

# EVOLUCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS ANDINAS EN LA REGION DEL RÍO DIAMANTE (34°40'LS): VINCULACIÓN ENTRE LA FAJA CORRIDA Y PLEGADA DE MALARGÜE Y LA CORDILLERA FRONTAL

Martín M. TURIENZO, Luis V. DIMIERI, María C. FRISICALE y Vanesa S. ARAUJO

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

## RESUMEN

El estudio de las estructuras andinas en la región del río Diamante y su vinculación con las rocas volcánicas, subvolcánicas y sedimentarias terciarias, permitió establecer un modelo estructural evolutivo para este sector de los Andes. La estructura dominante está conformada por dos sectores que involucran al basamento, entre los cuales se desarrolla un sector con deformación en la cubierta sedimentaria. En el sector occidental, grandes cuñas de basamento asociadas a corrimientos andinos, se propagaron en la cubierta a lo largo de horizontes favorables generando los pliegues y corrimientos del sector central de piel fina. La estructuración de estos dos sectores, que implica un acortamiento de 10 km, tuvo lugar entre los 14,5 Ma y los 10,8 Ma, lo cual representa un importante evento compresivo durante el Mioceno medio (2,7 mm/año). En el sector oriental, la ausencia de despegues eficientes dificultó el desarrollo de cuñas de basamento y en cambio tuvo lugar una importante deformación mediante retrocorrimientos. Numerosos cuerpos subvolcánicos (10,5 Ma a 5,5 Ma) presentes en toda la zona donde ocurren los retrocorrimientos sugieren una vinculación entre el magmatismo y el fallamiento antitético. Con la continuidad de la compresión, la falla Carrizalito cortó hacia la superficie montando rocas pre-jurásicas y mesozoicas sobre terciarias, aunque en la región más austral permanece como una falla ciega que registra sismicidad moderna. Un acortamiento de 4,3 km en el sector oriental ocurrido entre los 10,8 Ma y los 0,5 Ma (0,42 mm/año) indica una lentificación de la contracción andina durante el Mioceno tardío-Pleistoceno.

Palabras clave: *Cinemática, tectónica andina, cuñas de basamento, Andes, río Diamante.*

**ABSTRACT:** *Evolution of the Andean structures at the Río Diamante region (34°40'SL): linkage between the Malargüe fold-and-thrust belt and the Cordillera Frontal.* The study of the Andean structures at the Río Diamante region and its linkage with the tertiary volcanic, subvolcanic and sedimentary rocks, allow us to propose a structural evolution for this sector of the Andes. Two basement-involved sectors with a thin-skinned sector between them form the dominant structure. At the western sector, large basement wedges related to Andean thrusts have propagated along favourable horizons in the cover generating the thrusts and folds of the thin-skinned central sector. Deformation of these sectors, that implies 10 km of shortening, took place between 14.5 Ma and 10.8 Ma, which represents an important Middle Miocene compressive event (2.7 mm/year). At the eastern sector, the absence of efficient detachments difficulted the development of basement wedges and instead a significant deformation occurred by backthrusting. Several subvolcanic bodies (10.5 Ma to 5.5 Ma) cropping out in the backthrusting area suggest that is apparent a close relationship between the magmatism and the antithetic faulting. With continuing compression, the Carrizalito fault cuts towards the surface thrusting pre-Jurassic and Mesozoic over tertiary rocks, although in the southern region it remains as a blind thrust with evidence of modern seismicity. A shortening of 4.3 km in the eastern sector was attained between 10.8 Ma and 0.5 Ma, which indicates that Andean contraction diminished during Late Miocene-Pleistocene times.

Keywords: *Kinematic, andean tectonic, basement wedges, Andes, Río Diamante.*

## INTRODUCCIÓN

El estudio de la evolución tectónica de las estructuras que forman una faja corrida y plegada es sumamente relevante a fin de entender la evolución tectónica de los orógenos. Para lograr una comprensión cabal y ajustada de los hechos sucedidos es ne-

cesario integrar la información regional acerca de la edad y distribución de los sedimentos acumulados de forma sincrónica con la deformación, las edades absolutas de las rocas ígneas formadas por la actividad magmática acontecida antes, durante y después de los distintos pulsos de deformacionales, y la geometría de las estructuras

que conforman la faja corrida y plegada. La zona de estudio se localiza en el centro-oeste de la provincia de Mendoza, aproximadamente 100 km al norte de la localidad de Malargüe e igual distancia hacia el oeste de la ciudad de San Rafael (Fig. 1a). Esta región se encuentra surcada por el río Diamante y abarca el extremo austral de la

Cordillera Frontal, representada por el cordón del Carrizalito, y el extremo norte de la faja corrida y plegada de Malargüe que constituye la Cordillera Principal a estas latitudes (Fig. 1b). Desde comienzos del siglo pasado, en este sector de los Andes comprendido entre los ríos Diamante y Atuel, se han realizado diversos relevamientos regionales (Gerth 1931, Groeber 1947, Yrigoyen y Martínez Cal 1953, Volkheimer 1978), los cuales sentaron las bases fundamentales para el desarrollo de las investigaciones subsiguientes. El mapeo detallado de la zona ubicada entre el río Negro y el arroyo La Manga (Fig. 1c) permitió el reconocimiento de una gran variedad de estructuras tectónicas relacionadas a la orogenia andina que, conjuntamente con la información de subsuelo existente, dio lugar a la elaboración de tres secciones balanceadas que ilustran y caracterizan el complejo estilo estructural de este segmento de la faja corrida y plegada de Malargüe y la Cordillera Frontal (Turienzo 2008, 2009, 2010). Asociado al levantamiento de los Andes en esta región, se acumularon una gran cantidad de sedimentos sinorogénicos terciarios conservados solo parcialmente en la zona del frente orogénico (Yrigoyen y Martínez Cal 1953, Yrigoyen 1993, Combina *et al.* 1993, Combina y Nullo 1997). La importante actividad magmática cenozoica está ampliamente representada en la zona de estudio mediante diversos cuerpos subvolcánicos, filones, y coladas, cuyas edades absolutas fueron determinadas por Baldauf (1997) y Giambiagi *et al.* (2008a).

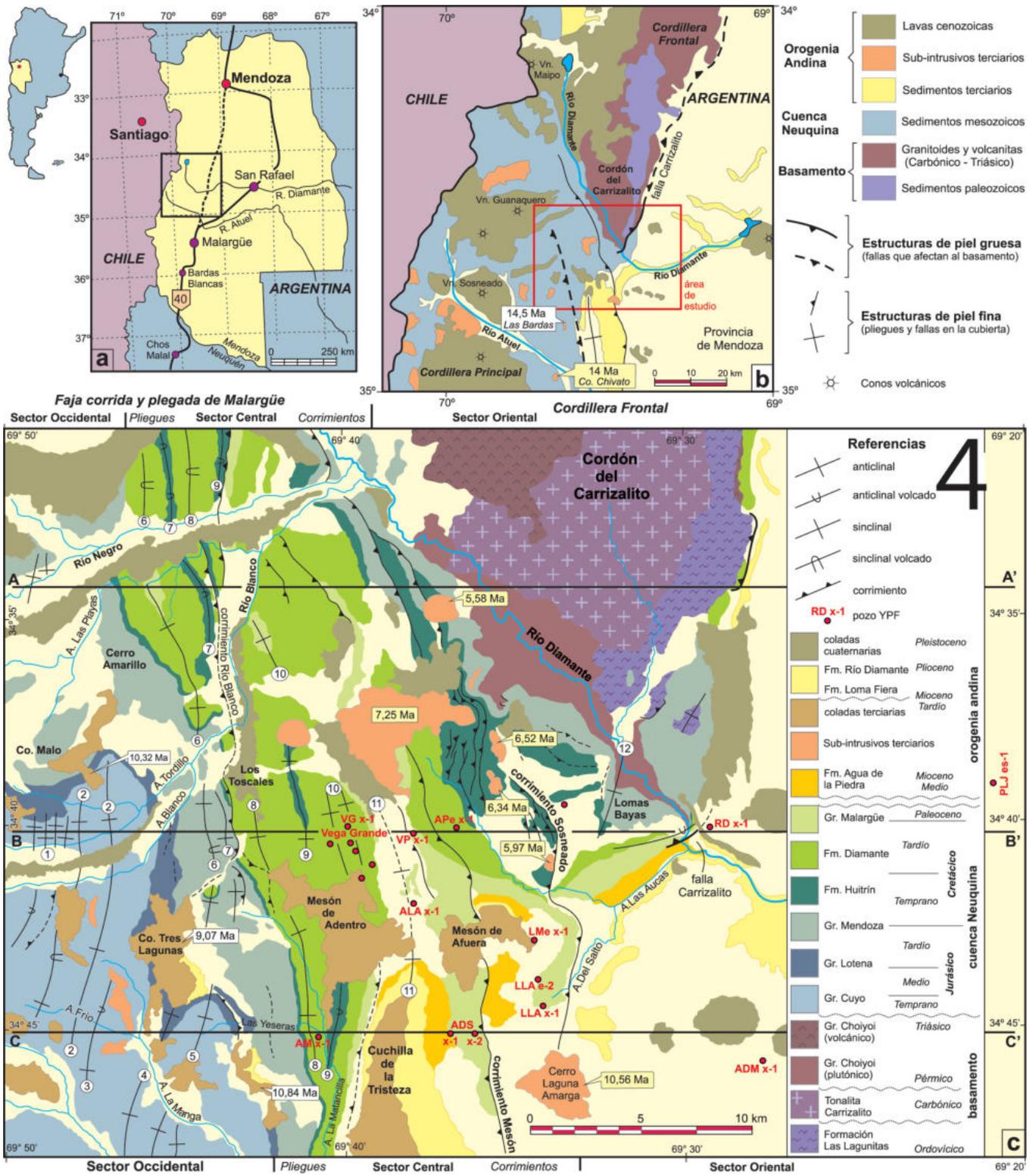
El objetivo del presente trabajo es caracterizar la geometría de las estructuras que conforman esta región de la faja corrida y plegada de Malargüe y el extremo austral de la Cordillera Frontal, analizar su cinemática, fundamentalmente la relación existente entre las estructuras de piel gruesa y piel fina, y proponer un modelo evolutivo en base a las relaciones de campo existentes entre las estructuras tectónicas y las rocas ígneas y sedimentarias terciarias. Se presentan tres secciones estructurales balanceadas, interpretadas a partir de información de superficie y subsuelo, cuya restitución permitió cuantificar los acortamien-

tos tectónicos mientras que la reconstrucción secuencial de las estructuras para los diferentes intervalos temporales distinguidos permitió calcular las respectivas velocidades de acortamiento (mm/año). La comparación entre las estructuras del sector norte y sur del área de estudio pone de manifiesto las diferencias en el grado de desarrollo que las estructuras mayores han alcanzado a lo largo del rumbo. El estudio detallado de las estructuras y su evolución en el tiempo para esta región en particular conduce a la comprensión de los procesos involucrados en la construcción del orógeno andino, lo cual reviste gran importancia para el desarrollo subsecuente de modelos geotectónicos.

