



Análisis geométrico y cinemático del anticlinal Chos Malal, provincia del Neuquén

Rocío del Cielo, FRÍAS SABA¹, Natalia Paola SÁNCHEZ^{1,2}, Martín Miguel TURIENZO^{1,2}, Fernando Oscar LEBINSON^{1,2}

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

² Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), CONICET-UNS.

E-mail: rociocielo11@gmail.com

Editor: José F. Mescua

Recibido: 21 de diciembre de 2020.

Aceptado: 17 de mayo de 2021.

RESUMEN

El anticlinal Chos Malal, el cual involucra a las secuencias sedimentarias del Jurásico Superior – Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina, se extiende ~9 km con un rumbo N-S y tiene una longitud de onda de ~3 km. Puede caracterizarse como un pliegue asimétrico, cerrado, volcado hacia el oeste y con eje doblemente buzante que se hunde 9°N y 9°S. El limbo frontal está invertido, presenta un adelgazamiento de ~19-23 % y es atravesado por un retrocorrimiento. Por sus características el anticlinal Chos Malal es interpretado como un pliegue por propagación de falla transportado. El acortamiento calculado a partir de dos secciones estructurales balanceadas es de 1.6 km (27.6 %) y 2 km (32 %) para las zonas norte y sur respectivamente. El análisis del patrón de fracturación en rocas de la Formación Mulichinco en distintos sectores del anticlinal permitió distinguir cuatro juegos de diaclasas: N-S, E-O, NE-SO y ONO-ESE. Estas fracturas son compatibles con un esfuerzo máximo compresivo (σ_1) en dirección E-O, similar al que originó el anticlinal Chos Malal.

Palabras clave: Anticlinal, pliegue por propagación de falla, modelo cinemático, diaclasas.

ABSTRACT

Geometric and kinematic analysis of the Chos Malal Anticline, Neuquén province.

The Chos Malal anticline, which involves the Upper Jurassic - Lower Cretaceous sedimentary sequences of the Neuquén Basin, extends ~9 km with N-S trend and have a wavelength of ~3 km. This fold is asymmetric, closed, overturned to the west and with a doubly-plunging fold axis 9°N and 9°S. The forelimb is overturned, has a thinning of ~19-23 %, and it is cut by a backthrust. Based on these features the Chos Malal anticline is interpreted as a transported fault-propagation fold. The shortening calculated from two balanced cross-sections is 1.6 km (27.6 %) and 2 km (32 %) at the north and south areas respectively. The analysis of the fracture pattern in Mulichinco Formation's rocks, in different sectors of the anticline, allowed us to recognize four fracture sets: N-S, E-W, NE-SW, and WNW-ESE. These fractures agree with a maximum compressive stress (σ_1) in E-O direction, the same that originated the Chos Malal anticline.

Keywords: Anticline, fault-propagation fold, kinematic model, joints.

INTRODUCCIÓN

Analizar la geometría y cinemática de las estructuras es esencial a la hora de caracterizar el estilo estructural de un cinturón orogénico. El interés por comprender el desarrollo

geométrico de los pliegues y su relación con los corrimientos se remonta hacia finales del siglo XIX y principios del siglo XX, cuando se realizaron algunos de los primeros modelos y estudios para comprender los mecanismos de plegamiento y fallamiento (Heim 1878, Peach 1888, Cadell 1889, Buxtorf

1916, Rich 1934, entre otros). El fuerte desarrollo de la industria petrolera en la segunda mitad del siglo XX reveló la necesidad e importancia de conocer con exactitud la geometría de las estructuras en subsuelo. Así, durante las décadas de los 80 y 90, surgieron los modelos clásicos de pliegues relacionados a fallas (*fault-related folds*), con geometría tipo *kink* y sustentados en las premisas de conservación de áreas y longitudes de capas, que permiten reconstruir completamente una estructura conociendo sólo algunos parámetros del pliegue (Suppe 1983, 1985, Suppe y Medwedeff 1990, Jamison 1987, Mitra 1990, 2002, Poblet 2004, entre otros). En los últimos años, las ecuaciones que rigen estos modelos de plegamiento fueron incorporadas a programas que permiten modelarlos de manera digital, sin embargo, la gran vigencia de dichos modelos se debe a su versatilidad y facilidad para realizar manualmente las interpretaciones en base a datos sencillos como por ejemplo el buzamiento de los flancos.

En la faja plegada y corrida de Chos Malal, al norte de la provincia del Neuquén (Figs. 1a y b), se encuentran expuestos pliegues de diversas escalas y características que involucran a las secuencias sedimentarias mesozoicas de la Cuenca Neuquina. Aunque muchos de ellos han sido interpretados por diferentes autores en perfiles regionales, existe una carencia de trabajos de detalle que ilustren la geometría particular de cada estructura. El anticlinal Chos Malal, localizado entre la Cordillera del Viento y el volcán Tromen (Fig. 1c), es un pliegue de rumbo N-S y vergencia al oeste cuyo limbo frontal se encuentra invertido, adelgazado y fallado. Estas características particulares, sumadas a los excelentes afloramientos y su relativamente fácil acceso, ofrecen un escenario ideal para estudiar detalladamente esta estructura. El objetivo principal de este trabajo es analizar la geometría y cinemática del anticlinal Chos Malal, esencialmente en base a datos estructurales de campo. Para estudiar las características de este pliegue en toda su extensión, se realizó un mapa geológico detallado y dos secciones estructurales E-O, sobre las cuales se intensificó la medición para reconocer y diferenciar los dominios de buzamiento. Se midió el espesor estratigráfico real de una misma secuencia sedimentaria en el limbo trasero y en el limbo frontal del anticlinal, con el objeto de probar y cuantificar las posibles variaciones de espesor entre ambos flancos. En base a estos parámetros, se reconstruyó la estructura completa utilizando el modelo de pliegue relacionado a falla que mejor se ajusta a los datos relevados. Adicionalmente se estudió el patrón de fracturación en diferentes sectores del pliegue, a fin de evaluar la relación entre la deformación a meso escala y los esfuerzos regionales que generaron el pliegue. Por último, se analizó el desarrollo

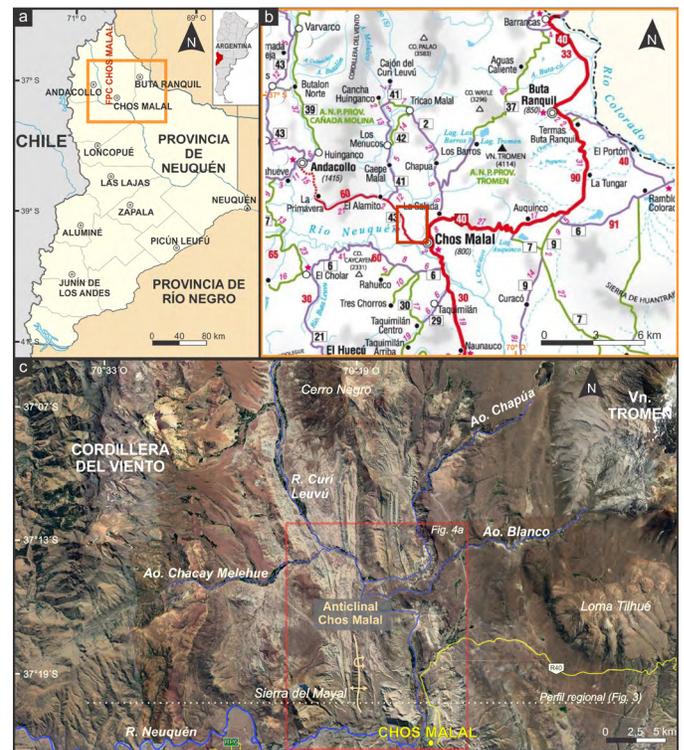


Figura 1. a-b) Ubicación de la faja plegada y corrida (FPC) de Chos Malal en el norte de la Provincia del Neuquén b) Accesos a la región de estudio, por las rutas nacional 40 y provincial 43; c) Imagen satelital de la zona entre la Cordillera del Viento y el Volcán Tromen, donde se encuentra el anticlinal Chos Malal.

secuencial del anticlinal Chos Malal, cuantificando su acortamiento y evaluando su contribución a la estructuración de la faja plegada y corrida de Chos Malal.

MARCO GEOLÓGICO

Contexto tectono-estratigráfico

Las unidades más antiguas que conforman el basamento de la región se encuentran expuestas sobre el sector occidental de la Cordillera del Viento, al oeste del área de estudio (Figs. 1c y 2). Este basamento incluye sedimentitas marinas, rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad paleozoica tardía, intensamente deformadas, y rocas plutónicas y volcánicas de edad pérmica-triásica temprana (Llambías et al. 2007, Giacomosa et al. 2014). La generación de hemigrábenes de rumbo dominante NO durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano dio lugar a la acumulación de depósitos volcánicos y volcanoclásticos de sin-rift, expuestos en el flanco oriental de la Cordillera del Viento (Llambías et al. 2007, Suárez y Gonzalez 2018, Zappettini et al. 2018). Entre el Jurásico y el Cretácico Temprano se desarrollaron en la Cuenca Neuquina numerosos ciclos marinos transgresivos-regresivos, controlados por subsiden-

cia térmica, vinculados a períodos de conexión y desconexión con el océano Pacífico (Legarreta y Uliana 1991, Howell et al. 2005, Arregui et al. 2011). Las rocas depositadas durante estos ciclos conforman los Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Bajada del Agrio, los cuales afloran al este de la Cordillera del Viento (Fig. 2). El Grupo Cuyo (Pliensbachiano-Calloviano), en este sector de la cuenca, está principalmente compuesto por una potente sucesión pelítica de la Formación Los Molles, con algunos bancos carbonáticos basales, y culmina en una etapa de desecación representada por un delgado nivel evaporítico de la Formación Tábanos (Llambías y Leanza 2005, Leanza et al. 2013). El Grupo Lotena (Calloviano-Oxfordiano), contiene rocas sedimentarias clásticas, carbonáticas y evaporíticas de las Formaciones Lotena, La Manga y Auquillo respectivamente. Durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano se acumularon alternadamente rocas continentales y marinas incluidas en el Grupo Mendoza (Kimmerdigiano-Barremiano), ampliamente representado en la faja plegada y corrida de Chos Malal, el cual incluye a las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio. Particularmente, la Formación Agrio se divide en los Miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula, el primero y el último dominados por potentes sucesiones de margas y pelitas con abundantes fósiles de origen marino, separados por bancos de areniscas de origen fluvial y eólico del Miembro Avilé (Fig. 2). El Grupo Bajada del Agrio (Barremiano-Albiano) incluye a la Formación Huitrín, la cual contiene rocas carbonáticas y evaporíticas que evidencian la conexión final entre la Cuenca Neuquina y el océano Pacífico, y a la Formación Rayoso que representa la continentalización del área. La acumulación de sedimentos continentales continuó en el Cretácico Tardío con el Grupo Neuquén (Cenomaniano-Campaniano), marcando la evolución de la cuenca a un estadio de antepaís como consecuencia del inicio de la tectónica compresional andina (Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006, Tunik et al. 2010).

La actividad magmática entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno está evidenciada en la región por rocas ígneas intrusivas y extrusivas del Grupo Naunauco (Zamora Valcarce et al. 2006a), vinculadas al crecimiento y expansión del arco volcánico (Kay et al. 2006). En la zona de estudio este magmatismo causó las intrusiones que formaron la sierra del Mayal (Fig. 1c), con una edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar de 39.9 Ma (Cobbold y Rossello 2003). El Cerro Negro, unos 15 km al norte del anticlinal Chos Malal (Figs. 1c y 2), tiene edades U-Pb en circones de aproximadamente 11.6 Ma que indican una coexistencia entre el magmatismo de arco Neógeno y la contracción en la faja plegada y corrida de Chos Malal (Gürer et al. 2016). Finalmente, al este de la zona de estudio afloran

rocas volcánicas cuaternarias, producto de un magmatismo de retroarco (intraplaca) que originó el agrupamiento volcánico Tromen-Tilhué (Galland et al. 2007, Llambías et al. 2011).

