

Evolución estructural de la zona de transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe Provincia de Mendoza

Salvador BROENS y Diego Martín PEREIRA

Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria. Pab. II. CP 1428. Buenos Aires. * E-mail: salvadorbroens@hotmail.com
* Dirección actual: Blanco Encalada 1974, 1° A, Ciudad de Buenos Aires, Argentina.

RESUMEN. En el presente trabajo se describe brevemente la estratigrafía y la estructura de los Andes en la zona de transición entre las fajas plegadas y corridas del Aconcagua y Malargüe. Las rocas aflorantes corresponden a un basamento volcánico ácido permotriásico, sedimentitas mesozoicas de la cuenca neuquina y efusiones volcánicas y depósitos continentales neógenos. Estructuralmente se reconocen de oeste a este, cuatro segmentos denominados: zona de inversión tectónica, zona de pliegues apretados, zona central o de imbricación y anticlinal del Carrizalito. Se construyeron dos secciones estructurales que se ajustan a los datos de campo recogidos en las zonas de imbricación, de pliegues apretados y del flanco dorsal del anticlinal del Carrizalito, que permitieron describir las estructuras presentes en el área. Lineamientos regionales de orientación noroeste-sureste podrían estar actuando como zonas de transferencia de rechazos. Pueden reconocerse dos o tres pulsos deformacionales según se considere la edad relativa de las estructuras respecto al levantamiento de la Cordillera Frontal. Para el caso en que el cordón del Carrizalito haya actuado como un alto de basamento se proponen dos pulsos, uno de piel fina y otro posterior que levanta a la Cordillera Frontal basculando la secuencia previamente deformada. Si en cambio la estructuración del anticlinal del Carrizalito hizo que este se comporte como punto de fijación (*sticking point*) podría sumarse un tercer episodio deformacional con corrimientos fuera de secuencia.

Palabras clave: *Andes, Mendoza, Cuenca Neuquina, Estructura, Río Diamante.*

ABSTRACT. *Structural evolution of the transition zone between the Aconcagua and Malargüe fold and thrust belts, province of Mendoza.* In this work we describe briefly the stratigraphy and the structure of the Andes in the transition zone between the Aconcagua and Malargüe fold and thrust belts. The outcrops are a Permotriassic volcanic acid basement, Mesozoic sediments of the Cuenca Neuquina and Neogene volcanic rocks and continental deposits.

Structurally we distinguish from west to east four segments: a tectonic inversion zone, a tight folds zone, a central or imbrication zone, and the Carrizalito anticlinal. Two structural sections were built using field data collected from the tight folds and imbrication zones and the from western flank of the Carrizalito anticlinal, that describe the structures in the area. Regional lineaments with northwest trends, could be acting as transfer zones.

It can be recognize two or three deformational pulses according to the relative ages between the structures and the uplift of the Cordillera Frontal. If the cordon del Carrizalito was a basement high we propose two deformational pulses, the first one of thin skinned type and the second one responsible of the uplift of the Frontal Cordillera, tilting the previously deformed sequence. If the uplift of the Carrizalito anticlinal worked as a sticking point of the fold and thrust belt, a third deformational episode with out-of-sequence faults could be recognized.

Key words: *Andes, Mendoza, Cuenca Neuquina, Structure, Río Diamante.*

Introducción

La zona de estudio se encuentra ubicada en el sector centro-occidental de la provincia de Mendoza, en los ámbitos geológicos de las Cordilleras Principal y Frontal. Se halla a unos 15 km al sur del volcán Maipo, comprendida entre los 34°20' y 34°32' de latitud sur y en sentido meridiano entre los 69°35' y 69°47' de longitud oeste, abarcando aproximadamente 380 km² (Fig. 1).

Entre los estudios previos del área se destacan los trabajos pioneros de Gerth (1925 y 1931), quien describió la

estratigrafía y la estructura de la región al sur del río Mescua (2005) realizaron sus trabajos finales de licenciatura en zonas aledañas.

La cuenca Neuquina, iniciada durante el Triásico superior como una cuenca extensional de retroarco (Mpodozis y Ramos 1989), se extiende en el centro-oeste de Argentina y en parte del territorio chileno entre los 27° y 41° de latitud sur. A partir del Cretácico superior se habría producido en el sector occidental la inversión de las estructuras previas configurándose progresivamente la Cordillera de los Andes y el antepaís.

Los afloramientos en esta cuenca entre los 31° y 37° de latitud sur se distribuyen en sentido meridiano y corresponden a la provincia geológica de la Cordillera Principal, estructurada en el sector de estudio entre los 18 y los 8,6 Ma, produciéndose la faja plegada de piel fina o híbrida Aconcagua y la faja plegada de piel gruesa Malargüe (Ramos *et al.* 1996 a,b, Giambiagi y Ramos 2002) (Fig. 1).

Con la información recogida y analizada durante los Trabajos Finales de Licenciatura presentados en la Universidad de Buenos Aires por los autores, se pudo ampliar el conocimiento geológico de un sector de la Cordillera Principal y Frontal poco estudiado hasta el presente.

En el presente trabajo se han integrado diversos datos de superficie obtenidos entre el río Borbollón y el borde occidental del cordón del Carrizalito, con el objetivo de describir y analizar el comportamiento estructural del orógeno andino en la zona de transición entre ambas fajas plegadas y corridas, en el contacto entre las Cordilleras Principal y Frontal.

Marco tectónico

El área de estudio se encuentra en el sector sur de los Andes Centrales, definido entre los 27° y los 46°S, de acuerdo a la división propuesta por Gansser en 1973 (Ramos 1999). Tres sectores, norte, central y sur, se definieron en base a la evolución tectónica y a la geometría de la zona de Wadati-Benioff. El sector central, definido para el sur de Perú, Bolivia y el norte de Argentina entre los 14° y los 27°S, está caracterizado por una subducción normal con la placa de Nazca inclinando aproximadamente 30° y un arco volcánico activo. Comprende las regiones sobreelevadas del Altiplano y la Puna, la Cordillera Occidental, la faja plegada y corrida con basamento involucrado de la Cordillera Oriental y la faja plegada y corrida de piel fina de las Sierras Subandinas. El sector sur de los Andes Centrales es muy variable. Entre los 27° y 33°30'S se encuentra el segmento de subducción horizontal donde la zona de Wadati-Benioff tiene una inclinación de entre 5° y 10°. Este segmento posee una importante deformación activa y comprende las Cordilleras Principal y Frontal, la faja plegada y corrida de Precordillera y las Sierras Pampeanas más al este. Al sur de los 33°30'S y hasta los 38°S la cadena andina se caracteriza por tener nuevamente una subducción normal, magmatismo de arco bien evolucionado con estratovolcanes como el Maipo y volcanismo de retroarco (Ramos, 1999). A estas latitudes no se desarrollan ni la Precordillera ni las Sierras Pampeanas y el frente orogénico se haya al este de la Cordillera Frontal, la cual se desarrolla desde los 26°S hasta el río Diamante, a los 34°40'S.

La zona de trabajo está ubicada en la porción más septentrional del segmento de subducción normal donde la zona de Wadati-Benioff posee una inclinación de aproximadamente 30°, en la zona de transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, dentro de la Cordillera Principal y en el extremo sur de la Cordillera Frontal.