## MARCO GEOLÓGICO

La geología de la región cordillerana del río Diamante se caracteriza por presentar una amplia diversidad de rocas incluyendo: sedimentos paleozoicos, granitoides y volcánicas carbónico-triásicas que afloran en el cordón del Carrizalito, extremo sur de la Cordillera Frontal; sedimentos mesozoicos marinos y continentales de la cuenca Neuquina; y rocas ígneas y sedimentarias cenozoicas formadas coetáneamente a la orogenia andina (Fig. 1b). Una descripción más detallada de todas las unidades expuestas en este sector de los Andes puede consultarse en las diversas hojas geológicas (Groeber 1947, Volkheimer 1978, Sruoga *et al.* 2005), mientras que Turienzo (2008, 2009) realizó una síntesis de la estratigrafía en la región del río Diamante (Fig. 1c). Las diversas unidades expuestas en el cordón del Carrizalito constituyeron el basamento sobre el cual se acumularon los sedimentos, principalmente jurásicos y cretácicos, durante el desarrollo de la cuenca Neuquina. El relleno de esta cuenca tuvo lugar mediante diversos ciclos sedimentarios (Groeber 1947) o secuencias deposicionales (Legarreta y Gulisano 1989) que originaron una heterogénea sucesión estratigráfica donde alternan depósitos clásticos continentales, marinos litorales a profundos y evaporitas. La zona estudiada constituyó un sector marginal de la cuenca, por

lo cual las unidades presentan un acuñaamiento progresivo hacia el este, con un marcado cambio de facies y espesores. Esta característica es observada notoriamente en los afloramientos del Grupo Mendoza (Fig. 1c), que en el sector occidental presenta potentes acumulaciones de pelitas negras marinas mientras que en el sector oriental se observa una secuencia notablemente condensada formada por depósitos marginales (Volkheimer 1978, Kozłowski 1984, Kozłowski *et al.* 1989, Tunik *et al.* 2005). La conexión con el océano Pacífico y la concomitante acumulación de sedimentos marinos fue preponderante durante todo el Jurásico y se extendió hasta el Cretácico temprano (Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza). La Formación Huitrín, que en la zona de estudio se halla representada por evaporitas y rocas carbonáticas, indica una importante restricción del medio marino. Los sedimentos clásticos rojizos de la Formación Diamante evidencian la imposición de un ambiente netamente continental para fines del Cretácico, interrumpido por una ingresión somera proveniente del océano Atlántico que depositó las rocas calcáreas de la Formación Roca (Maastrichtiano-Daniano) dentro del Grupo Malargüe. Estos depósitos del Cretácico tardío-Paleoceno, se habrían acumulado en una incipiente antifosa debido al hundimiento flexural detrás del arco volcánico ocasionado por el propio peso del arco o bien debido a la carga tectónica por estructuración compresiva en territorio chileno (Ramos 1993). En la región mendocina, el desarrollo de un frente orogénico de deformación andino tuvo lugar a partir del Mioceno, registrado por la potente acumulación de sedimentos sinorogénicos en la cuenca de antepaís (Ramos 1993). En la zona de estudio (Fig. 1c), los depósitos sinorogénicos están compuestos mayormente por areniscas, conglomerados y aglomerados volcánicos de las Formaciones Agua de la Piedra (Mioceno medio-tardío) y Loma Fiera/Río Diamante (Mioceno tardío-Plioceno), expuestos en la Cuchilla de la Tristeza y el arroyo Las Aucas (Kozłowski 1984, Combina *et al.* 1993, Combina y Nullo 1997, 2005, 2008). La intensa activi-



**Figura 1:** a) Localización del área de estudio; b) geología regional de la zona entre los ríos Diamante y Atuel; c) m geológico del área de estudio (simplificado de Turienzo 2008). Se muestran datos de edades absolutas determinadas por Baldauf (1997) y Giambiagi *et al.* (2008a) en recuadros grises y blancos respectivamente. Los números en círculos corresponden a las principales estructuras de plegamiento. 1: anticlinales y sinclinales Cerro Malo, 2: anticlinales Arroyo Tordillo, 3: anticlinal Arroyo Frío, 4: sinclinal Tres Lagunas, 5: anticlinal Las Yeseras, 6: sinclinal Loma de las Mulas, 7: anticlinal Río Blanco, 8: sinclinal Los Toscales, 9: anticlinal Vega de los Patos, 10: sinclinal y anticlinal Vega Grande, 11: sinclinal Cuchilla de la Tristeza, 12: anticlinal Lomas Bayas.

dad ígnea terciaria en la Cordillera Principal dio lugar al emplazamiento de diversos cuerpos subvolcánicos, diques y filones capas, de composición general andesítica, que fueron agrupados por Nullo *et al.* (2002) en dos ciclos eruptivos: Molle (Oligoceno tardío-Mioceno) y Huincán (Mioceno-Plioceno). En la zona del río Diamante se observan numerosas rocas subvolcánicas, como las que forman el cerro Laguna Amarga (Fig. 1c), cuyas edades permiten incluirlas en el ciclo eruptivo Huincán (Baldauf 1997, Nullo *et al.* 2002). La profusa actividad magmática a fines del Terciario también ocasionó la efusión de extensas coladas basálticas, como la que formó el cerro Tres Lagunas (Fig. 1c), asignadas al Mioceno tardío (Giambiagi *et al.* 2008a) y continuó durante el Cuaternario con los derrames básicos que cubren la región oriental (Sruoga *et al.* 2005).

## ESTRUCTURA

La faja corrida y plegada de Malargüe (Kozłowski *et al.* 1993) es un cinturón orogénico de piel gruesa, es decir con participación del basamento en la deformación, que constituye la Cordillera Principal en el sudoeste de la provincia de Mendoza. La región del río Diamante corresponde al segmento septentrional de esta faja de deformación cenozoica, que más al norte está representada por la faja plegada y corrida del Aconcagua. Hacia el este se eleva la Cordillera Frontal, cuya culminación austral se localiza aproximadamente a lo largo del valle del río Diamante (Fig. 1b).

En base a las estructuras relevadas en el terreno (Fig. 1c) y con la ayuda de numerosas líneas sísmicas 2D y datos de perforaciones se elaboraron tres secciones estructurales balanceadas, denominadas A, B y C (de norte a sur), de 45 kilómetros de longitud y orientación E-O (Fig. 2). Las estructuras presentes en la zona de estudio fueron descritas detalladamente por Turienzo (2008, 2009, 2010) y en el presente trabajo se resumen los principales rasgos que caracterizan el estilo estructural de esta porción de los Andes. La estructura de la región está conformada por dos grandes

alzamientos de basamento que tienen lugar en el sector occidental y oriental de la zona de estudio, entre los cuales se dispone un sector central de orientación NNO (Fig. 1c), donde las estructuras se desarrollaron en la cubierta sedimentaria (Fig. 2). El sector occidental de piel gruesa y el sector central de piel fina conforman la faja corrida y plegada de Malargüe mientras que el sector oriental con participación del basamento constituye el extremo austral de la Cordillera Frontal (Fig. 3). En el sector occidental, el notable desarrollo de estructuras que afectan al basamento produjo un relieve estructural de aproximadamente 5 kilómetros, responsable de la exposición de las rocas del Grupo Cuyo. Los estratos jurásicos se encuentran a su vez formando diversas estructuras de plegamiento con rumbos N-S a NNE (1 a 5, Fig. 1c), entre las que se destacan los anticlinales del arroyo Tordillo (2), los cuales presentan vergencia hacia el oeste y por lo tanto se asocian a retrocorrimientos (Fig. 3). La estructuración del zócalo en el sector occidental alcanzó un desarrollo ligeramente mayor en la región austral, con el consiguiente hundimiento hacia el norte de las unidades jurásicas y las estructuras que las afectan. Los corrimientos principales que involucran al substrato pre-jurásico se desprenden de un nivel de despegue regional que se localiza aproximadamente a 10 kilómetros por debajo del nivel del mar (Turienzo 2008, 2010) y se insertan en la cubierta sedimentaria en la parte superior del Grupo Cuyo (Figs. 2 y 3), donde la abundancia de pelitas negras (Formación Tres Esquinas) y yeso (Formación Tábanos) constituyen un nivel de despegue primordial en la secuencia estratigráfica.

En directa relación con la deformación del sector occidental, las unidades que suprayacen al Grupo Cuyo se encuentran intensamente deformadas en el sector central. Dentro de este sector con estructuración de piel fina, la abundancia de pelitas y evaporitas en la zona oeste favoreció el desarrollo de pliegues (6 a 10, Fig. 1c), mientras que hacia el este se acumularon facies más proximales las cuales fueron deformadas principalmente mediante corrimientos,

formando estructuras imbricadas y *dúplex* (Turienzo 2009, 2010). El anticlinal Río Blanco (7), que se halla sobrecorrido hacia el este mediante el corrimiento homónimo, se observa afectando a las Formaciones Huitrín y Diamante en la zona norte y al Grupo Mendoza en la zona central, mientras que en el sur fue erosionado casi en su totalidad debido al mayor desarrollo de las estructuras de basamento del sector occidental (Fig. 3). Por el contrario, el anticlinal Vega de los Patos (9), no fue perturbado por las estructuras profundas y presenta una exposición uniforme a lo largo del rumbo afectando a las Formaciones Huitrín y Diamante (Fig. 1c). El pozo YPF.AM.x-1 ubicado en el flanco trasero del anticlinal en la sección C, comprueba que el Grupo Mendoza también se encuentra involucrado en este pliegue (Figs. 2 y 3). Los corrimientos Mesón y Sosneado (Kozłowski 1984, Nullo *et al.* 1987, Kozłowski *et al.* 1989, Nullo y Stephens 1993), constituyen las estructuras más notables en la región con predominio de fallamiento del sector central.

