

La estructura del frente de deformación de la faja plegada y corrida del Agrio a los 38°20'S, Cuenca Neuquina

Ainara IRASTORZA¹, Martín TURIENZO^{1,2}, Florencia PERALTA¹, Maite IRASTORZA², Carlos ZAVALA^{2,3} y Natalia SÁNCHEZ^{1,2}

¹Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur – CONICET., Bahía Blanca

²Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur., Bahía Blanca

³GCS Argentina S.R.L., Bahía Blanca

Email: ainarairastorza19@gmail.com

Editor: Diego A. Kietzmann

RESUMEN

La faja plegada y corrida del Agrio contiene estructuras que involucran al basamento y a los sedimentos mesozoicos de la Cuenca Neuquina, formadas durante la orogenia andina. Esta faja se divide en una zona interna al oeste, dominada por deformación de piel gruesa, y una zona externa al este con deformación de piel fina y participación subordinada del basamento. En base a datos de campo y de subsuelo, se elaboró una sección estructural a los 38°20'S, que abarca la zona externa, en el frente de deformación de esta faja. Se reconocieron cinco anticlinales de rumbo N-S a NNE con vergencia tanto al este como al oeste, interpretados como pliegues relacionados a fallas que despegan en la Formación Auquilco (Oxfordiano). En afloramiento, los núcleos de los anticlinales contienen a las Formaciones Vaca Muerta y Mulichinco (Tithoniano-Valanginiano) en el sector occidental de la sección, a la Formación Agrio (Hauteriviano-Barremiano) en la zona central y al Grupo Neuquén (Cenomaniano-Campaniano) en el extremo oriental. Esta exhumación diferencial se relaciona con las estructuras de piel gruesa en subsuelo, formadas por dos bloques de basamento cuyo relieve estructural decrece de oeste a este. La restitución de la sección permite calcular un acortamiento tectónico de 5,8 km (13%). Mediante un modelo cinemático se interpreta la secuencia relativa de la deformación, en la cual dos escamas de basamento asociadas a corrimientos de vergencia oriental elevan los pliegues formados con anterioridad en la cubierta sedimentaria suprayacente y generan nuevas estructuras de piel fina en el sector oriental de la sección.

Palabras clave: *Faja plegada y corrida del Agrio, Sección balanceada, Cuñas de basamento, Modelo cinemático.*

ABSTRACT

The structure of the deformation front of the Agrio fold and thrust belt at 38°20'S, Neuquén Basin.

The Agrio fold and thrust belt contains structures formed during the Andean orogeny that involve the basement and the Mesozoic column of the Neuquén Basin. This belt can be divided into an inner zone, dominated by thick-skinned deformation, and an outer zone characterized by thin-skinned deformation and a subordinate participation of the basement. A structural cross section of the outer zone, in the deformation front of the belt, was constructed at 38°20'S based on field and subsurface data. Five N-S to NNE anticlines with both eastward and westward vergence, were interpreted as fault-related folds detached on the Auquilco Formation (Oxfordian). On the field, these anticlines are cored by the Vaca Muerta and Mulichinco Formations (Tithonian-Valanginian) in the western sector of the section, by the Agrio Formation (Hauterivian-Barremian) in the central zone and by the Neuquén Group (Cenomanian-Campanian) in the eastern end. This differential exhumation is related to the thick-skinned structures at depth, formed by two basement blocks whose structural relief decreases from west to east. The restoration of the cross section allows to calculate a tectonic shortening of 5.8 km (13%). The relative sequence of deformation is interpreted through a kinematic model, where two basement slices associated with east-vergent thrusts elevate the folds formed previously in the overlying sedimentary sequence and generate new thin-skinned structures in the eastern sector of the section.

Keywords: *Agrio fold and thrust belt, Balanced cross-sections, Basement wedges, Kinematic model.*

INTRODUCCIÓN

La faja plegada y corrida del Agrio se encuentra en el sector centro-oeste de la provincia del Neuquén entre los 37° y 39° de latitud sur (Fig. 1). En dicha faja afloran principalmente las secuencias sedimentarias marinas y continentales que rellenaron la Cuenca Neuquina acumuladas entre el Triásico Tardío y Cretácico Temprano en un ambiente de retroarco (Legarreta y Gulisano 1989, Vergani *et al.* 1995, Howell *et al.* 2005, Arregui *et al.* 2011a), las cuales fueron deformadas durante la orogenia Andina desde el Cretácico Tardío hasta la actualidad (Cobbold y Rosello 2003, Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006, Ramos *et al.* 2011). En esta región existen relevamientos geológicos regionales e innumerables estudios sedimentológicos y estratigráficos, los cuales permiten conocer en detalle los distintos ciclos de acumulación, y las principales discontinuidades que los separan a lo largo de la evolución de la cuenca (Groeber 1929, 1946, Di Gregorio 1978, Ramos 1981, Legarreta y Gulisano 1989, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995, Leanza *et al.* 2001, Arregui *et al.* 2011a, Leanza 2009, entre otros). La integración de estudios estructurales regionales con estudios geocronológicos ha permitido conocer con mayor precisión la evolución tectónica de los andes neuquinos (Ramos 1978,

1998, Cobbold y Rosello 2003, Ramos y Folguera 2005, Zapata y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006, Ramos *et al.* 2011). La faja plegada y corrida del Agrio ha sido dividida en una zona interna, donde la deformación está dominada por estructuras de gran escala que involucran al basamento, y una zona externa con deformación predominantemente de piel fina y participación subordinada del basamento (Ramos 1978, Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006, 2009). Los estudios estructurales que incluyen secciones geológicas balanceadas se han realizado principalmente en la región norte y centro de la faja plegada y corrida del Agrio, aproximadamente entre los 37°20' y 38° S (Minniti *et al.* 1986, Nocioni 1996, Zapata *et al.* 1999, 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2006, 2009, 2011, Rojas Vera *et al.* 2014, 2015, Zamora Valcarce y Zapata 2015, Lebinson *et al.* 2015, 2018). En el segmento austral de la faja plegada y corrida del Agrio no hay cortes estructurales publicados, existiendo únicamente en un informe inédito de Viñes (1985) y en las tesis doctorales de Repol (2006) y Zamora Valcarce (2007), donde se interpretan algunas de las principales estructuras que conforman la zona interna y externa de esta faja al sur de los 38°S.

El objetivo principal de esta contribución es analizar la configuración estructural del frente de deformación de la faja plegada

y corrida del Agrio, aproximadamente a los 38°20' S, y comprender la vinculación entre las estructuras de piel gruesa y piel fina. A partir del relevamiento de campo en el área ubicada al norte de la localidad de Bajada del Agrio, entre Quili Malal y la Laguna Pilmatué (Fig. 1), se elaboró un mapa geológico de detalle que permite describir las características de los pliegues aflorantes. A partir de la integración de los datos de superficie con la información de subsuelo (líneas sísmicas 2D y pozos exploratorios realizados por YPF), se elaboró una sección estructural balanceada que sustenta la viabilidad geométrica de las estructuras interpretadas y permite determinar el acortamiento tectónico resultante de la deformación contraccional. Finalmente, se propone un modelo cinemático que explica la secuencia relativa de la deformación y la vinculación entre las fallas que involucran al basamento y aquellas formadas en la cubierta sedimentaria, el cual contribuirá al entendimiento de la evolución del orógeno andino a estas latitudes.

MARCO GEOLÓGICO

La faja plegada y corrida del Agrio se encuentra en el centro-oeste de la Cuenca Neuquina (Fig. 1). Esta cuenca posee un registro estratigráfico preservado de has-

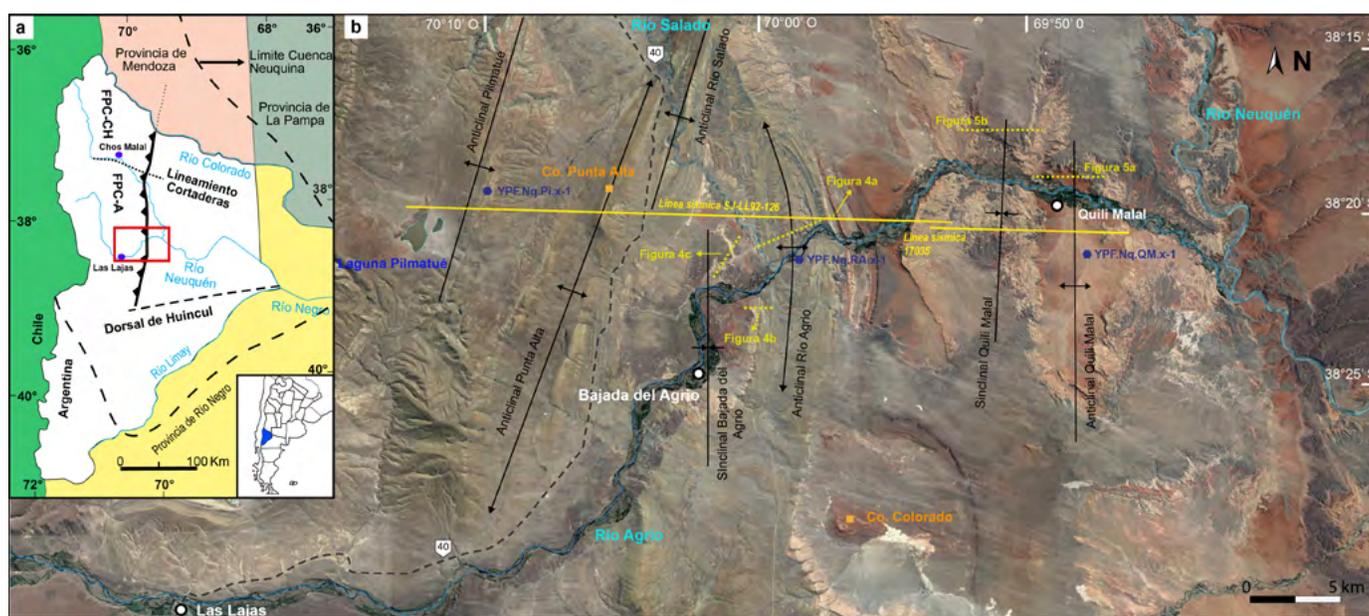


Figura 1. a) Ubicación regional de las fajas plegadas y corridas en el norte de la Provincia de Neuquén. FPC-CH: Faja plegada y corrida de Chos Malal.; FPC-A: Faja plegada y corrida del Agrio; b) Imagen satelital de Google Earth del área de estudio.

ta ~7000 metros, correspondiente a una sucesión Triásica Superior - Cretácico Superior delimitada por varias discontinuidades que reflejan episodios de subsidencia (Howell *et al.* 2005, Arregui *et al.* 2011a), y, en el área de la Dorsal de Huincul, de inversión estructural (Vergani *et al.* 1995, Mosquera y Ramos, 2006) (Fig. 2). Esta cuenca se originó en el Triásico Tardío producto de una extensión en la placa continental durante la cual se generaron hemigrábenes, controlados por fallas normales de orientación dominante NO-SE (Vergani *et al.* 1995, Cristallini *et al.* 2009), que fueron rellenados con sedimentos principalmente volcánoclasticos y continentales agrupados genéricamente dentro del ciclo Precuyano (Gulisano 1981, Franzese y Spalletti 2001, Carbone *et al.* 2011) (Fig. 2).

