

CARACTERÍSTICAS TECTÓNICAS Y TECTOSSEDIMENTARIAS DEL HEMIGRABEN RINCÓN BLANCO, CUENCA CUYANA: UNA SÍNTESIS

Silvia BARREDO¹ y Victor A. RAMOS^{1,2}.

¹ Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires. E-mail: silvia@gl.fcen.uba.ar

² CONICET.

RESUMEN

Durante el Triásico, el margen de Gondwana se caracterizó por la presencia de cuencas extensivas de dirección noroeste. La cuenca Cuyana está compuesta por hemigrabenes donde se acumularon espesas secuencias clásticas y piroclásticas que en algunos casos alcanzaron los 3.000 m de espesor. En el caso particular de la subcuenca Rincón Blanco, uno de los depocentros más septentrionales de la cuenca, está limitado por una falla normal del tipo de crecimiento y de diseño *en-échelon* en planta. La presencia de depocentros discretos a lo largo del rumbo de la misma sugiere que ésta evolucionó a través de la interacción de segmentos menores separados por una zona de transferencia o bien por la propagación de la misma a través de uno de sus extremos o *tips*. El relleno estuvo enmarcado por un fuerte control tectónico que le imprimió a las secuencias rasgos distintivos. Así, es posible afirmar que la arquitectura de las secuencias resulta de la geometría y de la historia del desplazamiento de la falla de borde o falla maestra. Utilizando el análisis litológico y los datos estructurales, el relleno se dividió en paquetes de secuencias genéticamente relacionadas o unidades tectonoestratigráficas separadas por discordancias regionales. Con estos conceptos fue posible reconstruir la geometría de margen activo del hemigraben Rincón Blanco y la historia de su relleno, en una región afectada por fuerte deformación compresiva andina. Además, estas herramientas conceptuales permitieron establecer preliminarmente la relación entre la Unidad Marachemill y el Grupo Rincón Blanco, históricamente consideradas como un único paquete de secuencias.

Palabras clave: *Hemigraben Rincón Blanco, rift, estratigrafía, crecimiento de fallas normales, controles sedimentarios.*

ABSTRACT: *Tectonic and tectosedimentary characteristics of the Rincón Blanco halfgraben: a synthesis.* The Gondwana margin contained some Triassic basins that together constitute a regionally northwest-trending extensional system. The Cuyana rift Basin is internally composed of a family of hemigrabens filled with thick piles of sedimentary clastic and epiclastic rocks that can reach more than three thousand meters. In particular the Rincón Blanco sub-basin, one of the northernmost depocenter of this rift, is bounded by a linked through-going normal fault that usually displays an *en-échelon* map view. Along strike existence of discrete depocenters and alternation of sedimentary wedges of different types suggest a linkage origin for some of them separated by a transfer zone. The infilling was strongly controlled by tectonics which in term produced distinctive features along the whole sedimentary sequence. An immediate consequence of this latter is that the architecture of the fill resulted from the geometry and the displacement of the bounding normal faults. Using lithology and structural data the infilling was subdivided into packages of genetically linked units bounded by regional extended surfaces. Hence, three depositional sequences or tectono-stratigraphic units separated by regional unconformities have been recognized. They were interpreted as a result of a major reactivation of the extensional system that could have evolved along strike as segments of fault that linked together and/or as laterally propagating faults. Using these basic concepts it was possible to reconstruct the geometry and the history of the infilling of the east margin of the hemigraben, buried under several backthrusts. Additionally, it could be possible to separate a sequence of rock, the Marachemill Unit, from the Rincón Blanco Group and to understand their tectonosedimentary relationships.

Keywords: *Rincón Blanco hemigraben, rift, stratigraphy, normal fault growth, sedimentary controls.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca Cuyana es un *rift* asimétrico compuesto por depocentros inicialmente aisla-

dos y de diseño en hemigraben cuya evolución estuvo marcada fundamentalmente por el estilo tectónico con notable influencia climática (Barredo 2004, 2005a).

Se extiende entre los paralelos 30°40'-36° de latitud sur y los meridianos 66° 30'-70° de longitud oeste abarcando las provincias de San Luis, San Juan y Mendoza.

La sedimentación, fundamentalmente fluvio-lacustre, tuvo lugar en los depocentros conocidos como Barreal, Agua de los Pajaritos (rampa) y Rincón Blanco en el margen activo (Barredo 2004). En este trabajo se analizan las características geométricas y la evolución del relleno del depocentro Rincón Blanco localizado en el extremo septentrional nor-oriental de *rift* triásico. Su eje mayor está orientado en dirección NNO alcanzando una extensión aproximada de 45 kilómetros. En sección este depocentro es asimétrico, con un flanco tendido o rampa hacia el oeste y el margen activo hacia el este (Fig. 1). Los modelos teóricos proponen que la actividad de las fallas limitantes de los *riffts* ejercen un marcado control en la distribución areal y temporal de los sistemas depositacionales, al mismo tiempo que la asimetría de la cubeta es la que condiciona las pendientes, el tamaño y la distribución de las áreas de drenaje (e.g. Leeder y Gawthorpe 1987, Peakall *et al.* 2000, Schlichte 1991). Estos controles son particularmente importantes al momento de caracterizar *riffts* asimétricos en regiones muy deformadas, como en el caso de Rincón Blanco, en donde las fases compresivas ándicas que construyeron la faja corrida y plegada de la Precordillera, enmascararon los rasgos extensivos de las cuencas triásicas.

El registro sedimentario del margen activo del hemigraben Rincón Blanco conserva rasgos que permiten reconocer la influencia que las fallas ejercieron sobre la sedimentación y fundamentalmente, sobre la arquitectura de los depósitos. Esto permitió en principio caracterizar la geometría del *rift* e identificar los distintos estadios de su evolución.

Las zonas de aporte de sedimentos y la posición y evolución de los sistemas depositacionales también fueron interpretadas en términos tectónicos como puede verse a través de la presencia de superficies de discontinuidad de segundo orden, desarrolladas tanto en el margen activo como en la rampa localizada al oeste, en el valle Calingasta - Barreal. Sin embargo, discontinuidades locales, superficies de erosión fluvial marcadas y la presencia de ciclos de somerización y profundización de cuerpos de agua fueron

interpretadas como discontinuidades de tercer orden vinculadas a variaciones climáticas y/o de base local que no fueron utilizadas en el análisis estratigráfico-secuencial que se presenta en este trabajo.

Dicho análisis estratigráfico-secuencial se centra en las variaciones del espacio de acomodación (espacio potencial disponible para acumular la depositación) con relación a la tasa de aporte de sedimentos o nivel de base estratigráfico (Martinsen *et al.* 1999). Para ello se tuvo en cuenta el nivel de base geomórfico ó nivel de base local y la subsidencia tectónica. La arquitectura del relleno fue interpretada en términos del espacio de acomodación: donde una situación de alta acomodación sería el resultado de un bajo aporte detrítico y del dominio de la subsidencia tectónica, mientras que una bajo espacio de acomodación resultaría de una alta tasa de aporte de sedimentos en relación a la subsidencia (e.g. Martinsen *et al.* 1999, Devlin *et al.* 1993, Lambiase 1990, Allen y Allen 2005). A grandes rasgos, las secuencias descritas en el margen activo por Borrello y Cuerda (1965), Yrigoyen y Stover (1969), Quartino *et al.* (1971), Stipanovic (1972, 1979), Haushke (1991), Barredo y Ramos (1997) y, Barredo (1999, 2005a), están compuestas por sistemas aluviales y fluviales de textura gruesa desarrollados en situación de bajo espacio de acomodación, que alternan con sistemas fluviales de textura fina y facies lacustres que evolucionaron en condiciones de alto espacio de acomodación. El pasaje de facies fluviales a lacustres indica ascensos del nivel de base local producidos por aumentos en la tasa de subsidencia y/o movimientos en las fallas de borde (e.g. Devlin *et al.* 1993, Martinsen *et al.* 1999, Milana y Alcocer 1994, Barredo 2005a). En tanto que un aumento en las pendientes regionales y un descenso del nivel de base darán lugar a la progradación de los sistemas fluviales sobre los lacustres produciendo una discontinuidad de expresión regional (Martinsen *et al.* 1999).