Contexto estructural

La deformación compresiva en los Andes del norte neuquino ocurrió durante dos pulsos principales, uno durante el Cretácico Tardío-Paleógeno y otro durante el Mioceno Medio-Tardío (Cobbold y Rossello 2003, Ramos y Folguera 2005, Tunik et al. 2010, Rojas Vera et al. 2015, Sánchez et al. 2018), los cuales deformaron a los sedimentos mesozoicos de la Cuenca Neuquina y a su substrato. Como resultado de esta contracción se originaron diversos cordones de deformación, agrupados al norte de la provincia del Neuquén en la faja plegada y corrida de Chos Malal. La misma se caracteriza

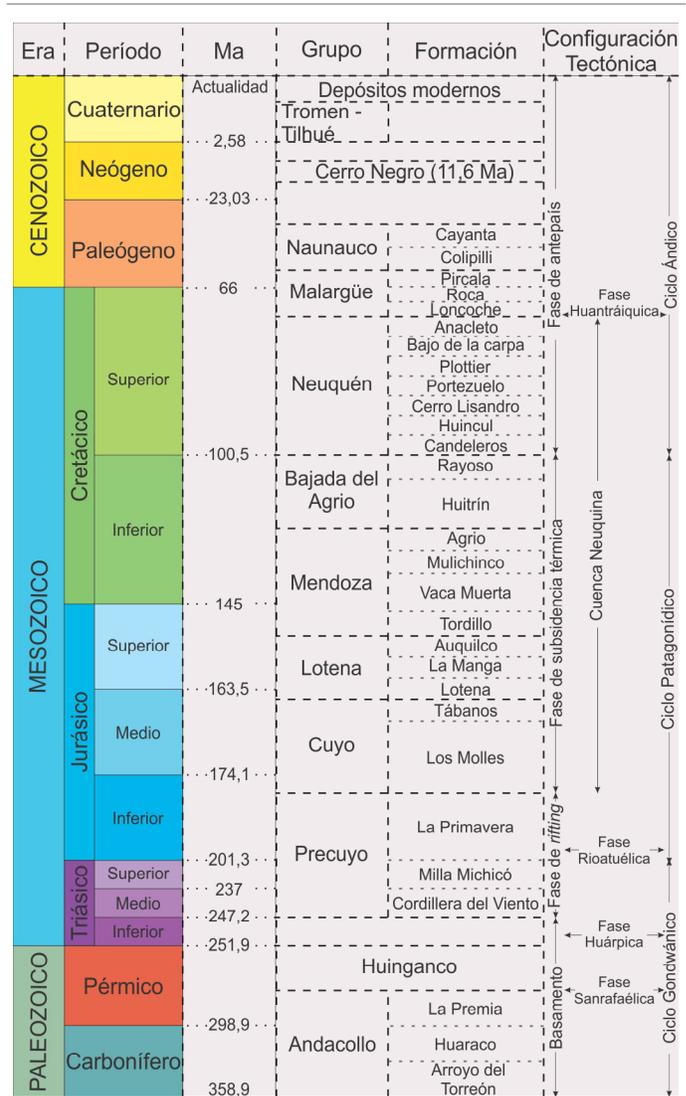


Figura 2. Columna estratigráfica del área de estudio y sectores aledaños basada en Gulisano y Gutierrez Pleimling (1995), Leanza (2003, 2009), Leanza et al. (2005, 2013), Llambías et al. (2007), Tunik et al. (2010), entre otros.

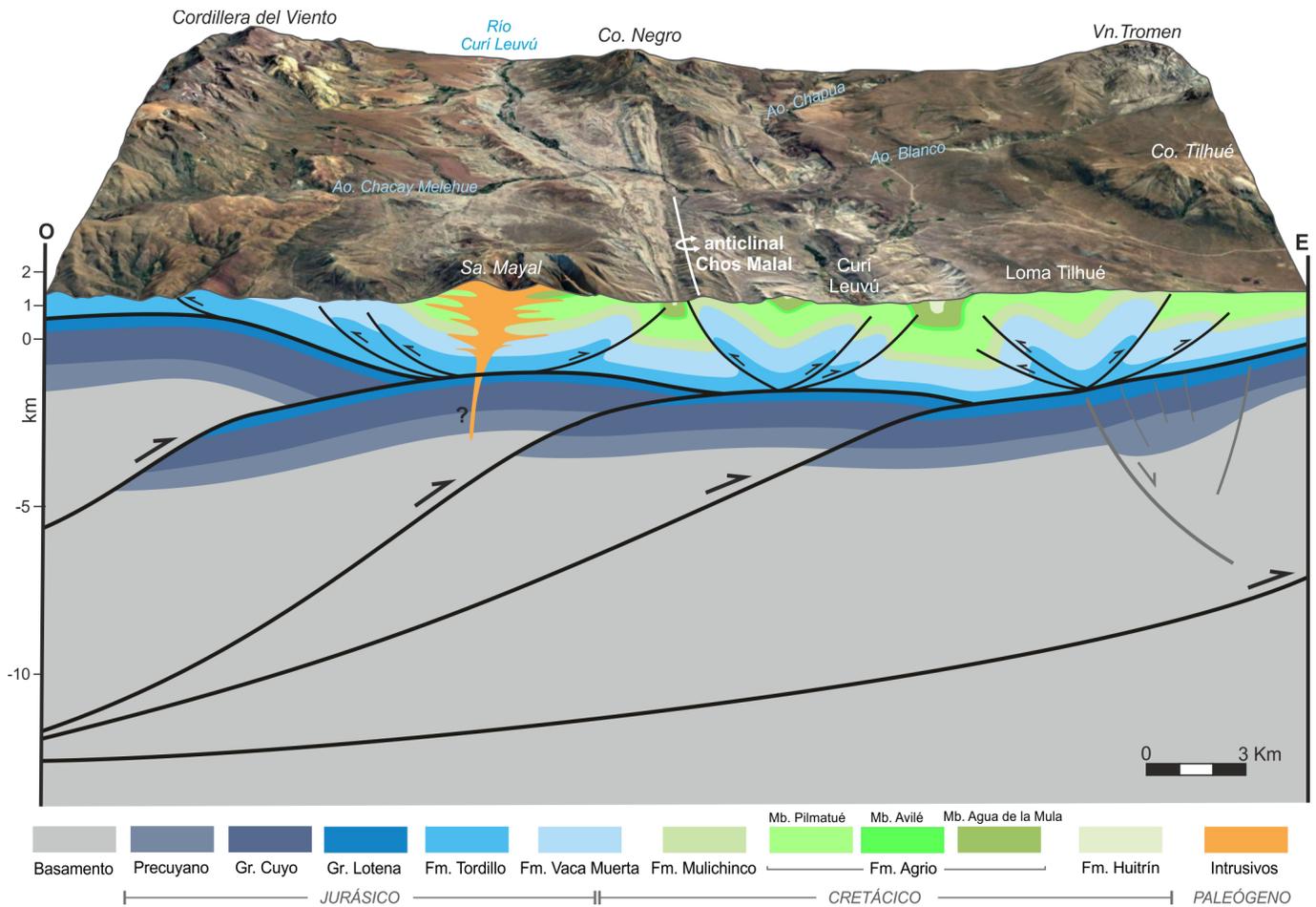


Figura 3. Sección estructural O-E mostrando las principales estructuras de la zona interna de la faja plegada y corrida de Chos Malal (modificado de Sánchez et al. 2015). La Cordillera del Viento y otras estructuras de piel gruesa en subsuelo, forman pliegues de primer orden que se insertan en las evaporitas al tope del Grupo Lotena generando pliegues de segundo orden en la cubierta sedimentaria.

por ser un cinturón orogénico de piel gruesa, es decir con participación del basamento en la deformación. En la zona interna el basamento se encuentra expuesto en la Cordillera del Viento, mientras que en la zona oriental su participación fue reconocida mediante información de subsuelo (Kozłowski et al. 1996, 1998, Zapata et al. 1999, Cobbold y Rossello 2003, Sánchez et al. 2014, 2015, Turienzo et al. 2018, 2020). La estructura de la zona interna de la faja plegada y corrida de Chos Malal, entre la Cordillera del Viento y el volcán Tromen (Fig. 3), está configurada por un sistema de corrimientos profundos que involucran al basamento y se unen a un despegue en la cubierta sedimentaria causando una importante deformación de piel fina (Sánchez et al. 2014, 2015, Turienzo et al. 2014, 2018). La principal estructura de piel gruesa en el sector es sin duda el anticlinal de la Cordillera del Viento, aunque otras estructuras de similares características fueron interpretadas en profundidad con la ayuda de información sísmica (Sánchez et al. 2015). Estas escamas o cuñas de basamento confor-

man estructuras de primer orden, de gran longitud de onda (>7-8 km), que se trasladan sobre un nivel de despegue en las evaporitas jurásicas de la Formación Auquillo al tope del Grupo Lotena (Fig. 3). Esta unidad ha sido interpretada como el principal nivel de despegue en la mayoría de las secciones estructurales construidas en las fajas plegadas y corridas del norte neuquino (Zapata et al. 1999, Zamora Valcarce et al. 2006a, 2009, Rojas Vera et al. 2014, 2015, Sánchez et al. 2014, 2015, Turienzo et al. 2014, 2018, Lebinson et al. 2015, 2018, Aramendia et al. 2019, Irastorza et al. 2019, entre otros). La contracción por encima de este despegue produce anticlinales de segundo orden, con longitudes de onda entre ~3-4 km y vergencia tanto al este como al oeste, que involucran al Grupo Mendoza y unidades suprayacentes (Fig. 3). Uno de estos pliegues de segundo orden es el anticlinal Chos Malal, con vergencia occidental, cuyo estudio detallado es objeto del presente trabajo.

METODOLOGÍA

Para estudiar las características en superficie del anticlinal Chos Malal y las estructuras circundantes se realizó un relevamiento geológico detallado del área de estudio, en donde se midieron más de 200 datos estructurales (rumbo y buzamiento) posicionados mediante GPS, los cuales volcados sobre una imagen satelital y con el programa QGIS 2.10.1 permitieron confeccionar el mapa geológico a escala 1: 35000 (Fig. 4). Se efectuaron en el terreno dos transectas estructurales de orientación aproximada E-O (A-A' y B-B', Fig. 4) sobre las cuales se densificó la medición de buzamientos para luego realizar la reconstrucción geométrica del anticlinal Chos Malal. Para estimar y cuantificar las posibles variaciones de espesor de las secuencias sedimentarias plegadas, se midió con báculo de Jacob el espesor real del Miembro Agua de la Mula, por ser ésta la única unidad expuesta completamente desde base a techo en ambos flancos del anticlinal. Adicionalmente, a lo largo de estos perfiles, se eligieron 9 sitios para efectuar estaciones estructurales sobre bancos de la Formación Mulichinco, distribuidos en ambos limbos y en la charnela del anticlinal (Fig. 4), en cada una de las cuales se midieron y describieron los juegos de diaclasas presentes. Todas las diaclasas medidas fueron graficadas y analizadas estadísticamente en la red estereográfica de igual área (Schmidt y Lambert), mediante los programas GEORient 9.5.1, Orient 3.6.3.3 y Geolokit 1.0, ilustrando sus trazas ciclográficas, los diagramas de densidad de polos y también diagramas de rosas, estos dos últimos permitiendo distinguir con más claridad las orientaciones dominantes. Con el fin de conocer la orientación de los diferentes juegos de fracturas con anterioridad al plegamiento de la secuencia sedimentaria, todas las diaclasas fueron rotadas en función de la posición del plano de estratificación que las contiene. Si al horizontalizar las fracturas las mismas se ordenan y agrupan de un modo más definido, se puede asumir que la mayoría de las fracturas se originaron en los estadios iniciales de la deformación. Esta metodología nos permite comparar fracturas relevadas en sectores del pliegue con buzamientos variables, en los cuales los planos de diaclasas medidos en el campo han sido rotados junto con el estrato durante el plegamiento.

