsuelo del anticlinal Chacay. En esta sección se muestran los resultados obtenidos de los análisis cinemáticos mencionados, con el objetivo de relacionar las tasas de deformación y sedimentación, y así alcanzar un entendimiento más profundo de la estructuración de la faja plegada y corrida.

### 5.2. Metodología

En primer lugar, se realizó la integración de la información sísmica y de superficie cuando se superponían. Se interpretaron los horizontes sísmicos de interés y se reconocieron las estructuras presentes en las líneas sísmicas. A continuación, se procedió a la realización de los modelados cinemáticos por medio de la utilización del *software 2D-Move*, como se detalla a continuación.

Para el modelado del anticlinal y la falla de Malargüe se inició con un modelo *forward* de generación de horizontes a partir de la geometría de falla, utilizando el algoritmo cinemático de *trishear*, que fue el que mejor reprodujo la geometría de las unidades involucradas en el plegamiento. En el modelado se utilizó la falla ciega asociada al anticlinal Malargüe, que fuera previamente interpretada por medio de los horizontes sísmicos (Figura 4.9B). Como guía para la geometría del anticlinal se utilizaron tanto las unidades pre-orogénicas como los estratos de crecimiento compresivos que se observan en el sector oriental de la estructura en la línea sísmica (Figura 4.9B). Posteriormente, se procedió a realizar un modelado *forward* de movimiento sobre falla por *simple shear* sobre la geometría obtenida en el primer modelado, de forma de representar el desarrollo del bypass que se encuentra afectando a la estructura. Para ello, se utilizó la interpretación de horizontes sísmicos (Figura 4.9B) y los datos de inclinaciones y contactos entre unidades tomados en superficie durante la campaña, de forma de integrar todos los datos disponibles.

En el modelado del anticlinal Chacay se realizó un único modelado *forward* de generación de horizontes a partir de falla siguiendo el método de *trishear*. En esta estructura, se realizó el modelado del sector de estructuración superior de piel fina, de forma de realizar un análisis sobre los estratos de crecimiento compresivos asociados a la estructura. Se utilizó una geometría para el corrimiento que no representa a la observada en la línea sísmica, con una continuación del nivel de despegue hacia el oeste, debido a que se busca reproducir la cinemática del pliegue. Se utilizó el modelo a nivel local, pero no fue considerado para el análisis del acortamiento de la sección estructural realizada en la zona de estudio.

Los parámetros empleados para cada uno de los modelos realizados se presentan en la Tabla 5.1.

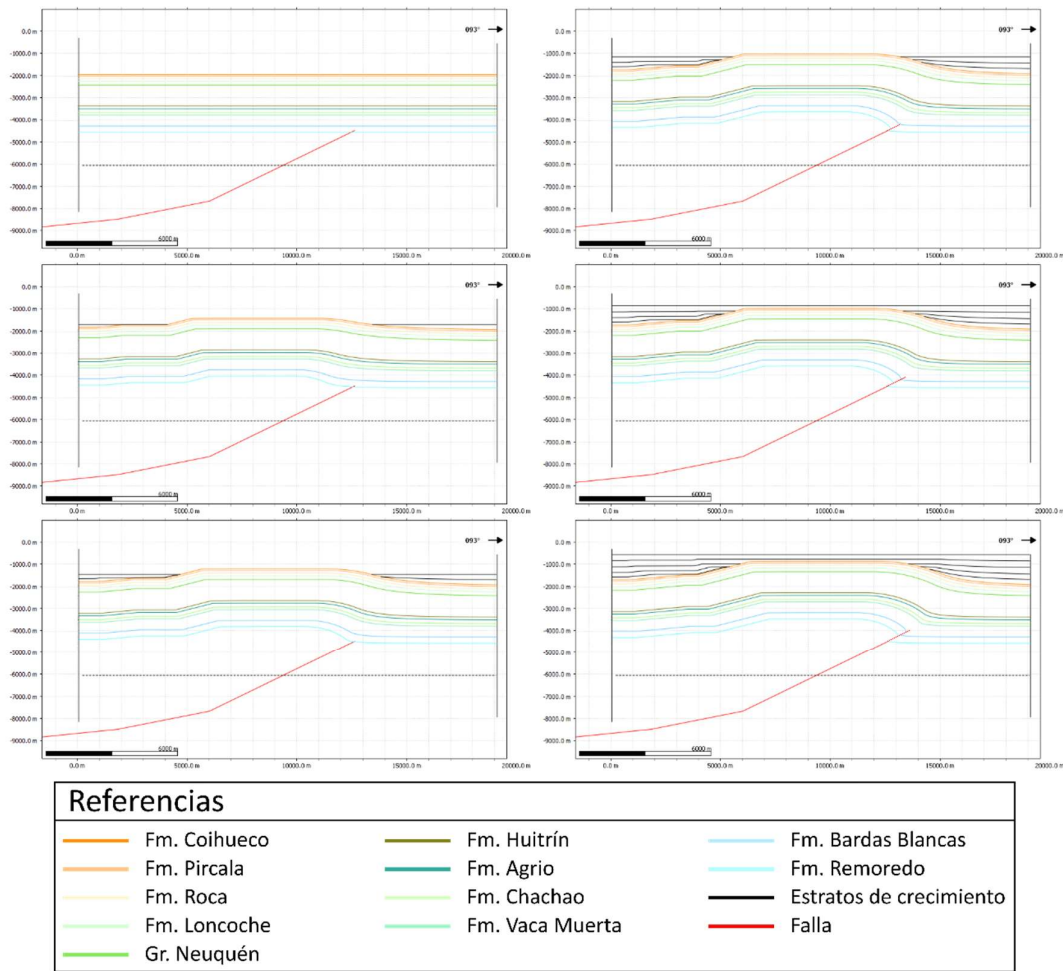
Section	TR-93-10-m		9090-10
Method	<i>Trishear</i>	<i>Simple Shear</i>	<i>Trishear</i>
Slip	2500 m	3000 m	1900 m
Trishear Apex	<i>Right -25,7</i>	---	<i>Right -19,4</i>
Trishear Angle	60,88	---	55,22
Angle Offset	0,68	---	0,5
Propagation/Slip Ratio	2,70	---	0,4
Trishear Zones	1	---	1
Movement Outside	<i>Fault Parallel Flow</i>	---	<i>Fault Parallel Flow</i>
Movement Type	<i>Forward</i>	<i>Forward</i>	<i>Forward</i>
Angular Shear	0,00°	-76,16°	0,00°

**Tabla 5.1.** Parámetros de movimiento empleados para realizar los modelados.

## 5.3. Resultados

### 5.3.1. Anticlinal Malargüe

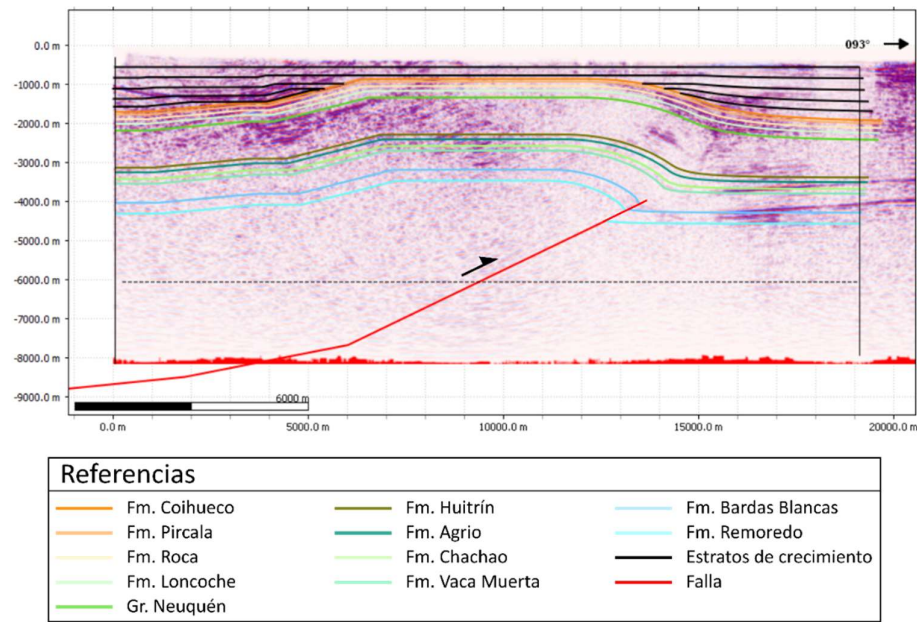
Para el primer modelado relacionado con el anticlinal Malargüe se obtuvo una evolución en 6 pasos/secciones (Figura 5.1), en donde se pueden observar tanto los topes de los estratos de pre-crecimiento como la depositación de los estratos de crecimiento coetáneos con el desarrollo de la estructura.



**Figura 5.1:** Modelado *forward* por *trishear* realizado sobre la línea sísmica TR-93-10-m. Se muestran las secciones 1 a 6 de la evolución de la estructura que da lugar al anticlinal Malargüe.

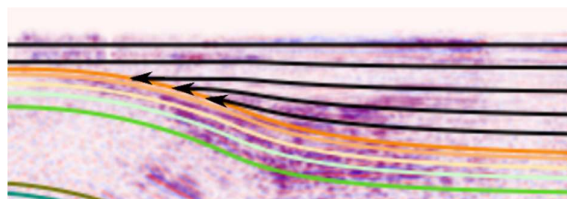
Para la última etapa de evolución de este modelo se muestra la comparación con la ya mencionada línea sísmica (Figura 5.2).





