

EVOLUCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS ANDINAS EN LA FAJA CORRIDA Y PLEGADA DE CHOS MALAL: INTERACCIÓN ENTRE EL BASAMENTO Y LA CUBIERTA SEDIMENTARIA DE LA CUENCA NEUQUINA

Natalia P. SÁNCHEZ, Martín M. TURIENZO, Luis V. DIMIERI, Vanesa S. ARAUJO y Fernando LEBINSON

INGEOSUR- CONICET. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. E-mail: natalia.sanchez@uns.edu.ar

RESUMEN

La faja corrida y plegada de Chos Malal se localiza al noroeste de la provincia de Neuquén e involucra más de 4.500 metros de sedimentos los cuales fueron depositados en la Cuenca Neuquina y posteriormente deformados durante la orogenia Andina. En base a un detallado trabajo de campo se reconstruyó la geometría de las estructuras a lo largo de un perfil E-O en el cual se diferencian dos sectores: uno con la participación del basamento en la deformación y otro de deformación de la cubierta sedimentaria. La cordillera del Viento es una gran cuña que involucra el basamento paleozoico y a los Grupos Cuyo y Lotena, hasta alcanzar los niveles de yeso de la Formación Auquilco, los cuales constituyen el primer nivel de despegue. Este despegue, ubicado en un nivel más profundo que lo propuesto por otros autores, se evidencia por el cabalgamiento de parte de la Formación Tordillo sobre la Formación Vaca Muerta a través del retrocorrimiento El Alamito. Hacia el este de la cordillera del Viento, se reconocen en el perfil estructural cinco anticlinales, interpretados como pliegues por flexión y propagación de falla, con vergencia predominante hacia el este y subsidiaria hacia el oeste, los cuales presentan frecuentemente sus limbos frontales invertidos. Los anticlinales de mayor amplitud involucran a la Formación Tordillo y tienen como nivel de despegue las evaporitas de la Formación Auquilco. La restitución de las estructuras desarrolladas en la cubierta sedimentaria permitió calcular un acortamiento de 10 km (26%).

Palabras clave: *Tectónica andina, cinemática, cordillera del Viento, pliegues por propagación y flexión de falla*

ABSTRACT

Evolution of Andean structures in the Chos Malal fold and thrust belt: Interaction between the basement and the sedimentary cover of the Neuquén Basin

The Chos Malal fold and thrust belt is located in northwestern Neuquén province and includes more than 4,500 meters of sediments that belong to the Neuquén Basin that were deformed during the Andean orogeny. Based in detailed field work, we reconstruct the geometry of the structures along an E-W cross-section which allow us to recognize two different sectors: one with the basement participation in the deformation and the other with deformation in the sedimentary cover. The cordillera del Viento is a huge basement wedge that involves paleozoic rocks and the Lotena and Cuyo Groups and reaches the levels Auquilco Formation, which represents the first significant detachment level in the cover. This detachment, localized on a more deep level than those proposed by other authors, is evidenced by the thrusting of Tordillo over Vaca Muerta Formation along the El Alamito backthrust. To the east of cordillera del Viento, five anticlines are recognized on the structural cross-section. They are interpreted as fault-bend and fault-propagation folds with predominantly vergence toward the east and subsidiary to the west, which have frequently frontals overturned limbs. The anticlines of greater amplitude involve the Tordillo Formation and have a detachment level along the evaporites of the Auquilco Formation. The restitution of the structures developed in the sedimentary cover allowed us to calculate of 10 km of shortening (26 %).

Keywords: *Andean tectonics, kinematics, cordillera del Viento, fault-propagation and fault-bend folds*

INTRODUCCIÓN

La faja corrida y plegada de Chos Malal es un cinturón de deformación de piel gruesa, desarrollado en el noroeste de la provincia de Neuquén por acción de la orogenia Andina, siendo parte de la cordillera Principal (Fig. 1). El rasgo más conspicuo

dentro del área de estudio lo constituye la cordillera del Viento ubicada al oeste de la región, dispuesta meridionalmente con alturas hasta los 3.000 metros, donde se hallan expuestas las rocas del sustrato pre-Jurásico. Hacia el este, las rocas mesozoicas que rellenaron la Cuenca Neuquina se encuentran intensamente deformadas

dando lugar a la denominada faja corrida y plegada de Chos Malal (Kozłowski *et al.* 1996).

El relevamiento detallado llevado a cabo en el área de estudio permitió identificar las diferentes unidades aflorantes, tanto las que constituyen el basamento como también la secuencia sedimentaria meso-

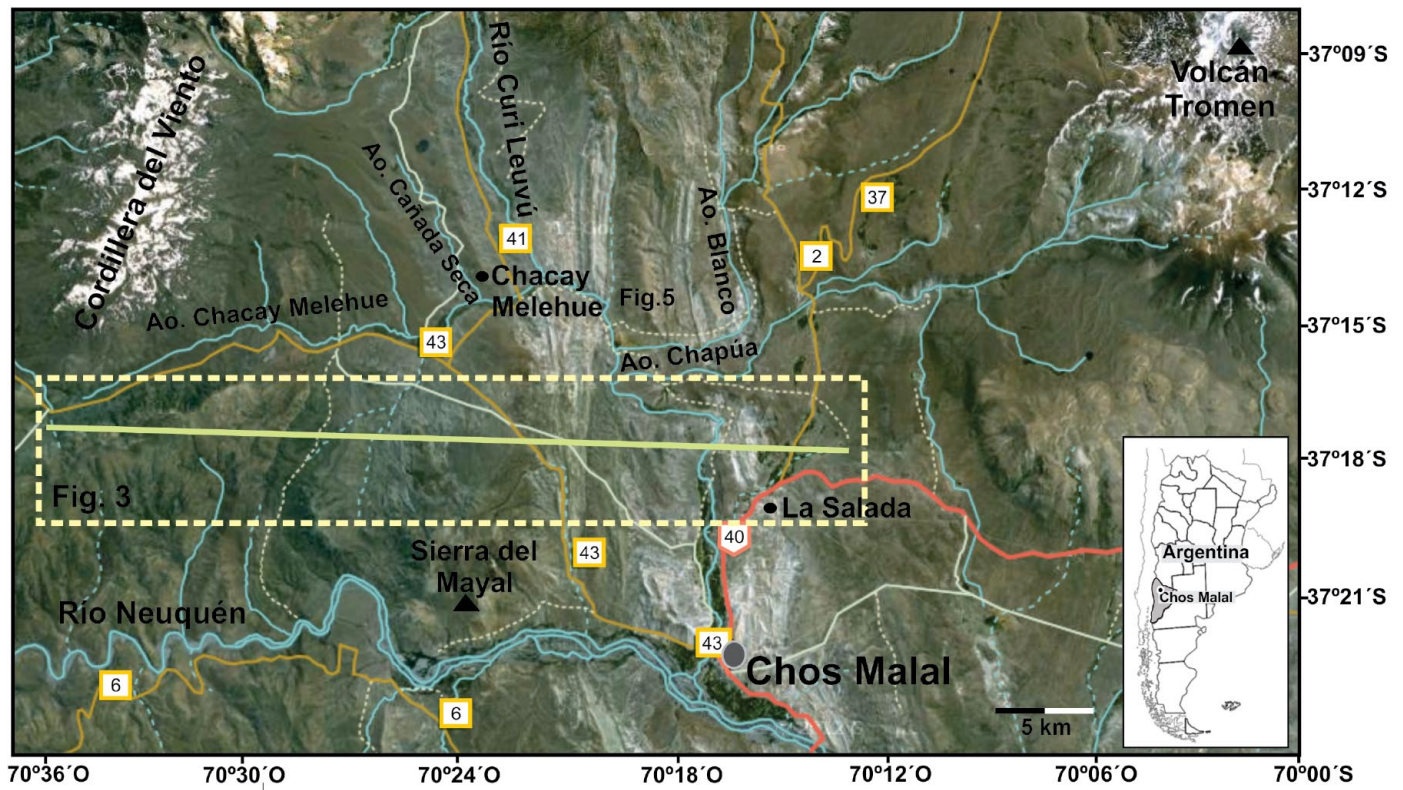


Figura 1: Ubicación y accesos del área de estudio y localización del perfil realizado.