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFÍA

El colapso gravitacional del orógeno paleo-

ozoico acaecido durante el Pérmico Superior dio lugar a la instalación de un régimen extensional en el margen oeste de Gondwana, entre los 26° y 38° LS, que se tradujo en la generación de cuencas orientadas con una dirección preferencial NNO en coincidencia con la fábrica de basamento paleozoico (Uliana *et al.* 1989, Ramos 1992, 1993). La subcuenca Rincón Blanco forma parte del cierre norte de la cuenca Cuyana, se extiende a lo largo de 45 km desde la latitud de la ciudad de Barreal, al sur, hasta la quebrada Del Salto por el norte, alcanzando un ancho máximo de 60 km (López Gamundí 1994, Barredo y Stipanovic 2002). Teniendo en cuenta el modelo propuesto por Ramos (1992) para explicar el origen de la cuenca Cuyana, se considera que el hemigraben Rincón Blanco estaría también asociado a un mecanismo de cizalla simple, con desarrollo de una superficie de despegue de bajo a moderado ángulo (*detachment*). Esta situación habría favorecido la generación de un *rift* asimétrico, con su rampa hacia el oeste, donde se registraron espesores del orden de 950 m (López Gamundí 1994, Spalletti 2001, Bonati *et al.* 2008) y el margen activo hacia el este donde se estableció un espesor de alrededor de 3000 metros (Barredo 2004). La superficie de despegue estaría controlada por antiguas zonas de sutura resultantes de la acreción de terrenos alóctonos a lo largo del margen occidental de Gondwana a fines del Paleozoico. Mecánicamente correspondería a un sistema cerrado o *rift* pasivo, de baja explosividad, desarrollado en una corteza engrosada y caracterizado por un volcanismo bimodal vinculado con las fases tardías del Grupo Choiyoi (Barredo 2004).

Se presume, en función de los cambios en la posición de los depocentros observados, que la falla maestra o falla de borde (*master fault*) pudo estar conformada por segmentos de orientación submeridional, con terminaciones tipo *jump*, relacionados entre sí a través de una zona de transferencia de rechazos sin cambio de polaridad (Barredo 2005b). Este sistema habría evolucionado como fallas de crecimiento, asimilables al modelo de propagación (Morley 1999), con polaridad oeste. La deformación compre-

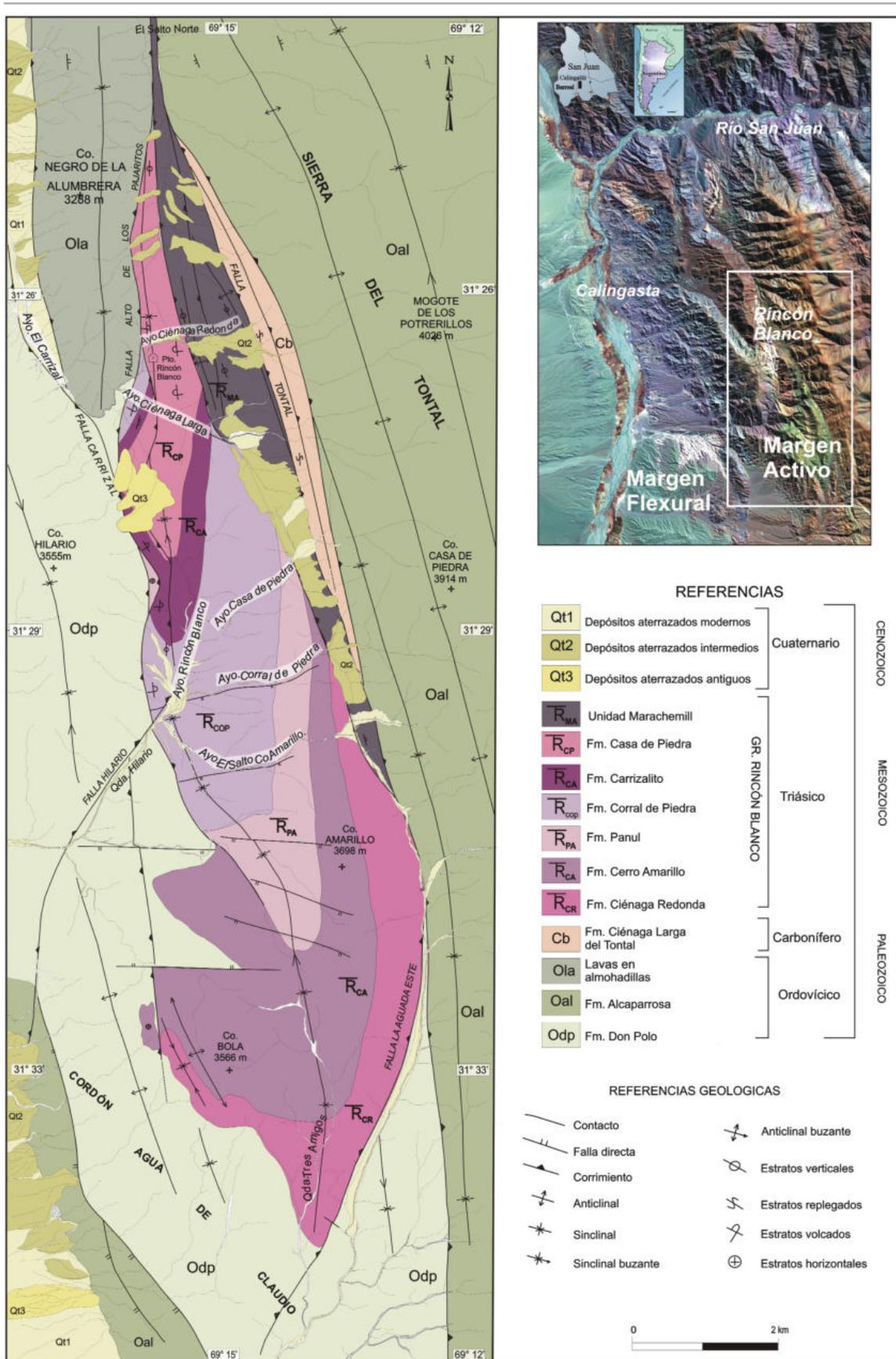


Figura 1: Mapa de ubicación y mapa geológico de la región de Rincón Blanco, provincia de San Juan.

siva terciaria generó la inversión parcial de algunas de las estructuras triásicas y la supresión de gran parte del sistema de borde como así también del registro estratigráfico (Fig. 1). Sólo un tramo de falla de dicho sistema se preserva parcialmente reactivado como falla inversa de alto ángulo en el margen oriental, a la altura del cerro Bola (Barredo 2000) (Fig. 1). Se trata de la falla La Aguada Este, que presenta diseño en planta curvo y alto ángulo (74° O) con un perfil cóncavo, hecho que hace suponer que tiene comportamiento lístrico en profundidad (Barredo 2000). Los cambios de espesores registrados a lo largo del rumbo de esta estructura indican que el perfil de su plano era elíptico, siendo el rechazo menor hacia las terminaciones, mientras que el mayor desplazamiento se localizó a la latitud del cerro Amarillo.

Las secuencias estratigráficas del margen activo están representadas por el Grupo Rincón Blanco (Borrello y Cuerda 1965, posteriormente enmendado por Stipanovic 1972 y Barredo 1999), y por una secuencia de rocas, denominada Unidad Marachemill por Barredo (2004) (Fig. 2). El Grupo Rincón Blanco está compuesto de arriba hacia abajo por las formaciones Ciénaga Redonda, Cerro Amarillo, Panul, Corral de Piedra (*non. nom.*), Carrizalito y Casa de Piedra. Respecto de la Formación Corral de Piedra cabe aclarar que originalmente Borrello y Cuerda (1965) le dieron el nombre "Portezuelo", pero dicha denominación no es válida ya que con el nombre "Estratos del Portezuelo" Fossa Mancini *et al.* (1938) identificaron una serie epiclástica perteneciente al Grupo Neuquén, y que actualmente se conoce como Miembro Portezuelo. Se sugiere aquí, para evitar esta superposición y de acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía, utilizar el nombre "Corral de Piedra", toponimia que identifica la quebrada donde los niveles de esta formación están ampliamente expuestos (Fig. 1).

Los estudios estratigráficos y sedimentológicos llevados a cabo por Borrello y Cuerda (1965), Yrigoyen y Stover (1969) y Stipanovic (1979) incluyeron dentro del Grupo Rincón Blanco la totalidad de los aflora-

mientos triásicos de la región homónima (Fig. 1). Sin embargo, los niveles localizados en la porción septentrional y oriental de la cuenca, están en contacto tectónico con aquellos del Grupo Rincón Blanco, presentando además diferencias en el arreglo de facies, en las características petrográficas y en el contenido paleontológico, de manera tal que no sería posible establecer una correlación lateral directa. Por estas razones, Barredo (2004) denominó a estos niveles Unidad Marachemill sin asignarle al momento nombres formacionales al conjunto, hasta tanto no contar con datos absolutos de edad.