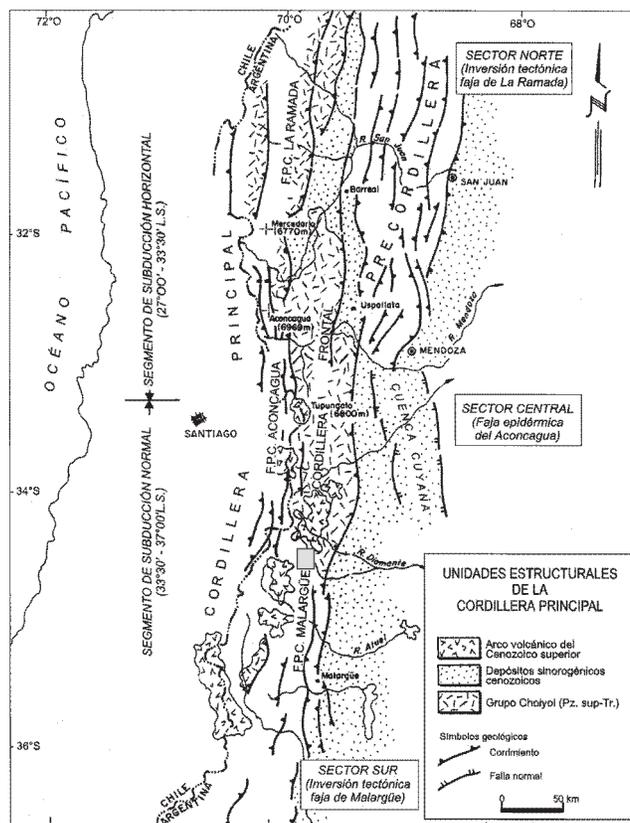


Figura 1: Diferentes segmentos de la Cordillera Principal con sus estilos estructurales controlados por la historia mesozoica, con la ubicación del área de estudio (modificado de Ramos *et al.* 1996 a).

Estratigrafía

a) El basamento

El basamento aflora exclusivamente al este en el ámbito de la Cordillera Frontal y está integrado por las Metamorfitas Las Lagunitas, la Tonalita El Carrizalito y el Grupo Choyoi. Éste está representado por la Asociación Volcánica La Totorá, compuesta por más de 1.500 m de ignimbritas riolíticas, y el Granito La Estrechura, intruído por diques riolíticos porfíricos (Volkheimer 1978, Llambías *et al.* 1993).

Las edades de este basamento van desde el Devónico hasta el Triásico inferior. En base a las relaciones estratigráficas Sruoga *et al.* (2002) atribuyeron al Granito La Estrechura y a la asociación volcánica La Totorá una edad post-carbonífera y pre-triásica superior. Las secuencias volcánicas más antiguas poseen típicas características orogénicas, asociadas al desarrollo de una zona de subducción (Kay *et al.* 1989, Llambías y Sato 1990). Estas riolitas y pórfidos riolíticos estarían representando el cese paulatino del magmatismo de arco a consecuencia de una disminución en la velocidad de convergencia (Ramos 1988, Kay *et al.* 1989) y la instalación de un régimen de extensión regional con consecuente fusión de la corteza.

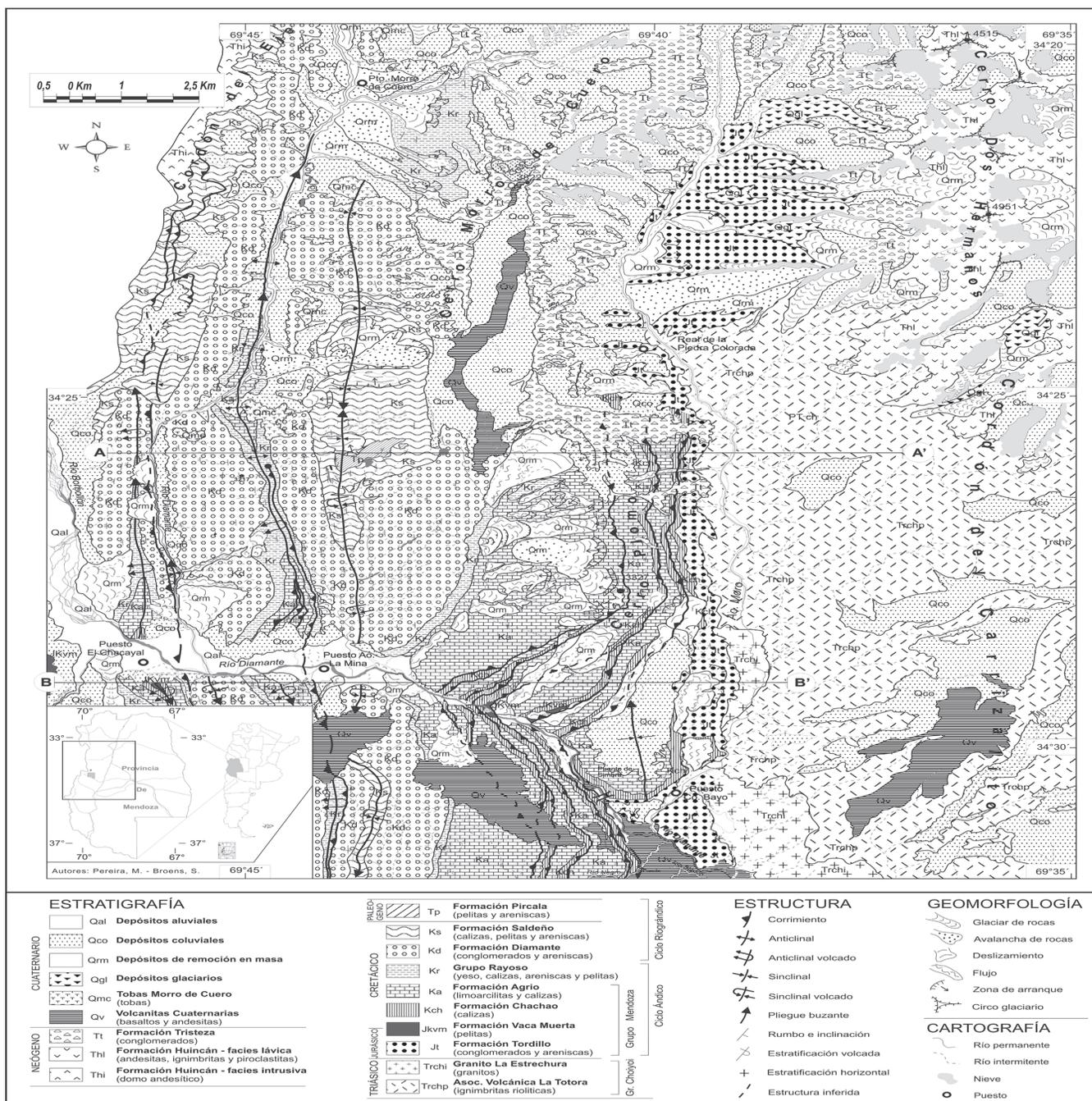


Figura 2: Mapa geológico del área de estudio en la zona de transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Cordilleras Principal y Frontal (modificado de Broens 2004 y Pereira 2003).

b) Los depósitos mesozoicos

Esta secuencia que se apoya en discordancia erosiva sobre el basamento, está compuesta por al menos 1.400 m de sedimentitas marinas y continentales correspondientes a las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Chachao, Agrio, Huitrín, Rayoso, Diamante, Saldeño y Pircala, siendo esta última del Paleógeno pero incluida aquí por su continuidad estratigráfica. La misma constituye parte del relleno

de la cuenca Neuquina y abarca el período que va desde el Kimmeridgiano hasta el Maestrichtiano-Daniano.

La Formación Tordillo (Stipanovic 1969) constituye la unidad basal del Grupo Mendoza. Aflora en el valle del arroyo Moro con un espesor variable de 40 m a más de 100 m (Fig. 2). Se apoya mediante discordancia erosiva sobre el Grupo Choiyoi. Está compuesta por una intercalación de conglomerados, sabulitas, areniscas y algunos niveles pelíticos. Su edad se determinó en el Kimmeridgiano y

el ambiente de depositación es continental, con cursos fluviales y abanicos aluviales conectados a depresiones de tipo *playa-lake* (Legarreta *et al.* 1993).

