

Cuencas triásicas del Oeste argentino: origen y evolución

Western Argentinian Triassic basins: origin and evolution

L. A. SPALLETTI

Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata y Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Calle 1 n° 644, A-1900 La Plata, Argentina.

RESUMEN

Durante el Triásico el cono sur de Sudamérica formaba parte del margen sudoeste de Gondwana. Las cuencas del oeste argentino se asientan sobre una corteza continental espesa constituida por rocas del basamento cristalino y por un conjunto plutónico-volcánico que corresponde al Magmatismo Gondwánico. Estas depresiones se vinculan regional y cronológicamente con las unidades magmáticas de la Provincia Choiyoi (ciclo Pérmico tardío – Triásico temprano, de intraplaca y con régimen extensional) y con las del Batolito de la Patagonia Central y con el Complejo Volcánico Comallo (ciclo Triásico tardío, vinculado a ambiente tectónico en el que se combina subducción con transcurrancia). En el oeste argentino se reconocen dos tipos principales de cuencas, unas de larga duración y significativa extensión regional, y otras de vida más corta y menores dimensiones. Todas ellas pueden caracterizarse como sistemas de *rifts* pasivos, generados por mecanismos de cizalla simple y colapso extensional de áreas orogénicas, que se produjeron por esfuerzos tensionales que debilitaron la litósfera continental y –en los casos de las cuencas de mayor desarrollo- habilitaron la penetración de rocas máficas a alta temperatura. Para las últimas etapas evolutivas de las depresiones triásicas de mayor longevidad, no se descartan controles por fenómenos de transcurrancia a lo largo de lineamientos estructurales de escala regional.

La mayoría de las cuencas tienen geometría de hemigrábenes, caracterizados por perfiles estructurales y de acumulación fuertemente asimétricos debidos a significativos cambios en la movilidad de los sistemas de fallas y a la creación diferencial de acomodación sedimentaria. El registro estratigráfico del Triásico del oeste argentino es predominantemente continental, silicoclástico y muestra distintos estados de desarrollo (*sinrift* temprano, *sinrift* tardío, postrift o *sag* y transtensional). No obstante, cada cuenca posee sus propias peculiaridades, de modo que se reconocen casos con una historia sedimentaria simple (un único estado de desarrollo), y otros con mucho mayores complejidades.

Para el Triásico de la Argentina se reconocen los pisos Barrealiano, Cortaderitano y Florianiano. Durante el Barrealiano (Triásico temprano a Triásico medio) se produjo la apertura de diversos *rifts* pasivos (Ischigualasto - Villa Unión, Marayes, cuenca Cuyana y depocentro de San Rafael) debido a la continuidad de un proceso de debilitamiento de la litósfera continental y extensión generalizada que se inició durante el Permo-Triásico con el advenimiento del Magmatismo Choiyoi. Son característicos los estados de *sinrift* controlados por la actividad tectónica de los sistemas de fracturación principales desarrollados a lo largo de los márgenes activos de los hemigrábenes; resultan asimismo frecuentes las intercalaciones de rocas básicas, cuya presencia es compatible con las mencionadas condiciones

tectónicas. En el Cortaderitano (Triásico medio final a Triásico tardío) continúan los procesos extensionales, produciéndose el máximo desarrollo de las cuencas triásicas. Se cierra el depocentro de San Rafael, mientras que las depresiones que evolucionan desde el Barrealiano (Ischigualasto - Villa Unión, Marayes, cuenca Cuyana) pasan preferentemente por fases con subsidencia termotectónica en las que se dan condiciones de subalimentación, de alta disponibilidad de espacio de acomodación y de posición relativamente elevada de los niveles de base lacustres. Finalmente, durante el Florianiano (Triásico tardío medio a final) las cuencas mayores y de más prolongada historia del oeste argentino (Ischigualasto - Villa Unión, Marayes y Cuyana) muestran abundantes depósitos de capas rojas que pueden vincularse con el desarrollo de una fase transtensional asociada a los fenómenos de transcurrancia combinados con subducción acaecidos en el margen activo del Gondwana occidental. Procesos marcadamente extensionales sobre lineamientos preexistentes produjeron asimismo la apertura de los *rifts* de Malargüe, de Paso Flores y de Chacaico, que fueron los precursores de la cuenca Neuquina.

Palabras clave: Barrealiano. Florianiano. Cortaderitano. Triásico. Oeste Argentino.

ABSTRACT

The Triassic basins of western Argentina and northern Patagonia are located along the Pacific margin of Southwest Gondwana. They are narrow and elongated depressions oriented NW-SE, floored by a thick continental crust composed of Precambrian and Lower Palaeozoic magmatic rocks, and an Upper Palaeozoic plutonic-volcanic complex (Gondwana Magmatism). These basins are associated with the Choiyoi Magmatic Province, the Central Patagonian Batholith and the Comallo Volcanic Complex.

For the Triassic of western Argentina the following stages are recognised: Barrealian (Early to Mid Triassic), Cortaderitian (Mid to early Late Triassic) and Florian (Late Triassic). During the Barrealian several passive *rifts* are opened (Ischigualasto - Villa Unión, Marayes, Las Salinas - Beazley, Cuyo and the short-lived San Rafael basins). They are characterised by a synrift phase related to the activity of the main fracture systems along the active flank of the half-grabens, high accommodation space and frequent coarse-grained sediment supply (usually volcanoclastic) from the active margins. Intercalations of basic lava flows are common. In the Cortaderitian protracted extension, maximum regional development of the Triassic basins occurred. Most basins were controlled by thermal-tectonic subsidence. High accommodation space, limited coarse-grained contributions and high lacustrine base levels are the more characteristic conditions for basin sedimentary infill. In the Florian stage the Ischigualasto-Villa Unión, the Marayes and the Cuyo basins are characterised by fluvial-dominated red-bed successions, related to a transtensional stage of evolution. Several half-grabens (Malargüe, Paso Flores and Chacaico) are opened as precursors of the Neuquén Basin. In northwestern Patagonia, the combination between regional strike-slip displacement along the Gastre Fault System and protopacific subduction, causes the development of the arc magmatism represented by the Central Patagonian Batholith and the thick volcano-sedimentary Comallo complex.

Keywords: Barrealian. Florian. Cortaderitian. Triassic. Western Argentina.

EXTENDED ABSTRACT

The Triassic basins of western Argentina and northern Patagonia are located along the Pacific margin of Southwest Gondwana. They are narrow and elongated (Fig. 1) depressions oriented NW-SE, floored by a thick continental crust composed of Precambrian and Lower Palaeozoic magmatic rocks, and an Upper Palaeozoic plutonic-volcanic complex (Gondwana Magmatism). These basins (Fig. 2) are associated with the Choiyoi Magmatic Province, the Central Patagonian Batholith and the Comallo Volcanic Complex.

In the Choiyoi Province (Fig. 3), which occupied a wide area, two magmatic episodes are differentiated: a) 275-263 Ma (Lower Permian), with an intermediate composition and a magmatic arc signature, and b) 257-247 Ma (Late Permian - Earliest Triassic), an acidic intraplate volcanism developed over a thick continental crust, under extensional and postcollisional tectonic conditions. Most of the Triassic basins of western Argentina and northern Patagonia were developed slightly after the climax of the Choiyoi magmatism (Fig. 4). Therefore, the sedimentary infill was coeval to its latest and more isolated volcanic activity.

The Central Patagonian Batholith represents a calcalkaline (granodiorite-monzonite) magmatism, and consists of two magmatic episodes dated 220 Ma (Middle Late Triassic) and 208 Ma (Latest Triassic). This magmatism was generated by crustal melting and epizonal emplacement under the combined effect of strike-slip displacements and (oblique) subduction. The volcanic counterpart of the Central Patagonian Batholith is represented by the Comallo Volcanism, developed along a narrow belt located between Comallo and Gastre (western flank of the North Patagonian Massif). In north-central Patagonia (Los Menucos), dacitic ignimbrites dated 222 Ma may represent the intraplate (retroarc) volcanism (Fig. 5).

Most basins are limited by important fracture zones. The Triassic depressions are passive *rift* systems produced by two main mechanisms: a) simple shear (extension is accomplished by displacement on a large scale, gently dipping shear zone which traverses the entire lithosphere), and b) strike slip displacements along regional fault systems (transcurrent movements combined with oblique subduction). The formation of the Triassic depressions of western Argentina is related to a generalised extension induced by crustal thinning and orogenic collapse. The Triassic basins can be defined as half-grabens on the basis of seismic sections, structural analysis and polarity of the sedimentary infill. Some of these half grabens show intrabasinal basement highs (transference zones under transcurrent regime) limiting different depocenters (Fig. 6).

Three stages of evolution can be defined in the studied basins: synrift, postrift (or *sag*) and transtensional. The synrift episode is characterised by tectonic subsidence and high accommodation along the active flank of the half-grabens resulting in the compartmentalization of the basins and the depositional architecture strongly asymmetric. During the postrift, slow and prolonged subsidence due to thermal contraction occurred, the depositional geometry tends to be more symmetric, and the isolated depocenters are integrated into larger ones. The basin margins are characterised by onlap and basinward shift stratal patterns (strong influence of relative base level changes). The transtensional stage is characterised by extension under strike-slip and/or oblique displacements. Subsidence rate is higher and variable along active margins. Syndepositional unconformities caused by fault movements, rapid lateral facies changes and coarsening-up and fining-up sequences are common (Fig. 7).

For the Triassic of western Argentina (Table 1) the following stages are recognised: Barrealian (Early to Mid Triassic), Cortaderitian (Mid to early Late Triassic) and Florian (Late Triassic). During the Barrealian several passive *rifts* are opened (Ischigualasto - Villa Unión, Marayes, Las Salinas - Beazley, Cuyo and the short-lived San Rafael basins). They are characterised by a synrift phase related to the activity the main fracture systems along the active flank of the half-grabens, high accommodation space and frequent coarse-grained sediment supply (usually volcanoclastic) from the active margins. Inter-calations of basic lava flows are common. In the Cortaderitian protracted extension, maximum regional development of the Triassic basins occurred. Most basins were controlled by thermal-tectonic subsidence. High accommodation space, limited coarse-grained contributions and high lacustrine base levels are the more characteristic conditions for basin sedimentary infill. In the Florian stage the Ischigualasto-Villa Unión, the Marayes and the Cuyo basins are characterised by fluvial-dominated red-bed successions, related to a transtensional stage of evolution. Several half-grabens (Malargüe, Paso Flores and Chacaico) are opened as precursors of the Neuquén Basin. In northwestern Patagonia (Table 2), the combination between regional strike-slip displacement along the Gastre Fault System and protopacific subduction, causes the development of the arc magmatism represented by the Central Patagonian Batholith and the thick volcano-sedimentary Comallo complex.

INTRODUCCIÓN

Durante el Triásico, en el oeste de la República Argentina y en Chile central se desarrollaron diversas cuencas sedimentarias que se presentan como un conjunto de depresiones angostas y elongadas en sentido NW-SE, dispuestas en forma subparalela, con un diseño *en echelon* (Charrier, 1979) y oblicuas al margen activo pacífico del

megacontinente de Gondwana (Fig. 1). Desde largo tiempo atrás, estas cubetas, caracterizadas casi en su totalidad por un relleno sedimentario continental, han sido objeto de numerosos estudios geológicos y paleontológicos (Groeber, 1946; Charrier, 1979; Criado Roque et al., 1981; Kokogían y Mancilla, 1989; Uliana et al., 1989, entre otros), y muchas de ellas tienen una destacada importancia económica por sus recursos de hidrocarburos y

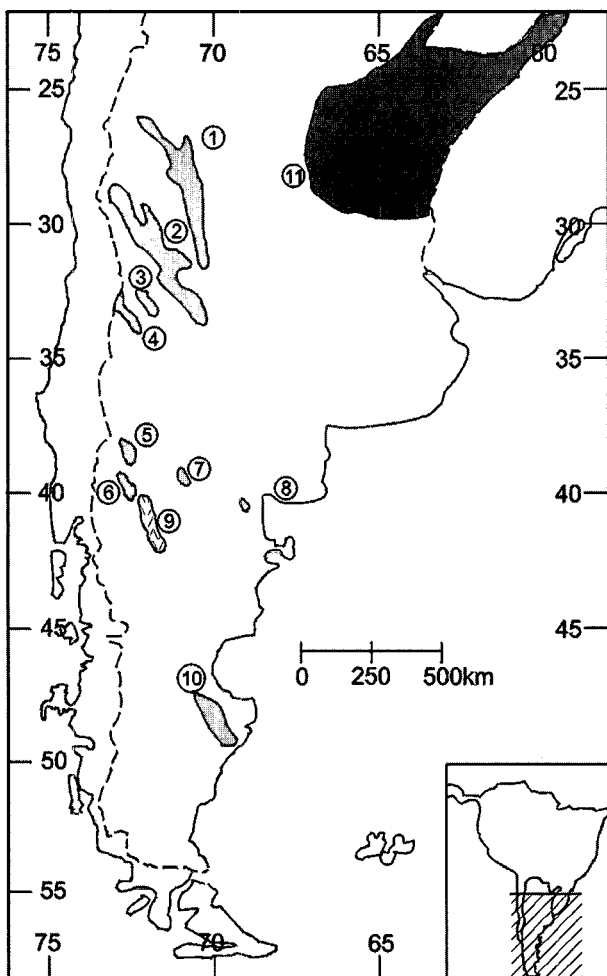


Figura 1. Ubicación de las principales cuencas triásicas argentinas. 1: Ischigualasto-Villa Unión; 2: Cuyana (sensu lato); 3: San Rafael; 4: Malargüe; 5: Chacaico; 6: Paso Flores; 7: Los Menucos; 8: Sector oriental del Macizo Norpatagónico; 9: Complejo volcano-sedimentario de Comallo; 10: El Tranquilo; 11: Chaco-Paranense.

