

FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN TRIÁSICO-JURÁSICA DEL DEPOCENTRO ATUEL, CUENCA NEUQUINA, PROVINCIA DE MENDOZA

Laura GIAMBIAGI¹, Florencia BECHIS^{1,2}, Silvia LANÉS³, Maisa TUNIK⁴, Víctor GARCÍA², Julieta SURIANO⁵ y José MESCUA¹

¹ Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales IANIGLA, CCT-Mendoza, CONICET.
E-mail: lgiambia@lab.cricyt.edu.ar

² Laboratorio de Modelado Geológico (LaMoGe), FCEN, Universidad de Buenos Aires. E-mail: victorg@gl.fcen.uba.ar

³ Ernesto Malda 408, 3° Piso, Dpto. 14, Colonia J.N. Rovirosa, Villahermosa, Tabasco, 86050, México.

E-mail: lucero_sil@yahoo.com.ar

⁴ Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires y CIMAR - Universidad Nacional del Comahue - CONICET. Neuquén. E-mail: mtunik@uncoma.edu.ar

⁵ Departamento de Geología, FCEN, Universidad de Buenos Aires. E-mail: julietasuriano@yahoo.com.ar

RESUMEN

El depocentro Atuel corresponde a una subcuenca triásica superior a jurásica inferior de rumbo NNO y polaridad al oeste, ubicado en el sector septentrional de la cuenca Neuquina. A partir de la integración de datos estratigráficos preexistentes con el análisis de las estructuras relacionadas a la etapa de rift, se pudo establecer que el depocentro Atuel estuvo caracterizado por dos fallas normales principales, las fallas Alumbre y La Manga, de rumbo NNO e inclinación al oeste. La falla La Manga corresponde al límite oriental de los depósitos de *sinrift* y controló el desarrollo del hemigraben Río Blanco, mientras que la falla Alumbre habría dividido al hemigraben Río Blanco del hemigraben Arroyo Malo. La estratigrafía de la región permite sostener que durante el Triásico Tardío - Jurásico Temprano el hemigraben Río Blanco estuvo completamente emergido mientras que el hemigraben Arroyo Malo estuvo sumergido. El modelo estructural propuesto para la apertura del depocentro postula que la fábrica estructural del basamento en combinación con la dirección de extensión, ejercieron un control de primer orden en el desarrollo de la subcuenca como un rift oblicuo. La misma habría sufrido al menos tres episodios extensionales durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano. El primer episodio abarcó el lapso pre-Retiano a Hetangiano Medio, y quedaría registrado por el movimiento normal y sinistral de las fallas Alumbre y La Manga. Durante el segundo episodio de rift, ocurrido entre el Hetangiano Medio y el Hetangiano Tardío medio, se continuaron moviendo las fallas Alumbre y La Manga y se habrían comenzado a desarrollar las fallas normales oblicuas de rumbo ONO, las cuales habrían permitido acomodar la deformación dentro de los hemigrabenes. El tercer evento habría comenzado con un fuerte ascenso relativo del nivel del mar en el hemigraben Arroyo Malo, ocurrido durante el Hetangiano Tardío medio, y habría culminado con un importante descenso relativo del nivel del mar, asociado al último movimiento de la falla La Manga y a la desactivación de la falla Alumbre.

Palabras clave: *Rift, Cordillera Principal, Extensión triásica-jurásica, Cuenca Neuquina.*

ABSTRACT: *Triassic-Jurassic development and evolution of the Atuel depocentre, Neuquén basin, Mendoza province.* The Atuel depocentre corresponds to a Late Triassic - Early Jurassic NNW-trending subbasin, located in the northern sector of the Neuquén basin. Based on pre-existing stratigraphical data and present structural analysis we propose that the Atuel depocentre is bounded by the presence of two NNW-trending major normal faults, named Alumbre and La Manga. These faults are inferred to have controlled the development of two west-facing half-grabens: the Río Blanco, a completely emerged half-graben, and the western Arroyo Malo, a completely submerged half-graben. The structural model presented here is based on the assumption that both, the basement structural grain and the regional extension direction, exerted a first-order control in the development and evolution of the Atuel depocentre. During the early stage of rifting (pre-Rhaetian - Middle Hettangian) the pre-Triassic Alumbre and La Manga faults reactivated in an oblique mode. During the second episode of rifting, both Alumbre and La Manga faults continued to play, while WNW-trending normal fault developed in order to accommodate the strain inside both half-grabens. The third extensional event began with an abrupt marine rise inside the Arroyo Malo half-graben during late Middle Hettangian, as a result of the last displacement of the Alumbre fault, and finished with an abrupt marine drop associated with the desactivation of the La Manga fault.

Keywords: *Rift, Main Cordillera, Extension, Triassic-Jurassic, Neuquén Basin.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca Neuquina se originó en el margen suroccidental de la placa Sudamericana, entre las latitudes 33° y 41° S, durante el Triásico Tardío al Cretácico Temprano. En planta posee una geometría triangular y se la divide en dos sectores: el sector andino ubicado al oeste y afectado por la deformación cretácico-cenozoica, y el sector del engolfamiento, ubicado al este del anterior. En el sector del engolfamiento los depocentros que se desarrollaron durante la etapa de extensión corresponden mayormente a hemigrábenes de rumbo NO a ONO (Cristallini *et al.* 2006), mientras que el sector andino se caracteriza por la distribución NO hasta NNE de sus depocentros. La apertura de esta cuenca quedó registrada en sus depósitos clásticos de sinrift, principalmente continentales, volcánicos y piroclásticos del Noriano-Sinemuriano, agrupados dentro del ciclo pre-Cuyano (Gulisano 1981; Gulisano *et al.* 1984) o la mesosecuencia pre-Cuyo (Legarreta y Gulisano 1989). Estos depósitos varían en espesor ampliamente a lo largo de toda la cuenca, entre 0 y más de 1.000 m, y presentan marcada geometría de cuña en corte vertical. Los depocentros que albergaron a los depósitos de *sinrift* habrían estado separados durante la etapa extensional y luego se habrían conectado durante la etapa de enfriamiento térmico. Durante el período de subsidencia termal, que abarcó desde el Jurásico Temprano más tardío hasta el Cretácico Temprano, se depositaron sedimentos clásticos y carbonáticos, marinos y continentales, cuyos espesores superan los 5.000 metros.

Los depocentros más septentrionales del sector andino, ubicados actualmente en la Cordillera Principal de Mendoza y región central de Chile, corresponden a los depocentros Yeguas Muertas - Nieves Negras, Atuel, Valenciana, Río Grande, Palauco, Malargüe, Cordillera del Viento y Cara Cura - Reyes (Fig. 1) (Mancada y Figueroa 1995, Álvarez *et al.* 2002, Giambiagi *et al.* 2003 a y b, 2005a). En el depocentro Atuel se encuentra el registro más

