



Trabajo final de Licenciatura

**LAS ESTRUCTURAS TECTÓNICAS
ANDINAS EN LAS NACIENTES DEL
ARROYO TAQUIMILÁN (37°35' S),
FAJA CORRIDA Y PLEGADA DEL
AGRIO, CUENCA NEUQUINA**

Autora: Brenda Aramendia

Director: Martín Turienzo

Carrera: Licenciatura en Ciencias Geológicas

Facultad de Ingeniería

Universidad Nacional del Comahue

Neuquén, 2019

RESUMEN

En un área situada 20 km al sudoeste de Chos Malal, que abarca el límite entre la zona interna y externa de la faja plegada y corrida del Agrio, se adquirieron datos de campo que permitieron elaborar un mapa detallado, identificando cinco anticlinales con un rumbo aproximado N-S, y vergencia dominante al este. En la zona interna la unidad más antigua aflorante es la Formación Tordillo, expuesta en el núcleo de un anticlinal con una longitud de onda de ~5 km considerado una estructura de primer orden que involucra al basamento. En la zona externa los pliegues tienen una longitud de onda de ~3 km, y forman estructuras de segundo orden que afectan principalmente a las formaciones Vaca Muerta y Mulichinco. Un apretado anticlinal cuya longitud de onda es ~1 km, se interpreta como un pliegue de tercer orden que involucra a la Formación Agrio y unidades suprayacentes. Se elaboró una sección estructural balanceada O-E de 19,3 km de longitud a los 37°35'S, con dos interpretaciones que permitieron caracterizar el estilo estructural de la región, y establecer una estrecha relación entre las estructuras de distinto orden, mediante corrimientos unidos a diferentes despegues en la cubierta sedimentaria que transmiten la deformación desde las estructuras de mayor escala a las de menor. En una primera interpretación se ilustra un sector interno dominado por una única estructura de piel gruesa y un sector externo con pliegues por propagación de falla que involucran a la cubierta sedimentaria. Como las estructuras están relativamente próximas entre sí, la cuña de basamento termina desplazándose y ascendiendo más de 2 km sobre uno de los corrimientos de piel fina. Esta interpretación es geoméricamente viable ya que además del balance se realizó un modelo cinemático para corroborarlo, sin embargo no parece ser tan razonable desde un punto de vista mecánico. Por tal razón se decidió realizar una interpretación alternativa de la misma sección, en la cual se consideran dos estructuras de basamento. El desplazamiento de una primera cuña en el extremo occidental de la sección origina las estructuras de piel fina que conforman el resto de la misma. Con posterioridad, una segunda cuña de basamento formada en secuencia normal debajo de la anterior eleva y pliega a todas las estructuras hasta su posición actual. El desplazamiento de esta última cuña sobre el nivel de despegue en la cubierta sedimentaria es transmitido hacia el este, generando otras estructuras de segundo orden que se encuentran fuera del área de estudio. El acortamiento calculado en la primera interpretación es de 6,53 km (25%), mientras que el acortamiento total en la segunda interpretación es de 7,24 km (27%). Finalmente se realizó un modelo cinemático para esta segunda interpretación que permite visualizar la

secuencia relativa de la deformación y comprender la relación espacial y temporal entre las estructuras de piel gruesa y piel fina que forman este sector de la FPC del Agrio.

Palabras claves: faja plegada del Agrio, tectónica andina, modelos cinemáticos.

ABSTRACT

In an area located 20 km to the southwest of Chos Malal, encompassing the boundary between the inner and outer zone of Agrio fold and thrust belt, field data were acquired that allowed the elaboration of a detailed map, identifying five anticlines with an approximate N-S trend and dominant vergence to the east. In the inner zone the oldest outcropping unit is the Tordillo Formation, exposed in the core of an anticline with a wavelength of ~ 5 km considered a first order basement involved structure. In the outer zone the folds have a wavelength of ~ 3 km, and form second order structures that mainly affect the Vaca Muerta and Mulichinco formations. A tight anticline whose wavelength is ~ 1 km, is interpreted as a third order fold involving the Agrio Formation and overlying units. A balanced cross-section of 19,3 km long was constructed at 37°35' S, with two interpretations that allowed to characterize the structural style of the region, and to establish a close relation between the structures of different order, by means of thrusts linked to different detachments in the sedimentary cover that transmit the deformation from the structures of greater scale to those of smaller. An interpretation illustrates an internal sector dominated by a single thick-skinned structure and an external sector with fault propagation folds involving the sedimentary cover. As the structures are relatively close together, the basement wedge moves and ascends more than 2 km on one of the thin-skinned thrust. This interpretation is geometrically viable, since besides the balance a kinematic model was made to corroborate it, however it does not seem to be the more suitable from a mechanical point of view. For this reason, it was decided to make an alternative interpretation of the same section, in which two basement structures are considered. The displacement of a first wedge at the western end of the section originates the thin-skinned structures that make up the rest of it. Subsequently, a second basement wedge formed in a normal sequence deforms the previous structures to their current position. The displacement of this last wedge on the detachment level in the sedimentary cover is transmitted to the east, generating other second order structures that are outside the study area. The shortening calculated in interpretation A is 6.53 km (25%), while the total shortening in the second interpretation is 7.24 km (27%). Finally, a kinematic model was made for this second interpretation that allows to visualize the relative sequence of

the deformation and to understand the spatial and temporal relationship between the thick and thin-skinned structures that form this sector of the FPC del Agrio.

Keywords: Agrio fold belt, Andean tectonics, kinematic models.

RECONOCIMIENTOS Y DEDICATORIAS

En primer lugar quiero agradecerle a mi director Martín Turienzo por haberme guiado durante la realización de este trabajo final, dedicándome su tiempo y brindándome sus conocimientos. Gracias por motivarme a realizar publicaciones y ayudarme.

A mis padres por creer en mí y darme la posibilidad de estudiar una carrera de grado, apoyándome incondicionalmente. A mis hermanos y hermana por los años de convivencia juntos y largas jornadas de estudio en las que me ayudaron y motivaron siempre.

A mi novio Franco por acompañarme día a día, por alentarme a seguir y ayudarme durante esta carrera que transitamos juntos.

A mis amigas y amigos por todos los años compartidos, los días de estudio y los viajes de campo. Particularmente quiero agradecerle a Flor, a quien conocí el primer año de la carrera y con quien compartí gran parte de la misma. Gracias por tu amistad, tu bondad y ayuda.

A Natalia Sánchez y Fernando Lebinson, quienes me acompañaron y colaboraron durante las tareas de campo.

Al Sr. Julio Porro por facilitarnos el ingreso a la zona de estudio.

A la Universidad Nacional del Comahue por darme la oportunidad de realizar mis estudios y obtener mi título de grado.

Al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur por brindarme los recursos para poder realizar las actividades de campo.

El presente trabajo fue financiado a través de los subsidios CONICET P-UE 22920160100047CO y ANPCyT PICT 0419.

Al jurado, Alberto Carlos Garrido, Raúl Giacosa y Maisa Tunik por las valiosas correcciones que ayudaron a mejorar el manuscrito.

A todos los profesores y ayudantes de la carrera por formarme durante estos años y transmitirme su pasión por la geología.

Al estado nacional por brindarme una educación pública y gratuita.

A la empresa Halliburton, por brindarnos el software Decision Space.

A todos, muchas gracias.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Ubicación del área de estudio.....	1
1.2. Motivación y objetivos	2
1.3. Metodología	4
2. MARCO GEOLÓGICO	6
2.1. Contexto tectónico y estratigráfico.....	6
2.2. Estratigrafía del área.....	8
2.3. Estructura regional.....	22
2.4. Edad de la deformación.....	25
3. RESULTADOS.....	28
3.1. Descripción de las estructuras en superficie.....	28
3.2. Interpretación de las estructuras y evolución cinemática	44
4. DISCUSIÓN.....	54
5. CONCLUSIONES	57
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59
Anexo 1: Mapa geológico del área de estudio.	68

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Ubicación del área de estudio.

La zona de estudio está situada en la región noroeste de la provincia del Neuquén, a unos 20 km al sudoeste de la localidad de Chos Malal, en un sector altamente deformado de la Cuenca Neuquina situado en el ámbito de la denominada faja plegada y corrida (FPC) del Agrio (Fig. 1). El área de trabajo se encuentra en las nacientes del arroyo Taquimilán, aproximadamente entre los 37° 32' y 37° 38' de latitud sur y 70° 30' y 70° 17' de longitud oeste (Fig. 2), y abarca el límite entre la zona interna y externa de la FPC del Agrio. Está limitada hacia el oeste por el cerro El Manzano y hacia el este por el cerro Naunauco. Uno de los principales accesos a la misma es partiendo desde la ciudad de Chos Malal en dirección sur por la ruta nacional 40, desviándose por la ruta provincial 29 hasta pasar la localidad de Taquimilán y finalmente a través de un desvío que lleva al puesto del Sr. Julio Porro ubicado en la margen sur del arroyo Taquimilán. Otra vía de acceso es por la ruta provincial 6, y desviándose luego hacia el paraje Tres Chorros.

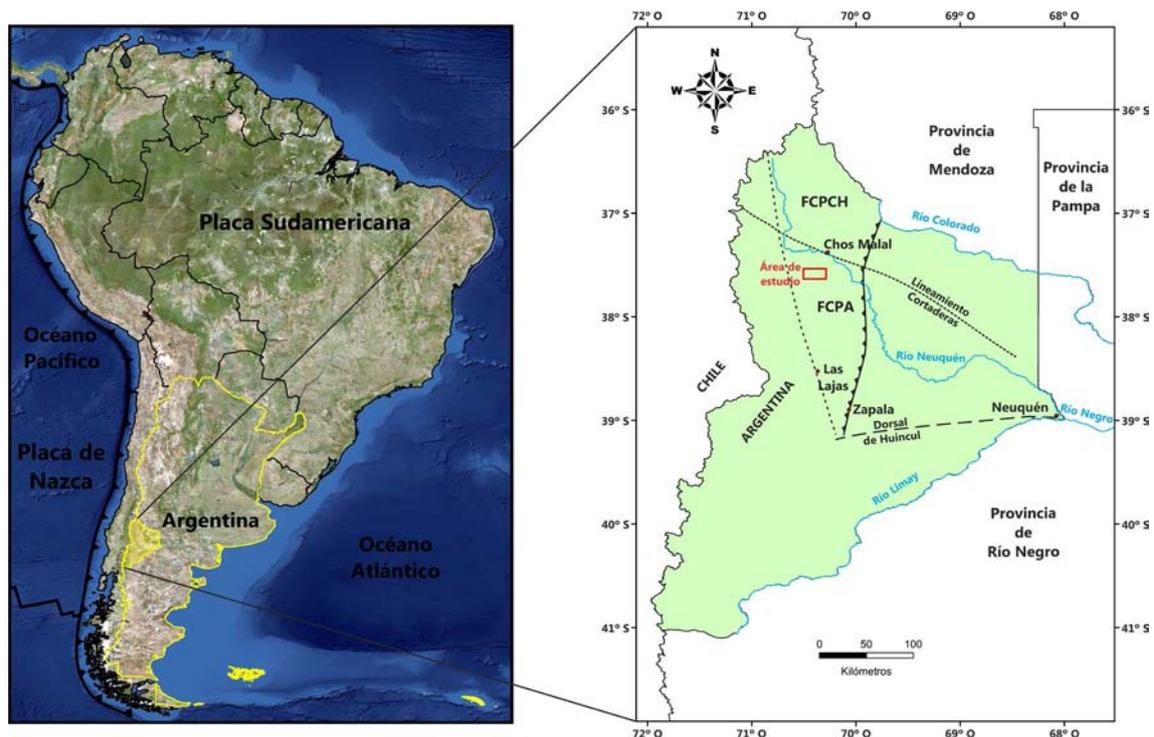


Figura 1: Localización del área de estudio en la Provincia del Neuquén visualizando las fajas plegadas y corridas con sus límites. FPCA: faja plegada y corrida del Agrio. FPCCH: faja plegada y corrida de Chos Malal.



Figura 2: Imagen satelital de la zona de estudio con las principales vías de acceso.

1.2. Motivación y objetivos

La FPC del Agrio (Ramos, 1978) es una región intensamente deformada de los Andes Neuquinos formada en respuesta a los esfuerzos contraccionales derivados de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana (Fig. 1). Este cinturón orogénico se desarrolla en la región centro-oeste de la Provincia del Neuquén, aproximadamente entre las localidades de Chos Malal y Las Lajas. Limita al oeste con la fosa de Loncopué y al este con el dorso de los Chihuidos. La construcción de esta faja ocurrió durante dos pulsos principales de compresión, uno en el Cretácico Tardío-Paleógeno y otro en el Mioceno (Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2007, 2009, 2011; Tunik *et al.*, 2010; Rojas Vera *et al.*, 2015, entre otros), los cuales deformaron a los sedimentos mesozoicos de la Cuenca Neuquina y a su substrato. De acuerdo al predominio de estructuras involucrando al basamento (piel gruesa o *thick-skinned*) o a la cubierta sedimentaria (piel fina o *thin-skinned*), la FPC del Agrio ha sido dividida en una zona interna y una zona externa (Ramos, 1978; Zapata y Folguera, 2005). Para explicar la participación del basamento en la zona interna se han propuesto principalmente dos posibles mecanismos: la inversión tectónica positiva de

fallas normales de alto ángulo heredadas de la etapa de rift (Vergani *et al.*, 1995; Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2007, 2009; Rojas Vera *et al.*, 2015) y la formación de nuevos corrimientos (fallas inversas de bajo ángulo) creadas en respuesta a la contracción andina (Minitti *et al.*, 1986; Nocioni 1996; Kozłowski *et al.*, 1998; Turienzo *et al.*, 2014, 2018; Sánchez *et al.*, 2015; Lebinson *et al.*, 2015, 2018). Por otro lado, la deformación de piel fina en la zona externa ha sido caracterizada mediante pliegues por despegue y por propagación en falla desacoplados a partir de la Formación Auquilco (Viñes, 1985; Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2007, 2009), aunque trabajos detallados más recientes reconocen estilos más complejos incluyendo mecanismos de plegamiento por flexión en falla debido a la localización de múltiples niveles de despegue en la cubierta (Lebinson *et al.*, 2015). Adicionalmente, los acortamientos tectónicos regionales disminuyen gradualmente hacia el sur pero existen notables diferencias en los valores calculados por los distintos autores previos en función del modelo estructural asumido (Lebinson *et al.*, 2018). El segmento septentrional de la FPC del Agrio se caracteriza por presentar excelentes exposiciones de las estructuras tectónicas, al contrario de lo que ocurre con la información de subsuelo donde la mala calidad de las líneas sísmicas no permite definir con claridad la geometría de las estructuras. Por lo antedicho, los estudios estructurales de superficie son indispensables y constituyen la herramienta más valiosa para caracterizar el estilo estructural y los mecanismos de deformación que afectaron a esta región.

El objetivo general del presente trabajo es analizar la evolución estructural de la FPC del Agrio en la región de las nacientes del arroyo Taquimilán y reconocer el modo en que interactúan las estructuras involucrando al basamento con las desarrolladas en las rocas sedimentarias mesozoicas. El conocimiento de la configuración de este cinturón orogénico servirá de sustento para entendimiento de la evolución tectónica de este sector de los Andes y/o para el desarrollo de modelos exploratorios en búsqueda de hidrocarburos en el ámbito de la faja plegada y corrida neuquina.

Los objetivos específicos incluyen:

- El mapeo geológico detallado (~1:50.000) del área de estudio en base a la adquisición de datos estructurales georreferenciados y reconocimiento de las unidades en campo, sobre una base de imágenes satelitales de alta resolución.

- La elaboración de una sección estructural balanceada que caracterice el estilo estructural de este sector de la faja plegada y corrida, mediante una adecuada reconstrucción de la geometría de las estructuras en profundidad, y su posterior restitución para calcular el acortamiento tectónico en el área.
- El desarrollo de un modelo cinemático que permita comprender la secuencia de deformación para las estructuras interpretadas (*forward modeling*) y comprender la relación espacial y temporal entre las estructuras de piel gruesa y piel fina.

1.3. Metodología

En una primera etapa se realizó una recopilación bibliográfica de la información estratigráfica y estructural de la zona de la FPC del Agrio, tomando especial énfasis en los diferentes modelos estructurales propuestos en la misma. Se realizó una campaña para efectuar las tareas de relevamiento, en la cual se tomaron 91 puntos de medición posicionados mediante un GPS Garmin etrex de 12 canales. En cada uno de los puntos se efectuaron varias mediciones de rumbo y buzamiento de los planos de estratificación, utilizando una brújula tipo Brunton estructural y se describieron las rocas aflorantes, particularmente identificando los contactos entre las distintas unidades geológicas. Con la información obtenida en el terreno se elaboró una tabla de datos (en Excel), la cual se importó utilizando un programa de mapeo (ArcGis 10.1) sobre una imagen satelital georreferenciada permitiendo así elaborar el mapa geológico detallado.

Para construir la sección estructural se realizó un perfil geológico oeste - este de 19,3 km de longitud que atraviesa toda el área de estudio y sobre el cual se volcaron los datos estructurales. El perfil topográfico se obtuvo a partir del modelo de elevación digital (DEM) del área, de 30m de resolución. Utilizando el programa de dibujo Corel Draw se realizó una interpretación de la geometría superficial de las estructuras aplicando el método *kink* de las bisectrices, el cual permite conservar constante el espesor de las unidades. A continuación se interpretó la geometría de las estructuras en profundidad aplicando conceptualmente los modelos de pliegues por flexión de falla (*fault-bend folds*) (Suppe, 1983), por propagación de falla (*fault-propagation folds*) (Suppe y Medwedeff, 1990) y pliegues por propagación con cizalla triangular (*thrust fault-propagation folds*) (Erslev, 1991; Allmendinger, 1998).

La restitución de la sección estructural se efectuó siguiendo las técnicas de los perfiles balanceados (Dahlstrom, 1969; Woodward *et al.*, 1989), utilizando el método de conservación de la longitud de capas con el fin de asegurar la viabilidad geométrica de las interpretaciones y calcular los acortamientos tectónicos. Para la restitución de las capas, en algunos casos se colocaron líneas de fijación locales (*local pin lines*). La evolución cinemática de las estructuras se reconstruyó utilizando la herramienta *structural modeling* del programa Decision Space Geosciences de Halliburton con licencia académica en la Universidad Nacional del Comahue. Este programa permite ajustar diferentes parámetros a fin de poder obtener la geometría esperada, partiendo de la sección restituida y generando luego cada una de las estructuras en sucesivos pasos de deformación hasta alcanzar su configuración actual.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Contexto tectónico y estratigráfico

Desde el Paleozoico hasta la actualidad ocurrieron diversos ciclos tectónicos y sedimentarios en el margen occidental de Gondwana, que dieron como resultado la configuración geológica y estructural de esta porción de la Cordillera de los Andes (Ramos, 1999, 2010). La región estuvo afectada por tres ciclos orogénicos principales; el Chánico y el Gondwánico durante el Paleozoico, y el ciclo Andino desarrollado durante el Mesozoico y Cenozoico. Estos ciclos se encuentran separados entre sí por discordancias que separan rocas con diferentes grados de deformación y metamorfismo (Giacosa *et al.*, 2014). A partir del Devónico se estableció una extensa zona de subducción a lo largo del margen continental que dio lugar a la orogenia Gondwánica. Este ciclo orogénico comenzó con la fase Chánica a fines del Devónico y principios del Carbonífero, la cual plegó a las rocas más antiguas expuestas en la Cordillera del Viento correspondiente a la Formación Huaraco del Carbonífero (Llambías *et al.*, 2007; Llambías y Sato, 2011; Danieli *et al.*, 2011). En el Pérmico Temprano ocurrió una fase orogénica diastrófica conocida como San Rafael que generó el plegamiento y fallamiento de las rocas carbónicas y el emplazamiento de las rocas vinculadas al Granito Huingancó (Ramos *et al.*, 2011). Durante el Pérmico y parte del Triásico se desarrolló sobre el margen continental activo del continente de Gondwana un periodo de relajación de los esfuerzos al cual se asoció una intensa actividad magmática mesosilícica a silícica incluida dentro del Grupo Choiyoi (Llambías y Sato, 2011). El ciclo Gondwánico finaliza con la fase diastrófica Huárpica, del Triásico Temprano a Medio, la cual marca la transición entre este ciclo tectónico y el Andino. Esta extensa superficie de erosión dejó al descubierto las plutonitas pérmicas (Llambías *et al.*, 2007). Como resultado del colapso extensional del orógeno permo-triásico se inicia una etapa de rift a partir del Triásico Tardío hasta el Sinemuriano, caracterizada por fallas extensionales, con rumbo predominante NO-SE, que involucran al basamento y limitan hemigrabenes con acumulaciones volcánicas y volcanoclásticas del Ciclo Precuyano (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Cristallini *et al.*, 2006, 2009; Carbone *et al.*, 2011).

A partir del Jurásico Temprano se instaura un régimen de subducción en el margen occidental de Gondwana con un angosto arco magmático y la presencia de una serie de cuencas extensionales de retroarco (Charrier, 1979, 2002; Uliana y Biddle, 1988;

Legarreta y Uliana, 1991; Franzese y Spalletti, 2001; Ramos y Folguera, 2005; Howell *et al.*, 2005). Desde el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Tardío, la evolución de la cuenca se caracterizó por una subsidencia térmica regional interrumpida por inversiones periódicas en la región de la Dorsal de Huincul (Turic *et al.*, 1987; Vergani *et al.*, 1995; Freije *et al.*, 2002; Mosquera *et al.*, 2011). Bajo este estadio se deposita el Grupo Cuyo (Vergani *et al.*, 1995) durante el Pliensbachiano-Calloviano y corresponde al primer ciclo sedimentario marino de la cuenca (Fig. 3). Al final de la deposición de este grupo, la cuenca estaba cada vez más restringida (Vergani *et al.*, 1995).

Durante el Calloviano la cuenca se vió afectada por un levantamiento y erosión en la Dorsal de Huincul (Vergani *et al.*, 1995) y se depositaron las sedimentitas del Grupo Lotena relacionadas con el segundo ciclo sedimentario marino de la cuenca. La reactivación tectónica (movimientos Intracallovianos) impulsó la migración de facies proximales hacia el interior de la cuenca, y a medida que cesó la actividad tectónica y disminuyó el aporte clástico se desarrollaron extensas plataformas carbonáticas. Este ciclo culmina con un brusco descenso del nivel de base que dio lugar a una nueva restricción del área de la cuenca (Arregui *et al.*, 2011a).

En el Oxfordiano-Kimmeridgiano ocurrió un levantamiento seguido por una nueva fase de subsidencia de la cuenca (Vergani *et al.*, 1995). Esta etapa evolutiva fue denominada Ciclo Ándico (Groeber, 1946) y a partir de la cual se depositó el Grupo Mendoza que registra diferentes periodos de ascenso y descenso relativo del nivel del mar que generaron una serie de secuencias sedimentarias regresivas y transgresivas con paleogeografías cada vez más restringidas (Legarreta y Gulisano, 1989; Vergani *et al.*, 1995).