Figure 1. Location of the main Triassic basins in Argentina. 1: Ischigualasto-Villa Unión; 2: Cuyana (sensu lato); 3: San Rafael; 4: Malargüe; 5: Chacaico; 6: Paso Flores; 7: Los Menucos; 8: Sector oriental del Macizo Norpatagónico; 9: Complejo volcano-sedimentario de Comallo; 10: El Tranquilo; 11: Chaco-Paranense.

carbón. Con todo, persiste aún una marcada disparidad en el conocimiento de cada una de las cuencas, y se discuten los factores que controlaron su emplazamiento y evolución sedimentaria.

En este trabajo se efectúa una revisión sobre los caracteres generales de las cuencas triásicas del centro-oes-

te argentino, se analiza su vinculación con el magmatismo de la Provincia Choiyoi y de la Patagonia Central, se definen los principales lineamientos estructurales que controlaron su emplazamiento y se brinda un esquema sobre la evolución del relleno sedimentario.

MARCO GEOLÓGICO GENERAL Y PROCESOS MAGMÁTICOS

Las cuencas triásicas del oeste argentino se asientan sobre una corteza continental espesa constituida por rocas metamórficas de alto y bajo grado, por magmatitas precámbricas y paleozoicas inferiores, pertenecientes al basamento cristalino, y por un conjunto plutónico-volcánico del Paleozoico superior que forma parte del Magmatismo Gondwánico (Llambías et al., 1993). Estas antiguas rocas constituyen el núcleo principal de unidades geológicas que flanquean a las depresiones y que forman parte de las provincias de Cordillera Frontal, Precordillera, Sierras Pampeanas, Bloque de San Rafael y Macizo Nordpatagónico (Fig. 2).

Desde el punto de vista de su desarrollo, se pueden reconocer dos distintos tipos de depresiones triásicas. Por una parte, cuencas de larga duración y que tienen una significativa extensión regional, y por otras cuencas con una historia mucho más breve y de menor amplitud areal. En el oeste argentino, entre las primeras se reconocen la cuenca Cuyana y la cadena de cuencas de Ischigualasto - Villa Unión junto con las de Marayes - Las Salinas - Beazley (Fig. 3). Entre las de existencia más efímera, en el Triásico temprano a medio se desarrolló el depocentro de San Rafael, mientras que en el Triásico tardío se generaron y evolucionaron las cuencas de Malargüe, Paso Flores y Chacaico (Fig. 3).

Para efectuar el análisis de las cuencas triásicas resulta esencial considerar el marco tectónico regional, el magmatismo y la cronología de estos acontecimientos tectónicos y magmáticos. Particularmente, los estudios sobre los complejos plutónicos y volcánicos han contribuido a la interpretación de las condiciones geotectónicas de la región occidental de Gondwana, así como a contar con un esquema geocronológico de los episodios magmáticos. En tal sentido, las cuencas triásicas se relacionan tanto desde el punto de vista regional como cronológico con las rocas granítico-riolíticas de la Provincia Magmática (Acida) Choiyoi (Rapela y Kay, 1988; Kay et al., 1989), así como con rocas magmáticas del Batolito de la Patagonia Central (Rapela y Alonso, 1991; Rapela et al., 1992) y del Complejo Volcánico de

Comallo. Esta íntima vinculación sugiere a priori controles genéticos comunes, razón por la cual el conocimiento petrológico y geoquímico de estas magmatitas es de importancia como soporte al esquema de la evolución tectónica de las cuencas.

El Magmatismo Choiyoi

La Provincia Choiyoi está caracterizada por el predominio de rocas volcánicas y se extiende por amplias regiones del oeste argentino en las que se incluyen la Cordillera Frontal, la Precordillera, el Bloque de San Rafael y la Cordillera Principal surmendocina (Fig. 4). Se encuentra también en algunos puntos aislados de las Sierras Pampeanas, en áreas elevadas de la cuenca Neuquina, ingresa en el Macizo Nordpatagónico y aparece incluso en el sur de La Pampa, en las Sierras de Lihué Calel (Fig. 4). Este importante magmatismo gondwánico es posterior a la *Fase Orogénica San Rafael*, acaecida en el Pérmico inferior temprano, entre los 290 y 280 Ma (Pérez y Ramos, 1990; Llambías y Sato, 1990, 1995), y que produjo significativo acortamiento horizontal y engrosamiento cortical, especialmente en los sectores más occidentales de la República Argentina (Llambías y Sato, 1995). En el ciclo Choiyoi se definen dos episodios magmáticos (Llambías y Sato, 1989, 1995; Mpodozis y Kay, 1990; Parada, 1990; Sato y Llambías, 1993; Kleiman, 1993). El más antiguo tiene carácter intermedio, está datado entre los 275 y 263 Ma (Pérmico temprano) y tiene afinidades de arco magmático. El segundo es de composición silícica, se remonta al lapso 257-243 Ma (Pérmico tardío a Triásico temprano) y según diversos autores (Rapela y Llambías, 1985; Mpodozis y Kay, 1990; Parada, 1990; Ramos y Kay, 1991; Kleiman, 1993; Llambías et al., 1993; Sato y Llambías, 1993 y Llambías y Sato, 1995) tuvo origen en una corteza continental engrosada y se emplazó en ambiente de intraplaca por fusión a gran escala de niveles corticales profundos a medios, bajo un régimen tectónico extensional - postcolisional. Mpodozis y Kay (1990) señalan además que la mencionada asociación no tiene relación con fenómenos de subducción y corresponde a un período estacionario sin desplazamiento aparente del megacontinente de Gondwana con relación al polo (Vilas y Valencio, 1982).

Hacia el sur, en el Macizo Nordpatagónico, el magmatismo Choiyoi se manifiesta en el *Batolito de Somuncura* (Fig. 4) donde existen dos complejos, uno del Pérmico temprano alto (258-259 Ma) y otro del Triásico medio bajo (239 Ma), éste último con afinidades alcalinas y asociado al rifting temprano de Gondwana (Pankhurst et al., 1992; Rapela et al., 1996). Una asociación volcáni-

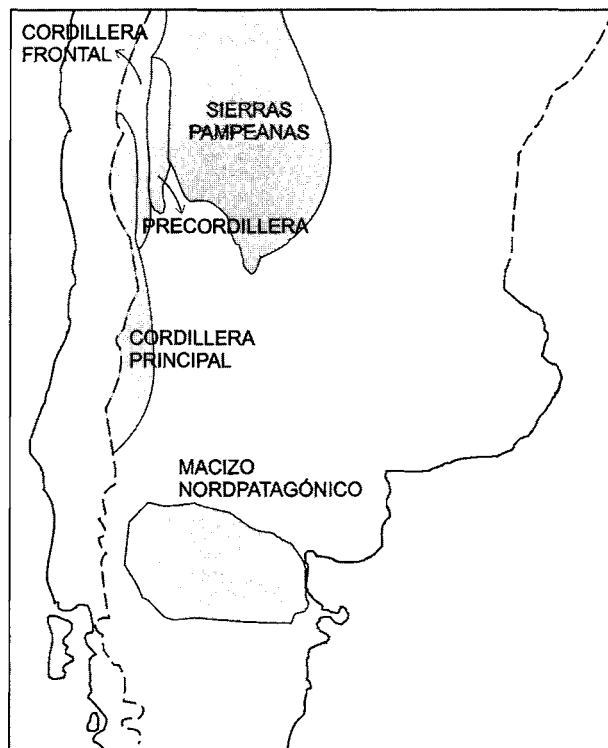


Figura 2. Principales provincias geológicas del centro y oeste argentino.

Figure 2. Main geological provinces in western and central Argentina.

ca equivalente al mencionado complejo aparece más al Este, en el plateau ignimbrítico de *Lihué Calel* (Fig. 4), en el que Linares et al. (1980) y Rapela et al. (1996) determinaron edades de 240 Ma.

Si se comparan las edades de las asociaciones magmáticas en la región cuyana y la nordpatagónica, es posible definir un apreciable diacronismo. En tal sentido, vale destacar que la asociación granítico-riolítica generada bajo régimen extensional tiene edades del Pérmico tardío a Triásico temprano alto en el norte (243 - 245 Ma en el área cordillerana entre 30° y 31° S, Rodríguez-Fernández, com. verbal) y se desarrolla recién en el Triásico medio bajo en las áreas ubicadas más al sur.

El Magmatismo del Triásico tardío

Rapela et al. (1991, 1992) y Rapela y Alonso (1991) han propuesto otro ciclo magmático de composición granodiorita-monzonita y carácter calcoalcalino al que defi-

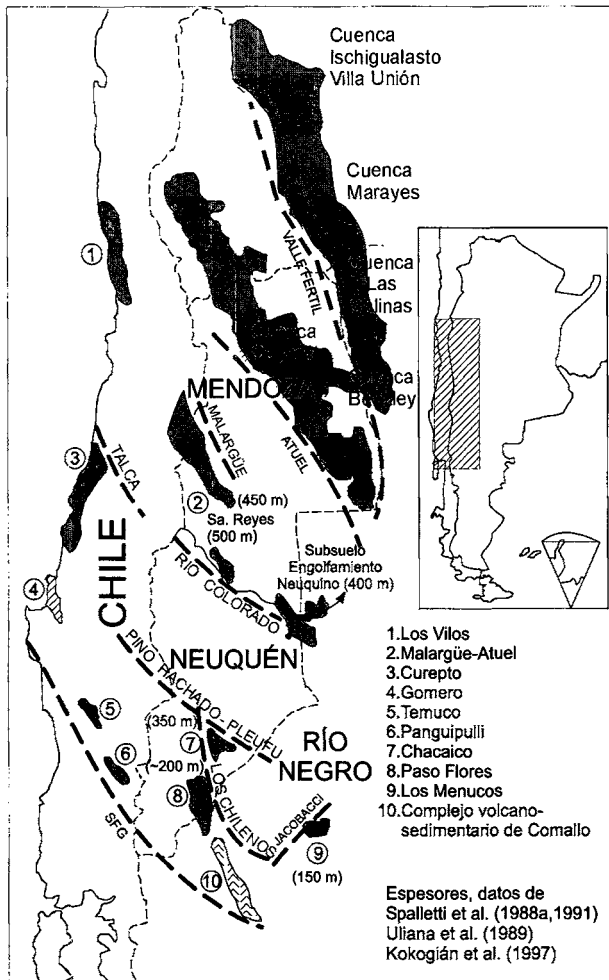


Figura 3. Mapa de ubicación de los depocentros triásicos en el oeste argentino (provincias de Mendoza, Neuquén y Río Negro). Se muestran también las áreas con afloramientos triásicos de Chile a esas latitudes y los principales lineamientos regionales.