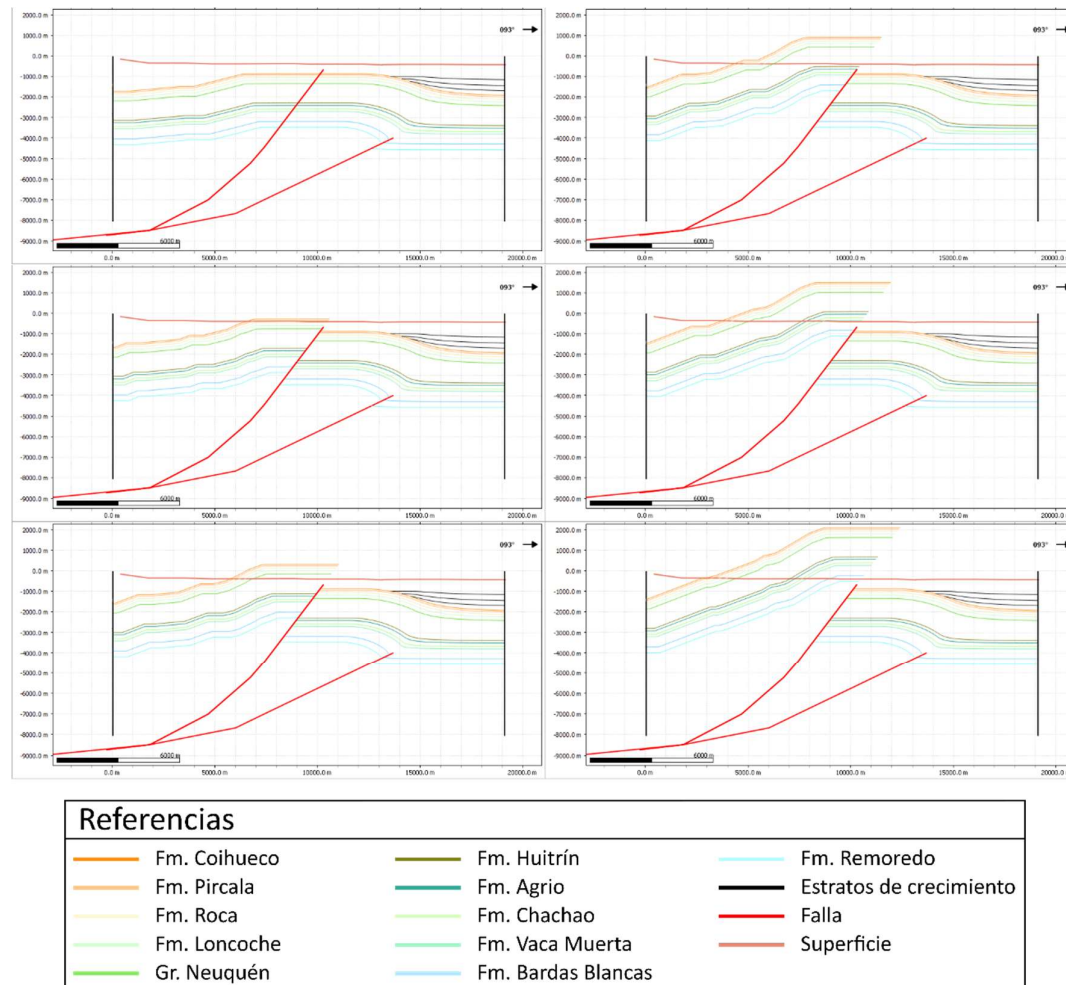
**Figura 5.2:** Modelado *forward* por *trishear* realizado sobre la línea sísmica TR-93-10-m. Se muestra la sexta y última sección de la evolución de la estructura que da lugar al anticlinal Malargüe con los horizontes generados superpuestos a la información sísmica.

En el sector oriental, las unidades adoptan una geometría de pliegue anticlinal en coincidencia con la observada en la línea sísmica (Figura 5.2), como ya fuera interpretada previamente (Figura 4.9B). Los resultados muestran geometrías de estratos sinorogénicos en ambos flancos (Figura 5.2). Sin embargo, los estratos de crecimiento generados en el flanco dorsal no se consideran en el análisis debido a que al momento de la formación del anticlinal ya se habría estructurado un dominio de piel fina, por lo que no tendría espacio de acumulación que permitiera la depositación de las unidades sinorogénicas. En el flanco oriental, en una primera etapa, se observa una tasa de ascenso mayor a la de sedimentación, en donde los estratos de crecimiento se adelgazan hacia la cresta. A medida que la estructura evolucionó, la tasa de sedimentación fue aumentando en relación a la de levantamiento tectónico, como se observa en las relaciones de onlap que presentan los depósitos sinorogénicos frente a los estratos de pre-crecimiento (Figura 5.3), pero aún sin superar la cresta del anticlinal. Posteriormente, la tasa de sedimentación supera a la de ascenso y los estratos de crecimiento cubren la cresta, hasta que finalmente los depósitos sinorogénicos se horizontalizan, indicando el final de la actividad de la estructura.



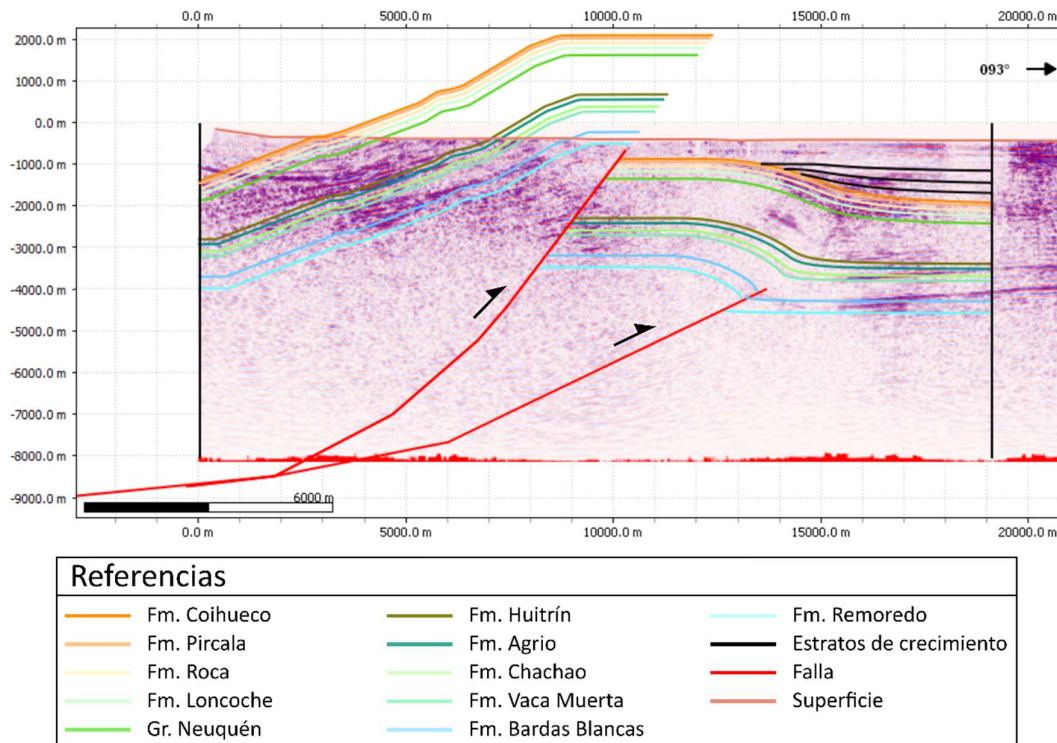
**Figura 5.3:** Foto de detalle de los estratos de crecimiento modelados sobre el flanco frontal del anticlinal Malargüe. Se pueden observar las relaciones de onlap de los depósitos sinorogénicos.

Para el segundo modelado, aplicado sobre los resultados del primer modelado, se obtuvieron 6 pasos/secciones posteriores (Figuras 5.4). En el mismo, se reproduce el movimiento fuera de secuencia de la falla Malargüe.



**Figura 5.4:** Modelado *forward* por *simple shear* realizado sobre los horizontes previamente generados y la línea sísmica TR-93-10-m. Se muestran las secciones 1 a 6 de la evolución de la estructura que da lugar al bypass de la inversión asociada al anticlinal Malargüe.

Para la última etapa de evolución del segundo modelo, se muestra la comparación con la sección sísmica (Figura 5.5).