En la región sur de la zona de estudio, estos corrimientos presentan un rumbo aproximado N-S (Fig. 1c) y producen el cabalgamiento del Grupo Malargüe sobre los estratos sinorogénicos terciarios (Figs. 2 y 3). En la región central y norte el ascenso de basamento que formó el cordón del Carrizalito plegó y elevó las rocas y estructuras dispuestas sobre el mismo, por lo cual los corrimientos Mesón y Sosneado muestran un arrumbamiento NNO y se observan en el terreno afectando a las Formaciones Huitrín y Diamante cuyos estratos forman estructuras imbricadas y *dúplex*. La estructuración del basamento en el sector oriental se pone de manifiesto con el surgimiento del anticlinorio del cordón del Carrizalito, el cual posee un ancho mayor a 10 kilómetros en la zona norte que disminuye notablemente hacia el sur consistentemente con su hundimiento (Fig. 1c). Las rocas de basamento que conforman esta serranía, junto con los estratos mesozoicos suprayacentes, fueron cabalgados hacia el este sobre los sedimentos terciarios por la falla Carrizalito (Baldi *et al.*

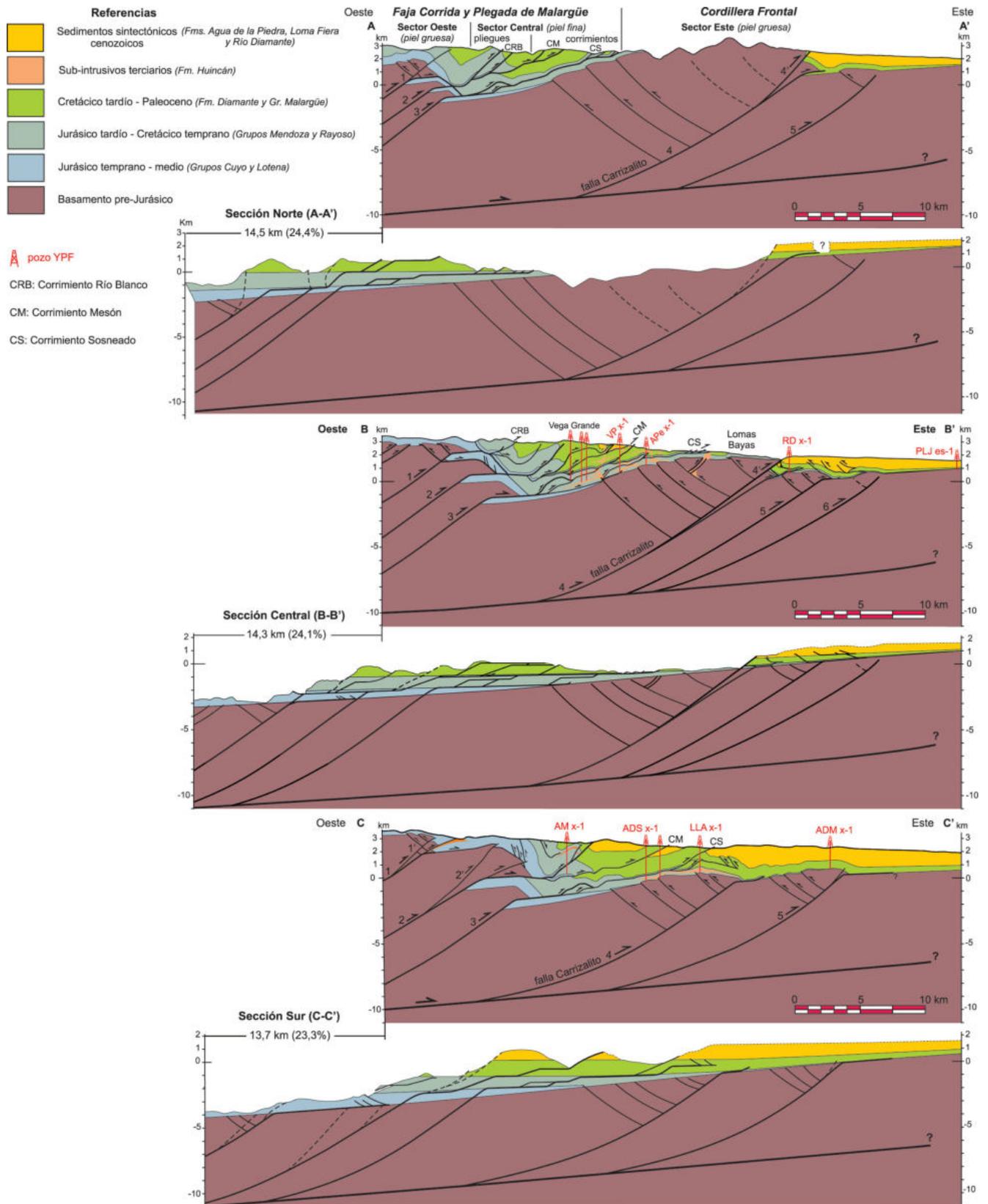


Figura 2: Secciones estructurales interpretadas en la región del río Diamante (simplificadas de Turienzo 2008), con sus respectivos balances y acortamientos calculados. Los números de las fallas en el basamento indican la secuencia de deformación.

1984, Kozłowski *et al.* 1989, Nullo y Stephens 1993). El pozo YPFRD.x-1, ubicado en el bloque yaciente de la falla Carrizalito en la sección B (Fig. 2), permitió determinar un rechazo vertical de aproximadamente 900 metros. En su trayecto hacia la superficie, esta falla produjo un pliegue por propagación en los estratos suprayacentes, cuya geometría fue interpretada considerando plegamiento en una zona de cizalla triangular (*trishear*) delante de una falla con un buzamiento de  $\sim 40^\circ$  (Turienzo y Dimieri 2005a). En el frente montañoso de la Cordillera Frontal la falla Carrizalito posee un rumbo general NNE (Fig. 1b), mientras que en el sector del valle del río Diamante su rumbo es NE a ENE como indica el rumbo de la secuencia sedimentaria plegada delante de la falla al sur de Lomas Bayas (Fig. 1c). Este sector de fallamiento, oblicuo al rumbo del corrimiento que forma el frente montañoso de la Cordillera Frontal, es responsable de la exposición de las rocas de basamento en la zona norte del área de estudio, que fueron elevadas diferencialmente respecto a la zona sur donde las estructuras que afectan al zócalo se aprecian sólo mediante información de subsuelo (Turienzo 2008, 2009, 2010) y la falla Carrizalito permanece como un corrimiento ciego (Fig. 3). En la sección C, las perforaciones y líneas sísmicas permitieron el reconocimiento de un fallamiento antitético que afecta al basamento en el bloque colgante de la falla Carrizalito (Fig. 2). En la sección B estas estructuras se encuentran elevadas y el más oriental de los retrocorrimientos generó el anticlinal Lomas Bayas (12, Fig. 1c), un pliegue asimétrico con vergencia occidental cuya geometría y cinemática fue analizada por Turienzo y Dimieri (2005b, 2006). Hacia el este de la falla Carrizalito tiene lugar una incipiente deformación del basamento, desarrollada exclusivamente en subsuelo, por medio de una nueva falla provergente y sus respectivas estructuras antitéticas que forman el anticlinal debajo del pozo YPFRD.x-1 (Fig. 3).

En base a la restitución de las secciones balanceadas se calcularon acortamientos de 14,5 km (24,4%), 14,3 km (24,1%) y 13,7 km (23,3%) para las secciones A, B y C

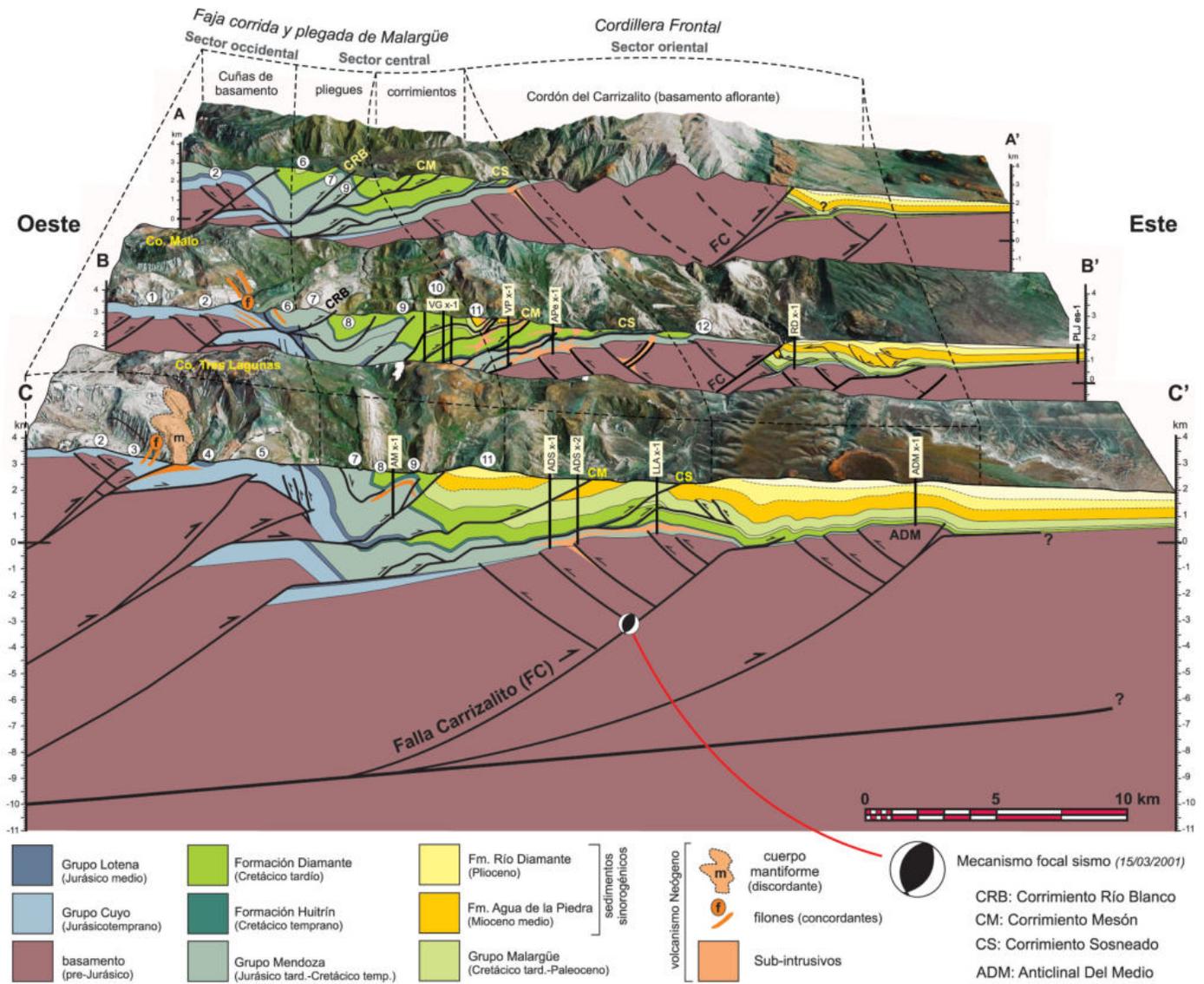
respectivamente (Fig. 2). Estos valores de acortamiento demuestran una consistencia en la magnitud de contracción, del orden del 24%, la cual es representativa para este sector de la faja corrida y plegada de Malargüe (Turienzo 2009, 2010). A pesar de que las grandes estructuras que involucran al basamento varían considerablemente a lo largo del rumbo, la similitud de los acortamientos puede explicarse teniendo en cuenta que se produce una compensación de los mismos debido a que el desarrollo de las estructuras del sector occidental disminuye desde el sur hacia el norte mientras que en el sector oriental lo hace desde el norte hacia el sur (Fig. 3).