En líneas generales, el relleno del Grupo Rincón Blanco comienza con potentes conglomerados de abanico aluvial que afloran mayormente en la porción sur del depocentro y principalmente a lo largo de su margen oriental. Estos depósitos presentan escasas intercalaciones de riolitas y tobas riolíticas y corresponden a la Formación Ciénaga Redonda que alcanza 400 m de potencia en la quebrada El Salto del Cerro Amarillo (Barredo y Stipanovic 2002). Sobreya a esta unidad la Formación Cerro Amarillo, que corresponde en su sección inferior a sistemas efímeros con flujos canalizados desarrollados en las porciones distales de los sistemas de abanicos aluviales. Hacia su tramo medio a superior pasa a facies lacustres, culminando con conglomerados lenticulares de origen fluvial en un arreglo granocreciente (Fig. 2). El máximo espesor medido es de 600 m en el área del cerro Bola, donde se desarrollaron los principales niveles lacustres. Este ambiente transgresivo con tendencia retrogradacional de las secuencias permitió el desarrollo de un ambiente lagunar de considerables dimensiones, controlado por variaciones estacionales marcadas. La presencia de trazas fósiles del icnogénero *Scoyenia* asociadas con trazas de locomoción producidas por artrópodos en niveles con grietas y calcos de lluvia, la existencia de yeso y la escasez de niveles de pelitas orgánicas, permiten proponer un lago era holomítico, hidrológicamente cerrado e infralimentado (*underfilled lake basin*). Esta unidad representa el momento en el que la cuenca al-

canzó el máximo espacio de acomodación, con desarrollo de secuencias transgresivas y de nivel de base alto durante el *clímax* del *rifft*. El arreglo granodecreciente que se observa en el techo podría corresponder al pasaje hacia el estadio de *sag* (Barredo 2005a) ó post *rifft* temprano (*sensu* Prosser 1993).

El comienzo de un segundo estadio de *rifting* (*Rifft* II) puede interpretarse a través del desarrollo de los abanicos aluviales de la Formación Panul (Fig. 2). Esta unidad está expuesta a lo largo del margen oriental de la cuenca donde alcanza un espesor máximo de 270 m en el cerro Amarillo (Fig. 1). El contacto basal con la Formación homónima es discordante (5°) como resultado de la reactivación extensional del sistema de fallas normales que originaron la cuenca (Barredo 1999). Estos ambientes aluviales evolucionaron a los sistemas fluviales meandriformes de la Formación Corral de Piedra bajo un clima notablemente más húmedo que aquel que caracterizó el primer estadio de *rifft* (Fig. 2). El aporte piroclástico en esta etapa fue más abundante que lo observado para el *rifft* (I) y se verifica en el desarrollo de algunos niveles de tobas de caída y abundantes tobas retrabajadas. Esta unidad aflora desde la quebrada un poco al sur de la quebrada El Salto del Cerro Amarillo hasta la quebrada Casa de Piedra donde presenta un espesor de 300 metros. La constante profundización de la cuenca y la disponibilidad de agua en virtud de un clima húmedo, dieron lugar a la formación de un gran cuerpo lagunar estable con importante producción orgánica, identificado como Formación Carrizalito. Su mayor desarrollo se observa en las cercanías de las quebradas Casa de Piedra y Rincón Blanco, donde alcanza 250 m de espesor y se acuña hacia el norte en la Ciénaga Larga, donde además desaparece por falla (Fig. 1). Hacia el oeste del área de Rincón Blanco sólo se desarrollaron facies someras hecho que remarca la asimetría de la cuenca. El lago era meromítico y en sus márgenes abundaron plantas, invertebrados e icnitas de tetrápodos (Marsicano y Barredo 2003). En un comienzo este cuerpo se comportó como

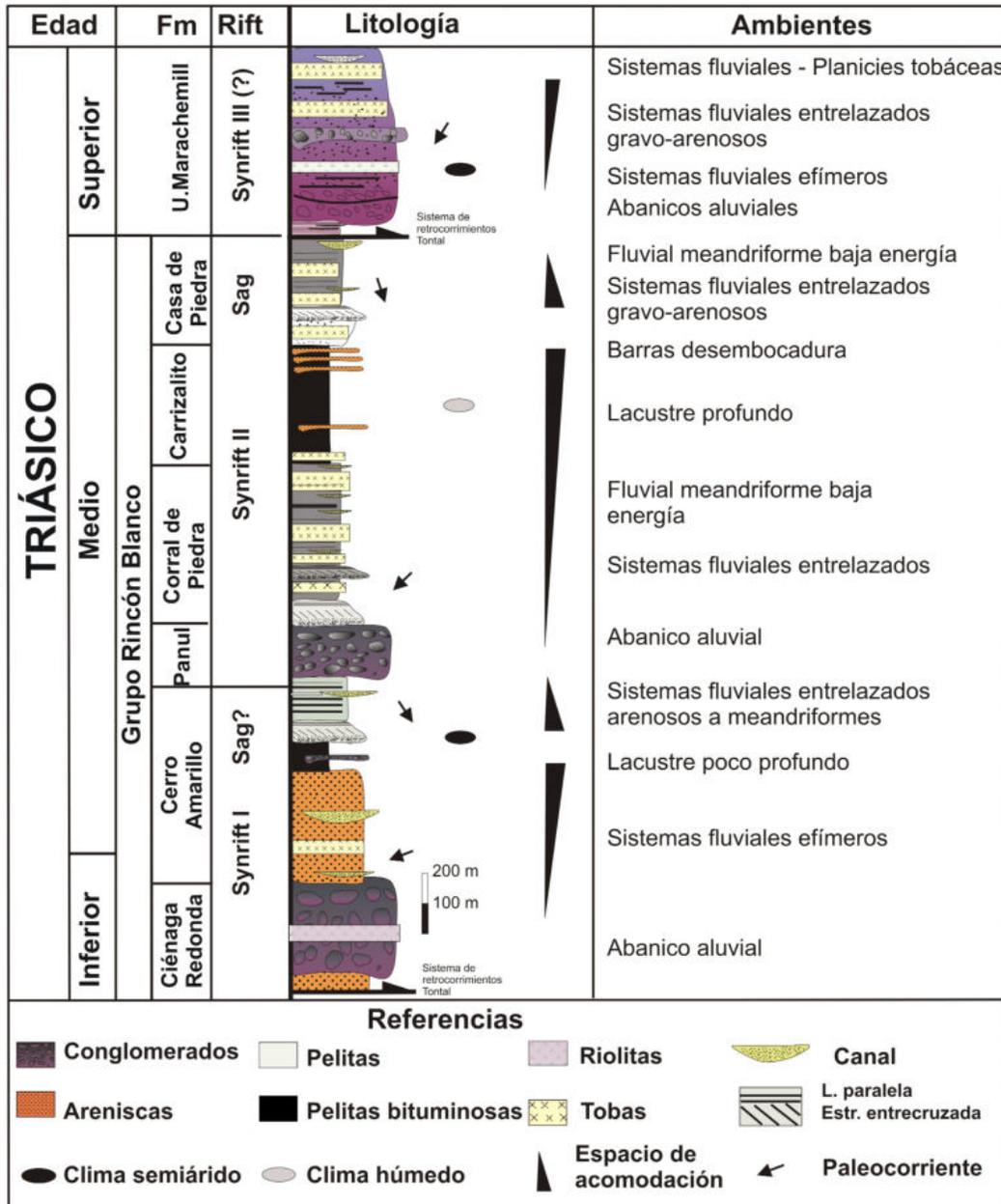


Figura 2: Columna estratigráfica representativa del relleno del margen activo del hemigraben Rincón Blanco. Nótese la relación tectónica de la Unidad Marachemill con el Grupo Rincón Blanco.

un lago hidrológicamente cerrado, con una salinidad relativamente alta y con reiterados ciclos de somerización, los cuales dieron lugar al desarrollo de ritmitas (esquistos bituminosos) compuestas por carbonatos precipitados por *blooms* (floras) algales alternando con arcillas terrígenas (Barredo 2004). El notable desarrollo de pelitas bituminosas (Borrello y Cuerda 1965) y sus características hidrológicas permitieron clasificar al lago del margen activo, como un lago en equilibrio (*balanced-filled lake*) en el sentido de Carroll y Bohacs (1999)

y Bohacs *et al.* (2000). Hacia el techo las facies profundas son reemplazadas por facies someras y por secuencias fluvio-deltaicas progradacionales en un arreglo granocreciente que caracterizan la base de la Formación Casa de Piedra (Fig. 2). Estas facies son rápidamente reemplazadas por sistemas fluviales entrelazados y meandriformes acompañados de un importante aporte piroclástico. Esta unidad está muy bien expuesta a la latitud del cerro Negro de La Alumbreira por el norte (Fig. 1), extendiéndose hacia el sur hasta la que-

brada de la Ciénaga Larga, donde se midieron aproximadamente 360 m (Barredo y Ramos 1997). Los niveles identificados como Unidad Marachemill afloran en el borde oriental de la cuenca y principalmente en la porción septentrional de la misma. En este sector se estimó un espesor de 905 m debido a que los límites inferior y superior corresponden a fallas inversas (Fig. 1). El conjunto se extiende desde un poco al sur de la quebrada El Salto del Cerro Amarillo y hacia el norte hasta la quebrada Del Salto,

en las proximidades del río San Juan a 6 km del área mapeada. La serie comienza con un paquete de areniscas y tobas de caída en contacto tectónico con las unidades de basamento, a través del retrocorrimiento Tontal (Fig. 1). Se interpreta a esta serie como depósitos de ríos arenosos pobremente desarrollados, acompañados de intensa actividad volcánica explosiva (Barredo 2004). Esta secuencia pasa gradualmente a una serie conglomerádica roja asociada a abanicos aluviales gruesos y bajadas con importante aporte piroclástico y riolítico que alcanza los 220 metros de espesor (Fig. 2). Sobreyacen 270 m de depósitos arenosos y pelíticos rojos correspondientes a ríos efímeros y barreales. Hacia el techo éstos son reemplazados por conglomerados verdes y areniscas grises que alcanzan un espesor de 175 m y que corresponden a ríos gravosos a arenosos, con planicies de inundación. Finalmente, se observan 130 m de areniscas y conglomerados rojo ladrillo interpretados como depositados en ambientes de ríos efímeros y planicies fangosas con participación piroclástica los cuales evolucionaron bajo un clima semiárido.