Durante el Jurásico Temprano se comienza a configurar una cuenca de retroarco, en la cual se depositaron sedimentos vinculados a ciclos transgresivos-regresivos con importantes variaciones en su extensión areal (Vergani *et al.* 1995). A partir del Pliensbachiano - Toarciano se deposita el Grupo Cuyo (Dellape *et al.* 1978, Arregui *et al.* 2011b), asociado a una importante ingresión marina desde el paleo Pacífico que permitió la acumulación de potentes sucesiones pelíticas de la Formación Los Molles (Weaver 1931, Arregui *et al.* 2011b) cubriendo gran parte del Engolfamiento Neuquino (Fig. 2). En la región de la Dorsal de Huincul, mediante información sísmica 3D, pozos y estudios de campo, se ha reconocido que la sección basal del Grupo Cuyo presenta fuertes variaciones de espesor controladas por fallas normales aun activas de la etapa de rift (Gomez Omil *et al.* 2002, Muravchik *et al.* 2014). Luego de la transgresión inicial, el mar comienza a retraerse evidenciado por una importante progradación deltaica conformada por depósitos arenosos de plataforma a litorales pertenecientes a la Formación Lajas (Weaver 1931, Veiga *et al.* 2013), la cual se extiende hasta el Calloviano Temprano (Fig. 2). El Grupo Cuyo finaliza con un episodio de desecación de la cuenca caracterizado por la deposición de pelitas y evaporitas pertenecientes a la Formación Tábanos (Stipanovic 1966, Arregui *et al.* 2011b) (Fig. 2).

En el lapso Calloviano medio a Oxfordia-

ERA	PERÍODO	ÉPOCA / EDAD	Ma	FORMACIÓN	GRUPO	DISCORDANCIA	MARCO TECTÓNICO		
Mesozoico	Cretácico	Superior	Campaniano	83,6	Anacleto	Subgrupo Río Colorado	Huantraíquica	CUENCA DE ANTEPAÍS	
			Santoniano	86,3	Tiapo de la Carpa				Subgrupo Río Neuquén
			Coniaciano	86,8	Póster	Subgrupo Río Neuquén			
			Turoniano	93,9	Cerro Lisandro				Subgrupo Río Limay
			Cenomaniano	100,5	Huincul	Subgrupo Río Limay			
		Albiano	113,0	Candeleros	Bajada del Agrio				
		Inferior	Aptiano	125,0		Rayoso			Mendoza
			Barremiano	129,4	Hultrín	Pichineuquénica			
			Hauteriviense	132,9	Agrio	Pampatrílica			
			Valanginiano	139,8	Agua de la Mula	Coihuéquica			
	Berriasiense		145,0	Avilé	Huncalica				
	Tithoniano		152,1	Pilmatué	Araucánica				
	Jurásico	Superior	Kimmeridgiano	157,3		Vaca Muerta	Lotena		Loténica
			Oxfordiano	163,5	Tordillo	Cuyo			
			Calloviano	169,3	Auquílco				Ríoatútica
		Medio	Bathoniano	170,3	La Manga	Precuyo			
			Bajociano	174,1	Lotena				
	Triásico	Superior	Toarciano	182,7	Tábanos	Huárpica	RIFT		
			Pliensbachiano	190,8	Lajas				
			Sinemuriano	199,3	Los Molles				
		Medio	Hettangiano	201,3	Precuyo				
				237					
				247,2					

Figura 2. Cuadro estratigráfico de la Cuenca Neuquina en la zona de estudio (basado en Cohen *et al.* 2013, Cazau y Uliana 1973, Leanza *et al.* 2001, Leanza 2009, Legarreta y Gulisano 1989, Arregui *et al.* 2011a). Por medio de una flecha azul se distinguen los despegues utilizados en el presente trabajo.

no se desarrolla el Grupo Lotena (Leanza 1992) conformado por las Formaciones Lotena (Weaver 1931, Zavala *et al.* 2002), La Manga (Stipanovic 1966), las cuales representan una nueva transgresión marina en la cuenca, y Auquílco (Weaver 1931) (Fig. 2). Esta última unidad es interpretada como acumulada durante un nuevo periodo de desecación reconocido en la región central de la cuenca (Arregui *et al.* 2011c) y por su constitución evaporítica, constituye un nivel de despegue importante en la cuenca y el principal despegue de nuestra zona de estudio.

En el límite Oxfordiano-Kimmeridgiano comienza la depositación de los sedimentos de origen continental de la Formación Tordillo (Stipanovic 1966, Naipauer *et al.* 2014) (Fig. 2), la cual presenta sus máximos espesores cerca del arco magmático y se adelgaza hacia el antepaís (Spalletti *et al.* 2011a). La Formación Tordillo constituye la unidad basal del Grupo Mendoza, y es cubierta por calizas, margas bituminosas y pelitas con alto contenido orgánico pertenecientes a la Formación Vaca Muerta (Weaver 1931) (Fig. 2), depositadas en un ambiente marino de *offshore* (Leanza *et al.* 2011, Vittore *et al.* 2018). Esta uni-

dad presenta una importante fauna de invertebrados marinos, predominantemente amonoideos (Leanza y Hugo 1978, Aguirre Urreta y Rawson 1999, Leanza *et al.* 2011.). Como resultado de una importante progradación, la Formación Vaca Muerta es cubierta por depósitos carbonáticos y clásticos de plataforma correspondientes a las Formaciones Loma Montosa y Quintuco (Domínguez *et al.* 2014, Iñigo *et al.* 2018). Sobre estas unidades se disponen en discordancia depósitos clásticos gruesos de la Formación Mulichinco (Weaver 1931), acumulada entre el Valanginiano temprano medio al tardío (Schwarz *et al.* 2011) (Fig. 2), relacionado con ambientes marinos de *nearshore* con influencia mareal, deltas y sistemas fluviales (Leanza *et al.* 2001). Esta última es cubierta en contacto neto por pelitas, arenas y calizas de la Formación Agrio (Weaver 1931) subdividida en los Miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula (Leanza *et al.* 2001) (Fig. 2). Los niveles basales y cuspidales de esta formación poseen una gran diversidad de invertebrados marinos como cefalópodos, bivalvos, equinodermos, crustáceos y gasterópodos, así como también palinomorfo, peces y reptiles (Lazo *et al.*

2005, 2009, Spalletti *et al.* 2011b, Guler *et al.* 2013). En el Hauteriviano tardío, la sedimentación marina del Miembro Pilmatué fue interrumpida por una importante caída del nivel del mar, acumulándose depósitos fluviales, eólicos y lacustres de espesor muy variable, correspondiente al Miembro Avilé (Veiga *et al.* 2011). Este miembro está a su vez cubierto por lutitas marinas del Miembro Agua de la Mula, representando una transgresión que se extiende hasta el Barremiano, con las que finaliza la acumulación del Grupo Mendoza.

Por encima de estos importantes ciclos transgresivo-regresivos se deposita el Grupo Bajada del Agrio (Fig. 2), propuesto por Méndez *et al.* (1995), el cual agrupa a las calizas, areniscas y evaporitas de la Formación Huitrín (Legarreta 1985, Leanza 2003) y a los sedimentos finos de origen continental de la Formación Rayoso (Herrero Ducloux 1947, Zavala y Ponce 2011), con la cual se completa la desconexión de la cuenca con el Océano Pacífico.

Durante gran parte del Cretácico Tardío se depositaron los sedimentos continentales del Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.* 1968) (Fig. 2), vinculados al comienzo de la fase de antepaís de la cuenca, producto del levantamiento de la Cordillera de los Andes en la región occidental (Tunik *et al.* 2010). En el área de estudio se encuentran representadas las Formaciones Candeleros y Huincul, compuestas en general por depósitos fluviales de baja y alta sinuosidad y dulas eólicas (en el caso de la Formación Candeleros), y la Formación Cerro Lisandro asociada a depósitos fluviales sinuosos (Garrido 2010).

METODOLOGIA

Durante el relevamiento de campo se adquirieron numerosos datos estructurales posicionados mediante GPS, los cuales fueron ingresados al programa QGis 2.18.15 para realizar el mapa de la zona de estudio (Fig. 3). Se confeccionó una sección estructural de 38 km de longitud en dirección E-O desde la Laguna Pilmatué hasta la localidad de Quili Malal, paralela a las líneas sísmicas SJ-LLV92_126 y 17035 (Fig. 1). El espesor de la Formación Agrio fue medido con báculo de Jacob en dos secciones, en el marco de un estudio

estratigráfico (Irastorza *et al.* 2018), mientras que los espesores de las restantes unidades de la región se tomaron de la bibliografía (Leanza *et al.* 2001, Arregui *et al.* 2011b y 2011c, Spalletti *et al.* 2011a y 2011b, entre otros), y de los pozos exploratorios de la región. La interpretación en subsuelo se realizó sobre las dos líneas sísmicas mencionadas previamente y con la información de los pozos YPF.Nq.Pi.x-1, YPF.Nq.RA.x-1 e YPF.Nq.QM.x-1 (Fig. 3). La restitución de la sección se efectuó utilizando el método de conservación de la longitud de líneas (Dahlstrom 1969, Marshak y Woodward 1988), el cual permite evaluar la viabilidad geométrica de la interpretación y calcular el acortamiento tectónico. Por último, se propone una evolución de las estructuras a partir de un modelo cinemático con el fin de analizar la vinculación entre los corrimientos que afectan al basamento y aquellos que despegan en la cubierta sedimentaria.

DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS AFLORANTES

Anticlinal Pilmatué

Esta estructura se encuentra en inmediaciones de la Laguna Pilmatué y se extiende por aproximadamente 30 km con rumbo NNE (Fig. 3). Es un anticlinal de suave expresión en superficie, con la Formación Mulichinco aflorante en su núcleo. El flanco occidental presenta buzamientos de 14° ONO, medidos en la Formación Mulichinco, mientras que en la Formación Agrio (Miembro Pilmatué) tiene valores progresivamente más bajos (11°- 4° ONO) al aproximarnos al núcleo del sinclinal adyacente. En el flanco oriental se midieron buzamientos de 15°-19° ESE en las Formaciones Mulichinco y Agrio (Miembro Pilmatué). Este anticlinal tiene una longitud de onda de ~7 km, medida entre las charnelas de los sinclinales que lo limitan a ambos lados, y vergencia poco definida al este.