## MODELOS ESTRUCTURALES

Luego del estudio exhaustivo de las estructuras presentes en esta región, es posible formular modelos estructurales que traten de explicar el modo en que tuvo lugar la configuración orogénica de este sector de la faja corrida y plegada de Malargüe y la Cordillera Frontal y la relación existente entre las distintas estructuras observadas, fundamentalmente entre las que involucran al basamento y aquellas desarrolladas en la cubierta sedimentaria. Sin duda uno de los pioneros en el entendimiento del desarrollo estructural de la Cordillera Principal fue Gerth (1931), quien interpretó la progresión de la deformación hacia el antepaís, destacó la vergencia hacia el este de las estructuras principales aunque identificó también estructuras de vergencia opuesta y reconoció los principales eventos diastróficos. Además, Gerth (1931) resaltó la importancia del fallamiento y la complejidad del plegamiento, dada por la interacción entre estructuras "primarias" que involucran al basamento y estructuras "secundarias", desarrolladas en la cubierta sedimentaria principalmente delante y/o entre las anteriores.

En la faja corrida y plegada de Malargüe diversos autores han propuesto un estilo estructural de inversión tectónica, donde las fallas normales producidas durante la etapa de *rift* triásico-jurásico son invertidas posteriormente por la compresión andina

(Manceda y Figueroa 1995, Giambiagi *et al.* 2005, 2008a, Kim *et al.* 2005, Fuentes y Ramos 2008). En la región del río Atuel (Fig. 1b), estudios estratigráficos (Lanés *et al.* 2008) y estructurales regionales (Manceda y Figueroa 1995, Giambiagi *et al.* 2005, 2008b) y de pequeña y mediana escala (Bechis *et al.* 2009) interpretan la cinemática extensional del rift triásico-jurásico y la orientación de los principales sistemas de fallas que lo integraron. Dentro de este contexto, las unidades basales que conforman el Grupo Cuyo (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) presentarían marcados cambios de facies y espesores relacionados a la geometría cuneiforme que caracteriza a los depósitos de *synrift* (Lanés *et al.* 2008). Por otro lado, la complejidad estructural en la zona del río Atuel y el hecho que en gran parte de este sector no aflore la base del Grupo Cuyo ha conllevado a una falta de consenso respecto a su espesor, asignándole en algunos casos una potencia más bien uniforme del orden de los 300 metros (Spalletti *et al.* 2005). En términos generales se considera que una falla normal ha sido totalmente invertida cuando el relleno de *synrift* es expulsado y el tope del substrato o secuencia pre-rift alcanzó nuevamente su posición original, mientras que con el incremento de la contracción es más favorable el desarrollo de fallas de atajo o *shortcuts* en el bloque yaciente (McClay 1989). Teniendo en cuenta que de acuerdo a la teoría de fracturación las fallas normales poseen inclinaciones de  $60^\circ$  o mayores, éstas no resultan eficientes para producir los acortamientos horizontales descritos en la faja corrida y plegada de Malargüe (Dimieri *et al.* 1997). Considerando tanto la inversión de fallas normales previas como la generación de nuevos corrimientos se han desarrollado modelos "híbridos" (Manceda y Figueroa 1995, Rojas y Radic 2002, Giambiagi *et al.* 2008a), en los cuales cada uno de estos procesos contribuye diferencialmente a acomodar la contracción andina. Mediante una serie de secciones balanceadas regionales interpretadas para el segmento sur de la faja corrida y plegada de Malargüe, Giambiagi *et al.* (2008c) estimaron que aproximadamente un 30 % de

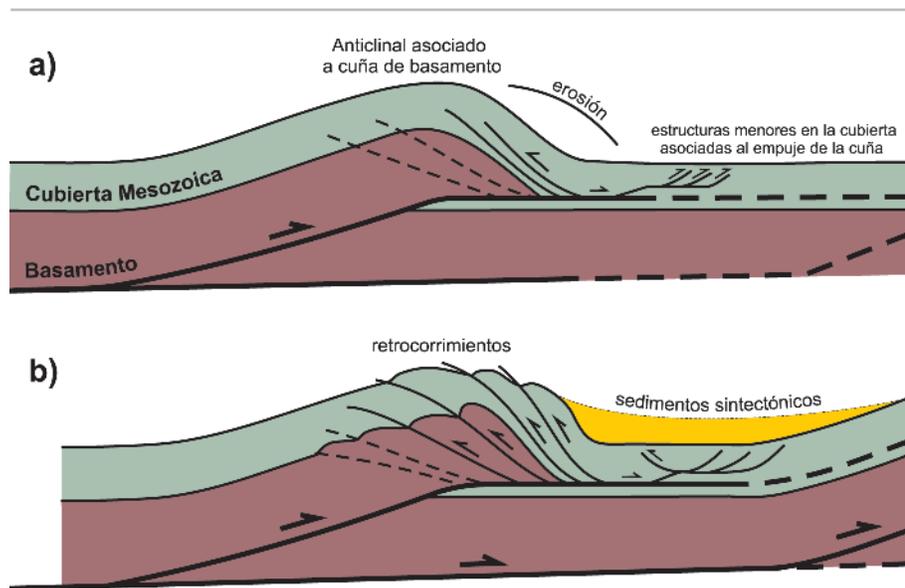


**Figura 3:** Vista en perspectiva de las tres secciones estructurales, donde se distinguen los sectores occidental y oriental con participación del basamento en la deformación y el sector central con pliegues y corrimientos desarrollados en la cubierta sedimentaria. Los números en círculos corresponden a las principales estructuras de plegamiento (idem Fig. 1). El mecanismo focal ilustrado fue estudiado por Alvarado *et al.* (2005).

acortamiento tuvo lugar mediante inversión mientras que el 70 % restante ocurrió a través de corrimientos andinos de bajo ángulo, ilustrando así la importancia relativa de ambos procesos. Numerosos autores han destacado la participación del basamento en la faja corrida y plegada de Malargüe en forma de escamas tectónicas asociadas a corrimientos andinos que transmiten la deformación hacia la cubierta sedimentaria (Gorroño *et al.* 1984, Dimieri 1992a, 1997 Manceda *et al.* 1992, Dimieri y Nullo 1993, Kozłowski *et al.* 1993, Míngramm *et al.* 1993, Rojas y

Radic 2002, Dimieri *et al.* 2005, Fortunatti y Dimieri 2005, Turienzo y Dimieri 2005c, 2008, Dicarlo y Cristallini 2007, Turienzo 2009, 2010). En la región de Bardas Blancas, al sudoeste de la provincia de Mendoza (Fig. 1a), Dimieri (1992a, 1997) desarrolló un modelo donde una cuña de basamento asociada a una falla ciega de bajo ángulo se inserta en la cubierta sedimentaria a lo largo de niveles evaporíticos que actúan como despegue, por encima del cual los estratos sedimentarios forman estructuras menores (Fig. 4a). Los materiales erosionados de las zonas elevadas se acumularon en la cuenca

de antepaís, ejerciendo una sobrecarga extra que dificultó el avance de la deformación hacia el este por lo cual la cuña de basamento se fragmentó internamente mediante estructuras imbricadas retrovergentes (Fig. 4b). La configuración orogénica en la región del río Diamante está controlada principalmente por las estructuras que involucran al basamento en los sectores occidental y oriental, cada uno de ellos con características distintivas que llevan a plantear dos modelos estructurales para entender de un modo más completo el estilo estructural



**Figura 4:** Modelo estructural para la faja corrida y plegada de Malargüe en la zona de Bardas Blancas, Mendoza (modificado de Dimieri 1992a). a) Una cuña de basamento se inserta en la cubierta sedimentaria produciendo estructuras menores. b) Cuando el avance hacia el antepaís de la cuña mayor se ve dificultado, ésta se deforma internamente mediante retrocorrimientos.