zoica, y las estructuras tectónicas que las afectan. Debido al interés tanto científico como económico, esto último a causa de la presencia de importantes yacimientos de hidrocarburos en la región, se han realizado numerosos estudios geológicos. Se destacan los trabajos detallados de Groeber (1929, 1946) quien realizó aportes al conocimiento de los ciclos tectónicos de sedimentación y orogénesis de la provincia de Neuquén, así como también la información brindada en la Hoja geológica 32b Chos Malal elaborada por Zollner y Amos (1973). Desde el punto de vista estratigráfico sobresalen las contribuciones realizadas por Gulisano *et al.* (1984), Legarreta y Gulisano (1989), Gulisano y Gutierrez Pleimling (1994) quienes analizaron fundamentalmente las diferentes unidades mesozoicas. Los primeros estudios focalizados en los aspectos estructurales fueron efectuados por Braccini (1970) quien 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. Ramos (1978) también incluyó como elemento morfoestructural a la fosa de Chos Malal, a la que consideró como la extensión hacia el norte de la faja corrida y plegada del Agrío. Estudios relacionados con la tectónica del área fueron realizados por Ramos y Barbieri (1988), Vergani *et al.* (1995), Ramos y Folguera (2005), Zamora Valcarce y Zapata (2005), Folguera *et al.* (2007), entre otros. Los trabajos realizados que presentan un análisis estructural en la faja corrida y plegada de Chos Malal son de carácter regional pudiendo mencionar los aportes de Both y Coward (1996), Kozłowski *et al.* (1996, 1998), Chaveau *et al.* (1996) y Zapata *et al.* (1999). En los últimos años, las investigaciones se han focalizado en las estructuras de deformación plio-cuaternarias en las proximidades del volcán Tromen (Galland *et al.* 2007, Messenger *et al.* 2010, Gianni *et al.* 2012, Sagripanti *et al.* 2012) y en las estructuras extensionales jurásicas en la cordillera del Viento (Fennel *et al.* 2012). El objetivo del presente trabajo es realizar una descripción e interpretación de las estructuras que conforman la faja co-

rrida y plegada de Chos Malal presentes en un perfil E-O (Fig. 1), de aproximadamente 28 kilómetros de longitud, construido fundamentalmente en base a datos de campo. El relevamiento de superficie llevado a cabo permitió el reconocimiento y mapeo de las unidades aflorantes en la zona y la caracterización geométrica de las estructuras que las afectan. Las líneas sísmicas existentes en el área y los datos de pozos (Bs.Nq.Ch.E. x-1; Bs.Nq.Ch.x-1), posibilitaron el ajuste de las estructuras en profundidad. En base a toda esta información se confeccionó una sección estructural de detalle, cuya restitución permitió calcular el acortamiento tectónico en este sector. El conocimiento de la geometría de cada una de las estructuras que forman parte de la faja corrida y plegada de Chos Malal reviste gran importancia para la exploración de yacimientos de hidrocarburos en la región y de esta manera nuestra sección estructural contribuirá al mejor entendimiento de las estructuras, en adición a los perfiles regionales existentes (Kozłowski *et al.* 1996, Zapata *et al.* 1999). Finalmente, se

analizó la evolución cinemática relativa de las estructuras realizando una reconstrucción secuencial con el programa *Fault Fold Forward* (Allmendinger 2012), y se calculó el acortamiento en cada una de las etapas de deformación.

MARCO GEOLÓGICO

Diversos ciclos tectónicos han tenido lugar desde el Carbonífero hasta la actualidad en el área de estudio otorgándole su configuración actual y dando lugar a una heterogénea columna estratigráfica (Fig. 2). Las unidades aflorantes en la zona de interés fueron agrupadas en: basamento pre-Jurásico, relleno sedimentario mesozoico y cobertura sedimentaria-actividad ígnea cenozoica, cuyas principales características se detallan a continuación.

Basamento pre-jurásico

Una primera etapa de formación de la Cuenca Neuquina corresponde a la extensión relacionada con la fragmentación de Gondwana durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano (Franzese y Spalletti 2001). Los grábenes y hemigrábenes se desarrollaron sobre el basamento de rocas paleozoicas y permotriásicas (Vergani *et al.* 1995), del Grupo Andacollo y el Complejo volcánico plutónico Huingancho (Llambías *et al.* 2007), aflorantes fuera del área de estudio en la ladera occidental de la cordillera del Viento (Fig. 1). Esta etapa de *rifting* se caracteriza por el desarrollo de una serie de cuencas aisladas, de orientación NO-SE, ubicadas en el margen oeste de la placa sudamericana (Uliana y Briddle 1988, Franzese y Spalletti 2001). El relleno inicial de las fosas está formado por principalmente rocas volcánicas que integran el Grupo pre-Cuyo (Legarreta y Gulisano 1989), comprendido entre las discordancias huárpica y rioatuélica (Leanza 2009), e incluye a las Formaciones Cordillera del Viento, Milla Millicó y La Primavera que se encuentran entre el basamento paleozoico y los primeros depósitos marinos del Grupo Cuyo. La Formación La Primavera aflora en la ladera oriental de la cordillera del Viento y está constituida por conglomerados,

lutitas verdosas, areniscas tóbeaceas blanquecinas ricas en invertebrados marinos y riolitas, incluidas por Leanza *et al.* (2013) dentro del ciclo Precuyano.

Relleno sedimentario mesozoico

A partir del Jurásico Temprano se instaura un régimen de subducción en el margen oeste de la placa sudamericana y se produce la subsidencia térmica regional, causando el traslapamiento de las pequeñas cuencas y la evolución de la región a una gran cuenca de retroarco (Charrier 1979, Legarreta y Uliana 1991). Los depósitos de este periodo son el resultado de diversos episodios de inundación marina provenientes del océano Pacífico, los que constituyen una secuencia sedimentaria formada por más de 4.500 metros de sedimentos marinos y continentales. Dichos depósitos se acumularon entre el Jurásico y el Cretácico Temprano e integran los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza, los cuales representan ciclos marinos transgresivos-regresivos. Estos grupos se encuentran bien expuestos en el faldeo oriental de la cordillera del Viento, donde gran parte de la sucesión sedimentaria de la Cuenca Neuquina conforma una secuencia homoclinal buzante al este. Los datos de espesores, mencionados a continuación, surgen en base a mediciones propias, cotejadas con los valores existentes en la bibliografía y los datos de pozos del área (Bs.Nq.Ch.E. x-1; Bs.Nq.Ch.x-1). El Grupo Cuyo, de edad toarciana-calloviana, se inicia con la Formación Chachil, compuesta por aproximadamente 30 metros de calizas grises (Leanza *et al.* 2013). Concordantemente, se encuentran 650 metros de bancos de calizas micríticas y pelitas negras bituminosas de la Formación Los Molles, expuestas en la porción noroccidental del área mapeada (Fig. 3). La Formación Tábanos, de 50 metros de espesor, está compuesta mayoritariamente por evaporitas, expuestas de un modo discontinuo sobre la unidad previa. El Grupo Lotena, de edad calloviana-oxfordiana, representa un nuevo ciclo transgresivo-regresivo de la cuenca que alcanza en la región un espesor aproximado de 200 metros. Este grupo se inicia

con la Formación Lotena, compuesta por areniscas finas pardo amarillentas con estratificación entrecruzada, laminación paralela e intercalaciones de arcilitas. Por encima se disponen calizas azuladas de la Formación La Manga y evaporitas, escasamente representadas en el área, de la Formación Auquilco. Estas últimas representan uno de los principales eventos de restricción marina en el ámbito de la Cuenca Neuquina.

La acumulación del Grupo Mendoza se inicia con la Formación Tordillo, de edad kimberidgiana, integrada por areniscas rojizas medias a gruesas con una grosera estratificación entrecruzada, conglomerados con clastos de rocas volcánicas y arcilitas rojizas de origen continental (Leanza *et al.* 1977, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1994, Zavala 2000). El espesor de esta formación es variable, desde 600-900 metros en las cercanías de la cordillera del Viento, acunándose hacia el este, presentando unas decenas de metros hasta casi desaparecer en la región de Pampa Tril. En concordancia se hallan aproximadamente 650 metros de pelitas negras ricas en materia orgánica, laminadas, con intercalaciones de calizas, de la Formación Vaca Muerta, la cual representa el periodo de máxima inundación de la Cuenca Neuquina. Esta unidad es portadora de una gran cantidad de fauna marina, como amonites, en base a los cuales se determinó una edad Tithoniana a Valanginiana inferior (Leanza *et al.* 1977, Kietzmann y Vennari 2013). Transicionalmente se encuentra la Formación Mulichinco, de edad Valanginiana tardía (Leanza 1973, Gulisano *et al.* 1984), compuesta por aproximadamente 500 metros de conglomerados, areniscas y limolitas. Son frecuentes las intercalaciones de calizas y bancos ricos en bivalvos, gastrópodos y corales, los cuales junto con trazas de vertebrados marinos, sugieren un ambiente marino somero para el área de interés (Rodríguez *et al.* 2007, Pazos 2009). En forma transicional se dispone la Formación Agrío, una de las unidades más potentes y mejor expuestas en la región, la cual consiste en una alternancia de calizas, pelitas, margas y areniscas. En el centro y norte de Neuquén, el ambiente de