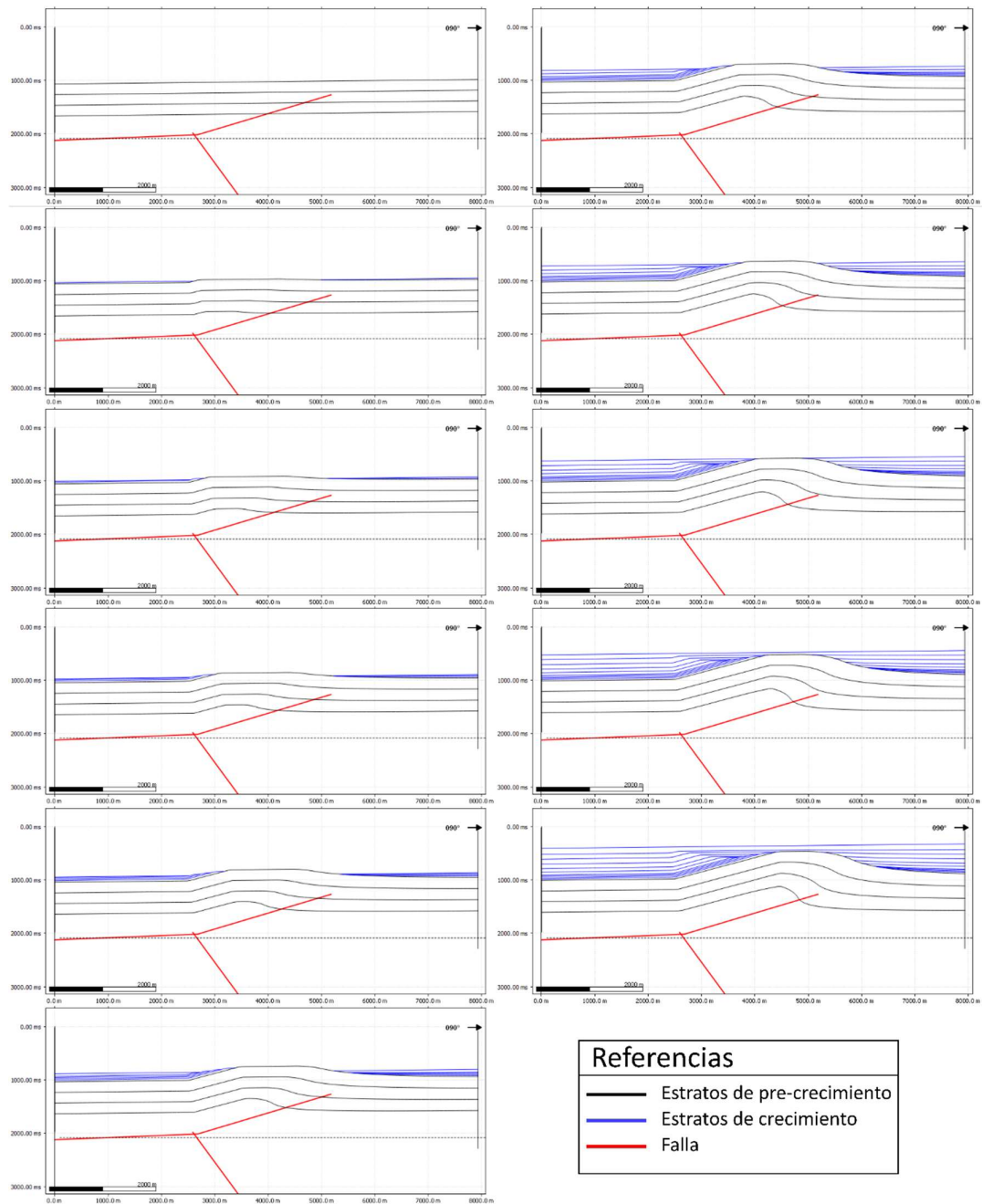
**Figura 5.5:** Modelado *forward* por *simple shear* realizado sobre la línea sísmica TR-93-10-m. Se muestra la sexta y última sección de la evolución de la estructura que da lugar al anticlinal Malargüe con los horizontes generados encimados sobre la línea sísmica.

Este modelo afecta principalmente el sector occidental del anticlinal Malargüe, en donde modifica la inclinación del limbo dorsal, llevando hacia superficie las unidades pre-triásicas del basamento (Figura 5.5). Las unidades atraviesan la línea de referencia de superficie en coincidencia con los datos de ubicación de los contactos entre las unidades.

En esta ocasión no se involucró durante el modelado a los estratos de crecimiento, debido a que hacia el oeste ya se encontraba estructurado el dominio de piel fina, mientras que hacia el este la estructura queda inactiva por el desarrollo del bypass.

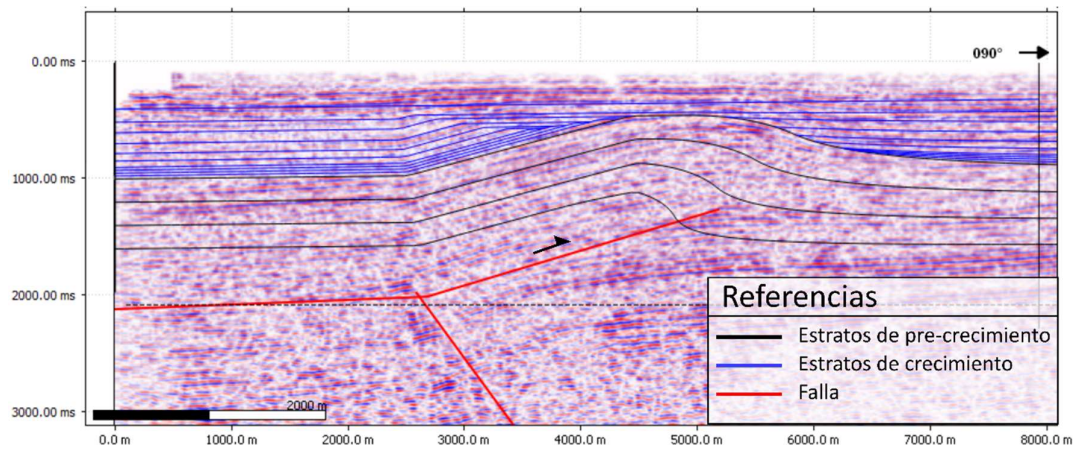
### 5.3.2. Anticlinal Chacay

Para el anticlinal Chacay, se obtuvo una evolución en 11 pasos/secciones (Figuras 5.6 y 5.7), en donde se pueden observar los estratos de crecimiento asociados al desarrollo del plegamiento, en color azul. Se buscó simular la geometría de los depósitos sinorogénicos interpretados sobre la línea sísmica 9090-10 (Figura 4.1B), contrastados con la última etapa de evolución del modelado, obteniendo una buena aproximación (Figura 5.7). Una imagen de detalle de los estratos de crecimiento ubicados sobre el flanco dorsal (Figura 5.8), muestra una geometría del triángulo de crecimiento de los depósitos sinorogénicos.

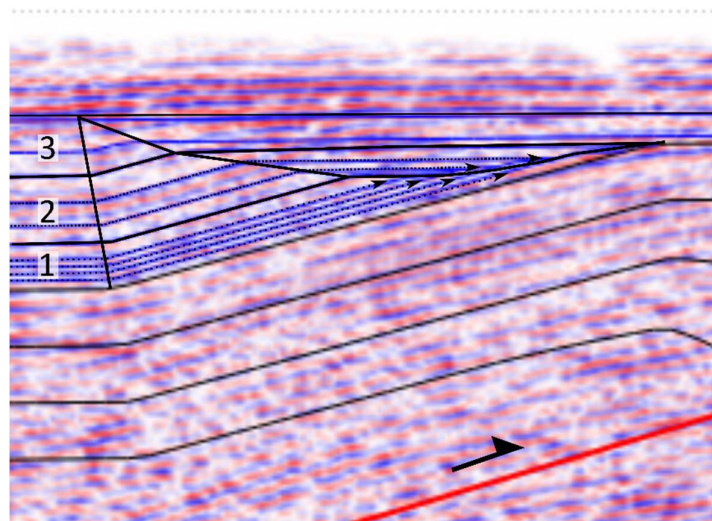


**Figura 5.6:** Modelado *forward* por *trishear* realizado sobre los niveles superiores de estructuración de la línea sísmica 9090-10. Se muestran las secciones 1 a 10 de la evolución de la estructura que da lugar al anticlinal Chacay.





**Figura 5.7:** Modelado *forward* por *trishear* realizado sobre la línea sísmica 9090-10. Se muestra la última sección de la evolución de la estructura que da lugar al anticlinal Chacay con los horizontes generados encimados sobre la línea sísmica.



**Figura 5.8:** Foto de detalle de los estratos de crecimiento modelados sobre el flanco dorsal del anticlinal Chacay. Se puede observar el triángulo de crecimiento de los depósitos sinorogénicos.

Se observa que sobre el flanco dorsal del anticlinal Chacay se desarrollan tres ciclos agradacionales, reflejados en los estratos de sincrecimiento (Figura 5.8). En el primer ciclo, señalado en la imagen, los estratos de crecimiento presentan relaciones de offlap con los estratos de pre-crecimiento, sin superar la cresta del anticlinal, lo que indica una tasa de ascenso mayor a la de sedimentación. En el segundo ciclo, los estratos de crecimiento comienzan a presentar relaciones de onlap con respecto a los anteriores depósitos sinorogénicos, indicando un aumento relativo de la velocidad de sedimentación con respecto a la de ascenso, pero aún sin superar la cresta del pliegue. Posteriormente, en el tercer ciclo los estratos de crecimiento muestran un overlap sobre la cresta del anticlinal, indicando una tasa de sedimentación mayor a la tasa de ascenso. Finalmente, la estructura queda inactiva como lo indican estratos horizontales que la cubren.

### 5.3.3. Acortamientos y tasas de deformación

Una vez realizados los modelados, teniendo en cuenta la longitud inicial de las líneas y la longitud actual de las estructuras analizadas, se obtuvo el acortamiento mínimo correspondiente a las mismas, como se observa en la Tabla 5.2.