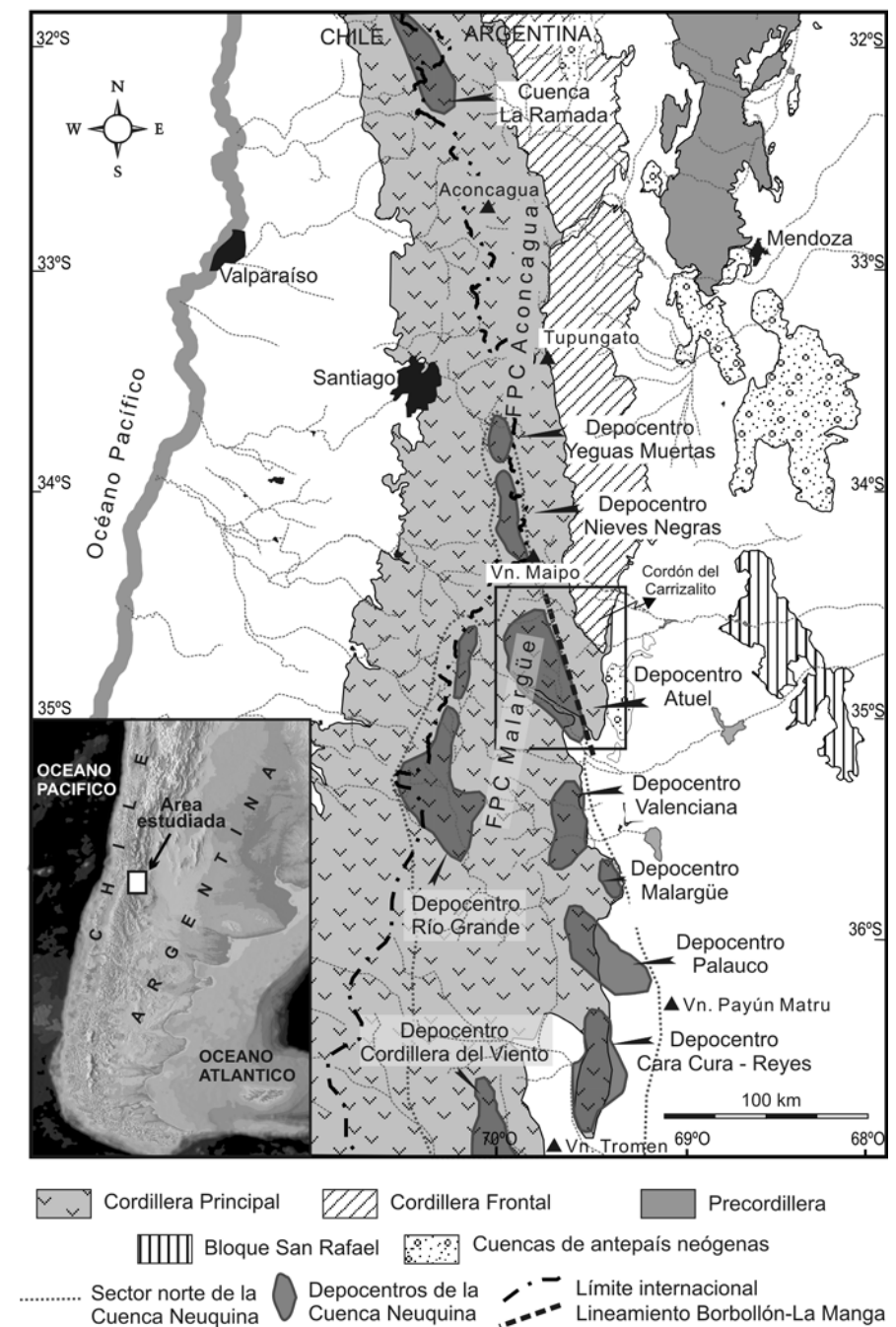


Figura 1: Mapa de distribución de las unidades morfoestructurales que componen los Andes entre los 32° y 36° S, y de los depocentros del sector septentrional de la cuenca Neuquina (incluido dentro del sector andino). La cuenca La Ramada (Álvarez y Ramos 1999) habría sido una cuenca coetánea, desconectada de la cuenca Neuquina a partir del Alto Aconcagua. El recuadro corresponde al área representada en la Figura 2. Obsérvese el límite oriental del depocentro Atuel marcado por el lineamiento Borbollón-La Manga.

antiguo del relleno de la cuenca de origen clástico marino (Riccardi *et al.* 1997). Este depocentro corresponde a una subcuenca de rumbo NNO y polaridad al oeste, ubicado entre los paralelos 34°30' y 35°

S (Fig. 1). El mismo se desarrolló durante un período de importante extensión cortical ocurrido entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano (Legarreta y Gulisano 1989, Vergani *et al.* 1995). Durante

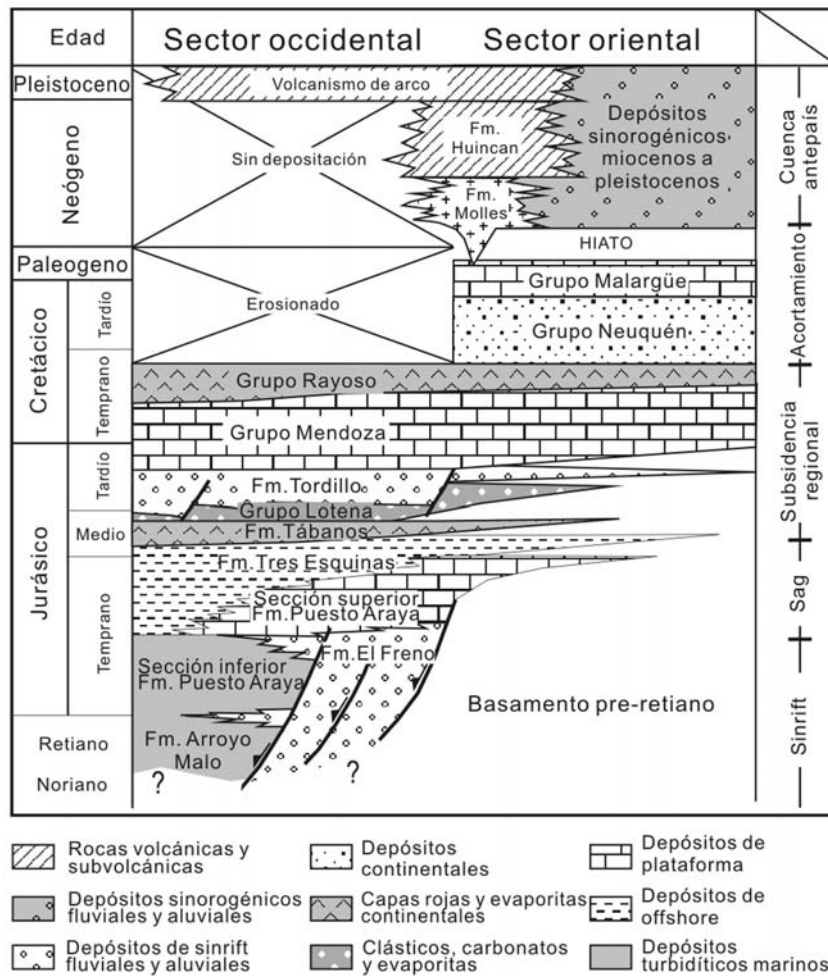


Figura 2: Columna estratigráfica de las unidades aflorantes en el sector occidental (al oeste del lineamiento La Manga) y en el sector oriental (al este del lineamiento).

la compresión ándica, los depósitos del rift fueron deformados e incorporados a la faja plegada y corrida de Malargüe, que se extiende desde los 34° hasta los 36° S. Esta faja ha sido formada en respuesta al acortamiento neógeno-pleistoceno y clasificada según su estilo de deformación como de piel gruesa, con basamento involucrado (Kozłowski *et al.* 1993, Manceda y Figueroa 1995, Giambiagi *et al.* 2008). La ubicación y geometría de las fallas mesozoicas invertidas durante el Cenozoico ha sido determinada a partir de la integración del estudio de las estructuras cenozoicas y mesozoicas con estudios estratigráficos y paleoambientales preexistentes (Lanés 2002, 2005). El objetivo de este trabajo es el de documentar la presencia de distintos eventos

extensionales ocurridos durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano y proponer un modelo cinemático de apertura y evolución del depocentro Atuel. La zona estudiada posee un gran número de antecedentes estratigráficos (Reijnein 1967, Stipanovic 1969, Volkheimer 1970, 1978, Rosenfeld y Volkheimer 1981, Gullisano y Gutiérrez Pleimling 1994, Lanés 2002, 2005, 2007, Spalleti *et al.* 2005), paleontológicos (Jaworski 1925, Ugarte 1955, Herbst 1964a y b, 1968, Stipanovic y Bonetti 1970, Riccardi *et al.* 1988, 1990, 1991, 2000; Hillebrandt 1989, 1990, 2002; Fernández y Lanés 1998; Riccardi e Iglesia Llanos 1999, Damborenea 1987, 2002, Damborenea y Manceñido 1988, 1994, 2005, Damborenea y Lanés 2007, Manceñido 1981, 1990, Artabe *et al.*

2005) y estructurales (Kozłowski *et al.* 1981, Kozłowski y Baldi 1983, Kozłowski 1984, Manceda y Figueroa 1995, Ramos 2002, Fortunatti y Dimieri 2002, 2006, Turienzo *et al.* 2004, Turienzo y Dimieri 2005, Giambiagi *et al.* 2005b, 2008, Kim *et al.* 2005, Broens y Pereira 2005, Bechis *et al.* 2005, 2007, Bechis y Giambiagi 2008) cuya integración con nuevos datos estructurales y sedimentológicos permitió proponer un modelo de evolución del depocentro.

MARCO TECTÓNICO

La cuenca Neuquina se desarrolló sobre un basamento con anisotropías mecánicas previas, cuya impronta principal fue producida durante el Paleozoico superior (Polanski 1958), conocida actualmente como fase sanrafaélica de edad pérmica temprana y asociada a la formación del orógeno ubicado en el paleomargen pacífico del Gondwana (Llambías y Sato 1990, Mpodozis y Kay 1990, Storey y Alabaster 1991). Con posterioridad a la fase sanrafaélica, desde el Pérmico Tardío al Triásico Temprano, se instauró un régimen extensional con el desarrollo de un importante magmatismo bimodal, conocido con el nombre de Grupo Choiyoi. Este magmatismo posee características geoquímicas que muestran una variación desde arco magmático a un ambiente post-orogénico asociado a un régimen extensional, probablemente vinculado al cese de los procesos de subducción (Kay *et al.* 1989, Llambías *et al.* 2003). El período extensional continuó durante el Triásico Medio con la generación de diversos sistemas de rift de rumbo NNO (Rolleri y Criado 1968, Charrier 1979, Uliana y Biddle 1988), como la cuenca del Bermejo y la cuenca Cuyana. A partir del Triásico Tardío alto, durante la etapa de enfriamiento térmico de estas cuencas, se habría restaurado la subducción en el margen occidental de Gondwana con un angosto arco magmático y la presencia de una serie de cuencas extensionales de retroarco (Charrier 1979, Uliana y Biddle

1988, Legarreta y Uliana 1991). Una de estas cuencas corresponde a la cuenca Neuquina cuya apertura estuvo asociada a procesos extensionales relacionados a la fragmentación de Gondwana, la apertura del océano Atlántico Sur y a un régimen de subducción con extensión detrás del arco magmático (Uliana *et al.* 1989, Legarreta y Uliana 1991, Mpodozis y Ramos 1989). La extensión continuó hasta el Jurásico Temprano, y su foco migró progresivamente hacia el oeste.

MARCO ESTRATIGRÁFICO

La estratigrafía del área se caracteriza por un basamento estructural, depósitos de rift, depósitos de cuenca de trasarco y depósitos sinorogénicos andinos.