Entre el Barremiano tardío y el Albiano se depositaron las secuencias clásticas y evaporíticas del Grupo Bajada del Agrio en un marco de subsidencia térmica generalizada. Este grupo marca la culminación del ciclo Ándico y a partir del Cretácico Tardío la cuenca no vuelve a recibir transgresiones marinas desde el oeste. Esta etapa está vinculada con el levantamiento iniciado durante el Cenomaniano temprano, a partir del cual la cuenca se desarrolla como una cuenca de antepaís vinculada a la carga tectónica o bien al propio peso del arco volcánico (Ramos, 1993; Vergani *et al.*, 1995; Franzese *et al.*, 2003) y contemporáneamente se depositan los sedimentos continentales del Grupo Neuquén provenientes desde el oeste (Ramos y Folguera, 2005; Tunik *et al.*, 2010).

Hacia finales del Cretácico (Campaniano-Paleoceno) se depositaron los sedimentos marinos y continentales del Grupo Malargüe marcando la culminación del Ciclo Riográndico (Legarreta y Gulisano, 1989). Las facies marinas están relacionados con la primera ingresión atlántica a la cuenca durante el Maastrichtiano, asociada con el proceso de apertura y separación entre África y Sudamérica (Rodríguez, 2011; Arregui *et al.*, 2011a).

Algunos autores postulan que entre el Cretácico Superior y el Paleógeno se produjo la horizontalización de la zona de subducción produciendo magmatismo de arco que migra hacia el antepaís y el desarrollo de las fajas plegadas y corridas (Ramos y Folguera, 2005; Kay *et al.*, 2006; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Folguera *et al.*, 2007; Folguera y Ramos, 2011; Folguera *et al.*, 2012; Rojas Vera *et al.*, 2014). El posterior empinamiento de la placa durante el Oligoceno-Mioceno temprano habría causado una etapa de extensión que daría origen a la Fosa de Loncopúe (Jordan *et al.*, 2001; Ramos y Folguera, 2005; Rojas Vera *et al.*, 2011; Gianni *et al.*, 2018; Muñoz *et al.*, 2018). Por otro lado, Cobbold y Rossello (2003) proponen una deformación compresiva continua desde el Aptiano, con sedimentos cenozoicos acumulados en una cuenca de antepaís (Cobbold *et al.*, 1999, 2008) y magmatismo emplazado en un ambiente tectónico compresivo (Galland *et al.*, 2007; Güerer *et al.*, 2015). El frente magmático se instauró en la región de Colipilli entre el Cretácico Tardío y el Eoceno representado por las rocas ígneas andesíticas del Grupo Naunauco (Zamora Valcarce, 2007). Como producto de la reactivación tectónica de la FPC del Agrio, entre el Mioceno medio y el Mioceno tardío se depositó el Conglomerado Tralalhué en una cuenca intermontana al oeste del Cerro Naunauco (Ramos, 1998). Este segundo pulso de deformación levantó el dorso de los Chihuidos (Mosquera y Ramos, 2006) y produjo la estructura final de la FPC del Agrio (Zapata y Folguera, 2005).

2.2. Estratigrafía del área

La Cuenca Neuquina posee un registro sedimentario de al menos 7 km de espesor acumulados desde el Triásico Tardío a la actualidad. En la región de estudio afloran una gran variedad de rocas sedimentarias que representan casi la totalidad de la columna estratigráfica de la cuenca (Fig. 3).

El basamento paleozoico no se encuentra expuesto en la zona de estudio, por lo tanto se considera indiferenciado. Sin embargo, éste aflora en la región de la Cordillera del

Viento y consiste en rocas meta-sedimentarias marinas y rocas volcánicas depositadas en el Paleozoico Superior correspondientes al Grupo Andacollo (Zöllner y Amos, 1973; Danieli *et al.*, 2011) y cuerpos intrusivos y rocas volcánicas - volcanoclásticas permotriásicas del Grupo Choiyoi (Llambías *et al.*, 2007).

El Ciclo Cuyano o Grupo Cuyo fue definido por Groeber (1946) y corresponde al primer ciclo sedimentario marino de la cuenca, acaecido durante el Pliensbachiano inferior y Calloviano medio (Legarreta y Gulisano, 1989). Estas sedimentitas apoyan en forma discordante sobre los depósitos volcanoclásticos del Grupo Precuyo. Si bien no hay afloramientos de este grupo en el área de estudio, en base a trabajos de otros sectores de la faja, se considera que las unidades que lo integran son las formaciones Los Molles y Tábanos, que alcanzan los 855 m de espesor (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995). Este grupo está parcialmente expuesto en la región del arroyo Rahueco, en el núcleo de un gran anticlinal (Lebinson *et al.*, 2015), situado a unos 10 km al norte del área de estudio. La Formación Los Molles (Weaver, 1931) está constituida por pelitas grises con variable contenido orgánico intercaladas con cuerpos arenosos de régimen turbidítico (Arregui *et al.*, 2011b). El sondeo YPF.Nq.NCMO.x-1, ubicado a 45 km al sur del área de estudio, perforó más de 1.000 m de pelitas de dicha formación. Esta unidad se encuentra cubierta por la Formación Tábanos (Stipanovic, 1966) con un espesor que varía entre 20 y 80 m, integrada por evaporitas de centro de cuenca que demuestran una circulación restringida de la misma y su consecuente desecación (Legarreta y Gulisano, 1989).

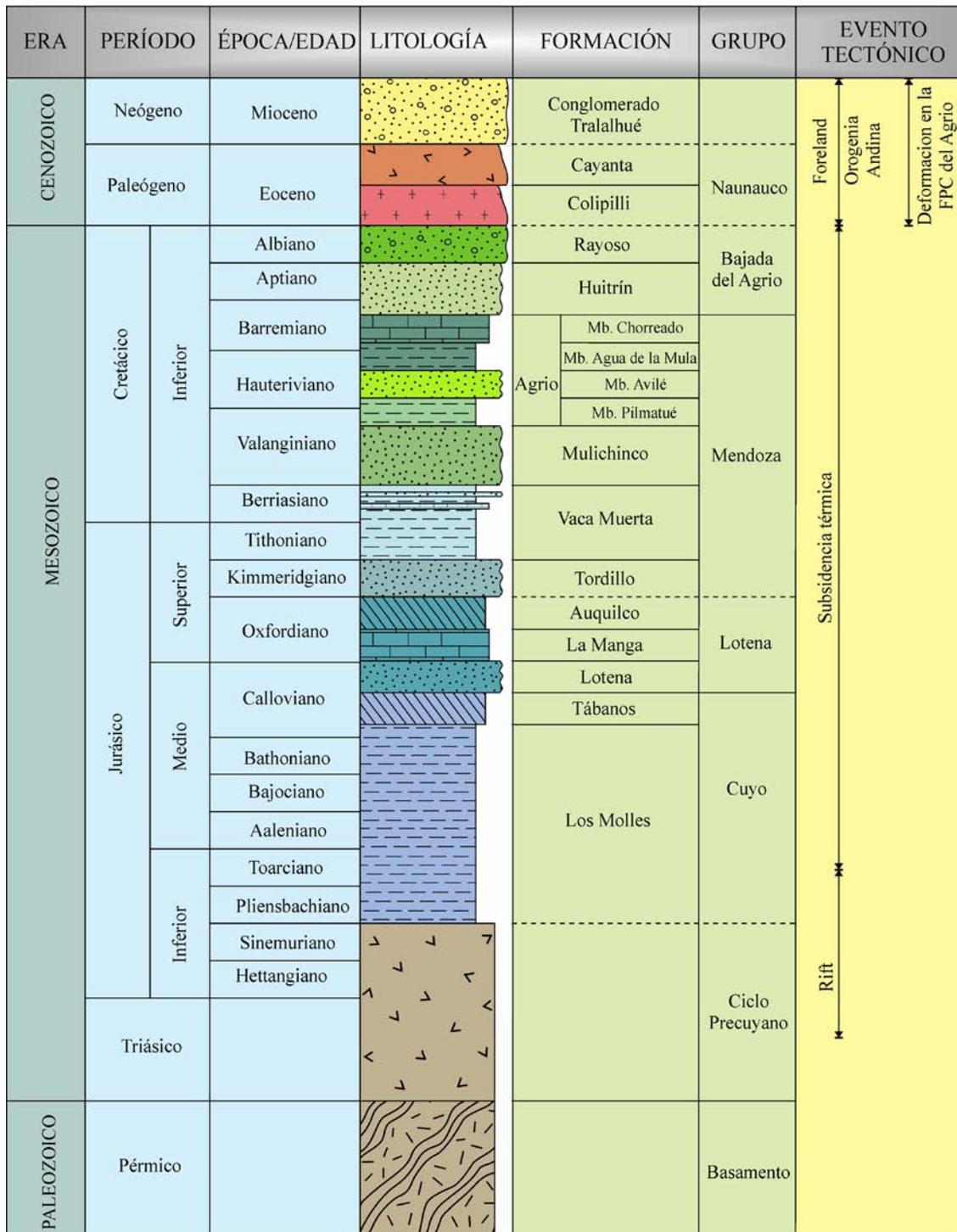


Figura 3: Cuadro tectonoestratigráfico con las unidades involucradas en la zona de estudio (basado en Legarreta y Gulisano, 1989; Vergani *et al.*, 1995; Leanza, 2003, 2009; Tunik *et al.*, 2010).

En discordancia sobre el Grupo Cuyo se hallan los depósitos que integran el Grupo Lotena, el cual fue definido por Groeber (1946) como Subciclo Loteniano-Chacayano dentro de su Ciclo Jurásico. Este grupo se desarrolló entre el Calloviano medio y el

Oxfordiano superior-Kimmeridgiano y está integrado por las formaciones Lotena, La Manga y Auquilco (Legarreta y Gulisano, 1989), que en la zona de Rahueco alcanzan un espesor de 170 m (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995). Legarreta y Gulisano (1989) definieron a la Formación Lotena (Weaver, 1931) como facies clásticas marinas y continentales. Por encima se encuentran los depósitos carbonáticos correspondientes a la Formación La Manga (Stipanivic, 1966) y al tope de la secuencia se disponen las evaporitas de la Formación Auquilco (Weaver, 1931; Arregui *et al.*, 2011c). Dentro de la zona de estudio, las rocas de este grupo tampoco se hallan expuestas.

El Grupo Mendoza definido por Stipanivic *et al.* (1968) está integrado por las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio, y se encuentra bien representado por extensos afloramientos dentro de la zona de estudio. Inicia con una continentalización generalizada representada por la Formación Tordillo (Stipanivic, 1966, Spalletti *et al.*, 2011) que fue definida por Groeber (1946) como Tordillense. Está compuesta por sedimentitas fluviales desde areniscas medianas a muy finas hasta fangolitas depositadas durante el Kimmeridgiano (Leanza y Leanza, 1973; Legarreta y Gulisano, 1989; Spalletti *et al.*, 2011). Esta unidad posee un espesor estimado de 800 m obtenido de los pozos CMO.x-1 y PDS.x-1, mientras que en la región de Chacay Melehue se estima una potencia de 530-590 m (Zöllner y Amos, 1973). En el área de estudio, la Formación Tordillo es la unidad más antigua expuesta en el sector noroccidental. Litológicamente, esta unidad se compone de areniscas rojizas tobáceas, intercaladas con niveles de limolitas verdosas y rojizas (Fig. 4).

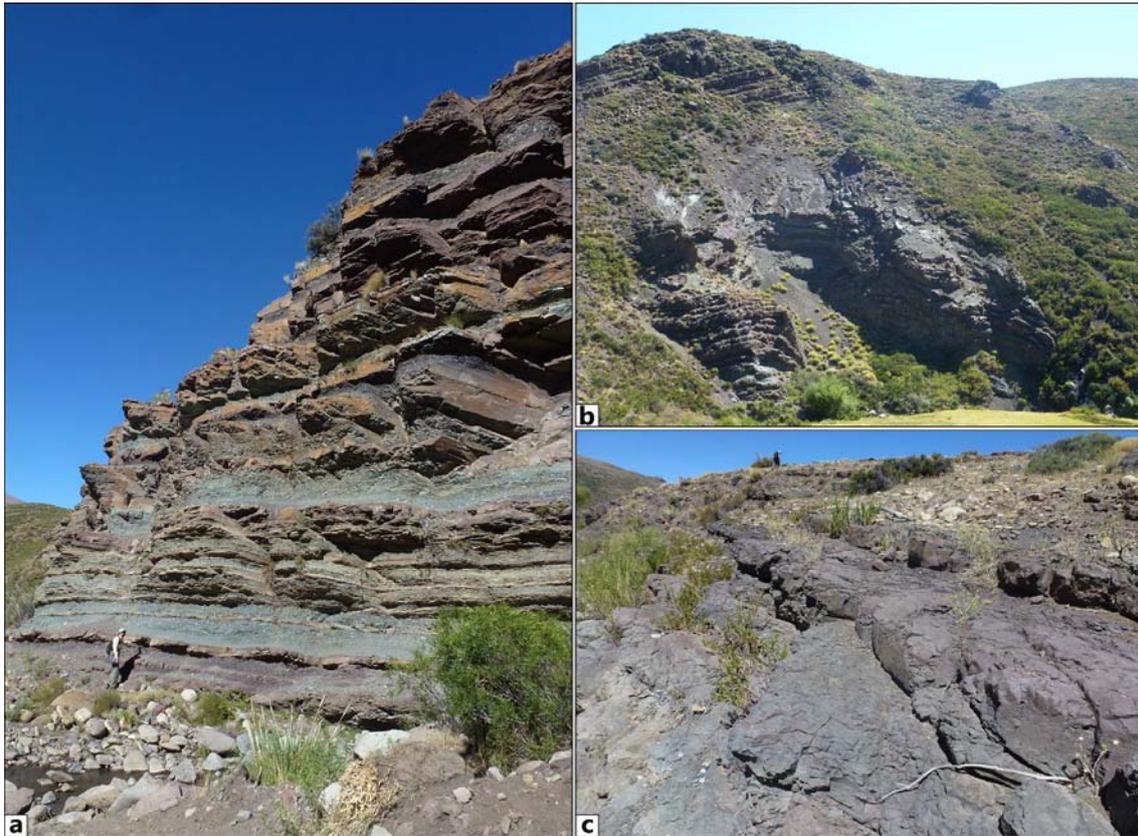


Figura 4: Afloramientos de la Formación Tordillo que se presenta como intercalaciones de areniscas y limolitas (a y b) y como bancos masivos de areniscas rojizas (c).

Sobre estos depósitos, yace de manera concordante la Formación Vaca Muerta, que fue definida por Weaver (1931) como el conjunto de pelitas negras y calizas ricas en materia orgánica, areniscas (Miembro Huncal) y abundantes fósiles marinos, especialmente amonites, depositados entre el Tithoniano temprano y el Berriasiano tardío, marcando la máxima expansión marina de la Cuenca Neuquina (Legarreta y Gulisano, 1989; Spalletti *et al.*, 2000; Leanza *et al.*, 2011; Vennari *et al.*, 2014). Presenta espesores de 850-900 m (Zöllner y Amos, 1973). En el sinclinal Pampa del Salado el pozo PDS.X-1 atravesó un total de 1.463 m de esta formación en una zona poco estructurada. En la zona de estudio, los afloramientos de esta unidad se caracterizan por pelitas negras laminadas, intercaladas con calizas grises masivas que alojan invertebrados fósiles, predominantemente amonites (Fig. 5).

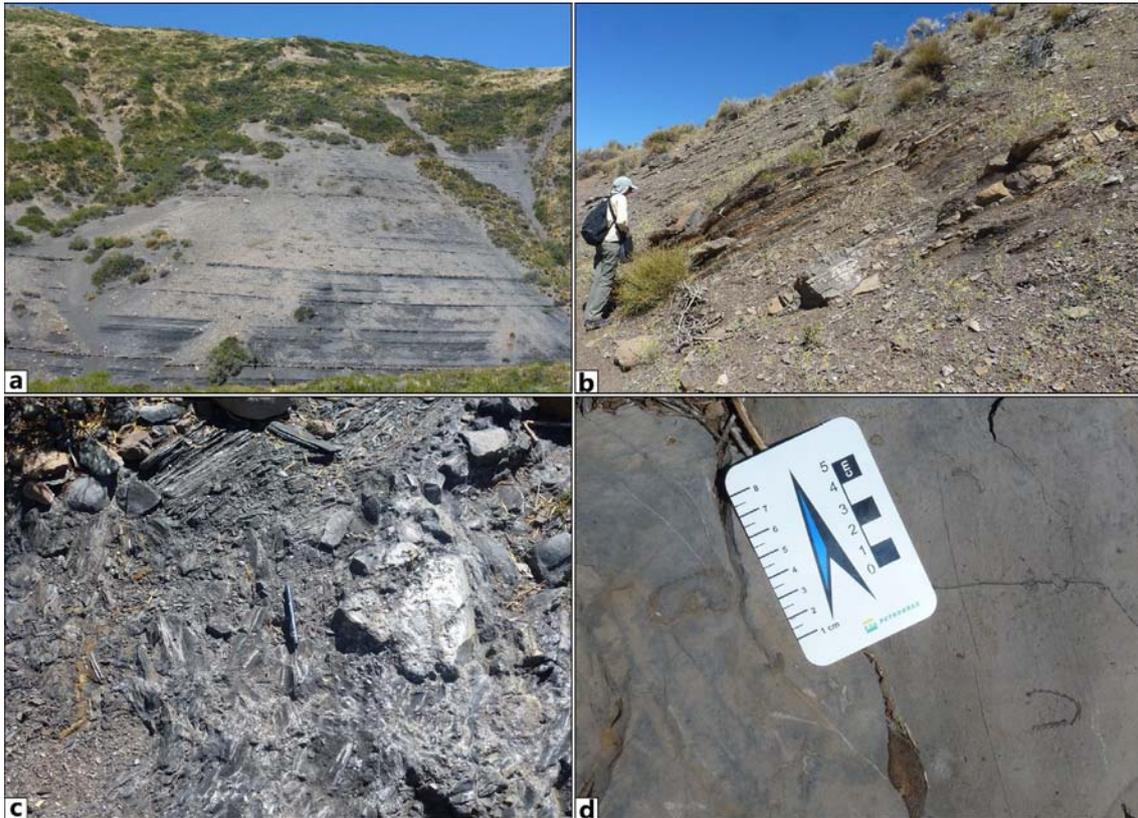


Figura 5: a) y b) Afloramientos de la Formación Vaca Muerta caracterizados por la alternancia de pelitas y bancos de calizas de espesores variables. c) Pelitas negras deformadas a orillas del arroyo Taquimilán. d) Invertebrados fósiles en las calizas grises.

En los afloramientos de esta unidad también se observaron estructuras químicas diagenéticas, tales como concreciones calcáreas de tamaños variables, las cuales en algunos casos alojan amonites y *beef* (Fig. 6). Las primeras se forman por precipitación preferencial de minerales (cementación), mientras que los segundos son venillas de calcita fibrosa dispuestas paralelas a los planos de estratificación.

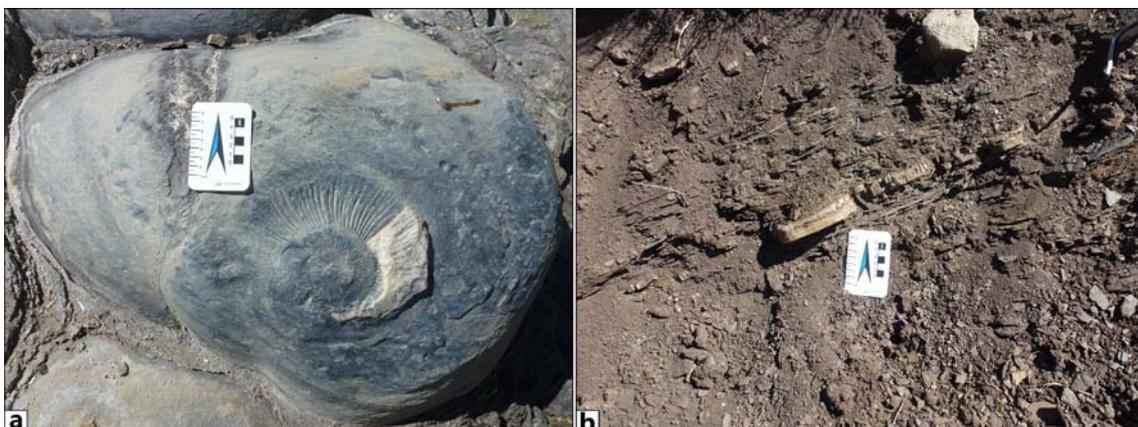


Figura 6: a) Concreción con impronta de amonite. b) Pelitas negras laminadas con *beef*.

La Formación Mulichinco fue reconocida por Weaver (1931) para referirse a una sucesión de sedimentitas continentales, transicionales y marinas con abundantes fósiles, depositadas entre el Valanginiano temprano y el tardío (Leanza, 1973; Schwarz *et al.*, 2006, 2011), durante un estadio de mar bajo (Gulisano *et al.*, 1984) influenciado por un alzamiento tectónico (Vergani *et al.*, 1995). En los datos del registro de los pozos PDN.x-1 y Bs.Nq.ChE.x-1 se midieron espesores de 325 m y 350 m respectivamente. En el área de estudio esta unidad presenta extensos afloramientos, en los que se describieron areniscas finas a gruesas micáceas, niveles de conglomerados, limolitas gris verdosas, calizas grises y coquinas con venillas de calcita. En los paquetes arenosos se observaron estructuras primarias tales como la estratificación entrecruzada y ondulitas (Fig. 7).