Figure 3. Location of Triassic depocenters in western Argentina (Mendoza, Neuquén and Río Negro provinces). The main regional lineaments and Triassic outcrops in Chile are also shown.

nen en el *Batolito de la Patagonia Central* (Fig. 4). En él se reconocen dos eventos de actividad magmática triásica (Dalla Salda et al., 1991; Rapela et al., 1992) a 220 Ma (Triásico tardío medio) y 208 Ma (Triásico tardío alto), respectivamente. Los caracteres petrológicos comunes a ambos pulsos sugieren un único modo de origen aunque se separan por un período de inactividad ígnea. Rapela y Alonso (1991), Rapela y Pankhurst (1992) y Pankhurst et al. (1992) han indicado que el magmatismo triásico de Chile Central y del Batolito de la Patagonia Central, que se extiende hasta la porción austral del Batolito de la Cos-

ta de Chile, se relaciona con un ambiente tectónico en el que se combina transcurrencia con subducción y está controlado por grandes lineamientos estructurales (fallas transcurrentes basicorticales activas), muy en particular con el Sistema de Fallas de Gastre (Fig. 4). Los equivalentes volcánicos de este ciclo, aparecen algo más al este; están definidos con certeza en el área de Comallo (Rabassa, 1974; Zavattieri et al., 1994) donde las vulcanitas registran una amplia gama composicional, y muy probablemente se extienden a lo largo de una faja de rumbo NNW-SSE hasta las inmediaciones de Gastre (Fig. 4).

Bastante más al oriente, en *Los Menucos* (Figs. 3 y 4), aparece un conjunto de ignimbritas dacíticas que fueron descritas en detalle por Labudía et al. (1995) y datadas en 222 Ma por Rapela et al. (1996). Si bien Labudía et al. (1995) han asociado estas ignimbritas con el ciclo Choiyoi, entendemos que por su edad tienen relación con el magmatismo del Triásico medio alto, y por su posición geográfica podrían corresponder a fenómenos volcánicos de trasarco.

Aún cuando han habido discusiones sobre el significado de la subducción triásica, no puede descartarse la singular importancia de los fenómenos de convergencia en los tiempos neotriásicos. Una de las cuestiones a discutir es la referida a la extensión regional de la subducción a lo largo del margen oeste de Gondwana; en tal sentido, en el archipiélago de Chonos (45° L.S.), Fang et al. (1998) han identificado una fauna marina del Triásico superior en facies turbidíticas y pelágicas pertenecientes a un complejo de subducción. Por otra parte, en el área de Los Vilos - Los Molles (al norte de Santiago de Chile, 32° L.S.) el volcanismo bimodal pero predominantemente silíceo del Triásico tardío (Formación Pichidangui), asociado con facies turbidíticas e ignimbritas marinas y continentales de la Formación El Puquén (Suárez y Godoy, 1999) ha sido interpretado por Vergara et al. (1991) como una asociación de arco magmático implantado sobre una corteza quasi-oceánica. Dicho episodio podría estar incluso representado más al este, en las sucesiones volcano-sedimentarias continentales del Triásico tardío estudiadas por Rivano et al. (1993), así como en la propia Cordillera de Argentina, donde Rodríguez-Fernández et al. (1999) han determinado que la Granodiorita Las Vizcachas, aflorante en el área de Castaño Nuevo (30° a 31° L.S., San Juan) y que intruye al Grupo Choiyoi, posee una edad de 200 ± 7 Ma. Por tal razón, y aún cuando se ha especulado que Pichidangui constituye un terreno alóctono formado más al sur de su posición actual (Forsythe et al., 1987), se puede asumir que el fenómeno de subducción en el margen oeste de Gondwana durante el Triásico tardío abarcó una am-

plia región que se extiende, por lo menos, desde algo más al sur de los 45° S hasta los 30°-32° S en el norte.

Magmatismo y cuencas sedimentarias

La cuencas triásicas localizadas en el oeste argentino inician su desarrollo con posterioridad al clímax de actividad magmática correspondiente a la Provincia Choiyoi. El relleno sedimentario de estas cubetas es -por tanto- coincidente con las últimas y más esporádicas manifestaciones de este vulcanismo (Fig. 5). Con todo, los aportes primarios ocasionados por los fenómenos explosivos póstumos, así como la existencia de áreas circundantes elevadas constituidas por terrenos volcánicos, hacen que buena parte de los materiales detríticos triásicos tenga carácter volcanoclástico. La influencia del vulcanismo Choiyoi es particularmente notoria en las primeras etapas de desenvolvimiento de la cuenca Cuyana, así como en la cuenca de San Rafael, donde abundan las piroclastitas de caída, las laharras e incluso extensos depósitos de flujos piroclásticos.

Durante el Triásico tardío, coetáneamente con el magmatismo de arco desarrollado en el borde occidental del Macizo Nordpatagónico, en Chile Central y en la Cordillera de San Juan, las grandes cuencas triásicas del oeste argentino se encuentran en las últimas etapas de su evolución (Fig. 5). En el correspondiente registro sedimentario, son frecuentes las intercalaciones de depósitos piroclásticos primarios de caída, cuyo origen puede vincularse a la actividad volcánica vinculada con el margen activo de Gondwana. Asimismo, se produce la apertura de las cuencas de Malargüe, de Paso Flores y de Chacaico en las que son abundantes las brechas volcánicas, los depósitos de flujos y caídas piroclásticas y los sedimentos proximales de retrabajo vinculados con relieves circundantes volcánicos. Por otra parte, en el sudoeste del Macizo Nordpatagónico, en áreas estructuralmente activas se desarrolla un significativo registro volcánico polimodal asociado con sedimentitas volcanoclásticas continentales conocido como Estratos de Comallo (Figs. 1 y 3).

LOS HEMIGRÁBENES TRIÁSICOS: MARCO GEOTECTÓNICO Y PRINCIPALES CONTROLES ESTRUCTURALES

En su gran mayoría, las cuencas triásicas del oeste argentino se encuentran limitadas por importantes sistemas de fallas que han manifestado distinto grado de actividad durante el desarrollo de los rellenos sedimentarios.

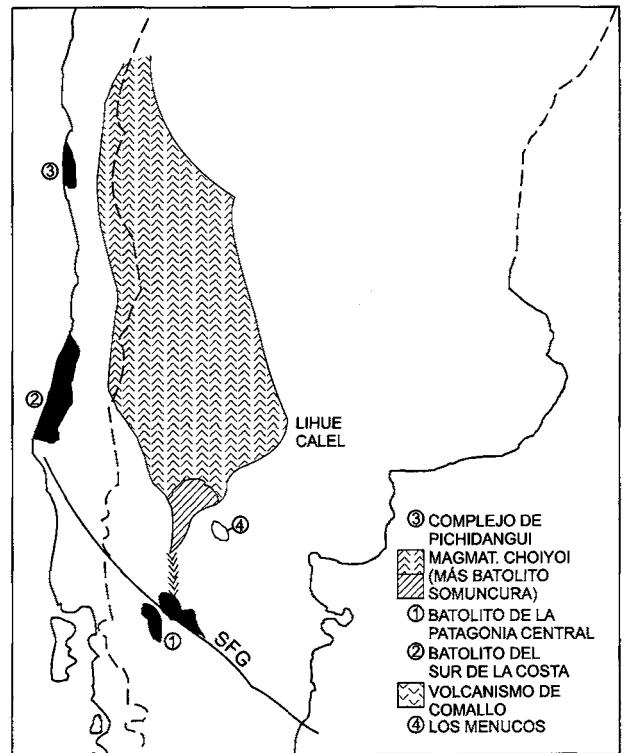


Figura 4. Distribución regional de las principales provincias magmáticas. Modificado de Mpodozis y Kay (1990) y Rapela y Pankhurst (1992).

Figure 4. Regional distribution of the main magmatic provinces. Modified after Mpodozis and Kay (1990), and Rapela and Pankhurst (1992).

Desde el punto de vista genético, Charrier (1979) y Uliana y Biddle (1988) sostienen que *a posteriori* de un régimen compresional del Paleozoico tardío (Carbonífero – Pérmico temprano), se implantó en la región oeste de Gondwana un intenso proceso extensional con reactivación de fallas paleozoicas, que llevó a la formación de las cuencas sedimentarias triásicas, las que son consideradas por diversos autores depresiones de tipo *rift* (Strelkov y Alvarez, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Uliana et al., 1989; Ramos y Kay, 1991; Ramos, 1992; Comínguez y Ramos, 1991; Kokogián et al., 1993; Milana y Alcober, 1994; López Gamundi, 1994; Tankard et al., 1995).

Según Mpodozis y Kay (1990) la extensión por la que se produjeron estas cubetas está relacionada con procesos de adelgazamiento cortical y distensión posterior al fenómeno de colisión del Paleozoico tardío. Ramos (1988) opina que el proceso extensional se vio favorecido por la posición estacionaria de Gondwana en esos tiempos (cf. Valencio et al., 1983) y por una muy poco significativa

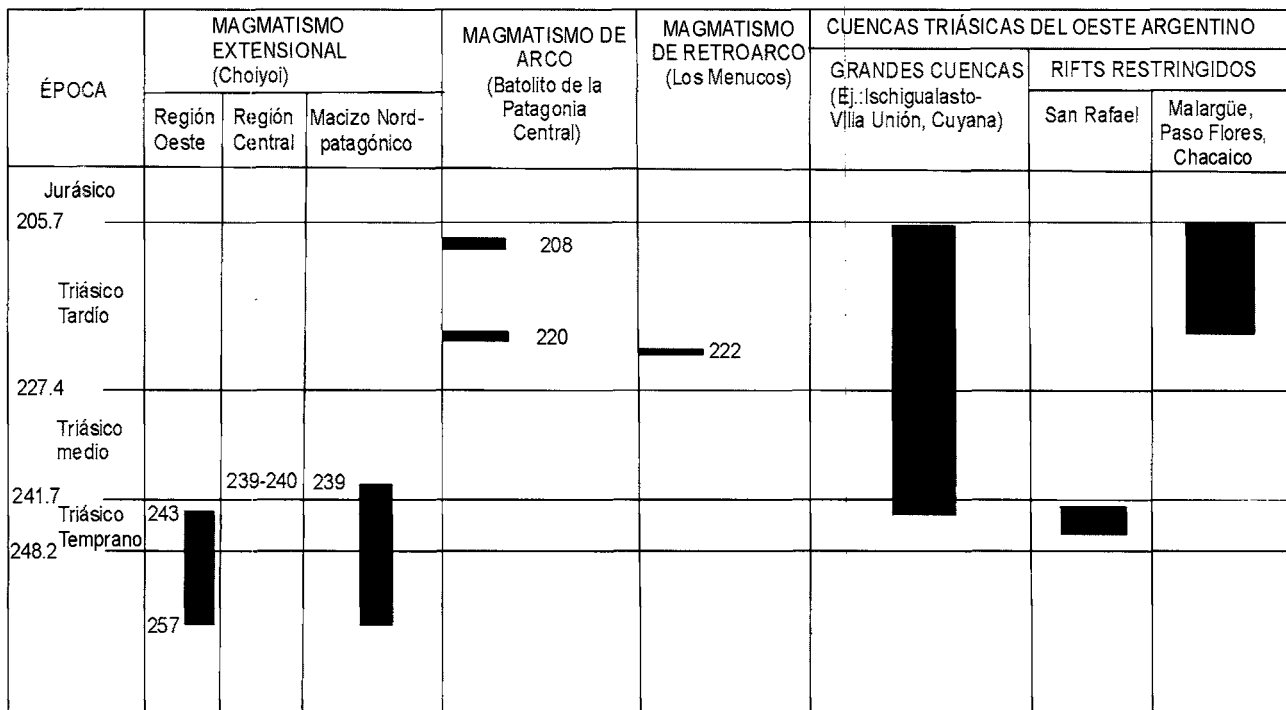


Figura 5. Episodios magmáticos y cuencas triásicas: desarrollo temporal. Los números son millones de años.

Figure 5. Magmatic episodes and Triassic basins: temporal development. Numbers in million years.

subducción a lo largo del margen oeste de Sudamérica. En esta misma línea de razonamiento, Ramos y Kay (1991) consideran que se trata de *rifts* desconectados entre sí al principio de su evolución y limitados por lineamientos tectónicos de primer orden que se asocian con las suturas dejadas por la acreción de sucesivos terrenos, como Precordillera y Chilenia (Fig. 6). Por su parte, Tankard et al. (1995) sugieren que los sistemas de *rift* triásicos hasta jurásicos tempranos se habrían generado por colapso orogénico extensional con una dirección dominante hacia el sudoeste del estrés (extensional).