El hecho que esta unidad se encuentre en contacto tectónico con el Grupo Rincón Blanco y que ésta además no haya aportado fósiles con valor cronoestratigráfico, no ha permitido establecer hasta el momento las relaciones estratigráficas precisas entre ambos depósitos hasta el momento (Fig. 2). La presencia de un paquete de rocas similares aflorantes a la altura del Cerro Amarillo ubicadas estratigráficamente por debajo de los conglomerados de la base del Grupo Rincón Blanco hicieron pensar que esta unidad sería más antigua, probablemente permotriásica (Barredo 2004). Sin embargo, estudios posteriores realizados en las quebradas Colorada y Ciénega Larga (Fig. 1) permitieron reconocer en el tope de la Formación Casa de Piedra, niveles de tobas asimilables a aquellos observados en la base de la Unidad Marachemill.

ARQUITECTURA ESTRUCTURAL

La arquitectura de una cuenca de *rifft* es el

resultado de la interacción de factores primarios como la evolución del drenaje, los efectos de las variaciones del clima y del nivel de base regional (nivel del mar) y/o local y, particularmente, de la evolución de la falla maestra (*e.g.* Prosser 1993, Bilodeau y Blair 1986, Harris *et al.* 2004, Schlische y Anders 1996, Morley 1999, Peakall *et al.* 2000, Gawthorpe y Leeder 2000). Para analizar la evolución del hemigraben se tuvo en cuenta que el esfuerzo que actuó durante la extensión fue oblicuo (Barredo 2005b) de manera que, según los modelos teóricos de McClay (1997) y Dawers y Underhill (2000), la falla pudo estar segmentada y escalonada por numerosas fallas menores que le confirieron un diseño *en-échelon*. Sobre la base del notable incremento en el espacio de acomodación que se infiere a través de los ambientes sedimentarios que constituyen el Grupo Rincón Blanco y la Unidad Marachemill y la distribución areal de sus correspondientes espesores, se consideró que el estilo estructural de la falla de borde puede asimilarse con fallas de crecimiento, modelo que considera que el desplazamiento aumenta de manera no uniforme a lo largo de la traza de la falla (McClay 1997, Morley 1999, Marret y Allmendinger 1991, Scholz y Cowie 1990). Diversos trabajos acerca de este tipo de estructuras concluyen que con el tiempo éstas aumentan, tanto su longitud (propagación) como el rechazo (desplazamiento) y, consecuentemente la dimensión de las cuencas asociadas (*e.g.* Jackson y Leeder 1994, Schlische 1991). A desplazamiento constante el incremento de área dependerá del tipo de ley que se utilice para relacionar el parámetro de longitud de la falla y el desplazamiento (Dawers *et al.* 1993). Así, algunos autores proponen una relación lineal entre el desplazamiento y la propagación de las fallas según: $D=cL^n$ (*e.g.* Marret y Allmendinger 1991, Scholz y Cowie 1990) donde D, es el desplazamiento, L, longitud y c, constante que depende de las propiedades de las rocas y n otra constante que varía entre 1 y 2. Si bien esta relación no ha sido comprobada cuantitativamente en este trabajo, el dispar desarrollo areal de las formaciones que constituyen el relleno

de *synrift* de las tres etapas de extensión propuestas para el hemigraben Rincón Blanco conjuntamente con la fuerte asimetría en la distribución de los espesores, permiten suponer que dicha relación puede ser considerada una buena aproximación numérica para representar la evolución tecto-sedimentaria de este *rifft*.

Según Schlische y Anders (1996) y Morley (1999), este tipo de fallas de crecimiento muestra tres patrones básicos de evolución (Fig. 3a y b): a) máximo desplazamiento en el centro de la falla, con marcada disminución hacia los extremos (*tips*); b) desplazamiento variable a lo largo de la falla, hecho que ocurre cuando incorpora el desplazamiento de otras fallas de similar edad del sistema, a través de zonas de transferencia de rechazos y, c) asimétrico, con un extremo de la falla que permanece más o menos fijo y otro que se propaga. En función de lo expuesto está claro que un hemigraben modificará con el tiempo su extensión, profundidad y geometría, como consecuencia del comportamiento de las fallas asociadas y consecuentemente, el espacio de acomodación y el relleno sintectónico estarán condicionados por el comportamiento de dichas estructuras. Inversamente, la historia del desplazamiento quedará impresa en el registro estratigráfico (*e.g.* Leeder y Gawthorpe 1987, Schlische 1991, Schlische y Anders 1996, Dawers y Underhill 2000). La aplicación de estos conceptos constituye una herramienta de notable valor cuando se analiza la evolución del hemigraben de Rincón Blanco cuyas estructuras originales y gran parte del registro sedimentario fueron truncados por la deformación compresiva ándica durante el Terciario.

DISCUSIÓN

Las fallas con diseño curvo y perfil cóncavo como la falla maestra de la subcuenca Rincón Blanco, suelen muchas veces conformar sistemas encadenados (McClay 1997), más aún cuando la extensión es oblicua a ella. Durante el permotriásico el régimen extensional que afectó este sector del margen occidental de Gondwana

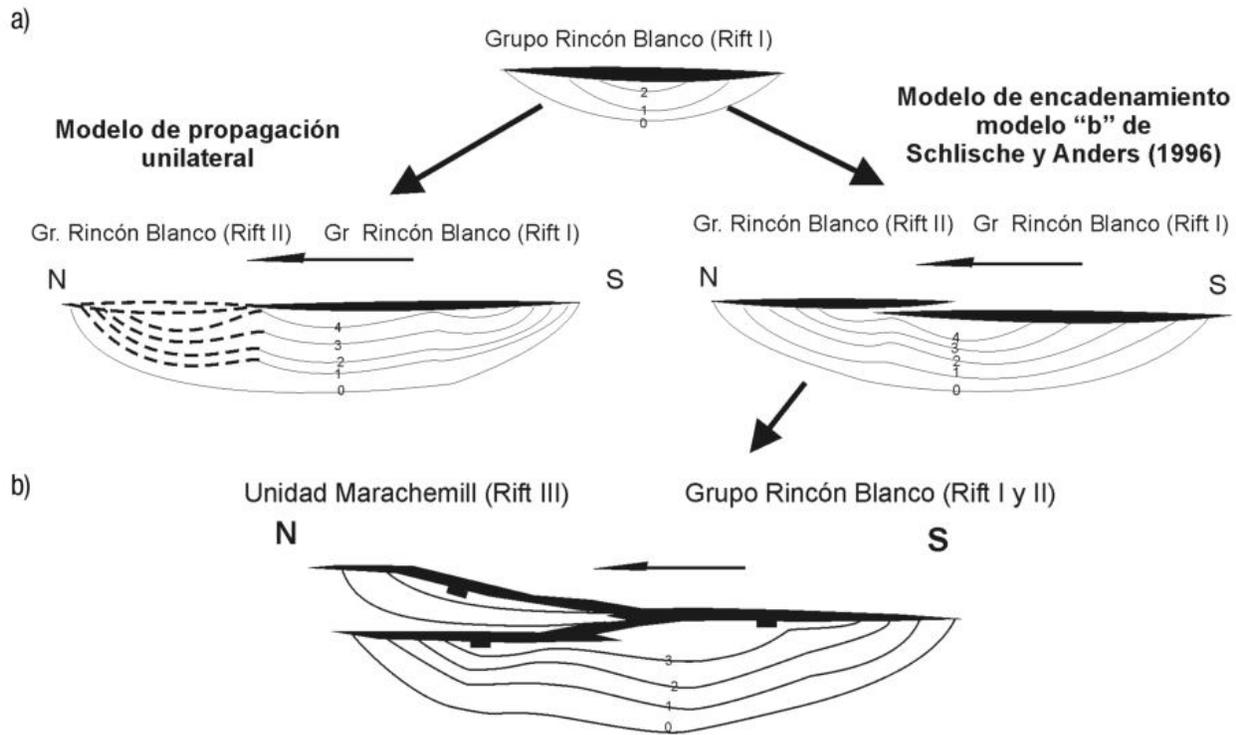


Figura 3: Esquema de evolución de las fallas propuesto en este trabajo. En A se observa que el Grupo Rincón Blanco pudo evolucionar a partir de una sola falla que se propagó al norte por uno de sus extremos (sector izquierdo del gráfico) o bien, por encadenamiento con otro segmento, desplazando la zona de mayor rechazo, al lugar de traslape de las fallas (sector derecho del gráfico). En B se propone un modelo de evolución que contempla la depositación de la Unidad Marachemill, utilizando para ello un segmento de falla ubicado al nor-noreste del sistema anterior. Más datos en el texto. La flecha indica la dirección y sentido de la propagación de la falla.

fue oblicuo y dio lugar a la generación de depocentros que evolucionaron desde la región del cerro Bola hacia el norte, hasta las proximidades del río San Juan (área no mapeada) (Barredo y Ramos 2006).