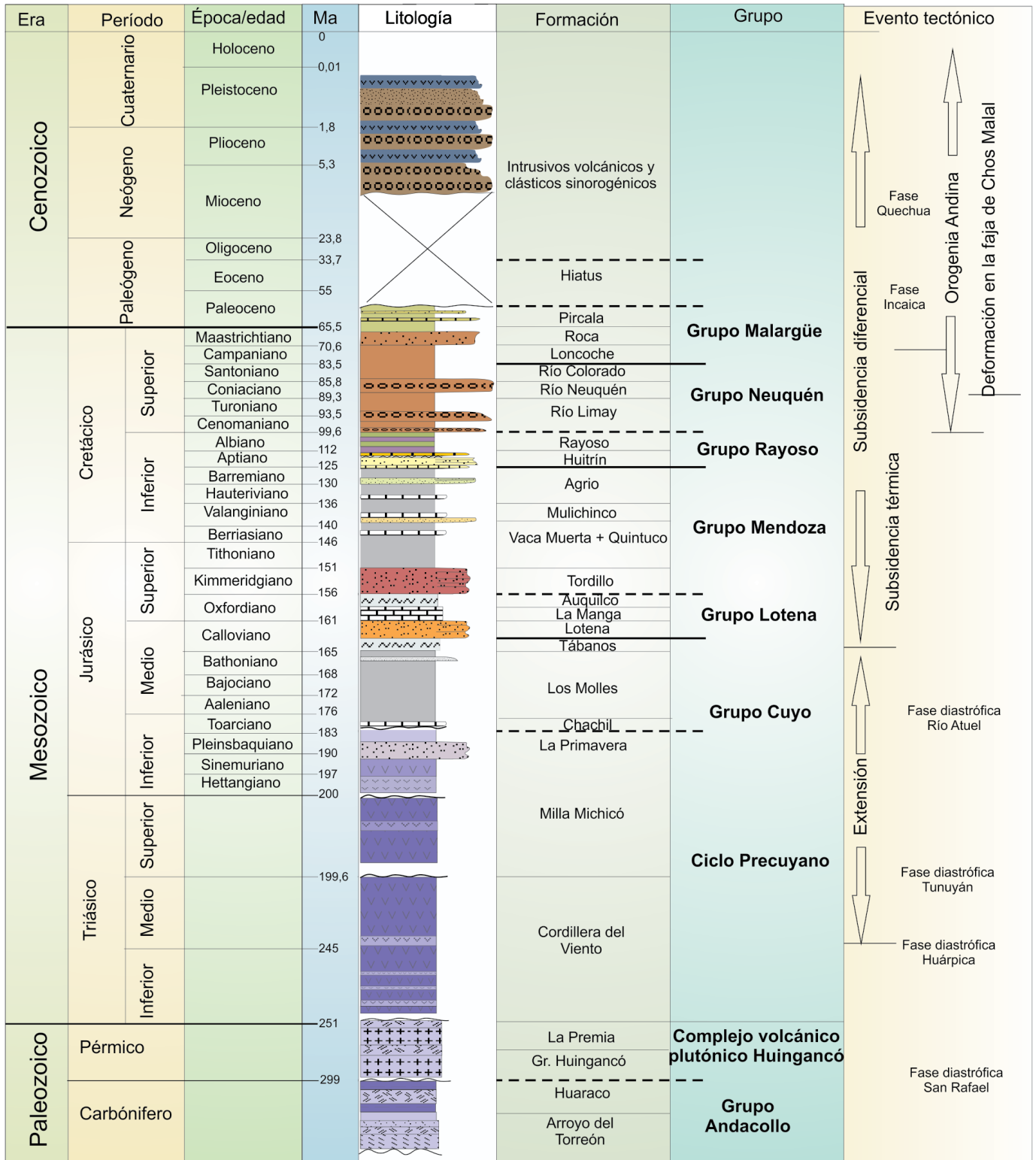


Figura 2: Cuadro estratigráfico de las unidades aflorantes y los principales eventos tectónicos que afectaron la región (basado en Legarreta y Gulisano 1989, Ramos y Folguera 2005, Leanza 2009)

la misma fue interpretado como de *shore-face* y plataforma interna a media-externa (Spalletti *et al.* 2001), el cual hacia el to-

pe de la unidad evoluciona a un ambiente marino a marino marginal con el desarrollo de una planicie de marea restringida

(Fernández y Pazos 2012). La Formación Agrio se divide en tres miembros clásicamente conocidos como Miembro Agrio

inferior, Miembro Avilé y Miembro Agrio superior (Legarreta y Gulisano 1989). Posteriormente, Leanza y Hugo (2001) propusieron los nombres de Miembro Pilmatué, Miembro Avilé y Miembro Agua de la Mula, respectivamente, los cuales serán utilizados en este trabajo. El Miembro Pilmatué, en los alrededores de Chos Malal, está constituido por 650 metros de una sucesión marina de lutitas grises y fangolitas marinas, finamente laminadas, con abundante contenido de amonites depositada en un ambiente de *shoreface*-plataforma influido por tormentas, e intercalaciones delgadas de bancos de calizas las cuales representan una serie de secuencias de somerización (Spalletti *et al.* 2001). La sedimentación en este ambiente marino fue interrumpida por la acumulación de capas arenosas definidas como Miembro Avilé, depositadas en condiciones fundamentalmente fluviales y eólicas (Veiga *et al.* 2002). Este miembro constituye un excelente nivel guía ya que se presenta en forma de bancos arenosos con una tonalidad frecuentemente verdosa a blanco-amarillenta, con espesores variables entre 10 y 50 metros. Por encima del Miembro Avilé se encuentra el Miembro Agua de la Mula, de menor espesor que el Miembro Pilmatué. El mismo evidencia una importante transgresión, la cual dio lugar a la acumulación en su base de pelitas negras, margas y calizas subordinadas, depositadas en un ambiente marino (Lazo 2007), el cual hacia el tope evoluciona a un ambiente marino marginal con depósitos de lutitas negras intercaladas con limonitas y areniscas (Fernández y Pazos 2012). La Formación Huitrín, integrada por calizas, areniscas pardas y yeso, y la Formación Rayoso compuesta principalmente por limolitas rojizas, ponen de manifiesto, a fines del Cretácico, la desconexión de la cuenca con el océano Pacífico y la continentalización del área. Estas unidades son cubiertas en discordancia por una sucesión rojiza de areniscas, fangolitas y conglomerados, de origen continental, que forman el Grupo Neuquén (Cretácico Superior), el cual marca la evolución de la cuenca a un estadio de antepaís como consecuencia del inicio de la tectónica com-

presional andina (Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006, Tunik *et al.* 2010).

Cubierta sedimentaria-actividad magmática cenozoica

El registro sedimentario cenozoico en la región se encuentra representado por sedimentos marinos someros, relacionados con la conexión con el océano Atlántico, y continentales del Grupo Malargüe (Uliana y Dellape 1981), los cuales no fueron observados en el área de estudio. La actividad magmática cenozoica en el área fue intensa evidenciada por cuerpos intrusivos eocenos como los que forman el cerro Caicayén (Llambías y Rapela 1989, Kay *et al.* 2006), el cerro Mayal (Cobbold y Rossello 2003, Kay 2006), y el cerro Negro de edad miocena (Kay *et al.* 2006), los cuales fueron emplazados en un ambiente de arco magmático (Kay *et al.* 2006). También se desarrolló en el área un importante volcanismo basáltico Plio-cuaternario cuyas últimas manifestaciones se asocian a las extrusiones del volcán Tromen, con coladas de edades menores a los 2 millones de años (Galland *et al.* 2007).

PERFIL ESTRUCTURAL

El relevamiento de campo realizado en la región consistió en la toma de datos estructurales, posicionados mediante GPS, en aquellos sitios donde se observó algún cambio relacionado con la estructura o el contacto entre diferentes unidades. En cada uno de los puntos se realizó una descripción de la litología, así como también se efectuaron varias mediciones de rumbo y buzamiento. Los datos obtenidos fueron volcados a una base digital sobre imágenes satelitales y el modelo de elevación digital (DEM) de 30 metros de resolución, lo cual permitió la elaboración del mapa geológico (Fig. 3a). Se seleccionó el área con mayor densidad de información para construir un perfil de datos (Fig. 3b), en base al cual se realizó la reconstrucción de las estructuras en profundidad siguiendo los modelos geométricos clásicos de pliegues relacionados a fallas. Finalmente se efectuó la restitución de la sección interpretada para asegurar su

viabilidad geométrica y calcular el acortamiento tectónico. El programa *Fault Fold Forward* de Allmendinger (2012), permitió la interpretación de la evolución cinemática de las estructuras.

La faja corrida y plegada de Chos Malal se caracteriza por la participación del basamento pre-Jurásico en la deformación y por el desarrollo de una zona de deformación de piel fina. Estas dos zonas quedan bien diferenciadas en el perfil estructural como: zona de basamento ascendido y zona de deformación de la cubierta sedimentaria, cuya descripción se detalla a continuación.

Zona de basamento ascendido

La participación del basamento en la faja corrida y plegada de Chos Malal queda evidenciada por el afloramiento de rocas pre-jurásicas en una gran estructura anticlinal, de orientación aproximada nortesur, que da lugar a la cordillera del Viento (Fig. 1). El flanco oriental de esta estructura presenta un buzamiento constante hacia el este, en el orden de los 30°, y se interpreta como la parte frontal de una gran cuña de basamento en concordancia con el modelo propuesto por Kozłowski *et al.* (1996). Interpretaciones alternativas sugieren la existencia en profundidad de una falla normal de edad mesozoica posteriormente invertida por la tectónica andina, la cual eleva hacia la superficie las rocas pre-jurásicas y permanece en subsuelo como una falla ciega, buzante al oeste (Zapata *et al.* 1999, Fennell *et al.* 2012). El flanco occidental de la estructura de la cordillera del Viento no se haya expuesto de un modo completo debido a la presencia de extensas rocas volcánicas cenozoicas que cubren al basamento, y puede interpretarse alternativamente como la parte trasera de un gran pliegue por flexión en falla (Kozłowski *et al.* 1996) o como desplazado hacia el oeste mediante retrocorrimientos (Zapata *et al.* 1999). Las unidades sedimentarias adosadas al frente de la cuña de basamento en el flanco oriental de la cordillera del Viento, desde el Grupo Cuyo hasta las rocas del Grupo Mendoza inclusive, se disponen en fajas submeridianas buzantes entre 20° y