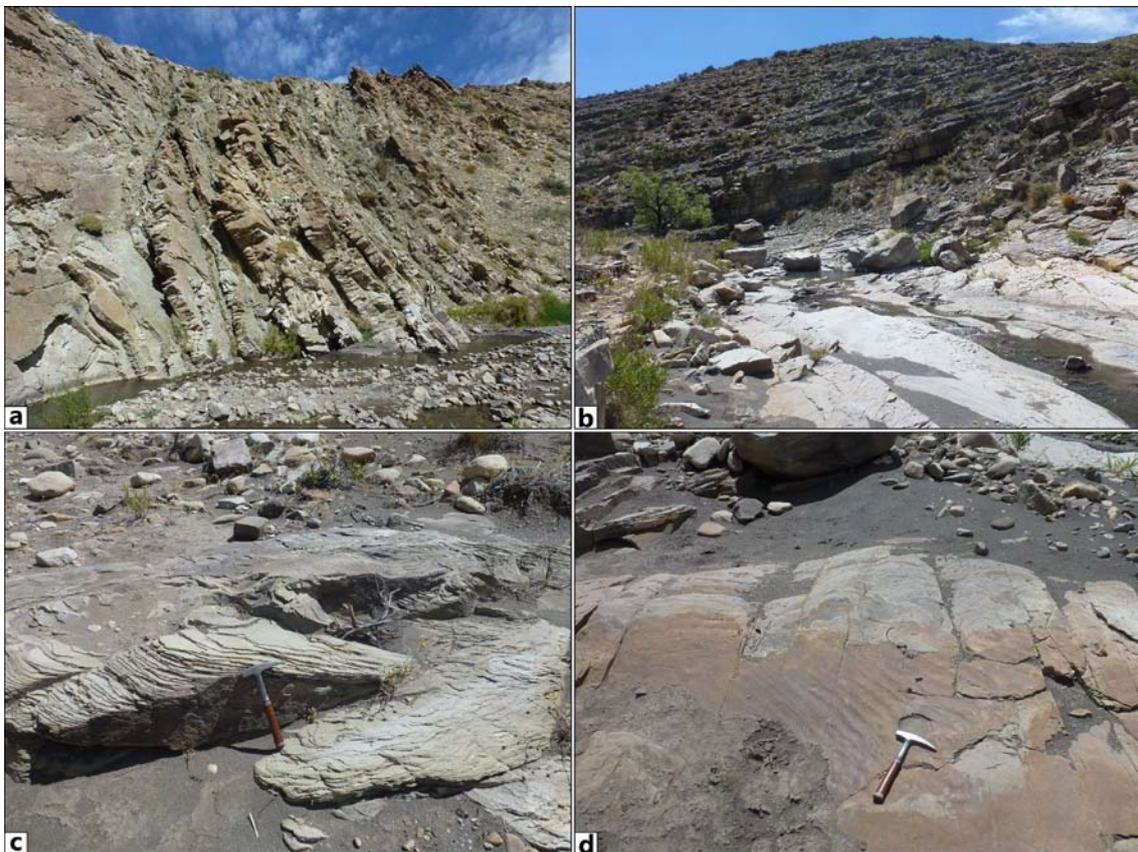


Figura 7: a) y b) Afloramientos de la Formación Mulichinco a orillas del arroyo Taquimilán. c) Estratificación entrecruzada en areniscas. d) Ondulitas en areniscas.

La Formación Agrío (Weaver, 1931) se depositó entre el Valanginiano tardío y Hauteriviano tardío (Aguirre Urreta *et al.*, 2008, 2015, 2017) y se caracteriza por pelitas y calizas dolomitizadas (Lazo *et al.*, 2005; Tunik *et al.*, 2009; Spalletti *et al.*, 2011; Comerio *et al.*, 2018) con un espesor aproximado de 1.040-1.100 m (Zöllner y Amos, 1973). Los pozos Bs.Nq.ChE.x-1 y Bs.Nq.Ch.x-1, ubicados al norte de Chos Malal,

arrojaron espesores de 1.081 m y 950 m respectivamente. Esta formación se dividió clásicamente en tres miembros denominados por Legarreta y Gulisiano (1989) como Miembro Agrio Inferior, Miembro Avilé y Miembro Agrio Superior. Posteriormente los miembros Inferior y Superior fueron red denominados como Miembro Pilmatué y Miembro Agua de la Mula respectivamente (Leanza y Hugo, 2001). Leanza (2003) incluye al Miembro Chorreado dentro de la Formación Agrio. En el área de estudio afloran los cuatro miembros y forman parte de las estructuras de piel fina en el sector externo de la faja.

Los miembros Pilmatué y Agua de la Mula están constituidos por lutitas de ambiente marino con intercalación de calizas y areniscas, y con una abundante fauna de invertebrados marinos (Spalletti *et al.*, 2011). Estas facies se asocian a un ambiente de rampa marina con lenta subsidencia y con un nivel del mar alto (Legarreta y Gulisano, 1989). El Miembro Pilmatué se extiende entre el Valanginiano tardío y el Hauteriviano temprano alto (Aguirre Urreta *et al.*, 2008). Entre Chacay Melehue y el río Neuquén esta unidad tiene una potencia que varía entre 600 y 650 m, mientras que en su perfil del Río Agrio alcanza espesores de 577 m (Leanza y Hugo, 2001). En la región de Pampa del Salado el sondeo PDS.x-1 registró un espesor de 645 m para este miembro. En los afloramientos de la región de estudio se caracteriza por lutitas negras laminadas, con abundante contenido fosilífero que incluye amonites y bivalvos del tipo trigonia (Fig. 8). Además presenta estructuras químicas diagenéticas tales como concreciones calcáreas.



Figura 8: a) y b) Afloramientos del Miembro Pilmatué a orillas del Arroyo Taquimilán. c) Amonites preservados en pelitas. d) Impresiones de amonites.

El Miembro Avilé abarca el lapso Hauteriviano inferior más alto a Hauteriviano superior más bajo (Aguirre Urreta *et al.*, 2008) y consiste en depósitos arenosos con estratificación entrecruzada, acumulados en un ambiente continental fluvial y eólico durante un estadio de mar bajo (Veiga *et al.*, 2011). Constituye un excelente horizonte guía con espesores que varían entre 40 y 70 m (Zöllner y Amos, 1973), mientras que hacia el sur esta unidad presenta espesores entre 10 y 20 m. En la zona de estudio, este miembro de ~30 m de espesor, forma generalmente crestos con rumbo N-S más resistentes a la erosión que contrastan con los miembros pelíticos infra y suprayacentes, y está compuesto de areniscas medias a muy gruesas con estratificación entrecruzada (Fig. 9).

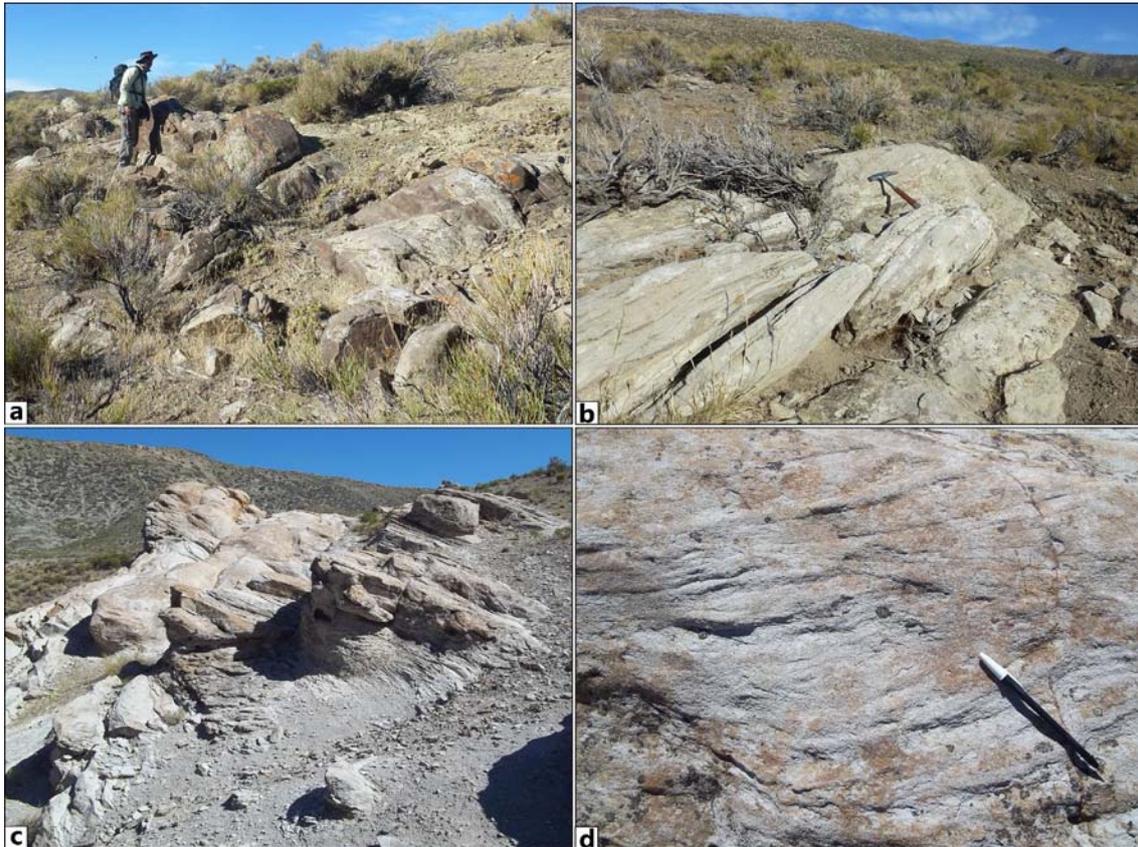


Figura 9: a), b) y c) Crestones arenosos del Miembro Avilé. d) Estratificación entrecruzada en areniscas medias a gruesas.

El Miembro Agua de la Mula se desarrolló entre Hauteriviano tardío y el Barremiano temprano (Aguirre Urreta *et al.*, 2008) y evidencia una importante transgresión, que acumuló en su base pelitas negras, margas y calizas subordinadas, depositadas en un ambiente marino (Lazo, 2007). Al norte de la región de estudio este miembro alcanza los 400 m de espesor (Zöllner y Amos, 1973). En el área de estudio se caracteriza por lutitas negras laminadas y calizas con amonites.

El Miembro Chorreado es una unidad clástico-carbonático-evaporítica depositada en un ambiente marino restringido con un espesor medio estimado de 30 m (Gutiérrez Pleimling *et al.*, 2011). Por otro lado, los pozos Bs.Nq.ChE.x-1 y Bs.Nq.Ch.x-1 registraron una potencia de 28 m. En la zona de trabajo se presenta como calizas blanquecinas laminadas silicificadas, de reducido espesor. Debido a su litología carbonática, este miembro desarrolla repliegues y fallamiento, visibles a escala de afloramiento (Fig. 10).

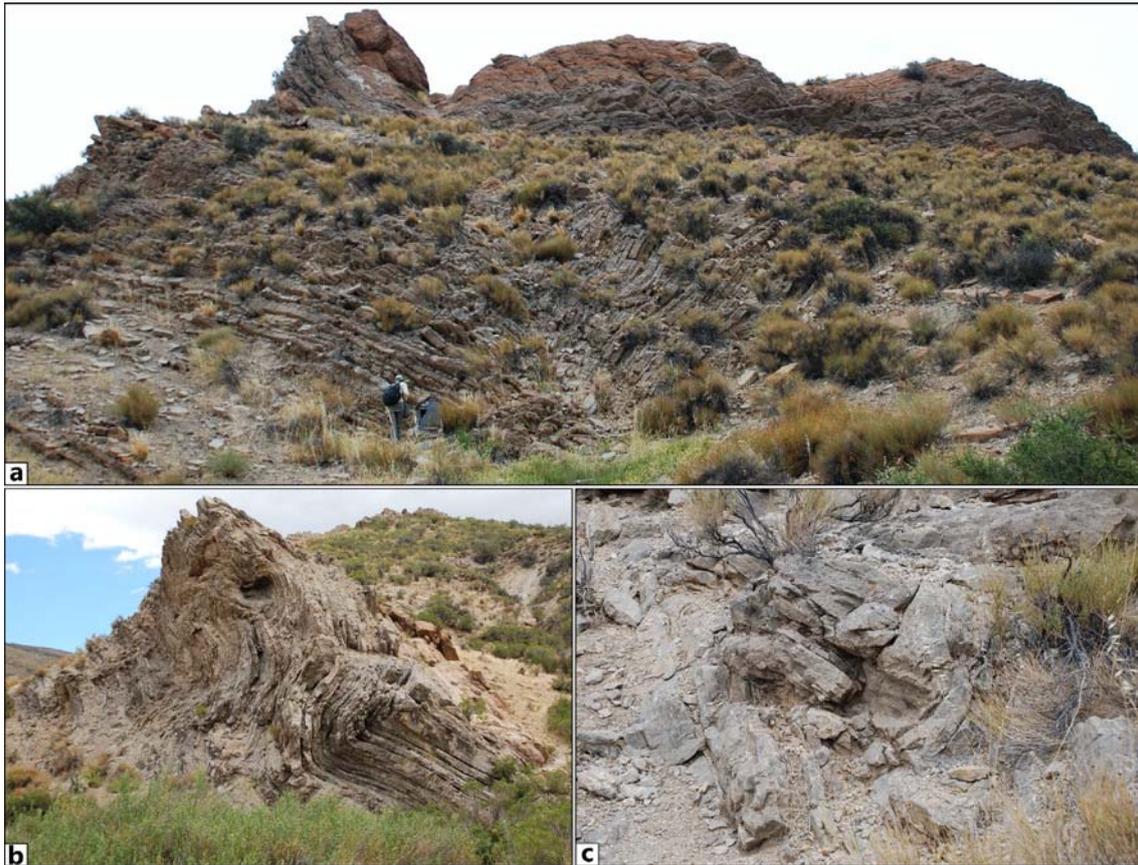


Figura 10: a) Afloramientos del Miembro Chorreado. b) y c) Calizas laminadas replegadas.

El Grupo Bajada del Agrio, del Cretácico Inferior (Barremiano alto hasta el Albiano alto), incluye a las formaciones Huitrín y Rayoso (Méndez *et al.*, 1995). La Formación Huitrín fue definida por Groeber (1946) como Huitriniano y está constituida por los Miembros Troncoso, La Tosca y Salina (Leanza, 2003). De acuerdo a los datos de los pozos Bs.Nq.ChE.x-1 y Bs.Nq.Ch.x-1, esta unidad posee un espesor de ~140 m. En el área de estudio se encuentra representada por areniscas pardas amarillentas de grano fino a medio pertenecientes al Miembro Troncoso Inferior las cuales han sido interpretadas como sedimentitas clásticas fluviales acumuladas durante el descenso relativo del nivel del mar (Veiga y Vergani, 2011).

Durante el Aptiano superior al Albiano se produjo la desconexión definitiva de la cuenca con el paleo-Océano Pacífico depositándose en un medio predominantemente continental la Formación Rayoso, constituida por niveles clástico-evaporíticos (Zavala y Ponce, 2011). Esta unidad aflora al oeste del Cerro Naunauco y se caracteriza por areniscas gruesas y conglomerados de tonalidades rojizas y pardas con clastos de hasta 10 cm de diámetro (Fig. 11). En algunos sectores de la cuenca tiene espesores medidos que alcanzan los 1.200 m (Groeber, 1946, 1953; Herrero Ducloux, 1946; Zöllner y Amos,

1973; Uliana *et al.*, 1975 a y b; Legarreta, 1985), mientras que en la zona de estudio su potencia es considerablemente más reducida (~300 m), posiblemente por erosión. Al norte de Chos Malal, los pozos Bs.Nq.ChE.x-1 y Bs.Nq.Ch.x-1 atravesaron 127 m de esta unidad.

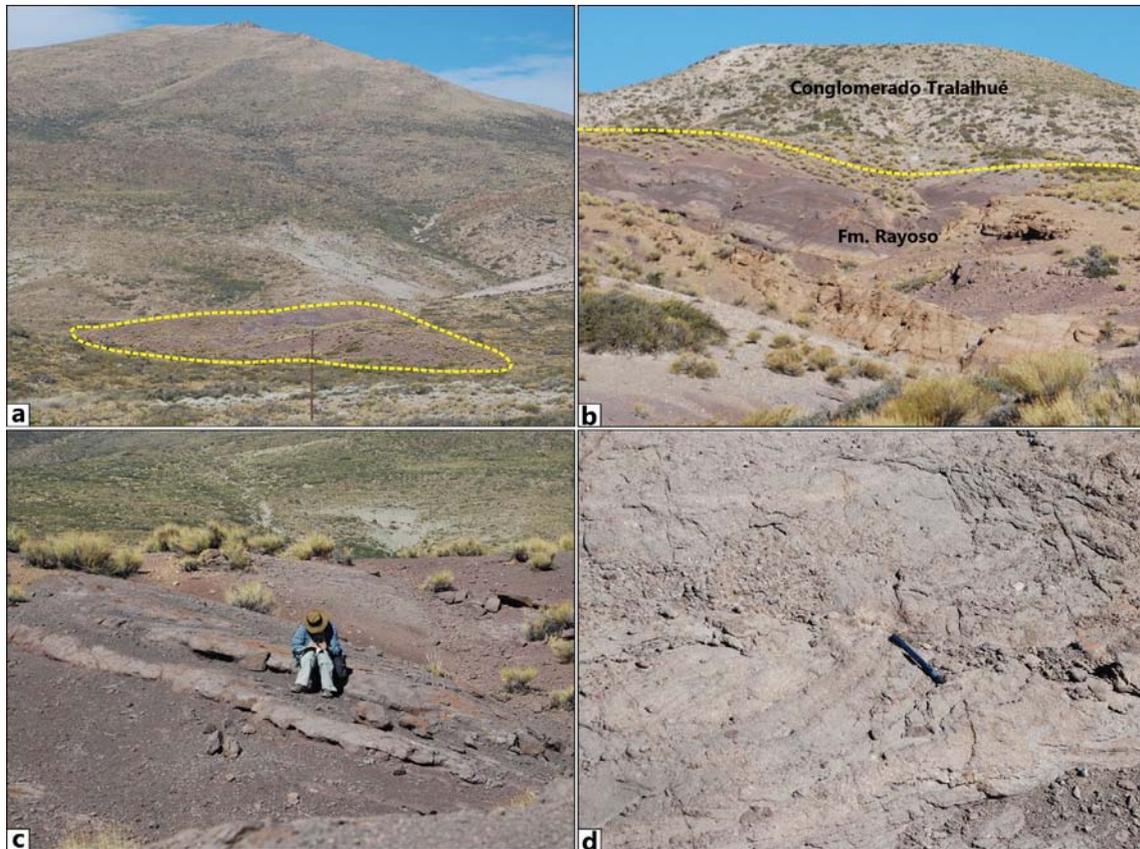


Figura 11: a) Afloramientos de la Formación Rayoso ubicados al oeste del Cerro Naunauco. Éstos son fácilmente identificados por las tonalidades rojizas. b) Contacto entre el Conglomerado Tralalhué y la Formación Rayoso. c) Bancos de areniscas y conglomerados buzantes 14° al SO. d) Areniscas gruesas y conglomerados polimícticos con clastos subredondeados.

En la región afloran diversas rocas ígneas del Grupo Naunauco (Zamora Valcarce, 2007) que agrupa a las rocas pertenecientes al cinturón andesítico paleógeno Naunauco, el cual habría comenzado en el Cretácico Tardío y se habría prolongado hasta el Eoceno (Llambías y Aragón, 2011). Este grupo está integrado por la Formación Colipilli (Llambías y Rapela, 1989) compuesta por cuerpos intrusivos y facies extrusivas, y la Formación Cayanta (Rapela y Llambías, 1985) que consta de rocas extrusivas y cuerpos subvolcánicos. Estas unidades cubren discordantemente la secuencia sedimentaria o la intruyen, en algunos casos a la Formación Agrío y en otros a las formaciones Huitrín y Rayoso (Llambías y Aragón, 2011). En el campo se observaron brechas volcánicas

cubriendo a las formaciones Agrio, Huitrín y Rayoso que podrían correlacionarse con las vulcanitas de la Formación Cayanta. Hacia el este del área de estudio se hallan filones capa y pequeños cuerpos subvolcánicos intruyendo al Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio, que podrían asignarse a la Formación Colipilli (Fig. 12).

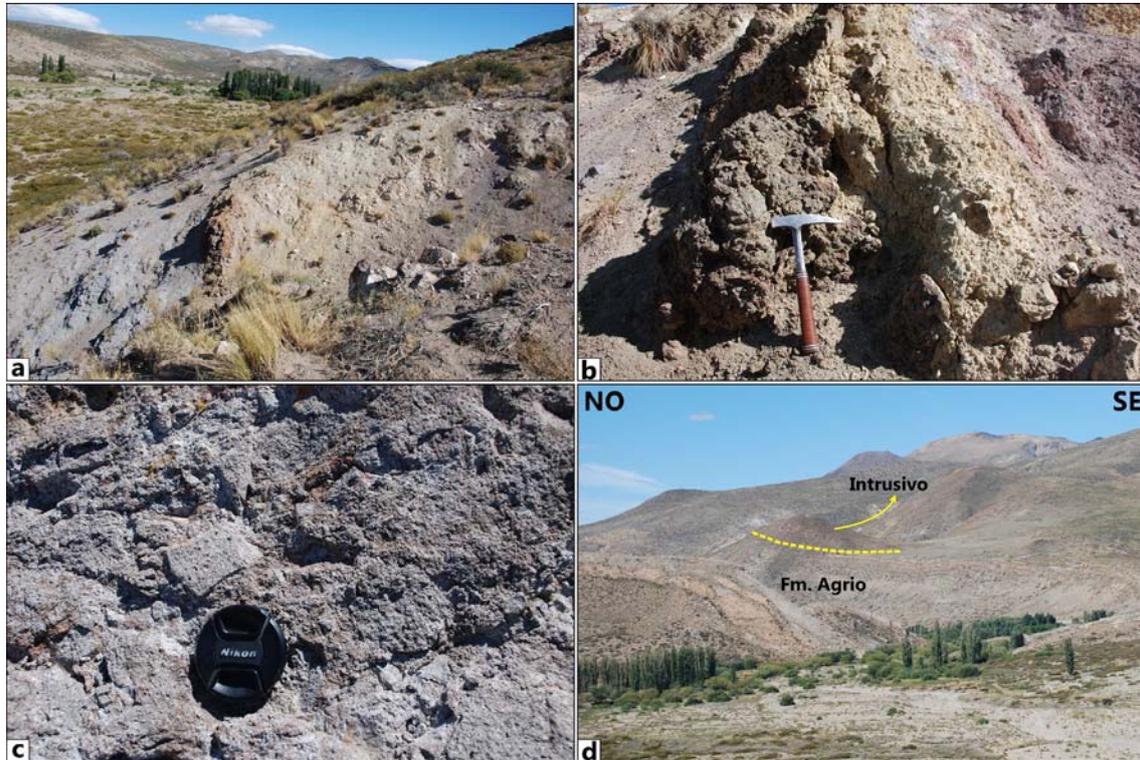


Figura 12: a) Vulcanitas (paleógenas?) cubriendo los depósitos de las formaciones Huitrín y Rayoso. b) y c) Detalle de las brechas volcánicas angulosas de tonalidades pardas, rojizas y grises. d) Cuerpo subvolcánico (Formación Colipilli?) intruyendo a la Formación Agrio.

El Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.*, 1968) conforma una sucesión de 1.200 m de espesor de depósitos continentales (capas rojas) (Cazau y Uliana, 1973), desarrollados entre el Cenomaniano temprano y Campaniano medio, limitada en su base por la discordancia Patagonídica (Keidel, 1917; Leanza, 2009) y en su techo por la discordancia Huantráiquica (Mendez *et al.*, 1995; Leanza, 2009). La depositación de este grupo se vincula al inicio de la fase de antepaís de la Cuenca Neuquina (Tunik *et al.*, 2010). En la región de estudio no afloran los depósitos de este grupo probablemente porque fueron depositados y luego erosionados.

Sobre las formaciones Rayoso y Agrio, se apoyan de manera discordante los depósitos sinorogénicos del Mioceno medio (Repol *et al.*, 2002), denominados por Ramos (1998) como Conglomerado Tralalhué. En el flanco dorsal del Cordón del Salado alcanza

espesores de 400 m (Zamora Valcarce *et al.*, 2009). En la zona estudiada estos depósitos se encuentran al oeste del Cerro Naunauco, y se apoyan de manera discordante sobre las formaciones Agrio y Rayoso (Fig. 13).