Basamento estructural

Las rocas sedimentarias devónicas con metamorfismo de bajo grado, intruidas por granitos y tonalitas carbonífero-permianicas y cubiertas por rocas volcánicas permo-triásicas (Volkheimer 1978), han sido identificadas como el basamento estructural de la faja plegada y corrida Malargüe (Kozłowski *et al.* 1993, Manceda y Figueroa 1995, Giambiagi *et al.* 2008), y en este trabajo se las interpreta como rocas del basamento del rift triásico-jurásico debido al contraste reológico entre dichas rocas y los depósitos de sinrift y la cobertura sedimentaria post-sinrift. Estas rocas se encuentran expuestas en el cordón del Carrizalito (Fig. 1), perteneciente a la Cordillera Frontal, al noreste de la zona de estudio.

Depósitos de rift

La sección triásico-jurásica del depocentro Atuel ha sido estudiada en detalle por Reijenstein (1967), Volkheimer (1978), Riccardi *et al.* (1988, 1990), Lanés (2002, 2005, 2007) y Lanés *et al.* (2008). El relleno del depocentro consta de depósitos mixtos, continentales y marinos del Retiano-Toarciano, agrupados bajo las for-

maciones Arroyo Malo, El Freno, Puesto Araya y Tres Esquinas (Fig. 2).

La Formación Arroyo Malo (Retiano-Hetangiano Medio, Riccardi e Iglesia Llanos 1999), está constituida por depósitos de abanicos deltaicos de talud, transversales y fluviodominados (Lanés 2002), que se caracterizan por tener un frente de abanico deltaico muy empinado o talud que puede corresponder al quiebre de la plataforma continental (Ethridge y Westcott 1984), o cualquier talud tectónico o erosivo (Prior y Bornhold 1990, Bornhold y Prior 1990, Massari y Colella 1988, Colella 1988, Postma 1990). Esta unidad aflora en el sector occidental del depocentro, en la sección media del arroyo Alumbre (Fig. 3), y probablemente también en el margen oriental del arroyo Malo (Fig. 3). En este sector se observó una sucesión sedimentaria cuya base podría corresponder a la Formación Arroyo Malo. Si bien no se encontraron fósiles diagnósticos que pudieran comprobar su edad, su petrofacies correspondería a la de la Formación Arroyo Malo (véase Tunik *et al.* 2008).

La Formación El Freno agrupa sedimentitas fluviales (Reijenstein 1967) de edad pre-retiana?-sinemuriana temprana (Lanés 2002), aflorante en el sector occidental y central del depocentro. Su ambiente de depositación corresponde a ríos entrelazados, con flujos tanto transversales, desarrollados perpendicularmente a la falla maestra, como axiales, paralelos o subparalelos a la falla maestra, y aportes provenientes desde el este (Lanés 2002, Lanés *et al.* 2008).

La Formación Puesto Araya (Hetangiano Medio-Pliensabaquiano Tardío) posee dos secciones (Lanés 2002); una inferior, que aflora en el sector occidental del depocentro Atuel (al oeste del arroyo Agua Buena, Fig. 3), y otra superior, en el sector oriental. La sección inferior de la Formación Puesto Araya (Hetangiano Medio-Sinemuriano Temprano tardío) comprende abanicos deltaicos transversales depositados durante la etapa de sinrift y coetáneos con niveles fluviales de la Formación El Freno del sector oriental del

depocentro (Lanés 2002, 2005). La sección superior de la Formación Puesto Araya (Sinemuriano Temprano tardío hasta Pliensabaquiano tardío) registra una transgresión continua de una plataforma dominada por tormentas, desde depósitos estuáricos dominados por oleaje (o sistemas de islas barrera-albúfera) hasta zonas de transición a costa afuera (*offshore*). Posteriormente y en contacto transicional se depositaron pelitas de plataforma interna y externa algo turbidítica correspondientes a la Formación Tres Esquinas. La sucesión superior de la Formación Puesto Araya y las sedimentitas de la Formación Tres Esquinas se depositaron durante un lapso de baja tasa de creación de espacio de acomodación, compatible con una etapa de *sag* que continuaría durante el Jurásico Medio (Lanés 2002, 2005).

En síntesis, el registro del sinrift (Retiano-Sinemuriano Temprano tardío) incluye depósitos de abanicos deltaicos, que afloran sólo en el sector oeste del depocentro Atuel, y niveles fluviales del sector este. Mientras que la sucesión de *sag* (Sinemuriano Temprano tardío-Toarciano) agrupa depósitos estuáricos, marinos transgresivos y fluviales que se ubican en el sector este del depocentro y en las inmediaciones del lineamiento La Manga (Fig. 1). En este contexto la Formación Arroyo Malo, la Formación El Freno y la sección inferior de la Formación Puesto Araya pueden asignarse al ciclo pre-Cuyano, mientras que la sección superior de la Formación Puesto Araya y la Formación Tres Esquinas corresponderían al ciclo Cuyano, propuesta que es compatible con las ideas de Manceda y Figueroa (1993) y Gulisano (1981). Sin embargo, todas las unidades también podrían asignarse a diferentes cortejos sedimentarios de la Mesosecuencia Cuyo (Legarreta y Gulisano 1989), debido a que las secuencias depositacionales se identifican como sucesiones que registran un ciclo de descenso-ascenso del nivel del mar, y no se definen necesariamente sobre la base de los controles tectónicos de la sedimentación (véase discusión en Lanés *et al.* este volumen).

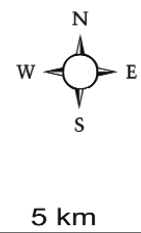
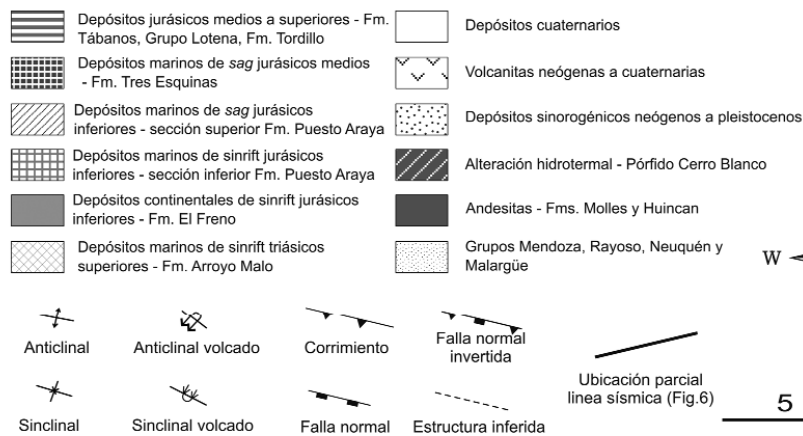


Figura 3: Mapa geológico-estructural de la zona de estudio.

Depósitos de cuenca de trasarco y volcanitas asociadas

Durante el Jurásico Medio hasta el Cretácico Temprano el espacio de acomodación de la cuenca estuvo controlado principalmente por la subsidencia térmica y por los cambios eustáticos, aunque localmente existen evidencias de eventos extensionales y compresivos. El Jurásico Medio está representado por pelitas ne-gras de la Formación Tres Esquinas, seguidas de evaporitas, sedimentitas finas y carbonatos de las formaciones Tábanos, Lotena y La Manga, estas dos últimas agrupadas dentro del Grupo Lotena (Fig. 2). Por encima se disponen evaporitas de la Formación Auquilco y bancos rojos de la Formación Tordillo del Jurásico Tardío que han sido asociados a tectónica extensional de trasarco en el sector andino de la cuenca Neuquina (Vergani *et al.* 1995, Pángaro *et al.* 1996, Giambiagi *et al.* 2003 a, Charrier *et al.* 2007, Mescua *et al.* 2008). Estos bancos fueron cubiertos por depósitos de facies carbonáticas del Grupo Mendoza de edad cretácica temprana. Con posterioridad, una importante caída del nivel del mar quedó registrada en las evaporitas y sedimentitas continentales del Grupo Rayoso. Por encima se disponen, mediante una discordancia erosiva no angular, las sedimentitas continentales del Grupo Neuquén y los depósitos clásticos y carbonáticos del Grupo Malargüe. En concordancia con las secuencias mesozoicas se observan rocas volcánicas cenozoicas extruidas con anterioridad a la deformación compresiva andina.