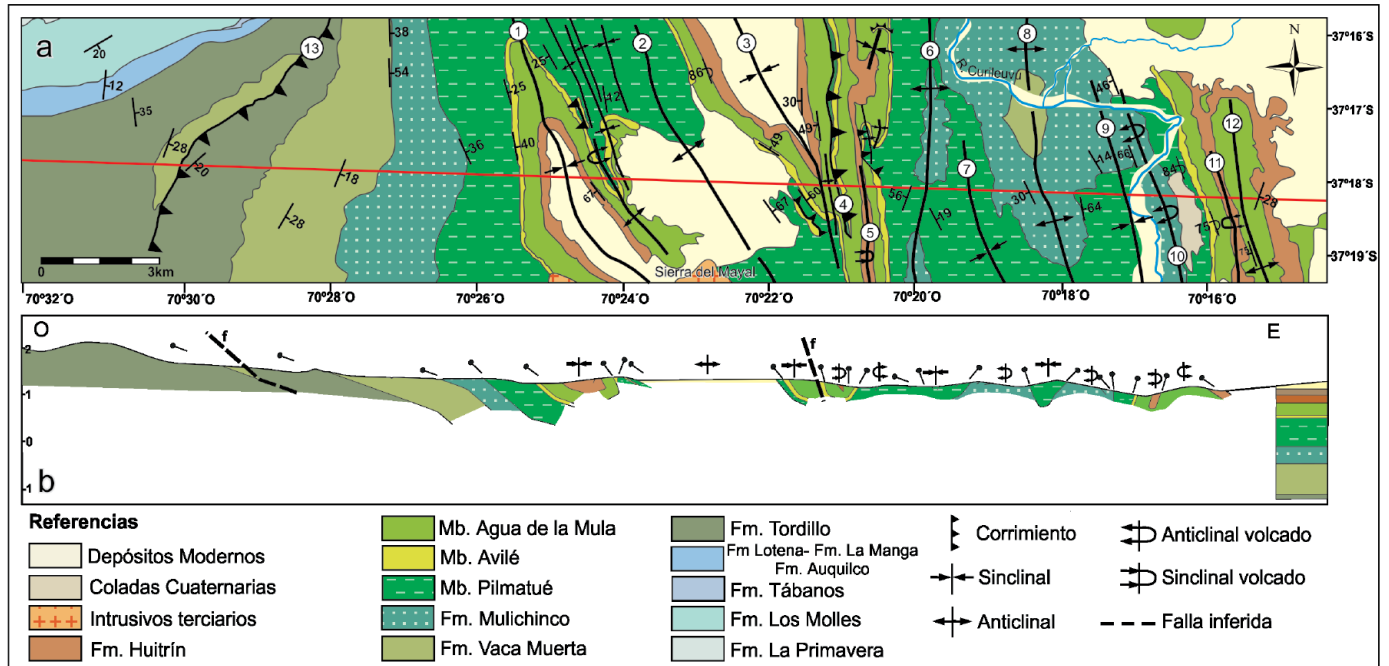


Figura 3: a) Mapa geológico del área de estudio. b) Sección estructural oeste-este con los datos relevados. 1. Sinclinal Mayal. 2. Anticlinal Mayal. 3. Sinclinal Cañada Seca. 4. Retrocorrimiento Chacay Mehue. 5. Sinclinal Chacay Mehue. 6. Anticlinal Chos Malal. 7. Sinclinal Chos Malal. 8. Anticlinal Las Máquinas. 9. Sinclinal Codo del Curí Leuvú. 10. Anticlinal Codo del Curí Leuvú. 11. Sinclinal La Salada. 12. Anticlinal La Salada. 13. Retrocorrimiento El Almito.

35° hacia el antepaís. La Formación Los Molles, debido a la litología pelítica dominante, desarrolla repliegues internos y fallamiento menor visible a escala de afloramiento. Los afloramientos de la Formación Tordillo en el extremo oeste del perfil son muy extensos y por lo tanto su espesor puede ser sobreestimado si no se consideran las estructuras internas que afectan a dicha unidad. En este sector, en secuencia normal sobre la Formación Tordillo (Fig. 4), se disponen unos 100 metros de pelitas oscuras ricas en amonites correspondientes a la Formación Vaca Muerta, por encima de las cuales se hallan nuevamente areniscas rojas de la Formación Tordillo, con estructuras sedimentarias que indican una posición normal. Esta alternancia litológica permitió interpretar la existencia de un corrimiento buzante al este (Fig. 3b), con rumbo N-NE, que cabalga a la Formación Tordillo sobre una parte de la Formación Vaca Muerta (retrocorrimiento El Almito, Fig. 3a). El afloramiento de la Formación Vaca Muerta y el retrocorrimiento que eleva la Formación Tordillo, que no han sido cartografiados en los mapas existentes del área, nos permiten inferir un nivel de despegue infrayacente, posiblemente locali-

zado a lo largo de las evaporitas de la Formación Auquilco. Esta es una diferencia respecto a modelos previos (ejemplo Kozłowski *et al.* 1996) que consideran como primer nivel de despegue en la cubierta sedimentaria a la Formación Vaca Muerta.

Zona de deformación de la cubierta sedimentaria

Hacia el este de la estructura de basamento de la cordillera del Viento fueron mapeados una serie de anticlinales y sinclinales de menor longitud de onda y gran continuidad a lo largo del rumbo, lo cual permite interpretarlos como estructuras de piel fina, es decir, que no involucran al basamento en la deformación. La descripción de esas estructuras presentes en la cubierta sedimentaria se halla a continuación (Fig. 3a).

Sinclinal Mayal: A la altura de la sierra del Mayal se encuentra un notable sinclinal que marca el límite entre la zona con participación del basamento en la deformación y la zona con estructuras desarrolladas en la cubierta sedimentaria (Fig. 3a). Dicho sinclinal posee un rumbo NNO e involucra en ambos flancos a la Formación Agrío y en su núcleo aflora la Forma-

ción Huitrín (Fig. 3b). El limbo occidental presenta un buzamiento de bajo ángulo hacia el este, mientras que en el limbo oriental se observa localmente un mayor buzamiento debido a la existencia de pliegues de menor escala y repeticiones del Miembro Avilé que le confieren una mayor complejidad a la estructura del sector. Hacia el sur, el eje de este pliegue presenta una notable inflexión y se encuentra desplazado hacia el antepaís al norte del río Neuquén. Esta curvatura podría deberse al emplazamiento del cuerpo eoceno que forma la sierra del Mayal, evidenciando una fase compresiva anterior a la intrusión del mismo, es decir pre-eocena.

Anticlinal Mayal y Sinclinal Cañada Seca: Al este de la estructura descrita previamente se desarrolla el anticlinal Mayal, en cuyo núcleo se hallan expuestas las pelitas del Miembro Pilmatué, el cual presenta un limbo frontal con buzamientos de alto ángulo que sugiere una vergencia hacia el antepaís (Fig. 3a). A su vez en este flanco se observan varios crestones arenosos del Miembro Avilé buzantes en la misma dirección y con igual polaridad estratigráfica, entre los cuales localmente se hallan niveles pelíticos. Estas características per-

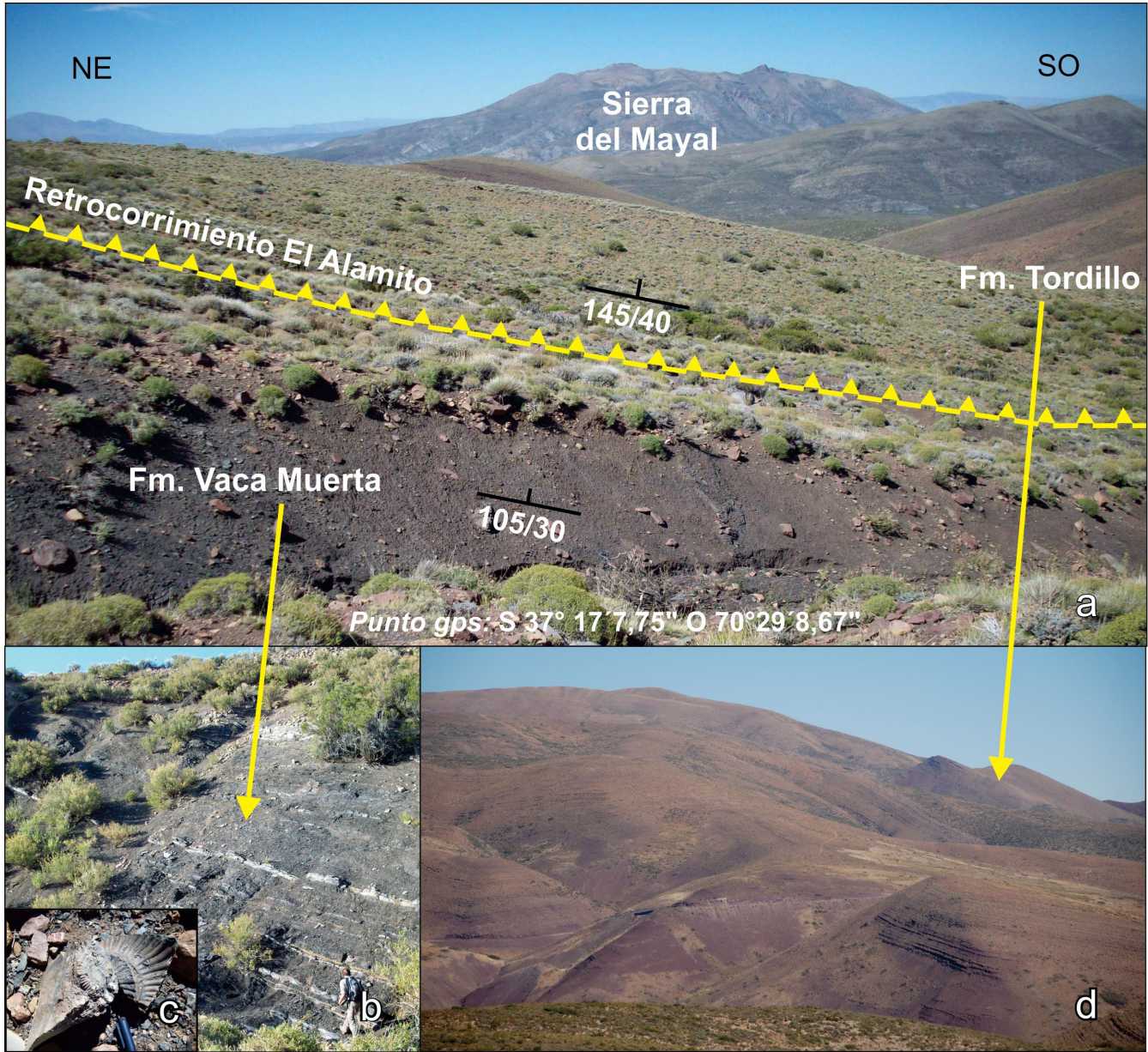


Figura 4: a) Contacto entre la Formaciones Vaca Muerta y Tordillo, ambas buzantes hacia el este, entre las cuales se desarrolla el retrocorrimento El Alamito. b) Detalle del afloramiento de la Formación Vaca Muerta. c) Amonite hallado en la Formación Vaca Muerta. d) Estratos rojizos de la Formación Tordillo.