Anticlinal Punta Alta

Al oeste de la RN 40 se observa un anticlinal de rumbo NNE que tiene una longitud a lo largo del mismo de aproximadamente 25 km y en su núcleo aflora la Formación

Vaca Muerta, la cual representa la unidad más antigua expuesta en el área relevada en este trabajo (Fig. 3). El flanco occidental de este anticlinal tiene en general un buzamiento bajo, de aproximadamente 20° ONO. Hacia la zona interna del pliegue, en el contacto entre las Formaciones Mulichinco y Vaca Muerta, los buzamientos aumentan considerablemente hasta ~85°ONO. Similares inclinaciones se registran en el flanco oriental en el contacto entre estas dos formaciones, con buzamientos de ~78°-89°ESE. Estas altas inclinaciones en la zona interna del anticlinal se localizan en su culminación septentrional, donde la expresión superficial de la estructura denota que allí el pliegue se encuentra muy apretado. Dentro de la Formación Mulichinco y hacia el contacto con la unidad suprayacente, la inclinación del flanco oriental disminuye hasta ~35°-45°E. En la continuación de este flanco hacia el sur los buzamientos aumentan nuevamente a ~84°E, llegando localmente a invertirse. Estas variaciones del buzamiento en el limbo oriental del anticlinal generan la flexura observada en el patrón de afloramiento de la Formación Mulichinco, inmediatamente al sur de la traza del perfil (Fig. 3). Al analizar todos los datos relevados se puede definir que el anticlinal Punta Alta tiene una vergencia principal hacia el este, con aumentos locales de inclinación en ambos flancos que pueden asociarse a fallas menores de vergencias opuestas y cuya interpretación se detallará más adelante. El eje de este anticlinal tiene un suave hundimiento hacia el norte, pudiendo observarse su charnela al cruzar la RN 40 (Fig. 3), y en esa misma dirección se conecta con otro notable anticlinal que conforma el cordón del Cerro Salado - Cerro La Mula (Zapata *et al.* 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2009). Hacia el sur el hundimiento del eje es más pronunciado, desapareciendo abruptamente en la zona del Río Agrio (Fig. 1). Esta geometría braquianticlinal y con doble vergencia es típica de gran parte de los anticlinales expuestos en la faja plegada y corrida del Agrio (Herrero Ducloux 1946, Zapata *et al.* 1999, 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2009, 2011). Entre los anticlinales Punta Alta y Pilmatué, queda configurado un sinclinal de rumbo NNE con el Miembro Pilmatué aflorante en su núcleo (Fig. 3).

Anticlinal Río Salado

Se localiza al este de la RN 40, y se observa con claridad a lo largo del valle del Río Salado, hacia su desembocadura en el Río Agrio (Fig. 1). Tiene rumbo NNE y longitud aproximada de 10 km. En su núcleo aflora la Formación Vaca Muerta y tiene hundimiento hacia el sur (Fig. 3). Los datos de esta estructura fueron tomados en el corte natural que produce el Río Salado. En esta zona, el flanco occidental presenta valores de buzamientos entre 32°-36° NO, medidos la Formación Mulichinco y el flanco oriental del anticlinal, tiene buzamientos de hasta 50°-56° E, otorgándole a esta estructura una vergencia al este. Entre el anticlinal Río Salado y Punta Alta, se observa un apretado sinclinal en cuyo núcleo aflora el Miembro Pilmatué.

Anticlinal Río Agrio

Se encuentra entre las localidades de Bajada del Agrio y Agrio del Medio (Fig. 3) y es atravesado por el Río Agrio en dirección E-O, creando un corte natu-

ral que favorece la buena exposición de este anticlinal (Fig. 4a). Su rumbo es norte-sur, con un ligero cambio de dirección a NNO-SSE hacia su extremo norte. Tiene aproximadamente 13 km en sentido N-S y 6 km en dirección E-O, exponiendo en su núcleo al Miembro Pilmatué (Fig. 3). Su eje tiene hundimiento tanto hacia el norte como hacia el sur, por lo cual constituye un braquianticlinal que es observado con claridad en las imágenes satelitales del área (Fig. 1b). En el campo se observa que su charnela es amplia y redondeada (Fig. 4a), y que los flancos presentan altos buzamientos. Tomando como referencia las mediciones de buzamiento efectuadas en los niveles de la Formación Agrio, de aproximadamente 40°-50° E en el limbo oriental y 60°-70° O en el occidental (Fig. 4b), el anticlinal presenta vergencia hacia el oeste. Entre los anticlinales Río Agrio y Río Salado queda configurado el Sinclinal Bajada del Agrio, el cual se extiende aproximadamente 18 km con rumbo N-S (Fig. 3). Es un pliegue muy amplio, en cuyo nú-

cleo afloran los estratos rojizos de la Formación Rayoso con suaves buzamientos (~10-15°) en ambos flancos (Fig. 4c).

Anticlinal Quili Malal

El eje de esta estructura tiene un rumbo norte-sur (Fig. 3), y se extiende por aproximadamente 20 km. desapareciendo en ambas direcciones al ser cubierto de forma discordante por depósitos clásticos gruesos horizontales asignados por Leanza *et al.* (2001) al Pleistoceno inferior. El contorno de este anticlinal se encuentra remarcado por los bancos arenosos de la Formación Huincol y en su núcleo aflora de forma aislada la Formación Candeleros del Grupo Neuquén (Fig. 3). Tiene una charnela suave (Fig. 5a) y ambos flancos con muy bajo buzamiento: 7°-11° E el limbo oriental y 11° O el limbo occidental. Hacia el oeste, entre los anticlinales Río Agrio y Quili Malal, se localiza un sinclinal muy amplio que al norte del Río Agrio aloja en su núcleo a la Formación Cerro Lisandro (Fig. 5b).

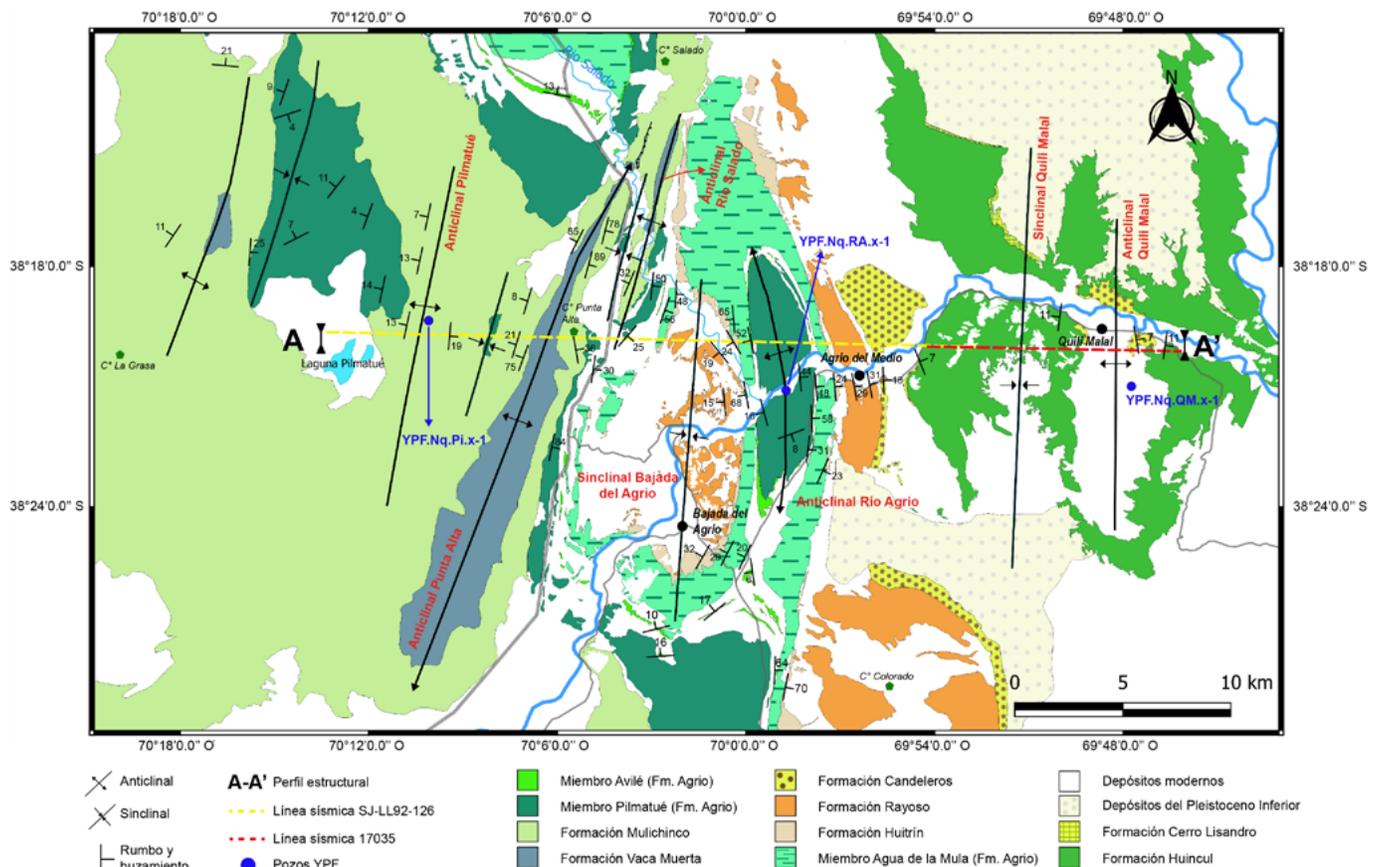


Figura 3. Mapa geológico de la zona externa de la faja plegada y corrida del Agrio a los 38°19'S. En línea punteada amarilla y roja, se localizan las líneas sísmicas 2D (Fig.6) sobre las que se interpretó el perfil estructural balanceado (Fig. 7).

SECCIÓN ESTRUCTURAL BALANCEADA

Interpretación de las estructuras aflorantes y en subsuelo

Para realizar la reconstrucción de las estructuras en profundidad se utilizaron las líneas sísmicas SJLLV92_126 y 17035, en tiempo TWT, y los pozos YPF.Nq.Pi.x-1, YPF.Nq.RA.x-1 e YPF.Nq.QM.x-1 (Fig. 6a). Aunque no se contó con la información necesaria para convertir dichas líneas a profundidad, su escala vertical se ajustó considerando los pases formacionales del pozo YPF.Nq.QM.x-1 y dos niveles reconocibles en la sísmica debido a su fuerte contraste de impedancia con las unidades que las rodean, como son la Formación Tordillo y la Formación Huitrín. Sobre esta información de subsuelo (Fig. 6) se volcaron los datos de buzamiento y contactos relevados en superficie, y se realizó la interpretación completa de la sección estudiada (Fig. 7a).