Por otra parte, la posibilidad de formación de cuencas triásicas por transcurrancia ha sido considerada por Uliana et al. (1989), Rapela et al. (1992) y Tankard et al. (1995). En 1981, Criado Roque et al. postularon un origen transtensional para la cuenca Cuyana (y su prolongación al sudeste o cuenca de Alvear) por movimientos de transcurrancia y tracción a lo largo de fallas pre-existentes. Señalan, además, que la tectónica tipo wrench produjo durante el Triásico la rápida subsidencia de depocentros angostos, con geometría de hemigrábenes. Esta mecánica de generación para la cuenca Cuyana fue compartida por Strelkov y Alvarez (1984) y Morel

(1991). Vale agregar, que ya en 1968, Rolleri y Criado Roque mostraron evidencias de desplazamiento lateral por deformación triásica en testigos de corona de la cuenca Cuyana.

El origen y evolución de las cuencas triásicas del oeste argentino están estrechamente ligados al marco geotectónico regional. En nuestra opinión, los acontecimientos acaecidos entre el Triásico temprano y el Triásico medio han estado controlados por el régimen marcadamente extensional ocasionado por el adelgazamiento cortical y el colapso del orógeno del Carbonífero -- Pérmico temprano, vinculado con la posición relativamente estacionaria del megacontinente de Gondwana. En cambio, los del Triásico tardío aparecen principalmente asociados con un marco tectónico en el que se combinan transcurrancia con subducción (Rapela y Alonso, 1991; Rapela et al., 1991; 1992; Pankhurst et al., 1992; Ugalde et al., 1997).

En consecuencia, durante el Triásico temprano y medio se generaron sistemas de *rift* pasivos en los que los esfuerzos tensionales produjeron el debilitamiento de la litósfera continental, habilitando la penetración en ella

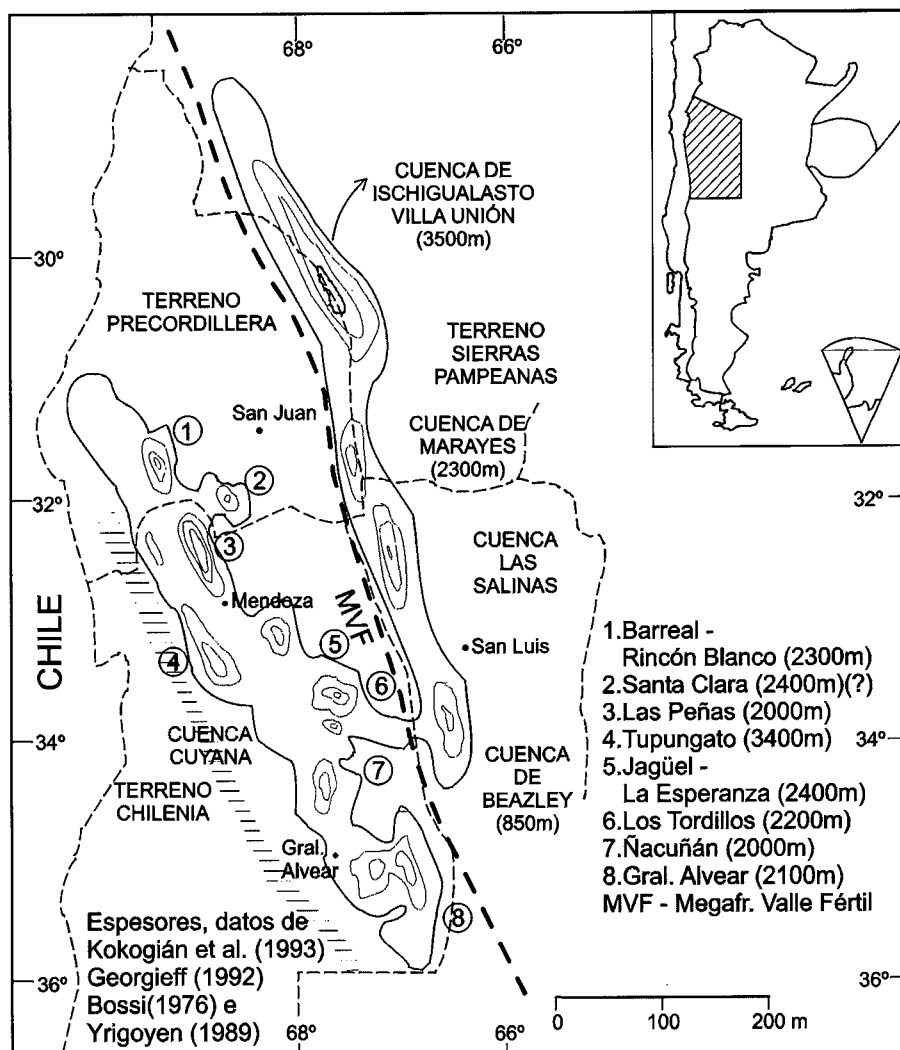


Figura 6. Mapa general de las grandes cuencas triásicas del oeste argentino (rifts de la Cuenca Cuyana y de Ischigualasto – Villa Unión, Marayes, Las Salinas y Beazley). Modificado de Yrigoyen et al. (1989), Ramos y Kay (1991) y Kokogían et al. (1993).

Figure 6. General distribution of the large Triassic basins of western Argentina (rifts of the Cuyo, Ischigualasto – Villa Unión, Marayes, Las Salinas and Beazley Basins). Modified from Yrigoyen et al. (1989), Ramos and Kay (1991), and Kokogían et al. (1993).

de rocas mantélicas a alta temperatura (Allen y Allen, 1990). Para estos *rifts* Uliana et al. (1989) y Tankard et al. (1995) han sugerido un modelo de cizalla simple (Wernicke, 1981, 1985) en el que la extensión litosférica está acompañada por desplazamientos de gran escala a lo largo de una zona de cizalla de baja inclinación y comportamiento dúctil en profundidad. Como comentáramos previamente, esta extensión sería la consecuencia del colapso extensional de un orógeno, de un modo semejante al propuesto por Wernicke (1981) para la provincia cenozoica de Basin and Range en el oeste norteamericano.

Sobre la base de registros sísmicos, del análisis estructural y de la polaridad en la distribución de los rellenos sedimentarios, varias de las cuencas triásicas de la Argentina occidental han sido consideradas de tipo hemigraben (Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994; López Gamundi, 1994; Milana y Alcober, 1994; Tankard et al., 1995). Estas cuencas se caracterizan por el desarrollo de un perfil estructural y de acumulación fuertemente asimétrico en sentido transversal al eje mayor (Fig. 7). El borde activo (Schlische, 1991), asociado al sistema de fallas del *rift*, contó –sobre todo en las primeras etapas de la evo-

lución de las cuencas- con significativo espacio de acomodación sedimentaria creado por el fuerte ritmo de subsidencia tectónica. En cambio, la rampa o borde pasivo tuvo menor espacio de acomodación y mostró por tanto importantes cambios en la posición del nivel de base estratigráfico, traducido en sucesivos arreglos estratales de traslape (*onlap*) y *basinward shift* a medida que se produjo el desenvolvimiento del relleno sedimentario.

En algunas de las cuencas triásicas, como la de Ischigualasto - Villa Unión (Milana y Alcober, 1994), la geometría areal y la asimetría de los hemigrábenes fue más o menos uniforme. En cambio en otras, como es el caso de la cuenca Cuyana, se registraron importantes variaciones regionales en la polaridad de los hemigrábenes (Cf. Kokogíán et al., 1988; Ramos y Kay, 1991; López Gamundi, 1994). En tal sentido, Kokogíán et al. (1988, 1993) han mostrado que la cuenca presenta seis subcuencas o depocentros principales, separados por altos intracuencales de basamento (Fig. 6). Al respecto, Ramos y Kay (1991) consideran que estas dorsales constituyen zonas de transferencia de régimen transtensional que generan polaridades opuestas en los sucesivos hemigrábenes de esta cuenca sedimentaria (Figs. 6 y 7). Estos mismos autores han indicado que -tal como ocurre en diversas cuencas de *rift*- las posiciones de máximo espesor en cada uno de estos depocentros cambia sucesiva y alternadamente desde los flancos orientales a los occidentales (Figs. 6 y 7), rasgo que estaría asociado con fallas maestras normales que buzcan (también en forma alternante) hacia el este y el oeste.

El *rift* de la cuenca Cuyana es -sin dudas- el mejor conocido, dada su importancia petrolera y los excelentes afloramientos triásicos. Sobre la base de relaciones estratigráficas con el sustrato basamental y volcánico, distribución general de facies sedimentarias y datos de paleocorrientes se ha podido establecer los sistemas fluviales longitudinales se orientaban con preferencia hacia el sudeste (cf. Lluich, 1971; Morel, 1991). Sin embargo, el *rift* estaba limitado tanto por sus extremos noroeste como sudeste, y si bien los depósitos triásicos se extienden hasta la Alta Cordillera de San Juan (Álvarez et al., 1994), estimamos que la cuenca Cuyana se encontraba desconectada de la de Alto del Carmen en Chile, idea postulada originalmente por Strelkov y Álvarez (1984) y seguida por López Gamundi (1994) quienes infieren la existencia de una dorsal en la que hoy es el área cordillerana. Al respecto, Kokogíán y Mancilla (1989) sugieren que dicha dorsal estaba representada por un relieve volcánico de significativa extensión.

Desde el punto de vista de su desarrollo regional, el hemigraben de Ischigualasto - Villa Unión, así como su prolongación al sudeste en los hemigrábenes de Marayes - Las Salinas - Beazley, constituyen depocentros angostos pero elongados en sentido norte y nornoroeste, que se localizan al este de la Megafractura de Valle Fértil (Figs. 3 y 6). Todos ellos presentan un marcado alineamiento, pero a lo largo de su historia parecen haber estado mayormente desvinculados entre sí. La cuenca de Ischigualasto - Villa Unión es la que posee el máximo desarrollo regional; incluso, Caminos et al. (1995) han mostrado su prolongación hasta la región del río del Peñón en la Precordillera riojana.

Por su parte, los hemigrábenes de Malargüe, de Paso Flores y de Chacaico se disponen en forma similar, con su eje mayor en dirección NW-SE (Fig. 3). En estas cuencas, los sistemas de paleocorrientes fluviales se orientan axialmente hacia el noroeste (Spalletti y Morel, 1992; Spalletti et al., 1988, respectivamente). Mientras que en Paso Flores y Chacaico los depocentros estuvieron desconectados entre sí, cerrados por sus extremos axiales y sin vinculación con los vecinos de Chile (Panguipulli), la cuenca de Malargüe (Fig. 3) se prolonga hacia margen oeste argentino e ingresa al territorio chileno, regiones éstas donde los depósitos continentales engranan con secuencias marinas (Charrier, 1979; Stipanovic, 1983; Riccardi et al., 1997), las que -a su vez- ocuparon depresiones estructurales angostas, abiertas hacia el noroeste (Uliana et al., 1989).