mitieron interpretar la existencia de repeticiones tectónicas resueltas dentro de la Formación Agrío, tal como fuera mencionado por Kozłowski *et al.* (1996) a lo largo de río Curí Leuvú, que forman imbricaciones y estructuras tipo dúplex cuya geometría y cinemática fue analizada recientemente por Turienzo *et al.* (2012). El sinclinal Cañada Seca, al igual que el anticlinal Mayal, presenta una orientación NNO y una importante extensión remarcada con claridad por el afloramiento de la Formación Huitrín (Fig. 3a). Sin embargo,

sobre la línea de la sección, esta estructura se vuelve más apretada y es cortada en su flanco oriental por el retrocorrimento Chacay Melehue, de rumbo norte-sur (4 en la Fig. 3a).

Sinclinal Chacay Melehue: Este sinclinal posee un eje con rumbo norte-sur y se encuentra parcialmente cabalgado hacia el oeste por el retrocorrimento de igual denominación (4 en la Fig. 3a y Fig. 3b). La geometría mapeada del sinclinal Chacay Melehue está remarcada por la excelente exposición de los niveles arenosos

de las Formaciones Agrío y Huitrín (5 en Fig. 3a). El flanco oriental de este pliegue presenta un buzamiento de alto ángulo, localmente volcado, indicando un vergencia hacia el oeste. Una serie de repliegues menores observados al norte del perfil, involucrando al Miembro Avilé, le otorgan mayor complejidad a la estructura.

Anticlinal-Sinclinal Chos Malal: Al noroeste de la localidad de Chos Malal, sobre la ruta provincial 43 que se dirige hacia Andacollo (Fig. 1), se observa un notorio plegamiento que afecta a las Formaciones

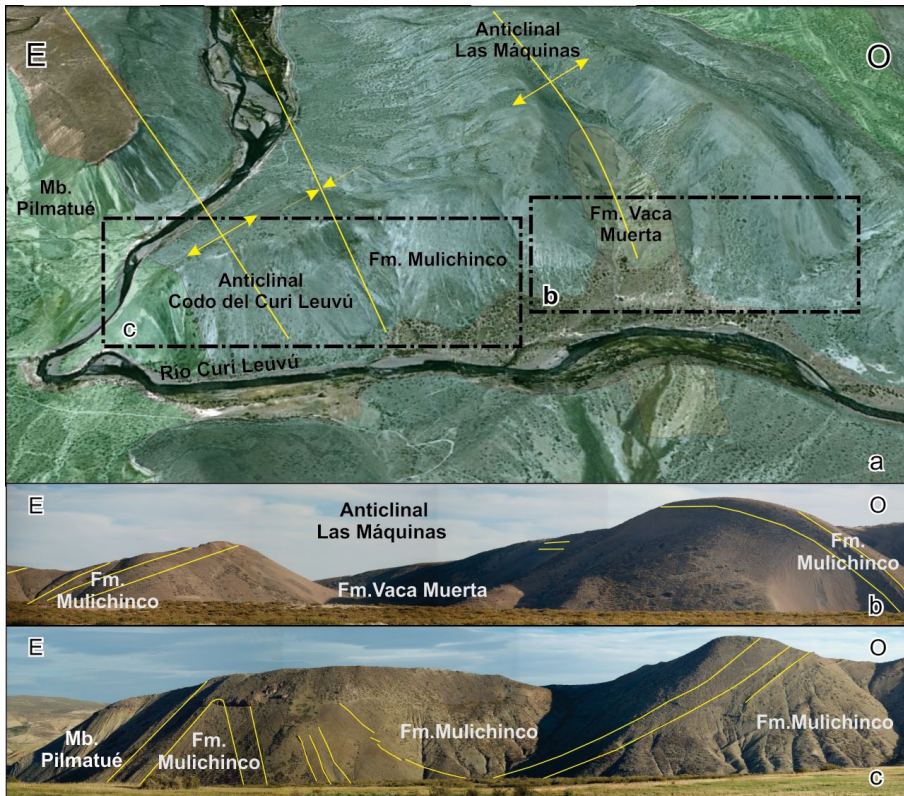


Figura 5: a) Vista en perspectiva del anticlinal Las Máquinas (mapa sobre una imagen de Google Earth), en cuyo núcleo afloran pelitas negras de la Formación Vaca Muerta. b) Fotografía panorámica del anticlinal Las Máquinas. c) Fotografía panorámica del anticlinal y sinclinal Codo del Curí Leuvú.

Mulichinco y Agrio. El anticlinal Chos Malal posee un rumbo meridional y vergencia hacia el oeste, evidenciado por una mayor inclinación de su flanco occidental, el cual posee un buzamiento de 56° E a lo largo del perfil, valor que aumenta progresivamente hacia el sur hasta llegar a invertirse. Hacia el este, las rocas del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio forman un amplio sinclinal, de orientación NNO, con buzamientos de bajo ángulo en ambos flancos. Este sinclinal cobra notoriedad hacia el sur, cercano a la localidad de Chos Malal, donde en su núcleo se preservan rocas más jóvenes, como las areniscas y evaporitas de la Formación Huitrín (6 y 7 en Fig. 3a).

Anticlinal Las Máquinas: Este pliegue es sin duda la estructura más notoria de toda la zona con deformación de piel fina en la faja corrida y plegada de Chos Malal (8 en Fig. 3a), la cual se extiende hacia el norte del arroyo Chapúa por más de 15 kilómetros en sentido norte-sur con una importante expresión topográfica (Fig. 1). Este

destacable relieve se debe principalmente a que en sus flancos afloran las rocas arenosas de la Formación Mulichinco, mientras que en su núcleo se preservan las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta (Fig. 5a). El anticlinal Las Máquinas (Kozłowski *et al.* 1996), posee una orientación general norte-sur y un buzamiento de alto ángulo en ambos flancos. Pese a esto último, numerosos datos relevados en el terreno sobre la Formación Agrio en su limbo oriental, en diferentes zonas a lo largo del rumbo del pliegue, indican una posición invertida que permite apreciar una vergencia hacia el este. Hacia el norte el anticlinal es cubierto por vulcanitas cenozoicas mientras que hacia el sur, próximo a la localidad de Chos Malal, evidencia un hundimiento y cierre que permite la exposición de unidades estratigráficamente más jóvenes.

Sinclinal y Anticlinal Codo del Curí Leuvú: En la región donde el río Curí Leuvú cambia repentinamente la dirección de su curso de E-O a N-S, se encuentra un sinclinal

y un anticlinal claramente visibles por los estratos plegados de la Formación Mulichinco (Fig. 5b). Localmente estos pliegues poseen un eje de rumbo NNO (9 y 10 en Fig. 3a) que hacia el sur se vuelven submeridianos, paralelos al curso del río. Tanto el sinclinal como el anticlinal culminan abruptamente hacia el norte, ya que no se encuentran desarrollados en el valle del arroyo Chapúa (Fig. 1), y se hundieron gradualmente hacia el sur donde aflora la Formación Agrio. En el codo del río Curí Leuvú el sinclinal presenta una geometría amplia y redondeada mientras que el anticlinal es apretado y con charnela angular, ambos cubiertos en discordancia angular por coladas basálticas pleistocenas (Fig. 5b). Los buzamientos medidos en los flancos del anticlinal, entre 30° y 45° en el limbo trasero y desde 70° hasta llegar a invertirse por completo en el limbo frontal, indican una marcada vergencia hacia el este (Fig. 3).

Sinclinal y Anticlinal La Salada: Estos pliegues localizados en el extremo oriental del perfil presentan una menor amplitud y longitud de onda en comparación con los descritos previamente, e involucran en superficie al Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio y a la Formación Huitrín (11 y 12 en Fig. 3a). Son estructuras en general apretadas, principalmente el sinclinal, y poseen una orientación aproximada norte-sur. El anticlinal La Salada presenta un flanco trasero tendido, con buzamientos en el orden de los 30° E, mientras que el flanco delantero se halla más buzante, aproximadamente 75° O, reflejando su vergencia occidental. El encuentro de vergencias entre el anticlinal Codo del Curí Leuvú y el anticlinal La Salada dan como resultado una zona triangular donde se localiza el sinclinal La Salada, en el cual los estratos se hallan altamente deformados y con buzamientos elevados y/o volcados.