En el sector occidental de la línea sísmica se observan reflectores con escasa inclinación hacia el este y oeste (Fig. 6c), los cuales evidencian el bajo buzamiento de los flancos del anticlinal Pilmatué, tal como se registró en el relevamiento de campo. El sondeo exploratorio YPF.Nq.Pi.x-1, perforado en 1977 aproximadamente en el núcleo de este anticlinal, atravesó una secuencia engrosada de la Formación Vaca Muerta. La información sísmica en dicho sector es de muy baja calidad, probablemente debido a una mayor deformación que frecuentemente presentan estas rocas pelíticas. Una posible explicación para el aumento de espesor de esta unidad registrado en el sondeo, adicionalmente al buzamiento de las capas, es que la secuencia se halle parcialmente repetida por acción del corrimiento responsable de la formación del anticlinal Pilmatué. En el limbo occidental del anticlinal se aprecia una inflexión en los reflectores correspondientes a la Formación Tordillo, pasando de estar horizontales a buzarse hacia el oeste (Fig. 6c). Esta característica puede vincularse a una geometría llano-rampa infrayacente, que es consistente con la interpretación de un corrimiento buzante al oeste que despega en las evaporitas de la Formación Auquilco (al tope del Grupo Lo-

tena) y genera el anticlinal Pilmatué (Fig. 7a). En el sector oriental del pliegue la sísmica muestra reflectores buzantes al este, a nivel de las Formaciones Mulichinco y Vaca Muerta, mientras que los reflectores infrayacentes dentro de la Formación Tordillo se encuentran subhorizontales (Fig. 6c). En base a todas las características descriptas fue posible interpretar que el anticlinal Pilmatué tendría una vergencia hacia el este, la cual no era evidente a partir de las mediciones de superficie, asociado al corrimiento que afecta a las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta (Fig. 7). El pozo YPF.Nq.Pi.x-1 tiene una profundidad final de aproximadamente 3900 metros, alcanzando las secuencias sedimentarias basales de la Cuenca Neuquina (Formación Los Molles). Esta unidad se encuentra más cerca de la superficie de lo que debería estar de acuerdo con su nivel regional, por ejemplo, debajo del pozo

YPF. Nq.QM.x-1, evidenciando que el basamento está sobrelevado mediante el desarrollo de estructuras de piel gruesa en profundidad (Figs. 6b y 7a). Si se analiza la posición de la Formación Tordillo observada a lo largo de la sección sísmica, y verificada por los tres sondeos exploratorios que la atraviesan, es posible identificar el alzamiento escalonado del zócalo. En el sector occidental de la sección estructural el tope de dicha formación se encuentra a aproximadamente -500 msnm, en el sector central a unos -1.800 msnm y en el sector oriental a -3.500 msnm (Fig. 7a). Esta información permite cuantificar un relieve estructural de ~3 km, formado por estructuras de piel gruesa en el sector externo de la faja plegada y corrida del Agrio a la latitud estudiada.

El anticlinal Punta Alta tampoco es definido con claridad en la línea sísmica, en donde se halla una zona central de mu-

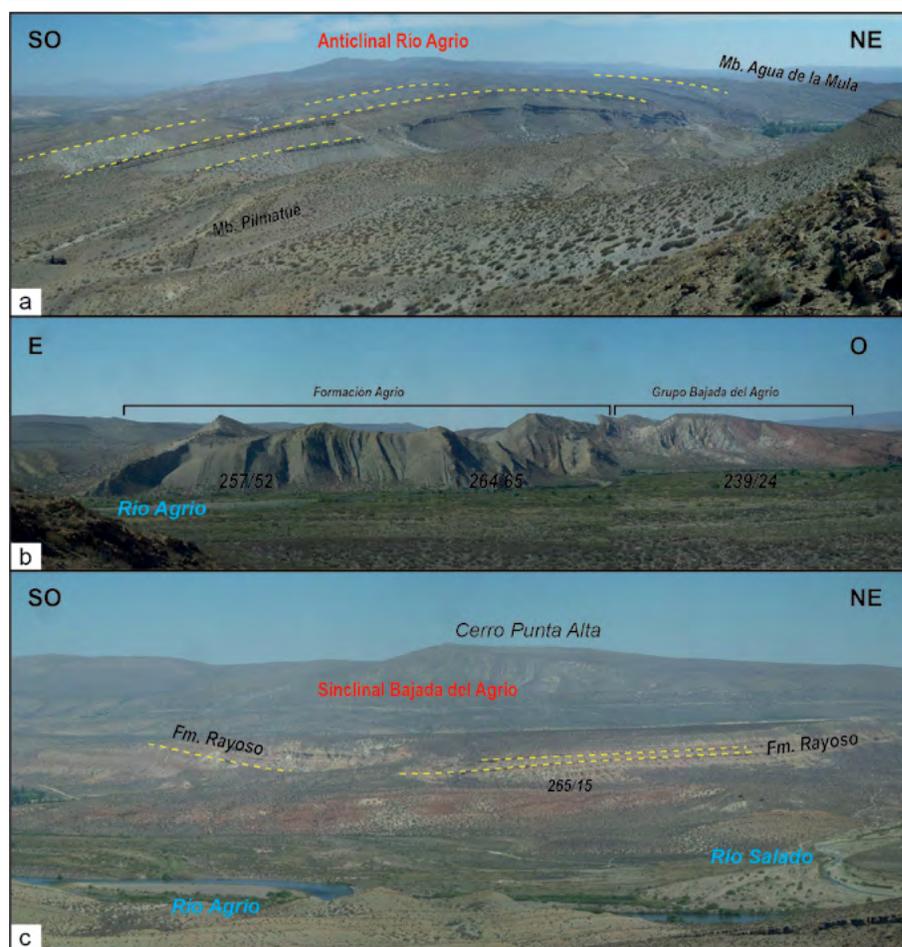


Figura 4. a) Vista panorámica del anticlinal Río Agrio; b) Detalle de los estratos con altos buzamientos en el flanco occidental del anticlinal Río Agrio, que ayudan a definir su vergencia al oeste; c) Detalle del sinclinal Bajada del Agrio, con la Formación Rayoso en su núcleo.

cho ruido que coincide con los buzamientos mayores medidos en superficie en el núcleo del pliegue (Fig. 6b). En la zona ubicada entre los anticlinales Pilmatú y Punta Alta, los reflectores profundos correspondientes a la base de la Formación Vaca Muerta y a la Formación Tordillo presentan una inclinación general hacia el este, plegados solidariamente al flanco oriental de la estructura de basamento infrayacente. Localmente, en el sector occidental del anticlinal Punta Alta estos reflectores rotan y adquieren una inclinación hacia el oeste, en base lo cual se infiere la presencia de una rampa que sería la generadora del pliegue. Este corrimiento con geometría llano-rampa despegando en las evaporitas infrayacentes, Formación Auquilco, y se interpreta ramificado en dos fallas cuya propagación permite generar los dos sectores con altos buzamientos medidos en el flanco oriental del anticlinal (Fig. 7a). Adicionalmente, al menos un retrocorrimiento inferido en el bloque colgante produciría el incremento del buzamiento en el flanco occidental registrado al tope de la Formación Vaca Muerta. Esta interpretación combinando corrimientos con vergencias opuestas le confieren a la estructura una geometría estilo *pop-up* (Fig. 6b). Otro corrimiento formado al este del anterior desplaza algunos reflectores a nivel de la Formación Tordillo y se inserta con menor ángulo en la Formación Agrio dando origen al anticlinal Río Salado (Fig. 6b). En la sección interpretada este pliegue se ve relativamente pequeño debido a que el mismo adquiere relevancia y relieve unos kilómetros más hacia el norte (Fig. 3). El desplazamiento de las fallas relacionadas al anticlinal Río Salado, ante la falta de estructuras de menor orden hacia el este que consuman tal deformación, podría resolverse mediante un retrocorrimiento de techo pasivo en las evaporitas de la Formación Huitrín. Un nuevo corrimiento en el bloque de piso del anterior es interpretado para explicar la zona con ruido sísmico en la Formación Tordillo y el leve engrosamiento de la Formación Vaca Muerta debajo del anticlinal Río Salado, generado entre una secuencia de reflectores buzantes al este y los reflectores infrayacentes subhorizontales (Fig. 6b). En conjunto estas tres fallas buzantes al oeste conforman un sistema de corrimien-

tos imbricados, despegados desde la Formación Auquilco, que contribuyen al alto relieve y mayor complejidad estructural de este segmento de la sección (Fig. 7a). De tal manera es posible explicar porque, a pesar de que la estructura de basamento infrayacente comienza a profundizarse, el anticlinal Punta Alta es el único pliegue de la sección estudiada que expone en superficie a la Formación Vaca Muerta (Fig. 7a). Al igual que en los pliegues descriptos anteriormente, el anticlinal Río Agrio no tiene buena expresión en la línea sísmica y sólo es posible observar reflectores subhorizontales correspondientes a las unidades basales del Grupo Mendoza, atravesadas por el pozo YPF.Nq.RA.x-1 perforado en el año 1951, que corresponderían al bloque de piso de la falla que dio origen al pliegue (Fig. 6b). El sondeo registró más de 1.800 metros de la Formación Vaca Muerta, mayor a su espesor regional, que en la sección se interpreta por duplicación de estratos a causa de fallamiento inverso (Fig. 7a). Integrando las observaciones de subsuelo y el aumento del buzamiento de los estratos medidos en el flanco occidental del anticlinal (Fig. 4b), la estructura es reconstruida como un anticlinal por propagación de falla de vergencia occidental. El desplazamiento necesario para desarrollar este pliegue provendría de los corrimientos que elevan el basamento en el sector occidental de la sección y se insertan en las evaporitas al tope del Grupo Lotena (Fig. 7a). El pozo YPF.Nq.RA.x-1 alcanzó una profundidad final de ~3.200 metros, detectando el tope de la Formación Tordillo unos 1.300 metros más elevada que en la región adyacente hacia el antepaís (Fig. 7a). Este relieve estructural corresponde a la estructura de piel gruesa infrayacente, que eleva el basamento mediante dos corrimientos asociados. Uno de dichos corrimientos corta secuencia arriba, elevando y desplazando al pliegue de piel fina, hasta alcanzar un nivel de despegue superior en las evaporitas cretácicas de la Formación Huitrín. El desplazamiento de este corrimiento puede disiparse por deformación interna dentro de esa formación, un rasgo que se observa frecuentemente tanto en superficie como en la sísmica (Fig. 6b), y/o también puede resolverse mediante un retrocorrimiento pasivo configurando una zona

triangular frontal como ocurre en diversos sectores del frente de deformación neuquino (Ploszkiewicz y Viñes 1987, Nocioni 1996, Turienzo *et al.* 2018, entre otros). El segundo corrimiento, a diferencia del anterior, se horizontaliza en las evaporitas jurásicas de la Formación Auquilco y transfiere su desplazamiento hacia el este permitiendo el desarrollo del anticlinal Quili Malal (Fig. 7).

El anticlinal Quili Malal se encuentra en el extremo oriental de la sección interpretada y por tratarse de un pliegue con flancos muy suaves, su geometría es observada con gran claridad en la línea sísmica (Fig. 6). Esta estructura se encuentra atravesada por el pozo exploratorio YPF.Nq.QM.x-1, finalizado en el año 1974, el cual alcanzó una profundidad de ~4100 metros llegando a la parte superior de la Formación Tordillo. En la sísmica se puede apreciar el desplazamiento de reflectores en su limbo oriental y el plegamiento con cambios de buzamiento en su limbo occidental que permiten definir la geometría llano-rampa del corrimiento infrayacente. Tales características indican que el anticlinal Quili Malal tiene vergencia hacia el este, un rasgo no definido en superficie debido a la baja inclinación en ambos flancos, y que alcanzó sólo un desarrollo incipiente reflejado en su relieve estructural de tan solo ~250 m (Fig. 6d). La resolución de la sísmica es algo menor en el flanco oriental, pero se logra inferir que el corrimiento aumenta gradualmente de ángulo y posiblemente se bifurca en dos o más fallas cuyo desplazamiento se pierde hacia los niveles superiores. En base a la geometría del pliegue observada y la del corrimiento infrayacente inferida, y considerando el bajo desplazamiento de la estructura, surge que el despegue basal para la misma debe situarse a escasa profundidad debajo de los reflectores pertenecientes a la Formación Tordillo. Por todo lo antedicho, en la sección estructural se interpreta al anticlinal Quili Malal como un pliegue por propagación de falla con vergencia oriental, despegado en las evaporitas jurásicas al tope del Grupo Lotena (Fig. 7a).