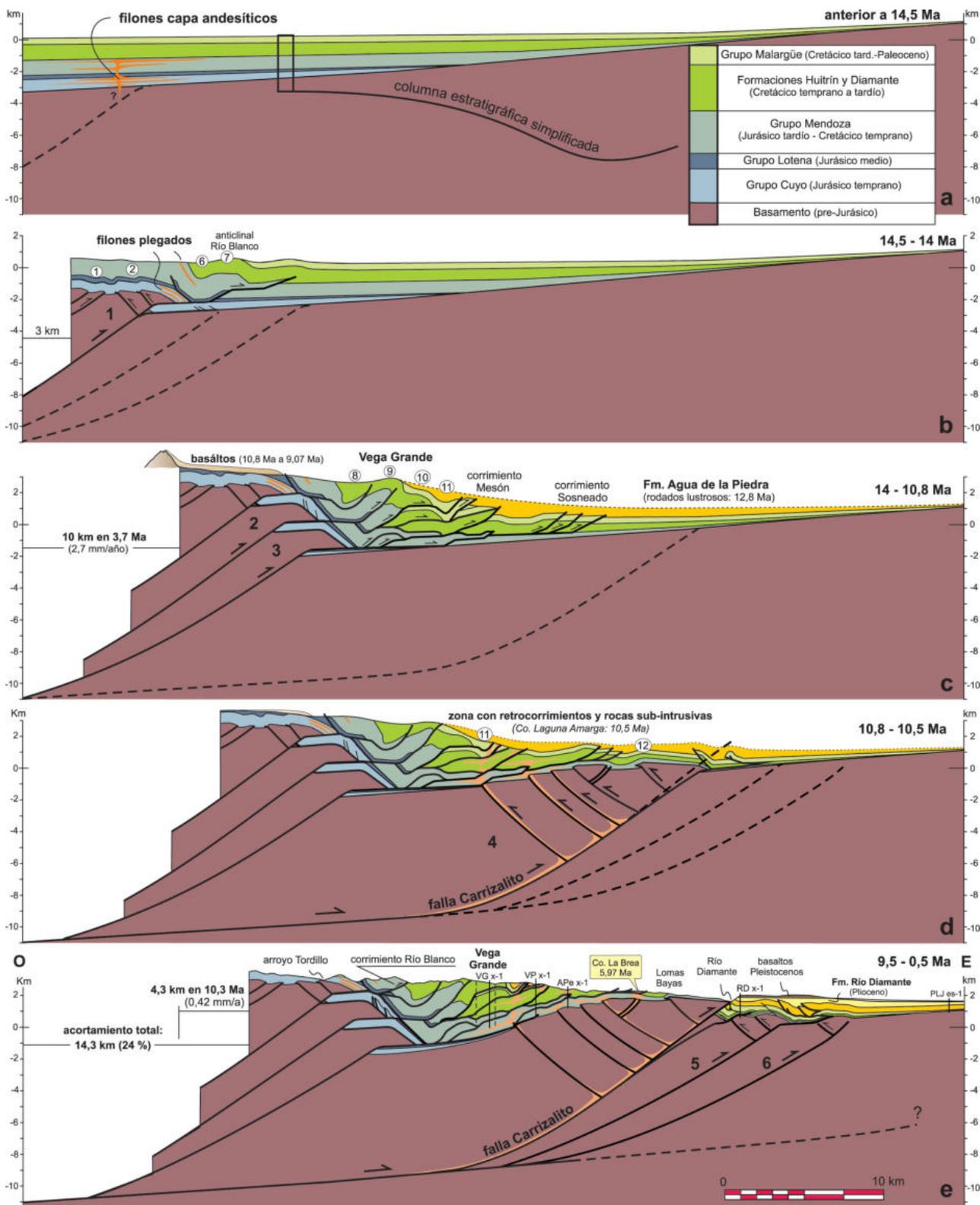
de este sector de la faja corrida y plegada de Malargüe y la Cordillera Frontal (Figs. 2 y 3). En el sector occidental, la compresión andina dio origen a un corrimiento mayor que se insertó en la cubierta a lo largo de los niveles menos competentes ubicados en la parte superior del Grupo Cuyo, permitiendo el desarrollo de una cuña de basamento con sus retrocorrimientos asociados (Figs. 5a y 5b). El empuje hacia el antepaís producido por esta cuña generó plegamiento en la cubierta sedimentaria, de un modo similar al planteado por Dimieri (1992a, 1997) para el sector sur de la faja corrida y plegada de Malargüe (Fig. 4). En el bloque yacente del primer corrimiento se formaron nuevas fallas de bajo ángulo que a su vez generaron otras cuñas de basamento con la consecuente deformación en las rocas sedimentarias ubicadas delante de ellas. Esas estructuras de basamento formaron un apilamiento antiformal, de forma análoga a lo descrito por Manceda *et al.* (1992) para la región de Bardas Blancas donde un pozo exploratorio atravesó varias repeticiones del Grupo Choiyoi, generando el relieve estructural de 5 km en el sector occidental y transmitiendo hacia la cubierta el acortamiento suficiente para producir todas las estructu-

ras de piel fina del sector central (Fig. 5c). En el sector oriental la deformación ocurrió de un modo diferente, ya que la falta de horizontes que actúen como despegue dificultó el desarrollo de grandes cuñas de basamento como en el sector occidental. Los corrimientos provergentes principales tal como la falla Carrizalito permanecieron como fallas ciegas que generaron muy poca deformación hacia el antepaís y en cambio tuvo lugar una importante deformación en el bloque colgante de la misma mediante retrocorrimientos (Fig. 5d). Con el aumento de la contracción, en algunos sitios esta falla se ramificó hacia la superficie (Fig. 5e) y generó plegamiento por propagación en los estratos suprayacentes (Turienzo y Dimieri 2005a).

## EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

Existe un consenso generalizado de que la estructuración compresiva principal en los andes surmendocinos ocurrió entre el Mioceno y el Plioceno (Ramos 1993, Combina *et al.* 1993, Baldauf 1997, Giambiagi *et al.* 2003, 2008a, Combina y Nullo 2005, 2008, Silvestro *et al.* 2005, Silvestro y Atencio 2009). La evolución de las estructu-

turas a lo largo del tiempo para este sector de la faja corrida y plegada de Malargüe y la Cordillera Frontal se analiza en base a las secciones balanceadas (Fig. 2), interpretadas de acuerdo a los conceptos de los diferentes modelos estructurales ya descritos, a dataciones absolutas  $Ar^{40}/Ar^{39}$  (Baldauf 1997, Giambiagi *et al.* 2008a) y a estudios estratigráficos de las unidades terciarias (Combina *et al.* 1993, Combina y Nullo 1997, 2005, 2008). Para la reconstrucción secuencial de las estructuras (Fig. 5) se consideró la sección central (B-B') ya que ésta presenta bien desarrollados todos los tipos de estructuras tanto en el basamento como en la cubierta (Fig. 2), además de contar con abundante información de superficie y de subsuelo que favorecieron un mayor grado de exactitud en la interpretación. Se asumió una secuencia de propagación normal de la deformación, donde las estructuras son progresivamente más jóvenes hacia el antepaís, aunque localmente se interpretaron algunas fallas que cortan estructuras preexistentes, algunas de las cuales son consideradas como fallas de corte o *break-through faults* cuyo origen estaría relacionado a la misma estructura a la que cortan mientras que otras son interpretadas como fallas fuera de secuencia. En términos generales se pudieron diferenciar dos etapas principales de deformación, la primera en el Mioceno medio, responsable de la generación de las estructuras que afectan al basamento en el sector occidental y de la consiguiente deformación de piel fina en el sector central, y la segunda ocurrida entre el Mioceno tardío y el Pleistoceno medio, que produjo las estructuras reconocidas en superficie y en subsuelo en el sector oriental. Este lapso temporal propuesto para el desarrollo de las estructuras que forman la faja corrida y plegada de Malargüe y la Cordillera Frontal en la zona del río Diamante, aproximadamente desde los 14,5 Ma a los 0,5 Ma, concuerda con la edad de evolución de las cuencas sinorogénicas en la región de Malargüe entre 16 Ma y 1 Ma (Silvestro *et al.* 2005) y con la evolución estructural en la zona del río Atuel entre 15 Ma y 1 Ma (Giambiagi *et al.* 2008a).



**Figura 5:** Evolución estructural propuesta, basada en la interpretación de la sección central. La cronología de los eventos se determinó en función de las relaciones de campo observadas entre las estructuras y las rocas subintrusivas y volcánicas datadas por Baldauf (1997) y Giambiagi *et al.* (2008a). Los números en las rocas del basamento indican la secuencia de fallamiento y aquellos en círculos corresponden a las principales estructuras de plegamiento (idem Fig. 1).

### **Etapas 1, Mioceno medio (14,5-10,8 Ma)**

Para iniciar la evolución estructural se parte de la sección restituida del perfil central donde, debido a la pendiente regional del zócalo, las unidades sedimentarias presentan un acuñaamiento hacia el este propio de este sector de borde de cuenca (Fig. 5a). Las estructuras más antiguas son aquellas asociadas al desarrollo de la cuña de basamento 1 en el sector occidental, con los retrocorrimientos asociados que generaron los anticlinales del arroyo Tordillo (2), y el comienzo de la formación del anticlinal Río Blanco (7) en la cubierta sedimentaria (Fig. 5b). Numerosos filones capa andesíticos atribuibles al ciclo eruptivo Molle (Nullo *et al.* 2002) se disponen en forma concordante con los estratos pelíticos dentro de los Grupos Cuyo y Mendoza, y junto con estos se encuentran plegados por las estructuras del sector occidental (f, Fig. 3). Siguiendo este mismo tren estructural hacia el sur, Giambiagi *et al.* (2008a) dataron rocas subvolcánicas plegadas juntos con las rocas del Grupo Cuyo y determinaron una edad de  $14,48 \pm 0,61$  Ma (Fig. 1b). Dada las características similares y cercanía entre ambos sectores se puede establecer una correlación entre estas rocas subvolcánicas pre-tectónicas, por lo cual el inicio de la estructuración compresiva en la zona de estudio tuvo lugar aproximadamente a partir de los 14,5 Ma (Fig. 5b). En la zona de unión entre los arroyos Frío y La Manga (Fig. 1c), se emplazó un cuerpo subvolcánico mantiforme (m, Fig. 3, sección C) notoriamente discordante respecto a los filones capa y estratos del Grupo Cuyo plegados delante de la estructura de basamento más occidental. Al sur del río Atuel y en continuidad con el rumbo de estas estructuras se localiza el cerro Chivato, un cuerpo subintrusivo con diques asociados, estudiado por Baldauf (1997) quien determinó que se trata de un cuerpo post-tectónico cuya edad es de  $13,94 \pm 0,08$  Ma (Fig. 1b). Si asumimos un paralelismo entre el magmatismo que originó este cerro y el emplazamiento post-plegamiento del cuerpo mantiforme del arroyo La Manga podemos acotar un primer pulso de deformación, aunque con

ciertas reservas teniendo en cuenta la proximidad de los valores y el margen de error propio de las dataciones, entre los 14,5 Ma y los 14 Ma (Fig. 5b).