RESULTADOS

Mapa geológico

En el área de estudio relevada afloran rocas sedimentarias cretácicas plegadas con rumbo dominante N-S, intruidas

por andesitas paleógenas en la sierra del Mayal y cubiertas en discordancia angular por depósitos modernos (Fig. 4a). La unidad más antigua expuesta en este sector es la Formación Mulichinco, alojada en el núcleo de los anticlinales Chos Malal y Las Máquinas (Fig. 4a). En los limbos de dichas estructuras se encuentran ampliamente expuestas las rocas de los Miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula de la Formación Agrio. Por otra parte, el Grupo Bajada del Agrio, mayormente representado por la Formación Huitrín en esta región, aflora en los núcleos de los sinclinales Cañada Seca, Chacay Melehue y Chos Malal (Fig. 4a). El anticlinal Mayal se localiza al este de la sierra homónima, con una charnela suave y bajo relieve debido al afloramiento de las pelitas del Miembro Pilmatué. Su flanco occidental no se observa completo porque fue afectado por las intrusiones paleógenas pero su flanco oriental presenta alto buzamiento, llegando incluso a invertirse en el contacto entre los Miembros Avilé y Agua de la Mula, definiendo con claridad su vergencia hacia el este (Fig. 3). Hacia el norte, el Miembro Avilé se encuentra plegado y repetido tectónicamente mediante retrocorrimientos (Fig. 4a), formando estructuras de tercer orden (Turienzo et al. 2014). Este estilo de deformación también se observa en el sector sudeste del mapa, en los flancos del sinclinal Chos Malal. El sinclinal Chacay Melehue es un pliegue muy apretado, de rumbo N-S (Fig. 4a), que posee ambos flancos con alto buzamiento (localmente invertidos). Esta importante deformación se debe a su localización en una zona triangular (Sánchez et al. 2015), formada por el encuentro entre el anticlinal Mayal de vergencia al este y el anticlinal Chos Malal de vergencia al oeste (Fig. 3).

Caracterización del anticlinal Chos Malal

El anticlinal Chos Malal se extiende por ~9 km con rumbo N-S, y presenta una longitud de onda de ~3 km, entre los sinclinales adyacentes Chacay Melehue y Chos Malal al oeste y este respectivamente (Figs. 4a y b). El núcleo del anticlinal origina un fuerte relieve debido a la mayor resistencia a la erosión de las rocas competentes de la Formación Mulichinco comparada con las pelitas de la Formación Agrio en sus flancos (Fig. 5a). En la figura 5 (b y c) se muestran algunas fotografías de la zona de charnela del anticlinal Chos Malal, tanto en su extremo norte como sur. Un rasgo llamativo se observa en las capas de la Formación Mulichinco plegadas en la charnela del anticlinal, las cuales están afectadas por dos fallas menores, con altos buzamientos y rumbo aproximado N15°O (Fig. 5b). Una de estas fallas evidencia un movimiento directo, con estrías cuyo *pitch* medido es de 90°, mientras que un segundo plano de falla contiene lineaciones con un *pitch* de 70° e indicando movimiento inverso. El flanco occi-

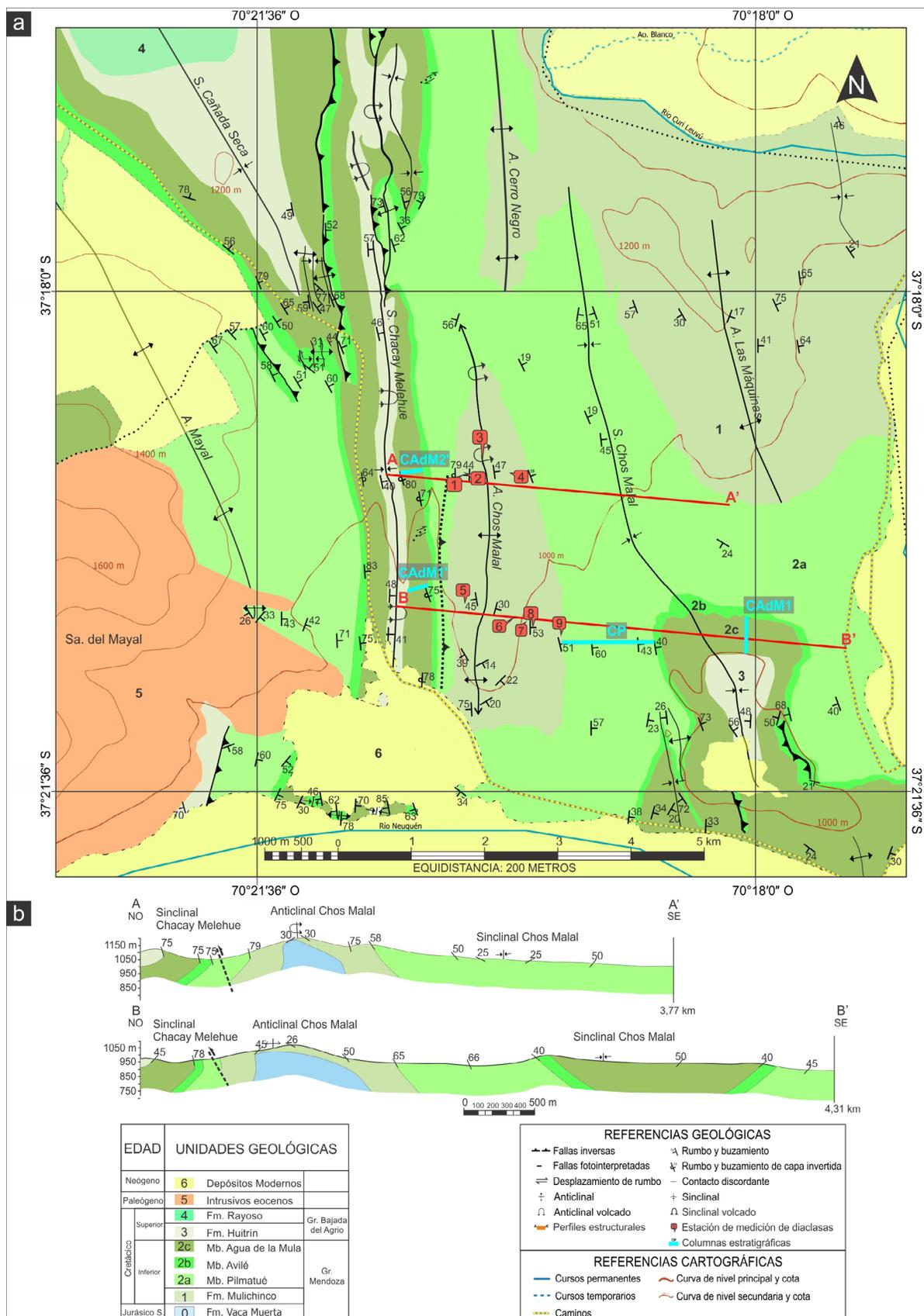


Figura 4. a) Mapa geológico del área de estudio. CP y CAAdM: columnas donde se midieron los espesores del Miembro Pilmatué y Agua de la Mula; b) Perfiles geológicos A-A' y B-B' con los datos de buzamiento medidos sobre el anticlinal Chos Malal.

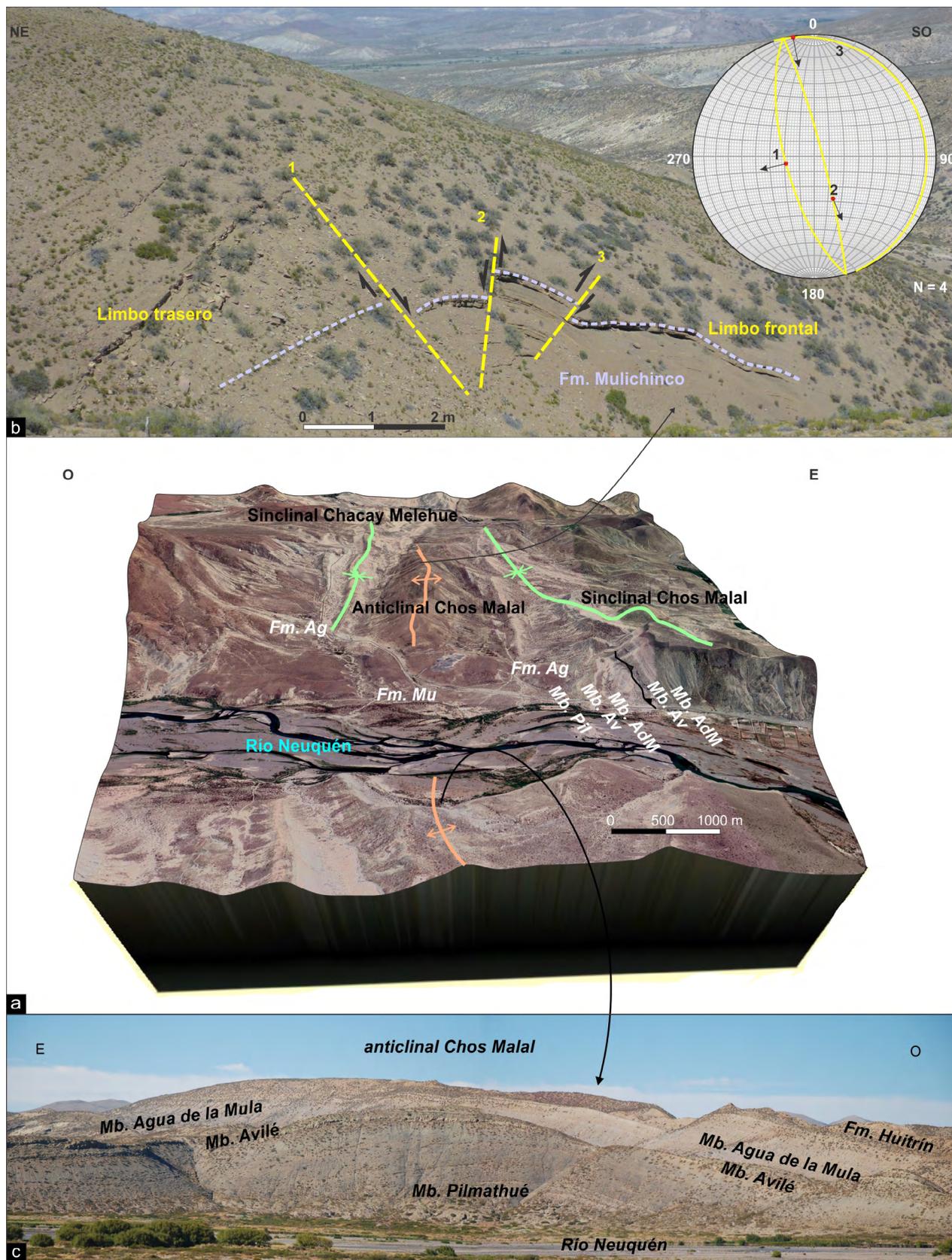


Figura 5. a) Imagen en 3D del anticlinal Chos Malal y estructuras adyacentes; b) Fotografía de la zona de charnela del anticlinal Chos Malal en el perfil norte, afectada por fallas menores (datos mostrados en la red estereográfica inserta); c) Fotografía de la charnela en el extremo austral del anticlinal, al sur del río Neuquén.