La *Formación Vaca Muerta* (Weaver 1931) está escasamente representada en la zona de estudio aflorando sólo en la costa del río Diamante al sur del cerro Plomo. A pesar de que en áreas vecinas afloran grandes espesores, los afloramientos aquí son pequeños asomos ubicados por debajo de la Formación Chachao. Son 5 m de pelitas y calizas finamente laminadas color negro, fétidas y portadoras de amonites berriasélidos, deformadas tectónicamente. El ambiente de depositación de las facies distales corresponde a un ambiente marino disaeróbico a anaeróbico con variaciones periódicas de profundidad (Legarreta *et al.* 1993). El periodo de depositación va del Tithoniano al Berriasiano, sin embargo según Legarreta y otros (1981) los depósitos marinos más extendidos de esta unidad en esta zona de borde de la provincia de Mendoza corresponden al Berriasiano.

En el cerro Plomo la *Formación Chachao* (Legarreta y Kozlowski 1979) forma estructuras de tipo *duplex* y aflora mayormente como crestones topográficos (Fig. 2). Apoya en aparente concordancia sobre la Formación Tordillo, aunque el contacto se encuentra cubierto y a orillas del río Diamante se puede observar un asomo de la Formación Vaca Muerta seguida hacia arriba por la Formación Chachao. La unidad está compuesta por calizas esqueléticas tipo *packstone* de color gris claro, masivas y con abundantes restos fósiles, en bancos tabulares de 0,2 a 5 m de espesor. El espesor total de la formación en la zona es de 28 metros. La edad de esta unidad, según la biozonación de Aguirre Urreta (2001), corresponde al intervalo valanginiano-berriasiano superior alto para este sector de la cuenca. El ambiente de formación correspondería al de una rampa carbonática (Legarreta y Kozlowski 1981).

La *Formación Agrío* (Weaver 1931) es la unidad más joven del Grupo Mendoza y aflora principalmente en el cerro Plomo y en el núcleo del anticlinal de la Mina en el valle del río Diamante en su cauce de sentido nortesur (Fig. 2). Es una secuencia, de entre 200 y 350 m de espesor, monótona y rítmica de limoarcilitas calcáreas masivas y laminadas color castaño claro, dispuestas en bancos tabulares de aproximadamente 20 cm, con fósiles de amonites y bivalvos. La edad de esta unidad en la zona está comprendida entre el Hauteriviano inferior y el Barremiano inferior, de acuerdo a la biozonación de Aguirre Urreta (2001). Según Legarreta *et al.* (1981) las secuencias observadas corresponderían a la facies distal, atribuidas a un ambiente marino profundo de aguas calmas de tipo disaeróbico, con ocasionales variaciones de profundidad.

El *Grupo Rayoso* (Legarreta y Gulisano 1989) integrado por las *Formaciones Huitrín y Rayoso*, está presente en el núcleo del anticlinal de la Mina, en el flanco occidental del cerro Plomo y en el cerro Morro de Cuero. Está constituido por yeso e intercalaciones de pelitas rojas, con algunos bancos calcáreos y de areniscas calcáreas de 1 a 4 m de espesor y clásticos finos color rojo. Se le asigna una edad aptiana-eocenomaniana (Legarreta 1985, Kozlowski

y Baldi 1983). La Formación Huitrín pertenece a los ambientes marino somero de salinidad anormal y continental hipersalino, mientras que las capas rojas de la Formación Rayoso marcan la regresión definitiva de los mares mesozoicos y representan un ambiente continental de tipo barreal a fluvial (Legarreta y Boll 1982).

Groeber (1946) definió el ciclo Diamantino, posiblemente en la comarca aquí estudiada. Corresponde a Yrigoyen (1972) la definición formal como *Formación Diamante*. Esta unidad está presente a lo largo de todo el valle del río Diamante y sus potentes y extensos bancos forman grandes pliegues anticlinales y sinclinales (Fig. 2). Se dispone en aparente concordancia sobre el Grupo Rayoso y su base está compuesta por areniscas y sedimentos clásticos finos color rojo. En general esta compuesta por una sucesión de conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas, grauvacas y en menor medida pelitas, en estratos lenticulares a tabulares. Pereira (2003) describió clastos de calizas atribuidos por Tunik (2001) a la Formación Agrío. El espesor total de la unidad es de aproximadamente 320 m, su edad esta comprendida en el intervalo neocenomaniano-campaniano y el ambiente de depositación sería producto de sedimentación en un ambiente aluvial con una zona de borde caracterizada por la coalescencia de canales fluviales (Legarreta *et al.* 1993).

La *Formación Saldeño* (Polanski 1957) aflora en el sinclinal Calos de rumbo meridiano y también al oeste del río Diamante formando láminas de corrimientos. Apoya concordantemente sobre la Formación Diamante, su estratofábrica es tabular y el espesor total es de 140 metros. Son niveles de centímetros a decenas de centímetros de pelitas, limolitas y calizas masivas y finamente laminadas portadoras de bivalvos y gastrópodos. Tunik y Concheyro (2002) le asignan a toda la formación una edad maastrichtiana. El ambiente de sedimentación corresponde a una planicie fangosa continental que es reemplazado por una planicie de mareas progradante, generada a partir de una ingesión marina proveniente del Atlántico (Tunik 2001).

En el núcleo del sinclinal Calos aflora la *Formación Pircada* (Polanski 1964) con sus capas levemente plegadas. Apoya en concordancia sobre la Formación Saldeño y su contacto superior se encuentra erosionado. Está compuesta por una intercalación de pelitas moradas y areniscas calcáreas masivas y laminadas, en niveles de 5 a 60 centímetros de espesor con fina laminación paralela. El ambiente de sedimentación correspondería a barreales y cuerpos lagunares someros de origen típicamente continental (Yrigoyen 1993). Según Parras *et al.* (1998) la edad estaría comprendida en el intervalo daniano-selandiano del Paleoceno.

c) Depósitos neogénicos

Encima de las unidades anteriores y mediante discordancia angular se apoyan depósitos neógenos de ambientes volcánico y continental.

Groeber (1946) denominó Huincanlitense a las rocas

volcánicas y subvolcánicas del Terciario superior del sur de Mendoza y Neuquén. Mas tarde Volkheimer (1978) e Yrigoyen (1979) las llamaron Andesitas Huincán y son definidas como *Formación Huincán* por Sruoga *et al.* (2002). Aflora en las cumbres de los Cordones del Eje y Bravo y en el cerro Dos Hermanos en la Cordillera Frontal (Fig. 2). Groeber (1947) distinguió dos tipos de ocurrencia para esta unidad, uno consistente en mantos y tobas de andesita y otro en núcleos intrusivos andesíticos. Según edades Ar/Ar para localidades al sur el río Diamante la edad estaría acotada al período Mioceno medio a superior entre 13 y 5 Ma (Baldauf *et al.* 1992, Nullo *et al.* 1997).