Depósitos sinorogénicos andinos y volcanitas asociadas

Durante la formación de la faja plegada y corrida Malargüe se generó una cuenca de antepaís ubicada al este del lineamiento La Manga, donde se depositaron sedimentos sinorogénicos, depósitos volcánicoclásticos y volcanitas de edad miocena media a pleistocena. Cubriendo discordantemente a todas estas unidades afloran rocas volcánicas cuaternarias

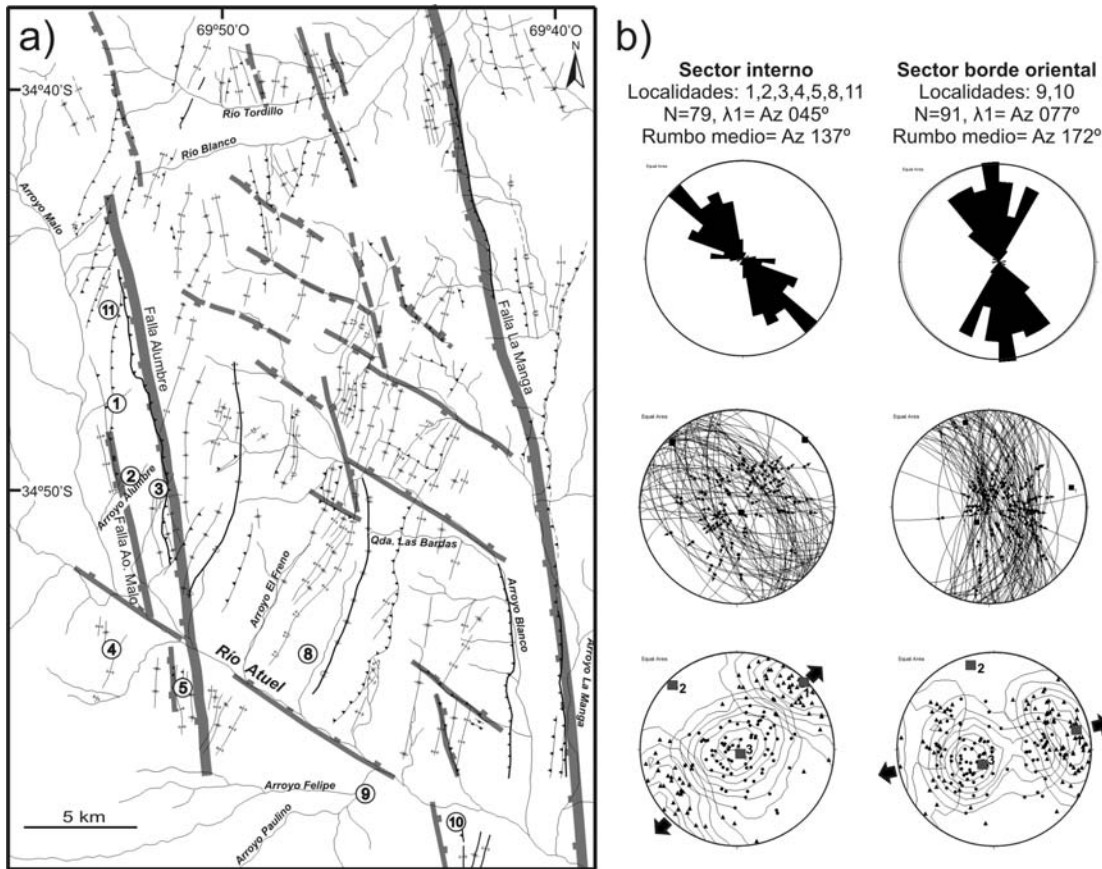


Figura 4: a) Mapa del fallamiento inferido vinculado al rift. Sobre el mapa de estructuras cenozoicas de la Figura 3 se mapearon las fallas de rift interpretadas en este trabajo. Con círculos se indicaron las estaciones de medición donde se obtuvieron datos de fallas menores con indicadores cinemáticos (datos tomados de Bechis y Giambiagi 2008). b) Datos cinemáticos agrupados según su ubicación geográfica dentro del depocentro (gráficos realizados con los programas StereoWin® y FaultKinWin®, de Richard Allmendinger).

post-tectónicas (Figs. 2 y 3).

ARQUITECTURA DEL DEPOCENTRO

La integración de la información obtenida a partir de: a) datos de afloramiento de estructuras normales invertidas, b) presencia de discordancias sintectónicas, c) la presencia de marcados cambios en los patrones estructurales que evidencian la influencia de estructuras previas y datos de subsuelo (Giambiagi *et al.* 2005b), d) el análisis cinemático de fallas menores del rift (Bechis y Giambiagi 2008), y e) la existencia de cambios de facies, espesores y paleocorrientes (Lanés 2002, 2005, 2007; Lanés *et al.* este volumen), permitió identificar la ubicación y geometría de las fallas mayores del rift (Fig. 4). A partir de estos estudios se pudo establecer que el depocentro Atuel estuvo caracterizado por dos fallas principales, Alumbre y La Manga, de rumbo NNO e inclinación al

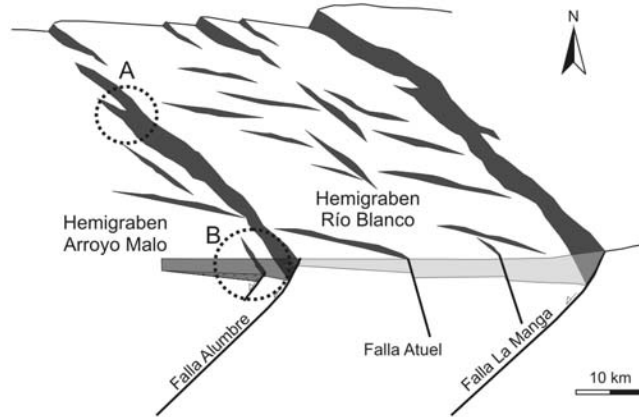


Figura 5: Bloque diagrama interpretativo a escala donde se muestra la arquitectura del depocentro Atuel y la ubicación de las fallas principales, realizado a partir de la interpretación de la figura 5. Círculos A y B corresponden a la ubicación de las fotos a y b de la Figura 7, respectivamente.

oeste, que controlaron el desarrollo de dos hemigrábenes (Fig. 5): el hemigraben Río Blanco hacia el este, que se mantuvo completamente emergido durante el lapso de sinrift, y el hemigraben Arroyo Malo al oeste, que se mantuvo completamente sumergido durante las etapas de sinrift y sag. Ambos hemigrábenes presentan internamente fallas normales de rumbo ONO, como la falla Atuel, que

controlaron localmente la creación de espacio de acomodación.

Fallas NNO

Las fallas de orientación NNO fueron las principales estructuras que controlaron la creación de espacio de acomodación y los ambientes sedimentarios a lo largo de toda la etapa de sinrift. Las dos fallas

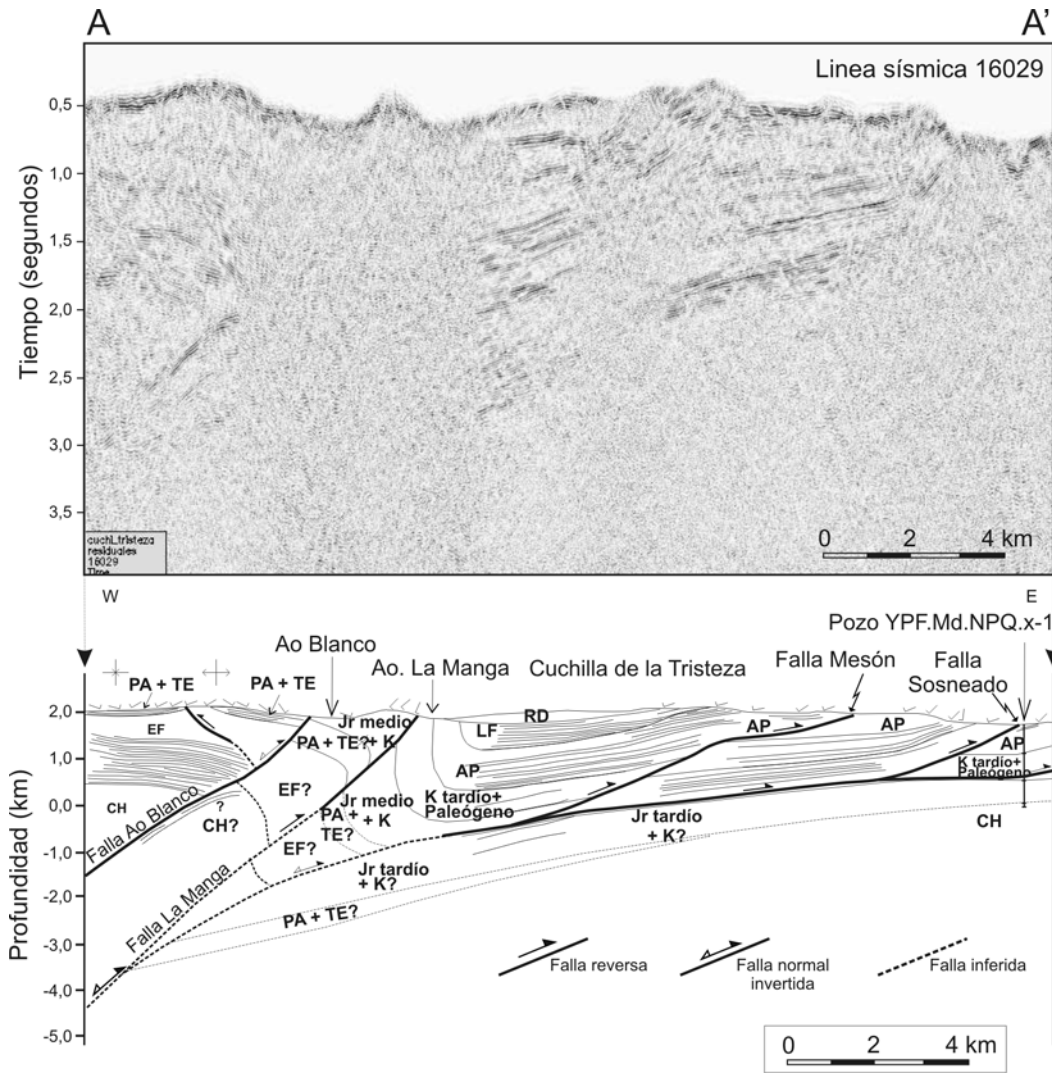


Figura 6: Línea sísmica ubicada en el sector oriental (véase ubicación en Fig. 3). Se interpreta a la falla maestra La Manga invertida en el sector de interacción entre la deformación de piel gruesa (al oeste) y de piel fina (al este). Modificado de Giambiagi *et al.* (2008). CH: Grupo Choiyoi, EF: Fm. El Freno, PA: Fm. Puesto Araya, TE: Fm. Tres Esquinas, AP: Fm. Agua de la Piedra, LF: Fm. Loma Fiera, RD: Fm. Río Diamante.