El relleno de dichos depocentros no necesariamente fue sincrónico ya que el Grupo Rincón Blanco registra condiciones climáticas semiáridas y escaso aporte piroclástico durante la depositación del *rift* I, mientras que para el *rift* II los estudios muestran que el clima era templado y más húmedo y la participación piroclástica notablemente mayor al *rift* I (Barredo *et al.* 1999). Las observaciones estratigráficas para la Unidad Marachemill permiten interpretar ambientes desarrollados en condiciones de clima semiárido con escaso registro fósil e importante participación piroclástica (Fig. 2).

Para explicar estas diferencias se consideró la relación lineal entre la propagación de las fallas y la generación de rechazo de las mismas propuesta por Marret y Allmendinger

(1991) y Scholz y Cowie (1990). Si se considera que al menos durante una parte de la historia del *rift* actuaron dos segmentos de fallas cuyo comportamiento fuera similar al tipo "b" de Schlische y Anders (1996) y Morley (1999), sería posible explicar las discrepancias entre la Unidad Marachemill y el Grupo Rincón Blanco, y los cambios de posición de los depocentros de ésta última. Se estima que durante el período comprendido entre el Triásico Temprano tardío a Triásico Medio un segmento de falla acomodó los sedimentos del *rift* I correspondientes a las Formaciones Ciénaga Redonda y Cerro Amarillo de la base del Grupo Rincón Blanco, y cuyo depocentro se localizó en la actual región de los cerros Bola y Amarillo (Figs. 1 y 4).

El segmento de falla que controló la depositación de estas formaciones, único aflorante en la región de estudio, produjo inicialmente un marcado descenso del nivel de base y disminución de la acomodación con importante aporte detrítico. Contra la

falla maestra se depositaron espesos abanicos aluviales de corta extensión areal, correspondientes a la Formación Ciénaga Redonda. Concomitantemente, hubo actividad volcánica explosiva representada por tobas de caída y coladas ignimbríticas de composición riolítica (Barredo y Martínez 2008). A medida que la extensión progresaba, el aumento de nivel de base condujo a un incremento en el espacio de acomodación, la tasa relativa de subsidencia tectónica superó a la de erosión y a la de aporte de sedimentos. Esto favoreció el desarrollo de las secuencias de relleno de canal multipisódicas de los lóbulos arenosos, la formación de barreales y playas salinas de la Formación Cerro Amarillo.

Los altos topográficos generados durante la extensión actuaron como barrera para el ingreso de material clástico, llevando a la cuenca a una situación de subalimentación progresiva, hecho que se vio favorecido por la presencia de un basamento relativamente resistente a la meteorización, que no apor-

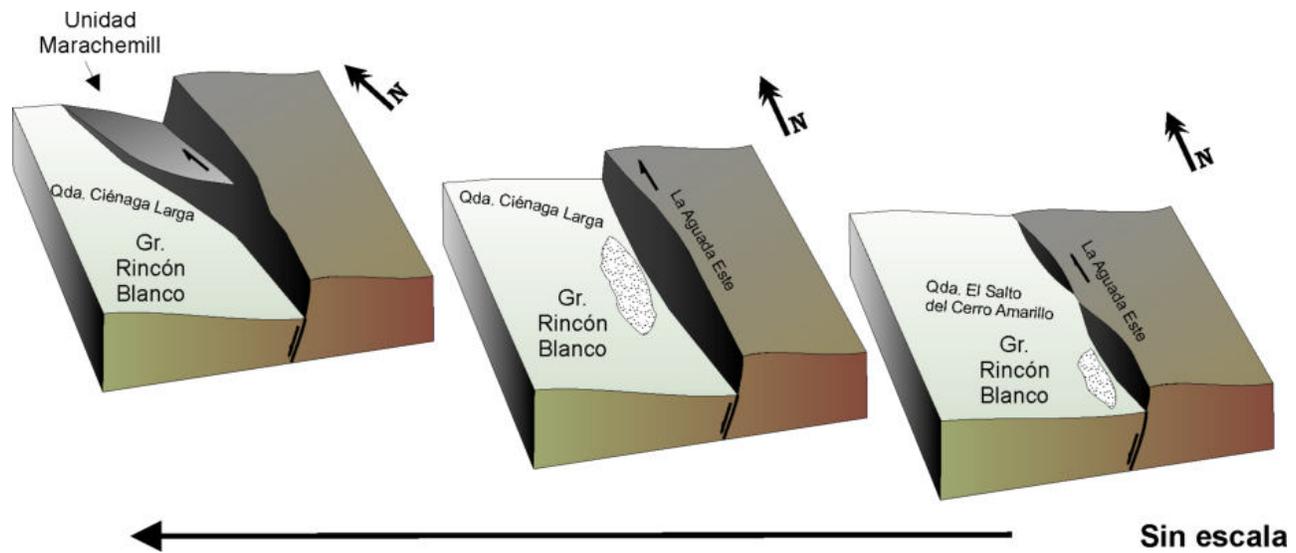


Figura 4: Bloques diagramas ilustrativos de la evolución geométrica del hemigraben Rincón Blanco. Durante el Triásico Temprano alto y el Triásico Medio se depositaron los sedimentos del Rift (I) correspondientes a la base del Grupo Rincón Blanco (bloque de la derecha). En la segunda etapa de rifting (Rift II), la interacción con un segundo segmento dio lugar al desplazamiento del depocentro al norte (bloque del centro), donde se depositaron los sedimentos de la sección media y techo del grupo. En la tercera etapa (Rift III), un nuevo segmento se desarrolló al este y al norte del anterior y donde se acumularon los mayores espesores de la Unidad Marachemill (bloque de la izquierda).

taba grandes cantidades de sedimentos al depocentro. Se registra el comienzo de un período transgresivo con tendencia retrogradacional de las secuencias, que dio lugar al desarrollo de ambientes lagunares en los tramos medio superiores de la Formación Cerro Amarillo.

Por encima de estos depósitos se acumuló una secuencia fluvial areno-gravosa progradante, en un arreglo granocreciente con formación de cuerpos subdeltaicos y barras de desembocadura, que sugieren una disminución en la velocidad de creación de espacio y/o un aumento de la tasa de sedimentación (Fig. 2). Esta fase agradacional podría ser asimilada al *clímax* del *rifting* o a la transición a la etapa de *sag*. La falta de actividad en las estructuras controlantes queda en evidencia a través de las paleocorrientes que indican aporte desde el noroeste (axial) para el margen activo.

Una reactivación del fallamiento ocurrida durante el Triásico Medio habría dado lugar a que el antiguo depocentro localizado en lo que es hoy el cerro Bola, se desplazara al norte a la quebrada Rincón Blanco. La cuenca pasó a condiciones de bajo nivel de base en un relieve marcado, lo que facilitó la depositación de los cuerpos de abanicos de la Formación Panul (Barredo

1999). Estos abanicos conformaron una bajada desde el este (Barredo 2004), de corta extensión areal pero extendidos lateralmente y en relación de discordancia erosiva con la Formación Cerro Amarillo, visible en la quebrada El Salto del Cerro Amarillo y en el cerro Bola (Barredo 2004) (Fig. 2). La notable inmadurez textural de los cuerpos de abanico de la Formación Panul, la asimetría de los depósitos, el cambio en las direcciones de paleocorrientes respecto de aquellas de la Formación Cerro Amarillo y la presencia de basaltos en la rampa (Rossa y Mendoza 1999), son evidencias a favor de un nuevo ciclo extensivo de características similares al anterior, e interpretado como un segundo estadio de *rifting* o *rift* II por Barredo (1999) (Fig. 4).