Kozlowski y Baldi (1983) engloban en la *Formación Tristeza* a la potente serie de conglomerados gruesos que aflora en la Cuchilla de la Tristeza y más al norte, denominada Tristecense por Groeber (1947). Aflora a lo largo del valle medio y alto del arroyo Moro. Se apoya horizontalmente en la parte superior de los cerros Morro de Cuero y Plomo y se apoya en discordancia angular sobre el Grupo Choiyoi e inclinándose al oeste en el cerro Dos Hermanos, en el cordón del Carrizalito. Es una potente secuencia de conglomerados matriz-sostenidos color gris, dispuestos en bancos tabulares con estratificación horizontal de algunas decenas de centímetros a decenas de metros de espesor. Su espesor total aumenta hacia el norte siendo de aproximadamente 500 m en el curso medio del arroyo Moro y de más de 800 m en su cabecera. La edad de la Formación Tristeza está acotada al Plioceno (Volkheimer 1978) y su ambiente de formación corresponde a abanicos aluviales distales y depósitos de caída para la sección inferior y a abanicos aluviales con un posible retrabajo de depósitos de lahares para el resto de la secuencia.

d) Depósitos cuaternarios

Se denominaron *Tobas Morro de Cuero* (*nov. nom.*) a los depósitos tobáceos encontrados a lo largo del cauce norte-sur del río Diamante (Fig. 2). Sus afloramientos están aislados unos de otros y se apoyan horizontalmente sobre las capas plegadas de la Formación Diamante. Es una toba vítrea color gris claro con ceniza y clastos pumíceos y líticos en iguales proporciones.

En la región existen diversas coladas volcánicas. Algunas se ubican subhorizontalmente y en discordancia sobre las secuencias mesozoicas deformadas y sobre el basamento permo-triásico en posiciones elevadas de los cerros. Mientras que otras se hallan encauzadas en los valles sobre un sustrato morénico (Fig. 2). Son basaltos y andesitas basálticas de color gris oscuro y homogéneos.

Acumulaciones de origen glaciario se observan en el cerro Dos Hermanos. Son morenas de fondo y frontales, que fueron originadas por glaciares colgantes de la última glaciación que no alcanzaron el valle principal del arroyo Moro.

Se pueden distinguir depósitos de remoción en masa en el cerro Plomo, en el valle del río Diamante, en los alrededores del puesto Morro de Cuero y en el cerro Dos Her-

manos (Fig. 2). Estas acumulaciones detríticas fueron originadas por avalanchas de rocas, deslizamientos, flujos o una mezcla de procesos. En el cerro Dos Hermanos el proceso principal aún activo es el de reptaje generando glaciares de rocas cuyo aporte detrítico proviene de morenas glaciarias.

Estructura

La deformación de la faja plegada y corrida Aconcagua responde a un mecanismo de piel fina (*thin skinned fold-thrust belt*) para su sector externo y de tipo híbrido, es decir de piel fina y gruesa, para su sector interno (Ramos 1985, Giambiagi y Ramos 2002). La transición entre las dos zonas, definida al norte del volcán Maipo, coincide con el límite entre Argentina y Chile. La faja plegada y corrida Malargüe, situada más al sur, involucra al basamento en su deformación constituyendo una faja plegada y corrida de piel gruesa (*thick skinned fold-thrust belt*) (Kozlowski *et al.* 1993, Manceda y Figueroa 1995). Pese a ello existen sectores locales como el sector externo, entre el río Borbollón y el frente orogénico al norte del río Salado (Kozlowski, *et al.* 1993), en donde el estilo de deformación es de piel fina. Estos sectores con deformación epidérmica estarían limitados por bloques de basamento (Gerth 1931, Zapata *et al.* 1999) (Fig. 1).

Al norte del río Diamante el frente orogénico está representado por la *Diamante fault* (Lahee 1927) más tarde llamado corrimiento El Carrizalito (Kozlowski y Baldi 1983, Kozlowski *et al.* 1989b) en la confluencia entre el río Diamante y el arroyo Las Aucas. A través de este plano de falla se elevó durante el Mioceno superior (Kozlowski *et al.* 1989b) un gran bloque de basamento conocido como Cordón del Carrizalito integrando de esta manera la porción austral de la Cordillera Frontal. Al sur del río Diamante desaparece la Cordillera Frontal, se observa cierta disminución en la complejidad estructural y un frente orogénico emergente representado por el corrimiento El Sosneado (Kozlowski *et al.* 1989b).

Se han reconocido lineamientos de orientación noroeste-sureste asociados a rasgos fisiográficos como la traza de los ríos Atuel, Diamante y Borbollón y la culminación sur de la Cordillera Frontal. En la región pedemontana al este de la Cordillera Frontal dos zonas de fractura llamadas Diamante y Papagayos (Cortés y Sruoga 1998) poseen una orientación similar. Estos lineamientos podrían estar relacionados a estructuras profundas posiblemente vinculadas a la extensión mesozoica, pudiendo comportarse como zonas de transferencia de rechazos.

En el río Diamante los estratos pertenecientes al ciclo ándico presentan geometría cuneiforme adelgazándose contra el basamento ubicado en el sector oriental. Las variaciones laterales de facies de la cuña sedimentaria (Kozlowski *et al.* 1989b), la pérdida (*pinch out*) de niveles plásticos que actúan como planos de despegue y la presencia de obstáculos (*sticking point*) como la cordillera Frontal son los principales elementos de control en la localización de las fallas de la región. En todos los casos

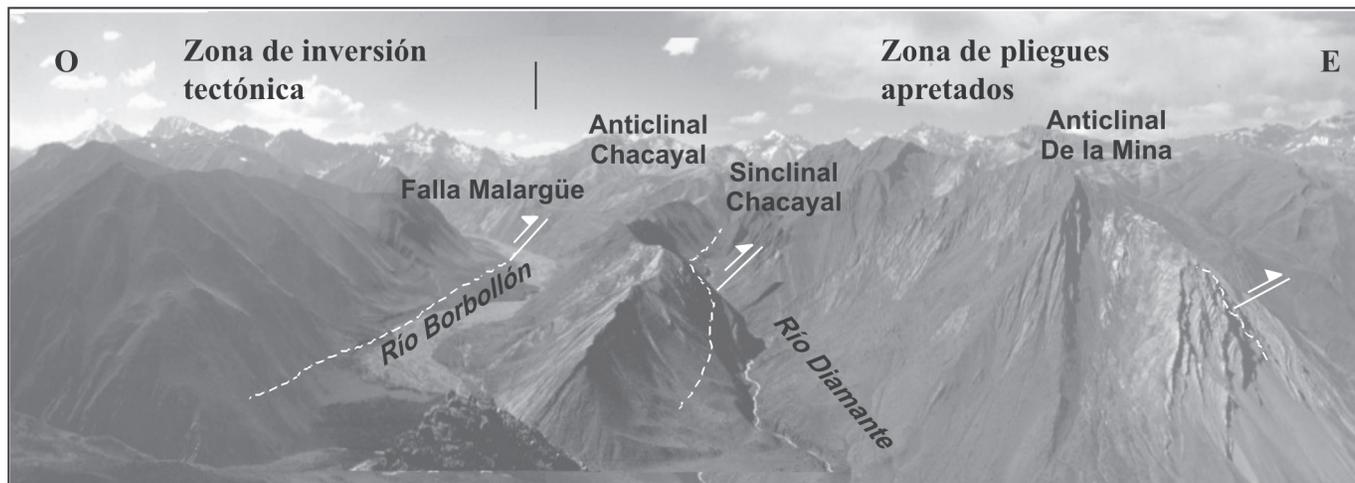


Figura 3: Vista al norte del contacto entre la zona de inversión tectónica al oeste y la zona de anticlinales apretados al este.

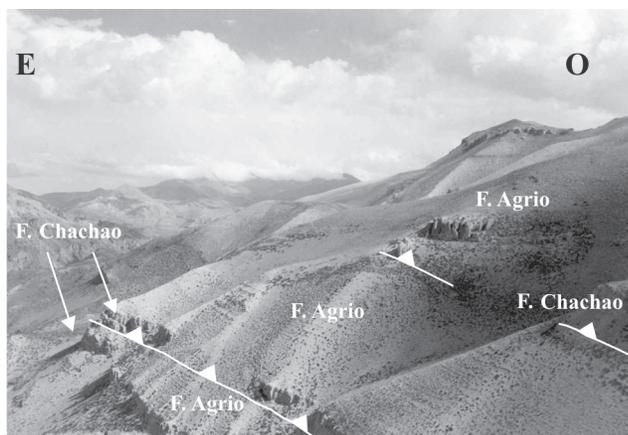


Figura 4: Zona de imbricación. Vista al sur desde el arroyo Moro.