Luego del desarrollo de las estructuras más occidentales y siguiendo una secuencia de deformación normal, se originaron los corrimientos que formaron las cuñas de basamento 2 y 3 (Fig. 5c). Como ya se ha mencionado, estas estructuras de basamento transfirieron su desplazamiento a la cubierta sedimentaria y son responsables directas de la deformación epidérmica que se extiende hacia el este, en el sector central. En particular la tercera y última de estas cuñas dio lugar a una serie de estructuras en los niveles sedimentarios que, mediante corrimientos con una geometría escalonada de rampas y llanos, finalmente produjo el desplazamiento observado en el corrimiento Sosneado (Fig. 5c). Las rocas subvolcánicas que forman el cerro Laguna Amarga ( $10,56 \pm 0,04$  Ma) se sitúan justo sobre la traza del corrimiento Sosneado (Fig. 1c) y de acuerdo a Baldauf (1997) no fueron afectadas por dicha falla por lo cual la deformación epidérmica en el sector central de la zona de estudio habría culminado antes de la intrusión de las mismas. Los derrames basálticos de los cerros Tres Lagunas ( $9,07 \pm 0,24$  Ma), Malo ( $10,32 \pm 1,44$  Ma) y Tordilla ( $10,84 \pm 0,52$  Ma), cuyas edades fueron determinadas por Giambiagi *et al.* (2008a), cubren discordantemente a los estratos mesozoicos plegados en el sector occidental (Fig. 1c). En base a la edad de estas coladas, depositadas con posterioridad al plegamiento, se puede considerar que el desarrollo de la última cuña de basamento en el sector occidental y por lo tanto la consecuente deformación epidérmica en el sector central culminaron con anterioridad a los 10,8 Ma (Fig. 5c). Un punto importante a destacar es que la actividad ígnea estuvo presente en este periodo contemporáneamente con la deformación, tal como lo evidencian los rodados andesíticos encontrados en la base de la Formación Agua de la Piedra cuya datación arrojó edades de  $13,44 \pm 0,08$  Ma y  $12,83 \pm 0,1$  Ma (Baldauf 1997). De esta forma el comienzo de la acumulación de los sedi-

mentos sintectónicos terciarios en el área de estudio fue posterior a los 12,83 Ma y probablemente estuvo relacionado al importante ascenso de las estructuras de la región occidental (Fig. 5c). La simultaneidad entre la depositación de la Formación Agua de la Piedra y la deformación del sector central ocasionó que los estratos de esta unidad terciaria se encuentren plegados, tal como se observa en ambos flancos del sinclinal Cuchilla de la Tristeza (11). El acortamiento tectónico resultante del desarrollo de las estructuras de los sectores occidental y central es de 10 kilómetros, lo cual si se considera que las mismas se formaron en un lapso temporal de aproximadamente 3,7 Ma (14,5 Ma a 10,8 Ma) implica una velocidad de contracción de 2,7 mm/año (o km/Ma) indicando un importante pulso compresivo durante el Mioceno medio.

### **Etapas 2, Mioceno tardío-Pleistoceno medio (10,8-0,5 Ma)**

En el contexto de la evolución estructural propuesta, al finalizar la estructuración de los sectores occidental y central se habría originado una marcada diferencia en el relieve estructural, fundamentalmente entre la zona oeste y la región oriental del área de estudio, ocasionando una cuña orogénica con una pendiente topográfica muy pronunciada (Fig. 5c). Considerando conceptualmente el modelo de la cuña crítica (Davis *et al.* 1983), la cuña orogénica se encontraría en un estado supercrítico favoreciendo la consiguiente formación de nuevas estructuras hacia el antepaís a fin de restablecer el valor angular más estable. De esta manera se interpreta la generación de la falla Carrizalito varios kilómetros hacia el este, donde la ausencia de niveles de despegue impidió el desarrollo de grandes cuñas de basamento como en el sector occidental y en cambio la deformación más notoria ocurrió mediante la generación de retrocorrimientos en el bloque colgante de la falla Carrizalito (Fig. 5d). Una gran cantidad de cuerpos subvolcánicos datados por Baldauf (1997), entre los que se destacan los cerros Laguna Amarga ( $10,56 \pm 0,04$  Ma), La Brea ( $5,97 \pm 0,08$  Ma), Media Luna

( $6,52 \pm 0,04$  Ma) y Mala Dormida ( $5,58 \pm 0,07$  Ma), se alinean aproximadamente siguiendo la traza del corrimiento Sosneado (Fig. 1c). Esto llevó a interpretar que estos cuerpos que no se hallan cortados por el corrimiento, se emplazaron con posterioridad y aprovechando los planos de falla asociados al corrimiento Sosneado para ascender hacia la superficie (Baldauf 1997). Analizando un poco más detalladamente la distribución de las rocas subvolcánicas en la región del río Diamante, incluyendo los filónes andesíticos emplazados dentro del Grupo Mendoza debajo del corrimiento Sosneado, detectados por los pozos YPF.VP.x-1, YPF.APe.x-1, YPF.LLA.x-1, YPF.ADS.x-1 y x-2, se puede apreciar que estas rocas se encuentran no solo a lo largo de la traza del corrimiento Sosneado sino también en una franja más amplia que se desarrolla justo sobre toda la región donde tienen lugar los retrocorrimientos que afectan al basamento (Figs. 2 y 3). En la zona de Bardas Blancas al sur de Mendoza (Fig. 1a) es posible apreciar en el terreno un retrocorrimiento que involucra al Grupo Choyoi y justo sobre la traza de esta falla se dispone el cerro Palao Mahuida, un cuerpo subintrusivo terciario que se emplazó a través de dicho retrocorrimiento y bajo un régimen de esfuerzos compresivo (Dimieri 1992b). Por otro lado, recientes estudios basados en modelos análogos y su comparación con un ejemplo real en la cordillera neuquina demuestran que el fluido magmático puede intruirse en las rocas de la corteza superior ante la presencia de esfuerzos horizontales compresivos aprovechando los planos de corrimiento, y en particular a través de las estructuras antitéticas (Galland *et al.* 2007). Por todo lo antedicho es posible interpretar que la intrusión de los cuerpos andesíticos terciarios en la zona aquí estudiada tuvo lugar utilizando como canal de alimentación los retrocorrimientos desarrollados en el bloque colgante de la falla Carrizalito (Fig. 5d). Dada la variación en las edades de los cuerpos subvolcánicos desde la zona sur hacia el norte, de 10,5 Ma a 5,5 Ma (Fig. 1c), no es posible generalizar para todo el área el momento en que se formaron los retrocorrimientos. Como ya

se ha mencionado, la deformación en el sector oriental habría comenzado una vez finalizada la estructuración de los sectores occidental y central, aproximadamente a partir de los 10,8 Ma. En la región sur, la edad de las rocas del cerro Laguna Amarga permite acotar ajustadamente el desarrollo de los corrimientos antitéticos entre los 10,8 Ma y los 10,5 Ma, mientras que para el resto de la zona de estudio es posible plantear distintas hipótesis. Una interpretación consiste en que los retrocorrimientos se formaron al mismo tiempo en toda la región, entre los 10,8 Ma y los 10,5 Ma, y que el magmatismo fue variando espacial y temporalmente de norte a sur produciendo la intrusión de cuerpos progresivamente más jóvenes hacia el norte, hasta los 5,5 Ma. Otra hipótesis es que las intrusiones ocurrieron de forma contemporánea a la formación de los retrocorrimientos, y que tanto la deformación como el magmatismo asociado se produjeron primero en la región austral y posteriormente fue avanzando hacia el norte.

Con la continuidad de la compresión, una ramificación de la falla Carrizalito produjo el notable ascenso del basamento en el sector norte mientras que en la región sur las estructuras que afectan al zócalo permanecen en el subsuelo (Fig. 3). Este importante resalto estructural tuvo lugar mediante una rampa oblicua a la falla Carrizalito, de orientación ENE, reconocida en varias líneas sísmicas N-S (Turienzo 2008). Los depósitos sinorogénicos de la Formación Loma Fiera, la cual se encuentra en discordancia angular sobre la Formación Agua de la Piedra en ambos flancos de la Cuchilla de la Tristeza, contiene clastos graníticos (Combina y Nullo 1997) y de volcanitas triásico tardías ( $\sim 220$  Ma, Baldauf 1997) indicando que el basamento se encontraba expuesto. Por otro lado, esta unidad contiene rocas volcánicas correspondientes al ciclo Huincán, datados por Baldauf (1997) en  $9,51 \pm 0,07$  Ma, lo cual permite asignar a la Formación Loma Fiera al Mioceno tardío (Baldauf 1997, Combina y Nullo 1997). En el contexto de la interpretación aquí presentada, el levantamiento de casi 1 kilómetro de las rocas del subs-

trato asociado a la falla Carrizalito en la sección central respecto a su posición en el pozo YPF.RD.x-1 (Fig. 5e) y el plegamiento de la secuencia sedimentaria suprayacente, ocurrió luego de los 9,5 Ma. Lamentablemente no se dispone de datos que permitan acotar con precisión el límite superior de esta deformación y sólo es posible afirmar que tuvo lugar previo al derrame de una colada basáltica horizontal que en la pared norte del valle del río Diamante cubre discordantemente los estratos plegados delante de la falla Carrizalito. Recientes estudios que analizan la evolución geomorfológica del valle del río durante el Cuaternario (Barker *et al.* 2009) diferenciaron distintas terrazas y determinaron que la efusión de dicha colada fue contemporánea a la depositación de un nivel de ignimbritas durante el Pleistoceno medio ( $\sim 0,5$  Ma). A pesar de la incertidumbre para establecer el momento de ascenso del basamento en las secciones central y norte que originó el Cordón del Carrizalito, a modo de hipótesis es posible suponer que tal estructuración fue concomitante con la acumulación de la Formación Loma Fiera y que esto habría ocurrido a fines del Mioceno, lo cual concuerda con los estudios realizados por Giambiagi *et al.* (2003) al norte del área estudio que postulan que el ascenso de la Cordillera Frontal fue evolucionando de norte a sur, finalizando con la elevación de la Cordillera de las Lletas (extremo austral que incluye al cordón del Carrizalito) a fines del Mioceno y comienzos del Plioceno.