Figura 13: a) Fotografía panorámica del Conglomerado Tralalhué al sur del arroyo Taquimilán. b) Afloramiento de los conglomerados con base erosiva.

Esta unidad se compone de ciclos granodecrecientes con base erosiva que consisten en conglomerados polimícticos y areniscas conglomerádicas. La matriz es arenosa, mientras que los clastos son de andesitas, areniscas, calizas y yeso, con diámetros variables de hasta 15 cm. Éstos son angulosos a subangulosos indicando el poco retrabajo de los mismos y cuya procedencia se estima que es del cerro Naunauco y de la Formación Agrio (Fig. 14).



Figura 14: a) Los ciclos de los conglomerados se caracterizan por conglomerados con mayor contenido de matriz y otros con clasto soportado. b) Conglomerado con matriz sostén arenosa. c) Conglomerado clasto sostén con clastos subangulosos de hasta 15 cm. d) Clastos de andesitas.

2.3. Estructura regional

La FPC del Agrio (Ramos, 1978) es una región intensamente deformada de los Andes Neuquinos formada en respuesta a la contracción derivada de la subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana (Ramos y Folguera 2005). Los esfuerzos compresivos en el retroarco, al este del arco volcánico activo, deformaron las rocas de basamento y las secuencias sedimentarias mesozoicas de la Cuenca Neuquina mediante pliegues asociados a corrimientos. Las fallas despegadas dentro del basamento generan grandes estructuras de primer orden mientras que los distintos niveles incompetentes dentro de la secuencia sedimentaria producen pliegues de diversas escalas, de segundo y tercer orden (Lebinson *et al.* 2015, 2018). La FPC del Agrio se encuentra separada de la FPC de Chos Malal por el lineamiento Cortaderas, el cual se extendería en sentido NO-SE pasando por el extremo austral de la Cordillera del Viento y llegaría hasta la localidad de Añelo (Ramos, 1978). Este lineamiento ha sido interpretado como un límite en la placa subducida durante el neógeno, separando una zona sur con subducción subhorizontal de una zona norte con subducción normal (Kay *et al.*, 2006).

Uno de los mayores precursores en el estudio de las estructuras de la región fue Groeber (1929), quien realizó aportes al conocimiento de los ciclos tectónicos de sedimentación y orogénesis de la provincia de Neuquén, definiendo los principales elementos tectónicos de la Cordillera de los Andes a la latitud de Neuquén. Años más tarde realizó su principal contribución denominada “Las observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°” (1946) la cual consistió de una serie de mapas que cubren la parte sur de la provincia de Mendoza y parte del norte de Neuquén, dentro de los cuales se encuentra la Hoja de Chos Malal. Posteriormente, Braccacini (1970) analizó los controles tectónicos de las acumulaciones mesozoicas, en relación con la presencia de altos estructurales preliásicos, definiendo como elementos morfoestructurales a la Dorsal de la Cordillera del Viento y el Macizo del Tromen, y nombrando como “Fosa del Agrio”, al sector de la cuenca que años más tarde Ramos (1978) denominaría como FPC del Agrio. Ramos (1978) además identificó una zona interna con basamento involucrado y una zona externa donde la deformación sería epidérmica e incluyó también como elemento morfoestructural a la Fosa de Chos Malal, considerándola como la extensión hacia el norte de la FPC del Agrio. En la Hoja geológica 32b Chos Malal, Zollner y Amos (1973) cartografiaron gran parte de las estructuras de la FPC, aunque cabe destacar que dicho mapa no cubre el área aquí estudiada. Allen *et al.* (1984) llevaron a cabo uno de los primeros estudios estructurales en la FPC del Agrio y reconocieron numerosos pliegues relacionados a fallas tanto con vergencia al este como al oeste. Por otro lado determinaron que el principal nivel de despegue de dichas estructuras se localiza en las evaporitas de la Formación Auquilco, criterio que aún es utilizado en la actualidad incluyendo la presente tesis.

Minnitti *et al.* (1986) realizaron un corte estructural a los 37°30' S a lo largo de la línea sísmica 15007 y un mapeo de las zonas adyacentes. Estos autores diferenciaron zonas estructurales con rasgos definidos por la existencia de diferentes niveles de despegue. Una región interna con el basamento involucrado en la deformación mediante fallas de bajo ángulo, una zona central con la cubierta sedimentaria mesozoica deformada (piel fina) y una parte frontal con un complejo sistema de dúplex cubiertos por depósitos cretácicos y terciarios.

La FPC del Agrio fue dividida en una zona interna y una externa, teniendo en cuenta el predominio de estructuras de piel gruesa y piel fina (Ramos, 1978; Zapata y Folguera, 2005). La zona interna presenta un fuerte control del basamento (piel gruesa o *thick-skinned*), evidenciado por el afloramiento de las unidades basales de la secuencia

sedimentaria (Jurásico Temprano), a elevadas cotas topográficas y formando parte de estructuras anticlinales de gran longitud de onda. La elevación del substrato en la zona interna también se reconoce en algunas líneas sísmicas y en el pozo CMO.x-1. Existen diversas interpretaciones acerca de los principales mecanismos que involucran la participación del basamento durante la deformación andina. Una interpretación considera la inversión tectónica positiva de fallas normales de alto ángulo heredadas de la etapa de rift (Vergani *et al.*, 1995; Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce, 2007; Zamora Valcarce *et al.*, 2007, 2009; Rojas Vera *et al.*, 2015). El otro mecanismo consiste en la formación de nuevos corrimientos (fallas inversas de bajo ángulo) vergentes hacia el este, creadas como consecuencia de los empujes andinos, en los que la rampa de la falla corta tanto al basamento como a parte de la cubierta sedimentaria y el desplazamiento es transferido a lo largo de un despegue principal en las evaporitas de la Formación Auquilco y dicha deformación es asimilada por estructuras de piel fina con niveles de despegue en distintas unidades sedimentarias mesozoicas (Miniti *et al.*, 1986; Nocioni, 1996; Turienzo *et al.*, 2014, 2018; Sánchez *et al.*, 2015, 2018; Lebinson *et al.*, 2015, 2018). Si bien ambos mecanismos probablemente pueden coexistir, ni en campo ni en las pocas líneas sísmicas de la región se reconocen evidencias de inversión tectónica significativa (Lebinson *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2015), y los importantes acortamientos registrados en este segmento de los andes son explicados de un modo más adecuado a través de corrimientos (Lebinson *et al.*, 2018; Turienzo *et al.*, 2018).

La zona externa de la FPC del Agrio se caracteriza por grandes trenes de estructuras que involucran exclusivamente a la cubierta sedimentaria (piel fina o *thin-skinned*) (Zapata *et al.*, 2002). Viñes (1985) explicó los anticlinales del Salado, Pilmatué y Agrio como el resultado de fallas provenientes de niveles de despegue más profundos que se horizontalizan hasta alcanzar el nivel de despegue superior en la Formación Huitrín, introduciendo las ideas sobre zonas triangulares. Por otro lado Zapata *et al.* (2002) y Zamora Valcarce *et al.* (2007, 2009) realizaron nuevas interpretaciones de las estructuras y consideraron que los pliegues en el sector oriental de la faja han sido formados como una combinación de pliegues por despegue desacoplados a partir de la Formación Auquilco, que en muchos casos evolucionan a pliegues por propagación de falla y por flexión de falla con un despegue superior en las evaporitas de la Formación Huitrín. Lebinson *et al.* (2015) reconocieron que hacia la zona externa de la FPC del Agrio los pliegues están relacionados a fallas que despegan no solo en la Formación Auquilco sino

también en niveles de despegue secundarios en las formaciones Vaca Muerta, Agrio y Huitrín. En base a la información de subsuelo, Zapata *et al.* (1999, 2002) reconocieron estructuras con participación del basamento en el frente de la faja plegada, relacionadas a un segundo evento compresivo. Por otro lado, Irastorza *et al.* (2018), en base a datos de campo y de subsuelo, realizaron una sección estructural de la FPC del Agrio a los 38°19'S, aportando nuevas evidencias de la participación del basamento en la región frontal del cinturón orogénico.

2.4. Edad de la deformación

Diversos estudios en la FPC del Agrio permitieron caracterizar los eventos compresionales que dieron lugar al arreglo actual de las estructuras. Actualmente existe un consenso en que la construcción de esta faja ocurrió durante dos pulsos principales de compresión, uno en el Cretácico Tardío-Paleógeno y otro en el Mioceno, los cuales deformaron a los sedimentos mesozoicos de la Cuenca Neuquina y a su substrato. Cobbold y Rossello (2003) observaron tanto en líneas sísmicas como en los afloramientos una discordancia angular entre las formaciones Huitrín y Rayoso, proponiendo el inicio de la compresión andina durante el Cretácico Inferior alto (Aptiano-Albiano). Además, estos autores sostuvieron que el plegamiento se activó desde el Cretácico Superior y continuó hasta el Eoceno, basándose en la discordancia angular entre la Formación Cayanta ($39 \pm 9,1$ Ma K/Ar, Llambías y Rapela, 1989) y el Grupo Bajada del Agrio en la región de Colipilli. Diversos estudios consideran que los depósitos rojos del Grupo Neuquén discordantes sobre la Formación Rayoso, son depósitos sinorogénicos acumulados en una cuenca de antepaís en respuesta al inicio de la Orogenia Andina (Ramos, 1981; Ramos y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2009). Tunik *et al.* (2010) proponen un inicio de la exhumación entre los 98,6 Ma. y los 88 Ma., basado en el análisis de circones detríticos de las formaciones Agrio, Rayoso y Candeleros en la parte externa de la FPC.

El vulcanismo cretácico en la Cuenca Neuquina está evidenciado, en la región de Cerro Mocho, por los diques basálticos subverticales E-O con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $101,9 \pm 0,69$ Ma y $91,97 \pm 4,06$ Ma, los cuales cortan los pliegues, sugiriendo un evento compresivo E-O cretácico antes de los ~ 100 Ma (Zamora Valcarce *et al.*, 2006, 2009). Otras edades determinadas por estos autores han resultado ser más jóvenes que las anteriormente citadas donde obtuvieron una edad de $65,5 \pm 0,46$ Ma para el lacolito del Cerro Naunauco,

una edad de $72,83 \pm 0,83$ Ma para una bomba volcánica en la región de Colipilli, y $56,64 \pm 0,44$ Ma para un sill andesítico emplazado en la Formación Agrio en Colipilli. Zamora Valcarce *et al.* (2011) determinaron que estas dataciones marcan la edad mínima cretácica tardía para el evento de deformación. El estudio paleomagnético de los filones capa de edad eocena en el área de Colipilli, ha demostrado que estos se habrían intruido en una secuencia deformada con inclinaciones del orden de 20-25° (Zamora Valcarce *et al.*, 2007). Esta estructuración habría sido previa a los 56 Ma que es la edad obtenida en las dataciones radimétricas de los intrusivos (Zamora Valcarce *et al.* 2006). Durante el Mioceno medio a tardío, los filones habrían sufrido un basculamiento, hasta su posición actual. Según Ramos y Folguera, (2005) este evento de deformación cretácico se podría correlacionar con la migración del arco volcánico hasta la región de Colipilli como consecuencia de una suave somerización de la placa de Nazca. Los modelos de historia térmica a partir de la datación de las trazas de fisión de apatita realizados por Rojas Vera *et al.* (2015) contribuyeron a la determinación de que la deformación cretácica se extiende hasta el Paleoceno, y a lo mejor hasta el Eoceno. Además estos autores consideran que este evento está limitado a la parte occidental de la faja plegada, reflejando el desarrollo de estructuras de basamento. Mediante el análisis termocronológico de U-Th/He en zircones (Z-He), a lo largo de la FPC de Chos Malal, Sánchez *et al.* (2018) determinaron edades entre $72,2 \pm 2,8$ y $66 \pm 6,1$ Ma., concluyendo que el enfriamiento de la Cordillera del Viento (sector interno) comenzó hace 70 Ma.

Las secuencias sinorogénicas acumuladas de las formaciones Puesto Burgos, Rincón Bayo, Chos Malal (Cervera and Leanza, 2009), junto con el Conglomerado Tralalhué (Ramos, 1998), evidencian el segundo evento de deformación en la FPC del Agrio, registrado durante el Mioceno medio-superior (Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2006, 2007). A partir de los datos de trazas de fisión en apatita en el dorso de los Chihuidos, Zamora Valcarce *et al.* (2009) correlacionan los depósitos de las formaciones Puesto Burgos y Rincón Bayo con dos eventos de deformación, entre los 11 y los 6 Ma. La deformación miocena coincidiría con una nueva horizontalización de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana (Kay, 2002; Folguera *et al.*, 2007; entre otros). Lebinson *et al.* (2015) reconocieron que este evento habría ocurrido a partir del Mioceno medio, evidenciado por las sedimentitas de la Formación Chos Malal en la zona triangular del sinclinal Truquico. Los modelos de historia térmica de Rojas Vera *et al.* (2015) determinaron que este segundo evento ocurrió en el Mioceno tardío, reactivando

la parte occidental y elevando los sectores orientales dándole la forma final a la faja. En el ámbito de la FPC de Chos Malal, Sánchez *et al.* (2018) determinaron mediante trazas de fisión en apatitos (AFTA), que la deformación del Mioceno medio-tardío tuvo lugar entre los ~15 y 7 Ma en ambos sectores de la faja.

3. RESULTADOS

3.1. Descripción de las estructuras en superficie

En base al reconocimiento de las unidades en el campo y a la adquisición de datos estructurales se elaboró, sobre una imagen satelital georreferenciada de alta resolución, un mapa geológico detallado de escala ~1:50.000 y con una superficie de 213 km² (Fig. 15a y Anexo 1). Sobre este mapa se construyó una sección estructural de 19,3 km de longitud con orientación oeste-este, aproximadamente normal al rumbo de las estructuras. En primer lugar se realizó un perfil de datos relevados para ilustrar la geometría de las estructuras aflorantes (Fig. 15b), a partir del cual se realizó la reconstrucción de las estructuras en profundidad aplicando los modelos geométricos clásicos de pliegues relacionados a fallas.

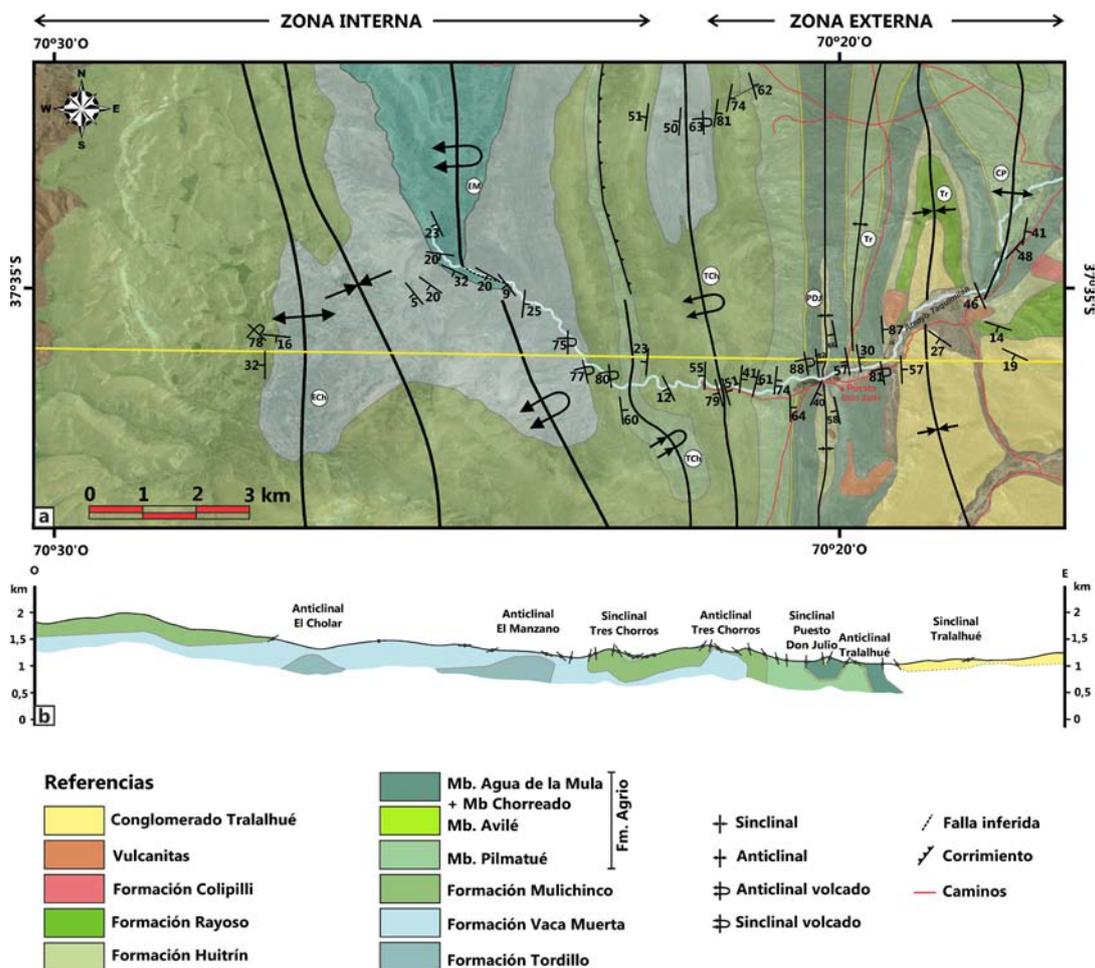


Figura 15: a) Mapa geológico del área de estudio basado en los datos de campo (ver detalle en el Anexo 1). b) Sección estructural O-E con los datos relevados, mostrando las estructuras de la zona. ECh: anticlinal El Cholar. EM: anticlinal El Manzano. TCh: sinclinal Tres Chorros. TCh: anticlinal Tres Chorros. PDJ:

sinclinal Puesto Don Julio. Tr: anticlinal Tralalhué. Tr: sinclinal Tralalhué. CP: anticlinal Cerro Pitrén. El grosor de los ejes de las estructuras se relaciona con el orden de plegamiento.

En función de lo observado en el mapa se pueden distinguir dos sectores, uno occidental caracterizado por estructuras de ~5 km de longitud de onda y uno oriental cuyas estructuras presentan longitudes de onda entre ~3 y 1 km. Todas las estructuras identificadas tienen un rumbo aproximado norte-sur y vergencia dominante al este. A continuación se describirán de oeste a este teniendo en cuenta las características observadas en el campo.

En el extremo oeste del mapa afloran las areniscas y limolitas verdosas de la Formación Mulichinco que forman parte del limbo occidental del anticlinal El Cholar (Fig. 15a). Esta estructura presenta una longitud de onda de ~5 km y expone, además, a las sedimentitas de la Formación Vaca Muerta (Fig. 16). Su limbo trasero buza 32° O, mientras que el limbo frontal no se pudo medir *in situ*, y fue observado a distancia con una inclinación aproximadamente similar al otro flanco por lo cual no es posible definir con claridad su vergencia. En el extremo oeste del perfil (Fig. 15b) se puede observar que se interpretó una flexura en la Formación Mulichinco, debido a que si se extendía la base de esta unidad hacia el oeste con el ángulo medido de 32° , afloraría la Formación Agrio, lo cual no se observa en el campo.

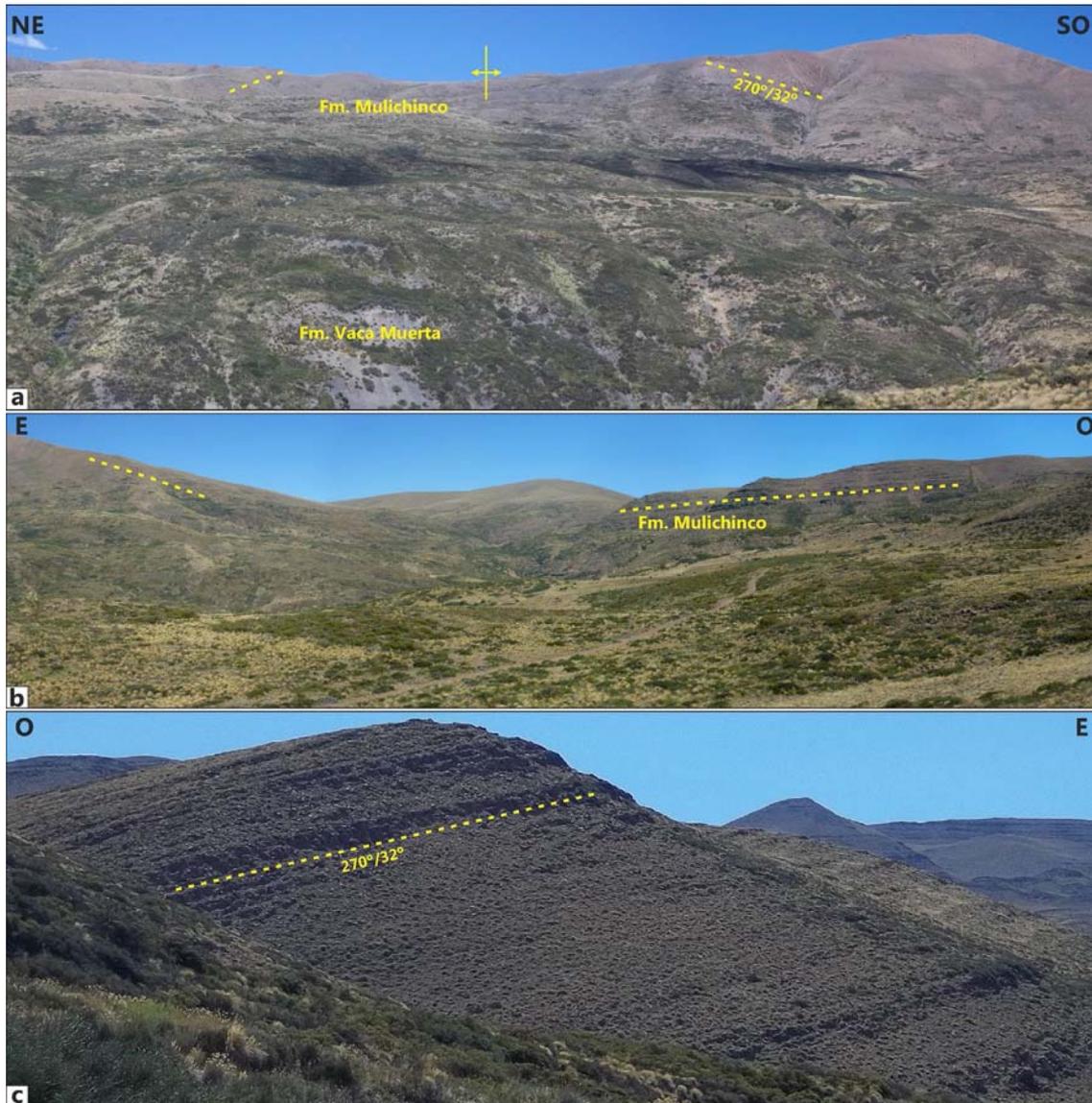


Figura 16: a) Afloramientos de las formaciones Vaca Muerta y Mulichinco en el anticlinal El Cholar. b) y c) Formación Mulichinco formando parte del limbo occidental del anticlinal El Cholar.