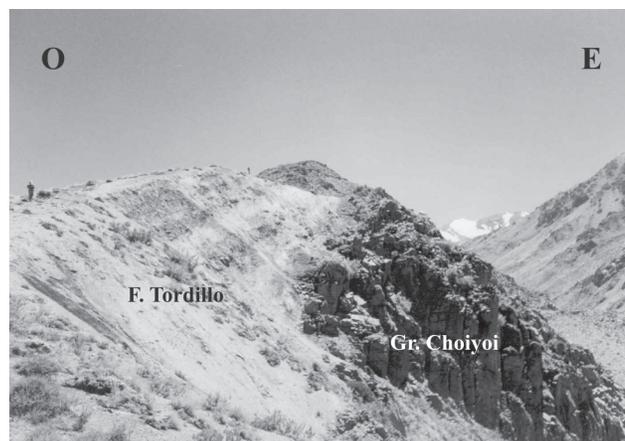


Figura 5: Flanco dorsal del anticlinal del Carrizalito. Vista al norte del contacto de la Formación Tordillo con el basamento.

la vergencia de las estructuras es hacia el este.

De acuerdo con las características estructurales se reconocen de oeste a este cuatro segmentos denominados: zona de inversión tectónica (Giambiagi y Ramos 2002), zona de pliegues apretados, zona central o de imbricación y anticlinal del Carrizalito (Figs. 3, 4 y 5).

Los datos estructurales de campo utilizados en este trabajo fueron obtenidos en el sector comprendido entre la zona de pliegues apretados y el limbo occidental del anticlinal del Carrizalito. Las figuras 6 y 7 corresponden a las secciones A-A' (modificada de Broens 2004) y B-B' (modificada de Pereira 2003) respectivamente (Fig. 2).

a) Zona de inversión tectónica

En el límite occidental del área de estudio se encontraría la continuación norte de la falla Malargüe (Fuentes 2002, Zubiri 2002) y del lineamiento Borbollón-La Manga (Giambiagi *et al.* 2005). La misma controla en este sector el cauce del río Borbollón y pone en contacto unidades del Jurásico inferior sobre unidades depositadas durante el Cretácico (Fig. 3).

La posición geográfica de esta superficie coincide con un cambio en el estilo deformacional, el cual fue vinculado con la participación del basamento en la deformación

b) Zona de pliegues apretados

Esta zona se encuentra integrada por pliegues asimétricos volcados al este que serían transportados tectónicamente por corrimientos fuera de secuencia y de tipo *break-through* hacia el antepaís (Figs. 6, 7 y 8). Se encuentran involucrados en la deformación los Grupos Mendoza y Rayoso y las Formaciones Diamante y Saldeño. En el extremo noroccidental de la zona de estudio dos láminas de corrimiento que repiten la Formación Saldeño se unen hacia el sur en un sólo plano de falla.

Tanto el anticlinal de la Mina cuyo eje coincide con el curso del río Diamante en su tramo norte-sur, como el braquisinclinal Calos ubicado al este tienen la particularidad de transferir su deformación en sentido latitudinal. Al norte son simétricos y extremadamente amplios con inclinaciones en sus limbos menores a los 16°. En cambio ha-

cia el sur sus limbos aumentan progresivamente sus inclinaciones hasta valores superiores a los 35° e incluso volcados (Figs. 6, 7 y 8).

En el núcleo del braquisinclinal Calos se advierte cierta deformación interna localizada en los niveles pelíticos de la Formación Saldeño que mediante pliegues y fallas de reacondamamiento absorben parte de la deformación. Este fenómeno es el causante de que las capas de la Formación Pircala sufran un plegamiento más amplio. La zona de despegue basal principal fue interpretada en las pelitas de la base de la Formación Vaca Muerta (Broens 2004) (Fig. 7) o en el yeso que integra la Formación Auquilco (Pereira 2003) (Fig. 8).

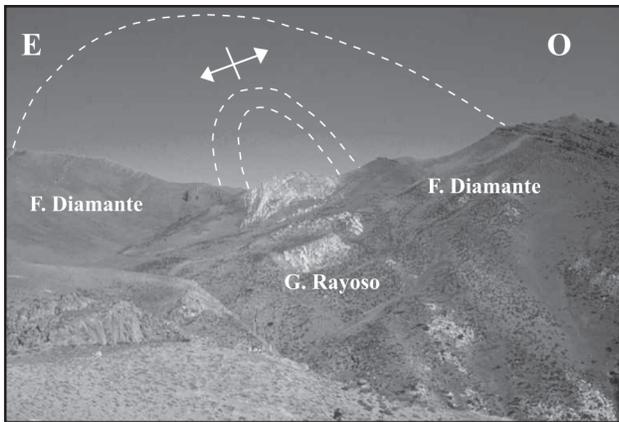


Figura 6: Zona de pliegues apretados. Vista al sur del anticlinal de la Mina, con las capas del Grupo Rayoso y la Formación Diamante volcándose en el limbo oriental.

La presencia de clastos de calizas de Agrio y Chachao hallados en niveles cercanos al tope de la Formación Diamante junto con otras evidencias como los estratos de crecimiento reconocidos en el Grupo Neuquén por Orts (2002), sugieren un inicio de la compresión andina durante el Cretácico superior.

En este sector, la compresión y la complejidad estructural disminuyen de sur a norte ambas asociadas a la terminación de las fallas (*fault-tip*). Este cambio latitudinal en la magnitud de la deformación podría deberse a la transferencia de rechazos en los lineamientos regionales de orientación noroeste-sureste. Estas posibles zonas de acomodación oblicuas también podrían estar relacionadas al hundimiento de la Cordillera Frontal al sur del río Diamante y a la inflexión de las estructuras superficiales a esas latitudes.

c) Zona de imbricación

En este sector se observa un apilamiento de láminas de corrimiento con fuerte preservación de los limbos dorsales formando estructuras imbricadas y de tipo *duplex*. Las unidades involucradas en la deformación de este sector son las Formaciones Chachao, Agrio y Diamante y el Grupo Rayoso (Fig. 4). También se observó un sinclinal de rumbo norte-sur con limbos que inclinan suavemente y cuyo eje pasa aproximadamente por la desembocadura del arroyo Moro. Este pliegue, posiblemente de arrastre, también afecta a las capas de la Formación Tordillo.