Sísmica	TR-93-10m	9090-10
Longitud original	24 km	10 km
Longitud actual	19 km	8 km
Acortamiento mínimo	21%	20%
	5 km	2 km

**Tabla 5.2.** Información relacionada a los acortamientos para cada una de las líneas sísmicas analizadas.

El porcentaje de acortamiento mínimo sufrido por ambas estructuras presenta valores comparables, lo que es consistente con la interpretación de que ambas estructuras se desarrollaron de forma contemporánea bajo el mismo régimen de esfuerzos. Sin embargo, el anticlinal Malargüe presenta un acortamiento mínimo de 5km, mientras que el anticlinal Chacay solo absorbe 2 km, por lo que el primero sufre un mayor acortamiento absoluto.

Los estratos de crecimiento modelados para los anticlinales Malargüe y Chacay se pueden correlacionar con las secuencias S3 y S4 definidas por Silvestro *et al.* (2005) para la zona de estudio, mientras que la secuencia S5 es la que indica el final de la actividad de la estructura. Teniendo en cuenta las dataciones radimétricas  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  y K/Ar realizadas por diversos autores, y la interpretación de que ambas estructuras son coetáneas, se puede estimar una edad de inicio de la deformación en  $6,7 \pm 0,5$  Ma para la base de la secuencia S3 (Silvestro *et al.*, 2005) y una edad de finalización de la deformación en aproximadamente  $2,5 \pm 0,5$  Ma, basada en la edad obtenida por Silvestro y Atencio (2009) para el tope de los mantos basálticos de la Formación Coyocho. Por tanto, las estructuras se desarrollaron en un lapso de  $4,2 \pm 0,9$  Ma.

Para realizar el cálculo de las tasas de acortamiento y sedimentación de las estructuras se toman en cuenta las edades de inicio y fin de la sedimentación, dado que no se posee una cronología más detallada que diferencia entre los períodos agradacionales interpretados.

Tomando en consideración estas edades, y los valores de acortamiento obtenidos por medio de los modelados cinemáticos, se pueden deducir tasas de deformación del orden de  $\sim 1190 \pm 255$  m/Ma para el anticlinal Malargüe y de  $\sim 476 \pm 102$  m/Ma para el anticlinal Chacay.

Durante el tiempo en que las estructuras estuvieron activas, los modelados cinemáticos indican la depositación de 1000 m de sedimentos en el anticlinal Malargüe y de 660 m en el anticlinal Chacay. Esto da lugar a tasas de sedimentación de  $238 \text{ m/Ma} \pm 51$  y de  $157 \pm 34 \text{ m/Ma}$  respectivamente.

Por tanto, se puede estimar una relación general entre la tasa de deformación y de sedimentación de  $5,0 \pm 2,1$  para el anticlinal Malargüe y de  $3,03 \pm 1,30$  para el anticlinal Chacay.

## 6. Evolución de la Deformación

### 6.1. Evolución estructural y edad de la deformación

Las evidencias descriptas en este estudio permiten sugerir que el sector externo de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe se vio afectado por una dinámica compresiva. Un primer pulso deformacional habría dado lugar al desarrollo de una tectónica de piel fina en el sector occidental de la zona de estudio, con la estructuración en las secuencias mesozoicas de un sistema de duplex de buzamiento hacia el antepaís, una serie de pliegues intracutáneos en secuencia hacia retropaís y una primera etapa de estructuración del sinclinal Malargüe. Estas estructuras absorben la deformación de piel gruesa producida hacia el oeste del área de estudio, en el sistema de hemigrábenes Atuel - La Valenciana, descripto por otros autores (Manceda y Figueroa, 1993).

Posteriormente, la zona es afectada por un nuevo pulso de deformación compresiva, lo que produce la estructuración del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana, asociado a la subsiguiente etapa de deformación del flanco dorsal del sinclinal Malargüe. El desarrollo de una tectónica de piel gruesa en el sector oriental del área de estudio da lugar al ascenso del anticlinal Malargüe, producto del desarrollo de dos fallas inversas enraizadas en un nivel de despegue más profundo que el determinando para el dominio de piel fina. Esto implica que el basamento es involucrado directamente en la deformación produciendo además la inversión y alzamiento del relleno sedimentario del depocentro mesozoico (Manceda y Figueroa, 1995). Contemporáneamente, ocurre la reactivación de las estructuras previas presentes en el dominio de piel fina, lo que también fuera propuesto por Seoane Borracer *et al.* (2018), y se produce el ascenso del anticlinal Chacay debido a un corrimiento en niveles estructurales superiores. En ambos anticlinales se presenta el registro de depósitos sinorogénicos coetáneos en las estructuras. Finalmente, se produce el bypass observado en el anticlinal Malargüe, lo que da lugar a un aumento de la inclinación del flanco oriental del sinclinal homónimo, y el final de la estructuración en la zona de estudio.

Desde un punto de vista regional, se puede establecer una evolución de la deformación en secuencia desde el sector occidental hacia la zona oriental del área de estudio durante el Mioceno de acuerdo a la edad de los depósitos sinorogénicos. Tanto en el sinclinal Malargüe como en las cuñas intracutáneas desarrolladas en el dominio de piel fina, se presentan evidencias locales puntuales de deformación previa al Mioceno y que se podrían asociar al pulso de deformación del Cretácico Tardío, en concordancia con lo reportado en otras áreas de la faja plegada y corrida de Malargüe (Fennell *et al.*, 2015, Gomez *et al.*, 2019, 2020). Sin embargo, para este pulso deformacional no se puede establecer una secuencia específica en la evolución de la deformación, debido a que las estructuras presentan la sobreimposición de la deformación Miocena. A pesar de esto, es posible sugerir que a la latitud de este estudio las evidencias de deformación



previas al Mioceno indicarían que el frente de deformación del Cretácico Tardío, o la posición más oriental de este pulso de deformación, corresponde a la región del limbo occidental del sinclinal Malargüe, ~30 km más al oeste de lo que había sido sugerido anteriormente (Fennell et al., 2015).

Cabe mencionar que la etapa extensional ocurrida durante el Eoceno-Oligoceno y descripta en la zona del arco así como en la Sierra de Palaoco, al sur del área de estudio (Fennell et al., 2019), no se reconoció en el campo, lo que sugeriría que este sector de la cordillera no fue afectado por dicha deformación.

## 6.2. Implicancias del acortamiento y tasas de deformación

En esta sección se presenta la comparación del acortamiento obtenido con trabajos previos, y se analizan las tasas de deformación y sedimentación calculadas para los pliegues anticlinales del sector oriental de la zona de estudio, obtenidas a partir de los modelos cinemáticos.

Se obtuvo para la zona de estudio un acortamiento mínimo de 15 km, el cual corresponde a un 37,5% de la longitud original. Los valores de acortamiento calculados son similares a los presentados por Fuentes *et al.* (2016), quienes obtuvieron un acortamiento de ~14.5 km para una sección ubicada 20 km al norte del área de estudio. En Giambiagi *et al.* (2009), el porcentaje de acortamiento obtenido para esta zona es inferior debido a que incluye una sección no deformada, aumentando el largo final utilizado. En el mencionado trabajo, se informan una serie de puntos de referencia tanto en la sección estructural actual como en la sección restaurada, de forma que pueden recalcularse los valores de acortamiento teniendo en cuenta la zona abarcada por el presente trabajo. Al recalcular los valores en el segmento de interés, se obtiene un acortamiento de ~17,4 km, que corresponde a un 39,5% de la longitud inicial de la sección. Por tanto, los valores obtenidos en este trabajo son consistentes para los calculados previamente por otros autores.

En los modelados realizados, se obtuvo para ambos pliegues un acortamiento del 20%, correspondiendo a 5 km de acortamiento absoluto para el anticlinal Malargüe y 2 km para el anticlinal Chacay. El anticlinal Malargüe presenta velocidades de deformación de  $1190 \pm 255$  m/Ma y tasas de sedimentación de  $238 \pm 51$  m/Ma, mientras que el anticlinal Chacay presenta velocidades de deformación de  $476 \pm 102$  m/Ma y tasas de sedimentación de  $157 \pm 34$  m/Ma.

Las tasas de sedimentación son similares en ambos pliegues, compartiendo valores en común dentro de sus intervalos de confianza, siendo levemente mayor para el anticlinal Malargüe. Esta similitud se interpreta producto de la simultaneidad en el desarrollo de las estructuras, mientras que la diferencia se estima consecuencia de la

mayor cercanía del anticlinal Malargüe al frente montañoso ubicado al oeste de la zona de estudio.

Si bien no se ha encontrado registro previo que cuantifique la deformación de la zona, Silvestro y Kraemer (2005) presentan espesores y edades radimétricas para los depósitos sinorogénicos, permitiendo calcular tasas de sedimentación para las secuencias estudiadas. Para obtener las tasas de acortamiento se recalcularon los datos presentados por los autores para acotar los acortamientos sufridos en cada una de las cuencas estudiadas. Cabe aclarar que los datos empleados en la cuenca de Pincheira se encuentran a la latitud de este estudio, mientras que los datos empleados para la cuenca de Malargüe se ubican al sur del área de estudio, y que las cuencas se desarrollaron durante el Mioceno y el Mioceno tardío a Pleistoceno temprano respectivamente.

Para la cuenca de Malargüe, con 4925 m de acortamiento y 1190 m de espesores sinorogénicos depositados en un lapso de  $4,2 \pm 0,9$  Ma, se obtuvo una tasa de deformación de  $1173 \pm 251$  m/Ma y una tasa de sedimentación de  $283 \pm 61$  m/Ma. Las tasas de deformación y sedimentación obtenidas en este trabajo para el anticlinal Malargüe son consistentes con las calculadas para la cuenca de Malargüe en base a los datos de Silvestro y Kraemer (2005).