Modelo estructural para el basamento

La participación en la deformación de las



Figura 5. Fotografías panorámicas hacia el norte, de las estructuras en el extremo oriental de la zona de estudio; a) Anticinal Quili Malal; b) Sinclinal Quili Malal.

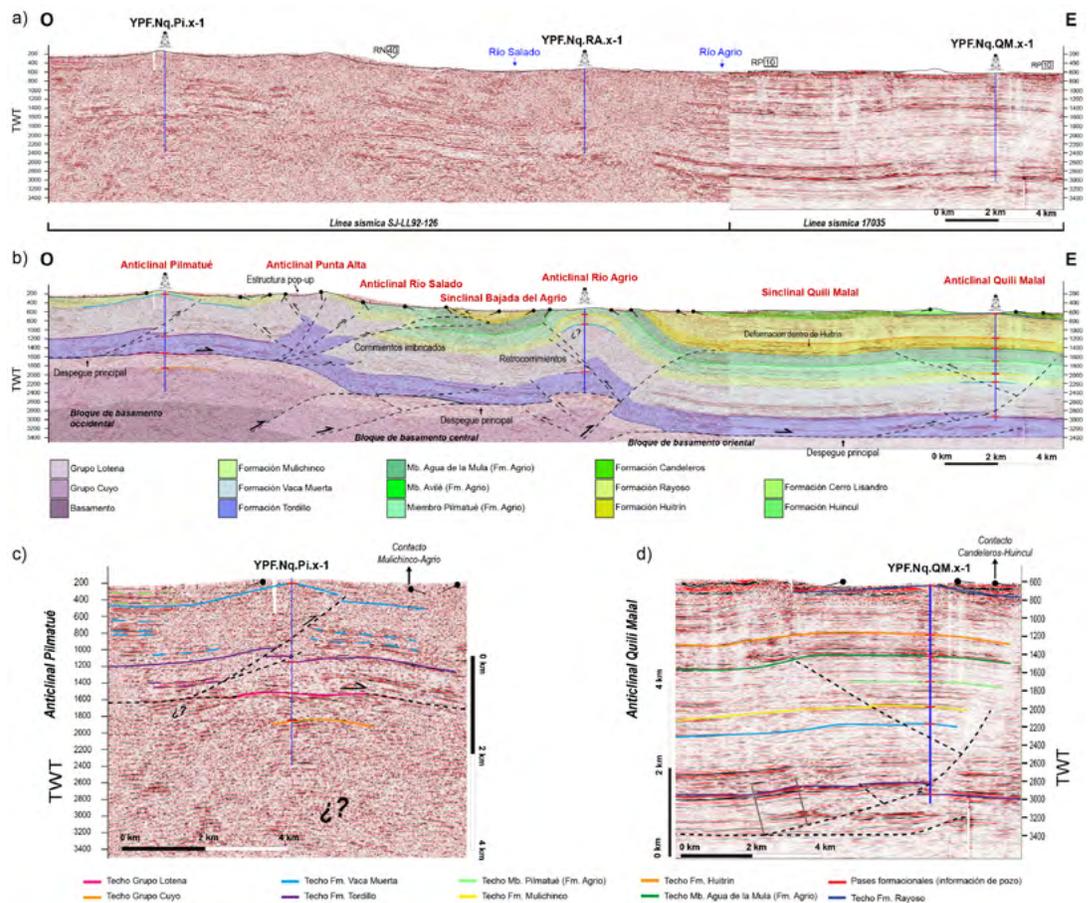


Figura 6. a) Líneas sísmicas 2D sin interpretar y pozos exploratorios disponibles a lo largo de la sección; b) Interpretación de las estructuras integrando datos de campo y de subsuelo; c) Detalle del anticinal Pilmatué; d) Detalle del anticinal Quili Malal.

rocas que conformaron el zócalo de la Cuenca Neuquina, creando importantes estructuras de piel gruesa en diversos sectores de la faja plegada y corrida del Agrio, es ampliamente conocida tanto por sus estructuras aflorantes (e.g., Cordillera del Viento) como por las presentes en subsuelo (e.g., Pampa de Tril, Rahueco, Cerro Mocho). Existen diferentes interpretaciones para explicar el levantamiento de estas estructuras involucrando el basamento durante la compresión en los andes del norte neuquino, pudiendo distinguirse principalmente dos modelos. Por un lado, se considera que el desarrollo de

tales estructuras de piel gruesa ocurrió mediante la inversión tectónica positiva de las fallas normales, heredadas de la etapa de rift del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Vergani *et al.* 1995, Booth y Coward 1996, Zapata *et al.* 1999, Zapata y Folguera 2005, Repol 2006, Zamora Valcarce *et al.* 2006, 2009, Rojas Vera *et al.* 2014, 2015). En el otro modelo, se considera que la formación de las estructuras involucrando el basamento tuvo lugar a través de la generación de nuevos corrimientos originados en respuesta a los esfuerzos compresivos, sin influencia destacable de las estructuras preexistentes (Viñes 1985,

1989, Minniti *et al.* 1986, Nocioni 1996, Kozłowski *et al.* 1998, Turienzo *et al.* 2014, 2018, Sánchez *et al.* 2015, Lebinson *et al.* 2015, 2018). Se debe destacar que estos dos modelos propuestos para la deformación del basamento no son mecanismos antagónicos, sino que pueden coexistir y probablemente ambos hayan actuado para configurar las fajas plegadas y corridas neuquinas. Las diferencias en las interpretaciones citadas para cada caso en general radican en la importancia relativa que, en las secciones estructurales, se le asigna a las fallas normales invertidas y/o a los corrimientos nuevos formados

directamente por la compresión andina. En este sector de la faja plegada y corrida del Agrio la información sísmica en los niveles correspondientes al substrato desafortunadamente es de muy baja calidad, incluso con algunos posibles defectos de migración, y por lo tanto no se observa la configuración interna de dichas estructuras de piel gruesa. Además de la carente definición sísmica en subsuelo, existen dos razones estructurales (la orientación de los sistemas extensionales previos y la magnitud de inversión de los hemigrábenes) debido a las cuales en la interpretación de este sector no se considera la influencia significativa de estructuras previas invertidas en el desarrollo orogénico. Los estudios de subsuelo en la región adyacente al frente de deformación permiten reconocer con gran precisión la configuración del sistema extensional del Triásico Tardío-Jurásico Temprano en la Cuenca Neuquina, al norte de la Dorsal de Huincul, dominado por fallas normales de rumbo NO y buzamiento mayormente al NE, conectadas por fallas de transferencia de orientación general ONO (Vergani *et al.* 1995, Franzese y Spalletti 2001, Cristallini *et al.* 2006, 2009, Carbone *et al.* 2011). Un patrón estructural con similares orientaciones fue reconocido en las secuencias del Precuyano aflorantes en la Cordillera del Viento, donde dichas fallas muestran moderada inversión y son cortadas y exhumadas por corrimientos andinos N-S que no respetan la arquitectura del rift (Sagri-panti *et al.* 2014). En este sector de la faja plegada y corrida del Agrio, la posible inversión de alguna falla extensional previa daría como resultado estructuras positivas de similar orientación. Sin embargo, todas las estructuras mapeadas presentan un rumbo NNE y NS (Fig. 3). Por otro lado, los estudios clásicos referidos a la inversión de hemigrábenes (Williams *et al.* 1989) y los modelos análogos (Yamada y McClay 2004, Granado *et al.* 2017, Granado y Ruth 2019) y numéricos (Buiter y Pfiffner 2003) elaborados para analizar la evolución de las estructuras invertidas, indican que la inversión es total o completa cuando el tope del basamento (pre-rift) alcanza su punto nulo, es decir que recobra su posición regional previa a la extensión. En la sección estudiada fue posible reconocer y acotar mediante la información de

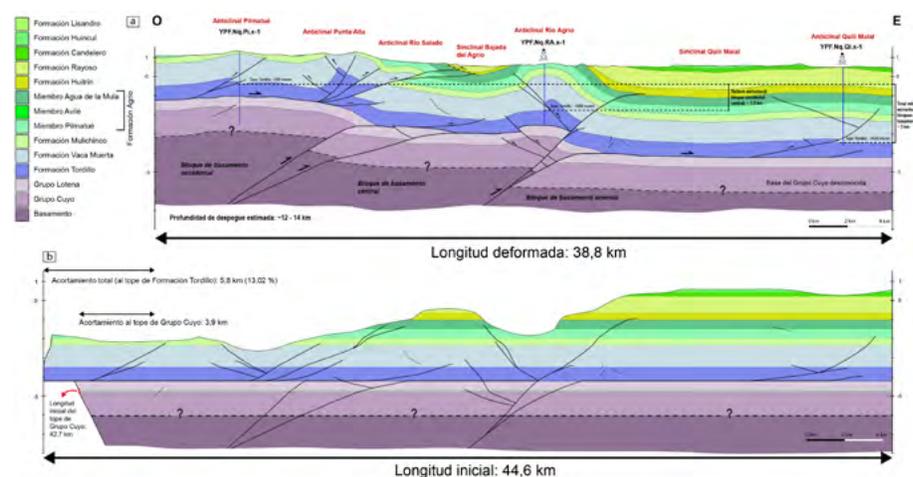


Figura 7. a) Sección estructural balanceada de la zona externa de la faja plegada y corrida del Agrio a los 39°19'S; b) Restitución de la sección estructural con un acortamiento tectónico de 5,8 km (13%).

pozos que el basamento se encuentra elevado en dos grandes bloques, los cuales generaron un relieve estructural total de aproximadamente 3 km (Fig. 7a). Por todo lo antedicho, para explicar el alzamiento kilométrico del basamento respecto a su nivel regional y generar los acortamientos horizontales necesarios para formar los pliegues de rumbo N-S en el sector oriental de la sección estudiada, se considera un modelo con cuñas de basamento asociadas a corrimientos que se insertan en la cubierta sedimentaria y causan el plegamiento de las secuencias mesozoicas. El nivel de despegue principal dentro de la cubierta se sitúa en las evaporitas de la Formación Auquilco, al tope del Grupo Lotena, y los corrimientos allí despegados dan origen a las estructuras de piel fina que involucran a la Formación Tordillo y todas las unidades suprayacentes (Fig. 7a). Por su parte, aunque no se muestra en la sección por una cuestión de tamaño de la figura, los corrimientos que involucran al basamento provendrían de un despegue basal situado a una profundidad de ~12-14 km. Esta profundidad elegida tiene en cuenta la ubicación estimada de la transición frágil-dúctil en la corteza superior, la cual constituye un nivel de despegue primordial para las estructuras de piel gruesa en los cinturones orogénicos, y es similar a la interpretada en la mayoría de las secciones estructurales regionales en distintos segmentos de la faja plegada neuquina (Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006, 2011, Zamora Valcarce 2007, Rojas Vera *et al.* 2015,

Sánchez *et al.* 2015, 2018, Lebinson *et al.* 2018, Turienzo *et al.* 2018; entre otros).