Durante esta nueva etapa se produjo un aumento progresivo en las precipitaciones y el pasaje de condiciones semiáridas a subhúmedas, lo que favoreció la producción de sedimentos y el retrabajo de los materiales gruesos de los abanicos por sistemas fluviales entrelazados de la base de la Formación Corral de Piedra (Fig. 2). Esta unidad pasa a sistemas fluviales meandriformes compuestos por canales sinuosos y planicies de inundación muy desarrolladas, lo que indica un cambio desde un estado de

sobrealimentación con la Formación Panul a otro de subalimentación. Concomitantemente se registraron fenómenos volcánicos explosivos representados por tobas de caída en el sector de Rincón Blanco.

El pasaje de la Formación Corral de Piedra a la Formación Carrizalito (lacustre) es transicional y marcadamente granodecreciente, con dominio de materiales finos depositados en un ambiente de baja energía y bajo gradiente, que favoreció el desarrollo de ambientes palustres. La subsidencia tectónica fue mucho mayor hacia el margen activo, lo que permitió la evolución de un lago profundo y de grandes dimensiones. La mayor acumulación de pelitas bituminosas de la Formación Carrizalito se ubica en la quebrada Rincón Blanco, al norte del depocentro original (Fig. 1). Para explicar esto se puede aplicar el modelo "b" de Schlische y Anders (1996) y Morley (1999), donde como resultado de la interacción entre segmentos de falla se genera un depocentro nuevo en la zona de traslape (Fig. 4). También es posible pensar que el segmento original se propagó por un extremo hacia el norte desplazando consigo el depocentro, hecho que puede asimilarse al modelo "c" de dichos autores (Fig. 4). Por otro lado, el fuerte acuñamiento de los depó-

sitos lacustres hacia el sector occidental de la cuenca parece indicar que todavía no se había producido la conexión de la misma como suponen López Gamundí (1994) y Spalletti (1999, 2001), quienes sugieren que esta unidad forma parte del estadio de *sag* de la cuenca (Fig. 2). Por otro lado, la presencia de fallas directas intratriásicas indicarían que la Formación Carrizalito todavía formaba parte de la etapa de *rifting* de la cuenca. Para reforzar esta propuesta se citan numerosos ejemplos mundiales, donde se destaca que los depósitos de lagos profundos con alto grado de desarrollo de pelitas orgánicas se asocian a las mayores depresiones del rift, como consecuencia del aumento de la profundidad de la fosa respecto del aporte de sedimentos durante el dominio de la subsidencia tectónica (fase transgresiva) (e.g. Cohen 1990, Strecker *et al.* 1999, Magnavita y da Silva 1995, Harris *et al.* 2004). De la comparación entre el lago de la rampa correspondiente a la Formación Monina (Baraldo y Guerstein 1984) y la Formación Carrizalito del margen activo, surgen grandes diferencias tanto en la química de los cuerpos de agua, como el contenido biogénico y en los controles tectónicos que no permiten una correlación directa (Zamora Balcarce *et al.* 2008).

En cambio, en los tramos superiores de la Formación Carrizalito, la tendencia granocreciente hacia términos arenosos fluvio-deltaicos sugiere que la subsidencia estaba declinando y que el lago había alcanzado su máxima expansión. Las paleocorrientes analizadas indican una dirección dominante del N-NO (axial), lo que indica una pendiente deposicional notablemente distinta respecto del diseño lateral observado durante la segunda etapa extensional.

El comienzo del *sag* o *postrift* temprano (*sensu* Prosser 1993) se caracterizó por una constante pérdida del espacio de acomodación, debido a la baja tasa de subsidencia termotectónica. Como consecuencia de ello, los sistemas deposicionales se expandieron al mismo tiempo que aumentaba la tasa de aporte de sedimentos, en particular, de materiales gruesos, lo que dio lugar a la conformación de secuencias inicialmente granocre-

cientes tales como las descritas por diversos autores como Blair (1987), Bilodeau y Blair (1986), Milana y Alcober (1994), entre otros.

La Formación Casa de Piedra comienza como un lago holomítico, sobrealimentado (*overfilled*), con facies deltaicas interpuestas durante condiciones de nivel de base alto, que pasa a sistemas fluviales gravosos por descenso del nivel de base, acompañado de volcanismo explosivo con desarrollo de tobas de caída (Fig. 2). Estos sistemas fluviales axiales transportaban material texturalmente maduro, sobre todo desde el oeste (Barredo 2005a). Por el contrario, durante el *postrift* tardío (*sensu* Prosser 1993), la peneplanización del relieve dio lugar a la depositación de materiales cada vez más finos, de manera que las secuencias pasaron a ser granocrecientes y depositadas por sistemas fluviales meandriformes de carga mixta (Fig. 2).

La Unidad Marachemill aflorante principalmente al norte de la quebrada de la Ciénaga Larga (Fig. 1) no puede ser correlacionada con ninguna de las facies del Grupo Rincón Blanco como fuera detallado en párrafos anteriores (Fig. 5). Se estima que pudo ser el resultado de la interacción con otro segmento de falla generado en una nueva etapa de extensión durante el Triásico Medio a Tardío (Fig. 1). Este segmento se habría localizado hacia el este del sistema anterior y se habría propagado al norte (Fig. 4), ya que las sedimentitas de techo de esta unidad afloran en las proximidades de la quebrada Del Salto, 6 km al norte del área mapeada. Con este simple modelo, se pueden explicar las diferencias faciales y la falta de continuidad de ambas secuencias, ya que se habrían desarrollado en momentos diferentes. Por las características observadas en la arquitectura del relleno con fuerte acuñaamiento de las unidades del Grupo Rincón Blanco hacia el norte y de la Unidad Marachemill al sur, se estima que la zona de transferencia coincidiría con la quebrada de la Ciénaga Larga, cuya traza recta fuera interpretada como un lineamiento por Quartino *et al.* (1971) y posteriormente asociada al sistema de retrocorrimientos El Tontal por Barredo

(2004) (Fig. 1).

De esto surge una posible correlación con la Formación Cepeda aflorante en la rampa de la misma subcuenca ya que esta unidad señala un marcado cambio en el régimen tectónico y climático respecto de la infrayacente Formación Cortaderita (Bonati *et al.* 2008) (Fig. 6). La Formación Cepeda se desarrolló bajo un clima semiárido que favoreció el desarrollo de secuencias de abanico aluvial, bajadas y sistemas efímeros, con escaso registro fósil que contrasta con el clima húmedo que gobernó el desarrollo de la infrayacente Formación Cortaderita. La Unidad Marachemill presenta similares ambientes deposicionales que evolucionaron bajo un clima semiárido, notablemente contrastante con la Formación Casa de Piedra que la subyace y que fuera controlada por un clima húmedo a subhúmedo. Spalletti (1999, 2001) y Spalletti y Barrio (1998) propusieron que la Formación Cepeda se habría depositado durante un nuevo período extensional de los depocentros Barreal - Sorocayense, caracterizado por la actividad de fallas transcurrentes. Si bien en este trabajo se propone que la Unidad Marachemill pudo haber sido controlada por un nuevo período extensional, en coincidencia con lo propuesto por dichos autores, no se han hallado hasta el momento evidencias de componentes transcurrentes significativas en Rincón Blanco.

CONCLUSIONES

Sobre la base de los conceptos de arquitectura estructural, estratigrafía secuencial y en función del análisis de los controles tectónicos que operaron durante la sedimentación del hemigraben Rincón Blanco, se interpretó la arquitectura del relleno del margen activo en términos del espacio de acomodación y se realizó la correlación tectosedimentaria, que arrojó nuevos datos estratigráficos.

De las características del tramo expuesto de la falla maestra (Aguada Este) y del relleno sintectónico, se concluye que aquella evolucionó por propagación a través de sus extremos y/o por la interacción de segmentos relacionados entre sí por una



Figura 5: Vista al norte en la quebrada Ciénaga Larga, de la Unidad Marachemill (derecha de la foto) y del Grupo Rincón Blanco, formaciones Carrizalito y Casa de Piedra. Nótese el contacto por falla a través de una lámina del sistema de retrocorrimientos el Tontal. Los contrastes litofaciales son claros, mientras las formaciones Carrizalito y Casa de Piedra representan el pasaje al *sag* de la cuenca bajo un clima húmedo, la Unidad Marachemill corresponde a facies sinextensionales desarrolladas bajo un clima semiárido, y caracterizadas por abanicos aluviales dominados por flujos de detritos y bajadas. Más información en el texto.

zona de transferencia sin cambio de polaridad, localizada en la actual quebrada de la Ciénaga Larga. La base del Grupo Rincón Blanco fue depositada a la latitud del cerro Bola, en un depocentro aparentemente limitado por una falla normal de diseño curvo y comportamiento lístrico en profundidad. Una reactivación en el sistema extensional habría dado lugar al desplazamiento del depocentro hacia el norte, hacia la actual quebrada Rincón Blanco, donde se depositó el resto de las unidades del grupo homónimo en un segundo estadio de *rift* o *rift* II. Este desplazamiento puede explicarse utilizando los modelos de Schlische y Anders (1996) y Morley (1999), que permiten proponer la

existencia de otro segmento de falla o bien por propagación de la falla original a través de uno de sus extremos. En cualquiera de los casos se generó una superficie de discontinuidad entre la Formación Panul y la Formación Cerro Amarillo, que puede ser correlacionada con la discordancia observada por Baraldo y Guerstein (1984) para las Formaciones El Alcázar y Agua de los Pajaritos de la rampa. Esta etapa evolucionó sin grandes cambios tectónicos hasta el enfriamiento térmico durante el cual se depositó la Formación Casa de Piedra.

De acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía, el nombre de Formación Portezuelo dada por Borrello y Cuerda (1965) a

la unidad de roca que suprayace a la Formación Panul no es válida ya que ésta ha sido previamente utilizada por Fossa Mancini *et al.* (1938) para designar una entidad perteneciente al Grupo Neuquén. En este trabajo se propone denominarla Formación Corral de Piedra, toponimia que identifica la quebrada donde los niveles de esta formación están ampliamente expuestos. A raíz de la presencia de una secuencia de rocas no correlacionables con el Grupo Rincón Blanco, se propone la posibilidad de un tercer estadio de *rift* o *rift* III. Estaría asociado a la Unidad Marachemill, cuyas relaciones estratigráficas con el resto de las unidades triásicas es incierta, debido a que está limitada en techo y base por el sis-

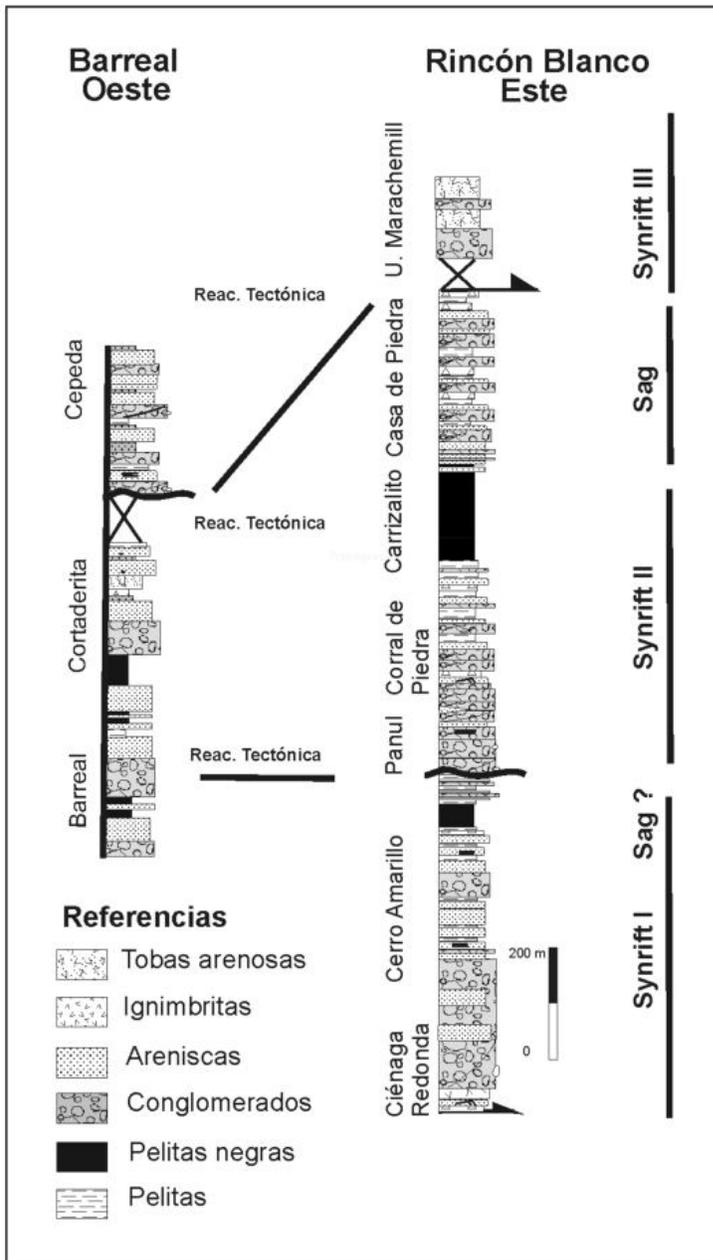


Figura 6: Correlación preliminar entre la Unidad Marachemill y la Formación Cepeda, basada en los trabajos realizados hasta el momento por Bonati *et al.* (2008). Como puede observarse hay una buena correspondencia entre ambas unidades desde el punto de vista tectonoestratigráfico.

tema de retrocorrimientos El Tontal. La presencia de componentes litológicos típicos de la Formación cuspidal Casa de Piedra en la composición mineralógica de las areniscas de la Unidad Marachemill, permiten pensar que esta unidad es más joven que el Grupo Rincón Blanco. Si esto es correcto, su origen se puede explicar considerando la existencia de un segmento más septentrional y más oriental que el que go-

bernó dicho grupo, ya que sus sedimentitas fueron localizadas entre las quebradas Del Salto, en las proximidades del Río San Juan, y la quebrada El Salto del cerro Amarillo. En la rampa, un evento similar se registró en el techo del Grupo Barreal con la Formación Cepeda de edad triásica tardía (Stipanovic 2002). Esta unidad presenta rasgos litológicos y texturales similares a los de la Unidad Marachemill, mientras que

en ambos casos el contenido paleontológico es escaso a nulo, lo que hace difícil la correlación. Estratigráficamente se hallan en el tope de las secuencias triásicas y responden a un marco tectonosedimentario similar. Cabe aclarar que la Formación Cepeda se está en contacto discordante con la infra-yacente Formación Cortaderita (*e.g.* Groeber y Stipanovic 1953, Spalletti 1999, Bonati *et al.* 2008), lo que refuerza la existencia de un evento tectónico neotriásico que influyó en la evolución del antiguo *rift* que ya había alcanzado la etapa de enfriamiento térmico o *sag* durante el Mesotriásico.

Se estima entonces que el segmento que acomodó la depositación de la Unidad Marachemill podría tener similar edad que la Formación Cepeda y, en ese caso, su origen sería correlacionable con la reinserción de un nuevo período extensional en el margen gondwánico, como lo propusieron Llabrés *et al.* (2007) para el Triásico Tardío de Cordillera del Viento.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los subsidios: UBACYT X182 y PIP 5120 - CONICET. Los autores agradecen a Maísa Tunik sus discusiones acerca de la mineralogía de la Unidad Marachemill. Las observaciones críticas de los árbitros, Silvia Japas y Sergio Gorustovich han sido de gran ayuda para mejorar el manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, P.A. y Allen, J.R. 2005. Basin Analysis: Principles and Applications. Second Edition Blackwell Scientific Publication, 549 p., Oxford.
- Baraldo, J.A. y Guerstein, P.G. 1984. Nuevo ordenamiento estratigráfico para el Triásico de Hilarlo (Calingasta, San Juan). 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 79-94, San Juan.
- Barredo, S.P. 1999. El Fanglomerado Panul como unidad diferenciada de la Formación Portezuelo, su importancia en el análisis evolutivo de la subcuenca Rincón Blanco, Provincia de San Juan. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 441-444, Salta.
- Barredo, S. P. 2000. Structural Setting of the Rincón Blanco Rift. Argentina. Simposio Structural