LOS ESTADOS DE DESARROLLO DE LAS CUENCAS TRIÁSICAS DEL OESTE ARGENTINO

Tanto las cuencas de extensión pura como las transtensionales pueden mostrar diversos estados de relleno vinculados con la actividad de los sistemas de fallas, el tipo de subsidencia, los aportes sedimentarios y la intensidad de los fenómenos volcánicos sincrónicos a la acumulación. Cuando la subsidencia es tectónica (fallamiento activo), tanto el estado evolutivo como el registro sedimentario reciben la denominación de *sinrift*, mientras que si la subsidencia se produce por contracción termal la cuenca se encuentra en estado de *sag*. Los depocentros extensionales pueden ser *sinrifts* puros hasta *sags* puros (Allen y Allen, 1990). Mackenzie (1978) ha mostrado que cuencas generadas por cizalla pura muestran dos distintas etapas de subsidencia, una inicial controlada por fallas (fase de *sinrift*) y otra subsiguiente de subsidencia termal (fase de *sag*) causada por relajamiento litosférico. Según Allen y Allen (1990) las cuencas de *rift* con etapa subsi-

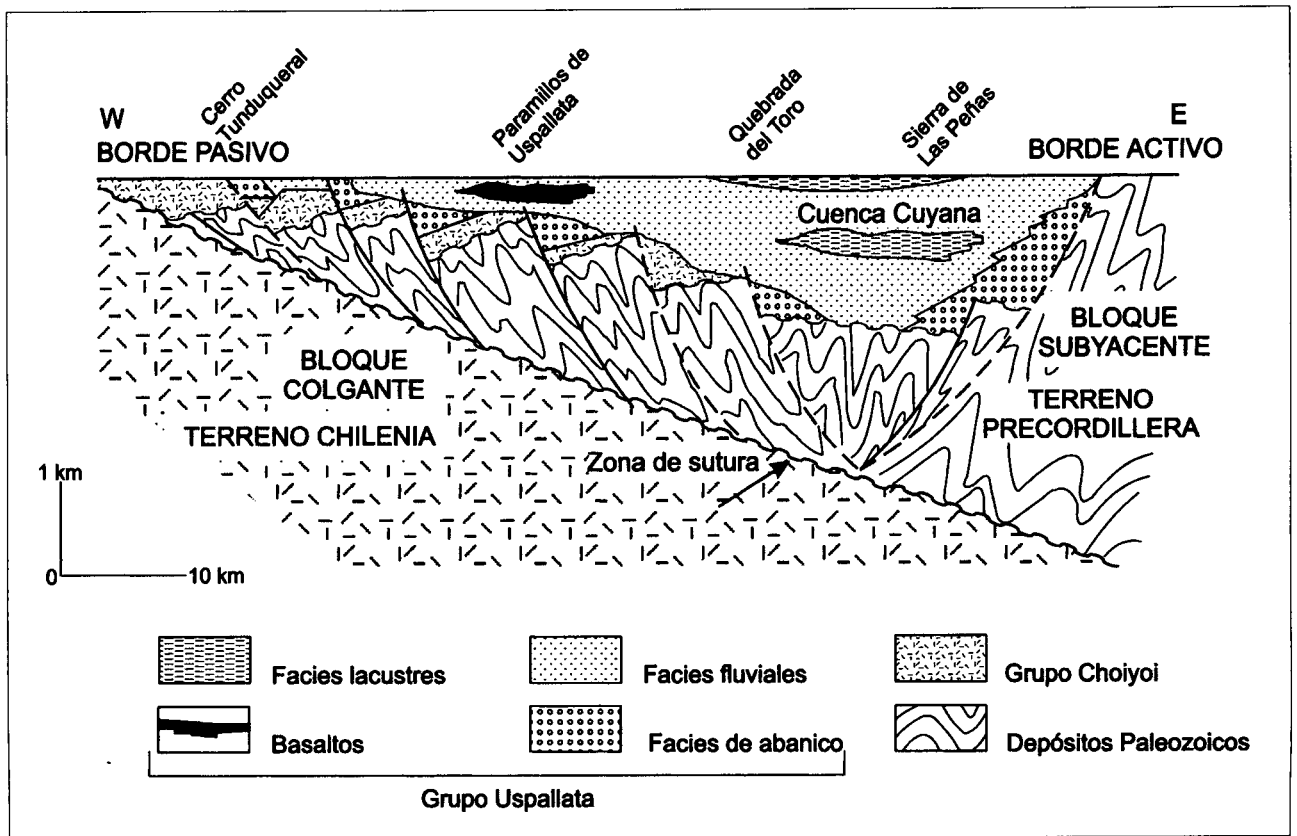
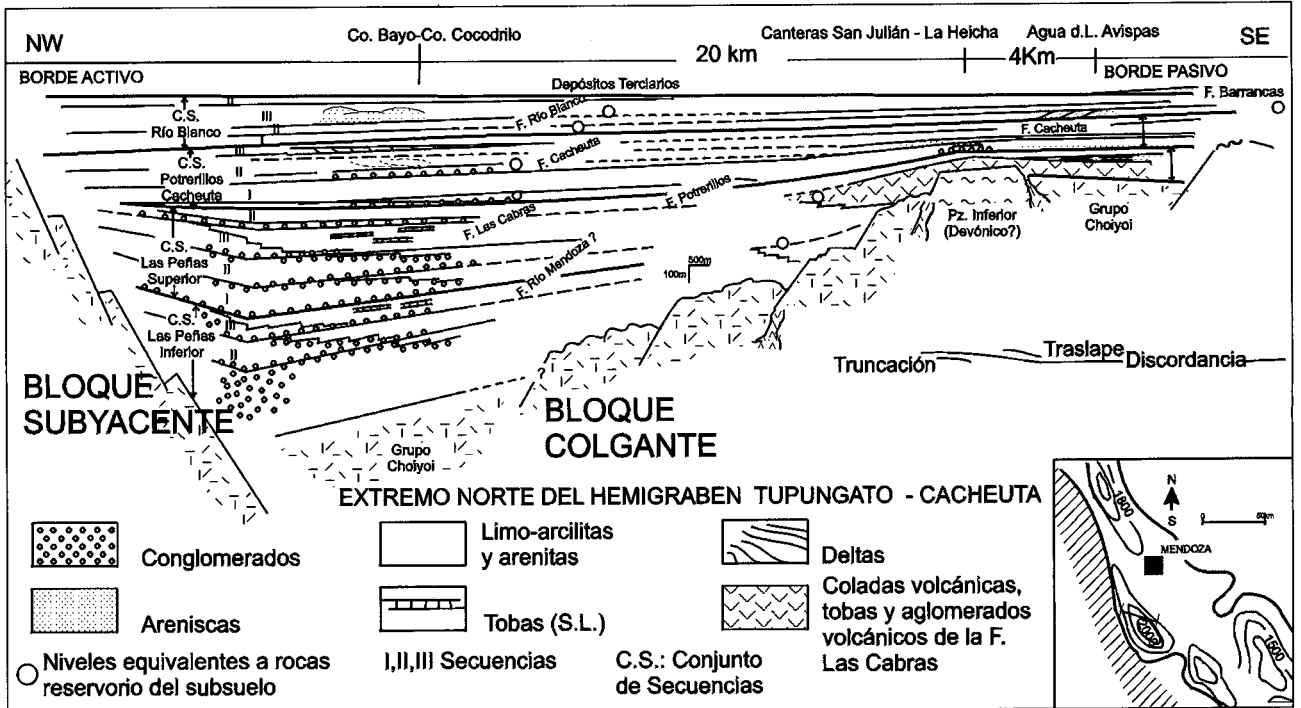


Figura 7. Asimetría de los hemigrábenes de la Cuenca Cuyana. Basado en Ramos y Kay (1991) y en Kokogíán et al. (1993).

Figure 7. The asymmetry of the Cuyo Basin hemigrabens. Based on Ramos and Kay (1991), and Kokogíán et al. (1993).

| PERÍODO | ÉPOCA | EDAD (Ma) | PISO | BIOZONA | ISCHIGUALASTO VILLA UNIÓN | MARAYES | CUENCA CUYANA | | SAN RAFAEL | MALARGÜE | PASO FLORES | CHACAICO |
|-------------------|-----------------|--------------------|----------------|-----------------------|---------------------------------------|----------------------|----------------------|------------------------------------|---------------|----------------------|---------------|----------|
| | | | | | | | SAN JUAN | MENDOZA | | | | |
| JURÁSICO | LIÁSICO | | | | | | | | | | | |
| TRIÁSICO | TRIÁSICO TARDIO | 205.7±4.0 | FLORIANO | DLM | LOS COLORADOS | QUEBRADA DEL BARRO | CEPEDA | RÍO BLANCO | | LLANTENES CHIHUIÚ | PASO FLORES | LAPA |
| | | | CORTADERITIANO | OL | ISCHIGUALASTO | CARRIZAL | CORTADERITA SUPERIOR | CACHEUTA | | | | |
| | BNP | ISCHIGUALASTO | | CARRIZAL | CORTADERITA SUPERIOR | POTRERILLOS | | | | | | |
| | MBC | C. AGUA DE LA PEÑA | | ? | ? | CORTADERITA INFERIOR | | | | | | |
| | TRIÁSICO MEDIO | 227.4±4.5 | | CSD | LOS RASTROS ISCHICHUCA CHAÑARES | ESQUINA COLORADA | BARREAL | CERRO DE LAS CABRAS RÍO MENDOZA | | | | |
| TRIÁSICO TEMPRANO | 241.7±4.7 | BARREALIANO | | TARJADOS TALAMPAYA | | | | PUESTO VIEJO | | | | |
| PÉRMICO | | 248.2±4.8 | | | | | | | GRUPO CHOIYOI | GRUPO CHOIYOI | GRUPO CHOIYOI | |

 Hiatus estratigráfico

 Hiatus florístico

guiente de *sag* son característicamente aquéllas que han claudicado en su intento por completar su desarrollo como centros de expansión oceánica, hecho señalado por Uliana y Biddle (1988) y Uliana et al. (1989) al aludir a las cuencas triásicas argentinas.

A partir del estudio de Kokogián y Mancilla (1989) sobre la cuenca Cuyana, se ha insistido en sostener que los estados evolutivos muestran las respectivas etapas de *rift* y *sag* (cf. Uliana et al., 1989; Ramos y Kay, 1991). En trabajos recientes se han propuesto esquemas más complejos. Por caso, Kokogián et al. (1993) definen en la cuenca Cuyana dos estados sucesivos de *sinrift* seguidos por un estado de *sag*. Por su parte, en el análisis de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión se distinguen dos ciclos sucesivos de relleno (Milana y Alcober, 1994), cada uno de ellos formado por una primera fase de *sinrift*, y otra a la que denominan de *postrift* y asocian a subsidencia termotectónica.

La definición de los diversos episodios de relleno de una cuenca está fuertemente condicionada por tres aspectos esenciales: a) la escala regional, b) el nivel del detalle estratigráfico al que se hacen las observaciones, y c) la escala temporal involucrada en el estudio. Por su alcance regional, en el presente trabajo debemos tratar a la evolución del registro de un modo bastante generalizado. En cuanto a estratigrafía, la escala de nuestras observaciones tiene una mayor precisión, aunque no alcanza el nivel de desarrollo logrado al hacerse estudios específicos de cada uno de los depocentros. Finalmente, respecto a la escala temporal tenemos un buen nivel de detalle por encontrarnos circunscriptos al Triásico.

Para considerar en forma integrada las características y desarrollo del relleno sedimentario de las cuencas triásicas del oeste argentino, resulta conveniente definir tres distintos estados de desarrollo: *sinrift*, *postrift* (o *sag*) y *transtensional*.

El estado de *sinrift* está caracterizado por fuerte subsidencia tectónica, especialmente en el borde activo de los hemigrábenes donde se dispone de un amplio espacio de acomodación. La geometría de las cuencas es marcadamente asimétrica, los rellenos sedimentarios están concentrados en depocentros aislados, mientras que las dorsales interiores aparecen sobreelevadas y sujetas a

procesos erosivos. Las facies sedimentarias experimentan rápidas variaciones, tanto transversal como paralelamente al eje mayor de las depresiones, y también en sentido estratigráfico en el que suelen definirse arreglos secuenciales positivos o granodecrecientes.

El estado de *postrift* se desarrolla cuando los procesos de subsidencia son mucho más generalizados y atenuados, debido a la contracción termal que se produce por relajamiento litosférico. La geometría deposicional tiene tendencias simétricas, los ejes de los depocentros se ubican hacia los flancos pasivos de los hemigrábenes, las dorsales interiores pierden expresión y los depocentros aislados tienden a unificarse. Son comunes los arreglos estratales de onlap y de basinward shift en los márgenes de las cuencas, dada la importante respuesta deposicional a los cambios relativos del nivel de base estratigráfico.

Por su parte, el estado *transtensional* se presenta como un episodio de extensión bajo la influencia de sistemas de fallas transcurrentes o de desplazamiento oblicuo. En algunos casos este proceso extensional culmina con una fase de acortamiento que puede incluso llevar al cierre (transpresional) de la cuenca sedimentaria. La subsidencia tiende a ser mayor y paralela a los márgenes activos, aunque no necesariamente homogénea, por lo que son comunes los cambios longitudinales y laterales en la posición de los depocentros (Christie Blick y Biddle, 1985). Se generan además relieves topográficos abruptos y discontinuidades locales en las áreas marginales de las cuencas, así como significativos pasajes laterales de facies, variaciones areales en los espesores estratigráficos y arreglos secuenciales granocrecientes y granodecrecientes.