SECCIÓN BALANCEADA

Con la información obtenida en el terreno representada en el perfil de datos (Fig. 3b) se construyó una sección estructural balanceada, la cual permite visualizar la

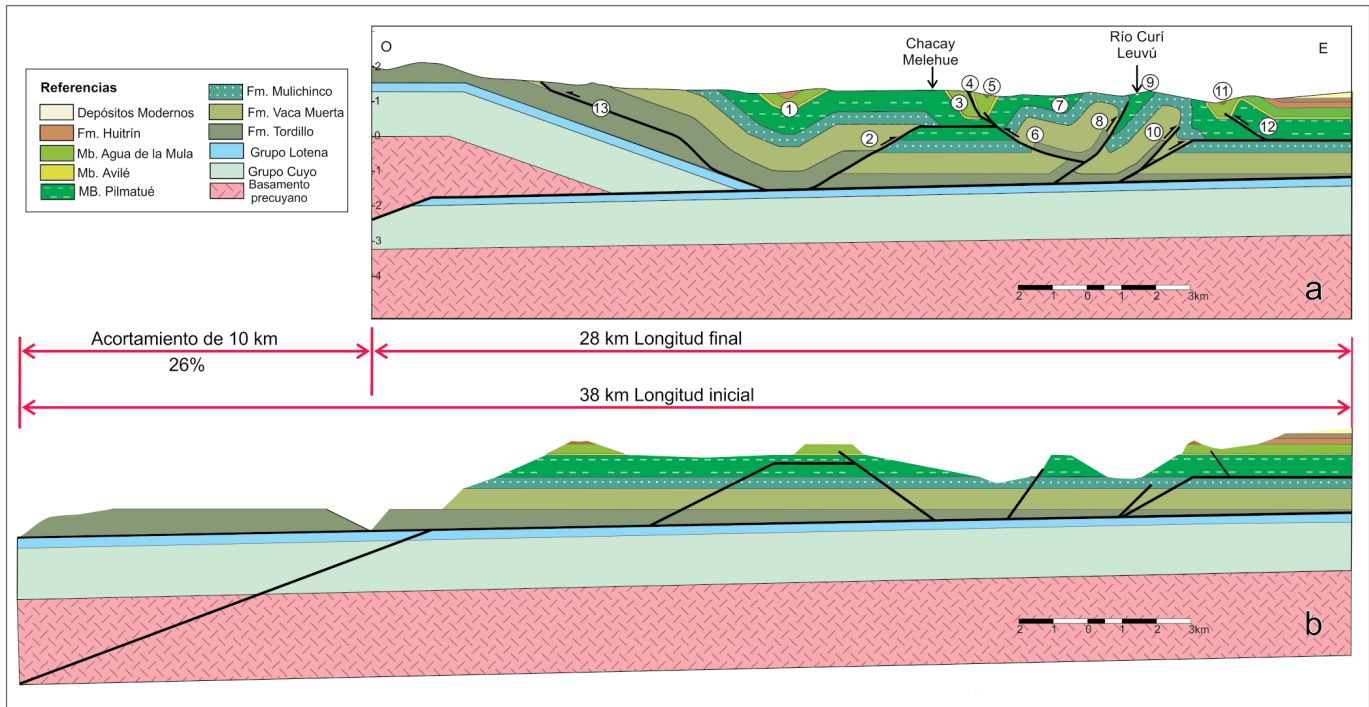


Figura 6: a) Sección estructural interpretada O-E. b) Restitución de la sección, la cual permite calcular un acortamiento de 10 km (26%). Referencias de los números de las estructuras en la figura 3.

geometría completa de las estructuras en profundidad y analizar la relación existente entre las mismas (Fig. 6). El perfil interpretado tiene una orientación este-oeste y una extensión de 28 kilómetros. Las estructuras fueron reconstruidas, con la mayor precisión posible, utilizando los valores de rumbo y buzamiento medidos en el campo a fin de lograr una geometría que se asemeje a lo observado en el terreno. Para la interpretación de las estructuras se consideraron los modelos clásicos de pliegues relacionados a fallas entre los que se destacan los de plegamiento por flexión (Suppe 1983) y por propagación de falla (Suppe y Medwedef 1990) entre otros. En algunos casos, para explicar las charnelas curvas y los cambios de espesor de las estructuras observados en la naturaleza e interpretados en la sección estructural, se consideró el modelo de pliegues por propagación de falla con cizalla triangular o tipo *trishear* (Erslev 1991). El nivel de despegue elegido para el desarrollo de las diferentes estructuras dentro de la cubierta sedimentaria es la Formación Auquileo, en base al reconocimiento en el terreno de El retrocorrimiento El Alamito (Fig. 6a) que repite a la Formación Tordillo y

sugiere un despegue por debajo de la misma. Los espesores considerados fueron obtenidos a partir observaciones propias en el campo y en general coinciden con los espesores descritos en los informes de los registros de pozos (Bs.Nq.Ch.E. x-1; Bs.Nq.Ch.x-1). En términos generales todas las unidades involucradas mantienen su espesor constante a lo largo del perfil, a excepción de la Formación Tordillo. Esta formación presenta un espesor aproximado de 600 metros en la región de la cordillera del Viento, mientras que en las inmediaciones de la Yesera del Tromen su potencia es menor a los 100 metros. Para explicar este acuñaamiento de la Formación Tordillo, en la sección estructural balanceada, se consideró una pendiente regional de $1,5^\circ$ hacia el oeste durante su depositación. La sección estructural interpretada fue balanceada, con el objeto de garantizar su viabilidad geométrica, utilizando el método de conservación de la longitud de líneas. La restitución de las estructuras de piel fina que conforman nuestra sección permitió estimar un acortamiento de 10 kilómetros equivalentes a un 26% de la longitud inicial (Fig. 6b). Este acortamiento es consistente con los

valores calculados por otros autores en regiones aledañas, los cuales varían entre 21 kilómetros a la altura de la cordillera del Viento (Kozlowski *et al.* 1996) y 17, 5 kilómetros en la región de la faja corrida y plegada del Agrío (Zapata *et al.* 1999).

EDAD DE LA DEFORMACIÓN

La deformación en la faja corrida y plegada de Chos Malal es el resultado de la orogenia Andina la cual, según algunos autores, habría acontecido en diferentes pulsos discretos de deformación vinculados fundamentalmente con el cambio de ángulo de subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana (Ramos 1999, Ramos y Kay 2006, Folguera *et al.* 2006). Otros autores asocian estos pulsos de deformación a una compresión continua desde el Cretácico Tardío asociada a cambios en la orientación de la convergencia y velocidad de subducción de la placa (Cobbold y Rossello 2003). Existe un consenso generalizado en señalar que la deformación compresiva en la región se habría iniciado hacia fines del Cretácico, así como también que una segunda etapa