Hacia el este se encuentra el anticlinal El Manzano, el cual presenta una longitud de onda de ~5 km, vergencia oriental y cuyo eje se encuentra desplazado por una falla menor, oblicua respecto al rumbo del plegamiento (Fig. 15a). Al norte de la sección, expone a la Formación Tordillo en su núcleo, mientras que en sus flancos afloran las formaciones Vaca Muerta y Mulichinco. El flanco occidental de esta estructura presenta buzamientos entre 5° y 20° O y el limbo oriental es subvertical, mientras que hacia el tope de la Formación Vaca Muerta las capas se invierten y presentan un buzamiento de 77° O (Fig. 15a). La Formación Mulichinco en dicho flanco también se encuentra invertida con un ángulo de 80° O (Fig. 17). Por su magnitud, este pliegue es sin duda la estructura más importante de este sector de la FPC del Agrio.

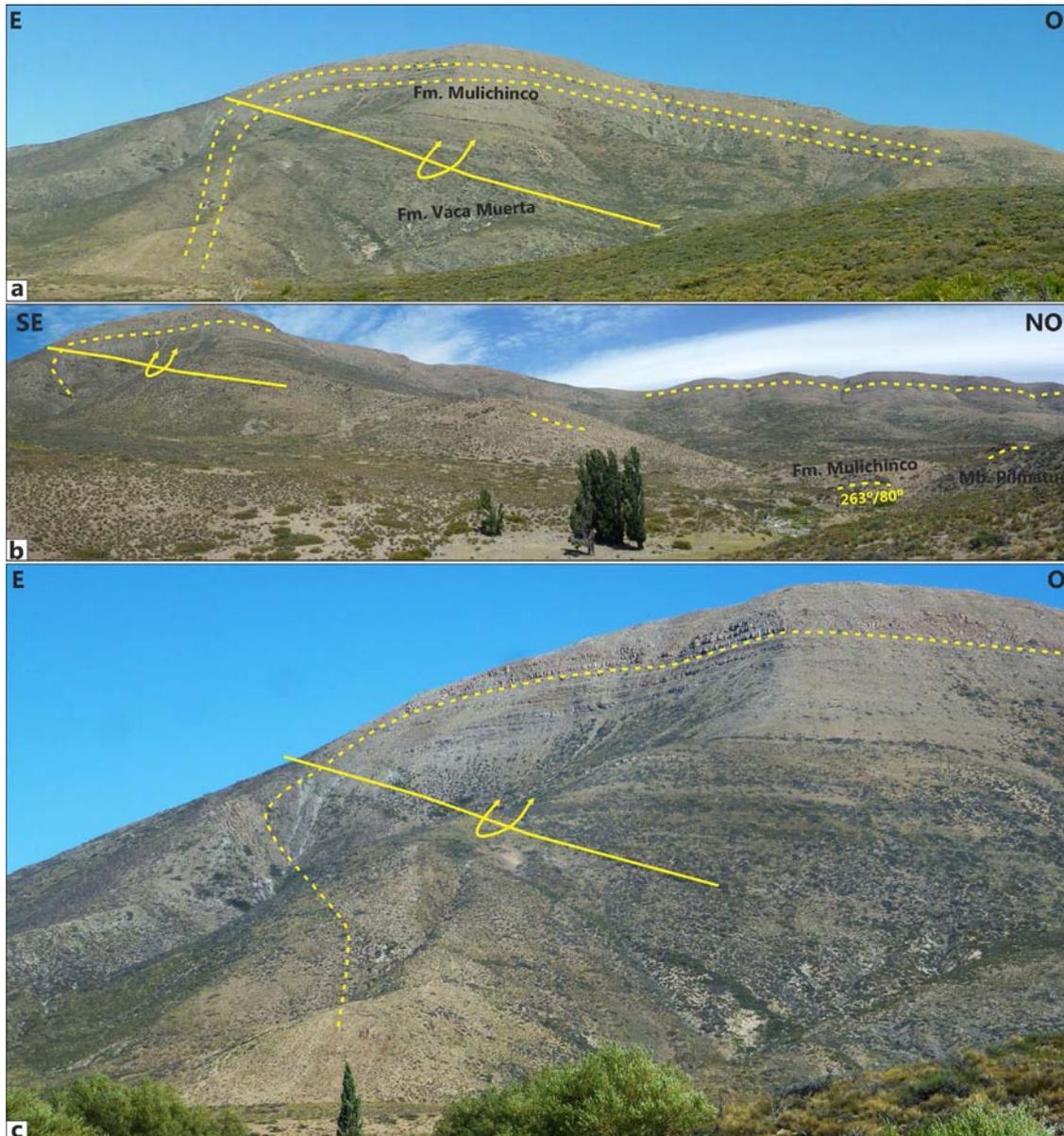


Figura 17: a y b) Fotografías panorámicas del anticlinal El Manzano, en las cuales se observa a la Formación Mulichinco invertida con un ángulo de 80° O en el limbo frontal. c) Fotografía donde se observa el anticlinal El Manzano volcado hacia el este.

En el núcleo de esta estructura, se observó una zona de falla con rocas fracturadas y replegadas de la Formación Tordillo (Fig. 18). Esta zona de deformación podría relacionarse con el desplazamiento del eje del anticlinal (Fig. 15a), aunque no se encontraron estrías que permitan corroborar la cinemática de la falla mapeada.



Figura 18: a) Areniscas y limolitas de la Formación Tordillo replegadas en el núcleo del anticlinal El Manzano a orillas del Arroyo Taquimilán. b) Formación Tordillo (zona fracturada) c) Detalle de la brecha de falla.

En la zona del núcleo del anticlinal, el contacto entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta se encuentra afectado por una falla de alto ángulo ($315^{\circ}/80^{\circ}$, dirección y ángulo de buzamiento), que puede interpretarse como una estructura de acomodamiento de la deformación en la zona interna del pliegue. (Fig. 19).

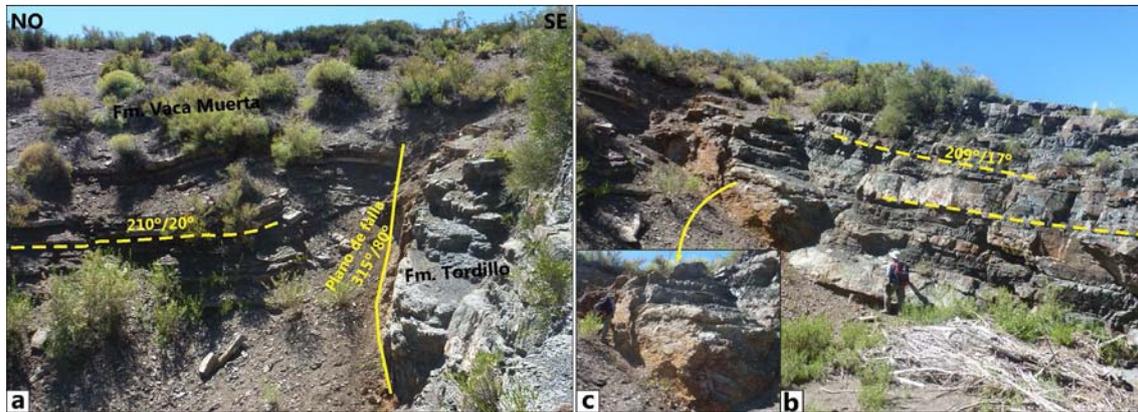


Figura 19: a) Pelitas y calizas de la Formación Vaca Muerta buzantes 20° al SO en contacto por falla con la Formación Tordillo. b) Bancos gruesos de la Formación Tordillo buzantes 17° al SO. c) Zona de falla.

Al este del anticlinal El Manzano se encuentra el sinclinal Tres Chorros con las pelitas oscuras del Miembro Pilmatué aflorantes en su núcleo y la Formación Mulichinco en sus flancos. En el contacto entre ambas unidades se midió un buzamiento de 60° E para el limbo occidental y de 23° O en el oriental.

El anticlinal Tres Chorros, ubicado al este del sinclinal homónimo, es un pliegue de ~ 3 km de longitud de onda, muy apretado y con vergencia tanto al oeste como al este. La Formación Vaca Muerta aflora en el núcleo del anticlinal al norte de la sección y allí se midieron buzamientos de 50° - 55° O en el limbo trasero y de 70° - 80° E en el limbo frontal. En el núcleo de este pliegue antiformal, esta unidad desarrolla repliegues internos y fallamiento menor, visibles a escala de afloramiento (Fig. 20).



Figura 20: a) Afloramiento de pelitas con concreciones de la Formación Vaca Muerta que se encuentran replegadas. b) y c) Repliegues en la Formación Vaca Muerta en el núcleo del anticlinal Tres Chorros.

En el sector sur, a lo largo del arroyo Taquimilán, la Formación Mulichinco tiene buzamientos entre 55° y 79° O en el flanco occidental y entre 41° y 51° E en el oriental. Es en dicha región donde se reconoce con más claridad la vergencia occidental del pliegue (Fig. 21).

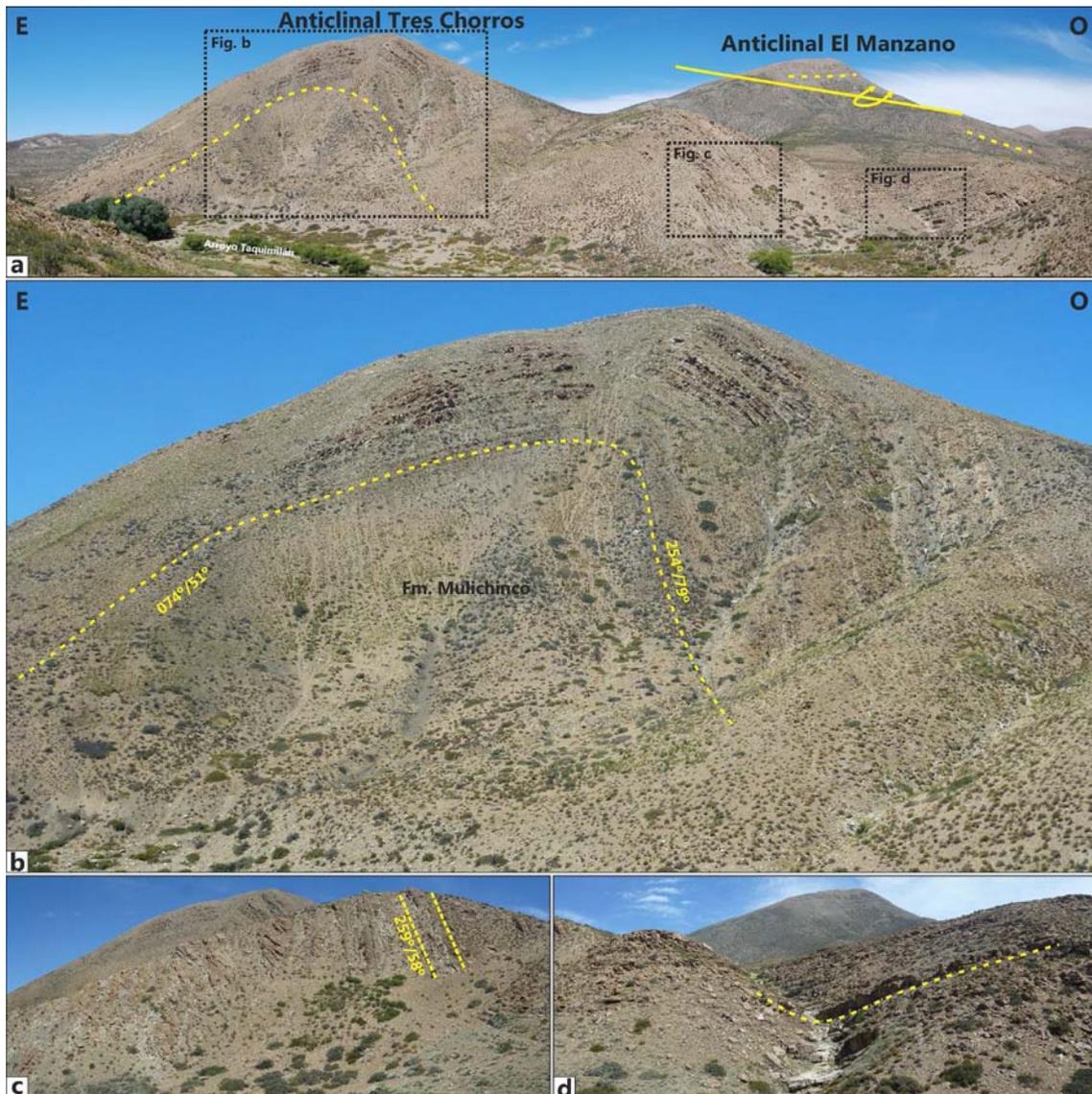


Figura 21: a) Fotografía panorámica hacia el sur mostrando los anticlinales Tres Chorros y El Manzano. b) Anticlinal Tres Chorros con buzamientos de 51° E y 79° O para el limbo oriental y occidental respectivamente. c) y d) Estratos de la Formación Mulichinco que forman respectivamente los flancos oriental y occidental del sinclinal Tres Chorros, ubicado entre los dos anticlinales.

Hacia el este se encuentra el sinclinal Puesto Don Julio con las pelitas del Miembro Pilmatué aflorantes en una flanja norte-sur formando parte del limbo occidental de esta estructura, con buzamientos medidos a orillas del arroyo que aumentan hacia el este desde 61° hasta 87° E. Las suprayacentes areniscas del Miembro Avilé se encuentran aún más deformadas, llegando a invertirse con un buzamiento de 88° O al norte el arroyo (Fig. 22).

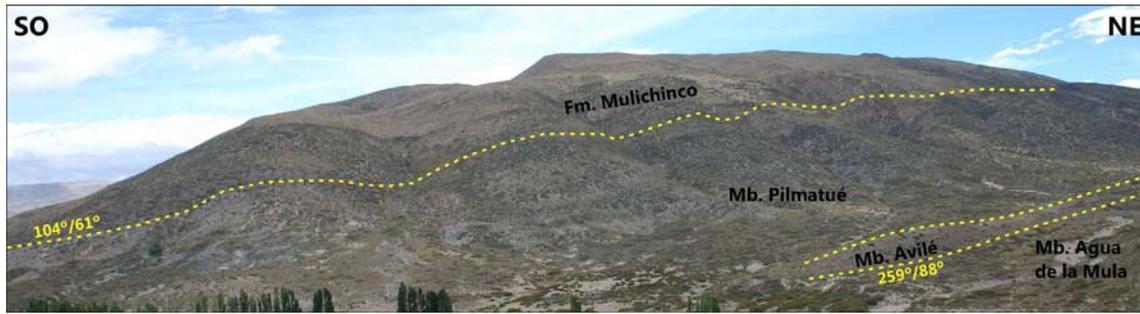


Figura 22: Limbo occidental del sinclinal Puesto Don Julio al norte del arroyo donde afloran las formaciones Mulichinco y Agrio.

Accediendo por uno de los caminos que se encuentran al norte del arroyo Taquimilán se pudo observar esta estructura hacia el sur (Fig. 23).



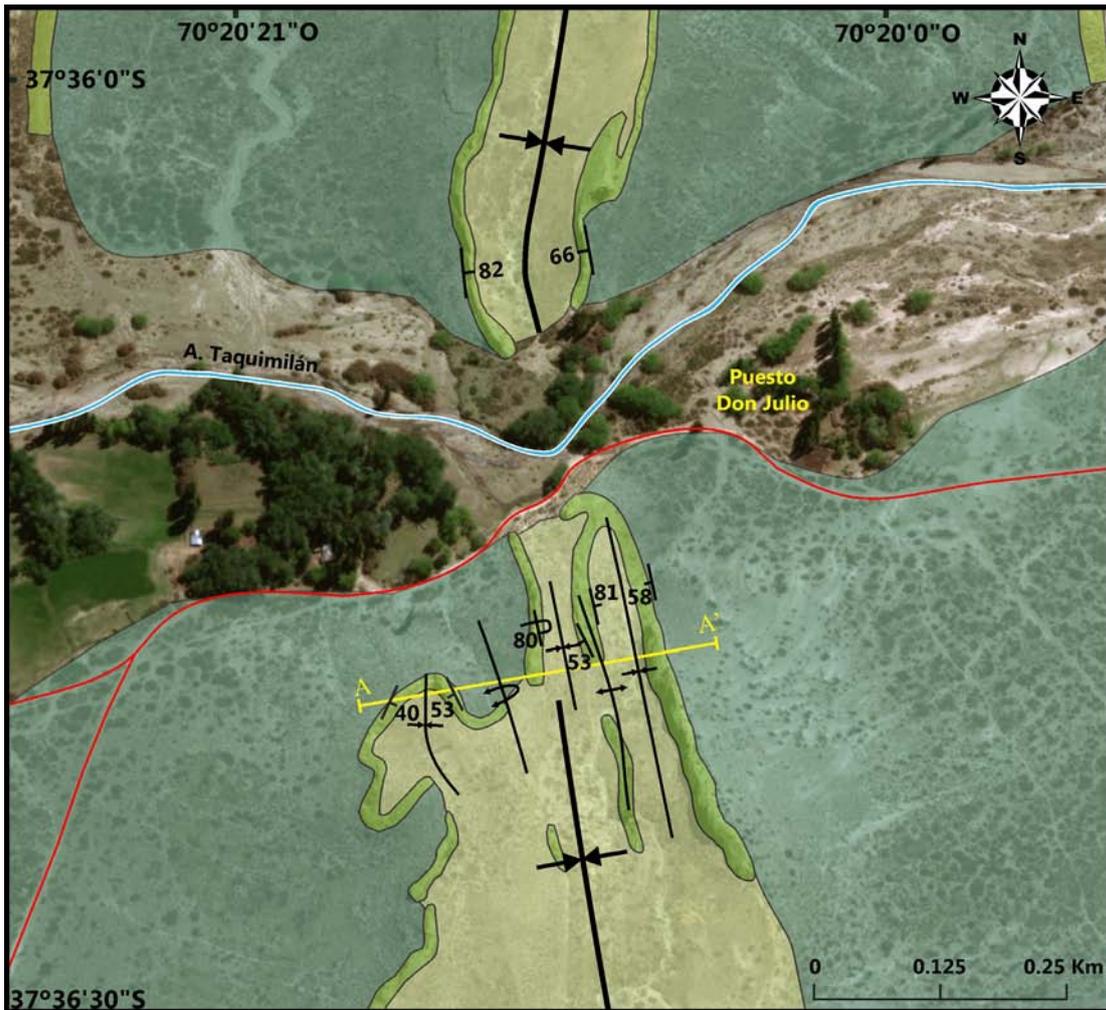
Figura 23: Sinclinal Puesto Don Julio hacia el sur donde se observa a la Formación Huitrín en el núcleo y a las calizas del Miembro Chorreado cerrando la charnela de esta estructura.

En el núcleo del sinclinal se exponen las areniscas de la Formación Huitrín en contacto con las calizas del Miembro Chorreado que se encuentran plegadas. A orillas del arroyo este miembro presenta buzamientos de 82° E y 66° O para el flanco occidental y oriental respectivamente, aunque las capas carbonáticas se encuentran intensamente replegadas (Fig. 24).



Figura 24: a) Sinclinal Puesto Don Julio al norte del arroyo Taquimilán. b) y c) Detalle de los estratos replegados del Miembro Chorreado que forman los flancos del pliegue.

Al sur del arroyo, se midieron buzamientos en el Miembro Chorreado de 40° E en el limbo occidental y 58° O en el limbo oriental de esta estructura. Teniendo en cuenta que este sinclinal desarrolla repliegues internos a escala de afloramiento, se realizó un mapa de detalle y un perfil para ilustrar la deformación interna (Fig. 25 y 26).



REFERENCIAS

Unidades geológicas

- Formación Huitrín
- Miembro Chorreado
- Miembro Agua de la Mula

Estructura principal



Estructuras secundarias

- Sinclinal
- Anticlinal
- Anticlinal volcado

Camino

Figura 25: Mapa de detalle del sinclinal Puesto Don Julio basado en los datos de campo.

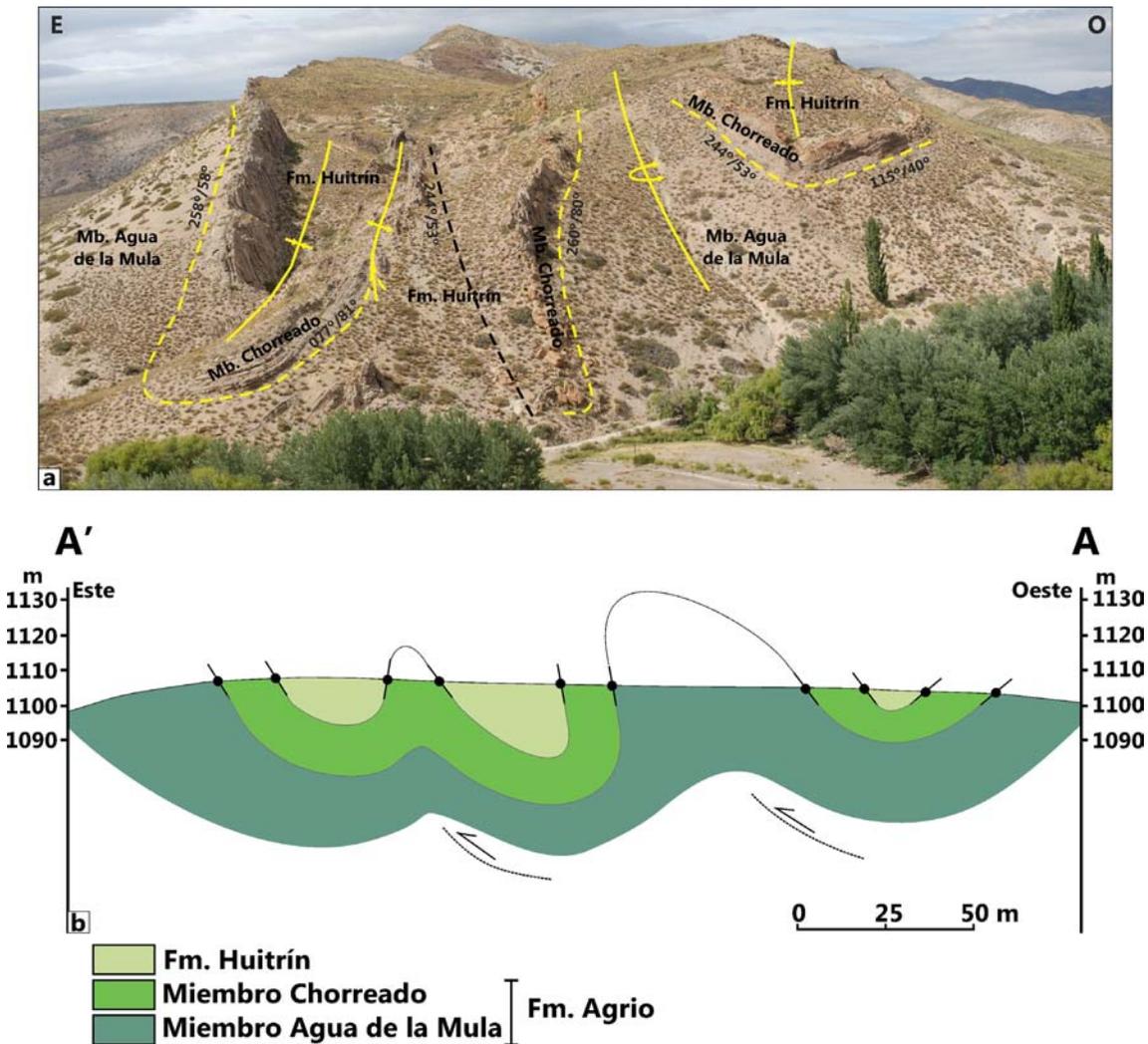


Figura 26: a) Fotografía del sinclinal Puesto Don Julio al sur del arroyo Taquimilán. b) Perfil A'-A con los datos relevados de campo interpretando las estructuras desarrolladas dentro del sinclinal.