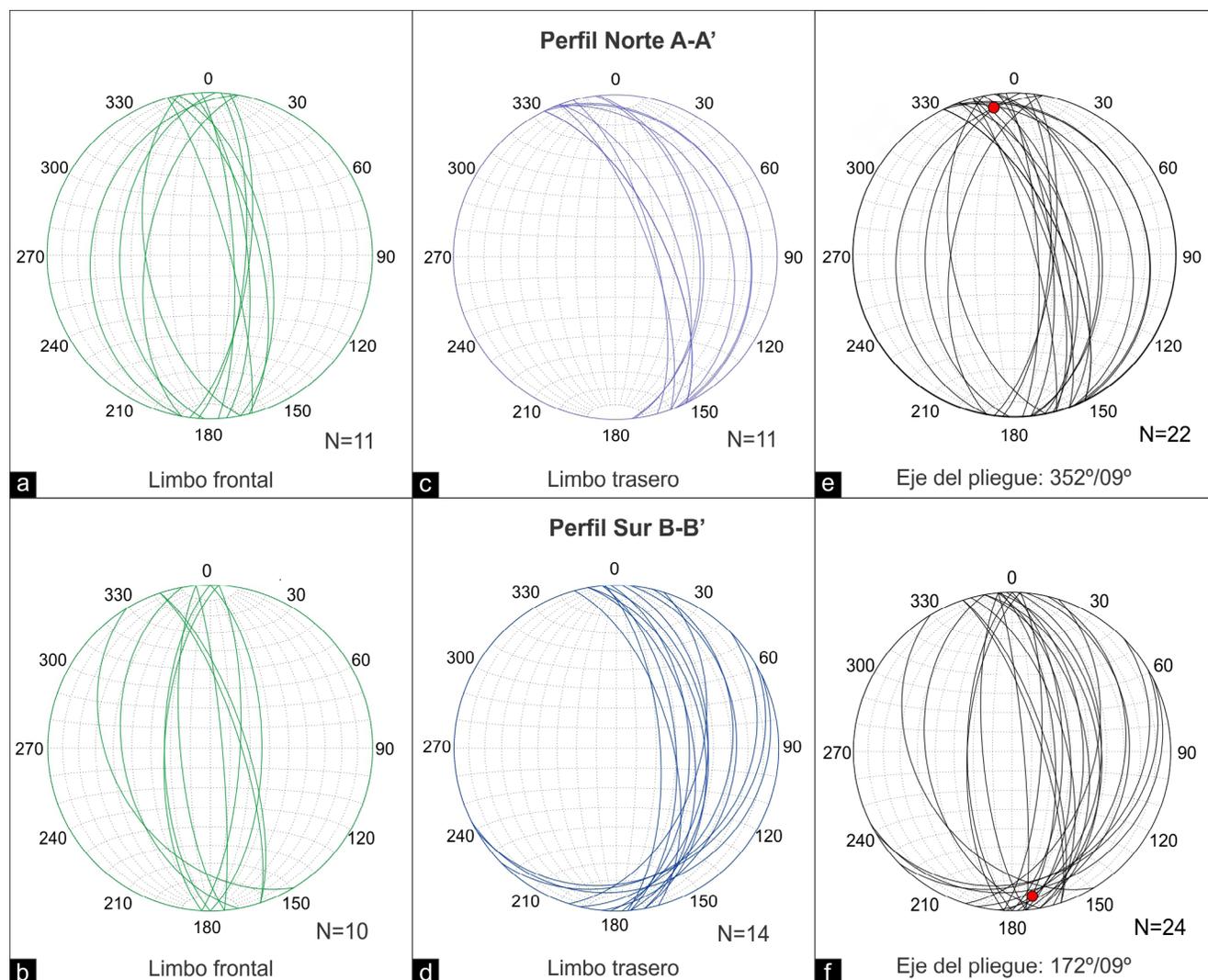


Figura 6. a-b) Orientaciones medidas en el limbo frontal del anticlinal Chos Malal en el sector norte y sur respectivamente; c-d) Orientaciones medidas en el limbo trasero; e-f) Representación de las orientaciones medidas en ambos limbos en la zona norte y sur respectivamente. Puntos rojos: eje del pliegue calculado en el sector norte ($352^{\circ}/9^{\circ}$) y sur ($172^{\circ}/9^{\circ}$).

dental del anticlinal Chos Malal presenta buzamientos hacia el oeste, que se incrementan desde 40° hasta 85° a medida que nos alejamos del núcleo. Al techo de la Formación Mulichinco y en las suprayacentes Formaciones Agrio y Huitrín la mayoría de las capas medidas se encuentran en posición invertida (Figs. 5 y 6 a-b) buzando hacia el este entre 70° y 79° . El limbo oriental es más extenso, con todas las capas en posición estratigráfica normal, y presenta valores de buzamiento variables entre 25° y 65° hacia el este (Figs. 4 y 6 c-d). Esta configuración resulta en un pliegue asimétrico, con vergencia hacia el oeste, y volcado a lo largo de gran parte de su rumbo. Otra característica importante es el ángulo interlimbo, cuyo valor de $\sim 50^{\circ}$ - 60° permite clasificarlo como un pliegue de tipo cerrado. A partir de todos los datos de buzamiento medidos en la zona norte, se determinó una inclinación del eje del pliegue de $\sim 9^{\circ}$ al N ($352^{\circ}/9^{\circ}$, Fig. 6e). Con la misma

metodología y los datos de buzamiento de la zona sur, se pudo estimar que allí el eje inclina $\sim 9^{\circ}$ al S ($172^{\circ}/9^{\circ}$, Fig. 6f). Este hundimiento del eje del pliegue hacia ambos extremos sugiere que se trata de un braquianticlinal, lo cual se ve reflejado con el afloramiento de la Formación Mulichinco en su parte central y la exposición de la Formación Agrio tanto hacia el norte como hacia el sur (Fig. 4).

Otro rasgo significativo observado durante el relevamiento del anticlinal, es que el ancho de afloramiento de los miembros pelíticos de la Formación Agrio es menor en el sector occidental del pliegue que en el oriental (Fig. 4). Tal diferencia es particularmente evidente en el Miembro Pilmatué, con extensas exposiciones al este, y un espesor medido en la columna CP de 720 m, mientras que está prácticamente ausente al oeste. En base a esa característica, y aunque no se pudieron encontrar evidencias directas de fallamiento en el campo, es

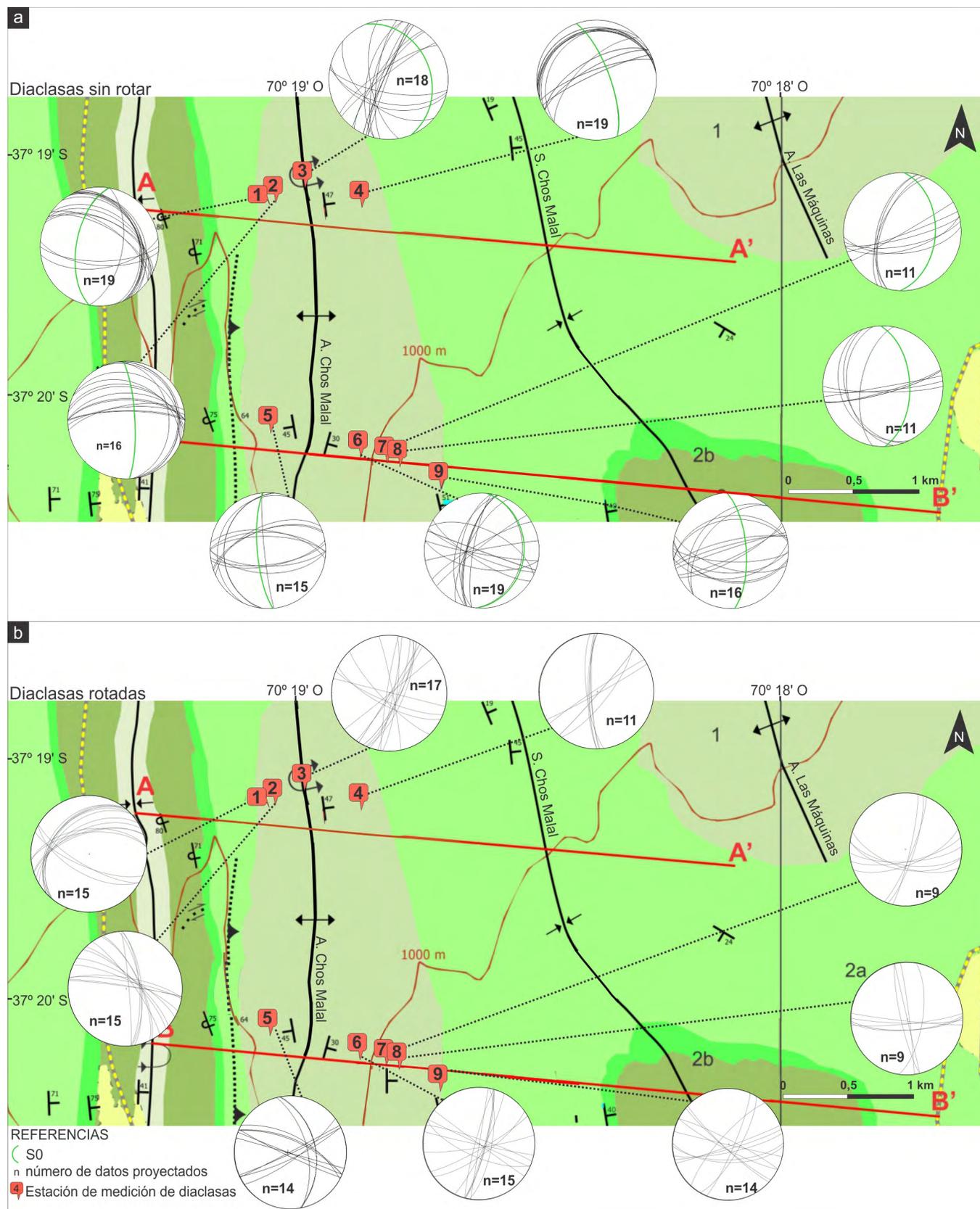


Figura 7. Localización de las estaciones de fracturación medidas en la Formación Mulichinco sobre los flancos y zona de charnela del anticlinal Chos Malal: a) Datos de diaclasas y plano de estratificación S0 (línea verde) medidos en cada estación; b) Datos de diaclasas corregidas estructuralmente según el plano de estratificación S0 que las contiene.

posible inferir la presencia en superficie de una falla o zona de falla. Esta falla inferida sería la responsable de elevar a la Formación Mulichinco junto con algunos niveles del Miembro Pilmatué y correrlos hacia el oeste sobre las capas invertidas del Miembro Avilé (Fig. 4). El Miembro Agua de la Mula en el flanco frontal del anticlinal está expuesto en su totalidad, con su base en contacto con el Miembro Avilé y su techo en contacto con la Formación Huitrín. Para comprobar si esta unidad se encuentra o no adelgazada tectónicamente a causa del plegamiento, se midió una columna (CAdM1) en el núcleo del sinclinal Chos Malal (zona de menor deformación) para conocer el espesor máximo en el área. Luego se midieron dos columnas (CAdM1' y CAdM2') en el limbo frontal del anticlinal para conocer su espesor en el sector más deformado de la estructura (Fig. 4). La medición de la columna CAdM1 permitió determinar un espesor regional de 282 m para el Miembro Agua de la Mula, mientras que en las columnas CAdM1' y CAdM2' medidas sobre el limbo frontal se determinaron espesores de 226.5 m y 216 m respectivamente. Con los espesores medidos en el Miembro Agua de la Mula, se calculó el porcentaje de adelgazamiento del limbo frontal del anticlinal Chos Malal el cual es de 19.68 % en el perfil norte y de 23.4 % en el perfil sur. Los valores de espesor obtenidos en las dos columnas medidas para el Miembro Agua de la Mula en el limbo frontal son similares entre sí (226.5 y 216 m), lo que nos permite desestimar que la diferencia de espesor observada con el limbo frontal pueda estar asociada a errores en la medición. También es importante mencionar que este miembro pelítico no presenta en ningún lugar de la cuenca variaciones bruscas de espesor en tan corta distancia, lo cual soporta el adelgazamiento tectónico del Miembro Agua de la Mula en este sector.