principales son La Manga y Alumbre. La falla La Manga se evidencia en algunas de las líneas sísmicas que atraviesan los arroyos La Manga y Blanco, y corresponde a la falla maestra del depocentro. Su traza está marcada por el límite oriental de los afloramientos triásico-jurásicos inferiores (Figs. 4, 5 y 6), y por el lineamiento Borbollón-La Manga, que corre con rumbo NNO desde el arroyo Borbollón hasta el río Atuel (Fig. 1). Al oeste de esta falla los depósitos de sinrift alcanzan un espesor cercano a los 1.000 m, mientras que pocos kilómetros al este desaparecen, ya que los pozos realizados por compañías petroleras indican que los sedimentos del Jurásico Tardío (Formación Tordillo) se apoyan en discordancia sobre las rocas

del basamento de la cuenca. Su ubicación ha sido definida también a partir de los estudios estratigráficos, sedimentológicos y de procedencia de la Formación El Freno (Lanés 2002; Lanés *et al.* 2008, Tunik *et al.* 2008). La falla Alumbre, de rumbo NNO, es la estructura más occidental de las fallas normales principales identificadas en el área (Fig. 4). Sus depósitos de pared colgante representan a abanicos deltaicos proximales de geometría marcadamente cuneiforme, asociados a importantes discordancias angulares (Fig. 7a). Estas discordancias generalmente coinciden con los límites de secuencia de tercer orden propuestos por Lanés (2002), indicando que el movimiento periódico de esta falla

fue el responsable de la reorganización del depocentro y de su patrón de drenaje. Esta falla habría mantenido la paleocosta relativamente fija desde el Hetangiano hasta el Sinemuriano Temprano tardío, restringiendo la transgresión marina al sector del hemigraben Arroyo Malo. La presencia de una estructura de menor escala, la falla Arroyo Malo (Fig. 4), ha sido sugerida previamente por Lanés (2002) para explicar la deformación durante la sedimentación de los depósitos triásicos superiores. Esta falla tendría una orientación paralela a la falla Alumbre y se habría desactivado en una etapa temprana durante la apertura del *hemigraben* Arroyo Malo.

Fallas ONO

Dentro del depocentro y especialmente dentro del hemigraben Río Blanco, se habrían desarrollado fallas de rumbo ONO y fuerte inclinación tanto al norte como al sur. Se infiere que estas fallas controlan parcialmente el curso del río Atuel y el sector medio de los arroyos Blanco y La Manga. La falla Atuel, de rumbo ONO y buzamiento al norte, se pone en evidencia a partir de: a) los resultados de los análisis de fallas menores (Bechis y Giambiagi 2008), b) los cambios en la procedencia de los depósitos fluviales (Tunik *et al.* este volumen), c) los cambios en el espacio de acomodación generado, y d) la relación entre el cambio de espacio de acomodación y ambiente de los depósitos marinos. En sectores ubicados tanto al norte como al sur del río Atuel, el análisis cinemático de datos provenientes de fallas menores permitió establecer una dirección de extensión NE durante la apertura del depocentro que varió localmente entre NNE y ENE (Bechis y Giambiagi 2008). La orientación de las estructuras de rumbo ONO con respecto a estas direcciones de estiramiento permite interpretar que actuaron como fallas con rechazo normal durante la extensión. Por otra parte, en el caso del lineamiento del río Atuel se observa un aumento del espacio de acomodación hacia el norte del mismo, principalmente en el sector occidental (hemigraben Arroyo Malo). En este sector, ubicado al oeste de la falla Alumbre, los sedimentos se depositaron en un ambiente de abanico deltaico de talud con pendientes muy pronunciadas. En el área ubicada al sur del río Atuel se observan evidencias de acción de oleaje que no se encuentran en los perfiles ubicados al norte de dicho río, las cuales indicarían que hacia el sur la profundidad del delta era menor. Esta diferencia de altura en el abanico deltaico puede ser explicada por la presencia entre los dos sectores de la falla Atuel, de rumbo ONO y bloque hundido hacia el norte. Esta falla habría sido activa durante el último período extensional, ya que la

somerización de los depósitos del delta se observa en la mitad superior de los perfiles de la Formación Puesto Araya.

Influencia de estructuras previas del basamento

Para realizar el estudio cinemático del rift es necesario evaluar el grado de influencia de estructuras del basamento sobre las fallas extensionales principales. La fábrica del basamento del depocentro Atuel puede apreciarse en el Bloque San Rafael, cuyas rocas se encuentran afectadas por dos sistemas de zonas de cizalla dúctiles con rumbo NNO y ONO (Japas y Kleiman 2004). La coincidencia entre los rumbos de las fallas La Manga y Alumbre con la zona de cizalla NNO, y su orientación oblicua con respecto a la dirección de extensión NE registrada durante la etapa extensional (Bechis *et al.* 2007, Bechis y Giambiagi 2008), permite presuponer que dichas estructuras se

generaron controladas por las anisotropías mecánicas preexistentes del basamento. Los lineamientos de rumbo ONO, paralelos al río Atuel, estarían asimismo reflejando el control por estructuras de dicho rumbo presentes en el basamento. Se interpreta que las fallas NNO habrían registrado un movimiento normal oblicuo sinistral y las fallas ONO un movimiento desde normal oblicuo dextral a normal puro (Bechis y Giambiagi 2008).

EVOLUCIÓN CINEMÁTICA TRIÁSICA TARDÍA - JURÁSICA TEMPRANA DEL DEPOCENTRO ATUEL

La integración de estudios de estructuras con estudios estratigráficos y paleogeográficos previos ha demostrado que el depocentro Atuel sufrió al menos tres episodios extensionales durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano, con cambios paleogeográficos relacionados a

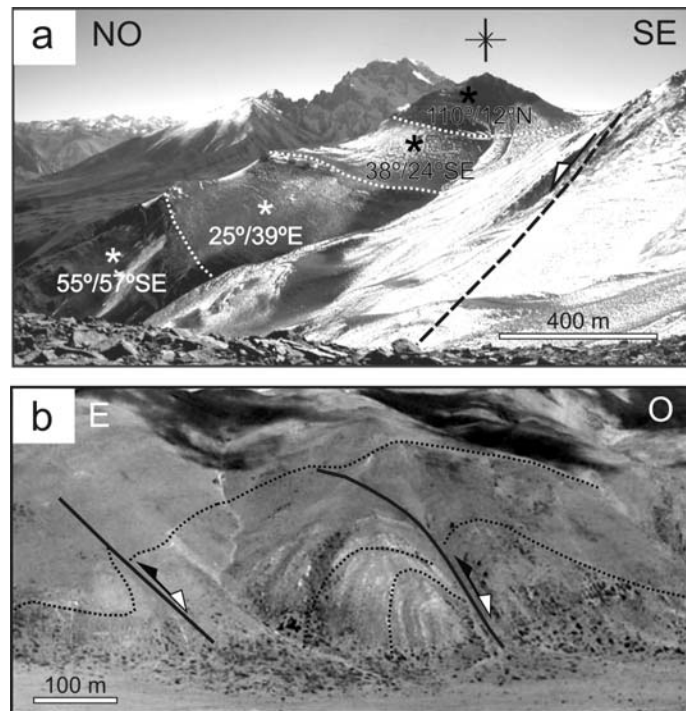


Figura 7: a) Evidencias de la existencia de la falla Alumbre; serie de discordancias progresivas ubicadas en la base de las distintas secuencias sedimentarias dentro de los depósitos de abanicos deltaicos de la Formación Puesto Araya. Al oeste de la falla, los depósitos son marinos (Formación Arroyo Malo y sección inferior de la Formación Puesto Araya), mientras que al este todos los depósitos de sinrift son continentales (Formación El Freno). b) Fotografía de fallas de mediana escala en el sector sur del depocentro, levemente invertidas pero mostrando extensión neta.

cambios en el movimiento de las fallas principales. Estos episodios han sido acotados por bioestratigrafía de amonites en el Retiano - Hetangiano Medio, Hetangiano Medio - Hetangiano Tardío medio y Hetangiano Tardío medio-Sinemuriano Temprano tardío (Fig. 8).