En el perfil A'-A (Fig. 26b) se observan sucesivos sinclinales y anticlinales que involucran a los miembros Agua de la Mula y Chorreado, y a la Formación Huitrín. Esta intensa deformación se reconoce principalmente en los bancos carbonáticos del Miembro Chorreado, y probablemente su desarrollo se ve favorecido por el contraste de competencia entre estos niveles más resistentes y las pelitas infrayacentes del Miembro Agua de la Mula. Al este de la sección se observa un sinclinal que aloja en su núcleo a las areniscas de la Formación Huitrín, con un flanco oriental que buza 58° O y un flanco occidental más empinado que alcanza los 81° E. Hacia el oeste se halla un anticlinal muy apretado con un núcleo constituido por las calizas del Miembro Chorreado, con el limbo occidental buzante 53° O. Este anticlinal fue interpretado como un pliegue por propagación de falla, cuya corta longitud de onda sugiere un nivel de despegue en el techo

del Miembro Pilmatué. A continuación las capas del Miembro Chorreado se invierten con un ángulo de 80° O formando un sinclinal seguido por un anticlinal cuyo flanco occidental buza 53° al oeste y en su núcleo aloja a las pelitas del Miembro Agua de la Mula. Finalmente en el extremo occidental del perfil se encuentra un sinclinal con un limbo occidental buzante 40° SE.

Al este del sinclinal Puesto Don Julio se halla el anticlinal Tralalhué que es un pliegue apretado con una longitud de onda de ~ 1 km (Fig. 15a). Al norte del arroyo expone en su núcleo a las pelitas del Miembro Pilmatué, que están en contacto con las areniscas del Miembro Avilé las cuales presentan buzamientos del orden de los 57° O y 30° E para el limbo occidental y oriental respectivamente (Fig. 27).

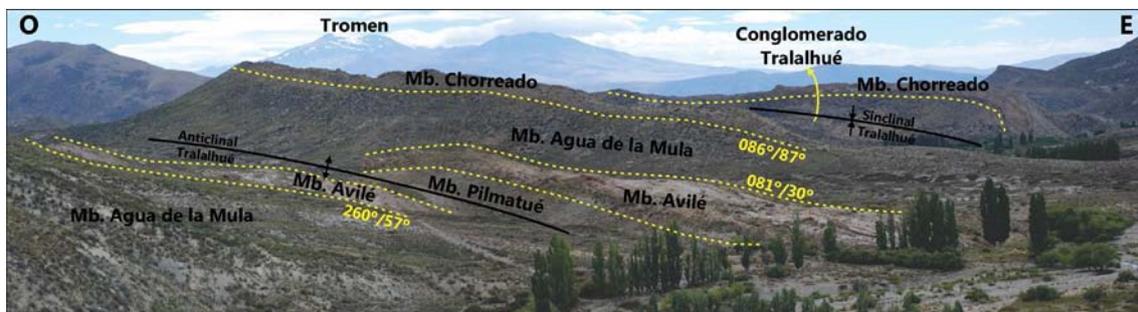


Figura 27: Fotografía panorámica del anticlinal y sinclinal Tralalhué al norte del arroyo Taquimilán, con los miembros de la Formación Agrio aflorantes.

Hacia el sur del arroyo, este anticlinal aloja en su núcleo al Miembro Agua de la Mula, cuya inclinación medida en su flanco occidental, en el contacto con el Miembro Chorreado, es de 58° O, mientras que hacia el este las capas aumentan de buzamiento y se invierten con un ángulo de 81° O. Al sur de esta estructura hay depósitos volcánicos yacientes sobre el Miembro Agua de la Mula (Fig. 28).



Figura 28: Anticlinal Tralalhué al sur del arroyo Taquimilán, con las calizas del Miembro Chorreado formando los limbos y el Miembro Agua de la Mula en su núcleo, el cual se encuentra parcialmente cubierto por depósitos rojizos que fueron interpretados como vulcanitas.

El sinclinal Tralalhué, ubicado al este del anticlinal homónimo, expone en su núcleo al Conglomerado Tralalhué, el cual se apoya en discordancia sobre los depósitos de las formaciones Agrio y Rayoso. Al norte del arroyo este pliegue expone a las sedimentitas de las formaciones Agrio, Huitrín y Rayoso, y su flanco occidental buza con un ángulo de 87° hacia el este (Fig. 27). Al sur del arroyo las calizas del Miembro Chorreado, que forma parte del limbo occidental, se invierten con un ángulo de 81° O, mientras que en los depósitos sinorogénicos se midieron buzamientos del orden de 57° E para el limbo occidental y $27^\circ - 19^\circ$ SO para el limbo oriental (Fig. 29).



Figura 29: Fotografía del sinclinal Tralalhué con los principales datos medidos en los conglomerados que aloja en su núcleo.

Desde el extremo oriental del perfil, se observan hacia el oeste algunas de las estructuras del sector (Fig. 30).



Figura 30: Vista hacia el oeste con parte de las estructuras de la zona. Se puede observar la magnitud del anticlinal El Manzano, el pliegue más significativo del sector.

Al este del sinclinal Tralalhué se encuentra el anticlinal Cerro Pitren (Fig. 31), el cual presenta su mejor desarrollo y exposición al norte de la sección. En la zona de estudio en su núcleo expone a las pelitas de la Formación Agrio, mientras que en sus limbos aflora el Miembro Chorreado (Fig. 32). Sin embargo se debe destacar que más al norte, el mayor relieve estructural alcanzado por este anticlinal permite el afloramiento de la Formación Mulichinco (Lebinson *et al.*, 2015, 2018).



Figura 31: Fotografía del sinclinal Tralalhué y al anticlinal Cerro Pitrén, hacia el norte del arroyo.

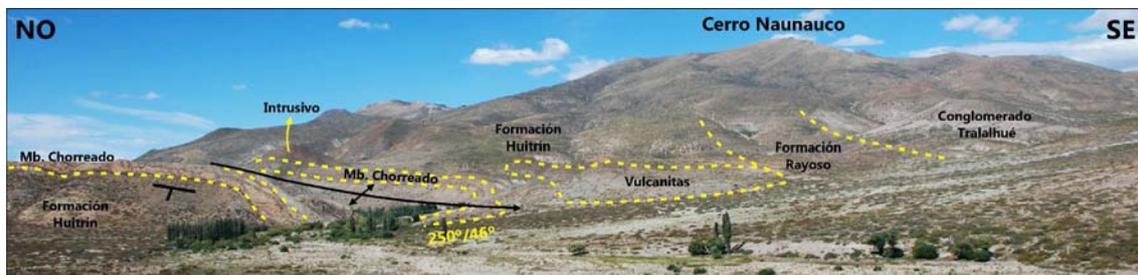


Figura 32: En el extremo noroeste de la foto se observa la culminación austral del anticlinal Cerro Pitrén con el afloramiento del Miembro Chorreado, mientras que hacia el sureste se encuentra el sinclinal Tralalhué con los conglomerados miocenos en su núcleo.

En los depósitos de los miembros Avilé y Agua de la Mula se obtuvieron buzamientos de 46° O en el limbo trasero y de $41^\circ - 48^\circ$ E en el limbo frontal (Fig. 15a). En el flanco oriental de esta estructura se observaron rocas de la Formación Colipilli intruyendo al Miembro Chorreado (Fig. 33).



Figura 33: a) Anticlinal Cerro Pitrén mostrando los depósitos de los miembros Agua de la Mula y Chorreado. b) Depósitos del Miembro Chorreado formando el limbo occidental del anticlinal Cerro Pitrén. c) Pliegue por propagación de falla a escala de afloramiento que desarrolla repliegues en las calizas del Miembro Chorreado.

3.2. Interpretación de las estructuras y evolución cinemática

Sobre el mapa geológico elaborado, se trazó una sección estructural E-O aproximadamente normal al rumbo de las estructuras y abarcando las zonas con mayor densidad de datos relevados en el campo. Con los datos de rumbo y buzamiento medidos en el campo se reconstruyeron las estructuras con la mayor precisión posible y se aplicaron las técnicas de construcción de secciones balanceadas y los mecanismos que actúan en el desarrollo de las fajas plegadas y corridas. Los espesores utilizados son un compendio de los espesores medidos por los distintos autores mencionados en la descripción estratigráfica, los datos de pozos ubicados en las regiones adyacentes a la zona de estudio y los obtenidos mediante las observaciones propias en el campo (Fig. 34). Todas las unidades mantienen su espesor relativamente constante a lo largo del perfil.

Unidades	Espesores (metros)
Conglomerado Tralalhué	400
Fm. Rayoso	300
Fm. Huitrín	150
Mb. Agua de la Mula + Mb. Chorreado	320
Mb. Avilé	30
Mb. Pilmatué	700
Fm. Mulichinco	366
Fm. Vaca Muerta	575
Fm. Tordillo	700
Gr. Lotena	170
Gr. Cuyo	855

Figura 34: Tabla con los espesores utilizados en la sección balanceada.

En base a los datos y estructuras reconocidas en superficie a lo largo de la sección estructural (Fig. 15b) se procedió a completar la interpretación en profundidad considerando un modelo en el cual las estructuras de primer orden involucrando al basamento están formadas por corrimientos profundos que se insertan en la cubierta sedimentaria produciendo la formación de estructuras de segundo orden en las secuencias mesozoicas. El nivel de despegue principal elegido para el desarrollo de las estructuras de piel fina es la Formación Auquilco, debido a su naturaleza evaporítica e incompetente, sumado a las altas presiones de fluidos registradas en dicha unidad en el pozo PDSx.1,

que favorecen el desacople estructural entre las secuencias infra y suprayacentes. Un nivel de despegue secundario corresponde al Miembro Pilmatué, a partir del cual se genera una estructura de tercer orden.

Siguiendo las técnicas de los perfiles balanceados (Dahlstrom 1969; Woodward *et al.*, 1989) y con el objetivo de garantizar la viabilidad geométrica, la sección estructural fue balanceada, utilizando el método de conservación de la longitud de las capas, el cual establece que la longitud de una capa permanece constante durante la deformación.

Luego de elaborar la sección estructural balanceada se realizó el modelo de evolución cinemática, utilizando el programa DecisionSpace G1®, para ilustrar la vinculación espacial y temporal entre las estructuras estudiadas, modelando cada uno de los diferentes estadios de la deformación. Partiendo de la sección restituida y moviendo secuencialmente cada una de las fallas interpretadas, se realizó un modelado hacia adelante o *forward modelling*, considerando una secuencia de propagación normal de la deformación, en la cual las estructuras más jóvenes se encuentran hacia el antepaís, aunque también se interpretaron fallas fuera de secuencia. Si bien no se cuenta con datos propios acerca de la edad absoluta de la deformación, en base a la información brindada por trabajos previos, es posible considerar que las estructuras representadas se formaron en las fases de deformación contraccional reconocidas para la región, una en el Cretácico Tardío-Paleógeno y otra en el Mioceno medio-tardío (ver capítulo 2.4). Como las estructuras estudiadas se encuentran mayormente formando parte del sector interno de la FPC del Agrio, es más probable que se hayan originado en el pulso contraccional Cretácico Tardío-Paleógeno, aunque alguna de las estructuras finales de las evoluciones interpretadas podría responder al evento de contracción neógeno.

Se elaboró una primer reconstrucción (interpretación A) de las posibles geometrías a lo largo de la sección estructural, en la cual se ilustra un sector interno dominado por una única estructura de basamento y un sector externo con pliegues por propagación de falla que involucran a la cubierta sedimentaria (Fig. 35). En el extremo occidental se observa el anticlinal El Cholar, interpretado como un pliegue por propagación de falla, con un leve desplazamiento, que presenta un nivel de despegue en la Formación Auquilco, al tope del Grupo Lotena, exponiendo en superficie a las pelitas de la Formación Vaca Muerta. El desplazamiento necesario para generar esta estructura se interpreta que podría provenir de una pequeña cuña de basamento formada más al oeste, cuyo levantamiento incipiente a su vez permitiría explicar el plegamiento de la Formación Mulichinco en

superficie requerido para adecuar su afloramiento a la topografía manteniendo su espesor constante. El acortamiento producido por esta estructura es de ~2% (Fig. 36b). Esta etapa de deformación fue vinculada al Cretácico Tardío, debido a que algunos autores sugieren que los primeros eventos compresivos en la faja plegada neuquina ocurrieron a partir de este periodo, contemporáneamente a la acumulación del Grupo Neuquén (Folguera *et al.*, 2010; Tunik *et al.*, 2010).

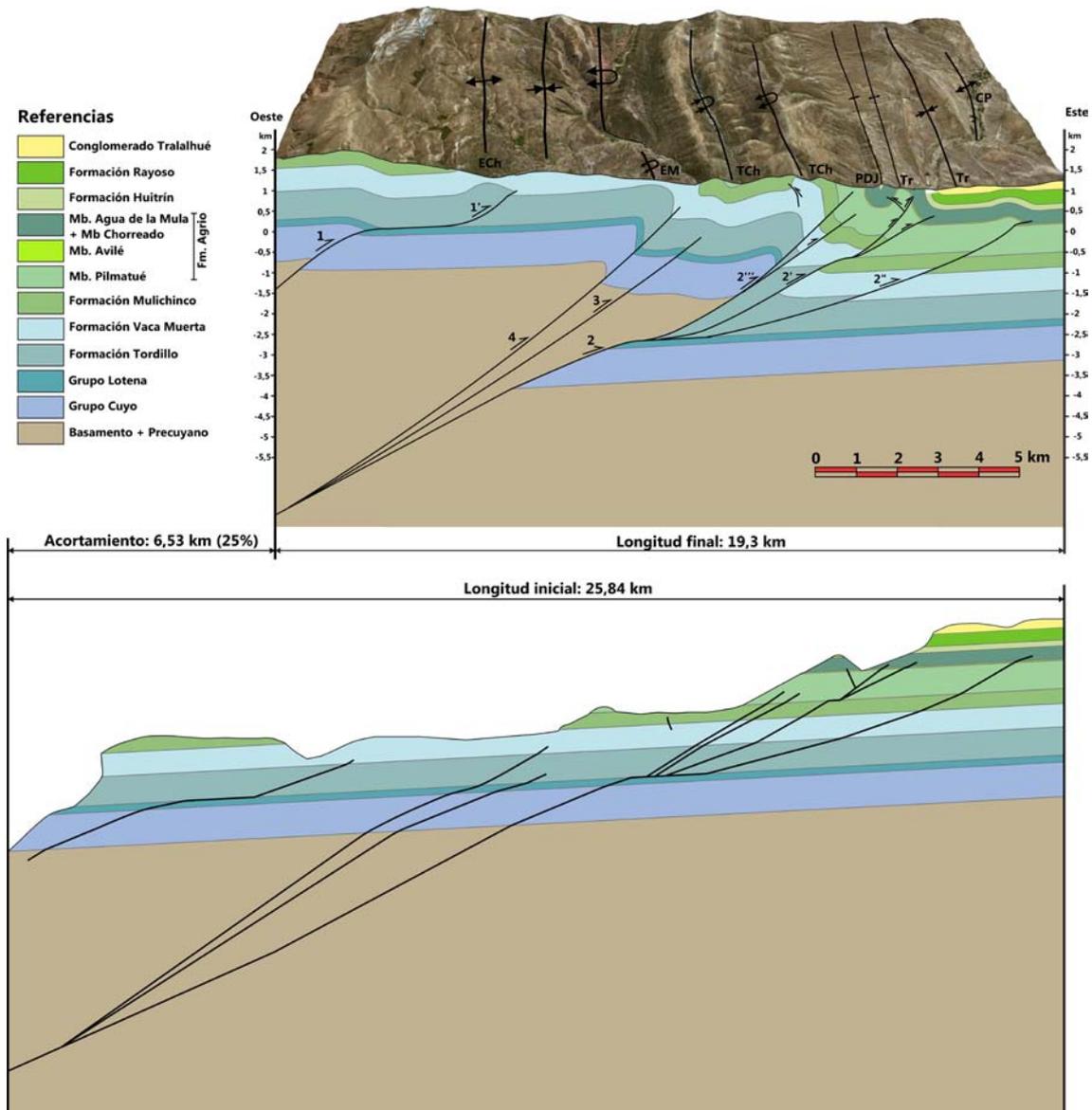


Figura 35: Interpretación A de la sección. El acortamiento tectónico calculado es de 6,53 km (25%). ECh: anticlinal El Cholar. EM: anticlinal El Manzano. TCh: sinclinal Tres Chorros. TCh: anticlinal Tres Chorros. PDJ: sinclinal Puesto Don Julio. Tr: anticlinal Tralalhué. Tr: sinclinal Tralalhué. CP: anticlinal Cerro Pitrén. Los números representan la secuencia de fallamiento y la relación entre las estructuras de piel gruesa y piel fina.

La continuidad de los esfuerzos compresivos origina una cuña de basamento, asociada a un corrimiento en profundidad (falla 2), que se emplaza en la Formación Auquilco (Fig. 36c). El continuo avance de la cuña de basamento hacia el antepaís genera el empuje necesario para que se formen sucesivas estructuras hacia el este a partir del nivel de despegue principal. Desde este despegue, un poco más al este, se origina un corrimiento (falla 2') que corta el Grupo Mendoza hasta el Miembro Pilmatué. El empuje de la cuña inicialmente genera plegamiento por flexión sobre este corrimiento, que corresponde a la incipiente formación del anticlinal Tres Chorros. A partir del nivel de despegue secundario ubicado en la base del Miembro Pilmatué, se origina una falla buzante al oeste con un retrocorrimiento asociado, formando una geometría de tipo *pop-up* que es el anticlinal Tralalhué. Dicha estructura es interpretada como un pliegue por propagación de falla de tercer orden, debido a su corta longitud de onda, que involucra a la Formación Agrio y unidades suprayacentes (Fig. 35). Esta etapa de deformación implica un acortamiento de ~6%.

A partir del nivel de despegue principal se origina otro corrimiento buzante al oeste (falla 2'') que da lugar a un pliegue por propagación de falla denominado anticlinal Cerro Pitrén que desplaza al Grupo Mendoza hasta el Miembro Avilé (Figs. 35 y 36d). Este corrimiento es el responsable de transportar el sinclinal Tralalhué hacia el este, como una cuenca de *piggy-back* rellena con los depósitos sinorogénicos de Tralalhué (Ramos, 1998). En ese momento, el frente de la incipiente cuña de basamento llega a la base del corrimiento de piel fina formado previamente, y se interpreta que desde allí surge una ramificación de la falla fuera de secuencia (falla 2'''), aunque no hay evidencias y esta podría también haber ocurrido con anterioridad. El acortamiento producido durante este estadio es de ~4%.

Al continuar la compresión la cuña de basamento comienza a transferir su desplazamiento sobre el corrimiento fuera de secuencia formado previamente, plegando a las formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Mulichinco (Fig. 36e). Su propagación hacia la superficie da lugar al anticlinal Tres Chorros, que produce un acortamiento de ~10% y un aumento en el buzamiento del flanco este del mismo, que hace que el pliegue sea bivergente (Fig. 35). Tal como se observa en la reconstrucción, en esta etapa el sector occidental alcanza un importante relieve estructural, por lo cual es posible interpretar que la erosión de dichas estructuras podría ser la fuente de aporte para los conglomerados Tralalhué, y por lo tanto

este estadio de deformación tentativamente se vinculó a la fase de contracción del Mioceno medio-tardío.

Finalmente la continuidad de la compresión y la dificultad en el avance de la cuña da lugar a dos corrimientos fuera de secuencia (fallas 3 y 4) que se ramifican de la falla principal y fragmentan la cuña de basamento (Fig. 36f). La propagación de la falla 4 hacia la superficie desplaza levemente hasta la Formación Tordillo e incrementa el buzamiento de los estratos que forman el flanco oriental, subvertical, del anticlinal El Manzano (Fig. 35). Este es interpretado como un pliegue por propagación de falla con el limbo trasero suave y el frontal invertido. El acortamiento en esta etapa final es de ~3%, con lo cual el acortamiento total de la sección es de 6,53 km, lo que representa un 25% de la longitud inicial (Fig. 35).

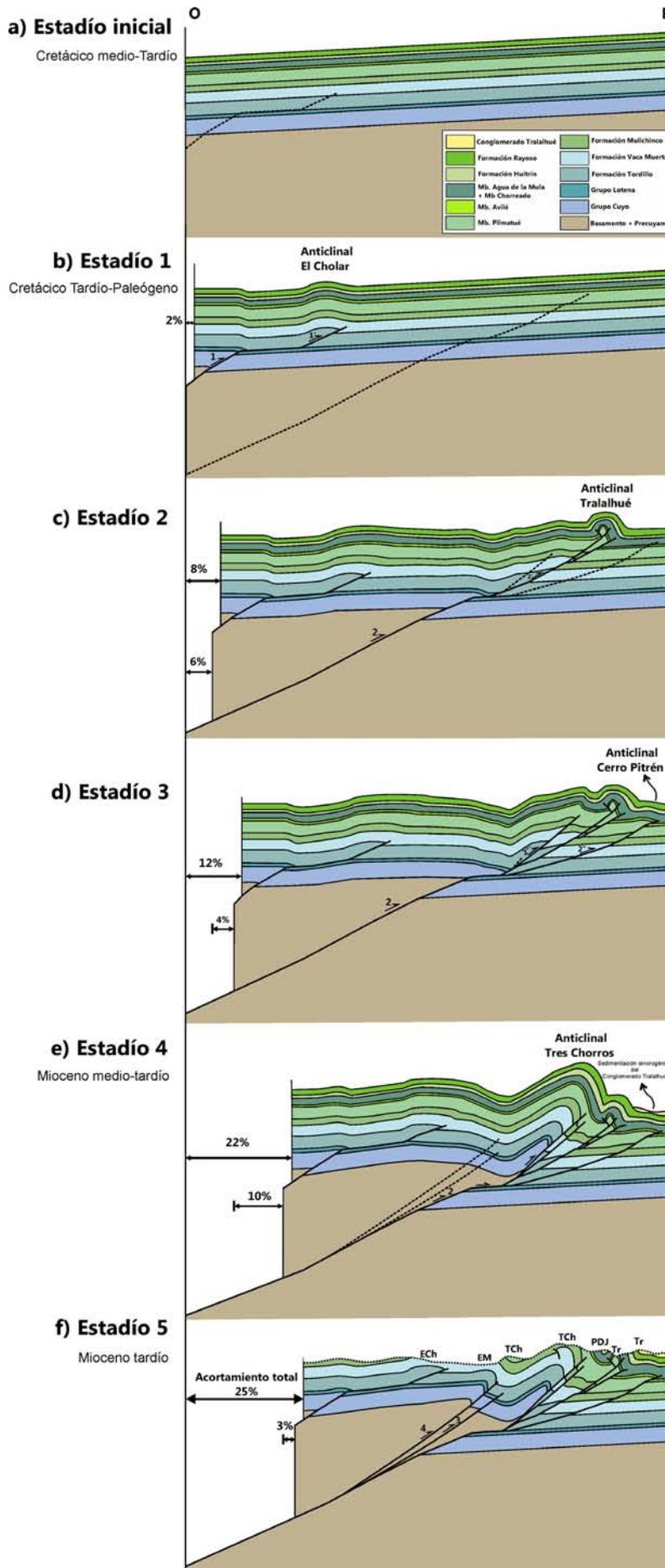


Figura 36: Modelo esquemático de la evolución cinemática para la interpretación A de la sección estructural con el porcentaje (%) de acortamiento que genera cada etapa. a) Estadío inicial previo a la deformación. b) Formación del anticlinal El Cholar durante el inicio de la compresión cretácica. c) Inicio de la cuña de basamento cuyo desplazamiento transferido hacia el este origina los anticlinales Tralalhué, Cerro Pitrén (d) y anticlinal Tres Chorros (e). f) Dos corrimientos fuera de secuencia que dan lugar al anticlinal El Manzano probablemente durante el Mioceno tardío. Referencias de las estructuras en la figura 35.