Para la cuenca de Pincheira, con 7800 m de acortamiento y 1550 m de espesores sinorogénicos depositados en un lapso de  $9,1 \pm 0,8$  Ma, se obtuvo una tasa de deformación de  $857 \pm 75$  m/Ma y una tasa de sedimentación de  $170 \pm 15$  m/Ma. Esto indica un aumento en las tasas de sedimentación en el desarrollo del anticlinal Malargüe que en la cuenca de Pincheira, haciéndose más notable la diferencia al compararlo con los datos calculados para la cuenca de Malargüe en su totalidad (Silvestro y Kraemer, 2005). Sin embargo, las tasas de deformación no presentan un cambio abrupto, sino que comparten los valores extremos de sus intervalos de confianza.

Trabajos previos han reconocido que, a la latitud del área de estudio y de forma contemporánea a la deformación y sedimentación de los anticlinales Malargüe y Chacay, se produjo un alzamiento y deformación en el sector interno de la faja plegada y corrida (Farías *et al.*, 2008; Tapia *et al.*, 2015). Esto favorece la erosión del orógeno y produce una mayor disponibilidad de sedimentos que se pueden acumular en la cuenca de antepaís, lo que explicaría el aumento en las tasas de sedimentación a partir del Mioceno tardío, a pesar de que no se produce un aumento considerable en las tasas de deformación. El leve aumento en la tasa de deformación podría estar vinculado con la dinámica del crecimiento de la cuña orogénica, cuyos parámetros de control podrían haber sido influenciados por el volcanismo contemporáneo al desarrollo de la faja plegada y corrida (de la Vega, 2012; May *et al.*, 2018).

La relación entre las tasas de deformación y sedimentación es de  $5,0 \pm 2,1$  para el anticlinal Malargüe y  $3,03 \pm 1,30$  para el anticlinal Chacay. Al realizar los cálculos sobre los datos obtenidos de Silvestro y Kraemer (2005), se obtuvo un valor de  $5,0 \pm 0,9$  para la cuenca de Pincheira y  $4,14 \pm 1,77$  para la cuenca de Malargüe. Comparando los intervalos de confianza, no se obtienen diferencias significativas entre las cifras obtenidas.

## 7. Conclusiones y aportes

A continuación, se presentan las conclusiones y aportes de este trabajo:

- Se caracterizó la zona de estudio estratigráfica y estructuralmente, y se confeccionó un mapa geológico de escala 1: 100.000 de las inmediaciones de la ciudad de Malargüe.
- Se realizó un análisis detallado de la estructura de la región y se generó una sección estructural E-O que permitió reconocer un estilo de deformación de piel mixta, con un dominio de piel fina en el sector occidental y un dominio de piel gruesa en el sector oriental.
- Se realizó una reconstrucción palinástica y se obtuvieron valores de acortamiento mínimo de 15 km (37,5%) consistentes con trabajos previos.
- Se propuso una evolución estructural de la zona de estudio, con un desarrollo en secuencia desde el sector occidental hacia el sector oriental, y una cronología más detallada para el pulso de deformación Mioceno.
- Se realizaron modelos cinemáticos del crecimiento de los anticlinales ubicados en el sector oriental, y se cuantificó la deformación de la zona por medio del cálculo de tasas de acortamiento y sedimentación, obteniendo valores respectivos de  $1190 \pm 255$  m/Ma y  $238 \pm 51$  m/Ma para el anticlinal Malargüe y  $476 \pm 102$  m/Ma y  $157 \pm 34$  m/Ma para el anticlinal Chacay. Al compararlos con los correspondientes a la cuenca de Pincheira, se evidencia un aumento en las tasas de sedimentación a partir del Mioceno tardío, sin cambios abruptos para las tasas de deformación.
- Se presentaron evidencias de un pulso de deformación previo al Mioceno.



## 8. Lista de trabajos citados en el texto

- Aguirre Urreta, M. B., 2001. Marine Upper Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and biostratigraphy of the Aconcagua-Neuquén Basin, Argentina and Chile. *Journal of Iberian Geology* 27: 71-90.
- Aguirre Urreta, M. B. y Rawson, P. F., 1993. The Lower Cretaceous ammonite *Paraspidiceras* from Neuquén basin, West-Central Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 188 (1) : 51-69.
- Aguirre Urreta, M. B. y Lo Forte, G. L., 1996. Los depósitos tithoneocomianos. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología de la Región del Aconcagua*, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, *Anales* 24 (14): 180-229, Buenos Aires.
- Aguirre Urreta, M. B., Lazo, D. G., Griffin, M., Vennari, V., Parras, A. M., Cataldo, C., Garberoglio, R. y Luci, L., 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*: 465-488, Neuquén.
- Arcila Gallego, P. A., 2010. Los depósitos sinorogénicos del sur de Mendoza y su relación con la faja plegada y corrida de Malargüe (35-36°S), Mendoza. Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R., 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*: 77-89, Neuquén.
- Arsumendi, E., Sánchez, M.L. y Fennell, L., 2017. Neuquén Group (Upper Cretaceous): A case of underfilled-overfilled cycles in an Andean foreland basin, Neuquén basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Backlund, H., 1923. Der magmatische anteil der Cordillera von süd Mendoza. *Meddeladen från Abo Akademis Geologisk-Mineralogiska Institut* 3: 1-298, Abo.
- Baldauf, P., 1997. Timing of the uplift of the Cordillera Principal, Mendoza Province, Argentina. Doctor of Philosophy Thesis. George Washington University, 1-330, Washington.
- Baldauf, P., Stephens, G., Kunk, M. y Nullo, F. E., 1992. Argon - Argon ages for the Huincan intrusive and their implications for the structural development of the Andean foreland, Southern Mendoza province, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 25: A233, Boulder.
- Balgord, E.A., y Carrapa, B., 2015. Basin evolution of Upper Cretaceous–Lower Cenozoic strata in the Malargüe fold-and-thrust belt: northern Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research*, 28(2): 183-206.
- Barg, G.D., 1991. Análisis estratigráfico y ambiental de la Formación Remoredo del Grupo Cuyo y de la Formación Lotena en el ámbito del Anticlinal de Malargüe, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (Inédito), 204 p., Buenos Aires.
- Bettini, F. H., 1982. Complejos efusivos terciarios presentes en las Hojas 30c y 30b (Puntilla del Huincán y Chos Malal), del sur de la provincia de Mendoza y Neuquén, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, *Actas* 5 : 79-114. Buenos Aires.
- Bettini, F., Pombo, R., Mombru, C. y Uliana, M., 1978. Consideraciones sobre el diastrofismo andino en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, entre 34°30' y los 37° de latitud sur. VII Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), *Actas* 1: 671-683.

- Bodenbender, G., 1892. Sobre el terreno Jurásico y Cretácico de los Andes argentinos entre el Río Diamante y Limay. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 13: 5-44.
- Boehm, E. K., 1934. Informe del mapa geológico-topográfico 1: 25.000 de la zona entre el río Malargüe y el arroyo Chacay. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Inédito). Buenos Aires.
- Boehm, E.K., 1936. Informe al plano de la zona Chachao - Pampa Amarilla. Escala 1: 25000. Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A. (Inédito). Buenos Aires.
- Boehm, E.K., 1938. Informe del mapa geológico-topográfico escala 1: 25.000 de la zona del río Atuel - río Salado. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (Inédito), 1-40, Buenos Aires.
- Boehm, E.K., 1939. Informe de los planos geológicos topográficos de la zona del Río Diamante en escala 1:100.000 y de la zona Cerro de la Brea - Río Diamante en escala 1:25.000. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), Buenos Aires.
- Branellec, M., Nivière, B., Callot, J. P. y Ringenbach, J. C., 2016. Mechanisms of basin contraction and reactivation in the basement-involved Malargüe fold-and-thrust belt, Central Andes (34-36°S). Geological Magazine, 153(5-6), 926-944.
- Bonini, M., Sani, F. y Antonielli, B., 2011. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. Tectonophysics 522-523 (2012) 55-88
- Bracaccini, O., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25 (2): 275-284. Buenos Aires.
- Bressan, G.S., Kietzmann, D. A. y Palma, R. M., 2013. Facies analysis of a Toarcian- Bajocian shallow marine/coastal succession (Bardas Blancas Formation) in northern Neuquen Basin, Mendoza Province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 43: 112-126.
- Buchanan, A.S., Kietzmann, D.A. y Palma, R.M., 2017. Evolución paleoambiental de la Formación Remoredo (Jurásico Inferior) en el depocentro Malargüe, Cuenca Neuquina surmendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 74 (2): 163-178.
- Burckhardt, C., 1900. Profils géologiques transversaux de la Cordillera argentine - chilene. Stratigraphique et tectonique. Anales del Museo de La Plata, Geologie 2: 1-136.
- Burckhardt, C., 1903. Beiträge zur Kenntniss der Jura- und Kreide-formation der Cordillera. Palaeontographica 50(1-3): 1-144.
- Camacho, H. H., 1969. Nota sobre fósiles del Cretácico superior de Mechiquil, provincia de Mendoza (Argentina). Ameghiniana, 6 (3) : 219-222.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R., 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío - Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén.
- Carozzi, A., Bercowsky, F., Rodríguez, M., Sánchez, M. y Vonesch, T., 1981. Estudio de microfases de la Formación Chachao (Valanginiano) provincia de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 545-565.