Retiano - Hetangiano Medio

El primer evento extensional se desarrolló entre el Triásico Tardío y el Hetangiano Medio (Fig. 8A). El único afloramiento retiano a hetangiano medio (Formación Arroyo Malo) del depocentro conocido hasta la fecha se encuentra en el núcleo de un anticlinal de rumbo NNO en la región del arroyo Alumbre (Fig. 3). Las paleopendientes y orientaciones de taludes tectónicos asociados permiten inferir que durante este período se registró un importante movimiento de la falla Arroyo Malo, de rumbo NNO y ubicada al O de la falla Alumbre (Fig. 4). Esta falla habría acomodado los depósitos de abanico deltaico de talud en su pared colgante con un frente empinado y estrecho, conectado con un prodelta turbidítico (Lanés 2005). La falta de datos bioestratigráficos para la Formación El Freno dificulta la correlación entre los depósitos marinos ubicados al oeste de la falla Alumbre y los depósitos continentales ubicados al este de dicha falla. Sin embargo, como ha sido sugerido por Lanés (2002), la sedimentación de abanico deltaico de la Formación Arroyo Malo podría haber sido coetánea con la depositación continental representada de la sección basal de la Formación El Freno, parcialmente aflorante en el centro del depocentro. Por otra parte, el análisis de procedencia de areniscas (Tunik *et al.* este volumen) indica que estas dos unidades presentan características petrofaciales similares que podrían atribuirse a la coetaneidad de estos dos ambientes depositacionales, apoyando la correlación propuesta. Por ello se infiere que la falla maestra La Manga habría registrado también sus primeros movimientos. El levantamiento isostático de la pared basal

de la falla Alumbre podría haber sido la responsable de la desconexión entre los hemigrábenes Río Blanco y Arroyo Malo (Fig. 8a).

Esta etapa coincide con el primero de los tres ciclos grano y estratocrecientes identificados en los depósitos de abanicos deltaicos (Formación Arroyo Malo y sección inferior de la Formación Puesto Araya), los cuales reflejan un ambiente de cuenca profunda con baja tasa de sedimentación y luego la somerización de esos abanicos deltaicos (Lanés 2005). La localización areal específica en la creación de espacio de acomodación registrada al comienzo de este ciclo (Fig. 8a), hace suponer una iniciación del sistema de rift con crecimiento aislado de segmentos de fallas. En la porción media de este ciclo aparecen deformaciones sinsedimentarias del frente del abanico deltaico (fallas sinsedimentarias y deslizamientos entre otras, véase Fig. 4 de Lanés 2005) que evidenciarían el referido movimiento de la falla Arroyo Malo, aunque no puede descartarse la influencia de un fuerte aporte de sedimentos finos debido a grandes crecientes fluviales en el área de aporte. El fin de este episodio está marcado por un descenso relativo del nivel del mar durante el Hetangiano Medio y registrado en el sector occidental a partir de la migración del foco depositacional hacia el interior de la cuenca (Lanés 2005) (Fig. 8a).

Se interpreta que durante esta etapa se habrían reactivado debilidades discretas del basamento de rumbo NNO. Estas fallas habrían tenido un movimiento normal oblicuo sinistral producto de la extensión en dirección NE-SO (Bechis *et al.* 2007, Bechis y Giambiagi 2008). Esto permite caracterizar al depocentro Atuel como un rift oblicuo, en el que la dirección de extensión NE es oblicua a la orientación general NNO de la subcuenca, controlada por la reactivación de las debilidades previas.

Hetangiano Medio a Tardío medio

El segundo episodio de rift está marcado

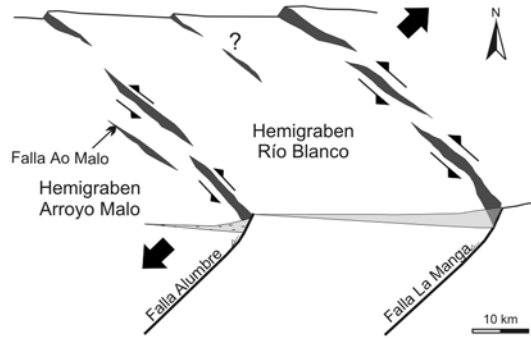
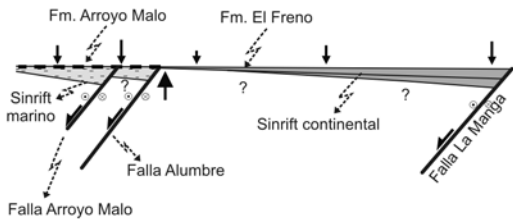
por un brusco ascenso relativo del nivel del mar verificado en la ubicación de facies distales por encima de facies más proximales caracterizando una fuerte agradación (Lanés 2005). Durante este evento se habrían depositado los sedimentos del abanico deltaico de la sección inferior de la Formación Puesto Araya y habrían continuado depositándose los sedimentos fluviales de la Formación El Freno (Fig. 8b). En este período se habrían comenzado a desarrollar las fallas de rumbo ONO, como lo indican las discordancias angulares asociadas.

Asimismo, durante el Hetangiano Medio tardío (Zona de Wahneroceras-Schlotheimia de Riccardi *et al.* 2000) se registró un importante movimiento de la falla Alumbre responsable de la creación de un amplio espacio de acomodación. Este movimiento de la falla permitió la depositación de los sedimentos de abanico deltaico de talud en su pared colgante y la generación una serie de discordancias angulares dentro del segundo ciclo grano y estratocreciente (Lanés 2005). El movimiento de la falla habría generado a su vez el levantamiento isostático de su pared basal, evidenciado a partir de discordancias angulares presentes en los depósitos fluviales de la Formación El Freno. Se infiere para este evento un ensanchamiento abrupto de los hemigrábenes a partir de la unión de segmentos de fallas adyacentes y la progresiva desactivación de algunas fallas, como por ejemplo la falla Arroyo Malo, con localización de la deformación principalmente en las fallas La Manga y Alumbre. Las fallas internas oblicuas del hemigráben Río Blanco habrían tenido un rol secundario en la creación de espacio de acomodación.

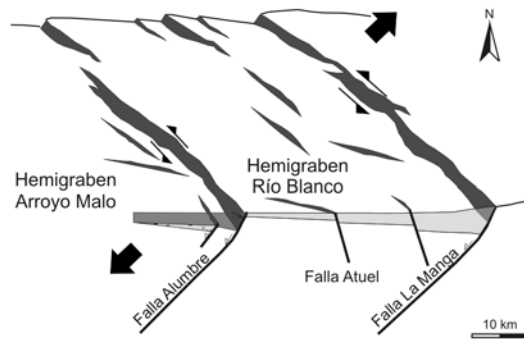
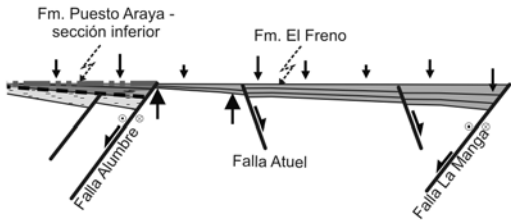
Hetangiano Tardío medio - Sinemuriano Temprano tardío

El tercer evento (Fig. 8c) habría comenzado con la depositación del tercer ciclo grano y estratocreciente de la sucesión de abanicos deltaicos (Lanés 2005). La presencia de fallas menores de rumbo ONO afectando sedimentos de esta edad y

a) Triásico Tardío - Hetangiano Medio



b) Hetangiano Medio - Hetangiano Tardío medio



c) Hetangiano Tardío medio - Sinemuriano Temprano tardío

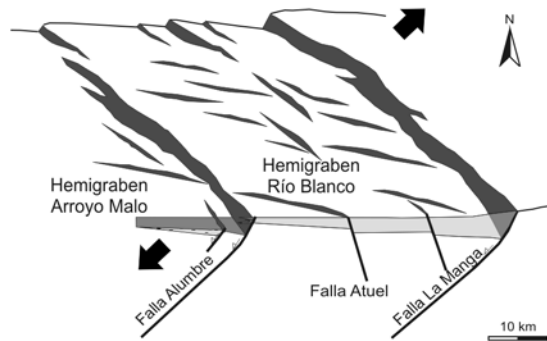
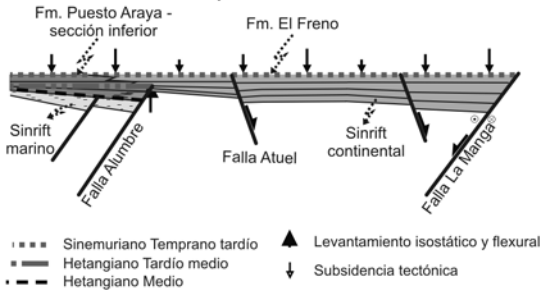


Figura 8: Evolución cinemática del depocentro Atuel durante su etapa extensional, desde el Triásico Tardío al Sinemuriano Temprano alto (véase explicación en el texto).

direcciones de estiramiento NNE obtenidas para este período en el sector interno del depocentro (Bechis y Giambiagi 2008) permiten interpretar que las fallas de rumbo ONO habrían continuado moviéndose durante este evento, especialmente la falla Atuel. Durante este período el depocentro habría adquirido sus máximas dimensiones y habría culminado con un fuerte descenso relativo del nivel del mar, ocurrido durante el Sinemuriano Temprano tardío (Lanés 2002) y asociado tentativamente a la desactivación de la falla Alumbre (Fig. 4). Hacia fines de este período se habrían registrado los últimos movimientos de la

falla La Manga y la desactivación de la falla Alumbre. Datos cinemáticos de fallas menores que afectan a los depósitos cuspidales del sinrift indican una dirección de estiramiento local ENE en el sector oriental del depocentro (Fig. 4), indicando un probable desplazamiento con componente predominante normal para la falla La Manga durante sus últimos movimientos (Bechis y Giambiagi 2008). La desactivación de la falla Alumbre habría sido responsable de: a) el cambio en la sedimentación fandeltaica que permitió la erosión y relleno de grandes canales distributarios en el tope de las sucesiones próximas a la falla Alumbre, y b) la pro-

gradación de los depósitos fluviales discordantes por encima de los depósitos fandeltaicos próximos a la misma como consecuencia de una disminución gradual en el levantamiento isostático de la pared basal de la falla. Los depósitos de barras de desembocadura fandeltaicas progradantes que afloran en el arroyo Malo, señalan una reducción marcada de la tasa de creación de espacio de acomodación ocurrida en el Sinemuriano Temprano tardío, con posterioridad al evento extensional (Lanés 2002, 2005). Esta reducción, sumada a la transgresión paulatina que caracteriza a las sucesiones netamente marinas (sección superior de la

Formación Puesto Araya) y a la ausencia de estructuras extensionales, refleja el comienzo del enfriamiento térmico del depocentro.