Análisis de la fracturación

Datos: Sobre estratos de areniscas de la Formación Mulichinco, se midieron los distintos juegos de diaclasas en 9 estaciones localizadas en ambos flancos y en la charnela del anticlinal Chos Malal (Fig. 7a). Como se explicó previamente, en cada estación todos los datos de las diaclasas fueron corregidos estructuralmente en la red estereográfica horizontalizando el plano de estratificación que las contiene (Fig. 7b). A partir del análisis de los datos de todas las fracturas rotadas se reconoce un juego dominante con orientación ONO-ESE, cuyos planos buzcan con alto ángulo (~75°- 85°), tanto al NNE como al SSO (Fig. 8). El segundo juego, con orientación N-S, exhibe buzamientos altos entre 70° y 90° al este y al oeste. Un tercer juego de orientación E-O posee buzamientos entre 60° y 90° tanto hacia el N como al S. Por último, menos definido

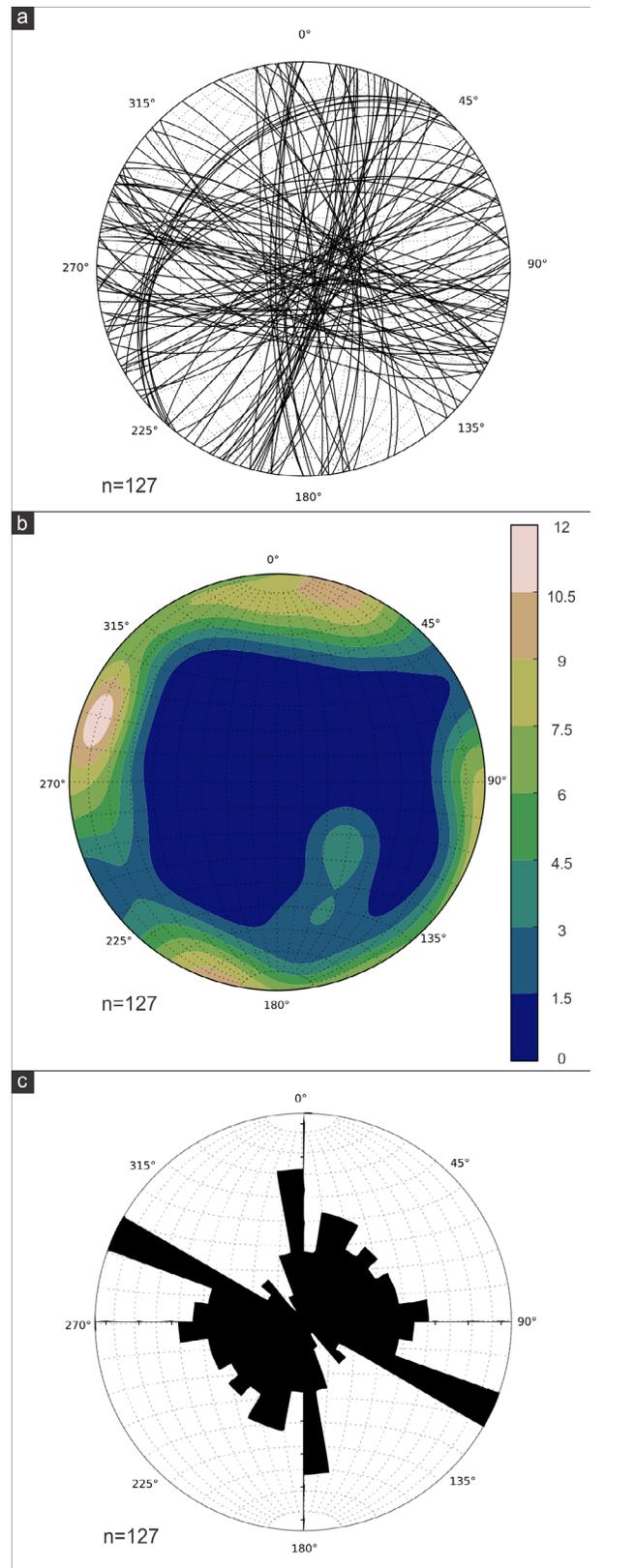


Figura 8. Datos de diaclasas medidas en todas las estaciones, corregidas estructuralmente en función del plano de estratificación: a) Trazas ciclográficas; b) Diagrama de densidad de polos; c) Diagrama de rosas. Se reconoce un juego de fracturas dominante ONO-ESE, otro juego N-S, y dos juegos menos definidos E-O y NE-SO.

que los anteriores, se reconoció un cuarto juego de orientación NE-SO con buzamientos entre 35° y 90° hacia el NO. El juego ONO-ESE junto con el de orientación NE-SO están presentes en la mayoría de las estaciones, y se disponen de manera oblicua al eje del pliegue (Fig. 7b). En los estereogramas de las estaciones 1, 4, 5, 6, 7 y 8 se pueden observar las fracturas con orientación aproximada N-S. Por otro lado, los diagramas de las estaciones 6, 7, 8 y 9, localizadas sobre el limbo trasero del anticlinal en la región sur, permiten identificar el juego con rumbo aproximado E-O (Fig. 7b).

Interpretación: Lamentablemente en los planos de diaclasas medidos no se observaron rasgos superficiales, como estructuras plumosas o estrías, que permitan definir si se trata de fracturas de extensión (Modo I) o de cizalla (Modo II). Por esta razón la clasificación de los diferentes juegos previamente descritos se realizó únicamente teniendo en cuenta su orientación respecto al plegamiento (Twiss y Moores 2007), considerando tres ejes ortogonales entre sí: el eje a perpendicular al rumbo de la capa plegada, el eje b paralelo al rumbo (y paralelo al eje del pliegue) y el eje c perpendicular al plano de estratificación (Fig. 9a). Las diaclasas denominadas ac son aquellas que se disponen perpendiculares al eje del pliegue y a la estratificación, y corresponden a fracturas de extensión formadas paralelas a la dirección del máximo esfuerzo compresivo σ_1 . Las diaclasas tipo bc son también fracturas de extensión, dispuestas paralelas al eje del pliegue y perpendiculares al plano de estratificación, y se desarrollan preferencialmente en los sectores donde la curvatura es mayor. Las fracturas de cizalla conjugadas son oblicuas al eje del pliegue y suelen formar entre ambos juegos un ángulo de aproximadamente 60° , cuya bisectriz corresponde a la dirección del máximo esfuerzo compresivo (Fig. 9a). Uno de los juegos de fracturas de cizalla tiene cinemática sinistral (cs), mientras que el juego conjugado tiene cinemática dextral (cd).

Para clasificar las diaclasas medidas de acuerdo a este esquema, y considerando el rumbo N-S del anticlinal Chos Malal, se calculó en la red estereográfica la orientación promedio para cada uno de los juegos reconocidos (Fig. 9b). El juego de orientación N-S ($089^\circ/85^\circ$), paralelo al eje del pliegue, puede interpretarse como diaclasas de extensión tipo bc. El juego E-O ($182^\circ/88^\circ$), perpendicular al anterior, correspondería a diaclasas extensionales tipo ac. Los juegos de rumbo ONO-ESE y NE-SO, ambos con altos buzamientos, por su posición con respecto al juego E-O, pueden interpretarse como juegos conjugados de cizalla con cinemática sinistral y dextral respectivamente. Considerando todas estas orientaciones promedio se determinó la posición del esfuerzo máximo compresivo σ_1 como la bisectriz del ángulo agudo

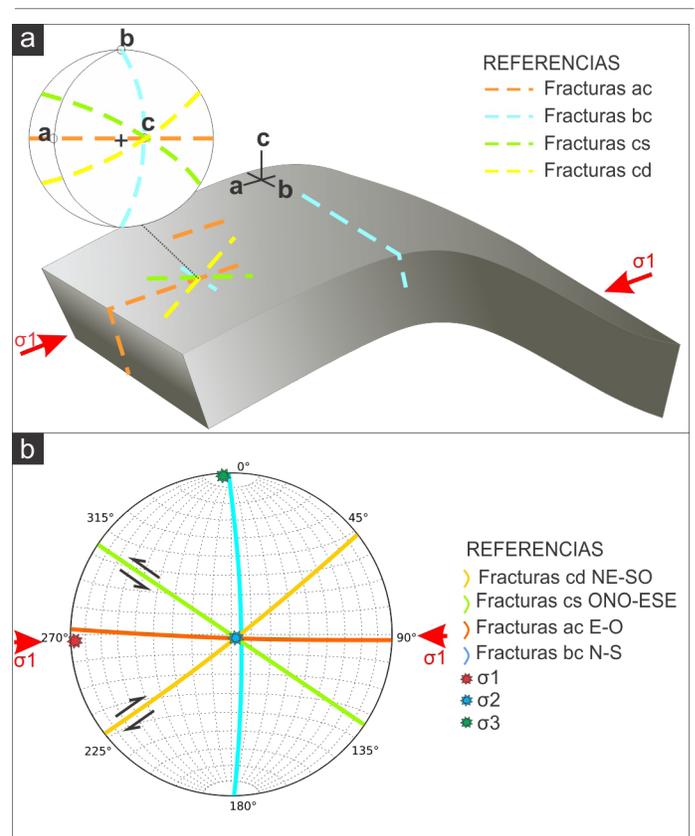


Figura 9. a) Principales juegos de fracturas formados en un estrato plegado (modificado de Twiss y Moores 2007); b) Estereograma mostrando la orientación promedio de cada juego de diaclasas identificado. De acuerdo a su orientación respecto al pliegue es posible interpretar un juego extensional tipo bc (N-S), uno tipo ac (E-O) y juegos de cizalla conjugados sinistral y dextral (ONO-ESE y NE-SO).

entre los juegos de cizalla conjugados, con una orientación aproximada $265^\circ/02^\circ$, subparalelo a las diaclasas E-O y perpendicular al eje del pliegue y las diaclasas N-S (Fig. 9).

En la Formación Mulichinco, en ambos flancos del anticlinal Chos Malal, se midieron superficies con estrías y escalones (*slikensides*), que permiten determinar la dirección y el sentido de cizallamiento, las cuales se disponen paralelas o bien con muy bajo ángulo ($\pm 10^\circ$) respecto al plano de estratificación. Todas estas lineaciones se encuentran orientadas aproximadamente perpendiculares al rumbo de los planos que las contienen (*pitch* $\sim 90^\circ \pm 20^\circ$), indicando desplazamientos en la dirección de buzamiento de las superficies. La mayoría de las mediciones en el limbo occidental del anticlinal muestran un sentido de cizallamiento hacia el este, mientras que en el limbo oriental presentan un sentido de cizallamiento dominante hacia el oeste. Estas superficies estriadas en los planos de estratificación se interpretan como el resultado de la fricción entre las capas vinculado a un mecanismo de plegamiento por deslizamiento flexural (*flexural slip*). Este mecanismo es muy común durante el plegamiento de secuen-