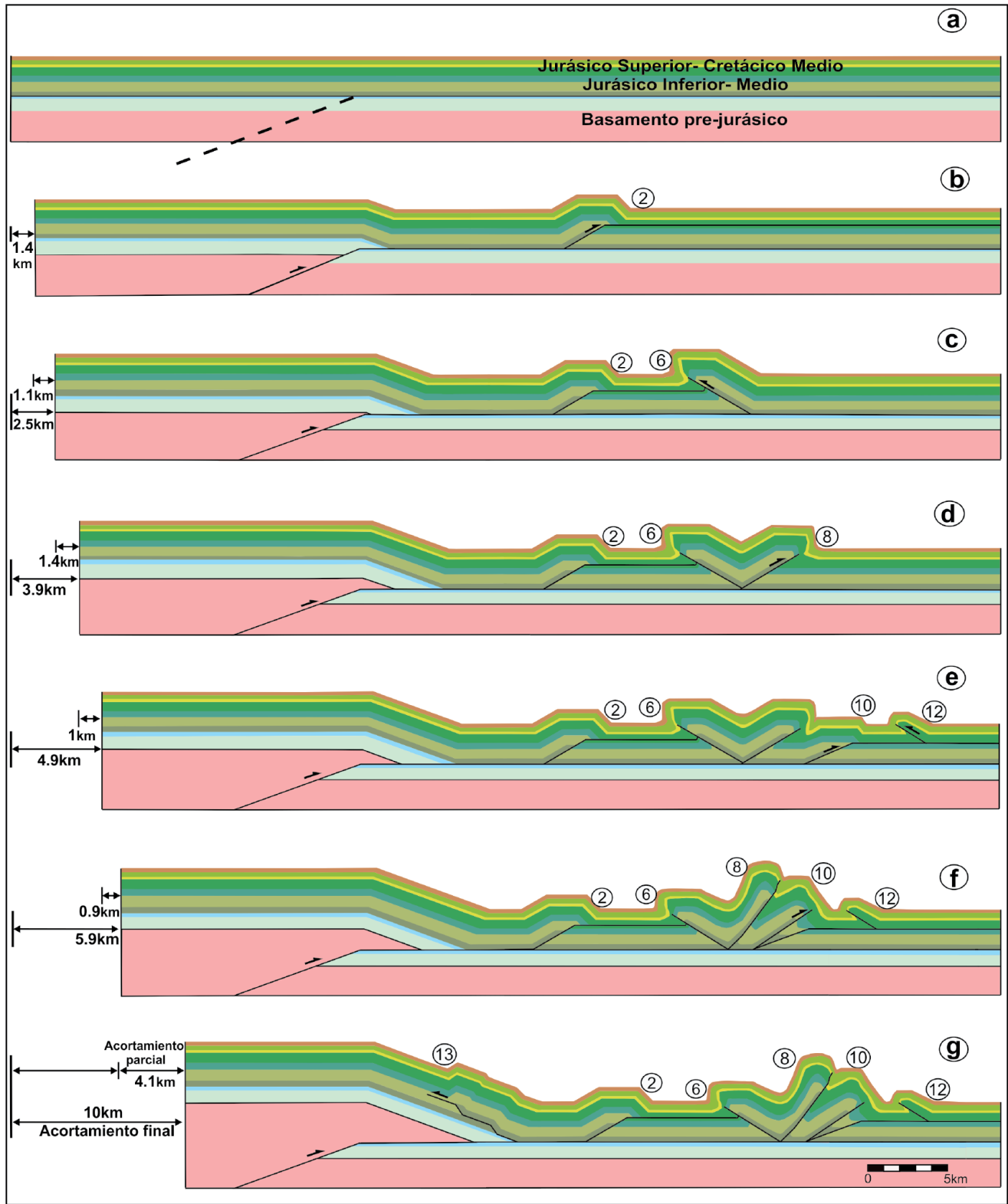


Figura 7: Evolución cinemática propuesta para la sección estructural estudiada (Figuras 3 y 6). a) Estadio inicial previo a la deformación. b) Inicio de la cuña de basamento. c) Formación de un pliegue por flexión de falla. d) Desarrollo de un retrocorrimiento y formación de una zona triangular. e) Formación de un pliegue por propagación que transporta pasivamente en su limbo trasero el pliegue anterior generando una estructura con geometría tipo *pop-up*. f) Un nuevo pliegue por flexión en el frente de avance y el desarrollo de un retrocorrimiento asociado. g) La estructura anterior es cortada a través de su limbo frontal por la misma falla. h) Generación del retrocorrimiento El Alamito que repite a la Formación Tordillo delante de la cuña de basamento. Referencias de los números de la figura 3.

de compresión habría ocurrido durante el Mioceno (Groeber 1929, Keidel 1925, Cobbold y Rossello 2003, Ramos y Kay 2006, Folguera *et al.* 2007, Garrido *et al.* 2012). El pulso de deformación cretácica fue determinado a partir de datos de edades Ar^{40}/Ar^{39} de enfriamiento de plutones durante su exhumación (Kay 2002) y el análisis de trazas de fisión (Folguera *et al.* 2007). Tal como hemos descrito en un apartado anterior, nuestras observaciones de campo permiten reconocer que el eje del sinclinal Mayal (Fig. 3a) se encuentra afectado por los cuerpos intrusivos que conforman la Sierra del Mayal. Estas rocas poseen una edad Ar^{40}/Ar^{39} de $39,7 \pm 0,2$ Ma (Cobbold y Rossello 2003) que permiten inferir un pulso compresivo pre-Eoceno, responsable al menos de parte del plegamiento observado en este sector de la faja corrida y plegada de Chos Malal, de manera coincidente con la propuesta del inicio de la compresión andina a fines del Cretácico. El pulso de deformación de edad Miocena fue acotado a partir del estudio de depósitos sinorogénicos de la misma edad que se apoyan discordantemente sobre diferentes unidades mesozoicas (Zapata *et al.* 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2007). Por otro lado, Kozłowski *et al.* (1996) y Cobbold y Rossello (2003) señalan tres fases principales de deformación compresiva para la faja corrida y plegada de Chos Malal, la fase Peruviana (Cretácico Tardío), la Incaica (Paleógeno) y la Quechua (Neógeno). Estructuras cuaternarias diversas han sido observadas en la región, lo cual evidencia que la orogenia Andina continúa siendo activa en el área, si bien está en actual discusión cual es el régimen tectónico que opera localmente. Entre las posibles hipótesis, se ha propuesto la existencia de un régimen extensivo en base a la observación de fallas normales en las proximidades del volcán Tromen (Folguera *et al.* 2008, Gianni *et al.* 2012). Alternativamente, Galland *et al.* (2007) y Messenger *et al.* (2010) sugieren una tectónica local bajo un campo de esfuerzos compresivos a partir de plegamiento y fracturación observado en las coladas provenientes del volcán Tromen y elevación de las terrazas del río Neuquén.

Una tercera interpretación evalúa la coexistencia de ambos tipos de estructuras proponiendo desplazamientos laterales y un cierto grado de partición de la deformación (Backé *et al.* 2006, Sagripanti *et al.* 2012).

EVOLUCIÓN CINEMÁTICA

La interpretación cinemática propuesta para este sector de la faja corrida y plegada de Chos Malal se realizó considerando las estructuras reconstruidas en el perfil estructural y su respectiva restitución (Fig. 6), así como también teniendo en cuenta la relación genética existente entre las mismas. El resultado es un modelo en el cual se expone una cinemática relativa de la deformación que permite visualizar con precisión la vinculación espacial y temporal entre las estructuras estudiadas. Aunque no se cuenta con datos propios acerca de la edad absoluta de la deformación, en base a lo descrito en el apartado anterior, asumimos que las estructuras de nuestra sección se habrían desarrollado a partir del Cretácico Tardío y alcanzando posiblemente su configuración completa durante el importante pulso compresivo mioceno. La interpretación realizada se efectuó utilizando el programa *Fault Fold Forward* (Allmendinger 2012), con el cual se modelaron cada uno de los diferentes estadios de la evolución en la secuencia de deformación propuesta a continuación. Como ya hemos descrito, la faja corrida y plegada de Chos Malal se caracteriza por la participación del basamento en la deformación, demostrado claramente por la exposición de rocas pre-jurásicas en la cordillera del Viento. En nuestra interpretación cinemática, si bien no descartamos que exista cierto grado de inversión tectónica, principalmente en los estadios iniciales de la deformación, se consideró el modelo de una cuña de basamento que se inserta a lo largo de las evaporitas de la Formación Auquilco y genera la deformación de piel fina desarrollada hacia el este.

La evolución estructural propuesta se inicia con la formación de la cuña de basamento, asociada a un corrimiento que

corta las unidades estratigráficas basales hasta alcanzar las evaporitas de la Formación Auquilco. Esta cuña transmite el desplazamiento hacia el antepaís y origina todas las estructuras de piel fina ubicadas al este de la cordillera del Viento en las diferentes etapas de la evolución estructural interpretada. En una etapa inicial del levantamiento de la cuña de basamento se desarrolla simultáneamente el anticlinal Mayal (Fig. 7b). Interpretamos a este anticlinal como un pliegue por flexión en falla siguiendo los modelos geométricos propuestos por Suppe (1983), con su limbo dorsal de bajo ángulo de buzamiento y su limbo frontal más empinado. El acortamiento resultante de esta estructura es de 1,4 kilómetros. El nivel de despegue inferior de este pliegue es la Formación Auquilco mientras que el llano superior lo constituyen las lutitas del Miembro Pilmatué de la Formación Agrío. Esta geometría escalonada llano-rampa-llano, típica de las fajas corridas y plegadas, posibilita la transferencia de parte del desplazamiento a las unidades más jóvenes ubicadas por encima del nivel de despegue superior. En la región estudiada, dicha transmisión de la deformación permitiría explicar algunas de las complejas estructuras que repiten al Miembro Avilé (Turienzo *et al.* 2012).

Con el progreso de la deformación hacia el este y en secuencia normal, se genera un retrocorrimiento al cual se asocia el anticlinal Chos Malal (Fig. 7c). Este pliegue volcado hacia el oeste implica un acortamiento de 1,1 kilómetros. Esta estructura es trasladada pasivamente en el limbo trasero del anticlinal Las Máquinas, el cual se encuentra inmediatamente al este y presenta una marcada vergencia oriental (Fig. 7d). El acortamiento asociado al desarrollo del anticlinal las Máquinas es de 1,4 kilómetros. La combinación de estos dos anticlinales con vergencia opuesta da lugar a una configuración geométrica tipo *pop-up*. Ambos pliegues fueron interpretados como pliegues por propagación de falla con cizalla triangular (*trishear fault-propagation folds*, Erslev 1991), con despegue en la Formación Auquilco. Los corrimientos asociados a dichos pliegues

son fallas ciegas, con una relación propagación/deslizamiento de 1,5 (p/s), siendo este parámetro una de las principales variables que controlan la geometría de este tipo de pliegues por propagación.

El continuo avance de la cuña de basamento hacia el antepaís da lugar a la formación de una nueva falla buzante 30° al oeste que al alcanzar los niveles de pelíticos del Miembro Pilmatué de la Formación Agrío continua como llano, originando un incipiente pliegue por flexión de falla (Fig. 7e). El acortamiento transferido por el pliegue por flexión es absorbido mediante el desarrollo simultáneo del Anticlinal La Salada, interpretado como un pliegue por propagación de falla con vergencia occidental. Con la continuidad de la contracción, el limbo frontal del pliegue por flexión, anticlinal Codo del Curí Leuvú (Fig. 7f), es cortado por una ramificación de la misma falla que le dio origen (*breakthrough fault-propagation folds* de Suppe y Medwedeff 1990) generando así un aumento del buzamiento de las capas plegadas. En la región de encuentro de estos dos anticlinales con vergencias opuestas se origina una zona triangular donde tiene lugar el sinclinal Codo del Curí Leuvú (Fig. 7f).