La deformación de esta porción de los Andes se extiende en el subsuelo algunos kilómetros hacia el este del frente de corrimientos emergente, representado por la falla Carrizalito en la zona norte y central y por el corrimiento Sosneado en la zona sur (Figs. 2 y 3). En la sección más austral esta deformación profunda se pone de manifiesto con el anticlinal del Medio, una incipiente estructura formada por un corrimiento principal proergente y retrocorrimientos asociados, que afecta a las rocas del basamento y produce un plegamiento suave de las rocas sedimentarias suprayacentes (Fig. 3). En la sección central, el des-

arrollo del corrimiento 5 y en menor medida el 6 produjeron una moderada elevación del basamento (pozo YPF.RD.x-1) respecto a su posición en el antepaís sin deformar, obtenida al prolongar con la pendiente regional el contacto entre el basamento y la cubierta en el pozo YPF.PLJ.es-1 (Fig. 5e). Estas estructuras en el basamento causaron un plegamiento general de los estratos suprayacentes y posibilitaron la formación de estructuras menores retrovergentes que se observan en el valle del río Diamante afectando a los estratos terciarios de la Formación Río Diamante (Turienzo 2008) e incluso sedimentos del Pleistoceno temprano y medio (Baker *et al.* 2009). Aunque no se conoce con exactitud la edad de la Formación Río Diamante, Combina y Nullo (2005) la ubican entre el Mioceno tardío y el Plioceno, aproximadamente desde los 6 Ma a los 3 Ma. Por otro lado, los sedimentos cenozoicos plegados en el valle del río Diamante están cubiertos por la colada basáltica horizontal previamente descrita, del Pleistoceno medio. De esta manera, la deformación en el extremo oriental de las secciones estudiadas que afecta al basamento en el subsuelo y en superficie a las rocas terciarias de la Formación Río Diamante habría ocurrido posiblemente entre el Plioceno y el Pleistoceno medio.

El acortamiento final producto de la estructuración de todo el sector oriental, ocurrida aproximadamente desde los 10,8 Ma hasta los 0,5 Ma, es de 4,3 kilómetros (Figs. 5d y 5e). Esto resulta en una contracción de 0,42 mm/año (o Km/Ma) entre el Mioceno tardío y el Pleistoceno medio, substancialmente menor que los 2,7 mm/año calculados para el Mioceno medio, lo cual implica una lentificación de la contracción Andina. Se debe destacar que el lapso temporal en el que se desarrollaron las estructuras del sector oriental es muy grande (> 10 Ma) y la velocidad de acortamiento determinada es por lo tanto una generalización para dicho periodo, siendo necesario a futuro conocer con más precisión la cronología de los sedimentos sintectónicos a fin de acotar con mayor exactitud los pulsos deformacionales que originaron

las principales estructuras de este sector. De todas formas, esta disminución de la contracción establecida en base a la reconstrucción geométrica de las estructuras y su evolución en el tiempo concuerda con la desaceleración de la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana determinada a partir del modelado geodésico de datos de GPS (Norabuena *et al.* 1999), datos de expansión del fondo oceánico (Sommoza 1998) y de reconstrucciones de placas tectónicas que indican una disminución del movimiento relativo entre ambas placas a partir de los 10 Ma (Pardo Casas y Molnar 1987).

#### **Etapas de deformación neotectónica**

Más allá de que las principales etapas de construcción orogénica en este sector de los Andes pueden enmarcarse entre el Mioceno medio y el Plioceno-Pleistoceno, la compresión andina continuó durante el Cuaternario y hasta la actualidad dando lugar a una gran cantidad de estructuras neotectónicas (Polanski 1963, Cortés *et al.* 1999). Un ejemplo notorio lo constituye la colada basáltica del Pleistoceno medio ubicada por encima de la falla Carrizalito, la cual se encuentra plegada conformando una estructura monoclinial (Fig. 3 de Turienzo y Dimieri 2005a) que evidencia un rechazo vertical de aproximadamente 25 metros (Baker *et al.* 2009). Al sur del área de estudio, el corrimiento Mesón repite a la Formación Loma Fiera (Volkheimer 1978, Kozłowski 1984) evidenciado su actividad con posterioridad al Mioceno tardío, mientras que el corrimiento Sosneado presenta reactivación cuaternaria cabalgando estratos paleocenos del Grupo Malargüe sobre fanglomerados Pleistocenos (Giambiagi *et al.* 2008a). La actividad tectónica actual es responsable de los numerosos sismos registrados en la zona cordillerana de Mendoza, cuyos mecanismos focales fueron estudiados por Alvarado *et al.* (2005). Uno de estos sismos se produjo al sur del área de estudio, muy próximo a la sección C-C', a una profundidad aproximada de 3 km (Fig. 3). La resolución del mecanismo focal indica que dicho sismo fue producido por un corrimiento, con posibles pla-

nos de falla buzantes al ONO o al ESE (Alvarado *et al.* 2005). A pesar que el error en la localización de los mecanismos focales, fundamentalmente en lo que respecta a la profundidad, está en el orden de los 2 km, la mencionada sismicidad podría evidenciar la reactivación en la actualidad de la falla Carrizalito o bien de alguno de los retrocorrimientos asociados que conforman este importante sistema de fallamiento en las rocas del substrato. Esta actividad reciente en dichas fallas puede interpretarse analizando nuevamente el modelo de la cuña crítica (Davis *et al.* 1983). En la sección C-C' se aprecia con claridad que el sector occidental ha alcanzado un desarrollo estructural notablemente mayor que el oriental (Fig. 3), por lo cual la cuña orogénica se encontraría en estado supercrítico y por lo tanto la deformación tiende a ocurrir en la región del antepaís a fin de restablecer una configuración orogénica más estable. Por otro lado, la elevación del basamento que conforma el cordón del Carrizalito en el sector oriental de la sección A-A' (Fig. 2), daría lugar a una cuña en estado subcrítico y de esta forma al menos parte de la deformación debería concentrarse en la región occidental mediante estructuras fuera de secuencia. Esto permite interpretar el origen, o quizás la reactivación, del corrimiento Río Blanco (Fig. 1c), el cual corta a distintos pliegues preexistentes (Fig. 3), como un corrimiento fuera de secuencia similar a otras estructuras descritas para el sector norte de la faja corrida y plegada de Malargüe al oeste de la Cordillera Frontal (Broens y Pereyra 2005, Kim *et al.* 2005, Fuentes y Ramos 2008).

#### **CONCLUSIONES**

La configuración estructural del sector cordillerano del río Diamante durante la orogenia andina se caracteriza por el desarrollo de dos sectores con participación del basamento en la deformación, un sector occidental correspondiente al ámbito de la faja corrida y plegada de Malargüe y uno oriental que comprende el extremo austral de la Cordillera Frontal, mediando entre ambos un sector central con estructuras en la cu-

bierta sedimentaria. Las diversas estructuras que conforman este sector de los Andes se desarrollaron fundamentalmente entre el Mioceno medio y el Pleistoceno medio, siguiendo en general una secuencia de propagación normal de la deformación con el desarrollo de estructuras más jóvenes de oeste a este. En el sector occidental, tres cuñas de basamento asociadas a corrimientos andinos se propagaron en la cubierta a lo largo de niveles de despegue ubicados al tope de los Grupos Cuyo y Lotena, generando pliegues y corrimientos en el sector central de piel fina. El apilamiento de estas cuñas de basamento originó el importante relieve estructural que permitió la exposición de las rocas del Jurásico Temprano en la zona oeste del área de estudio. La restitución de las estructuras que conforman la faja corrida y plegada de Malargüe (sectores occidental y central) indica un acortamiento de 10 km, y en base a la relación existente entre éstas y diversas rocas volcánicas y subvolcánicas cenozoicas se pudo determinar que la mayor parte de esta deformación ocurrió entre los 14,5 Ma y los 10, 8 Ma, lo cual representa un importante evento compresivo durante el Mioceno medio (2,7 mm/año). Debido a la notable diferencia en el relieve estructural entre la zona oeste y la región oriental del área de estudio creada luego de esta etapa de deformación, la cuña orogénica habría adquirido una configuración supercrítica favoreciendo el avance de la deformación hacia el antepaís con la generación de la falla Carrizalito. La ausencia de horizontes favorables para actuar como despegues en la cubierta en el sector oriental dificultó el desarrollo de cuñas de basamento como en el sector occidental y en cambio tuvo lugar una importante deformación a través de retrocorrimientos. La presencia de numerosos cuerpos subvolcánicos en toda la zona donde ocurren los retrocorrimientos sugiere una vinculación entre el magmatismo y el fallamiento antitético, característica también observada en otros sitios de la Cordillera Principal y en modelos análogos. Al continuar la compresión, la falla Carrizalito cortó hacia la superficie mon-

tando rocas pre-jurásicas y mesozoicas sobre terciarias en la región norte, desvinculándose mediante una rampa oblicua de la región más austral donde permanece como una falla ciega que registra sismicidad moderna. Este diferente grado de estructuración del sector oriental a lo largo del rumbo generó diferencias en la geometría de la cuña orogénica que permiten explicar la actividad sísmica actual en la zona sudeste y el desarrollo de estructuras fuera de secuencia en la zona noroeste. Un acortamiento de 4,3 km en el sector oriental ocurrido entre los 10,8 Ma y los 0,5 Ma (0,42 mm/año) indica una lentificación de la contracción andina durante el Mioceno tardío-Pleistoceno, en coincidencia con observaciones de escala global que indican una disminución de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana.

#### AGRADECIMIENTOS

La base de este trabajo surge de los estudios de tesis doctoral llevados a cabo por M. Turienzo y fue realizado con el apoyo financiero de la SeCyT-UNS y el CONICET mediante diferentes subsidios y becas. Se agradece a Petroquímica Comodoro Rivadavia y Repsol-YPF por brindarnos la información de subsuelo. Agradecemos profundamente a Natalia Fortunatti, Celeste Bolognani, Federico Ponce, Pablo Torres Carbonell, Juliana Continanzia, Juan Amadei, Emiliano González y Agustín Zorzano por su valiosa colaboración en las tareas de campo. Queremos agradecer especialmente la hospitalidad y fraternidad brindada por todos los habitantes y trabajadores de esta región de la cordillera, entre ellos Bernabé y Alcira Rodríguez, Nivaldo Pavéz, Quintín Verón, Gabriel Donaire y Rolando Toledo. Agradecemos los valiosos comentarios y sugerencias de los árbitros Juan Franzese y Ernesto Cristallini que contribuyeron a mejorar la versión final de este trabajo.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., Araujo, M. y Triep, E. 2005. Crustal deformation in the

south-central Andes back-arc terranes as viewed from regional broadband seismic waveform modelling. *Geophysical Journal International* 163(2): 580-598.