Los estados precedentemente definidos no han de ser necesariamente reconocidos en todas las cubetas. Muy por el contrario, cada una de las depresiones sedimentarias tiene sus peculiaridades, algunas con una historia sedimentaria muy simple, hecho que fundamentalmente ocurre en los depocentros triásicos de corta duración, y otras con una evolución más compleja, lo que en esencia se evidencia en las cuencas triásicas de mayor longevidad y desarrollo regional, como la Cuyana o la de Ischigualasto-Villa Unión. En ellas pueden identificarse los ya comentados pasajes temporales desde *sinrift* a *postrift* o

Cuadro 1. Síntesis sobre las características y estados evolutivos de las cuencas triásicas del oeste argentino.

Table 1. Triassic basins of western Argentina: characteristics and evolutionary stages.

| | ISCHIGUALASTO VILLA UNIÓN | MARAYES | CUENCA CUYANA | SAN RAFAEL | MALARGUE | PASO FLORES CHACAICO |
|---|---|---|---|--|---|--|
| APERTURA | TRIÁSICO TEMPRANO FASE HUARPE | TRIÁSICO TEMPRANO FASE HUARPE | TRIÁSICO TEMPRANO FASE HUARPE | TRIÁSICO TEMPRANO FASE HUARPE | TRIÁSICO TARDÍO FASE RÍO d.I. PATOS | TRIÁSICO TARDÍO FASE RÍO d.I. PATOS |
| CIERRE | TRIÁSICO TARDÍO FINAL. FASE RÍO ATUEL | TRIÁSICO TARDÍO FINAL. FASE RÍO ATUEL | TRIÁSICO TARDÍO FINAL. FASE RÍO ATUEL | TRIÁSICO MEDIO FASE TUNUYÁN | TRIÁSICO TARDÍO FINAL. FASE RÍO ATUEL | TRIÁSICO TARDÍO FINAL. FASE RÍO ATUEL |
| ETAPAS DE RELLENO | 1) SINRIFT I. 2) POSTRIFT. 3) SINRIFT II. 4) TRANSTENSIONAL. | 1) SINRIFT 2) POSTRIFT 3) TRANSTENSIONAL | 1) SINRIFT 2) POSTRIFT 3) TRANSTENSIONAL | SINRIFT | 1) SINRIFT 2) POSTRIFT | SINRIFT |
| PRINCIPALES AMBIENTES DEPOSICIONALES Y PISOS INVOLUCRADOS | ETAPA 1): Sistemas aluviales y lacustres. Barrealiano. ETAPA 2): Sistemas lacustres y deltaicos progradacionales. Planicies loésicas. Barrealiano. ETAPA 3): Abanico aluvial, fluvial de alta sinuosidad hasta lacustre. Cortaderitano. ETAPA 4): Sistemas fluviales efímeros proximales hasta distales. Florianio | ETAPA 1): Abanico aluvial y fluvial entrelazado proximal. Barrealiano. ETAPA 2): Lacustre. Cortaderitano. ETAPA 3): Abanico aluvial y fluvial entrelazado. Florianio. | ETAPA 1): Abanico aluvial y sistema fluvial efímero. Barreales y lagos transitorios. Barrealiano. ETAPA 2): Fluvial meandroso de baja y alta sinuosidad. Lacustre, progradaciones deltaicas. Cortaderitano. ETAPA 3): Lacustre con progradaciones deltaicas, fluvial de alta sinuosidad. Planicies loésicas. Florianio. | Abanico aluvial. Sistemas fluviales meandrosos de alta y baja sinuosidad. Planicies loésicas. Barrealiano. | ETAPA 1): Abanico aluvial y sistema fluvial entrelazado. Lacustre subordinado. Florianio. ETAPA 2): Lacustre. Progradaciones deltaicas. Florianio. | Abanico aluvial y sistemas entrelazados. Lacustre. Florianio. |
| VOLCANISMO Y EPISODIOS PIROCLÁSTICOS | ETAPA 2): Piroclastitas de caída. Mantos de basalto. ETAPA 3): Depósitos piroclásticos de caída. Mantos de basalto (?). | ETAPA 1): Escasos depósitos piroclásticos de caída. | ETAPA 1): Depósitos piroclásticos de flujo y de caída. Mantos basálticos (?). ETAPA 2): Escasos depósitos de caída. ETAPA 3): Abundantes depósitos de caída. | ETAPA 1): Mantos de basaltos. ETAPA 2): Depósitos de caída. Abundantes depósitos de flujo piroclástico. | ETAPA 1): Brechas de vulcanitas y depósitos de flujo piroclástico. ETAPA 2): escasos depósitos de caída. | En Paso Flores escasos depósitos piroclásticos de caída. En Chacaico muy abundantes depósitos piroclásticos, en especial de flujo. |

sag (Kokogián y Mancilla, 1989; Uliana et al., 1989; Ramos y Kay, 1991; Milana y Alcober, 1994); incluso, en algunos casos, dicho pasaje no siempre queda definido con claridad, razón por la cual puede resultar conveniente diferenciar un *sinrift* temprano (típico) y otro *sinrift* tardío (transicional). También pueden producirse reactivaciones tectónicas, de modo que un estado de postrift puede ser seguido por otro de *sinrift* (cf. Milana y Alcober, 1994) o de tipo transtensional.

ASPECTOS EVOLUTIVOS

En la consideración del desarrollo temporal de las cuencas triásicas, deben tenerse especialmente en cuenta aspectos tales como el marco cronoestratigráfico, las condiciones geotectónicas en cada nivel cronoestratigráfico y los caracteres del registro sedimentario en cada uno de los depocentros. Recientemente, y sobre la base de información geocronológica, de las biozonas y criterios evolutivos sobre plantas fósiles, de la evolución del relleno sedimentario y de las principales discontinuidades geológicas, Spalletti et al. (1999) han definido, para el Triásico argentino, tres pisos denominados, del más antiguo al más moderno: *Barrealiano* (Triásico temprano a Triásico medio), *Cortaderitano* (Triásico medio final a Triásico tardío inicial) y *Floriano* (Triásico tardío medio a final). En el presente trabajo, las consideraciones evolutivas sobre las cuencas triásicas se hacen sobre la base de los mencionados pisos. El cuadro 1 muestra una síntesis sobre la estratigrafía de los principales depocentros.

Triásico temprano a medio (*Barrealiano*)

Comprende al registro sedimentario que sucede al clímax de la actividad volcánica Choiyoi en los ámbitos de la Cordillera Frontal, la Precordillera y la región de San Rafael. Con todo, y debido a su carácter diacrónico, hacia el norte de la Patagonia y en La Pampa (Lihué Calel) las manifestaciones de la mencionada Provincia Magmática se registran dentro de este intervalo (Fig. 5). Durante el *Barrealiano* se produce la generación de los grandes depocentros del oeste argentino: Ischigualasto - Villa Unión, Marayes - Las Salinas - Beazley y cuenca Cuyana, así como la depresión temporalmente más restringida de San Rafael (Fig. 5, Cuadros 1 y 2). Estas cubetas estuvieron -

en general- controladas por una importante subsidencia tectónica y concomitante sedimentación de *sinrift* que, si bien coincide con el decaimiento de la actividad volcánica Choiyoi, muestra significativa participación de sedimentos volcanoclásticos y piroclásticos.

En la cuenca de Ischigualasto - Villa Unión, el *Barrealiano* involucra a dos diferentes conjuntos sedimentarios; el primero representado por las formaciones Talampaya y Tarjados, y el segundo por las formaciones Chañares, Ischichuca y Los Rastros (Cuadro 1). Según Milana y Alcober (1994) estos conjuntos representan estados sucesivos de *sinrift* y de postrift, respectivamente. La primera etapa de formación de la Secuencia Talampaya - Tarjados se asocia a un sistema de fracturación previo (Famatina - Tarjados - Paganzo), mientras que posteriormente se produce la activación de la falla principal de Valle Fértil. El relleno está vinculado con importante subsidencia tectónica, pero en el tope se pasa a un estado de cuenca hambrienta con desarrollo de extensas facies lacustres. En forma muy gradual se desarrolla más tarde al estado de postrift con la Secuencia Ischichuca - Los Rastros, en la que se registran procesos de progradación deltaica que se atribuyen al decaimiento de la subsidencia termotectónica (Milana y Alcober, 1994).

La vecina cuenca de Marayes está caracterizada por un importante estado de *sinrift* con dominio de subsidencia tectónica. Como consecuencia, tuvo lugar la acumulación de depósitos de fanglomerados y de movimientos rápidos de remoción en masa (debris flows, en general) con arreglo secuencial granodecreciente (Bossi, 1976) de la Formación Esquina Colorada (Cuadros 1 y 2).

En estos tiempos, la cuenca Cuyana muestra cubetas características del estado de *sinrift*, que se encuentran desconectadas entre sí y con una muy marcada asimetría de facies entre los flancos activo y pasivo de las cubetas. Se cuenta con excelentes ejemplos en el estado inicial de evolución de la cuenca Cuyana, tanto en el oeste de la provincia de San Juan (*Barreal* - Rincón Blanco) como en el norte de la provincia de Mendoza (río Mendoza y Alvear). En *Barreal* - Rincón Blanco el registro corresponde a la Formación *Barreal* y sus equivalentes (formaciones Agua de Los Pajaritos, Ciénaga Redonda y Cerro Amarillo). En este depocentro, López Gamundi (1994) menciona depósitos predominantemente gruesos en el mar-

Cuadro 2. Esquema estratigráfico de las cuencas triásicas del oeste argentino. Modificado de Spalletti et al. (1999).

Table 2. Triassic basins of western Argentina: Stratigraphic synthesis. Modified from Spalletti et al. (1999).

gen activo de *rift*, asignados a sistemas de abanicos aluviales y planicies entrelazadas; en cambio, en la rampa o margen pasivo hemos encontrado una más variada distribución de facies volcanoclásticas, desde fluviales entrelazadas hasta lacustres con repetidos episodios de progradación deltaica (Spalletti, 1995). Por su parte, en el norte de Mendoza el registro inicial incluye a las formaciones Río Mendoza y Cerro de las Cabras (Cuadro 1), en las que se da un panorama bastante semejante al descripto para San Juan. Estas unidades corresponden a la Supersecuencia Las Peñas (Kokogíán et al., 1988, 1993), la que se vincula con sistemas de fallas activas marginales, y acumulación de depósitos volcanoclásticos de abanicos aluviales, sistemas efímeros canalizados y no canalizados, y facies distales de tipo barreal. El arreglo vertical tiene tendencias marcadamente granodecrecientes y en el tope de las sucesiones se registra singular incremento de la actividad volcánica explosiva (Kokogíán et al., 1988; Kokogíán y Mancilla, 1989).

Por su parte, el depocentro de San Rafael (Formación Puesto Viejo, Cuadros 1 y 2) constituye un típico *sinrift* de hasta 700 m de espesor que se desarrolló enteramente en el Barrealiano. Según Spalletti (1994a) la sedimentación estuvo controlada por tectonismo y vulcanismo, el que no sólo generó depósitos primarios, sino que fue fuente de aprovisionamiento detrítico y provocó la formación de diversas acumulaciones volcanoclásticas (lahares, depósitos loésicos, etc.). La etapa inicial de desarrollo de estos depósitos continentales se caracteriza por la creación de espacio bajo fuerte subsidencia tectónica y consecuente caída del nivel de base. El registro muestra megasecuencias granodecrecientes debidas a la progresiva denudación de las áreas de aporte, a la generalización de la subsidencia y ascenso del nivel de base. Hacia el tope se produjo la reorganización paleogeográfica, con reactivación tectónica, intensificación del vulcanismo explosivo (importantes espesores de depósitos de flujo piroclástico) y ulterior cierre de la cubeta.

En síntesis, durante el Barrealiano se abren diversos *rifts* pasivos producidos por la continuidad de un proceso de debilitamiento de la litósfera continental y extensión generalizada que se inició durante el Permo-Triásico con el advenimiento del Magmatismo Choiyoi. Resultan así muy característicos los estados de *sinrift* (Cuadro 2) controlados por la actividad tectónica de los sistemas de fracturación principales desarrollados a lo largo de los márgenes activos de los hemigrábenes.