- Casadío, S., Parras, A., Concheyro, A. y Pires, M., 1998. El diacronismo de la sedimentación carbonática en la cuenca Neuquina durante la transición Cretácico–Paleógeno. Abstracts, VII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Bahía Blanca, p. 125.
- Cerimedo, J. A., Orts, D., Rojas Vera, E., Folguera, A., Bottesi, G. y Ramos, V. A., 2013. Mecanismos y fases de construcción orogénicos del frente oriental andino (36°S, Argentina). *Andean Geology* 40 (3): 504-520.
- Charrier, R. y Muñoz, N., 1994. Jurassic Cretaceous Palaeogeographic Evolution of the Chilean Andes at 23°-24°S Latitude and 34°-35°S Latitude: A Comparative Analysis. En *Tectonics of the southern Central Andes* (pp. 233-242). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Colavitto, B., Sagripanti, L., Fennell, L., Folguera, A. y Costa, C., 2019. Evidence of Quaternary tectonics along Río Grande valley, southern Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Geomorphology*.
- Combina, A. y Nullo, F. E., 2010. Late Cenozoic volcanoclastics and pyroclastics sequences in the Andes foothill, Southern Mendoza Province. Field Excursion No. 12. In *International Sedimentological Congress*, No. 18. Mendoza.
- Combina, A. y Nullo, F. E., 2011. Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35°-37°S y 69°30'W). *Andean geology*, 38(1), 198-218.
- Combina, A., Nullo, F. E., Baldauf, P. y Stephens, G., 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1 : 460-464.
- Combina, A., Nullo, F., Stephens, G. y Risso, C., 2000. Características de las paleocorrientes miopliocenos en el área de Malargüe, Mendoza, Argentina. II Congreso Latinoamericano e Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología (Mar del Plata, Argentina), Actas Resúmenes: 64-65.
- Combina, A., Nullo, F. E. y Risso, C., 2006. Niveles de 'hot spring' en el Mioceno Tardío de la Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. In *Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, No. 4 y *Reunión Argentina de Sedimentología*, No. 11: 77. San Carlos de Bariloche.
- Concheyro, A., Náñez, C. y Casadío, S., 2002. El límite Cretácico-Paleógeno en Trapalcó, provincia de Río Negro, Argentina, ¿una localidad clave en América del Sur? Actas del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, 2002, 1, pp. 590–595.
- Criado Roque, P., 1950. Consideraciones generales sobre el Terciario del sur de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4 : 460-464.
- Criado Roque, P., Yrigoyen, M.R. y Gianolini, L., 1949. Hoja geológica 29b – Bardas Blancas. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (Inédito), Buenos Aires.
- Cristallini, E. O. 1996. La faja plegada y corrida de La Ramada. En Ramos, V.A. (ed.), *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, *Anales* 24 (14): 349-386, Buenos Aires.
- Cruz, C.E., Condat, P., Kozłowski, E. y Manceda, R., 1989. Análisis estratigráfico secuencial del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el Valle del Río Grande, Provincia de Mendoza: I Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas 2: 689-714.
- Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Riccardi, A.C., 1979. Estudio paleontológico de la Formación Chachao. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (Inédito), 152 pp., Buenos Aires.

- De Ferraris, C., 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia, 3<sup>er</sup> Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 121-144.
- De la Vega, M., Lopez, E., Osella, A., Rovere, E.I. y Violante, R.A., 2012. Quaternary volcanic-sedimentary sequences and evolution of the Llanquanelo Lake region (Southern Mendoza, Western Argentina) evidenced from geoelectric methods. *Journal of South American Earth Sciences* 40, 116-128.
- Dellapé, D.A., Mombrú, C.A., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. y Westermann, G., 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacab Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas del Loteniano. *Obra Centenario Museo de La Plata* 5: 81-105, La Plata.
- Dessanti, R.N., 1973. Descripción geológica de la hoja 29b, Bardas Blancas. (Provincia de Mendoza). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139: 1-70, Buenos Aires.
- Dessanti, R. N., 1978. Descripción geológica de la hoja 28b, Malargüe. (Provincia de Mendoza). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 149: 1-50, Buenos Aires.
- Dicarlo, D.J., 2005. Geología en la margen norte del río Grande, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires, (Inédito), 1-124, Buenos Aires.
- Dicarlo, D.J. y Cristallini, E., 2007. Estructura de la margen norte del Río Grande, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2): 187-199.
- Doyle, P., Poiré, D. G., Spalletti, L.A., Pirrie, D., Brenchley, P. y Matheos, S. D., 2005. Relative oxygenation of the Tithonian - Valanginian Vaca Muerta - Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 251(1), 185-206.
- Dreyer, T., 1993. Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Paleocene), Tremp-Gaus Basin, northern Spain. En: Marzo, M y C. Puigdefábregas (eds.): *Alluvial sedimentation. Special Publications, International Association of Sedimentology*, 17 : 337- 362.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J. y Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S). *Tectonics*, vol, 27, TC1005.
- Fernández Carro, A. y Padula, E.L. 1947. Perfiles del Jurásico 'Base del Dogger al Valanginiense' trazado en la sierra de Reyes, provincia de Mendoza. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales* (inédito), 23 p., Buenos Aires.
- Fennell, L.M., 2017. Estructura, distribución y control temporal de las etapas pre- y proto-andinas que afectaron a la faja plegada y corrida de Malargüe (35°30' - 37°). *Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires*.
- Fennell, L.M., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E.A., Botessi, G. y Ramos, V.A., 2015. Cretaceous deformation of the Southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquen Group (35°30'-37°S). *Basin Research* (2015), 1-22.
- Fennell, L.M., Ianelli, S.B., Encinas, A., Naipauer, M., Valencia, V. y Folguera, A., 2019. Alternating contraction and extension in the Southern Central Andes (35°-37°S). *American Journal of Science* 319(5), 381-429.



- Folguera, A., Naipauer, M., Sagripanti, L., Ghiglione, M.C., Orts, D.L. y Giambiagi, L., 2016. An introduction to the Southern Andes (33-50°S): Book Structure. En Folguera, A., Naipauer, M., Sagripanti, L., Ghiglione, M.C., Orts, D.L. y Giambiagi, L. (Eds.) *Growth of the Southern Andes*, Springer Earth System Sciences.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(3), 257-270.
- Fuentes, F., Horton, B. K., Starck, D. y Boll, A., 2016. Structure and tectonic evolution of hybrid thick- and thin-skinned systems in the Malargüe fold-thrust belt, Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine* 153 (5/6), 2016, pp. 1066–1084. Cambridge University Press 2016.
- Galarza, B.J., Zamora Valcarce, G., Folguera, A. y Botesis, G.L., 2009. Geología y Evolución tectónica del Frente Cordillerano a los 36°30'S: bloques de Yihuin-Huaca y Puntilla de Huincán. Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(1), 170-191.
- Garrido, A.C., 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén. Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 12(2), 121-177.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129: 93-131.
- Gasparini, Z., Casadío, S., de la Fuente, M., Salgado, L., Fernández, M. y Concheyro, A., 2002. Reptiles acuáticos en sedimentitas lacustres y marinas del Cretácico Superior de Patagonia (Río Negro, Argentina). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate 2002, 1, 473–478, Buenos Aires.
- Gerth, E., 1925. Contribuciones a la estratigrafía y paleontología de los Andes Argentinos. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, *Actas* 9(1-2): 7-55, Córdoba.
- Gerth, E., 1931. Contribuciones a la estratigrafía y paleontología de los Andes argentinos. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y río Diamante en el sur de la provincia de Mendoza. Academia de Ciencias de Córdoba. *Act. X.* 123-174. Córdoba.
- Giambiagi, L.B., Godoy, E., Alvarez, P., Orts, S. y Ramos, V.A., 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° - 34° south latitude. *Tectonics* 22 (4): 1-23.
- Giambiagi, L.B., Alvarez, P., Bechis, F. y Tunik, M., 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 662-661.
- Giambiagi, L.B., Bechis, F., Garcia, V. y Clark, A., 2008. Temporal and spatial relationships of thick and thin skinned deformation: A case study from Malargüe fold and thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459(4): 123-139.
- Giambiagi, L.B., Ghiglione, M., Cristallini, E y Bottessi, G., 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology* 31(12): 1443-1457.
- Giampaoli, P., Dajczgewand, D. y Dzelalija, F., 2002. La estructura del sector externo de la faja plegada y corrida de Malargüe a la latitud del río Salado, cuenca neuquina-surmendocina, Argentina. *Actas*. 2.

- Gómez, R., Lothari, L., Tunik, M. y Casadio, S., 2019. Onset of foreland basin deposition in the Neuquén Basin (34°-35°S): new data from sedimentary petrology and U-Pb dating of detrital zircons from the Upper Cretaceous non-marine deposits, *Journal of South American Earth Sciences*.
- Gómez, R., Tunik, M. y Casadio, S., 2020. Fluvial deposits of the Diamante Formation as a record of the Late Cretaceous tectonic activity in the Southern Central Andes, Mendoza, Argentina. *Andean Geology* 47 (2): 256-274.
- González Riga, B. J., 1999. Hallazgo de vertebrados fósiles en la Formación Loncoche, Cretácico Superior de la Provincia de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 36(4), 401-410.
- Gorroño, R., Nakayama, C. y Viller, D.E., 1984. Evolución estructural del pie de sierra externo en la zona de Malargüe, provincia de Mendoza. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 2: 125-136.
- Granado, P. y Ruth, J. B., 2019. Numerical modelling of inversion tectonics in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 763: 14-29.
- Groeber, P., 1933. Confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 38: 1-72, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1939. Mapa Geológico de Mendoza. 2º Reunión Ciencias Naturales (Mendoza). *Physica* 14 (46): 147-220.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70º. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1: 177-208.
- Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70º. 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(4): 409-433.
- Groeber, P., 1951. La alta cordillera entre las latitudes 34° y 29°30". Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. *Revista Ciencias Geológicas* 1(5): 235-352, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1953. Ándico. En: Groeber, P.: Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 2 (1) : 349- 536. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1980. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°, Hoja Chos Malal. *Asociación Geológica Argentina, Serie C* 1: 1-174.
- Guerstein, P., 1988. La ignimbrita Malargüe y su probable vinculación con la Caldera Calabozos (35º 30'S). Reunión de Geotranssectas de América del Sur, Actas 1 : 155-159. Mar del Plata.
- Gulisano, C.A., 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 579-592.
- Gulisano, C. A. y Gutierrez Pleimling A.R., 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén Province. Secretaría de Minería de la Nación, Publicación 158: 1-111, Buenos Aires.
- Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R. y Digregorio, R. E., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia de Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 1: 236-259.