CONCLUSIONES

El modelo estructural propuesto para la apertura del depocentro postula que la fábrica del basamento y la dirección regional de extensión ejercieron un control de primer orden en el desarrollo del depocentro Atuel. El mismo se habría desarrollado durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano a partir de la reactivación normal oblicua sinistral de anisotropías mecánicas previas del basamento de rumbo NNO. Estas reactivaciones habrían sido las responsables de la generación de un rift oblicuo con respecto a la dirección de extensión NE-SO, y del movimiento de las dos fallas principales del rift, Alumbre y La Manga, de rumbo NNO e inclinación al oeste. Estas fallas habrían segmentado al depocentro en dos hemigrábenes con polaridad oeste, el hemigraben totalmente emergido Río Blanco y otro completamente sumergido, el hemigraben Arroyo Malo.

Se registraron al menos tres episodios extensionales durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano. El primer episodio abarcó el lapso pre-Retiano (?) a Hetangiano Medio, y quedaría registrado por el movimiento de las fallas Alumbre, La Manga y Arroyo Malo. Durante el segundo episodio de rift, ocurrido entre el Hetangiano Medio y el Hetangiano Tardío medio, se habrían continuado moviendo las fallas Alumbre y La Manga. Dentro del hemigraben Río Blanco la deformación tridimensional impuesta por el régimen extensional oblicuo, se habría acomodado a partir del movimiento de estructuras de rumbo ONO. El tercer evento habría comenzado con un fuerte ascenso relativo del nivel del mar, ocurrido durante el Hetangiano Tardío medio en respuesta al último movimiento de la falla Alumbre, y habría culminado con la desactivación de esta falla, responsable de una marcada reducción del espacio de

acomodación hacia el Sinemuriano Temprano tardío. Esta progradación fue seguida por una transgresión paulatina registrada en las sucesiones netamente marinas de la sección superior de la Formación Puesto Araya, evidenciando, junto con la ausencia de estructuras extensionales, el comienzo del enfriamiento térmico del depocentro.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado con fondos del subsidio PICT 07-10942 "Reactivación de fallas pre-existentes en el desarrollo estructural cenozoico de los Andes entre los 32° y 35° latitud Sur", de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica; del subsidio PIP 5843 "El depocentro Atuel de la Cuenca Neuquina: estilo estructural y evolución tectónica durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano" del CONICET; y del subsidio PICT 38295 "Modelado estructural de zonas de desplazamiento de rumbo y de desplazamiento oblicuo" de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. Los autores agradecen la colaboración en el campo a Carla Terrizzano, Marilín Peñalva, Diego Kietzmann, Alejandro Chelli, Darío Orts, Daniel Yagupski, Diego Iaffa, Sergio Orts y Gabriela Dapoian. Se agradece especialmente a Alberto Riccardi, Susana Damborenea y Miguel Manceñido la determinación de invertebrados, a Ana María Zavattieri el estudio palinológico, a Sara Ballent el estudio de microfósiles, y a Repsol-YPF - especialmente a Tomás Zapata - por los datos de subsuelo. Así mismo se agradecen las correcciones y sugerencias de los árbitros Silvia Japas y Fernando Hongn que ayudaron a mejorar el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Álvarez, P.P. y Ramos V.A. 1999. The Mercedario rift system in the Principal Cordillera of Argentina and Chile (32° SL). *Journal of South American Earth Sciences* 12: 17-31.
 Álvarez, P.P., Giambiagi, L., Godoy, E. y Ramos, V.A. 2002. Tectosedimentary evolution of

triassic jurassic extensional basins in the high Andes of Argentina and Chile (32°-34° sl). 5° International Symposium on Andean Geodynamics, Actas 1: 27-30.

- Artabe, A.E., Ganuza, D.G., Spalletti, L.A., Zúñiga, A. y Morel, E.M. 2005. Revisión de la paleoflora del cerro La Brea (Jurásico Temprano), provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 42 (2): 429-442.
- Bechis, F. y Giambiagi, L. 2008. Kinematic analysis of data from small scale faults and its application to the study of an extensional depocenter, Neuquén basin, west-central Argentina. *International Meeting of Young Researchers in Structural Geology and Tectonics (YORSGET)*, Extended abstract: 575-580, Oviedo.
- Bechis, F., Giambiagi, L. y García, V.H. 2005. Extensión multifásica en el depocentro Atuel de la Cuenca Neuquina, evidenciada en estructuras de pequeña escala. 16° Congreso Geológico Argentino, Simposio de Tectónica Andina, Actas 2: 87-94, La Plata.
- Bechis, F., Giambiagi, L., García, V.H. y Lanés, S. 2007. Evidencias de extensión oblicua en el depocentro Atuel de la Cuenca Neuquina. *Ameghiniana* 44 (4-Suplemento): 50R-51R.
- Bornhold, B.D. y Prior, D.B. 1990. Morphology and sedimentary processes on the subaqueous Noeick River delta, British Columbia, Canada. En: Colella, A. y Prior, D. B. (eds): *Coarse-Grained Deltas*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, Blackwell Scientific Publications: 169-181, Oxford.
- Broens, S. y Pereira, D.M. 2005. Evolución estructural de la zona de transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 685-695.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Universidad de Chile, Comunicaciones* 26: 1-137.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Origen in Chile. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society: 21-114, London.
- Colella, A. 1988. Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic con-

- ditions. En Nemeç, W. y Steel, R.J. (eds.) Fan deltas: Sedimentology and tectonic settings, Blackie and Sons: 50-74, Glasgow.
- Cristallini, E., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodríguez, L., Tomezzoli, R. y Comerón, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquén basin in northeastern Neuquén Province, Argentina. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude). Geological Society of America, Special Paper 407: 147-161.
- Damborenea, S.E. 1987. Early Jurassic bivalvia of Argentina. Part 1: Stratigraphical introduction and Superfamilies Nuculanacea, Arcacea, Mytilacea and Pinnacea. *Palaeontographica A* 199 (1-3): 23-111.
- Damborenea, S.E. 2002. Early Jurassic bivalves of Argentina. Part 3: Superfamilies Monotoidea, Pectinoidea, Plicatuloidea and Dimyoidea. *Palaeontographica A* 265: 1-119.
- Damborenea, S.E. y Lanés, S. 2007. Early Jurassic shell beds from marginal marine environments in southern Mendoza, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 250: 68-88.
- Damborenea, S.E. y Manceñido, M.O. 1988. Weyla: Semblanza de un bivalvo Jurásico andino. *Actas del 5° Congreso Geológico Chileno* 2: C13 - C25. Santiago de Chile.
- Damborenea, S.E. y Manceñido, M.O. 1994. Icnofósiles de los depósitos del Jurásico inferior de la región del río Atuel (Mendoza, Argentina). *Ameghiniana* 31 (4): 396.
- Damborenea, S.E. y Manceñido, M.O. 2005. Biofacies análisis of Hettangian-Sinemurian bivalve/brachiopod associations from the Neuquén basin (Argentina). *Geologica Acta* 3: 163-178.
- Ethridge, F.G. y Wescott, W.A. 1984. Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits. En Koster E. H. y Steel R. J. (eds.) Sedimentology of gravels and conglomerates. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 10: 217-235.
- Fernández, M.S. y Lanés, S. 1998. Presencia de Ictiosaurios en el Sinemuriano del Río Atuel, Cuenca Neuquina, Mendoza. 14° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Programas y Resúmenes: 52, Neuquén.
- Fortunatti, N., y Dimieri, L. 2002. Zonación estructural entre los arroyos Blanco y Malo en el área del río Atuel, Mendoza, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 3: 206-213.
- Fortunatti, N. y Dimieri, L. 2006. Tectónica del valle del río Atuel al pie del Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial Serie D* 10: 56-61.
- Giambiagi, L., Álvarez, P.P., Godoy, E. y Ramos, V.A. 2003a. The control of pre-existing extensional structures in the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt. *Tectonophysics* 369: 1-19.
- Giambiagi, L., Ramos, V.A., Godoy, E., Álvarez, P.P. y Orts, S. 2003b. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° South Latitude. *Tectonics* 22(4): 1041, doi:10.1029/2001TC001354.
- Giambiagi, L., Álvarez, P.P., Bechis, F. y Tunik, M., 2005a. Influencia de las estructuras de rift triásicas - jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas Aconcagua y Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 661-671.
- Giambiagi, L., Suriano, J. y Mescua, J. 2005b. Extensión multipisódica durante el Jurásico Temprano en el depocentro Atuel de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 524-534.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V. y Clark, A. 2008. Temporal and spatial relationship between thick- and thin-skinned deformation in the thrust front of the Malargüe fold and thrust belt, Southern Central Andes. *Tectonophysics* (en prensa).
- Gulisano, C.A. 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 3: 579-592, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin: Mendoza Province. *Guía de Campo. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* 159: 103 p. Argentina.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la Provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 236-259.
- Herbst, R. 1964a. La flora liásica de la zona del río Atuel, Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19: 108-131.
- Herbst, R. 1964b. Addenda a la flora liásica del río Atuel, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19: 204-206.
- Herbst, R. 1968. Las floras liásicas argentinas con consideraciones estratigráficas. *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas* 1: 145-162, Buenos Aires.
- Hillebrandt, A. von. 1989. The Coger Jurassic of the Río Atuel regions, Mendoza Province, Argentina. *Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía, Actas* 4: 39-43.
- Hillebrandt, A. von. 1990. Der Untere Jura in Gebiet des Río Atuel (Provinz Mendoza, Argentinien). *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie Abhandlungen* 181: 143-157.
- Hillebrandt, A. von. 2002. Ammoniten aus dem oberen Sinemurium von Südamerika. *Revue de Paléobiologie* 21(1): 35-147.)
- Japas, M.S. y Kleiman, L.E. 2004. El ciclo Choyoi en el bloque de San Rafael (Mendoza): de la orogénesis tardía a la relajación mecánica. *Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial* 7: 89-100.
- Jaworski, E. 1925. La fauna del Lías y Dogger de la Cordillera Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Actas* 9 (3): 135-317, Córdoba.
- Kay, S. M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. 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.
- Kim, H.J., Scarcabarozzi, N. y Ramos, V.A. 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, *Simposio de Tectónica Andina, 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.
- Kozłowski, E. y Baldi, J. 1983. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras de la zona del Río Diamante - Río Atuel. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito. Buenos Aires.*
- Kozłowski, E., Baldi, J. y Mancilla, O. 1981. Plano geológico, Río Diamante - Río Atuel. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe Inédito, Buenos Aires.*
- Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V.A. 1993.