Se verificó un acuñamiento (*pinch out*) de la Formación Auquilco hacia el este por lo que, en este sector, el nivel

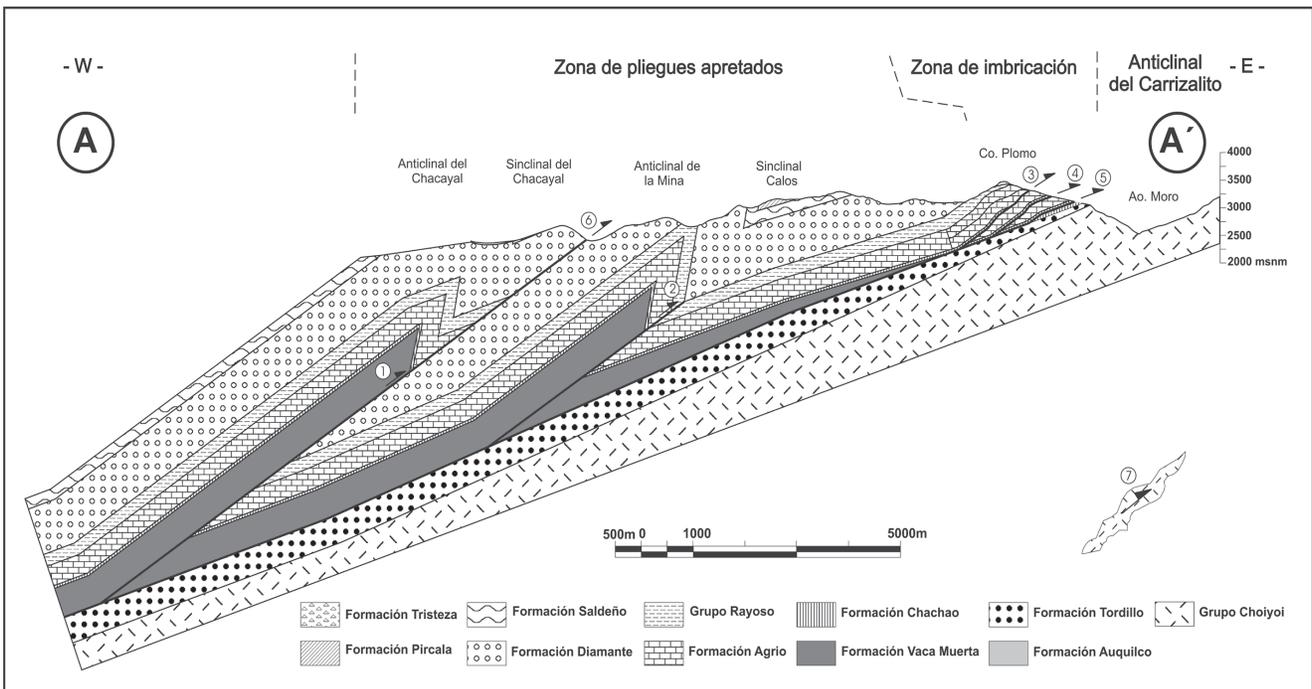


Figura 7: Sección estructural balanceada, a 34°26' de latitud sur (modificado de Broens, 2004). La falla en el basamento está ubicada de manera esquemática.

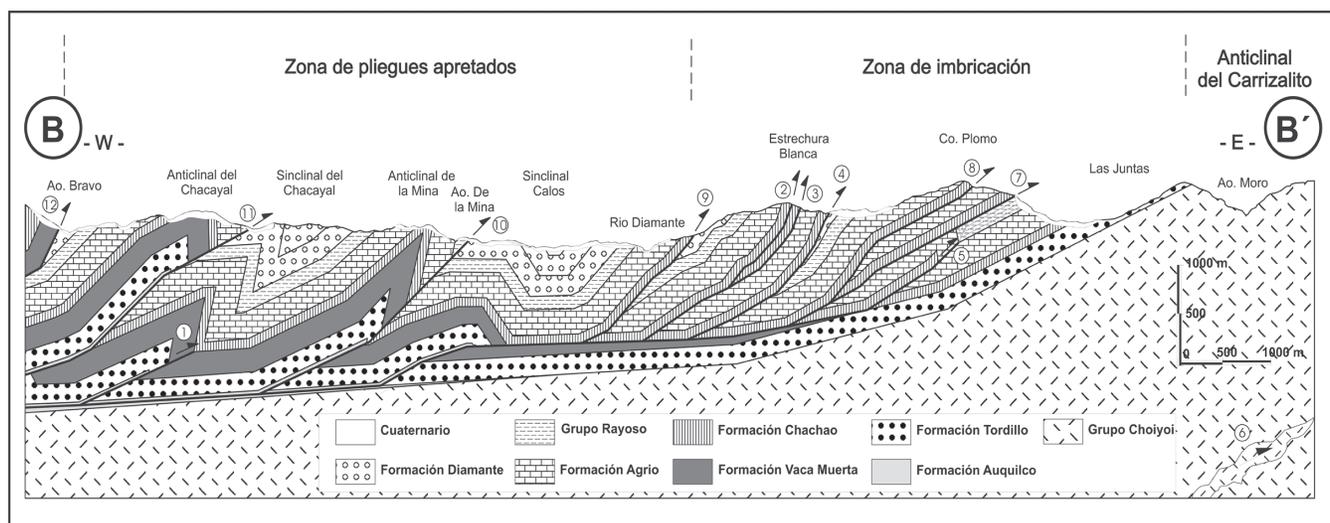


Figura 8: Sección estructural, a 34°29' de latitud sur (modificado de Pereira, 2003). La falla en el basamento está ubicada de manera esquemática.

de despegue inferior se ubicaría en el tope de la Formación Vaca Muerta (Figs. 7 y 8). Asimismo el nivel de despegue superior para estas estructuras corresponde a las pelitas laminadas de la Formación Agrio. La deformación de las láminas de corrimiento se habría producido mediante pliegues por flexión de falla.

En el extremo oriental de esta zona las calizas de la Formación Chachao se disponen paraconcordantemente sobre los conglomerados y areniscas de la Formación Tordillo y éstos, a su vez, en discordancia angular sobre el basamento de la Cordillera Frontal. Esto marcaría el *pinch out* de Vaca Muerta hacia el este y la pérdida de otro nivel de despegue basal.

Al noroeste de la comarca en el flanco occidental del cerro Morro de Cuero los niveles de la Formación Huitrín se ven intensamente afectados por la estructura, con inclinaciones al oeste subverticales en el sector oriental. Este comportamiento podría estar asociado a los corrimientos del cerro Plomo que probablemente se conectarían con estos afloramientos por debajo de los depósitos terciarios.

Zona anticlinal del Carrizalito

El cordón del Carrizalito aflora al este del área estudiada y constituye una gran estructura anticlinal vergente hacia el este (Kozłowski y Baldi 1983). En la zona de estudio el flanco dorsal de la misma presenta una inclinación de 30° hacia el oeste, aunque al sureste de la desembocadura del arroyo Moro los estratos cambian levemente su rumbo hacia el sur-suroeste (Figs. 5, 7 y 8). Este gran anticlinal buza hacia el sur y las volcanitas del Grupo Choiyoi forman una nariz que define el límite sur de la Cordillera Frontal a la altura del río Diamante. Sedimentitas jurásicas y cretácicas reflejan también esta geometría a lo largo del valle.

El limbo oriental llega a ser vertical, y toda la estructura

se asocia a una importante falla de alto ángulo con inclinación al oeste y rumbo norte, que limita su ala oriental y que aflora al norte del río Diamante conocida como la *Diamante fault* (Lahee 1927) o corrimiento El Carrizalito (Kozłowski y Baldi 1983; Kozłowski *et al.* 1989b).

Las volcanitas de la Formación Huincán se hallan en posición subhorizontal en la charnela del pliegue, mientras que la Formación Tristeza se halla suavemente plegada en el arroyo Moro incrementando su inclinación hacia el oeste en los bancos del cerro Dos Hermanos.

Este basamento, integrado por la Tonalita El Carrizalito y por el Grupo Choiyoi, constituye el afloramiento más austral de la Cordillera Frontal y habría actuado como alto estructural para la depositación de las evaporitas de la Formación Auquilco y para las facies de pelitas negras de la Formación Vaca Muerta, generando un *hiatus* desde el límite permo-triásico hasta el Kimeridgiano, momento de la depositación de la Formación Tordillo (Fig. 5).

De acuerdo con Kozłowski y Baldi (1983) el levantamiento de la Cordillera Frontal se produjo como un solo bloque a través de fallas de alto ángulo. La edad de levantamiento está constreñida entre los 9 y los 8,6 Ma (Ramos *et al.* 1996b).