- Haller, M., Nullo, F.E., Proserpio, C., Párica, P., Cagnoni, V. y Walker, G., 1985. Major element geochemistry of Early Tertiary Andean Volcanics (34°36' lat. S). *Comunicaciones* 35: 97-100, Santiago.
- Hildreth, W., Drake, R. y Sharp, W., 1981. Volcanism Late Pleistocene Caldera Complex in the Andes of Central Chile. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 5: 13: 61.
- Hildreth, W., Grunder, A. y Drake, R., 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos Caldera, A major ash-flow and caldera complex in the Southern Andes of Central Chile. *Geological Society of America, Bulletin* 95: 45-54
- Horton, B. K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramirez, S. G. y Stockli, D. F., 2016. Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 71: 17-40.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D., 2005. The Neuquén Basin: An overview, in *The Neuquén Basin, Argentina; A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*, edited by G.D. Veiga *et al.*, Geological Society, London, Special Publications, 252, 1-14.
- Hurley, M., 2019. Geología y estructura de un sector andino comprendido entre los 36°10' y 36°42' de latitud sur: evolución tectónica del norte de la cordillera neuquina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Jaworski, E., 1926. La fauna del Lías y Dogger de la Cordillera Argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 9 (3-4) : 137-316. Córdoba.
- Kay, S. M. y Ramos, V. A., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). *Geological Society of America, Special Paper* 407.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin. Analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* 17: 324-328.
- Keidel, J., 1927. Sobre las relaciones geológicas entre la Puna y la Cordillera Principal o Cordillera de Los Andes. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 30: 295-307, Córdoba.
- Kietzmann, D.A., 2007. Cicloestratigrafía y bioestratigrafía de la Formación Vaca Muerta, origen y frecuencia de su ritmicidad. Arroyo Loncoche - Malargüe, Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura (GEO 855), Universidad de Buenos Aires, 175 p., Buenos Aires.
- Kietzmann, D. A., Palma, R. M. y Bressan, G. S., 2008. Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del Arroyo Loncoche - Malargüe, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63:696-713.
- Kozlowski, E., 1984. Interpretación estructural de la cuchilla de la Tristeza. Provincia de Mendoza. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), *Actas* 2: 381-395.
- Kozlowski, E., Cruz, C.E. y Rebay, G.A., 1987. El terciario vulcanoclástico de la zona de Puntilla de Huincán, Provincia de Mendoza, Argentina. Simposio de Vulcanismo Andino. X Congreso Geológico Argentino (Tucumán), *Actas* 4: 229-232.

- Kozloswki, E., Cruz, C., Condat, P. y Mancada, R., 1990. Modelo estructural para el zócalo de la cuenca neuquina. XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 27–30.
- Kozlowski, E., Mancada, R. y Ramos, V.A., 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio I(18): 235- 256.
- Kraemer, P., Silvestro, J., Achilli, F. y Brinkworth, W., 2011. Kinematics of a Hybrid Thick-thinned Fold and Thrust Belt Recorded in Neogene Syntectonic Wedge-top Basins, Southern Central Andes Between 35° and 36°S, Malargüe, Argentina. En McClay, K., Shaw, J. y Suppe, J., eds., *Thrust fault-related folding: AAPG Memoir 94*, p. 245 – 270.
- Krantz, F., 1928. La fauna del Titono superior y medio en la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 10 : 9-57, Córdoba.
- Lahee, F., 1927. The petroliferous belt in Central Western Mendoza. Argentina. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 11(3): 261–278.
- Leanza, H.A., 1999. The Jurassic and Cretaceous terrestrial beds from Southern Neuquén Basin, Argentina. *Field Guide*. Instituto Superior de Correlación Geológica. INSUGEO, Serie Miscelánea 4: 1-30, San Miguel de Tucumán.
- Leanza, H. A. y Hugo, C. A., 1978. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 50° L. S. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (4) : 248-264.
- Leanza, H. A., Marchese, H. G. y Riggi, J. C., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28(2), 97-132.
- Leanza, H. A., Marchese, H. G. y Riggi, J. C., 1978. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35º y 40º I.s., Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(3):190-208.
- Leanza, H.A., Sattler, F., Martinez, R.S. y Carbone, O., 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico tardío - Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*: 113-130, Neuquén.
- Legarreta, L., 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), Provincia de Mendoza. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Tesis de Licenciatura.
- Legarreta, L. 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas CD, Mar del Plata.
- Legarreta, L. y Gulisano, C., 1989. Análisis Estratigráfico Secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior – Terciario Inferior). En: Chebli G.A. & Spaletti, L.A. (Eds.): *Cuencas sedimentarias argentinas*. Serie de Correlación Geológica 6: 221-243. Tucumán.
- Legarreta, L. y Kozlowski, E., 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, provincia de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 521-543.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A., 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: Caminos, R., ed., *Geología Argentina*, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 399-416, Buenos Aires.

- Legarreta, L., Gulisano, C. A. y Uliana, M. A., 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácico. En: V.A. Ramos (ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Actas. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 9: 87-114.
- Malumián, N., Nullo, F. E. y Ramos, V. A., 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay y Uruguay. In: The Phanerozoic of the World, II : The Mesozoic B: 265-304. Elsevier Publ., New York.
- Maceda, R. y Figueroa, D., 1993. La inversión del Mesozoico en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe. En: Ramos, V.A., ed., Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 3: 179-187.
- Maceda, R. y Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in Malargüe fault and thrust belt. Mendoza. Argentina. En: Tankard, A.J., Suarez, R., y Welsink, H.J., eds., Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382.
- Maceda, R., Bolatti, N. D. y Manoni, R., 1992. Modelo estructural para la zona de Bardas Blancas. Boletín de Información Petrolera, Tercera Época, Año IX(31): 32-103, Buenos Aires.
- Martos, F.E., Fennell, L.M., Brisson, S., Palmieri, G., Naipauer, M. y Folguera, A., 2020. Tectonic evolution of the northern Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences.
- Marzo, M., 1992. Sistema fluvial de alta sinuosidad. En: Arche, A. (Coord.): Sedimentología. C.S.I.C., Colección Nuevas Tendencias, 11 : 67-106.
- May, V.R., Chivas, A.R., Dosseto, A., Honda, M, Matchan, E.L., Phillips, D. y Price, D.M., 2018. Quaternary volcanic evolution in the continental back-arc of southern Mendoza, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 84: 88-103.
- Méndez, V., Zanettini, C. y Zappettini, E., 1995. Geología y metalogénesis del orógeno andino central. Secretaría de Minería de la Nación, 160 pp. Buenos Aires.
- Mescua, J. F. y Giambiagi, L. B., 2012. Fault inversion vs. new thrust generation: A case study in the Malargüe fold-and-thrust belt, Andes of Argentina. Journal of Structural Geology 35 (2012): 51-63.
- Mescua, J.F., Giambiagi, L-B-, Tassara, A., Gimenez, M. y Ramos, V.A., 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35°S, Andes of Argentina. Geosphere June 2014; v. 10; no. 3; p. 585-609.
- Mescua, J. F., Barrionuevo, M., Giambiagi, L., Suriano, J., Spagnotto, S., Stahlschmidt, E., de la Cal, H., Soto, J. L. y Mazzitelli, M., 2019. Stress field and active faults in the orogenic front of the Andes in the Malargüe fold-and-thrust belt (35°-36°S). Tectonophysics 766: 179-163.
- Mitchum, R.M. y Uliana, M. A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences. Upper Jurassic / Lower Cretaceous. Neuquén Basin, Argentina. En: Berg B.R. y Woolverton, D.G., eds., Seismic stratigraphy, II. An integrated approach to hydrocarbon analysis. American Association Petroleum Geologists, Memoir 39: 255-274.