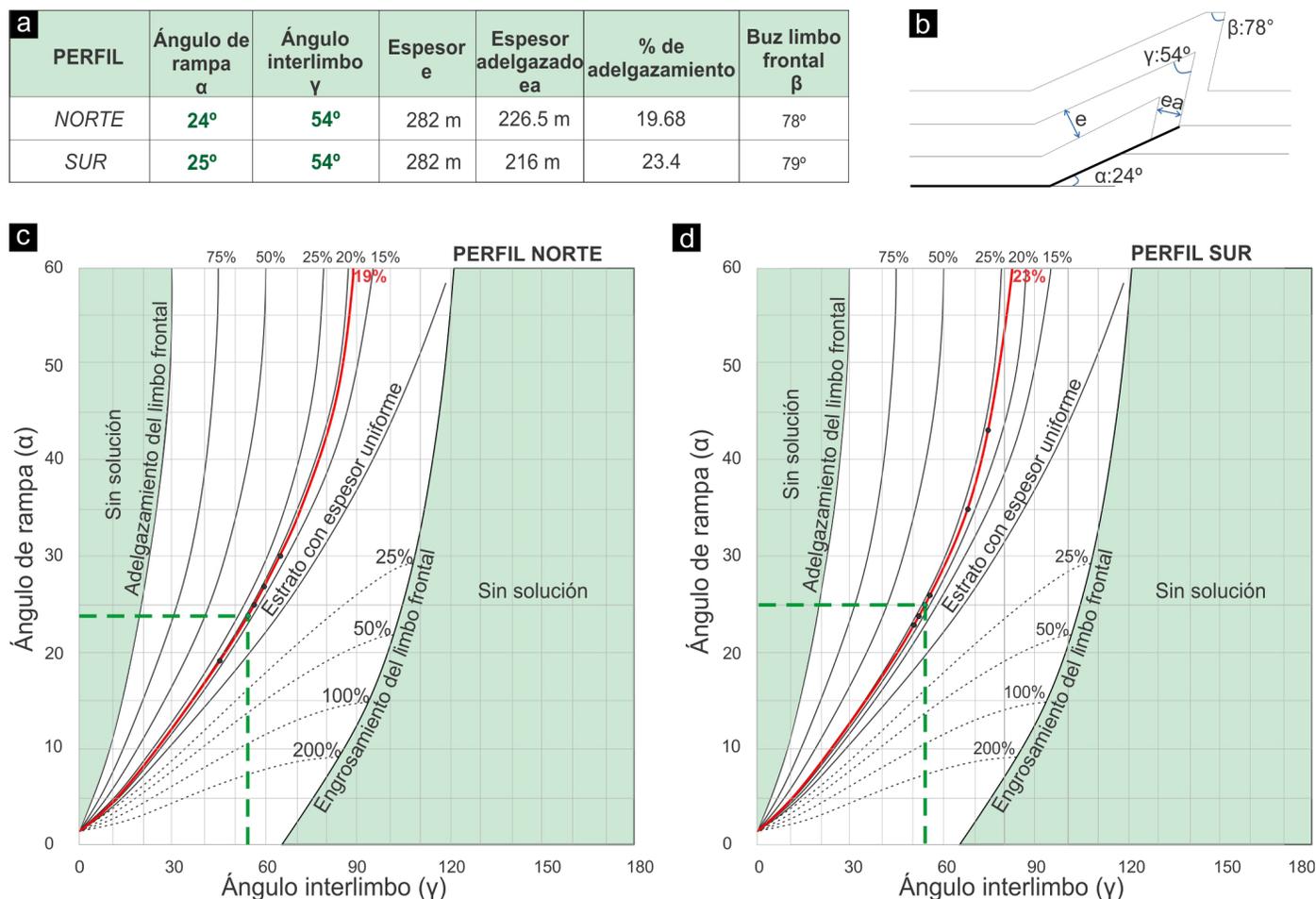


Figura 10. a-b) Parámetros utilizados para la reconstrucción del pliegue por propagación de falla con adelgazamiento del flanco delantero según el modelo de Jamison (1987); c-d) Curvas relacionando el ángulo de rampa (α) y el ángulo interlimbo (γ), para pliegues por propagación con distintos porcentajes de adelgazamiento y/o engrosamiento del limbo frontal (modificado de Jamison 1987). En el perfil norte siguiendo la curva de adelgazamiento de ~ 19 % (línea roja), existe un único punto en el cual los valores del ángulo de rampa ($\alpha = 24^\circ$) e interlimbo ($\gamma = 54^\circ$) sumados resultan en el valor medido en campo del limbo frontal invertido (78°). En el perfil sur, con adelgazamiento de ~ 23 % y un limbo invertido de 79° , se determinó un ángulo de rampa de 25° y un ángulo interlimbo de 54° .

cias multicapa que poseen bancos con distinta competencia, principalmente cuando la competencia media de la sucesión es alta dada por un mayor espesor relativo de capas competentes (Twiss y Moores 2007). Adicionalmente, estos autores mencionan que la cizalla producida en el plegamiento por deslizamiento flexural es mayor en los limbos del pliegue, con sentidos contrarios en ambos flancos, mientras que es mínima o nula en la zona de charnela, coincidiendo con lo observado en el anticlinal Chos Malal.

RECONSTRUCCIÓN GEOMÉTRICA Y CINEMÁTICA DEL ANTICLINAL CHOS MALAL

Para reconstruir e interpretar la geometría del anticlinal de Chos Malal fue necesario determinar qué modelo de pliegues

relacionados a fallas se ajusta mejor a las características observadas (Suppe 1983, Jamison 1987, Mitra 1990, Suppe y Medwedeff 1990, Mossar y Suppe 1992, Poblet 2004, Suppe et al. 2004, Jabbour et al. 2012, entre otros). Este anticlinal es marcadamente asimétrico, con un limbo frontal invertido y adelgazado y un limbo trasero más largo y menos buzante. Por otro lado, fue posible inferir un retrocorrimento cortando su limbo frontal el cual desplaza las capas del Miembro Pilmatué, reduciendo notablemente su ancho de afloramiento. Considerando las características descritas se interpretó a esta estructura como un pliegue por propagación de falla con adelgazamiento del flanco delantero (Jamison 1987), que luego fue cortado y transportado por una ramificación del corrimiento principal (*high-angle breakthrough*, Suppe y Medwedeff 1990).

Para la reconstrucción inicial de la estructura se utilizó el modelo de Jamison (1987) para pliegues por propagación de

falla el cual contempla el adelgazamiento del limbo frontal. Este modelo relaciona los ángulos de rampa (α), interlimbo (γ) y del limbo frontal invertido (β) mediante la siguiente ecuación:

$$\beta = \alpha + \gamma$$

A partir de estos parámetros Jamison (1987) construyó un gráfico que ilustra el valor del ángulo de rampa (α) en función del ángulo interlimbo (γ), con una curva para el caso de espesor uniforme en ambos flancos y también considerando diferentes porcentajes de adelgazamiento y/o engrosamiento del limbo frontal (Fig. 10). Para el anticlinal Chos Malal se calcularon los porcentajes de adelgazamiento a partir de los datos de espesores relevados y los buzamientos del limbo frontal medidos en el afloramiento. Utilizando estos datos como valores de entrada al gráfico (Fig. 10) se pudo obtener el ángulo de rampa (α) para cada uno de los perfiles. Siguiendo en el gráfico la curva que representa el adelgazamiento en el perfil norte (entre 19 y 20 %), hay un único punto en el cual los valores del ángulo de rampa e interlimbo sumados ($\alpha + \gamma$) resultan en el valor medido en campo del limbo frontal ($\beta = 78^\circ$). De esta manera se obtuvo un ángulo de rampa de 24° , y un ángulo interlimbo de 54° (Fig. 10b) para dicha sección. En el perfil sur, para un adelgazamiento del 23.4 % y un limbo invertido de 79° , se determinó un ángulo de rampa de 25° y un ángulo interlimbo de 54° (Fig. 10c). Es importante destacar el valor que tiene este dato debido a que frecuentemente el ángulo de buzamiento del plano de falla es difícil de conocer, producto de una mala exposición o porque la falla es ciega. En ambos perfiles el nivel de despegue basal elegido fue el de las evaporitas de la Formación Auquilco, en concordancia con lo interpretado por otros autores en el área de estudio (Zapata et al. 1999, Sánchez et al. 2014, 2015, Turienzo et al. 2014, 2020, entre otros).

En la figura 11 se muestra la reconstrucción geométrica y evolución del anticlinal Chos Malal en la zona norte, a lo largo del perfil A-A'. La figura 11a representa el estadio sin deformar, a partir del cual se realizó el modelado hacia adelante o *forward modeling* (en este caso hacia el oeste porque es una estructura retrovergente), y en línea punteada se observa la falla vinculada con la estructuración de este pliegue. Los espesores representados para la Formación Agrio son los medidos en este trabajo, mientras que para las restantes unidades se tomaron de la bibliografía. En una primera etapa de deformación se forma una falla buzante 24° hacia el E la cual genera un pliegue por propagación de falla, con un limbo frontal invertido que buza 78° E y adelgazado ~20 %, de acuerdo a los parámetros previamente descriptos (Fig. 10b). La terminación o *tip* de la falla se encuentra próximo a

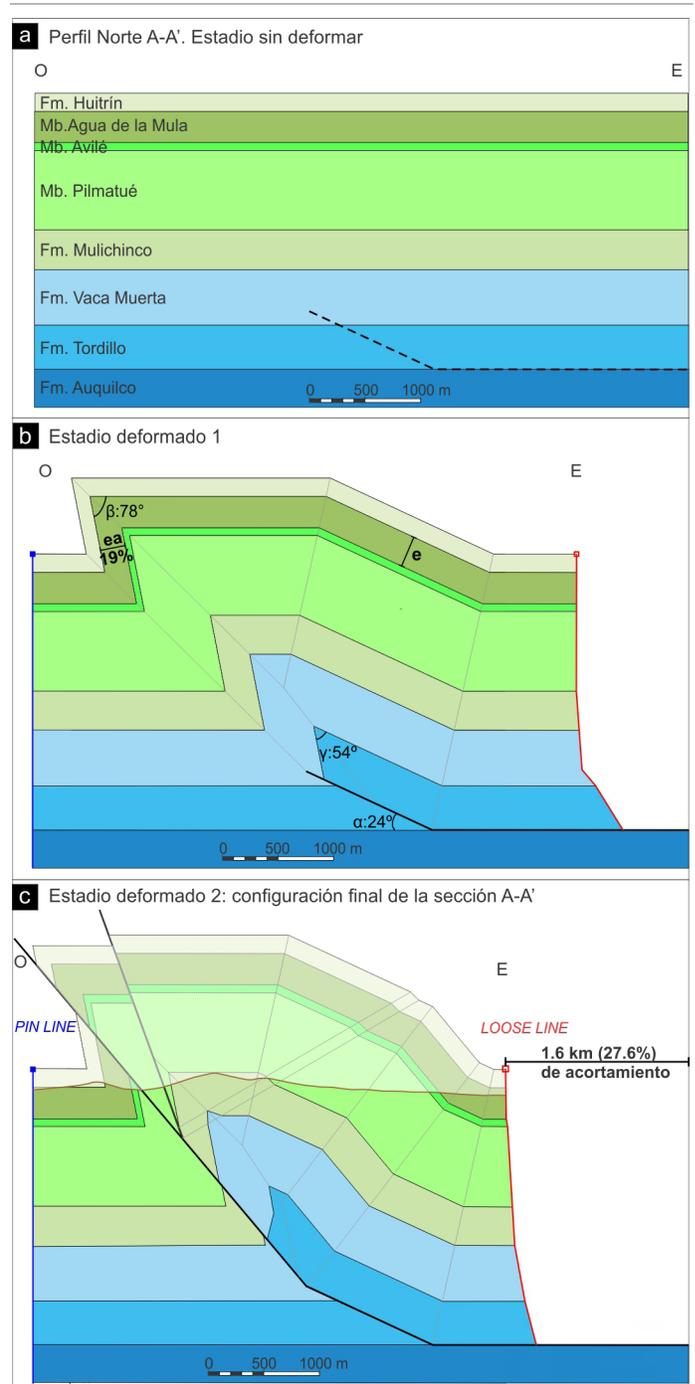


Figura 11. Reconstrucción geométrica y cinemática del anticlinal Chos Malal en el perfil norte (A-A'): a) Estadio sin deformar; b) Formación de un pliegue por propagación de falla con limbo frontal invertido (78° E) y adelgazado 19 %, sobre una rampa buzante 24° E; c) El pliegue es transportado mediante una falla buzante 50° E que se propaga desde el *tip*, cortando el limbo frontal y cabalgando a la Formación Mulichinco sobre la Formación Agrio.

la base de la Formación Vaca Muerta. Para su localización, se tuvo en cuenta la posición del sinclinal Chacay Melehue en el extremo oeste del perfil. En la reconstrucción de esta etapa del pliegue se mantuvo constante la longitud de las capas y

por lo tanto se obtiene la *loose line* en el extremo oriental de la sección, la cual indica el acortamiento inicial de la estructura y muestra el cizallamiento de 30° hacia el oeste en los niveles afectados por la falla. Esta cizalla es necesaria para formar este estilo de pliegues por propagación volcados y con cambios de espesor (Jamison 1987, Mosar y Suppe 1992). En una segunda etapa de contracción, y probablemente vinculado a la dificultad en continuar plegando y deformando un anticlinal tan volcado y apretado, la falla se propaga con un mayor buzamiento cortando a través del limbo frontal del pliegue (*high-angle breakthrough*, Suppe y Medwedeff 1990). Esta falla buzante 50° hacia el E cabalga a la Formación Mulichinco y parte del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, por encima del Miembro Avilé (Fig. 11c). Además, genera el incremento del buzamiento de las capas del limbo trasero de 24° a 50° E. Finalmente se interpretó una ramificación de la falla anterior, con un buzamiento de 70° E, que corta dentro del Miembro Pilmatué. Este retrocorrimiento menor (inferido a los fines del modelado) contribuye a la elevación de la Formación Mulichinco en el núcleo del anticlinal y produce el aumento local del buzamiento de las capas del limbo trasero comparable con las mediciones a lo largo del perfil A-A' (Fig. 4b). El acortamiento calculado para el desarrollo completo del anticlinal Chos Malal en la sección norte es de 1.6 km, los cuales representan un 27.6 % respecto a la longitud inicial de la sección (Fig. 11c).