- Baldauf, P. 1997. Timing of the uplift of the Cordillera Principal, Mendoza province, Argentina. Tesis doctoral, The George Washington University, (inédita), 356 p., Washington.
- Baldi, J., Ferrante, R., Ferrante, V. y Martínez, R. 1984. Estructuras de bloques y su importancia petrolera en el ámbito Mendocino de la cuenca Neuquina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 153-161, San Carlos de Bariloche.
- Barker, S., Gosse, J., McDonald, E., Evenson, E. y Martínez, O. 2009. Quaternary history of the piedmont reach of Río Diamante, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28(1): 54-73.
- Bechis, F., Giambiagi, L., Lanés, S., García, V. y Tunik, M. 2009. Evidencias de extensión oblicua en los depósitos de sinrift del sector norte de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 293-310.
- Combina, A., Nullo, F. y Stephens, G. 1993. Depósitos Terciarios en el pié de sierra del área de Las Aucas, sur de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 180-186, Mendoza.
- Combina, A. y Nullo, F. 1997. La Formación Loma Fiera (Mioceno superior) y su relación con el volcanismo y el tectonismo neógeno, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3): 201-210.
- Combina, A. y Nullo, F. 2005. Tertiary volcanism and sedimentation in the southern Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 6° International Symposium on Andean Geodynamics, 174-177, Barcelona.
- Combina, A. y Nullo, F. 2008. El "diacronismo" de la Formación Agua de la Piedra (Terciario, Mendoza). 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 87-88, San Salvador de Jujuy.
- Cortés, J., Vinciguerra, P., Yamín, M. y Pasini, M. 1999. Tectónica cuaternaria de la región Andina del Nuevo Cuyo (28° - 38° LS). En Caminos R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(24): 760-778, Buenos Aires.
- Davis, D., Suppe, J. y Dahlen, F. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88:

- 1153-1172.
- Dícarlo, D. y Cristallini, E. 2007. Estructura de la margen norte del Río Grande, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2): 187-199.
- Dimieri, L. 1992a. Evolución estructural de la Cordillera Principal, a lo largo del arroyo La Vaina, entre el arroyo Potimalal y el arroyo Pehuenche, al oeste de Bardas Blancas, Mendoza. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur, (inérita), 151 p., Bahía Blanca.
- Dimieri, L. 1992b. Emplazamiento lacolítico a través de retrocorrimientos, cerro Palao Mahuida, Bardas Blancas, Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Monografías* 8: 163-166.
- Dimieri, L. 1997. Tectonic wedge geometry at Bardas Blancas, southern Andes (36° S), Argentina. *Journal of Structural Geology* 19(11): 1419-1422.
- Dimieri, L. y Nullo, F. 1993. Estructura del frente montañoso de la Cordillera Principal (36° latitud sur). 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 160-167, Mendoza.
- Dimieri, L., Di Nardo, L., Frisicale, M., Delpino, S., Fortunatti, N. y Nullo, F. 1997. Inversión tectónica: Un mecanismo ineficiente para producir acortamiento. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 52-54, Santiago.
- Dimieri, L., Fortunatti, N. y Nullo, F. 2005. Estructura duplex plegada en el frente montañoso de la Cordillera Principal, Río Atuel, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 644-650.
- Fortunatti, N. y Dimieri, L. 2005. La geometría del basamento en el arroyo Malo, valle del río Atuel, Mendoza, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 313-318, La Plata.
- Fuentes, F. y Ramos, V. 2008. Geología de la región del cerro Guanaquero, río Diamante, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(1): 84-96.
- 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.
- Gerth, E. 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sud de la provincia de Mendoza. *Actas Academia Nacional de Ciencias*, 10: 123-174, Córdoba.
- Giambiagi, L., Ramos, V., Godoy, E., Alvarez, P. y Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° South Latitude. *Tectonics* 22(4): 1041-1059.
- Giambiagi, L., Alvarez, P., Bechis, F. y Tunik, M. 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 662-671.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V. y Clark, A. 2008a. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459 (1-4): 123-139.
- Giambiagi, L., Bechis, F., Lanés, S., Tunik, M., García, V., Suriano, J. y Mescua, J. 2008b. Formación y evolución triásico-jurásica del depocentro Atuel, Cuenca Neuquina, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 520-533.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E. y Bottesi, G. 2008c. Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36° S): Distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 117-118, San Salvador de Jujuy.
- Gorroño, R., Nakayama, C. y Viller, D. 1984. Evolución estructural del pie de sierra externo en la zona de Malargüe, provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 125-136, San Carlos de Bariloche.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, Pt. 2: Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(2): 141-176. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones* 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.
- Kim, H., Scaricarozzi, N. y Ramos, V. 2005. La estructura al sur del río Diamante y su relación con la falla de Malargüe, Cuenca Neuquina, centro-oeste de Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 63-70, La Plata.
- Kozłowski, E. 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza. Provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 381-395, San Carlos de Bariloche.
- Kozłowski, E., Cruz, C. Condat, P. y Manceda, R. 1989. Interpretación del fallamiento de bajo ángulo en los sedimentos cretácicos del río Diamante, Pcia. de Mendoza. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 675-688, Buenos Aires.
- Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V.A. 1993. Estructura. En Ramos V. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 235-256.
- Lanés, S., Giambiagi, L., Bechis, F. y Tunik, M. 2008. Late Triassic-Early Jurassic successions of the Atuel depocenter: sequence stratigraphy and tectonic controls. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 534-548.
- Legarreta L. y Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En Chebli G. y Spalletti L. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. *Correlación Geológica Serie* 6: 221-243, Tucumán.
- Manceda, R., Bollatti, N. y Manoti, R. 1992. Modelo estructural para Bardas Blancas, cuenca Neuquina, Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época* 9(31): 92-103.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En Tankard, A., Suárez R. y Welsink, H. (eds.) *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 62: 369-382.
- McClay, K. 1989. Analogue models of inversion tectonics. En Cooper M. y Williams G. (eds.) *Inversion Tectonics*. The Geological Society, Special Publication 44: 41-59, London.
- Míngram, A., González Segura, J. y Nocioni, A. 1993. Foldbelt tectonics of the Malargüe area, central west Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 179-187, Mendoza.
- Norabuena, E., Dixon, T., Stein, S. y Harrison, C. 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophysical Research Letters* 26(22): 3405-3408.
- Nullo, F., Proserpio, C. y Haller, M. 1987. Estructuras Intercretácicas en la Cordillera Principal (34°30'-36°) Mendoza, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 185-188, Tucumán.
- Nullo, F. y Stephens, G. 1993. Estructura y defor-

- mación terciaria en el área de las Aucas, sur de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 107-112, Mendoza.
- Nullo, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(2): 119-132.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6: 233-248.
- Polanski, J. 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno pedemontano de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17(3-4): 181-199.
- Ramos, V. 1993. Interpretación Tectónica. En Ramos V. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 257-266.
- Rojas, L. y Radic, P. 2002. Estilos de deformación del basamento y de la cobertura sedimentaria en la faja plegada y fallada de Malargüe en el área de Puesto Rojas, Mendoza, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 224-229, El Calafate.
- Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F. y Brinkworth, W. 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°- 36° S, Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 627-643.
- Silvestro, J. y Atencio, M. 2009. La cuenca cenozoica del río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(1): 154-169.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallón)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11(3): 211-215.
- Spalletti, L., Franzese, J., Morel, E. y Artabe, A. 2005. Nuevo enfoque estratigráfico del Triásico-Jurásico temprano en la región del Río Atuel, provincia de Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 77-82, La Plata.
- Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A. y Repol, D. 2005. Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. SEGEMAR, Boletín 290, 114 p., Buenos Aires.
- Tunik, M., Aguirre-Urreta, B. y Concheyro, A. 2005. El Grupo Mendoza a la latitud del Río Diamante, cuenca Neuquina Surmendocina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 325-330, La Plata.
- Turienzo, M. 2008. Estructuras tectónicas en el frente montañoso de la Cordillera Principal, a lo largo del Río Diamante (34° 40' L.S. - 69° 30' L.O), provincia de Mendoza. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur, (inédita), 254 p., Bahía Blanca.
- Turienzo, M. 2009. La estructura de la faja corrida y plegada de Malargüe en la zona del Río Diamante (34°30'-34°50' L.S.) y su relación con la Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(1): 123-139.
- Turienzo, M. 2010. Structural style of the Malargüe fold-and-thrust belt at the Diamante River area (34°30' - 34°50' S) and its linkage with the Cordillera Frontal, Andes of central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 29(3): 537-556.
- Turienzo, M. y Dimieri L. 2005a. Interpretación de la estructura del frente montañoso en la zona del Río Diamante, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(2): 336-352.
- Turienzo, M. y Dimieri L. 2005b. Geometric and kinematic model for basement-involved back-thrusting at Diamante River, southern Andes, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19(2): 111-125.
- Turienzo, M. y Dimieri L. 2005c. Geometría y cinemática de las estructuras que involucran al basamento en la zona del arroyo Tordillo, faja corrida y plegada de Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 651-661.
- Turienzo, M. y Dimieri, L. 2006. Cinemática de los sistemas de retrocorrimiento que afectan al basamento, Río Diamante, Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial* 9: 142-148.
- Turienzo, M. y Dimieri, L. 2008. La estructura de la faja corrida y plegada de Malargüe en la zona del río Diamante y su relación con la Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 160-161, San Salvador de Jujuy.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151: 1-85, Buenos Aires.
- Yrigoyen, M. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En Ramos V. (Ed) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 123-148.
- Yrigoyen, M. y Martínez Cal, H. 1953. Estratigrafía y tectónica entre los ríos Atuel y Diamante (Mendoza). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales* (inédito), 87 p., Buenos Aires.

Recibido: 8 de febrero, 2010

Aceptado: 28 de septiembre, 2010