- Mombrú, C., Uliana, M. A. y Bercowski, F., 1978. Estratigrafía y sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico inferior surmendocino. Actas VII Congreso Geológico Argentino, p. 696-709.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. A., 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4): 481-497.
- Narciso, V., Santamaría, G. y Zanettini, J. C. M., 2001. Descripción de la Hoja Geológica 3769-I "Barrancas", Provincias de Mendoza y Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 253: 1-49, Buenos Aires.
- Narciso, V., Santamaria, G., y Zanettini, J. C. M., 2004. Hoja geológica 3769-I "Barrancas", Provincias de Mendoza y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín del Servicio Geológico y Minero Argentino, 253, 60.
- Niemeyer, H., Urzúa, F., Aceñolaza, F. G. y González, C., 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la región de Antofagasta. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 1 : 1 / 410-439.
- Nocioni, A., 1996. Estudio estructural de la faja plegada y corrida de la Cuenca Neuquina Surmendocina. En: Ramos, V.A., ed., Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas (2): 353-372.
- Nullo, F. E., 1985. Descripción Geológica de la Hoja 29a, Cerro Campanario, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires (Informe inédito).
- Nullo, F. E., G. Stephens, J. Otamendi y P. Baldauf, 2002. El volcanismo terciario superior del sur de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57: 119 – 132.
- Nullo, F. E., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P., Bouza, P. y Zanettini, J. C. M., 2005. Descripción de la Hoja Geológica 3569-III/3572-IV, Malargüe, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 346, 85p. Buenos Aires.
- Papú, O. H., 1993. Nuevos hallazgos del género *Grapnelispora* (Stover & Partridge) en la Formación Loncoche de Ranquil-Có, Cretácico Superior de la Provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 30: 143-147.
- Papú, O. H., 1997. Nueva especie de *Grapnelispora* del Campaniense-Maastrichtiense, provincia de Mendoza, Argentina. Inferencias filogenéticas, paleobiogeográficas y paleoambientales. *Revista Española de Paleontología* 12: 197-205.
- Parras, A.M., Casadío, S. y Pires, M., 1998. Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe y el límite Cretácico/Paleógeno en el sur de la provincia de Mendoza, Argentina. Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 61-69.
- Polanski, J., 1954. Rasgos Geomorfológicos Esenciales del Territorio de la Provincia de Mendoza. Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas, Cuaderno de Estudio e Investigación 4: 42 pp. Mendoza.
- Polanski, J., 1957. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 12(3): 165-196.

- Polanski, J., 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(3-4): 127-349.
- Polanski, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25a, Volcán San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 1-94, Buenos Aires.
- Previtera, E., 2013. Tafonomía de Vertebrados del Cretácico Superior de la Formación Loncoche en Calmu-Co (Mendoza, Argentina): Implicancias Paleoambientales y Paleogeográficas. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 50(5): 483-492.
- Ramos, V.A., 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies. Argentina. III Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (2): 104-118. Antofagasta.
- Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En Clark, S. y Burchfield, D. (ed.). *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54, Boulder.
- Ramos, V.A., 1993. Interpretación tectónica. En: Ramos, V.A., ed., *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas: 257-266.
- Ramos, V.A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean cordillera. *Episodes* 22(3): 183–190.
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle. En Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W. (Eds.) *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, Geological Society of America, Boulder, Memoir 204: 31-65.
- Ramos, V.A. y Nullo F.E., 1993. El volcanismo de arco cenozoico. En Ramos, V.A., ed., *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 1: 149-160.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S lat). En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.). *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. Geological Society of America, Special Paper, 407: 1-17.
- Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E., 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina, (30°-36°S latitude). *Tectonophysics* 259: 185-200.
- Ramos, V.A., Godoy, E., Lo Forte, G. y Aguirre-Urreta, M.B., 1991. La faja plegada y corrida del norte del río Colorado, Región Metropolitana, Chile Central. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 323-327, Viña del Mar.
- Ramos, V. A., Folguera, A. y Morabito, E. G., 2011. Las Provincias Geológicas del Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: 317-326.
- Riccardi, A.C., 1988. The Cretaceous System of southern South America. Geological Society of America, Memoir 168: 1-161.
- Riccardi, A.C., 2008. El Jurásico de la Argentina y sus amonites. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 625-643.
- Riccardi, A.C. y Gulisano, C.A. 1992. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico Andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45(3-4): 346-364.

- Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O. y Leanza, H. A., 2011. Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén.
- Roll, A., 1939. La cuenca de los Estratos con Dinosaurios al sur del Río Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (Inédito), 1-40, Buenos Aires.
- Rolleri, E. O. y Criado Roque, P., 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2 : 1-60. Bs.As.
- Sanci, R., 2005. Evaluación ambiental y bioestratigráfica de las Formaciones Bardas Blancas y Tres Esquinas (Grupo Cuyo), Cuenca Neuquina, Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (Inédito), 1-92, Buenos Aires.
- Seoane Borracer, F.N., Rocha, E., Armisen, M.R., Olivieri, G.A., Periale, S.L. y Mancada, R.E., 2018. Proyecto Exploratorio Pincheira, Faja Plegada y Corrida de Malargüe, Cuenca Neuquina, provincia de Mendoza. 10º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Sesiones Generales: "Energía y Sociedad, aliados inseparables". p. 75-90.
- Sepúlveda, E., Papú, O.H. y Vokheimer, W., 1989. Importancia estratigráfica y paleogeográfica del género *Grapnelispora* (Stover & Partridge), en el Cretácico tardío del hemisferio austral. Boletín Instituto de Geociencias de la Universidade de Sao Paulo, Ser. Publi. Esp. 7: 163-171.
- Silvestro, J. y Atencio, M. 2008. La cuenca terciaria del Río Grande y Palauco: Edad, evolución y control estructural. Faja plegada de Malargüe. En Congreso Geológico Argentino, No. 17, Actas I: 151-152.
- Silvestro, J. y Atencio, M., 2009. La cuenca Cenozoica del río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural Faja plegada de Malargüe (36°S). Revista de la Asociación Geológica Argentina, en prensa.
- Silvestro, J. y Kraemer, P., 2005. Evolución tecto-sedimentaria de la Cordillera Principal en el sector surmendocino a los 35° 30'S. Faja Plegada de Malargüe. República Argentina. 6º Congreso de Exploración y desarrollo de hidrocarburos.
- Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F. y Brinkworth, W., 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35° -36° S, Malargüe. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(4): 627-643.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the Central Andean region. Journal of South American Earth Sciences 11: 211-215.
- Spagnuolo, M. G., Litvak, V. D., Folguera, A., Bottesi, G. y Ramos, V. A., 2012. Neogene magmatic expansion and mountain building processes in the southern Central Andes, 36-37°S, Argentina. Journal of Geodynamics 53: 81-94.
- Stipanovic, P. N., 1949. La serie de Llantenes en Mendoza sur, su edad y niveles plantíferos. Revista Asociación Geológica Argentina, IV.3, pp. 218-234, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y del diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20: 403-478.

- Stipanivic, P.N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(4): 367-388.
- Stipanivic, P.N. y Mingramm, A.R., 1952. Informe preliminar sobre la estratigrafía, cronología y distribución facial de los sedimentos del Dogger-Malm en el sector Neuquino-Mendocino de la cubeta mesozoica Argentino-Chilena. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires.* (Informe Inédito).
- Stipanivic, P.N. y Mingramm, A.R., 1953. Triásico, Jurásico. *Geografía de la República Argentina, Sociedad Argentina de estudios Geográficos, GAEA, 2, 143-347.*
- Stipanivic, P. N. y Rodrigo, F., 1970. El diastrofismo Eo y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencia a los movimientos Jurásicos de la Patagonia. *Cuarta Jornada Geológica Argentina. Act. II, 338-150, Buenos Aires.*
- Stipanivic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. L. y Martínez, C. G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(2), 67-98.*
- Stein, J. E., Ghiglione, M. C. y Hlebszevitch, J. C., 2018. Estructuras y entrapamientos Plio-Pleistocenos (tardíos) en la plataforma deformada mendocina, Lindero de Piedra, Cuenca Neuquina. *10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 111-123.*
- Tapia, F., Farías, M., Naipauer, M. y Puratich, J., 2015. Late Cenozoic contractional evolution of the current arc-volcanic region along the southern Central Andes (35°20'S). *Journal of Geodynamics* 88, 36-51.
- Tunik, M. A., 2001. Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión Atlántica en la Alta Cordillera de Mendoza. *Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.*
- Ugarte, F., 1955. Estudio geológico de la zona de Coihueco - Cerro La Brea (provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 10 (3): 137-177.*
- Uliana, M. A. y Dellapé, D. A., 1982. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión Maastrichtiano - Eoterciaria del Engolfamiento Neuquino (Patagonia septentrional). *7° Congreso Geológico Argentino, Actas 3 : 673-711.*
- Uliana, M. A., Dellape, D. y Pando, G., 1975a. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza, República Argentina). *Segundo Congreso Iberoamericano de Geología Económica, I, 151-176, Buenos Aires.*
- Uliana, M. A., Dellape, D. y Pando, G., 1975b. Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza). *Segundo Congreso Iberoamericano de Geología Económica, I, 177-196, Buenos Aires.*
- Volkheimer, W. y Salas, A., 1975. Estudio palinológico de la Formación Huitrín, Cretácico de la Cuenca Neuquina en su localidad tipo. *6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 433-456.*
- Weaver, C., 1927. The Roca Formation in Argentina. *American Journal of Science* 5(13): 417-434.
- Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *University of Washington, Memoir 1, 1-469. Seattle.*
- Wichmann, R., 1927. Sobre la facies lacustre senoniana de los estratos con dinosaurios y su fauna. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín 30 : 383-405.*

- Yrigoyen, M., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: V. A. Ramos (ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza, Relatorio. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1 (11) : 123-148.
- Yrigoyen, M.R., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A., ed., Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 345–364, Córdoba.
- Yrigoyen, M.R., 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. 1er Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 168-190, Santiago.
- Yrigoyen, M.R., 1979. Cordillera Principal. En Turner, J.C.M. (Ed.) 2º Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Actas 1: 651- 694, Córdoba.