- Geology and Geomechanics, 5-2: "Extensional Structures in continental areas". 31° International Geological Congress, Actas electrónicas: 82, Brasil
- Barredo, S.P. 2004. Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de Rincón Blanco, Precordillera Occidental, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, de la Universidad de Buenos Aires (inérita): 325 p.
- Barredo, S.P. 2005a. Propuesta de correlación tectonoestratigráfica entre las unidades triásicas de las localidades de Barreal-Agua De Los Pajaritos y Rincón Blanco, Provincia de San Juan. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 49-56, La Plata.
- Barredo, S.P. 2005b. Implicancias estratigráficas de la evolución de las fallas normales del hemigraben Rincón Blanco, cierre norte de la cuenca Cuyana, provincia de San Juan. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas electrónicas, artículo: 9 p, Mar del Plata.
- Barredo, S.P y Martínez, A. 2008. Secuencias piroclásticas triásicas intercaladas en la Formación Ciénaga Redonda, Rincón Blanco, San Juan y su vinculación con el Ciclo Magmático Gondwánico del Grupo Choiyoi. 12° Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes: 39, Buenos Aires.
- Barredo, S.P y Ramos, V.A. 1997. Los depósitos de Rincón Blanco (Precordillera de San Juan): un rift triásico. 2° Jornadas sobre Geología de Precordillera, Actas 1: 130-135, San Juan.
- Barredo, S.P y Ramos, V.A. 2006. La arquitectura de las fallas normales de la porción septentrional de cuenca cuyana. Provincia de San Juan. 13° Reunión de tectónica, Actas: 14-15, San Luis.
- Barredo, S.P y Stipanovic, P. 2002. El Grupo Rincón Blanco. En: Stipanovic, P.N. y Marsicano, C.A. (eds.), *Léxico Estratigráfico de la Argentina*, 8: Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 26, 370 p., Buenos Aires.
- Barredo, S.P., Ottone, G., Marsicano C. y Rodríguez Amenábar, C., 1999. Continental Biotic Association of the Triassic Rincón Blanco Subbasin, Argentina. 7° International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Abstracts: 8-9, Buenos Aires.
- Bilodeau, W.L y Blair, T.C. 1986. Tectonics and sedimentation: Timing of tectonic events using sedimentary rock and facies. Geological Society of America, Abstract with Programs 18: 542.
- Blair, T.C. 1987. Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-Lowermost Cretaceous, Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 845-862.
- Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E. y Mankiewicz, P.J. 2000. Lake-basin type, source rock potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. En Gierlowski-Kordesch, E. y Kelts, K. (eds.), *Lake Basins through Space and Time*, American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology* 46: 3-34.
- Bonati, S., Barredo, S., Zamora, Balcarce, G., Cervera, M., y Kowloksky, E. 2008. Análisis tectosedimentario preliminar del Grupo Barreal, cierre norte de la Cuenca Cuyana, provincia de San Juan. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 409-420, Mar del Plata.
- Borrello, A.V. y Cuerda, A.J. 1965. Grupo Rincón Blanco (Triásico San Juan). Comisión de Investigaciones Científicas. Provincia Buenos Aires, *Notas*: 2 (10):3-20, La Plata.
- Carroll, A.R. y Bohacs, K.M. 1999. Stratigraphy classification of ancient lakes: balancing tectonic and climate controls. *Geology* 27: 99-102.
- Cohen, A.S. 1990. Tectono-Stratigraphic Model for Sedimentation in Lake Tanganyika, Africa. En Katz, B.J. (ed.), *Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs*, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 50: 137-150.
- Dawers, N. H. y Underhill, J.R. 2000. The Role of Fault interaction and linkage in Controlling Synrift Stratigraphic Sequences: Late Jurassic, Statford East Area, Northern North Sea. American Association of Petroleum Geologists, *Bulletin* 84(1): 45-64
- Dawers, N. H., Anders, M.H. y Scholz, C.H. 1993. Fault length and displacement: scaling laws. *Geology* 21: 1107-1110.
- Devlin, W.J., Rudolph, K.W., Sahaw, C.A. y Ehman, K.D. 1993. The effect of tectonic and eustatic cycles on accommodation and sequence stratigraphic framework in the Upper Cretaceous foreland basin of southwestern Wyoming. En Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. y Allen, G.P. (eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 18: 501-520.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J.C. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 15(171): 31-95, Buenos Aires.
- Gawthorpe, R.L. y Leeder, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12 (3-4): 195-218.
- Groeber, P. y Stipanovic, P.N. 1953. Triásico. En Groeber, P.F Stipanovic, P.N y Mingramm, A.R.G., (eds.) *Mesozoico*, Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2 (1): 13-141, Buenos Aires.
- Harris, N.B., Freeman, K.H., Pancost, R.D., White, T.S. y Mitchell, G.D. 2004. The character and origin of lacustrine source rocks in the Lower Cretaceous synrift section, Congo Basin, west Africa. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88(8): 1163-1184.
- Hauschke, N. 1991. Durchwurzelte Sedimentfolgen in der Trias des Cuyo-Beckens, Argentinien. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 183(1-3): 307-328, Stuttgart.
- Jackson J.A y Leeder, M.R. 1994. Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley, Nevada. *Journal of Structural Geology* 16: 1041-1059.
- Lambiase, J.J. 1990. A Model for the Tectonic Control of Lacustrine Stratigraphic Sequences in Continental Rift Basins. En Katz, B.J. (ed.) *Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 50: 265-276.
- Leeder, M.R. y Gawthorpe, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block-half-graben basin. En Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L. (eds.), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication 28: 139-152.
- López Gamundí, O.R. 1994. Facies distribution in an asymmetric half-graben: the northern Cuyo basin (Triassic), western Argentina. 14° International Sedimentological Congress, Abstracts: 6-7, Recife.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución Tectono-magmática durante el

- Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37°05'S - 37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2): 217-235.
- Magnavita L.P. y da Silva, H.T.F. 1995. Rift Border System: The Interplay Between Tectonics and Sedimentation in the Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 79 (11): 1590-1607.
- Marsicano, C. y Barredo, S. P. 2003. A Late Triassic tetrapod footprint assemblage from southern South America and its palaeoenvironmental and palaeogeographical implications. *Revista Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology* 203: 313-335.
- Marret, R. y Allmendinger, R.W. 1991. Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations. *Journal of Structural Geology* 13: 735-738.
- Martinsen, O.J., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Flesche, H., Torkildsen, G y Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46: 235-259.
- Mc Clay, K.R. 1997. Tectonic Regimes and Fault Systems: Structural Geology for Petroleum Exploration. Short Course. *Tecpetrol* 6: 350 p., Buenos Aires.
- Milana, J.P. y Alcober, O. 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 217-235.
- Morley C.K. 1999. Patterns of Displacements Along Large Normal Faults: implications for Basin evolution and Fault Propagation, based on Examples from East Africa. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 83(4): 613-634
- Peakall, J., Leeder, M., Best, J. y Ashworth, P. 2000. River response to lateral ground tilting: a synthesis and some implications for the modelling of alluvial architecture in extensional basins. *Basin Research* 12(3-4): 413-424.
- Prosser, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. En Williams, G.D. y Dobb, A. (ed.) *Tectonics and Sequence Stratigraphy*. Geological Society, London, Special Publication 71: 35-66, Londres.
- Quartino, B.J., Zardini, R.A. y Amos, A.J. 1971. Estudio y exploración geológica de la Región de Barreal-Calingasta. Provincia de San Juan, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Monografía* 1: 184 p.
- Ramos, V.A. 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras* 9(31): 2-9, Buenos Aires
- Ramos, V.A. 1993. Interpretación Tectónica. En: Ramos V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I (19): 257-266.
- Rossa, N. y Mendoza, M. 1999. Manifestaciones volcánicas en la cuenca triásica de Barreal Calingasta, San Juan. 14° Congreso Geológico Argentino Actas 2: 171 - 174, Salta.
- Schlische, R.W. 1991. Half-graben basin filling models: new constraints on continental extensional basin development. *Basin Research* 3: 123-141.
- Schlische, R.W. y Anders, M.N. 1996. Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. *Geological Society of America, Special Publication* 303: 183-203.
- Scholz, C.H. y Cowie D. 1990. Determination of total strain from faulting using slip measurements. *Nature* 346: 837-838.
- Spalletti, L.A. 1999. Cuencas triásicas del Oeste Argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica*, 32 (1-2): 29-50.
- Spalletti, L.A., 2001. Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(2): 189-210.
- Spalletti, L.A. y Barrio, C. A., 1998. Arquitectura y Secuencias de los sistemas fluviales triásicos (Formación Río Blanco) en la Cuenca Cuyana, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(3): 388-400.
- Stipanovic, P.N., 1972. Cuenca triásica de Barreal. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 537-566, Córdoba.
- Stipanovic, P.N. 1979. El Triásico del Valle del río Los Patos (Provincia de San Juan). Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 695-744, Córdoba.
- Stipanovic, P.N. 2002. Triásico. En Stipanovic, P.N. y Marsicano, C.A. (eds.), *Léxico Estratigráfico de la Argentina* 8: Triásico. *Asociación Geológica Argentina, Serie B* 26, 370 p., Buenos Aires.
- Strecker, U., Steidtmann, J.R. y Smithson, S.B. 1999. A conceptual Tectonostratigraphic Model for Seismic Facies Migrations in a Fluvio-Lacustrine Extensional Basin. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 3: 43-61.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En Tankard, A. J. y Balkwill, H.R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 46: 599-613.
- Yrigoyen, M.R. y Stover, L.W. 1969. La palinología como elemento de correlación del Triásico en la cuenca Cuyana. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 427-447, Buenos Aires.
- Zamora, Valcarce, G., Cervera, M. y Barredo, S. 2008. Geología y potencial Petrolero de un bolsón intermontano: Bloque Lamberías, Provincia de San Juan. En: Schiuma (ed.) *Trabajos Técnicos*, 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 397-407, Mar del Plata.

Recibido: 16 de febrero, 2009.

Aceptado: 9 de diciembre, 2009.