La segunda reconstrucción del anticlinal Chos Malal se realizó en el sector sur a lo largo del perfil B-B' (Fig. 12). Al igual que en el perfil norte, en la figura 12a se observa el estado de las unidades previo a la deformación y la localización de la falla, a partir del cual se reconstruye el modelado hacia adelante. La evolución de esta estructura se inicia con una rampa buzante 25° hacia el E, la cual genera un pliegue por propagación de falla volcado hacia el oeste (Fig. 12b), con su limbo frontal invertido, buzante 79° E, y adelgazado ~23 % de acuerdo con los parámetros determinados previamente (Fig. 10c). El *tip* de la falla en este estadio se localiza próximo a la base de la Formación Vaca Muerta, y su ubicación se realizó en función de los buzamientos medidos para el sinclinal Chacay Melehue, los cuales permanecen inalterables luego de esta primera etapa (Fig. 10b). En este primer estadio, la evolución de la estructura implica una cizalla de $\sim 30^\circ$ hacia el oeste. Al seguir la contracción la falla se propaga hacia la superficie a partir del *tip*, con incrementos graduales de buzamiento (45° E y 55° E), atravesando el limbo frontal del anticlinal (*high-angle breakthrough*, Suppe y Medwedeff 1990) y conservando el sinclinal Chacay Melehue con su limbo oriental invertido (Fig. 12c). Este fallamiento final presenta

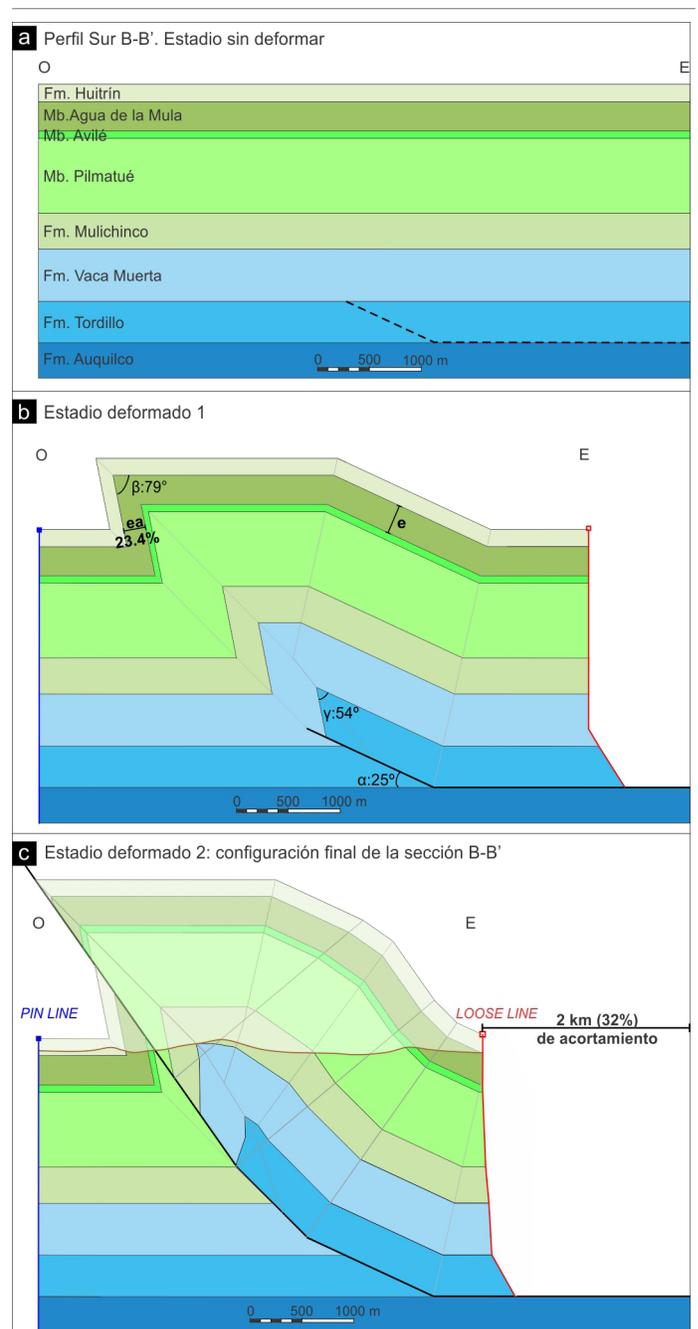


Figura 12. Reconstrucción geométrica y cinemática del anticlinal Chos Malal en el perfil sur (B-B'): a) Estado sin deformar; b) Formación de un pliegue por propagación de falla con limbo frontal invertido (79° E) y adelgazado 23 %, sobre una rampa buzante 25° E; c) El pliegue es transportado mediante una falla que se propaga hacia la superficie a partir del *tip*, con incrementos graduales de buzamiento (45° E y 55° E), atravesando el limbo frontal del anticlinal.

un desplazamiento importante que pone en contacto a la Formación Mulichinco sobre el techo del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. El afloramiento de este retrocorrimiento es responsable de la ausencia observada en el terreno de gran parte del Miembro Pilmatué. Los cambios de inclinación interpretados para la falla, además de permitir que alcance

la superficie debajo del Miembro Avilé invertido, producen la rotación de las capas en el limbo trasero explicando así los cambios de buzamientos medidos en el campo sobre el perfil B-B' (Fig. 4b).

El desarrollo de esta estructura involucra un acortamiento de 2 km, el cual representa un 32 % de la longitud inicial de la sección. Esta contracción del 32 % en el perfil sur, así como también los 27.6 % del perfil norte, se encuentran en concordancia con los acortamientos entre 26 % y 29 % para el sector interno de la faja plegada y corrida de Chos Malal calculados mediante secciones balanceadas regionales (Sánchez et al. 2015).

DISCUSIÓN

Para caracterizar la deformación en una faja plegada y corrida es fundamental definir ciertos parámetros como el estilo estructural, la dirección de los esfuerzos, el porcentaje de acortamiento que sufrió el área y la edad de los principales eventos tectónicos. En los Andes del norte neuquino existen una gran cantidad de estudios referidos a la mayoría de los aspectos mencionados, que han posibilitado en la actualidad tener un profundo conocimiento respecto a su evolución tectónica (i.e. Cobbold y Rossello 2003, Ramos y Folguera 2005, Zapata y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006, Folguera et al. 2007, Rojas Vera et al. 2015, Sánchez et al. 2018, 2020, entre otros). En cuanto a los estilos estructurales, la mayoría de los trabajos se han focalizado en caracterizar a las grandes estructuras de piel gruesa que dominan tanto la zona interna como externa de las fajas plegadas y corridas neuquinas, en evaluar el grado de influencia de las fallas normales preexistentes, y en calcular los acortamientos regionales (i.e. Kozłowski et al. 1998, Zapata et al. 1999, Zamora Valcarce et al. 2006a, 2009, Rojas Vera et al. 2015, Sánchez et al. 2015, Lebinson et al. 2018, Turienzo et al. 2018, 2020, entre otros). En contraposición, son escasos los estudios referidos particularmente al estilo de deformación que afecta a las rocas de la cubierta sedimentaria. La caracterización detallada de las estructuras de piel fina, que suele reducirse a los modelos clásicos de pliegues por despegue, flexión y propagación de falla, es sumamente relevante para reconocer e interpretar las variaciones y complejidades de estilos que comúnmente se observan tanto en superficie como en subsuelo (Butler et al. 2018).

Los pliegues de segundo orden, es decir que involucran a todo el Grupo Mendoza, aflorantes en la zona interna de las fajas plegadas y corridas de Chos Malal y del Agrio han sido

principalmente interpretados como pliegues por propagación y por flexión de falla (Kozłowski et al. 1998, Zapata et al. 2002, Zamora Valcarce et al. 2009, Sánchez et al. 2014, 2015, Lebinson et al. 2018, Turienzo et al. 2018). Estos dos modelos de pliegues también han sido aplicados para reconstruir estructuras de subsuelo en el frente de deformación, como los anticlinales Filo Morado y El Portón (Kozłowski et al. 1998, Zapata et al. 2001, Turienzo et al. 2020), y localmente se ha considerado también la posible participación de un mecanismo de plegamiento por despegue sobre niveles evaporíticos (Zamora Valcarce y Zapata 2005, Zamora Valcarce et al. 2006b). Algunos anticlinales con geometrías más complejas se han interpretado combinando plegamiento por flexión y propagación, considerando que los pliegues originales son posteriormente transportados (Lebinson et al. 2015, Zamora Valcarce y Zapata 2015). La repetición de varias escamas tectónicas del Miembro Avilé de la Formación Agrio en la región de Chacay Melehue, con dos niveles de despegue localizados en las secuencias pelíticas infra y suprayacentes, demuestra que en ciertos casos es significativo el mecanismo de plegamiento por flexión (Turienzo et al. 2014). Otro importante conjunto de pliegues de segundo orden en el frente de deformación de la faja plegada y corrida del Agrio, todos ellos con vergencia al oeste asociados al sistema de retrocorrimientos San Eduardo, han sido interpretados como pliegues por propagación vinculados al empuje de cuñas de basamento (Lebinson et al. 2020). Por todo lo expresado queda de manifiesto que las estructuras de piel fina en las fajas plegadas y corridas andinas pueden ser muy variables y complejas, y para su correcta interpretación es fundamental realizar estudios de detalle y obtener la mayor información posible respecto a su geometría y mecanismos de deformación involucrados. El anticlinal Chos Malal es sin duda un excelente ejemplo para estudiar el desarrollo estructural de un pliegue por propagación de falla, volcado hacia el oeste, cortado por un retrocorrimiento en su limbo frontal (Figs. 11 y 12). Esta geometría es comparable con uno de los modelos de pliegues por propagación de falla transportados (*high-angle breakthrough*) propuestos por Suppe y Medwedeff (1990). La presencia de estrías en los planos de estratificación en ambos flancos es compatible con el mecanismo de plegamiento por deslizamiento flexural requerido por la mayoría de los modelos de pliegues relacionados a fallas, y es un rasgo que puede reconocerse en distintos sitios de la región (i.e. Fortunatti y Rainoldi 2019). Finalmente, la medición de espesores estratigráficos en ambos flancos del anticlinal Chos Malal y la cuantificación del adelgazamiento de su limbo frontal, permitió ajustar la geometría del pliegue y obtener parámetros que no podían medirse directamente

en el campo, como el ángulo de la rampa (i.e. Jamison et al. 1987). Esta metodología no ha sido aplicada previamente en la región, por lo cual creemos que puede ser una valiosa información a tener en cuenta en futuras reconstrucciones de las estructuras de piel fina tanto aflorantes como en subsuelo.