En la última etapa de nuestra reconstrucción cinemática se genera un retrocorrimiento delante de la cuña de basamento, el cual cabalga a la Formación Tordillo sobre la Formación Vaca Muerta (Fig. 7g). Si bien no se dispone de elementos para discriminar en qué momento de la evolución cinemática propuesta se originó dicha estructura retrovergente, consideramos que es factible un origen tardío y fuera de secuencia luego de que las estructuras del sector oriental han alcanzado un desarrollo importante, haciendo cada vez más difícil la continuación de la secuencia de propagación hacia el antepaís y favoreciendo la formación de estructuras en el sector interno del orógeno. Con el objeto de ajustar lo mejor posible la reconstrucción en profundidad con los datos de superficie, dicha estructura fue interpretada como un retrocorrimiento con dos rampas en su recorrido (Fig. 7g). La primera rampa corta y duplica a la Formación

Tordillo por una distancia considerable, mientras que la segunda rampa corta a través de la Formación Vaca Muerta montando sobre ésta a los estratos rojizos de la Formación Tordillo tal como se observa actualmente en el terreno (Fig. 4). Esta importante duplicación en la Formación Tordillo, necesaria para completar el espacio en nuestra sección balanceada, es la responsable del notable acortamiento en esta etapa de deformación. Esperamos que la integración de esta sección con otras que se confeccionaran en zonas aledañas permita un mejor ajuste de esta estructura para obtener un acortamiento representativo de la misma en toda la región de estudio.

CONCLUSIONES

En base a numerosos datos estructurales relevados en el terreno, se confeccionó una sección estructural balanceada que ilustra las principales estructuras que forman la faja corrida y plegada de Chos Malal a estas latitudes. La restitución de la sección permitió, además de asegurar su viabilidad geométrica, estimar un acortamiento tectónico de 10 km (26%). El reconocimiento en el campo de un retrocorrimiento que cabalga a la Formación Tordillo sobre la Formación Vaca Muerta, sirvió como sustento para proponer como nivel de despegue regional a las evaporitas de la Formación Auquílco e involucrar a la Formación Tordillo en la generación de los pliegues mayores dentro de la faja corrida y plegada de Chos Malal. La interpretación de la secuencia relativa de la deformación nos permitió plantear un modelo cinemático considerando a la estructura de la cordillera del Viento como una gran cuña de basamento que se inserta en la cubierta sedimentaria y da origen a las estructuras de piel fina ubicadas hacia el antepaís. Algunas de las principales estructuras que conforman esta zona de deformación de piel fina fueron interpretadas como pliegues por flexión en falla y otras como pliegues por propagación de falla, frecuentemente volcados tanto al este como al oeste, y esta interacción de vergencias produce

estructuras tipo *pop-up* y zonas triangulares que confieren una mayor complejidad estructural. Todas las estructuras en la sección interpretada se formaron en respuesta a la compresión andina que, según la mayoría de los autores que han trabajado en la región, habría ocurrido en dos principales eventos, el primero durante Cretácico tardío y el segundo en el Mioceno. Nuestras observaciones de campo en la zona de la Sierra del Mayal, donde rocas andesíticas de edad eocena intruyen y distorsionan a una estructura sinclinal allí presente, sugieren un pulso de deformación pre-Eoceno. Esta apreciación apoya la existencia de un pulso de deformación antiguo que sumado al reconocido evento compresivo Mioceno dan lugar al completo desarrollo de la faja corrida y plegada de Chos Malal.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue realizado con el aporte financiero de subsidios otorgados por el Conicet y la Anpeyt a Luis Dimieri, y el apoyo logístico brindado por el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur e INGEOSUR-CONICET. Los autores agradecen la revisión del Dr. Matías Ghiglione y el editor Dr. Pablo Pazos que permitieron mejorar este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W. 2012. *FaultFoldForward.v.6*. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultfoldforward-v-6.html>
- Backé, G., Hervouët, Y. y Dhont, D. 2006. Cenozoic extension vs. Compression in the central Neuquén basin (S 37° - S 36°, Argentina). En Kay, S., Ramos, V. y Dickinson, W. (eds.) *Backbone of the Americas: Ridge collision, shallow subduction and plateau uplift*. Geological Society of America, Abstracts with programs 2: 111-112, Boulder.
- Both, J.L.M. y Coward, M.P. 1996. Basement faulting and inversión of the NW Neuquén Basin, Argentina. 3° Internacional Symposium on Andean Geodynamics: 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: 275-282.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* 26: 1-37, Santiago.
- Chaveau, V., Nivière, B., Cobbold, P., Rossello, E., Ballard, J. y Eichenseer, H. 1996. Structure of the Andean foothills, Chos Malal region, Neuquén Basin, Argentina. 3° International Symposium on Andean Geodynamics: 295-298.
- 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.
- Erslev, E.A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19: 617-620.
- Fennell, L.M., Fabiano, J.J., Molnar, N., Sagripanti, L., Rojas Vera, E.A., Ruiz, F., Giménez, M. y Folguera, A. 2012. El rol de la inversión tectónica en el levantamiento de grandes bloques cordilleranos: el caso de la Cordillera del Viento en la faja de Chos Malal, provincia de Neuquén. 15° Reunión de Tectónica, Actas en CD: 49-50, San Juan.
- Fernández, D.E. y Pazos, P.J. 2012. Ichnology of marginal marine facies of the Agrio Formation (Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina) at its type locality. *Ameghiniana* 49: 505-524.
- 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.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 407: 19-60.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Zapata, T. y Spagnuolo, M. 2007. Andean evolution at the Guanacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'-37°S). *Journal of Geodynamics* 44: 129-148.
- Folguera, A., Bottesi, G., Zapata T. y Ramos, V.A. 2008. Crustal collapse in the Andean back-arc since 2 Ma: Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40'-37°30'S). *Tectonophysics* 459: 140-160.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-breakup rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- 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.
- Garrido, A., Kramarz, A., Forasiepi, A. y Bond, M. 2012. Estratigrafía, mamíferos fósiles y edad de las secuencias volcanosedimentarias eoceno-miocenas de la sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas (provincia del Neuquén, Argentina). *Andean Geology* 39: 482-510.
- Gianni, G., Giménez, M., Sagripanti, L., Rusconi, F. y Folguera, A. 2012. La neotectónica en el flanco occidental del Tromen, frente orogénico andino a los 36°30'-37° S. 15° Reunión de Tectónica, Actas en CD: 63-64, San Juan.
- 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.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén Province. *Asociación Geológica Argentina*, 111 p., Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R., 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.
- Kay, S.M. 2002. Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 282-283, Calafate.
- 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. 1925. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Anales* 4: 251-312.
- Kietzmann D.A. y Vennari V.V. 2013. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 40: 41-65.
- Kozłowski, E.E., Cruz, C. y Sylwan, C.A. 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 15-26, Buenos Aires.
- 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., 2007. Análisis de biofacies y cambios relativos del nivel del mar en el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de Cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana* 44: 73-89.
- 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: 97-132.
- 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. 2001. Hoja Geológica 3969-I Zapala, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 275: 133 p.
- Leanza, H.A., Marchese, H.G. y Riggi, J.C. 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° I.S. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32: 190-208.
- Leanza, H.A., Mazzini, Corfu, A.F. Llambías, E.J. Svensen, H. Planke S. y Galland, O. 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachian earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U-Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 171-185.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis es-

- tratigráfico 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, 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 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., 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: 217-235.
- Messenger, G., Nivière B., Martino, J., Lacan, P. y Xavier, J.P. 2010. Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression en the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Tectonics* 29 (TC4003) doi:10.1029/2009TC002609.
- Pazos, P.J. 2009. Síntesis icnológica de las unidades marinas de la Cuenca Neuquina, nuevos datos y perspectivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 362-372.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En Yrigoyen M. R. (ed.) *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 99-118, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean cordillera. *Episodes* 22: 183-190.
- Ramos, V.A. y Barbieri, M. 1988. El volcanismo cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 18: 210-223.
- 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, Londres.
- 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.
- Rodríguez, D., Pazos, P.J. y Aguirre-Urreta, M.B. 2007. Lower Cretaceous ophiuroid trace fossils from the Neuquén Basin, western Argentina. En Bromley, R., Buatois, L.A., Mángano, G., Gemse, J. y Melchor, R. (eds.), *Sediment- Organism interactions: a Multifaceted Ichnology*, Society for Sedimentary Geology, Special Publication 88: 98-105.
- Sagripanti, L., Rojas Vera, E., Gianni, G., Rusconi, F., Ruiz, F., Folguera, A., Ramos, V. 2012. Reactivación neotectónica de la faja plegada y corrida de Chos Malal, evidencias en la vertiente occidental del volcán Tromen, Andes Centrales del sur. 15° Reunión de Tectónica, Acta en CD: 135-136, San Juan.
- Spalletti, L.A., Poire, D.G. y Veiga, G. D. 2001. Sedimentologic and sequences stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate-siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Sciences* 14: 609-624.
- Suppe, J. 1985. *Principles of Structural Geology*: New Jersey, Prentice-Hall, 537 p.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding: *Ecolgae Geologicae Helvetiae* 83: 409-454.
- 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.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Dimieri, L. y Lebinson, F. 2012. Repeticiones tectónicas andinas en la Formación Agrio (Cretácico inferior), Faja corrida y plegada de Chos Malal, Neuquén. 15° Reunión de Tectónica, Actas en CD: 154-155, San Juan.
- Uliana, M. A. y Biddle, K. T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18: 172-190.
- Uliana, M.A. y Dellape, D.A. 1981. Estratigrafía y evolución ambiental de la sucesión Maastrichtiana-Eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 673-711, San Luís.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Flint, S. 2002. Aeolian/fluviat interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 49: 1001-1019.
- 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 Weisink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Zamora Valcarce, G. y Zapata, T. 2005. Estilo estructural del frente de la faja plegada neuquina a los 37°S. 6° Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos, Actas en CD, Mar del Plata.
- 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.
- 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, 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 en CD, Mar del Plata.
- Zavala, C. 2000. Nuevos avances en la sedimentología y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco (Valanginiano) en la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 63: 40-54.
- 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.

Recibido: 31 de mayo, 2013

Aceptado: 26 de octubre, 2013