Asimismo, son frecuentes las intercalaciones de rocas básicas, cuya presencia es compatible con las menciona-

das condiciones tectónicas. Al respecto, en el depocentro de San Rafael, González Díaz (1964) ha descripto la presencia de coladas basálticas. En la cuenca de Ischigualasto - Villa Unión, tanto los estados de *sinrift* como de *post-rift* (formaciones Talampaya, Tarjados e Ischichuca) incluyen intercalaciones de basaltos (Milana y Alcober, 1994). En la cuenca Cuyana los cuerpos básicos se prestan a algunas controversias. Ramos y Kay (1991) han atribuido a la Formación Las Cabras cuerpos básicos aflorantes en el área de Paramillos de Uspallata, los que son considerados sincrónicos con la sedimentación a partir de algunas de las dataciones radimétricas efectuadas por Massabie (1986). Con todo, Harrington (1971) y Massabie (1986) describen a estos cuerpos como filones capa que se localizan no sólo en una, sino en varias de las formaciones que constituyen el relleno triásico. En tal sentido, Borrello (1942) también describió un "manto básico" que incluyó en la Formación Cerro de Las Cabras del área de Potrerillos; sin embargo, Dias y Massabie (1974) determinaron su localización como un filón capa básico subalcalino dentro de la Formación Potrerillos, y lo datan en el Cretácico.

Triásico medio final a Triásico tardío (Cortaderitano)

El Cortaderitano muestra cambios de importancia en el registro sedimentario del Triásico argentino. En los depocentros del oeste se alcanza la máxima expansión de las áreas de acumulación, mientras que los fenómenos volcánicos explosivos se encuentran mucho más restringidos. Algunas regiones muestran evidencias de una significativa actividad tectónica, que puede vincularse con la denominada Fase Tunuyán (Braccini, 1945; Stipanovic, 1979). Este episodio deformacional se manifiesta con el cierre definitivo del depocentro de San Rafael en el sur de la provincia de Mendoza (Cuadro 1).

En la cuenca de Ischigualasto - Villa Unión se produjo la acumulación del Conglomerado Agua de La Peña y de la Formación Ischigualasto (Cuadro 1). Según Milana y Alcober (1994) se produce un nuevo rifting (Cuadro 2) que lleva a la reactivación de los sistemas deposicionales proximales en condiciones de sobrealimentación detrítica (Secuencia La Peña), a la que sucede inmediatamente una fase con alta disponibilidad de espacio de acomodación (Secuencia Ischigualasto) en la que se desarrollaron sistemas fluviales con planicies de inundación mal drenadas. En esta secuencia Rogers et al. (1993) han determinado edades Ar/Ar de $228,5 \pm 0,3$ Ma (Triásico medio muy tardío) a partir de material tobáceo. En coincidencia con el nuevo estado de *sinrift*,

hacia la base de la Formación Ischigualasto, estos autores indican la presencia de cuerpos de composición basáltica; con todo, es aún discutible su carácter lávico o intrusivo (cf. Stipanovic y Bonaparte, 1979) y -por ende- su ubicación cronológica.

La cuenca de Marayes muestra el desarrollo de facies lacustres anóxicas ampliamente distribuidas sobre las que progradan diversos sistemas deltaicos (Formación El Carrizal, Bossi, 1976). Estas facies sugieren condiciones de subalimentación y amplia disponibilidad de espacio de acomodación, por lo que pueden asignarse a un estado de *sag* con dominio de subsidencia termotectónica (Cuadro 2).

En la cuenca Cuyana se desarrollan los términos inferiores de la Supersecuencia Cerro Cocodrilo (Kokogíán et al., 1988), constituida por las clásicas facies fluviales y lacustres anaeróbicas a disaeróbicas de las formaciones Potrerillos y Cacheuta (Cuadro 1). Se trata de sistemas fluviales entrelazados y meandrosos, deltaicos y lacustres (Kokogíán y Boggetti, 1986; Kokogíán et al., 1988, 1993; Kokogíán y Mancilla, 1989), con neto dominio de estos últimos al final del ciclo. Los depocentros individuales se van integrando progresivamente, de modo que las dorsales interiores son cubiertas por depósitos correspondientes a estas secuencias. Según Kokogíán y Mancilla (1989) y Uliana et al. (1989), ello se debe a que la cuenca pasa por un estado de generalizada subsidencia termal o *sag*, aunque más con posterioridad Kokogíán et al. (1993) -sin mayores consideraciones- proponen asignar estos registros a una nueva fase de *sinrift* (*sinrift* II, sic).

Vale destacar que en el sector septentrional de la cuenca Cuyana, ubicado al oeste de San Juan, el estado de *sag* cortaderitano está representado por la Formación Cortaderita (Cuadro 1) y sus equivalentes (formaciones El Alcázar, Portezuelo y Carrizalito), en las que dominan las facies lacustres, carácter destacado por López Gamundi y Astini (1992) y López Gamundi (1994). Al respecto, Spalletti (1995) ha mostrado que en esta región la situación puede ser algo más compleja, ya que dichas acumulaciones lacustres-deltaicas son sucedidas por una importante reactivación de los sistemas deposicionales (fluviales de carga traccional) y del vulcanismo explosivo (frecuentes tobas de caída) que se desarrollan con posterioridad a una discontinuidad de escala regional.

A modo de sinopsis, vale señalar que en el Cortaderitano continúan los procesos extensionales, produciéndose el máximo desarrollo de las cuencas triásicas. Las depresiones del oeste argentino pasan preferentemente

por fases con subsidencia termotectónica en las que se incrementan las dimensiones de las cubetas, se integran los depocentros y se dan condiciones de subalimentación, de alta disponibilidad de espacio de acomodación y de posición relativamente elevada de los niveles de base lacustres. En el norte de la Patagonia se cuenta con las primeras evidencias del magmatismo de arco representado el Batolito de la Patagonia Central, así como con las facies de un probable trasarco silíceo evidenciado por las rocas volcánicas y piroclásticas de Los Menucos (Figs. 3, 4 y 5). Asimismo, las evidencias de fenómenos explosivos en el noroeste de la cuenca Cuyana (Formación El Alcázar, San Juan) sugieren el reinicio de la actividad volcánica en las áreas circundantes, lo que podría asociarse con las primeras etapas de subducción en el margen de Gondwana a comienzos del Triásico tardío.

Triásico tardío medio a final (Floriano)

El Floriano posee muy particulares características geológicas y bioestratigráficas. Así, en las cuencas triásicas del oeste argentino (Ischigualasto - Villa Unión, Marayes y Cuyana) se produce el desarrollo de abundantes depósitos de capas rojas. También resulta evidente una reactivación de los fenómenos volcánicos explosivos, manifestados por muy frecuentes depósitos piroclásticos primarios y volcánicos no sólo en las mencionadas cubetas, sino también en las que se inician durante estos tiempos.

El tránsito del Cortaderitano al Floriano está marcado en varios depocentros por una importante discontinuidad vinculada con la Fase Tectónica Río de los Patos (Stipanovic, 1979). En el oeste argentino, y a consecuencia de ella, se produce la apertura de las depresiones de Malarгүйe, Paso Flores y Chacaico que son las precursoras de la cuenca Neuquina. Por otra parte, este piso culmina con un nuevo episodio tectónico (Fase Río Atuel; Stipanovic, 1979; López Gamundi et al., 1989) con el que se cierran los grandes depocentros de la Argentina occidental (cuencas de Ischigualasto-Villa Unión, de Marayes-Las Salinas-Beazley y Cuyana).

El marco geotectónico correspondiente al Floriano parece mostrar cambios significativos. Vale recordar que en el Triásico tardío se produce el entero desarrollo del Batolito de la Patagonia Central, cuyo origen se atribuye al efecto combinado de transcurrencia con subducción. Ya hemos comentado además que este magmatismo triásico de arco se habría extendido muy probablemente desde el

archipiélago de Chonos (45° S) hasta las regiones al norte de Santiago de Chile y de la Cordillera de los Andes en San Juan (30° - 31° S, Argentina). Dicho contexto ha ejercido seguramente su influencia en el desenvolvimiento de las cuencas sedimentarias durante el Triásico tardío; así, como resultado de los fenómenos de subducción oblicua, se habría producido la reactivación transcurrente de grandes sistemas de fracturación del oeste argentino, como las Megafracturas de Gastre y de Valle Fértil, más las fallas conjugadas de orientación preferencial NW-SE que limitaban a los grandes depocentros triásicos.

En la cuenca de Ischigualasto - Villa Unión la sucesión de la Formación Los Colorados (Cuadro 1) es interpretada por Milana y Alcober (1994) como un estado de *postrift*, aunque llamativamente en un condiciones de permanente sobrealimentación (*sic*). Estos autores reconocen en los depósitos predominantemente fluviales una secuencia granocreciente inicial atribuida a decaimiento de la subsidencia termotectónica y otra secuencia granodecreciente final. Estos arreglos, sumados a importantes pasajes laterales de facies y variaciones areales en los espesores estratigráficos, podrían también ser interpretados como el producto de un estado transtensional (Cuadro 2) debido a reactivación tipo *wrench* de importantes sistemas de falla, como la megafractura de Valle Fértil (Figs. 3 y 6). La importante reactivación estructural se identifica también en la cuenca de Marayes, donde como consecuencia se produce la acumulación de los conglomerados muy proximales a los que Bossi (1976) denominó Formación Quebrada del Barro (Cuadro 1).

Por su parte, la cuenca Cuyana está caracterizada por la acumulación de las capas rojas de la Formación Río Blanco (Cuadro 1) y sus equivalentes (formaciones Cepeda, Casa de Piedra, Los Alojamientos), unidades que constituyen la parte más alta de la Supersecuencia Cerro Cocodrilo (Kokogián et al., 1988). En las áreas depocentrales está integrada por depósitos fluviales de moderada a alta sinuosidad, lacustres con progradaciones deltaicas, así como de amplias planicies loésicas con abundante aporte piroclástico y surcadas por canales fluviales de pobre expresión (cf. Lluch, 1971; Kokogián et al., 1988, 1993; Kokogián y Mancilla, 1989; Spalletti et al., 1995). En tanto, las zonas marginales muestran progradación desde depósitos lacustres y fluvio-lacustres hasta facies más gruesas atribuidas a abanico aluvial distal (López Gamundi, 1994). Si bien Kokogián et al. (1993) y Jones et al. (1999) han considerado a estos términos como pertenecientes a una fase de *sag*, su desarrollo progradacional sobre las extensas facies lacustres cortaderitianas, las permanentes variaciones laterales y verticales en las aso-

ciaciones de facies, los cambios de espesores estratigráficos y la continua expansión de las áreas de acumulación de estas capas rojas hacia los bordes de cuenca, sugieren decrecimiento en el espacio de acomodación (López Gamundi, 1994), atenuamiento en la subsidencia termotectónica y reactivaciones locales en la subsidencia tectónica. En forma similar a lo acaecido en los depocentros descriptos previamente, se habría producido una reorganización estructural en la cuenca Cuyana que podría atribuirse a la reactivación oblicua o transcurrente de los sistemas de falla y consecuente desarrollo de un estado evolutivo de tipo transtensional (Cuadro 2).

Los depocentros cuya apertura se produce en el Florianiano tienen una importancia muy significativa, ya que son los precursores de la cuenca Neuquina. A diferencia de los rasgos y comportamiento de las cubetas triásicas de larga duración, como las de Ischigualasto - Villa Unión y Cuyana, estas depresiones nacidas en el Triásico tardío tienen un más escaso desarrollo regional, muestran espesores bastante reducidos (véanse Figs. 3 y 6) y se caracterizan por su geometría de hemigrábenes que sugieren procesos de subsidencia tectónica bajo marcado régimen extensional. En el sur de Mendoza se localiza la cuenca de Malargüe, en el centro sur del Neuquén se identifica la cuenca de Chacaico y en la zona de influencia de las regiones de los ríos Limay y Collón Curá (provincias de Río Negro y Neuquén) se encuentra la cuenca de Paso Flores. El relleno sedimentario de estos hemigrábenes ha sido incluido en el Ciclo Precuyano (Gulisano et al., 1984) o en la Meso-secuencia Precuyo (Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994). Uliana et al. (1989) indican afloramientos que corresponderían a este ciclo en Sierra de Reyes, así como su localización restringida en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino (véase Fig. 3).