CONCLUSIONES

El relevamiento de campo detallado del anticlinal Chos Malal permite describirlo como un pliegue con rumbo N-S y marcada vergencia al oeste, de aproximadamente 9 km de largo por 3 km de ancho, que involucra a las secuencias sedimentarias del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano de la Cuenca Neuquina (Grupos Mendoza y Bajada del Agrio). Este pliegue considerado de segundo orden, tiene su flanco occidental invertido (78°- 79° E) y adelgazado, y se encuentra cortado por un retrocorrimiento que cabalga a la Formación Mulichinco sobre la Formación Agrio. El limbo trasero es extenso y con menores buzamientos, por lo cual el anticlinal es asimétrico y volcado hacia el oeste. El eje del pliegue es doblemente buzante, con inclinaciones de 9° N y 9° S, conformando una estructura braquianticlinal. El espesor del Miembro Agua de la Mula medido en dos secciones a lo largo del limbo frontal del pliegue es de 216-226 m, que comparados con los 282 m medidos en un sinclinal adyacente donde la deformación es menor, evidencian un adelgazamiento tectónico de 19.7 % en el perfil norte y 23.4 % en el perfil sur. Con esta información y los gráficos de modelos de pliegues por propagación que consideran cambios de espesor en los flancos se pudo deducir el ángulo inicial de la rampa (24°-25° E).

En base a todas las características reconocidas el anticlinal Chos Malal se interpretó como un pliegue por propagación de falla transportado hacia el oeste, formado principalmente en dos etapas. En primer lugar, se forma un anticlinal por propagación de falla volcado, con su limbo trasero buzante igual que la rampa y su limbo frontal invertido y adelgazado. En una segunda etapa de contracción, la falla se propaga hacia la superficie a partir del *tip*, incrementando su buzamiento y cortando a través del limbo frontal (*high-angle breakthrough*). Este retrocorrimiento cabalga a la Formación Mulichinco sobre la Formación Agrio en el limbo frontal y produce un aumento local del buzamiento del flanco trasero, tal como se reconoce en los datos relevados en campo. El acortamiento total producido por esta estructura en las dos secciones estructurales interpretadas es de 1.6 km (27.6 %) en la zona norte y de 2 km (32 %) en el sector sur del pliegue. Este porcentaje de contracción es coherente con las estimaciones ba-

sadas en secciones balanceadas regionales del sector interno de la faja plegada y corrida de Chos Malal.

En la zona de estudio se distinguieron principalmente cuatro juegos de diaclasas, el dominante de orientación ONO-ESE, seguido en orden de abundancia decreciente por un juego N-S, otro E-O y finalmente uno NE-SO. Por su disposición en relación al anticlinal, los juegos N-S y E-O pueden considerarse fracturas de extensión tipo bc y ac, respectivamente. Por otro lado, los juegos ONO-ESE y NE-SO podrían corresponder a fracturas de cizalla conjugadas. Todos estos juegos de fracturas son compatibles con una orientación del máximo esfuerzo compresivo de orientación aproximada E-O. Por otro lado, en ambos limbos del pliegue se midieron superficies estriadas subparalelas a los planos de estratificación que evidencian deslizamiento entre capas (*flexural slip*), compatibles con el modelo cinemático de plegamiento propuesto.

Los resultados presentados revelan la importancia del relevamiento detallado y la adquisición de datos estructurales en campo, que permiten reconocer e interpretar estructuras de plegamiento complejas. De este modo es posible proponer modelos cinemáticos que ayuden a comprender los procesos de deformación en las fajas plegadas y corridas, tanto en las estructuras aflorantes como en el subsuelo.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado a través de los subsidios CONICET PUE0047CO, ANPCyT PICT 0419 y SECyT-UNS 24/H136. Agradecemos a la Municipalidad de Chos Malal por facilitar nuestra estadía en el camping durante los trabajos de campo. Agradecemos las valiosas correcciones y sugerencias realizadas por el revisor anónimo, así como también del editor Dr. José F. Mescua, que permitieron mejorar sustancialmente nuestra contribución.

REFERENCIAS

- Aramendia, B., Turienzo, M. Peralta, F., Lebinson, F. y Sánchez, N. 2019. Las estructuras tectónicas andinas en las nacientes del arroyo Taquimilán (37°35'S), faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 76 (4): 340-351.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H.A. 2011. 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. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 29-36, Neuquén.
- Butler, R.W.H., Bond, C.E., Cooper, M.A. y Watkins, H.M. 2018. Interpreting structural geometry in fold-thrust belts: why style matters. Journal

- of Structural Geology 114: 251-273,
- Buxtorf, A., 1916. Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis-und Grenchenburg-tunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. Naturforschung Gesellschaft Basel Verhandlungen 27: 184-254.
- Cadell, H.M., 1888. Experimental researches in mountain building. Transactions of the Royal Society of Edinburgh 35: 337-357.
- Cobbold, P. y Rosello, E. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin Argentina. Marine and Petroleum Geology 20: 429-443.
- Folguera, A., Ramos, V., Zapata, T. y Spagnuolo, M. 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'-37°S). Journal of Geodynamics 44: 129-148.
- Fortunatti, N. y Rainoldi, A. 2019. Estructuras tectónicas y cementos asociados en la Formación Los Molles, Chacay Melehue, Neuquén: Su importancia en el entendimiento de la migración de hidrocarburos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 76 (3): 326-339.
- 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.
- Guliano, C. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. Field guide the Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén province. Asociación Geológica Argentina, Serie E 2: 1-111, 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.
- Heim, A., 1878. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Benno Schwabe, Basel.
- 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.
- Irastorza, A., Turienzo, M., Peralta, F., Irastorza, M., Zavala, C. y Sánchez, N. 2019. La estructura del frente de deformación de la faja plegada y corrida del Agrio a los 38°20'S, Cuenca Neuquina Revista de la Asociación Geológica Argentina 76 (3): 213-228
- Jabbour, M., Dhont, D., Hervouët, Y. y Deroin, J.P. 2012. Geometry and kinematics of fault-propagation folds with variable interlimb angle. Journal South American Earth Sciences 42: 212-226.
- Jamison, W.R. 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. Journal Structural Geology 9: 207-219.
- Kozłowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C. 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.
- Leanza, H. A. 2003. Las sedimentitas Huitrinianas y Rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la Cuenca Neuquina, Argentina. SEGEMAR, Contribuciones Técnicas, Geología 2: 1-31
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 11:145-184
- Leanza, H., Llambías, E. y Carbone, O. 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Versión CD ROM, Mar del Plata.
- Leanza, H., Mazzini, A., Corfu, F., Llambías, E., 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.
- Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Araujo, V. y Dimieri, L. 2015. Geometría y cinemática de las estructuras tectónicas en el extremo septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72 (3): 299-313.
- Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Araujo, V. D'Annunzio, M.C. y Dimieri, L. 2018. The structure of the northern Agrio fold and thrust belt (37°30'S), Neuquén Basin, Argentina. Andean Geology 45 (2): 249-273.
- Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Cristallini, E., Araujo, V. y Dimieri L. 2020. Kinematics of a backthrust system in the Agrio fold and thrust belt, Argentina: Insights from structural analysis and analogue models. Journal South American Earth Sciences 100: 102594.
- Legarreta, L., Uliana, M.A. 1991. Jurassic/Cretaceous marine oscillations and geometry of a backarc basin fill, central Argentine Andes. En: In: Mc Donald, D.I.M. (ed.), Sedimentation, Tectonics and Eustacy. I.A.S., SP 12, 429-450, Oxford.
- Llambías, E.J. y Leanza, H.A. 2005. Depósitos laháricos en la Formación Los Molles en Chacay Melehue, Neuquén. Evidencia de volcanismo jurásico en la cuenca neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (3): 552-558.
- Llambías, E., Leanza, H. 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.
- Llambías, E.J. y Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.), Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Estratigrafía 23: 265-274, Buenos Aires.

- Mitra, S. 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74: 921-945.
- Mitra, S. 2002. Fold accommodation faults. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86: 1673-1694.
- Mosar, J. y Suppe, J. 1991. Role of shear in fault propagation folding. En: McClay, K.R. (ed.), *Thrust tectonics*. Chapman y Hall, 123-132, London.
- Peach, B.N., Horne, J., Gunn, W., Clough, C.T., Hinxman, L.W. y Cadell, H.M. 1888. Report on the recent work of the Geological Survey in the north-west Highlands of Scotland, based on the field notes and maps. *Quarterly Journal of the Geological Society* 44: 378-441.
- Poblet, P. 2004. Geometría y cinemática de pliegues relacionados con cabalgamientos. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* 24: 127-146, Oviedo.
- Ramos, V. 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. y Kay, S. 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, Boulder.
- Rich, J.L. 1934. Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 18: 1584-1596.
- Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G., Ramos, V.A. 2014. Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *Journal of Geodynamics* 73: 34-52.
- Rojas Vera, E., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T., Sagripanti, L., Fennell, L., Orts, D. y Ramos, V. 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 418-433.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Dimieri, L., Araujo, V. y Lebinson, F. 2014. 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. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 233-246.
- 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.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Coutand, I., Lebinson, F., Araujo, V. y Dimieri, L. 2020. Structural and thermochronological constraints on the exhumation of the Chos Malal fold and thrust belt (~37° S). En: Kietzmann, D.A. y Folguera, A. (eds.), *Opening and closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, Springer, 294-311.
- Suárez, R.J., González, P.D. 2018. Geological characterization of the mesozoic diastathermal metamorphism of the neuquina basin and its relationship with the thermal anomaly in the syn-rift. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(3): 457-472.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* 283: 684-721
- Suppe, J. 1985. *Principles of Structural Geology*. Prentice-Hall, 537 p., New Jersey.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding: *Eclogae Geologicae Helveticae* 83: 409-454.
- Suppe, J., Connors, C.D. y Zhang, Y. 2004. Shear fault-bend folding, in K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir* 82: 303-323.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V. 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., Dimieri, L. 2018. The structure of the southern central Andes (Chos Malal fold and thrust belt). En: Folguera (ed.), *The Making of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer Earth System Sciences, 411-441.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F., Peralta, F. Araujo, V., Irastorza, A. y Dimieri, L. 2020. Basement-cover interaction in the mountain front of the Northern Neuquén fold and thrust belt (37°10' – 37°40' S), Argentina. *Journal South American Earth Sciences* 100: 102560.
- Twiss, R. y Moores, E. 2007. *Structural Geology*. W. H. Freeman and Company, 736 p., New York.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T. 2015. Building a valid structural model in a triangle zone: An example from the Neuquén fold and thrust belt, Argentina. *Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists* 117-131.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, D. 2006a. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S Lat)*. Geological Society of America, Special Papers

- 407: 125-145.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ansa, A. y Selva, G. 2006b. Three-dimensional structural modeling and its application for development of the El Portón field, Argentina. AAPG Bulletin 90 (3): 307-319.
- 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 (1): 192-203.
- Zapata, T.R. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En: En Veiga, G., Spalletti, L., Schwarz, E., Howell, J. (eds.), The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy y Basin Dynamics, vol. 252. Geological Society, Special Publications, 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., Dzelalija, F. y Olivieri, G. 2001. Desarrollo de reservorios fracturados de la Formación Mulichinco usando modelado estructural 3D: yacimiento Filo Morado, Cuenca Neuquina, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras 66: 38-47.
- Zapata, T.R., Córscico, S., Dzelalija, F., 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. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas electrónicas, Mar del Plata.
- Zappettini, E.O., Lagorio, S.L., Dalponte, M., Santos, J.O. y Belousova, E. 2018. Evidencias de magmatismo precuyano en el norte de la Cordillera del Viento. Revista de la Asociación Geológica Argentina 75 (4): 533-558.