Análisis y comparación de acortamientos

La restitución de la sección estructural interpretada muestra un acortamiento tectónico total de 5,8 km, lo cual representa un 13 % de su longitud inicial previa a la deformación (Fig. 7b). Se debe destacar que este valor calculado corresponde a la restitución de todas las estructuras de piel fina, muy bien representadas en la sección, pero si se analizan las estructuras de piel gruesa infrayacentes el correspondiente acortamiento es de ~3,9 km, representando un 9,13% de su longitud inicial (calculada al tope del Grupo Cuyo). Esto sucede porque los anticlinales Pilmatú y Punta Alta se sitúan sobre el bloque de basamento occidental, lo cual dificulta interpretar una vinculación genética entre dichas estructuras. El desplazamiento sobre la Formación Auquilco necesario para generar dichos anticlinales de piel fina provendría desde el oeste, vinculado al empuje creado por otra cuña de basamento existente en la región interna de la faja plegada y corrida del Agrio a estas latitudes (Zamora Valcarce 2007). Analizando la sección estructural realizada por Viñes (1985), desde el anticlinal Pilmatú hasta el anticlinal Quil Malal, comparable con el perfil aquí presentado, se calculó un acortamiento a nivel de la Formación Vaca Muerta de aproximadamente 7 km (16%). En una sección regional de la tesis de Repol (2006), que incluye algunas

de las estructuras del presente trabajo, se muestra un acortamiento de 2,3 km (6%). Sin embargo, se trata de un perfil muy simplificado, pues el mismo autor realiza otros cortes detallados con magnitudes de contracción superiores a las de su sección regional. Particularmente Repol (2006) interpreta las estructuras sobre la línea sísmica SJLLV92_126 y cuantifica un acortamiento de 8,4 km (17,6%). Finalmente, Zamora Valcarce (2007) en la sección más austral de su tesis doctoral, la cual incluye la zona interna y externa de la faja plegada y corrida del Agrio desde la fosa de Loncopué hasta el anticlinal Quili Malal, determinó un acortamiento de 5,61 km (8,3%). En términos generales es posible plantear que el acortamiento calculado para la zona externa de la faja del Agrio en la sección estructural balanceada (Fig. 7), es consistente con las magnitudes de contracción tectónica determinada por otros autores en la región. Las variaciones puntuales en los valores de acortamiento descriptos se atribuyen a diferencias en los modelos y en las geometrías consideradas para la reconstrucción de las estructuras en cada interpretación.

EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

Edad de la deformación en la región

Los diversos estudios geológicos efectuados hasta el momento en los Andes neuquinos han permitido reconocer que la evolución tectónica de la faja plegada y corrida del Agrio ocurrió al menos durante dos pulsos principales de contracción orogénica, uno en el Cretácico Tardío-Eoceno y otro ocurrido durante el Mioceno Medio-Tardío (Ramos 1998, Cobbold y Rosello 2003, Ramos y Folguera 2005, Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006, Ramos *et al.* 2011, Rojas Vera *et al.* 2014, 2015). Estos periodos de contracción coincidirían con etapas de horizontalización de la placa subductante, y estarían separados por periodos de extensión asociados al empujamiento de la losa oceánica (Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006, Folguera *et al.* 2006). Tales variaciones en el régimen tectónico en los Andes pueden ser vinculadas a

un variable grado de acoplamiento en el margen convergente influenciado, además de las oscilaciones en la inclinación de la placa subducida, por cambios en el movimiento absoluto de la placa superior (Horton y Fuentes 2016, Horton 2018). Por otro lado, en base a evidencias estratigráficas y estructurales, se ha propuesto la continuidad de una tectónica compresiva desde el Aptiano hasta el presente (Cobbold y Rossello 2003).

El inicio del levantamiento de los Andes en el Cretácico Tardío originó la acumulación del Grupo Neuquén en la cuenca de antepaís asociada (Cobbold y Rossello 2003, Ramos y Folguera 2005, Tunik *et al.* 2010, Di Giulio *et al.* 2012, Fennell *et al.* 2017). En la región del Cerro Mocho, unos 25 kilómetros al NO del área de estudio, 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. cortan los estratos mesozoicos plegados sugiriendo un evento compresivo cretácico anterior a los ~100 Ma (Zamora Valcarce *et al.* 2006, 2009). Unos 20 km al norte de la zona de estudio el frente de deformación de la faja plegada y corrida del Agrio está representado por el anticlinal Pichi Mula, en cuyo flanco oriental Cobbold y Rossello (2003) interpretan el corrimiento Agua Amarga. De acuerdo con dichos autores en el bloque de piso del corrimiento existen ~2.500 m de estratos de la Formación Rayoso y el Grupo Neuquén, mientras que en el bloque de techo el espesor de estas secuencias sería tan solo de 700 m, en base a lo cual proponen la actividad sintectónica de esta estructura durante el Cretácico Tardío. Otras interpretaciones del anticlinal Pichi Mula sugieren que la falla en su flanco oriental no corta hacia la superficie sino que permanece en subsuelo, y vinculan la actividad de la misma a sucesivas discordancias entre las secuencias miocenas acumuladas en el adyacente sinclinal Agua Amarga (Zapata *et al.* 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2006, 2009, 2011). Por otro lado, en un amplio sinclinal ubicado unos 25 km al ONO del anticlinal Pichi Mula, se hallaron estratos carbonáticos con fósiles marinos y tobas asociadas que contienen circones cuya edad U-Pb SHRIMP es de $64,3 \pm 0,9$ Ma (Aguirre Urreta *et al.* 2011). Estas evidencias sugieren que el área fue inundada durante el Maastrichtiano-Daniano por la

transgresión del Atlántico, probablemente era una antifosa adyacente a la parte interna de la faja plegada y corrida del Agrio ubicada más al oeste (Aguirre Urreta *et al.* 2011). Rojas Vera *et al.* (2015) realizaron análisis en trazas de fisión en apatitos, en muestras de estructuras en la zona interna de la faja plegada y corrida del Agrio, las cuales indican dos estadios principales de enfriamiento: el más antiguo entre 70-40 Ma y el más joven cercano a los 15-10 Ma. En la faja plegada y corrida de Chos Malal los datos termocronológicos de U-Th/He en zircones indican que el enfriamiento en el sector interno (Cordillera del Viento) habría comenzado hace ~70 Ma, mientras que las edades de trazas de fisión en apatitos entre ~15 Ma y 7 Ma muestran la exhumación durante el Mioceno medio-tardío tanto en la zona interna como externa (Sánchez *et al.* 2018). Güter *et al.* (2016) estudiaron los diques y filones que forman el Cerro Negro, intruidos en el núcleo de un importante anticlinal al norte de Chos Malal, con edades U-Pb de $11,55 \pm 0,06$ Ma y $11,63 \pm 0,2$ Ma, e interpretaron en base a sus relaciones estructurales que su emplazamiento fue coetáneo a la contracción que produjo el plegamiento.

En el segmento central de la faja plegada y corrida del Agrio afloran los depósitos sinorogénicos del conglomerado Tralalhué (Ramos 1998, Zamora Valcarce *et al.* 2007, 2009), asignados al Mioceno Medio-Tardío en base a restos de una mandíbula de notoungulado *Mesotherinae* (Repol *et al.* 2002). En el sinclinal Pampa Agua Amarga, que constituye la extensión hacia el norte el sinclinal Quili Malal, las secuencias sinorogénicas asignadas al Mioceno Medio-Tardío (Zamora Valcarce 2007) se encuentran en discordancia sobre el Grupo Neuquén y su vez son discordantes entre sí, marcando la existencia de al menos dos pulsos de deformación para el Mioceno que configuraron la zona externa de la faja plegada y corrida del Agrio (Zamora Valcarce *et al.* 2009).

Modelo cinemático propuesto

Teniendo en cuenta las edades de deformación citadas para la región y la relación entre las estructuras interpretadas en la sección balanceada (Fig. 7a), se realizó un modelo cinemático que permite visualizar la secuencia relativa de deformación y

la vinculación entre las estructuras de piel gruesa y piel fina en el sector externo de la faja plegada y corrida del Agrio (Fig. 8). En la etapa previa a la deformación se consi-

deraron las unidades dispuestas de manera horizontal, con los espesores reconocidos para la zona y con una longitud inicial correspondiente a la longitud restituida de

la sección balanceada (Fig. 8a). Se debe aclarar que si bien en otros sectores de la cuenca se han reconocido cambios de espesor dentro del Grupo Cuyo (Gómez

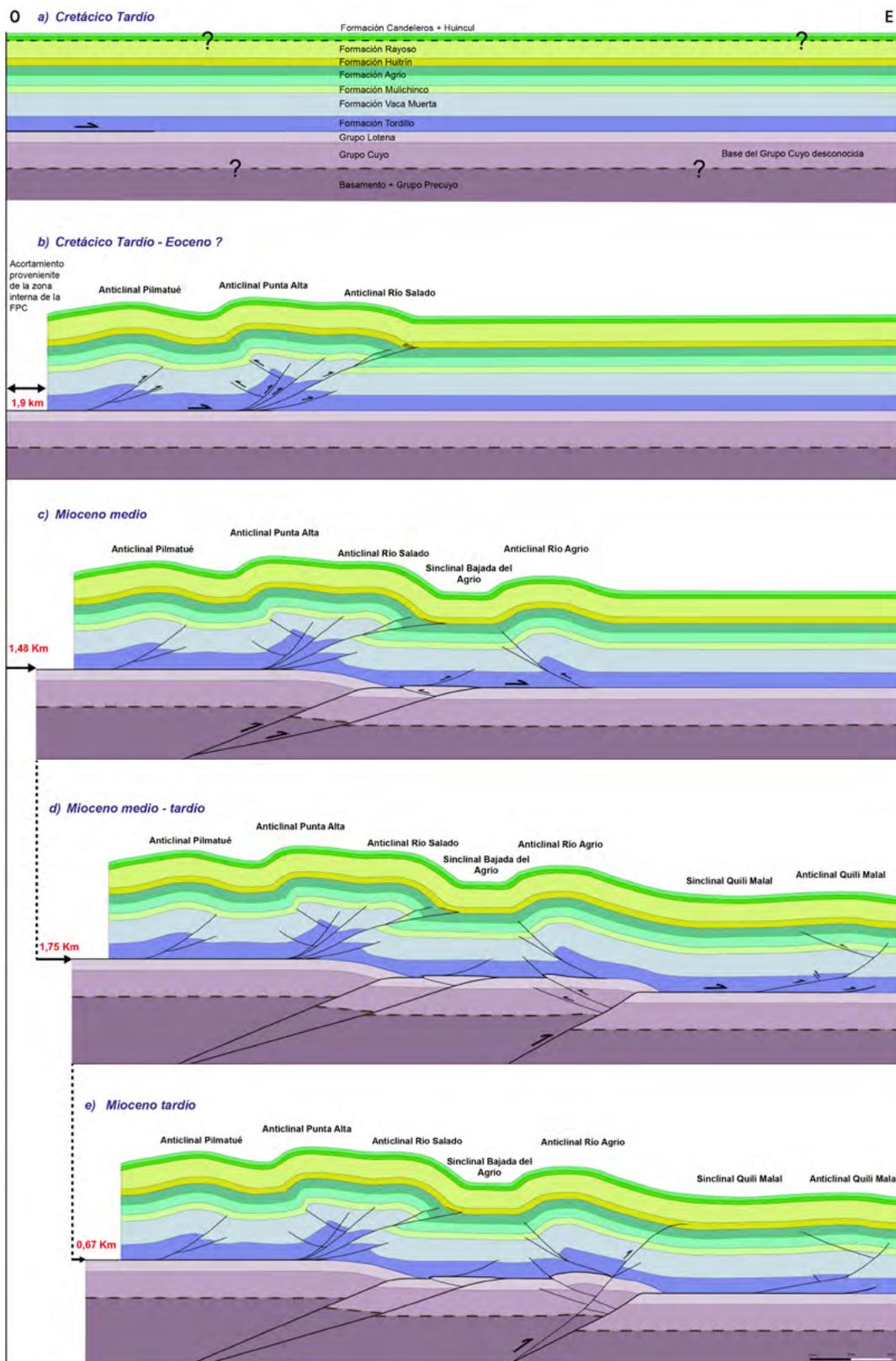


Figura 8. Evolución cinemática propuesta para la sección estudiada, en el sector externo de la faja plegada y corrida del Agrio.