Si bien la restitución (balance) de la sección permite considerar que esta interpretación es geoméricamente viable, la cuña de basamento desplazada y montada varios km sobre un corrimiento de piel fina genera algunas dudas respecto a la viabilidad mecánica de dicha deformación. Por tal razón se decidió realizar una interpretación alternativa de la misma sección, interpretación B, con el objeto de buscar una reconstrucción que además de ser geométrica y cinemáticamente viable permita interpretar estructuras adecuadas a los mecanismos de deformación reconocidos en esta región de los andes.

En la interpretación B (Fig. 37) se consideraron dos cuñas de basamento (A y B). El anticlinal El Cholar, fue interpretado de la misma manera que en A, como un pliegue por propagación de falla con un nivel de despegue en la Formación Auquilco. Esta etapa de deformación involucra un acortamiento de ~1,7% (Fig. 38b). Al continuar la compresión y en secuencia normal hacia el antepaís, comienza a formarse la cuña tectónica A asociada a un corrimiento en profundidad (falla 2) que inicialmente genera un pliegue por flexión de falla (Fig. 38c). Esta cuña de basamento transmite el desplazamiento hacia el este, a través de un nivel de despegue localizado en el tope del Grupo Lotena. Parte de ese desplazamiento produce un pliegue por propagación de falla, que expone a la Formación Mulichinco, con un retrocorrimiento asociado (falla 2'), formando una geometría de tipo *pop-up* (Fig. 37). Este pliegue corresponde al anticlinal Tres Chorros considerado como una estructura de segundo orden con una leve vergencia al oeste como se observa en campo. El corrimiento 2' avanza hacia el este y se horizontaliza en la base del Miembro Pilmatué, dando lugar al retrocorrimiento Tralalhué. El acortamiento producido en esta etapa es de ~5%. Entre los anticlinales Tres Chorros y Tralalhué se encuentra el sinclinal Puesto Don Julio, el cual al quedar apretado por los anticlinales adyacentes sufre una intensa deformación observada en el Miembro Chorreado (Fig. 26).

Parte del desplazamiento transmitido por la primer cuña a partir del nivel de despegue principal da lugar hacia el antepaís a una falla buzante al oeste (falla 2'') que origina el anticlinal Cerro Pitrén interpretado al igual que en A como un pliegue por propagación de falla (Fig. 37). Esta estructura involucra un acortamiento de ~1,3% (Fig. 38d).

A continuación se forma, fuera de secuencia, una ramificación de la falla principal hacia la superficie (falla 2'''), que da lugar al anticlinal El Manzano interpretado como un pliegue por propagación de falla que involucra al basamento en la deformación (Figs. 37 y 38e) produciendo ~3% de acortamiento. Si bien no hay evidencia para distinguir en qué momento de la evolución cinemática se generó dicha estructura, se consideró que se

desarrolló luego de que las estructuras de piel fina se formaran, haciendo cada vez más difícil la continuación de la secuencia de propagación hacia el antepaís y favoreciendo la formación de estructuras en el sector más interno del orógeno. Al igual que el estadio 4 del modelo cinemático A, este estadio de deformación también se vinculó con la depositación del Conglomerado Tralalhué durante el Mioceno medio-tardío.

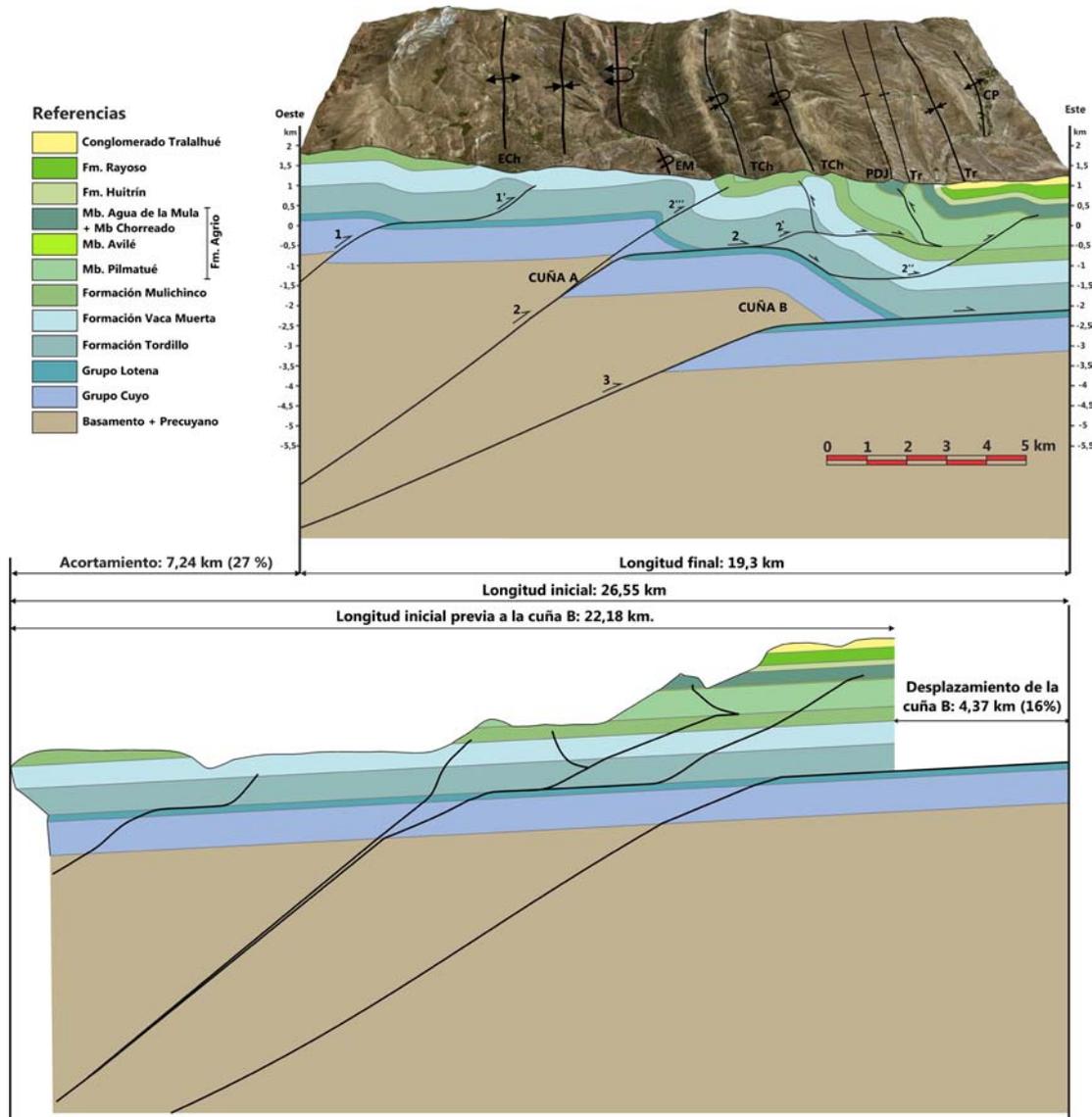


Figura 37: Interpretación B de la sección. El acortamiento tectónico total es de 7,24 km (27%), mientras que el acortamiento sin considerar el producido por la cuña B, es de 2,87 km (11%). ECh: anticlinal El Cholar. EM: anticlinal El Manzano. TCh: sinclinal Tres Chorros. TCh: anticlinal Tres Chorros. PDJ: sinclinal Puesto Don Julio. Tr: anticlinal Tralalhué. Tr: sinclinal Tralalhué. CP: anticlinal Cerro Pitrén.

Finalmente se interpretó una segunda cuña de basamento (Figs. 37 y 38f), cuyo desplazamiento no genera ninguna estructura dentro del perfil, si no otras que se

encuentran hacia el este, fuera del área de estudio, tales como los anticlinales Taquimilán, Maitenes y Río Neuquén (Lebinson *et al.*, 2018). Sin embargo, se debe destacar que el desarrollo de esta segunda escama de basamento en profundidad deforma y eleva considerablemente a la mayoría de las estructuras que conforman la sección estructural estudiada y permite la exposición de las unidades jurásicas en el sector occidental a elevadas cotas topográficas.

El acortamiento tectónico calculado a partir de la restitución de la sección estructural es de 7,24 km, lo que representa un 27% de la longitud inicial de la sección (Fig. 37). En esta interpretación es posible analizar separadamente la contracción producida por cada una de las cuñas de basamento. El desarrollo de las estructuras de piel gruesa en el sector occidental, incluyendo el corrimiento El Cholar y la cuña A, generó todas las estructuras de piel fina de la sección estudiada y producen un acortamiento de ~2,87 km (11%). Mientras que la cuña B produjo un acortamiento de ~4,37 km (16%) consumidos por las estructuras que se encuentran fuera del área de estudio. Esta interpretación B parece ser más adecuada que la reconstrucción A, ya que considera una primera estructura de basamento responsable de generar la deformación de piel fina, mientras que el desplazamiento de la segunda, transmitido a través del nivel de despegue principal, genera el resto de la FPC. Esta interpretación permite comprender más claramente la vinculación entre las estructuras de piel gruesa del sector interno y las de piel fina que conforman el sector externo de la FPC del Agrio. Modelos estructurales comparables, que conectan la deformación de estructuras de piel gruesa y piel fina de diferente orden, han sido elaborados y documentados en otros sectores de la FPC del Agrio (Viñes 1985, Minniti *et al.*, 1986, Lebinson *et al.* 2015, 2018) y la FPC de Chos Malal (Kozłowski *et al.*, 1996, 1998, Sánchez *et al.*, 2014, 2015, 2018, Turienzo *et al.*, 2014, 2018).

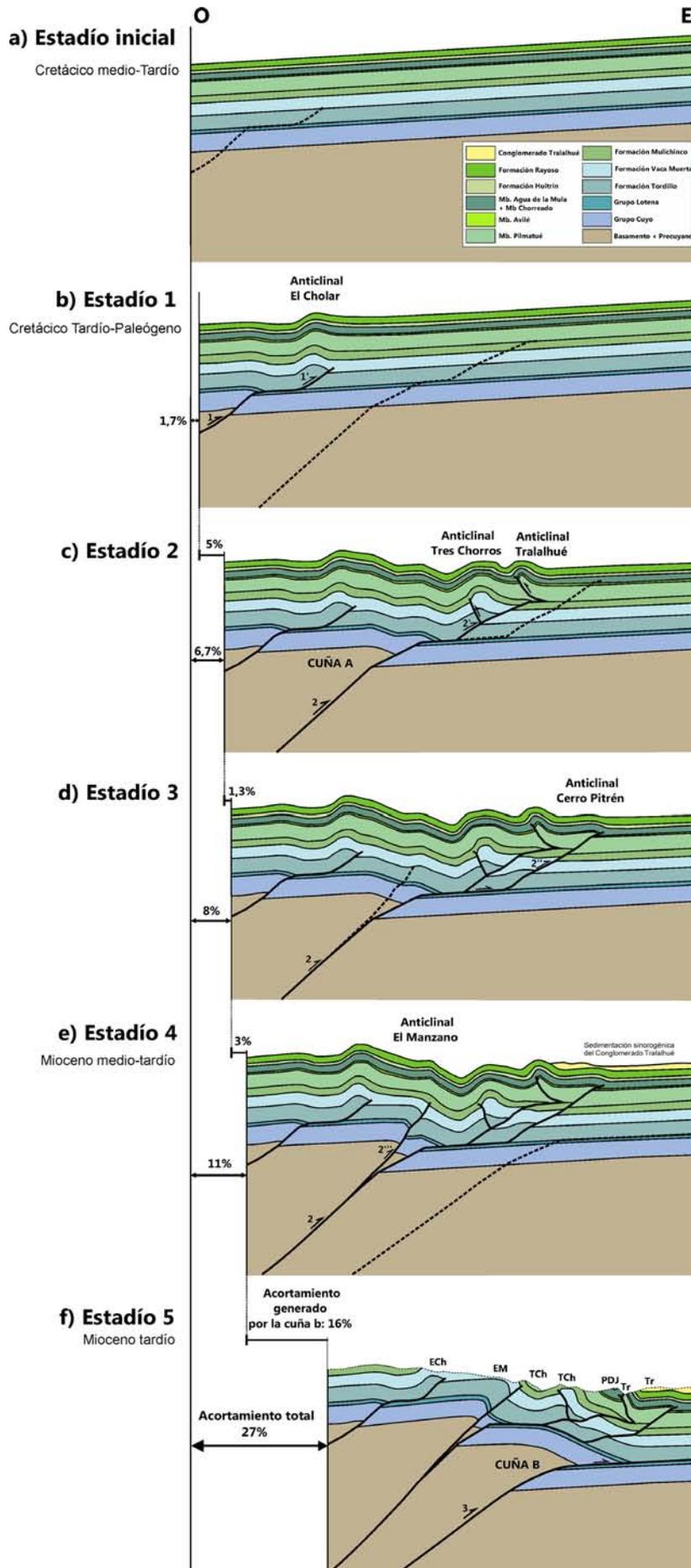


Figura 38: Modelo esquemático de la evolución cinemática para la sección B con el porcentaje (%) de acortamiento que genera cada etapa; a) Estadío inicial previo a la deformación; b) Formación del anticlinal El Cholar; c) Inicio de la cuña de basamento “A” cuyo desplazamiento origina los anticlinales Tralalhue (tercer orden) y Tres Chorros (segundo orden), y Cerro Pitrén de segundo orden (d); e) Formación de un corrimiento fuera de secuencia que da lugar al anticlinal El Manzano de primer orden; f) Inicio de la segunda cuña de basamento que eleva y pliega a todas las estructuras anteriormente formadas. Referencias de las estructuras en la figura 37.

4. DISCUSIÓN

Se han propuesto principalmente dos modelos de deformación para explicar la participación del basamento en esta región. El primero consiste en la inversión positiva de fallas normales heredadas de la etapa de rift (Vergani *et al.*, 1995; Booth y Coward, 1996; Zapata *et al.*, 1999, 2002; Zapata y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2007, 2009; Rojas Vera *et al.*, 2015), mientras que el otro considera la generación de nuevos sistemas de corrimientos formados en respuesta a la compresión andina, que da lugar a que las estructuras de basamento se desplacen horizontalmente sobre despegues en la cubierta sedimentaria generando la deformación de piel fina (Minitti *et al.*, 1986; Nocioni 1996; Kozłowski *et al.*, 1998; Turienzo *et al.*, 2014, 2018; Sánchez *et al.*, 2015; Lebinson *et al.*, 2015, 2018). Probablemente ambos mecanismos coexistieron durante la deformación andina, sin embargo, no hay evidencia de inversión tectónica significativa en la región (Lebinson *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2015) y además este mecanismo mediante fallas normales de alto ángulo, presenta dificultades para acomodar contracciones considerables. Por tal razón, se consideró el segundo modelo, que consiste en la formación de nuevos corrimientos que involucran al basamento, formando estructuras de primer orden que transfieren el desplazamiento hacia la cubierta sedimentaria, produciendo pliegues de segundo orden de piel fina, despegados por encima de las evaporitas de la Formación Auquilco. Algunas de estas estructuras de segundo orden, se desarrollan como pliegues por flexión de falla y presentan un segundo nivel de despegue en niveles estratigráficos superiores, cuyo desplazamiento transmitido produce estructuras de menor escala, tales como las de tercer y cuarto orden (Turienzo *et al.*, 2014).

Diversos autores realizaron secciones estructurales regionales a lo largo de las fajas plegadas y corridas del Agrio y Chos Malal, y calcularon los acortamientos tectónicos. Minnitti *et al.* (1986) realizaron uno de los primeros cortes estructurales en la FPC del Agrio, sobre la línea sísmica 15007 a los 37° 30' estimando un 18% de acortamiento. Nocioni (1996) realizó secciones de 136 a 150 km a lo largo de ambas fajas y calculó diversos acortamientos de norte a sur de 48,4 (24%), 72,4 km (34%) y de 43 km (34%) entre los 37° y 38° de latitud sur. En la FCP de Chos Malal, Booth y Coward (1996) analizaron una sección de 115 km de longitud que se extiende desde la Cordillera del Viento hasta el sinclinal de Huantraico obteniendo un 20% de acortamiento. El acortamiento calculado por Zapata *et al.* (1999) en un corte desde la fosa de Loncopué

hasta el Dorso de los Chihuidos es de 17,5 km (~15%). En su tesis doctoral, Zamora Valcarce (2007) realizó tres secciones balanceadas a lo largo de la FPC del Agrio, una en la zona norte a través de los anticlinales Cordillera del Manzano, Cerro Naunauco y anticlinal Loma Rayoso, estimando un acortamiento de 9,3 km (14%), otra en la región central con un acortamiento de 10,8 km (11%) y en la zona sur 5,6 km (8%). Por otro lado, Rojas Vera *et al.* (2015) realizó tres secciones a lo largo de ambas fajas y calculó un acortamiento de 9,5 km (~9,1%) en su sección Cordillera del Viento – Huantraico, 9,6 km (~10,2%) en Loma Rayoso – Naunauco y de 9 km (~8%) en Cerro Mocho. En la zona interna de la FPC de Chos Malal, entre los 37° 12' y 37° 22', Sanchez *et al.* (2015) estimaron acortamientos de norte a sur, a lo largo de cuatro secciones, que varían desde 16,9 km (29,7%) a 14,15 km (26,3%), mientras que Sanchez *et al.* (2018) obtuvieron un acortamiento de 23,9 km (18,2%) en una sección regional que abarca hasta el frente de deformación. Turienzo *et al.* (2018) elaboraron dos secciones balanceadas en la FCP de Chos Malal incluyendo la zona interna y externa, entre los 37° 10' y 37° 20', a partir de las cuales se obtuvo un acortamiento de 24,7 km (18%) para la sección norte y de 22,2 (16,5%) en la sección austral. Finalmente, Lebinson *et al.* (2018) confeccionaron dos secciones balanceadas, en la región norte de la FPC del Agrio, de las cuales obtuvieron un acortamiento de 11,2 km (18%) a los 37° 27' y de 10,9 km (17,3%) a los 37° 33'. Las variaciones en los acortamientos en las diferentes secciones se debe al modelo estructural adoptado, por ejemplo los acortamientos calculados por los autores que consideran la inversión positiva de fallas extensionales previas son menores que los que proponen la formación de nuevos corrimientos en respuesta a la contracción andina (Fig. 39). Además, de acuerdo a las investigaciones realizadas en los Andes Neuquinos, se considera que los acortamientos tectónicos disminuyen gradualmente de norte a sur.

UBICACIÓN	ACORTAMIENTOS SEGÚN EL MODELO TECTÓNICO (%)	
	Sistema de corrimientos andinos	Inversión de fallas normales
Cordillera del Viento (37°10'S)	26,3-29,7 (Sánchez et al., 2015) 18,2 (Sánchez et al., 2018) 16,5-18 (Turienzo et al., 2018) 34 (Nocioni, 1996)	9,1 (Rojas Vera et al., 2015) 20 (Booth and Coward, 1996)
Cerro Caicayén (37°27'S)	18 (Lebinson et al., 2018) 34 (Nocioni, 1996)	
Cerro Naunauco (37°33'S)	17,3 (Lebinson et al., 2018) 18 (Minniti et al., 1986)	10,2 (Rojas Vera et al., 2015) 14 (Zamora Valcarce, 2007)
Cerro Mocho (38°S)		15 (Zapata et al., 1999) 8 (Rojas Vera et al., 2015) 8-14 (Zamora Valcarce, 2007)

Figura 39: Cuadro de comparación de los acortamientos (%) a diferentes latitudes y según el modelo tectónico (Modificado de Lebinson *et al.*, 2018).

5. CONCLUSIONES

- En base al relevamiento de numerosos datos estructurales, se realizó un mapa geológico de detalle a partir del cual se identificaron cinco anticlinales, con un rumbo aproximado N-S y vergencia dominante al este.
- Se confeccionó una sección estructural, con dos interpretaciones que permitieron ilustrar las estructuras que forman la FPC del Agrio a los 37°35'S.
- En la zona interna, se describe un anticlinal con una longitud de onda de ~5 km considerado una estructura de primer orden que involucra al basamento.
- En la zona externa, hay pliegues con longitudes de onda de ~3 km que forman estructuras de segundo orden que afectan principalmente a las formaciones Vaca Muerta y Mulichinco.
- Un anticlinal con una longitud de onda de ~1 km, se interpreta como un pliegue de tercer orden que involucra a la Formación Agrio y unidades suprayacentes.
- Las estructuras de distinto orden se relacionan mediante corrimientos unidos a diferentes despegues en la cubierta sedimentaria que transmiten la deformación desde las estructuras de mayor escala a las de menor.
- El nivel de despegue principal fue localizado en las evaporitas de la Formación Auquilco, y un nivel secundario en la base del Miembro Pilmatué.
- Se realizaron dos modelos cinemáticos que permitieron explicar el desarrollo estructural de la FPC del Agrio a esas latitudes, vinculando las etapas de deformación con las dos fases compresivas principales (Cretácico Tardío-Eoceno y Mioceno medio-tardío).

Conclusiones de la interpretación A

- Se interpretó una única estructura de piel gruesa y un sector externo con pliegues por propagación de falla que involucran a la cubierta sedimentaria. Como las estructuras del perfil se encuentra relativamente cerca entre sí, el resultado es que la cuña de basamento termina desplazándose y montándose más de 2 km sobre uno de los corrimientos de piel fina.
- Si bien la restitución de la sección permite considerar que esta interpretación es geoméricamente viable, ya que además del balance se realizó un modelo cinemático para corroborarlo, la cuña de basamento montada sobre un corrimiento de piel fina

genera algunas dudas respecto a la viabilidad mecánica de dicha deformación, razón por la cual se realizó una interpretación alternativa de la misma sección, interpretación B.