- Estructura. En Ramos V.A. (ed.) Geología y recursos naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 235-256.
- Lanés, S. 2002. Paleocambios y Paleogeografía de la primera transgresión en Cuenca Neuquina, Sur de Mendoza. Tesis Doctoral, FCEN, Universidad de Buenos Aires (Inédita), 403 p., Buenos Aires.
- Lanés, S. 2005. Late Triassic to Early Jurassic sedimentation in northern Neuquén Basin, Argentina: Tectonosedimentary evolution of the first transgression. *Geologica Acta* 3(2): 81-106.
- Lanés, S. 2007. Depósitos fluviales de la Formación El Freno en el valle del Atuel, sur de Mendoza: datos preliminares. 3° Simposio Argentino del Jurásico (Mendoza), Resúmenes: 49.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior), Argentina. En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) Cuenca Neuquina, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-243, Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. *International Association of Sedimentologists, Special Publication* 12: 429-450.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 1990. El batolito de Colangüil (28°-31°S), Cordillera Frontal de Argentina, estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17: 89-108.
- Llambías, E., Quenardelle, S. y Montenegro, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 243-257.
- Maceda, R. y Figueroa, D. 1993. La inversión del rift mesozoico en la Faja Fallada y Plegada de Malargüe, provincia de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 219-232.
- Maceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. En Tankard, A.J. Suárez, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America, American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 62: 369-382.
- Manceño, M.O. 1981. A revision of Early Jurassic Spiriferinidae (Brachiopoda, Spiriferida) from Argentina. En Volkheimer, W. (ed.) *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico* 2: 625-660, Buenos Aires.
- Manceño, M.O. 1990. The succession of Early Jurassic brachiopod faunas from Argentina: correlations and affinities. En MacKinnon, D.I., Lee, D.E. y Campbell, J.D. (eds.) *Brachiopods through time*, A.A. Balkema: 397-404, Rotterdam.
- Massari, F. y Colella, A. 1988. Evolution and types of fan-delta systems in some major tectonic settings. En Nemec, W. y Steel R.J. (eds.) *Fan deltas: Sedimentology and tectonic settings*, Blackie and Sons: 103 - 122, Glasgow.
- Mescua, J., Giambiagi, L. y Bechis, F. 2008. Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico Tardío (Kimmeridgiano) en el sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 512-519.
- Mpodozis, C. y Kay, S.M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: andes Chilenos (28°-31°S). *Revista Geológica de Chile* 17: 153-180.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E., Cañas M.T. y Reinemund, J.A. (eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series* 11: 59-90.
- Pángaro, F., Ramos, V.A. y Godoy, E. 1996. La Faja plegada y corrida de la Cordillera Principal de Argentina y Chile a la latitud del Cerro Palomares (33°35'S). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 2: 315-324.
- Polanski, J. 1958. El bloque varisco de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina* 12(2): 165-196.
- Postma, G. 1990. An analysis of the variation in delta architecture. *Terra Nova* 2: 124-130.
- Prior, D.B. y Bornhold, B.D. 1990. The underwater development of Holocene fan deltas. En Colella, A. y Prior, D.B. (eds.) *Coarse-Grained Deltas. International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, Special Publication* 10: 75-90, Oxford.
- Ramos, V. 2002. La transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe: influencia del basamento de la Cordillera Frontal. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 166-167, El Calafate.
- Reijnenstein, C. 1967. Estratigrafía y tectónica de la zona al Norte del río Atuel, entre los arroyos Blanco y Malo (Provincia de Mendoza). Trabajo final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 67 p. Buenos Aires.
- Riccardi, A. e Iglesia Llanos, M.P. 1999. Primer hallazgo de amonites en el Triásico de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 298-300.
- Riccardi, A., Damborenea, S. y Manceño, M.O. 1990. Lower Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. En Westermann G.E.G. y Riccardi A. (eds.) *Jurassic taxa ranges and correlation charts for the Circum-Pacific, Newsletters on Stratigraphy* 21(2): 75-103, Berlin-Stuttgart.
- Riccardi, A., Damborenea, S., Manceño, M. O. y Ballent, S.C. 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 359-377.
- Riccardi, A.C., Leanza, H.A., Damborenea, S., Manceño, M.O., Ballent, S.C. y Zeiss, A. 2000. Marine Mesozoic Biostratigraphy of the Neuquén Basin. En Miller, H. y Hervé, F. (eds.) *Zeitschrift für Angewandte Geologie, SH1, 31° International Geological Congress*: 103-108.
- Riccardi, A., Damborenea, S.E., Manceño, M.O., Scasso, S., Lanés, S. e Iglesia Llanos, M.P. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 228-234.
- Riccardi, A., Damborenea, S., Manceño, M.O. y Ballent, S.C. 1991. Hettangian and Sinemurian (Lower Jurassic) biostratigraphy of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4 (3): 159-170.
- Rolleri, E.O. y Criado, P. 1968. La Cuenca Triásica del norte de Mendoza. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 1-60.
- Rosenfeld, V. y Volkheimer, W. 1981. Jurassic turbidites in central western Argentina (Neuquén Basin). En Cresswell M.M. y Vella P. (eds.)

- Gondwana Five, 5th International Gondwana Symposium, Balkema Publications: 155-160, Rotterdam.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Morel, E. M. y Artabe, A.E. 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.
- Stipanovic, P.N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(4): 367-388.
- Stipanovic, P.N. y Bonetti, M.I.R. 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. *Ameghiniana* 7 (1): 57-78.
- Storey, B.C. y Alabaster, T. 1991. Tectono-magmatic control on Gondwana break-up models: Evidence from the proto-Atlantic margin of Antarctica. *Tectonics* 10: 1274-1288.
- Tunik, M., Lanés, S., Bechis, F. y Giambiagi, L. 2008. Análisis petrográfico de las areniscas jurásicas tempranas en el depocentro Atuel de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4): **PAGINAS.**
- Turienzo, M. y Dimieri, L. 2005. Geometric and kinematic model for basement-involved backthrusting at Diamante River, southern Andes, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 111-125.
- Turienzo, M., Fortunatti, N. y Dimieri, L. 2004. Configuración estructural del basamento en la confluencia del arroyo Blanco y el río Atuel, Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 7*: 27-33.
- Ugarte, F. 1955. Estudio geológico de la zona de Coihueco-Cerro La Brea (provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10(3): 137-178, Buenos Aires.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira Geociencias* 18(2): 172-190.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En Tankard, A. y Balkwill, H.R. (eds) *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614.
- Vergani, G.D., Tankard J., Belotti J. y Welsink J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En Tankard, J., Suárez, R. y Welsnik, H.J. (eds) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Volkheimer, W. 1970. Neuere Ergebnisse der Anden-Stratigraphie von Süd-Mendoza (Argentinien) und benachbarter Gebiete und Bemerkungen zur Klimageschichte des südlichen Andenraums. *Geologische Rundschau* 59 (3): 1088-1124.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 27a, Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151, 83 p., Buenos Aires.

Recibido: 26 de mayo, 2008
 Aceptado: 23 de junio, 2008