Omil *et al.* 2002, Muravchick *et al.* 2014), la información disponible en esta zona no permite observar ni inferir dichas variaciones y por lo tanto en la interpretación se ha optado por representar su base con línea entrecortada indicando que se desconoce su geometría exacta (Fig. 8a). En base a la información existente es posible sintetizar que la compresión en la faja plegada y corrida comenzó deformando el sector interno durante el Cretácico Tardío-Eoceno, mientras que la contracción en el Neógeno continuó afectando la zona interna y originó las estructuras del sector externo. Las estructuras de piel fina del extremo occidental de la sección interpretada (anticlinales Pilmatué, Punta Alta y Río Salado) no tienen relación con las estructuras de piel gruesa infrayacentes por lo cual el empuje necesario para su creación proviene del sector interno de la faja (Fig. 8b), probablemente producido por una estructura de basamento existente al oeste del área de estudio (Zamora Valcarce 2007). La edad de estas estructuras presenta un mayor grado de incertidumbre, pues podrían haberse originado durante la deformación inicial del sector interno o bien durante su posterior reactivación neógena. Un aspecto a destacar surge de analizar el mapa geológico, el cual revela que todos estos pliegues tienen un rumbo NNE, a diferencia de los ubicados más al este que tienen una orientación N-S (Fig. 3). El rumbo NNE de los anticlinales no coincide con ninguna de las principales orientaciones reconocidas para las fallas extensionales de la etapa de rift, las cuales en el sector este del área de estudio tienen rumbos NNO y ONO (Cristallini *et al.* 2006, 2009, Pángaro *et al.* 2011), por lo cual no parece probable que exista un control de tales estructuras previas. Aunque existen múltiples y complejos factores que gobiernan la deformación en la zona del retroarco andino, las recientes contribuciones de Horton y Fuentes (2016) y Horton (2018) proponen como causa de primer orden los cambios en la dirección y velocidad de movimiento absoluto de la placa Sudamericana. Las reconstrucciones recientes de la configuración de las placas para estas latitudes muestran que para el Cretácico Tardío-Eoceno la placa Sudamericana se desplazó en dirección al NO-ONO (Müller *et al.* 2016, Horton 2018). Más allá de que

el análisis de los modelos geotectónicos excede los objetivos de la presente contribución, a modo de hipótesis es posible considerar que el rumbo NNE de los pliegues mapeados responda a una contracción desde el ONO durante las etapas iniciales de la construcción andina.

Los pliegues formados en la primera etapa de contracción en el extremo oeste de la sección son elevados debido al desarrollo en profundidad de un corrimiento que involucra al basamento (Fig. 8c). Este corrimiento con dos ramificaciones se inserta en el despegue dentro de la cubierta sedimentaria, sobre las evaporitas de la Formación Auquilco al tope del Grupo Lotena, y su empuje da origen al retrocorrimiento que genera el anticlinal Río Agrio. En la región norte de la faja plegada y corrida del Agrio se observa una interacción similar, donde estructuras de piel gruesa con vergencia oriental generan retrocorrimientos en la cubierta sedimentaria, y se han desarrollado modelos análogos para analizar su geometría y cinemática (Lebinson *et al.* 2018). Entre los anticlinales Río Salado y Río Agrio, con vergencias opuestas, queda constituido el Sinclinal Bajada del Agrio configurando una zona triangular (Fig. 8c). Todas estas estructuras forman parte del sector externo de la faja plegada y corrida del Agrio, y por tal razón se interpreta que su desarrollo podría haberse iniciado en el Mioceno Medio.

La continuidad de la contracción genera un nuevo corrimiento involucrando al basamento al este del anterior (Fig. 8d), interpretándose una secuencia normal de propagación del fallamiento en la cual ambos corrimientos provendrían del mismo despegue basal localizado aproximadamente en la transición frágil-dúctil. Esta estructura de piel gruesa deforma y levanta al anticlinal Río Agrio suprayacente. Al igual que el bloque de basamento más occidental esta falla se inserta en la cubierta creando una incipiente cuña, cuyo empuje transmitido hacia el antepaís origina el anticlinal Quili Malal. Los anticlinales Río Agrio y Quili Malal tienen un rumbo N-S (Fig. 3), a diferencia de la orientación NNE de los pliegues más occidentales. Nuevamente esta orientación submeridiana no coincide con el arreglo de las fallas normales NO y ONO que caracterizan la etapa de rifting, por lo cual no es posible

considerar una influencia significativa de las estructuras preexistentes, y se las interpreta como estructuras contraccionales de origen netamente andino. En este caso es posible interpretar que estas estructuras N-S en el frente de deformación de la faja plegada y corrida del Agrio se formaron en respuesta a la compresión en dirección E-O, vinculado al movimiento absoluto de la placa Sudamericana hacia el oeste durante el Mioceno medio-tardío (Müller *et al.* 2016, Horton 2018).

Por último, se propone el desarrollo de una falla ramificada en el bloque de techo del corrimiento involucrando al basamento, que por tal razón es considerada relativamente como fuera de secuencia (Fig. 8e). Esta falla atraviesa la secuencia mesozoica en el flanco oriental del anticlinal Río Agrio, y se inserta en las evaporitas de la Formación Huitrín. Esta configuración estructural es comparable con el corrimiento fuera de secuencia interpretado cortando el flanco oriental del anticlinal Pichi Mula (Zapata *et al.* 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2006, 2009, 2011), situado al norte del anticlinal Río Agrio, y cuya actividad es asignada por los citados autores al Mioceno medio-tardío.

CONCLUSIONES

A partir de datos estructurales obtenidos en el campo, integrados con la información de dos líneas sísmicas y tres pozos exploratorios, se confeccionó una sección estructural balanceada que permitió evaluar la interacción entre estructuras de piel gruesa y piel fina en la zona externa de la faja plegada y corrida del Agrio a los 38°20'S. Mediante la restitución de la sección se determinó un acortamiento tectónico total de 5,8 km (13%), que es en general consistente con lo calculado por otros autores en la zona. El mapeo detallado permitió reconocer que los anticlinales Pilmatué, Punta Alta y Río Salado, localizados en el sector occidental del área estudiada, tienen una vergencia hacia el este y un marcado rumbo NNE. En base al modelo cinemático propuesto se observa que estos pliegues implican una contracción de ~2km, vinculados al empuje de una estructura de basamento formada en el sector interno de la faja, y

que su desarrollo podría haber tenido lugar en Cretácico Tardío – Eoceno. En el sector oriental se mapearon los anticlinales Río Agrio, con vergencia al oeste, y Quili Malal, con vergencia al este, ambos con un rumbo definido N-S. La formación de estos pliegues está ligada al desarrollo de dos estructuras de piel gruesa en profundidad, las cuales forman incipientes cuñas de basamento creadas por corrimientos que se insertan en las evaporitas jurásicas de la Formación Auquilco y transfieren la deformación a las unidades suprayacentes. La configuración de estas estructuras produce un acortamiento de ~3.8 km y pueden asociarse a la etapa de contracción del Mioceno medio-tardío. La unidad más antigua (Formación Vaca Muerta) aflora en el núcleo de los anticlinales de la región occidental mientras que en el anticlinal del extremo oriental se observan plegadas las unidades más jóvenes (Grupo Neuquén), producto de un levantamiento diferencial vinculado al desarrollo de las estructuras de piel gruesa. El análisis de la información de subsuelo permitió cuantificar este alzamiento escalonado del zócalo, mediante una estructura de basamento occidental con un relieve estructural de ~1,3 km y otra más al este con un relieve estructural de ~1,7 km, documentando un alzamiento total de ~3 km conformado por estructuras de piel gruesa en el sector externo de la faja plegada y corrida del Agrio a la latitud estudiada.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado a través de los subsidios CONICET PUE0047CO y ANPCyT PICT 0419. Agradecemos a la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la provincia de Neuquén por brindarnos la información de subsuelo (pozos y líneas sísmicas). Agradecemos las valiosas correcciones y sugerencias realizadas por el Dr. Lucas Fennell y otro revisor anónimo, que permitieron mejorar sustancialmente nuestra contribución.

REFERENCIAS

Aguirre Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 1999. Stratigraphic position of *Valanginites*, *Lissonia* and *Acantholissonia* in the Lower Valanginian (Lower Cretaceous) sequence of the

Neuquén Basin, Argentina. En: Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. (eds.), *Advancing research on living and fossil cephalopods*, Plenum Press, 521-529, New York

Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M. y Ramos, V.A. 2011. Malargüe Group (Maastrichtian-Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up. *Gondwana Research* 19: 482-494.

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.) *Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 29-36, Neuquén.

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.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 77-89, Neuquén.

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.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 91-98, Neuquén.

Booth, J.L.M. y Coward, M.P. 1996. Basement faulting and inversion of the NW Neuquén Basin, Argentina. *International Symposium on Andean Geodynamics* 3: 295-298, St. Malo.

Buiter, S. y Pfiffner, A. 2003. Numerical models of the inversion of half-graben basins. *Tectonics* 22: 1057, doi:10.1029/2002TC001417

Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El ciclo precuyano (Triásico Tardío – Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 63-76, Neuquén.

Cazau, L.B. y Uliana, M.A. 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. 5 Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163, Villa Carlos Paz.

Cobbold, P. R. y Rosello, E. A. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. y Fan, J.-X. (2013). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.

Cristallini, E.O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodríguez, L., Tomezzoli, R.N. y Comeron, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquén Basin in the northeastern Neuquén Province, Argentina. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of the 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: 147-161.

Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J.M., 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: 248-264.

Dahlstrom, C.D. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6: 743-757.