En la sección balanceada de la figura 6 se asumió una inclinación original de 3° para el basamento. Luego, con el basculamiento del limbo occidental del anticlinal del Carrizalito, el basamento y toda la secuencia deformada previamente se inclinó unos 25° más hacia el oeste. Estos valores geométricos están basados en datos propios de superficie y recopilación bibliográfica (Kozłowski y Baldi 1983, Kozłowski *et al.* 1989b, 1993). En la figura 7 se interpreta un quiebre en la inclinación del basamento desde 30° en el sector este, basado en datos de superficie, hasta 6° en el retropaís coincidiendo con la inclinación regional del basamento propuesta por Kozłowski *et al.* (1993).

Secuencia deformacional y acortamiento

Según se considere el momento de generación de los corrimientos fuera de secuencia ubicados en el ámbito de la Cordillera Principal respecto del levantamiento de la Cordillera Frontal pueden reconocerse 2 o 3 pulsos deformacionales:

a) Si la presencia de este bloque de basamento constituyó un obstáculo natural actuando como punto de fijación (*sticking-point*) simplemente por ser un cuerpo de características reológicamente contrastantes respecto de la cobertura mesozoica, sumado a la pérdida de niveles de despegue hacia el este, entonces podría reconocerse un primer episodio de deformación de piel fina con generación de pliegues, duplexes y corrimientos fuera de secuencia ocurrido durante el Mioceno (Kozłowski *et al.* 1989b) determinando el avance de la deformación hacia el antepaís; y otro episodio de piel gruesa hacia los 9 Ma (Kozłowski y Baldi 1983) mediante el cual se habría levantado la Cordillera Frontal.

b) Si el punto de fijación (*sticking-point*) estuviera vinculado con la propia estructuración de la Cordillera Frontal impidiendo ésta el avance de la deformación hacia el este y favoreciendo el crecimiento de la cuña tectónica, entonces podría reconocerse un tercer episodio deformacional vinculado a los corrimientos fuera de secuencia.

Kraemer (2000) dató a los depósitos sinorogénicos con una edad de 15,1 Ma en el área de Malargüe asociándolos con la etapa de deformación de piel fina. Giambiagi y Ramos (2002) propusieron para el sector sur de la faja plegada y corrida Aconcagua entre 33° y 34°S edades de 17 a 15 Ma para la inversión tectónica, 15 a 8,5 Ma para la deformación de piel fina, 8,5 a 4 Ma para la generación de corrimientos fuera de secuencia y edades de 8,5 a 6 Ma para el levantamiento de la Cordillera Frontal a esas latitudes. Según Giambiagi *et al.* (2005) en la faja plegada y corrida Malargüe la reactivación de fallas de basamento en el sector occidental ocurrió entre los 14 y 7 Ma (Giambiagi *et al.* 2005), contemporáneamente con la generación de niveles de despegue en el sector oriental, entre los 15 y 7 Ma (Baldauf 1997).

De acuerdo con las restituciones de los cortes estructurales realizados se estima un acortamiento para la sección A-A' (Fig. 7) de 13,5 km equivalente a un 38% y para la sección B-B' (Fig. 8) de 16,6 km, esta última equivalente al 60%.

Evolución estructural

La asociación volcánico-plutónica del Grupo Choiyoi está asociada a un período de anatexis cortical y extensión generalizada durante el lapso pérmico medio-triásico medio (Mpodozis y Ramos 1989). Una vez finalizado ese gran evento efusivo, los fenómenos extensionales aumentaron su intensidad en una etapa de *rifting* que duró desde el Triásico superior al Toarciense. Lineamientos estructurales previos controlarían la formación de hemigrábenes en las rocas fracturadas del Grupo Choiyoi.

Las secciones superiores de la Formación Diamante muestran un aporte proveniente de las calizas del Grupo Mendoza, hecho que junto con otras evidencias indicaría un incipiente levantamiento de la cordillera al oeste del área de estudio hacia fines del Cretácico.

Durante el Terciario en el ámbito de la Cordillera Principal, la orogenia ándica afectó la secuencia mesozoica y al basamento provocando una intensa deformación, apilamiento y ascenso. En la zona de estudio esta estructuración fue de tipo epidérmica y no afectó al basamento prejurásico, aunque este último podría haberse deformado contemporáneamente en posiciones más internas transmitiendo los desplazamientos hacia niveles más superficiales ubicados más al este (Giambiagi, *et al.* 2005).

Una migración del arco volcánico hacia el este habría ocurrido en el Mioceno, contemporáneamente a la propagación del frente orogénico hacia el este comenzando a generarse el anticlinal del Carrizalito y un ascenso generalizado en toda la comarca.

Durante el Plioceno transcurre un período erosivo caracterizado por la peneplanización de los estratos mesozoicos deformados y la denudación de las volcanitas miocenas.

Discusión y conclusiones

El sector externo-norte de la faja plegada y corrida Malargüe entre los 34°20' y 34°32' de latitud sur se habría comportado localmente como de piel delgada, caracterizando al sector de transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe.

Entre el río Borbollón y el arroyo Moro la secuencia sedimentaria mesozoica-paleocena se encuentra intensamente plegada y fallada, con desarrollo de corrimientos, pliegues simétricos y volcados, estructuras imbricadas y *duplexes*. Las estructuras tienen un rumbo aproximado norte-sur y poseen vergencia oriental.

La diferencia en el estilo y la magnitud de la deformación en sentido latitudinal del área de estudio podría ser efecto de una zona de transferencia de rechazos, que provoca una mayor compresión al sur. Esto podría a su vez estar relacionado con la desaparición de la Cordillera Frontal al sur del río Diamante y con la inflexión de las estructuras superficiales a esas latitudes.

Se han determinado dos o tres episodios de deformación según se considere la edad relativa de las estructuras con respecto al levantamiento de la Cordillera Frontal. Los mismos podrían resumirse en un primer episodio de deformación de piel fina que incluye corrimientos fuera de secuencia y de tipo *break-through* seguido por el ascenso de la Cordillera Frontal; o un período de deformación epidérmica, seguido por la estructuración del anticlinal del Carrizalito (*sticking-point*) y el posterior desarrollo de corrimientos fuera de secuencia.

En todos los casos se verifica que la estructuración del área estuvo controlada por la presencia de obstáculos (*sticking points*), la pérdida de niveles de despegue (*pinch out*) y la presencia de lineamientos previos que pudieron actuar como zonas de acomodación.

De acuerdo a las secciones estructurales realizadas se determinó un acortamiento mínimo de 13,5 Km, equivalente al 38%, para el sector externo-norte de la faja plegada y corrida Malargüe a los 34°26'S y de 16,6 Km equivalente a un 60% a los 34°29'S.