- El acortamiento total calculado en la interpretación A es de 6,53 km (25%).

Conclusiones de la interpretación B

- Se interpretaron dos cuñas de basamento (A y B), generadas a partir de corrimientos profundos.
- La primer estructura de basamento (cuña A) es la responsable de generar las estructuras de piel fina que conforman la sección estructural estudiada.
- La cuña B, eleva y pliega considerablemente a la mayoría de las estructuras de la sección estructural hasta su posición actual, exponiendo a las unidades jurásicas en el sector occidental a elevadas cotas topográficas. Su desplazamiento es transmitido hacia el este a partir del nivel de despegue principal dando lugar a otras estructuras de segundo orden que se encuentran fuera del área de estudio tales como los anticlinales Taquimilán, Maitenes y Río Neuquén.
- El acortamiento tectónico calculado en la interpretación B es de 7,24 km (27%). Este valor de contracción (en km) para la sección estudiada es en general consistente con lo estimado por otros autores en la región, mientras que el porcentaje que representa es muy elevado debido a que la longitud total de la sección balanceada es pequeña comparada con los perfiles regionales de otros autores.
- Además se pudo calcular la contracción producida por cada una de las cuñas de basamento. La cuña A produjo un acortamiento de 2,87 km (11%), mientras que la cuña B produjo un acortamiento de ~4,37 km (16%).
- Esta interpretación B parece ser más adecuada que la reconstrucción A, ya que además de ser geométrica y cinemáticamente viable permite comprender más claramente la vinculación entre las estructuras de piel gruesa del sector interno y las de piel fina que conforman el sector externo de la FPC del Agrio mediante los mecanismos de deformación reconocidos en esta región de los andes.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguirre Urreta, M.B., Casadío, S., Cichowolski, M., Lazo, D.G. y Rodríguez, D. 2008. Afinidades paleobiogeográficas de los invertebrados cretácicos de la cuenca Neuquina. *Ameghiniana* 45 (3): 591-611.

Aguirre-Urreta, B., Lescano, M., Schmitz, M.D., Tunik, M., Concheyro, A., Rawson, P.F., Ramos, V.A., 2015. Filling the gap: new precise Early Cretaceous radioisotopic ages from the Andes. *Geological Magazine* 152 (3): 557-564.

Aguirre Urreta, M.B., Schmitz, M., Lescano, M., Tunik, M., Rawson, P.F., Concheyro, A., Buhler, M. Ramos, V.A. 2017. A high precision U-Pb radioisotopic age for the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina: Implications for the chronology of the Hauterivian Stage. *Cretaceous Research* 75: 193-204.

Allen, R., García, E. y Feehan, J. 1984. Low angle thrusting in the Neuquén basin, south of Chos Malal, northwest Neuquén province, Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 137-146. Buenos Aires.

Allmendinger, R.W. 1998. Inverse and forward modeling of thishear fault- propagation folds. *Tectonics* 17 (4): 640-656.

Arregui, C., Carbone, O., y Leanza, H. A. 2011a. Contexto tectosedimentario. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 29-36. Buenos Aires.

Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011b. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 77-89. Buenos Aires.

Arregui, C., Carbone, O. y Sattler, F. 2011c. El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 91-98. Buenos Aires.

Booth, J. y Coward, M. 1996. Basement faulting and inversión of the NW Neuquén Basin, Argentina. 3° International Symposium on Andean Geodynamics, St. Malo (France), Extended Abstracts, pp. 295-298.

Bracaccini, I.O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (2): 275-282.

Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío y Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 63-76. Buenos Aires.

Cazau, L. y Uliana, M. 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163, Buenos Aires.

Cervera, M. y Leanza, H.A. 2009. Hallazgo de sedimentitas sinorogénicas neógenas en los alrededores de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 11 (1): 15-22. Buenos Aires.

Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* 26: 1-37, Santiago.

- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R. y Zurita, E. 2002.** Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 117-139.
- Cobbold, P.R. 1999.** Hydrocarbon generation, fluid overpressure and source rock detachments in thrust belts (abs). Thrust tectonic conference, Royal Holloway, University of London, Session 2 Geodynamics of Thrust Systems, paper 4: 7-9.
- Cobbold, P. y Rossello, E. 2003.** Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- Cobbold, P.R., Ruffet, G., Rodrigues, N., Leith, T.L., Løseth, H. y Galland, O. 2008.** Radial patterns of bitumen dykes around Tromen and Auca Mahuida volcanoes, Neuquén Basin, Argentina: evidence for abnormally rapid generation of hydrocarbons in Quaternary times. 33° International Geological Congress, Oslo, 6-14 August, Abstract.
- Comerio, M., Fernández, D.E. y Pazos, P.J., 2018.** Sedimentological and ichnological characterization of muddy storm related deposits: The upper Hauterivian ramp of the Agrio Formation in the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 85: 78-94.
- Cristallini, E., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodriguez, L., Tomezzoli, R. y Comeron, R. 2006.** Synrift geometry of the Neuquén Basin in northeastern Neuquén Province, Argentina. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds) *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 147-162.
- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. y Zambrano, O. 2009.** Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (2): 248-264.
- Dahlstrom, C.D.A. 1969.** Balanced cross sections: *Canadian Journal of Earth Sciences* 6: 743-757.
- Danieli, J.C., Coppolecchia, M. y Elissondo, M. 2011.** El Grupo Andacollo (Paleozoico Tardío). En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 49-52. Buenos Aires.
- Erslev, E.A. 1991.** Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19: 617-620.
- Folguera, A. y Ramos, V. 2011.** Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 32 (4): 530-545.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Zapata, T. y Spagnuolo, M. 2007.** Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'-37°S). *Journal of Geodynamics* 44: 129-148.
- Folguera, A., Alasonati Tasárová, Z., Götze, H., Rojas Vera, E., Giménez, M. y Ramos, V. 2012.** Retroarc extension in the last 6 Ma in the South-Central Andes (36°S-40°S) evaluated through a 3-D gravity modeling. *Journal of South American Earth Sciences* 40: 23-37
- Franzese, J. y Spalletti, L. 2001.** Late Triassic-Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003.** Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.

- Freije, H., Azúa, G., González, R., Ponce J.J. y Zavala C. 2002.** Actividad tectónica sinsedimentaria en el Jurásico del sur de la Cuenca Neuquina. Congreso de Hidrocarburos. Versión CD. Mar del Plata.
- Galland, O., Cobbold, P., Bremond d'Ars, J. y Hallot, E. 2007.** Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: Insights from experimental modelling. *Journal of Geophysical Research* 112, B06402.
- Giacosa, R.E., Allard, J., Foix, N. y Heredia, N. 2014.** Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). *Journal of Iberian Geology*, 40 (2), 331-348.
- Gianni, G. M., Dávila, F. M., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C., y Giménez, M. 2018.** A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. *Earth-science reviews*, 185: 437-462.
- Groeber, P., 1929.** Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas Geología e Hidrología, 58: 1-109. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946.** Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1: 178-208.
- Groeber, P. 1953.** Andico. In: Groeber P., Stipanovic P.N., Mingramm A. (eds), *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, 2, 349-541.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1995.** The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén Province. Secretaría de Minería de la Nación, Publicación 158: 111 p.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. 1984.** Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259, San Carlos de Bariloche.
- Gürer, D., Galland, O., Corfu, F., Leanza, H.A. y Sassier, C. 2015.** Structure and evolution of volcanic plumbing systems in fold-and-thrust belts: A case study of the Cerro Negro de Tricao Malal, Neuquén Province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 128 (1) 315-331.
- Gutiérrez Pleimling, A.R., Olea, G., Suárez, M. y Valenzuela, M. 2011.** El Miembro Chorreado de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 175-180, Buenos Aires.
- Herrero Ducloux, A. 1946.** Contribución al conocimiento geológico del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras* 23 (266): 1-39, Buenos Aires.
- Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L. y Veiga, G. 2005.** The Neuquén Basin: an overview. En Veiga, G., L. Spalletti, J. Howell y E. Schwarz (eds.) *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London. Special Publications 252: 1-14.
- Irastorza A., Turienzo M, Peralta F., Irastorza M., Zavala C. 2018.** Reconstrucción de la estructura del frente de deformación de la faja plegada y corrida del Agrio a los 38°19'S, Cuenca Neuquina. Editado por Rocher, S., Larroverre, M., Alasino, P., Uran, G., Reinoso Carbonell, V., Macchioli Grande, M., Moreno, G., Aciar, R., Vila Tello, M. XVII Reunión de Tectónica: resúmenes, 2018. Libro digital, PDF pp. 50.
- Jordan, T., W. Burns, R. Veiga, F. Pángaro, P. Copeland, S. Kelley y C. Mpodozis, 2001.** Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20: 308-324.

Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39°S)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.

Keidel, J. 1917. Über das patagonische Tafelland und ihre zuehungen zu den geologischen erscheinungen in den argentinischen Anden gebiet und Littoral. *Zeitschrift der Deutsche Akademie Wissenschaft 3*: 219-245, Stuttgart.

Kozlowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C. 1998. Modelo exploratorio en la faja corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras 55*: 4-23.

Lazo, D.G. 2007. Early Cretaceous bivalves of the Neuquén Basin, west-central Argentina: notes on taxonomy, palaeobiogeography and palaeoecology. *Geological Journal 42*: 127-142.

Lazo, D.G., Cichowolski, M., Rodríguez, D.L. y Aguirre-Urreta, M.B., 2005. Lithofacies, palaeoecology and palaeoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina. A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, London, Special publications 252, pp. 295-315.

Leanza, A.F. y Leanza H.A., 1973. Pseudofavrella gen. Nov. (Ammonitiana) del Hauteriviano de Neuquén, sus diferencias con Favrella R. Douvillé, 1909, del Aptiano de Patagonia Austral y una comparación entre el geosinclinal andino y el geosinclinal magallánico. *Academia Nacional de Ciencias. Boletín 50 (1-4)*, p. 127-145. Córdoba.

Leanza, H. A. 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, Prov. del Neuquén, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina 18 (2)*: 97-132.

Leanza, H.A. 2003. Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico Inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. *Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas, Geología 2*: 1-31.

Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revisa del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 11 (2)*: 145-184.

Leanza, H.A., y Hugo, C.A. 2001. Hoja Geológica 3969-I Zapala, Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Boletín 275*: 128 p., Buenos Aires.

Leanza, H.A., Sattler, F., Martínez, R.S. y Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) en la cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 113-129. Buenos Aires.

Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Araujo, V. y Dimieri, L. 2015. Geometría y cinemática de las estructuras tectónicas en el extremo septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina 72(3)*: 299-313.

Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Araujo, V., D'Annunzio, M. y Dimieri, L. 2018. The structure of the northern Agrio fold and thrust belt (37°30' S), Neuquén Basin, Argentina. *Andean Geology 45 (2)*: 249-273.

Legarreta, L., 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), Provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita) 197 p., Buenos Aires.

- Legarreta, L. y Gulisano, C. 1989.** Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario inferior). En: Chebli, G., Spalletti, L. (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-243, Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991.** Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En MacDonald, D.I. (ed.) Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea level Changes at Active Plate Margins. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12: 429-450, Oxford.
- Llambías E.J. y Aragón, E. 2011.** Volcanismo Paleógeno. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén: 265-274. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1989.** Las vulcanitas de Colipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44: 224-236.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 2011.** Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén: 53-62. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007.** Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S – 37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (2): 217-235.
- Méndez, V., Zanettini J.C. y Zappettini, E.O. 1995.** Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 23: 1-190, Buenos Aires.
- Minniti, S., Gutiérrez Pleimling, A., Artega, M. y Pestalardo, F. 1986.** Análisis estructural y estratigráfico de la Faja Plegada Neuquina a la latitud de 37°30', Departamentos de Ñorquin y Pehuenches, provincia de Neuquén. Informe Gerencia General de Exploración (YPF), Subgerencia de Geología, Comisión Geológica n°1 (inédito), 64 p.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006.** Intraplate deformation in the Neuquén Basin. 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 latitude). Geological Society of America, Special Paper 407: 97-124.
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V.A., Alarcón, M. y Zubiri, M. 2011.** La estructura de la Dorsal de Huinul. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén: 385-397. Buenos Aires.
- Muñoz, M., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M. y Rojas A. 2018.** Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at ~35°S. Tectonophysics 744: 93-117.
- Nocioni, A.D. 1996.** Estudio estructural de la Faja Plegada y Corrida de la Cuenca Neuquina-Surmendocina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 353-372, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1978.** Estructura. En: Yrigoyen, M.R. (ed.), Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, 99-118, Buenos Aires.

- Ramos, V.A. 1981.** Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Boletín del Servicio Geológico Nacional 182 (escala 1:200.000), 103 p. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1993.** Interpretación tectónica. En Ramos, V.A. (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 257-268, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1998.** Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. 10° congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 105-110, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999.** Plate tectonic setting of the Andean cordillera. *Episodes* 22 (3): 183-190.
- Ramos, V.A. 2010.** The tectonic regime along the Andes: present settings as a key for the Mesozoic regimes. *Geological Journal* 44: 1-24.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005.** Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.), *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, Geological Society, Special Publications 252: 15-35, London.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011.** Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 335-348. Buenos Aires.
- Rapela, C. y Llambías, E. 1985.** La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 4: 458-488.
- Repol, D., Leanza, H.A., Suruoga, P. y Hugo, C.A. 2002.** Evolución tectónica del Cenozoico de la comarca de Choriaca, Provincia del Neuquén, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD. El Calafate.
- Rodríguez, M.F. 2011.** El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío – Paleógeno Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 245-264. Buenos Aires.
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G. y Ramos, V. 2014.** Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *Journal Geodynamics*. 73: 34-52.
- Rojas Vera, E., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T., Sagripanti, L., Fenell, L., Orts, D. y Ramos, V.A. 2015.** Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 418-433.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I. y Dimieri, L. 2015.** Structural style of the Chos Malal fold and thrust belt, Neuquén basin, Argentina: Relationship between thick- and thinskin tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 399-417.
- Sánchez, N., I. Coutand, M. Turienzo, F. Lebinson, V. Araujo y L. Dimieri, 2018.** Tectonic evolution of the Chos Malal fold-and-thrust belt (Neuquén Basin, Argentina) from (U-Th)/He and fission-track thermochronometry. *Tectonics*, 37 (7). <https://doi.org/10.1029/2018TC004981>
- Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Howell, J.A. 2006.** Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*. 53: 55-81.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2011.** La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*. 131-144.

- Spalletti, L., Franzese, J., Matheos, S. y Schwarz, E. 2000.** Sequence stratigraphy of a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157: 433-446.
- Spalletti, L., Arregui, C. y Veiga, G. 2011.** La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 99-111. Buenos Aires.
- Spalletti, L., Veiga, G. y Schwarz, E. 2011.** La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 145-160. Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. 1966.** El jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el disatrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(4): 403-478.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulés O. y Martínez C. 1968.** Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatgónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23 (2): 67-68.
- Suppe, J. 1983.** Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* 283: 684-721.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. 1990.** Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helveticae* 83: 409-454.
- Tunik, M.A., Pazos, P.J., Impiccini, A., Lazo, D. y Aguirre Urreta, M.B. 2009.** Dolomitized tidal cycles in the Agua de la Mula Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 16: 29-43.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2010.** Early uplift and orogenic deformation in the Neuquen basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.
- Turic, M., Aramayo Flores, F., Gómez Omil, R., Pombo, R., Peroni, G., Sciutto J., Robles, D. y Cáceres, A. 1987.** Geología de las cuencas petroleras de la Argentina. En Felder, B.A. (ed.) *Evaluación de las Formaciones en la Argentina I(1)*: 1-44, Schlumberger, Buenos Aires.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Dimieri, L., Lebinson, F. y Araujo V. 2014.** Tectonic repetitions of the Early Cretaceous Agrio Formation in the Chos Malal fold-and-thrust belt, Neuquén Basin, Argentina: geometry, kinematics and structural implications for Andean building. *Journal of South American Earth Sciences* 53: 1-19.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson F. y Dimieri L. 2018.** The structure of the Southern Central Andes (Chos Malal fold and thrust belt). En: Folguera *et al.* (Eds), *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer Earth System Sciences: 411-441.
- Uliana, M.A., Dellapé, D.A. y Pando, G.A. 1975a.** Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas. (Cretácico Inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 151-176, Buenos Aires.
- Uliana, M.A., Dellapé, D.A. y Pando, G.A., 1975b.** Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas. (Cretácico Inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 177-196, Buenos Aires.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1988.** Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution southern South America. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 46:599-614.

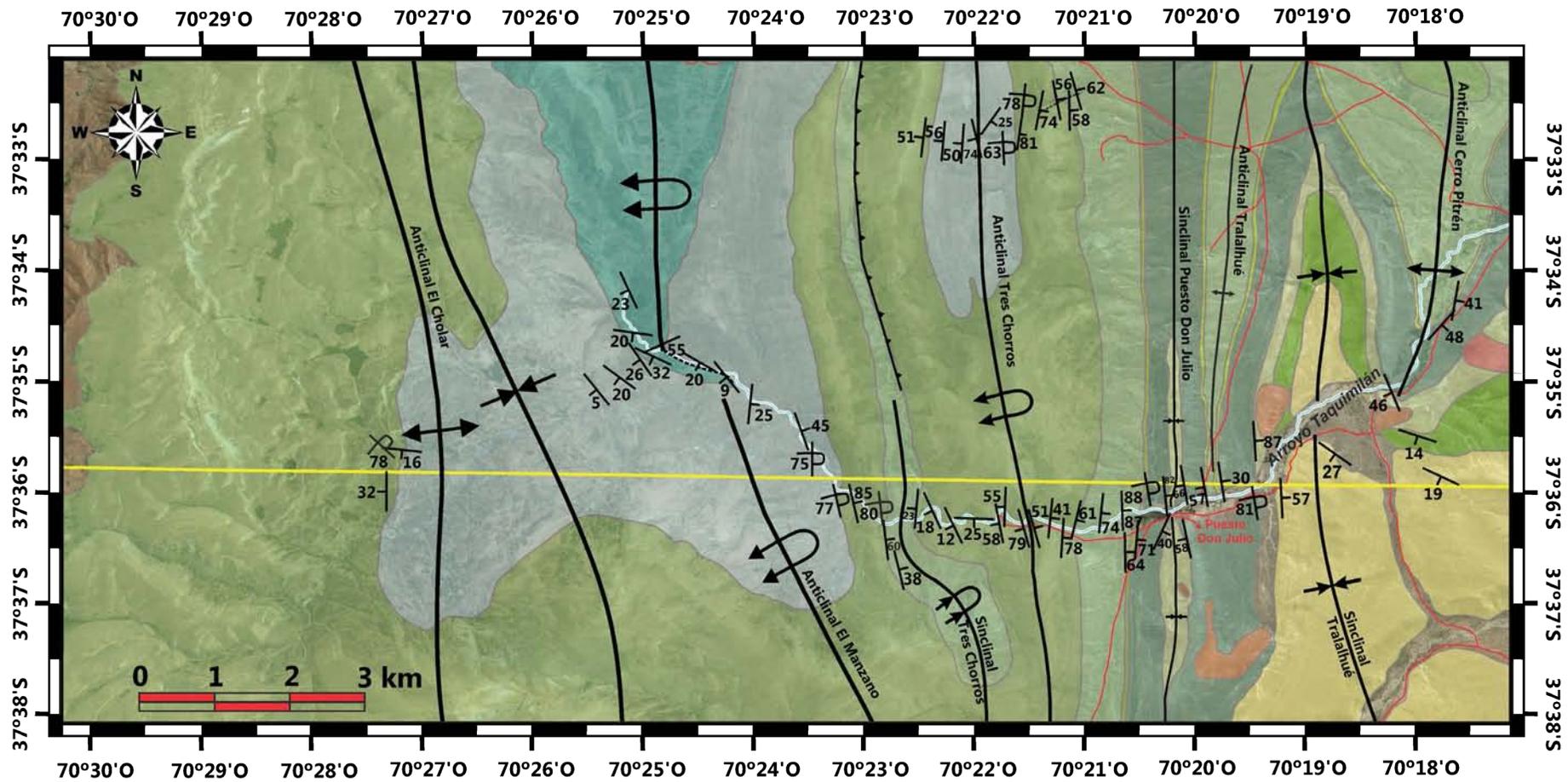
- Veiga, G.D. y Vergani, G.D. 2011.** El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 181-188. Buenos Aires.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Schwarz, E. 2011.** El Miembro Avilé de la Formación Agrio (Cretácico Temprano). En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 161-173. Buenos Aires.
- Vennari, V.V., Lescano, M., Naipauer, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Schaltegger, U., Armstrong R., Pimentel M. y Ramos, V. A. 2014.** New constraints on the Jurassic–Cretaceous boundary in the High Andes using high-precision U–Pb data. *Gondwana Research*, 26: 374-385.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Weisink, H.J. 1995.** Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Viñes, R.F. 1985.** Estilos estructurales en la faja plegada occidental neuquina. YPF S.A. (informe Inédito), 6p.
- Weaver, C.E. 1931.** Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. Memoir University of Washington 1: 496 p., Washington.
- Woodward N., Boyer S. y Suppe J., 1989.** Balanced Geological Cross-Sections: An Essential Technique in Geological Research and Exploration. American Geophysical Union. Short Courses in Geology, 6, 132 p.
- Zamora Valcarce, G. 2007.** Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, (inédita) 304 p., Buenos Aires.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, A. 2006.** Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and thrust belt. En Kay, S.M. y 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: 125-145.
- Zamora Valcarce, G., Rapalini, A.E. y Spagnuolo, C.M. 2007.** Reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena, faja plegada del Agrio, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 299-307.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V.A., Rodríguez, F. y Bernardo, L.M. 2009.** Evolución tectónica del Frente Andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 192-203.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2011.** La faja plegada y corrida del Agrio. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 367-374. Buenos Aires.
- Zapata, T. R. y Folguera, A. 2005.** Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G., Spalletti, L., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.), *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, Geological Society, Special Publications 252: 37-56, London.
- Zapata, T., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999.** La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de informaciones petroleras*, 60, 113-121. Buenos Aires.

Zapata, T.R., Córscico, S., Dzelalija, F. y Zamora Valcarce, G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos, Actas electrónicas, Mar del Plata.

Zavala, C. y Ponce, J.J. 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén: 205-222. Buenos Aires.

Zöllner, W. y Amos, A. J. 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 143: 91 p., Buenos Aires.

Anexo 1: Mapa geológico del área de estudio.



Referencias

- Conglomerado Talalhué
- Vulcanitas
- Formación Colipilli
- Formación Rayoso
- Formación Huitrín

- Mb. Agua de la Mula + Mb Chorreado
 - Mb. Avilé
 - Mb. Pilmatué
 - Formación Mulichinco
 - Formación Vaca Muerta
 - Formación Tordillo
- } Fm. Agrio

- Sinclinal
- Anticlinal
- Anticlinal volcado
- Sinclinal volcado
- Falla inferida
- Corrimiento
- Caminos