Dellapé, D.A., Mombrú, C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. y Westermann, G.E.G. 1978. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. *Obra Centenario Museo de La Plata, Paleontología* 5: 81-105.

Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M., y Ramos, V. A. 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology* 40: 559-562.

Di Gregorio, J.H. 1978. Estratigrafía de las Acumulaciones Mesozoicas. En: *Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7 Congreso Geológico Argentino, Actas: 99-118. Neuquén.

Domínguez, R.F., Paulin, S., Continanzia, M.J., Askenazi, A.D. y Seoane, F.N. 2014. Estratigrafía del intervalo Vaca Muerta – Quintuco en el sector central de la Cuenca Neuquina. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas CD, Mendoza.

Fennell, L., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E., Bottesi, G. y Ramos, V. 2017. Cretaceous deformation of the Southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35°30'–37° S). *Basin Research* 29: 51-72.

Folguera, A., Ramos, V.A., González Díaz, E.F.

- y Hermanns, R. 2006. Miocene to Quaternary deformation of the Guanacos fold-and-thrust-belt in the Neuquén Andes between 37° and 37°30'S. En: Kay, S. y Ramos, V. (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: 247-266.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in south-western Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Garrido, A.C. 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (República Argentina): Nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie* 12: 121-177.
- Gómez Omil, R., Schmithalter, J., Cangini, A., Albariño, L. y Corsi, A. 2002. El Grupo Cuyo en la Dorsal de Huinca, consideraciones estratigráficas, tectónicas y petroleras. *Cuenca Neuquina. 5 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD, Mar del Plata.*
- Granado, P. y Ruth, J.B. 2019. Numerical modelling of inversion tectonics in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 763: 14-29.
- Granado, P., Ferrer, O., Muñoz, J.A., Thöny, W. y Strauss, P. 2017. Basin inversion in tectonic wedges: Insights from analogue modelling and the Alpine-Carpathian fold-and-thrust belt. *Tectonophysics* 703-704: 50-68.
- 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°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1: 177-208.
- Guler, M.V., Lazo, D.G., Pazos, P.J., Borel, C.M., Ottone, E.G., Tyson, R.V., Cesaretti, N. y Aguirre-Urreta, M.B. 2013. Palynofacies analysis and palynology of the Agua de la Mula Member (Agrio Formation) in a sequence stratigraphy framework, Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 41: 65-81.
- Guliano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8 Congreso Geológico Argentino 3: 573-592, San Luis.
- Guliano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén Province. *Asociación Geológica Argentina, Serie D*, 111 p, Buenos Aires.
- Gürer, D., Galland, O., Corfu, F., Leanza H. y Sassier, S. 2016. 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. *GSA Bulletin* 128: 315-331.
- Herrero-Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 266, Buenos Aires.
- Herrero Ducloux, A. 1947. Los Depósitos terrestres del Cretácico Medio y Superior del Neuquén y Sur de Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras* 171-178.
- Horton, B. K. 2018. Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics* 37: 402-429.
- Horton, B. K. y Fuentes, F. 2016. Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes. *Geology* 44: 647-650.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publication 252, 1-14, London.
- Iñigo, J.F.P., Vargas, R., Novara, E., Pereira, D.M. y Schwarz, E. 2018. La Formación Loma Montosa en el borde nororiental de la Cuenca Neuquina: Análisis secuencial, caracterización paleoambiental y prospektividad remanente. 10 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas CD, Mendoza.
- Irastorza, A., Zavala, C., Irastorza, M. y Turienzo, M. 2018. Depósitos de prodelta en el Miembro Agua de la Mula (Hauteriviano Tardío - Barremiano Temprano), Formación Agrio, Cuenca Neuquina. 16 Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 158, General Roca.
- Kozłowski, 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., Cichowski, M., Débora, L. R. y Aguirre-Urreta, M. B. 2005. Lithofacies, Palaeology and Palaeoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the 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 of London, Special Publication 252, 295-315, London.
- Lazo, D.G., Concheyro, A., Ottone, E.G., Guler, M.V. y Aguirre Urreta, M.B. 2009. Bioestratigrafía integrada de la Formación Agrio en su localidad tipo, Cretácico Temprano de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 322-341.
- Leanza, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermáxicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 272-299.
- 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. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie* 11: 145-184.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1978. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l.s. *Cuenca Neuquina-Mendocina*. *Revista Asociación Geológica Argentina* 32: 248-264.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D., Gonzalez, R. y Danieli, J.C. 2001. Hoja Geológica 3969-I Zapala, Provincia del Neuquén. *Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín* 275, 128p. 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.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén*. *Asociación Geológica*: 113-129. Neuquén.
- Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Araujo, V. y Dimieri, L. 2015. Geometría y cinemática de las estructuras en el extremo septentrional de la faja plegada y corrida del Agrio, provincia de Neuquén. *Revista de la Asocia-*

- ción Geológica Argentina 72: 299-313.
- Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Cristallini E. y Dimieri L. 2018. Análisis geométrico y cinemático del sistema de retrocorrimientos San Eduardo, Región norte de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca neuquina. 17 Reunión de Tectónica Argentina, Actas: 46, La Rioja.
- Legarreta L. 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (Inédita), 247 p., Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario). En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-243, San Miguel de Tucumán.
- Marshak, S. y Woodward, N. 1988. Introduction to cross section balancing. En: Marshak, S. y Mitra, G. (eds.), Basic methods of structural geology. Prentice Hall, 303-332, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Méndez, V., Zappettini, E. y Zanetini, J.C. 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Anales de la Secretaría de Minería 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 (inédito), Comisión Geológica n°1, 64 p, Buenos Aires.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay, S.M., Ramos, V.A (eds.), Evolution of an Andean Margin: a Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35° - 39°S Lat). Geological Society of America, 97-125, Special Paper 407, London.
- Müller, R. D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S. E., Matthews, K. J., Wright, N. M. y Bower, D. J. 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 44: 107-138.
- Muravchik, M., Bilmes, A., D'Elia L. y Franze-se, J.R. 2014. Alluvial fan deposition along a rift depocentre border from the Neuquén Basin, Argentina. Sedimentary Geology 301: 70-89.
- Naipauer, M., Tunik, M., Marques, J.C., Rojas Vera, E.A., Vujovich, G.I., Pimentel, M.M. y Ramos, V.A. 2014. U-Pb detrital zircon ages of Upper Jurassic continental successions: implications for the provenance and absolute age of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. Geological Society, Special Publication 399: 131-154.
- 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.
- Pángaro, F., Martínez, R., Sattler, F. y Bettini, F., 2011. El Flanco Oriental. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 407-418, Neuquén.
- Ploszkiewicz, V. y Viñes, R. 1987. Filo Morado: Un descubrimiento exploratorio en cinturón plegado. Boletín de Informaciones petroleras 4: 97-102.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En: Yrigoyen, M. R. (ed.) Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Asociación Geológica Argentina: 99-118, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Boletín 182: 1-103, 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 y 6 Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2, 105-110, Buenos Aires.
- 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. y Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.). Evolution of the 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: 1-17, 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.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 335-348, Neuquén.
- Repol, D. 2006. Structural geology and tectonics in the southern extent of the Agrio fold and thrust belt, Neuquén Basin, Argentina. Tesis doctoral, University of Calgary (inédito), 180 p. Calgary.
- Repol, D., Leanza, H., Sruga, P. y Hugo, C. 2002. Evolución tectónica del Cenozoico de la comarca de Chorriaca, Provincia del Neuquén, Argentina. 15 Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 200-205, Buenos Aires.
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G. y Ramos, V.A. 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.P., Sagripanti, L., Fennell, 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.
- Sagripanti, L., Folguera, A., Giménez, M., Rojas Vera, E.A., Fabiano, J.J., Molnar, N., Fennell, L. y Ramos, V.A. 2014. Geometry of middle to late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): a combined field and geophysical study. Journal of Iberian Geology 40: 349-366.
- 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 thin-skinned tectonics. Journal of South American Earth Sciences 64: 399-417.
- Sánchez, N., Coutand, I., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V. y Dimieri, L. 2018. Tectonic Evolution of the Chos Malal Fold-and-Thrust Belt (Neuquén Basin, Argentina) From (UTh)/He and Fission Track Thermochronometry. Tectonics 37: 1907-1929.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2011.

- La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M (eds.), Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina: 113-129, Neuquén.
- Spalletti, L.A., Arregui, C.D. y Veiga, G.D. 2011a. 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.), Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 99-111. Neuquén.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.D. y Schwarz, E. 2011b. La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 145-160, Neuquén.
- Stipanovic, P.N. 1966. El Jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 20: 403-478.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulfés, O. y Martínez, C. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 67- 68.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.
- 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 Chos Malal Fold-and-Thrust Belt (37° S), Southern Central Andes, Argentina. En: Folguera, A., Contreras-Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Iannelli, S.B., Oliveros, V., Dávila, F.M., Collo, G., Giambiagi, L., Maksymowicz, A., Iglesia Llanos, M.P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., Litvak, V.D., Álvarez, O. y Arriagada, C. (eds.), *The evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer Earth System Sciences, : 411-441. Cham.
- 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. Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 161-173, Neuquén.
- Veiga, G.D., Schwarz, E. y Spalletti, L.A. 2013. Anatomy and sequence architecture of the early post-rift in the Neuquén Basin (Argentina): a response to physiography and relative sea-level changes. *Journal of Sedimentary Research* 83: 746-765.
- 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., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402, Tulsa.
- Víñes, R.F. 1985. Estilos estructurales en la faja occidental neuquina. YPF S.A, 6pp (Inédito).
- Víñes, R. F. 1989. Interpretación de la estructura de Filo Morado. 1 Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos. Actas 2: 1107-1124, Buenos Aires.
- Vittore, F., Licitra, D., Quiroga, J. y Hernández, C. 2018. Geología y desarrollo de la Formación Vaca Muerta en el yacimiento Loma Campana, Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75: 253-257.
- Weaver, C.E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Memoir University of Washington* 1, 469 p., Seattle.
- Williams, G.D., Powell, C.M. y Cooper, M.A. 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. En: Cooper, M.A. y Williams, G.D. (eds.), *Inversion Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication 44, 3-15, London.
- Yamada, Y. y McClay, K.R. 2004. 3-D analog modelling of inversion thrust structures. En: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*. AAPG Memoir 82: 276-301, Tulsa.
- Zamora Valcarce, G. 2007. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédito), 304 p., Buenos Aires.
- Zamora Valcarce, G. y Zapata, T. 2015. Building a valid structural model in a triangle zone: An example from the Neuquén fold and thrust belt, Argentina. *Interpretation* 4: SAA117-SAA131.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T. R., 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, New York.
- 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.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 367-374, Neuquén
- 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.
- 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 CD, 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. Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. Asociación geológica Argentina, 205-222. Neuquén.
- Zavala, C., Mareto, H. y Arcuri, M. 2002. Las facies clásticas de la Formación Lotena (Jurásico Medio) en las áreas de Loncopué y Loma La Lata. Cuenca Neuquina, Argentina. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. IAPG. Actas en CD. Mar del Plata.

Recibido: 31 de junio, 2019

Aceptado: 9 de octubre, 2019