Agradecimientos

A la Universidad de Buenos Aires por permitir esta investigación como parte de los trabajos finales de Licenciatura de los autores en los que se basa el presente trabajo y especialmente a Víctor A. Ramos por la dirección de los mismos. Este se hace extensivo a los doctores Laura Giambiagi y Martín Turienzo por sus valiosos comentarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre Urreta, B. 2001. Marine Upper Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and biostratigraphy of the Aconcagua-Neuquén Basin, Argentina and Chile. *Journal of Iberian Geology* 27: 71-90.
- Baldauf, P. 1997. Timing of the uplift of the Cordillera Principal, Mendoza Province, Argentina. M. S. Thesis, George Washington University (inédita) 356 p., Washington.
- Baldauf P., Stephens, G., Kunk, M. y Nullo, F. 1992. Argon-Argon ages for the Huincan intrusive suite and their implications for the structural development of the Andean foreland, Southern Mendoza province, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 24: A128.
- Broens, S. 2004. Geología de la Región del Morro de Cuero, alto río Diamante, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 83 p., Buenos Aires.
- Cortés, J. M. y Sruoga, P. 1998. Zonas de fractura cuaternarias y volcanismo asociado en el piedemonte de la Cordillera Frontal (34°30'S), Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 116-121, Buenos Aires.
- Fuentes F. 2002. Geología de la región del cerro Guanaquero. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura, (inédito) 83 p., Buenos Aires.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society* 129: 93-131, Londres.
- Gerth, F. 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. *Academia Nacional de Ciencias*, Actas 9: 1-56, Córdoba.
- Gerth, E. 1931. La estructura geológica de la cordillera argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sur de la provincia de Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias*, Actas 10 (2): 123-172, Córdoba.
- Giambiagi, L.B. y Ramos, V. 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 101-116.
- Giambiagi, L.B., Bechis, F., García, V. y Clark, A. 2005. Temporal and spatial relationship between thick- and thin-skinned deformation in the thrust front of the Malargüe fold and thrust belt, Southern Central Andes. 6° International Symposium on Andean Geodynamics Extended Abstracts: 315-318.
- Giambiagi, L.B., Alvarez, P.P. y Tunik, M. 2005. Relación entre las estructuras de rift triásicas-jurásicas y el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas Aconcagua y Malargüe. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 81-86, La Plata.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1, Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1(3): 177-208. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hojas Sosneado y Maipo. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2(2): 141-176, Buenos Aires. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C.M. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328, Boulder.
- Kim, H. J. 2003. Geología del Cerro Amarillo, sur del arroyo Las Playas, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 104 p., Buenos Aires.
- Kittl, E. 1944. Estudios geológicos y petrográficos sobre los volcanes de la región cordillerana al sur de Mendoza y del Grupo del Descabezado. *Anales del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 41: 71-192.
- Kozłowski, E. y Baldi, J. 1983. Estratigrafía, Estructura, y Posibilidades Petroleras de la Zona: Río Diamante - Río Atuel. Provincia de Mendoza. YPF (informe inédito) 59 p., Buenos Aires.
- Kozłowski E., Cruz C.E., Condat P. y Manceda R. 1989b. Interpretación del fallamiento de bajo ángulo en los sedimentos cretácicos del río Diamante, Provincia de Mendoza. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas 2: 675-688, Buenos Aires.
- Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V.A. 1993. Estructura. En: V.A. Ramos (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. Decimosegundo Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I(18): 235-256, Buenos Aires.
- Kraemer P. 2000. Kinematic of the Andean Fold-belt inferred from the geometry and age of syntectonic sediments, Malargüe (35°30'S), Mendoza, Argentina. En *Geological Society of America, Summit 2000, Abstracts with Programs*: A-506, Reno.
- Lahee, F. H. 1927. The petroliferous belt in Central Western Mendoza, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 11(3): 261-278, Tulsa.
- Legarreta, L. 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), Provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 197 p., Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Boll, A. 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo. Provincia de Mendoza. YPF (informe inédito), Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Gulisano C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En G. Chebli y L. Spalletti (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, *Correlación Geológica Serie 6*: 221-243, San Miguel de Tucumán.
- Legarreta, L., Gulisano C.A. y Uliana M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En V.A. Ramos (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I(9): 87-114, Mendoza.
- Legarreta, L. y Kozłowski, E., 1979. Estratigrafía, sedimentología y esquema prospectivo para la Formación Chachao, Provincia de Mendoza. YPF (informe inédito), Buenos Aires.
- Legarreta L. y Kozłowski E., 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao. Provincia de Mendoza. Octavo Congreso Geológico Argentino, San Luis. Actas 2: 521-543.
- Legarreta, L., Kozłowski E. y Boll A., 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la Cuenca Neuquina. 8° Congreso Geológico

- Argentino, Actas 3: 389-409.
- Llambías, E.J., Kleiman, L. y Salvarredi, J.A., 1993. El magmatismo Gondwánico. En: V.A. Ramos (ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(6): 53-64, Buenos Aires.
- Llambías, E. J. y Sato, A. M. 1990. El Batolito del Colangüil (29°-31°): Cordillera Frontal Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17(1): 99-108, Santiago.
- Maceda, R., Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (eds.). *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En G.E. Ericksen, M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reinemud (eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, Earth Sciences Series 11: 59-90.
- Nullo, F.E., Stephens, G. y Otamendi, J. 1997. Evolución geoquímica del arco volcánico Neógeno en el sur de Mendoza, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1004-1408.
- Orts, S. 2001. Geología comprendida en el sector entre los ríos Plomo y Vacas. Trabajo final de licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 89 p., Buenos Aires.
- Parras, A. M., Casadio, S. y Pires, M. 1998. Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe (Límite Cretácico - Paleógeno), sur de la provincia de Mendoza, Argentina. Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial* 5: 61-69.
- Pereira, D.M. 2003. La faja plegada y corrida Malargüe en la margen norte del río Diamante. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 105 p., Buenos Aires.
- Polanski, J., 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontana del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Físicas y Naturales, *Contribuciones Científicas, Geología* 1(2): 95-139, Buenos Aires.
- Polanski, J. 1964. Descripción de la Hoja 25a, Volcán San José, provincia de Mendoza, Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 98: 1-94, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza. Reconstrucción tectónica de sus facies, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno (Santiago), Actas 1: 104-118.
- Ramos, V.A. 1988. The Tectonics of the Central Andes: 30°-33°S latitude. En S.Clark, D. Burchfiel y J. Suppe (eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, Geological Society America, Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. En *Episodes, Special Volume: Geology of South America*, 22(3): 183-190.
- Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E. 1996 a. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30-36° latitude). *Tectonophysics* 259: 185-200.
- Ramos, V.A., Aguirre Urreta, M.B., Alvarez, P.P., Cegarra, M., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Lo Forte, G.L., Pereyra F. y Pérez, D. 1996 b. Geología de la Región del Aconagua, Provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24, 510 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2002. La transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconagua y Malargüe: influencia del basamento de la cordillera frontal. Decimoquinto Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 166-167, Calafate.
- Scaricabarozzi, N. 2003. Geología del área del Arroyo Las Playas, Departamento de San Rafael, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 62 p., Buenos Aires.
- Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., y Repol, D. 2002. Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, *Boletín* 290: 1-121, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema de Groeber. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 24(4): 367-388, Buenos Aires.
- Tunik, M. A., 2001. Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión atlántica en la alta cordillera de Mendoza. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 257 p., Buenos Aires.
- Tunik, M. A. y Concheyro, A. 2002. Primer hallazgo de nanofósiles calcáreos de la Formación Saldeño (Cretácico tardío), alta Cordillera de Mendoza, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino (Calafate), Actas 1: 530-535.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la Hoja Geológica 27b Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, *Boletín* 151: 1-80, Buenos Aires.
- Weaver, C.E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington, *Memoir* 1: 1-469, Seattle.
- Yrigoyen, M. R. 1972. Cordillera Principal. En: A. F. Leanza (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 345-364, Córdoba.
- Yrigoyen, M.R. 1979. Cordillera Principal. En J.C.M. Turner (ed.) *Segundo Simposio Geología Regional*, Academia Nacional de Ciencias 1: 651-694, Córdoba.
- Yrigoyen, M. R. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En V. A. Ramos (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(11): 123-148, Buenos Aires.
- Yrigoyen, M. y Martínez Cal, H. 1953. Estratigrafía y tectónica de la región comprendida entre los ríos Atuel y Diamante (Mendoza). YPF (informe inédito) DGM, 87 p., Buenos Aires.
- 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* (Diciembre): 112-121.
- Zubiri M. 2002. Geología y estructura en las adyacencias del arroyo Bravo, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 79 p., Buenos Aires.

Recibido: 1 de septiembre 2005

Aceptado: 5 de diciembre, 2005