En Malargüe (Fig. 3, Cuadro 1) la acumulación se inicia con depósitos volcánoclasticos muy proximales de origen aluvial y productos de remoción en masa, junto a facies fluviales traccionales y lacustres subordinadas (Formación Chihuífú), generados en un estado de *sinrift* y asociados con intensa actividad volcánica en regiones adyacentes (cf. Spalletti y Morel, 1992; Kokogián et al., 1997). Por encima se encuentran los términos correspondientes a la Formación Llantenes, con importantes espesores de pelitas anóxicas lacustres junto a algunos intervalos de areniscas y conglomerados que se interpretan como producto de progradación deltaica y fluvial (Kokogián et al., 1997). En esta etapa se verifica un singular ascenso relativo de nivel de base y condiciones generales de subalimentación que permiten sugerir una tendencia más generalizada de la subsidencia, y por en-

de el pasaje a un estado de *sinrift* tardío o comienzo de postrift (Cuadro 2).

En la cuenca de Paso Flores (Fig. 3) el relleno sedimentario (Formación Paso Flores, Cuadro 1) se compone de un complejo sistema de sedimentación con facies de abanicos aluviales, redes entrelazadas y depocentos lacustres con evidencia de progradaciones deltaicas (Spalletti et al., 1988; Spalletti, 1994 b y c; Ganuza et al., 1995). Para esta cubeta, Arrondo et al. (1988) y Franchi et al. (1989) sugieren el control por subsidencia tectónica vinculada con la actividad de fallas extensionales. El desarrollo de una megasecuencia granodecreciente es compatible con cambios tanto en el régimen como en la intensidad de la subsidencia y por ende con un característico estado de *sinrift* (Cuadro 2). La cuenca de Chacaico, ubicada hacia el noroeste de la anterior (Fig. 3) posee un registro de *sinrift* correspondiente a la Formación Lapa (Cuadros 1 y 2), vinculado con frecuentes fenómenos explosivos, y que se caracteriza por depósitos volcánoclasticos muy proximales (facies de fanglomerados, de flujos de detritos y laharitas) asociados con piroclastitas primarias, como ignimbritas brechosas y tobas de caída (Spalletti et al., 1991).

Gulisano et al. (1984), Legarreta y Gulisano (1989) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994) asumen que los depósitos que caracterizan a las cuencas de Malargüe, Paso Flores y Chacaico corresponden al Ciclo Precuyo, con el que se inicia el desenvolvimiento de la cuenca Neuquina por implantación de los primeros estados de *sinrift*.

AGRADECIMIENTOS

A los dos árbitros anónimos por la cuidadosa revisión crítica del manuscrito y las sugerencias que han permitido mejorarlo.

BIBLIOGRAFÍA

- Allen, P., Allen, J., 1990. Basin Analysis. Principles and Applications. Oxford, Blackwell Pub., 451 p.
- Alvarez, P., Benoit, S., Ottone, E., 1994. Las formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Alta Cordillera Principal de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 49, 123-142.
- Arrondo, O., Spalletti, L., Morel, E., Ganuza, D., 1988. The sedimentological and paleobotanical characteristics of an Upper Triassic - Lower Liassic basin in northwestern Patagonia (Argentina) Gondwana Symposium 7th Proceedings, Instituto de Geociencias Universidade de Sao Paulo 714, 517-532 (1991).
- Borrello, A., 1942. Estratigrafía y tectónica del Triásico - Retiene en los alrededores de Potrerillos (Provincia de Mendoza). Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata.
- Bossi, G., 1976. Geología de la Cuenca Marayes - El Carrizal (provincia de San Juan, República Argentina). VI Congreso Geológico Argentino Actas 1, 23-38.
- Bracaccini, O., 1945. Acerca de los movimientos intertriásicos en Mendoza Norte. IPIMIGEO, Sección Argentina, 1a. Reunión de Comunicaciones, 26-34. Buenos Aires.
- Caminos, R., Zamuner, A., Limarino, C., Fauqué, L., 1995. Hallazgo de Triásico superior en la Precordillera riojana. Revista Asociación Geológica Argentina, 50, 262 - 265.
- Comínguez, A., Ramos, V. 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: evidencia sísmica de reflexión profunda. Revista Geológica de Chile, 18, 3-14.
- Criado Roque, P., Mombrú, C., Ramos V., 1981. Estructura e interpretación tectónica. In M. Yrigoyen (ed.). Relatorio del VIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis, 155-192. Buenos Aires.
- Charrier, R., 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Comunicaciones, 26, 1-37. Santiago.
- Christie-Blick, N., Biddle, K., 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In K. Biddle y N. Christie-Blick (eds.). Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. SEPM Special Publication, 37, 1-34.
- Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani, C., 1991. Los granitoides de Chasicó-Mencué, Macizo Norpatagónico, Río Negro. Su implicancia geotectónica. Revista Asociación Geológica Argentina, 46, 189-200. Buenos Aires.
- Dewey, J., 1988. Extensional collapse orogens. Tectonics 7, 1123-1139.
- Días, H., Massabie, A., 1974. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas triásicas, Potrerillos, Provincia de Mendoza. Revista Asociación Geológica Argentina, 29, 185-204.
- Fang, Z., Boucot, A., Covasevich, V., Hervé, F., 1998. Monotism of a Late Triassic age in the Chonos Archipelago Metamorphic Complex, Southern Chile: some geological implications. Revista Geológica de Chile (en prensa).
- Forsythe, R., Kent, D., Mpodozis, C., Davidson, J., 1987. Paleomagnetism of Permian and Triassic rocks, central Chilean Andes. In G. McKenzie (ed.). Structure, Tectonics and Geophysics. American Geophysical Union. Geophysical Monograph 40, 241-251.
- Franchi, M., Panza, J., de Barrio, R., 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia extraandina. In G. Chebli y L. Spalletti (eds.). Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6, 347-378. Tucumán.

- Ganuzza, D., Spalletti, L., Morel, E., Arrondo, O., 1995. Paleofloras y sedimentología de una asociación lacustre-fluvial del Triásico tardío: la Formación Paso Flores en Cañadón de Pancho, Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 32, 3-18.
- González Díaz, E., 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la hoja 27d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 19, 151-188.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. I Hoja Chos-Malal. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 1, 177-208. Buenos Aires.
- Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, A., Digregorio, R., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. IX° Congreso Geológico Argentino Actas I, 236-259.
- Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, A., 1994. Field Guide: The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, Serie E, n° 2, 111 pp. Buenos Aires.
- Harrington, H., 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, Ramblón, Provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 114, 1-81. Buenos Aires.
- Jones, D., Kokogián, D., Barzola, G., Ortiz, A., 1999. Sistemas petroleros de la Cuenca Cuyana. Actas IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, I, 127-143. Buenos Aires.
- Kay, S., Ramos, V., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America. *Geology*, 17, 324-328.
- Kleiman, L. 1993. El vulcanismo permo-triásico del Bloque de San Rafael (provincia de Mendoza) y su potencial uranífero. XII° Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas, 5, 284-293.
- Kokogián, D., Boggetti, D., 1986. Estratigrafía y ambientes de depositación de los depósitos triásicos de la localidad de Potrerillos, Mendoza. Primera Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes Expandidos, 161-164. La Plata.
- Kokogián, D., Mancilla, O., 1989. Análisis estratigráfico y secuencial de la Cuenca Cuyana. In G. Chebli y L. Spalletti (eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica* 6, 169-201. Tucumán.
- Kokogián, D., Boggetti, D., Rebay, G., 1988. Cuenca Cuyana. El análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrapamientos sutiles. 1er. Congreso Nacional Exploración de Hidrocarburos 2, 649-674.
- Kokogián, D., Fernández Seveso, F., Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 1 (7), 65-78.
- Kokogián, D., Spalletti, L., Morel, E., Artabe, A., Martínez, R., Alcober, O., Milana, J., Zavattieri, A., Papú, O., 1997. Los depósitos continentales triásicos. In R. Caminos y J. Panza (eds.). *Geología Regional Argentina* (en prensa).
- Labudía, C., Llambías, E., Rapela, C., Artabe, A., 1995. El Triásico de Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. II Reunión Triásico del Cono Sur Actas, 17-21. Bahía Blanca.
- Legarreta, L., Gulisano, C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior Terciario inferior). In G. Chebli y L. Spalletti (eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica*, 6, 221-243. Tucumán.
- Linares, E., Llambías, E.J., Latorre, C.O., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 35, 87-146.
- López Gamundi, O., 1994. Facies distribution in an asymmetric half graben: the northern Cuyo Basin (Triassic), western Argentina. 14th International Sedimentological Congress, Abstracts, S1, 6-7. Recife.
- López Gamundi, O., Astini, R., 1992. Caracterización de facies lacustres en la sección basal del Triásico de El Alcazar - Agua de Los Pajaritos, provincia de San Juan, Argentina. 4° Reunión Argentina de Sedimentología Actas, 3, 97-104.
- López Gamundi, O., Álvarez, L., Andreis, R., Bossi, G., Espejo, I., Fernández Seveso, F., Legarreta, L., Kokogián, D., Limarino, C., Sesarego, H., 1989. Cuencas Intermontanas. In G. Chebli y L. Spalletti (eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica*, 6, 123-167. Tucumán.
- Llambías, E., Sato, A., 1989. Relaciones geológicas del batolito de Colanguil. Reunión Geotranssectas de América del Sur, Actas, 83-87. Montevideo.
- Llambías, E., Sato, A., 1990. El Batolito de Colanguil (29-31°S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 17, 89-108.
- Llambías, E., Sato, A., 1995. Tectónica y magmatismo en el límite Pérmico - Triásico de la Cordillera Frontal. II Reunión Triásico del Cono Sur Actas, 22-26.
- Llambías, E., Kleiman, L., Salvarredi, J., 1993. El magmatismo gondwánico. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 1 (7), 53-64.
- Lluch, J., 1971. Sedimentología del Triásico en el área Papagallos-Divisadero Largo. Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 2, 93-116. Buenos Aires.
- Mackenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Sciences Letters* 40, 25-32.

- Massabie, A. 1986. Filón Capa Paramillos de Uspallata, su caracterización geológica y edad, Paramillo de Uspallata, Mendoza. Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera, Asociación Geológica Argentina Serie A, n° 2, 71-76. Buenos Aires.
- Milana, J., Alcober, O. 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). Revista Asociación Geológica Argentina, 49, 217-235.
- Morel, E., 1991. Estudio paleoflorístico y paleoambiental de la secuencia triásica en el área de Cacheuta (provincia de Mendoza). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata. 368 p.
- Mpodozis, C., Kay, S., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-310 S). Revista Geológica de Chile, 17, 153-180. Santiago.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Caminos, R., Llambías, E., Parica, C., 1992. A revised age from the granites of the central Somuncura batholith, North Patagonian Massif. Journal of South American Earth Sciences, 5, 321-325.
- Parada, M., 1990. Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications; a review. In S. Kay y C. Rapela (eds.). Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America, Special Paper, 241, 51-66. Boulder.
- Pérez, D., Ramos, V., 1990. La actividad magmática gondwánica. IGCP Project 211 Late Paleozoic of South America, Annual Meeting Abstracts, 89-92. Buenos Aires.
- Rabassa, J., 1974. Geología de la región Pilcaniyeu - Comallo. Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales y Energía, Publicación 17. San Carlos de Bariloche.
- Rapela, C., Alonso, G., 1991. Composición litológica y geoquímica del batolito de la Patagonia central. Sexto Congreso Geológico Chileno, Actas I, 236-240. Viña del Mar.
- Rapela, C., Días, G., Franzese, J., Alonso, G., Benvenuto, A., 1991. El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. Revista Geológica de Chile, 18, 121-138.
- Rapela, C., Kay, S., 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes, 11, 175-182.
- Rapela, C., Llambías, E., 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. Revista Asociación Geológica Argentina, 40, 4-25.
- Rapela, C., Pankhurst, R., 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. In B. Alabaster y R. Pankhurst (eds.). Magmatism and the causes of continental break-up. Geological Society of London, Special Publication, 68, 209-220.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Harrison, S., 1992. Triassic "Gondwana" granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 83, 291-304.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Llambías, E., Labudía, C., Artabe, A., 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: inner cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. 3rd. International Symposium Andean Geodynamics, Extended Abstracts, 791-794. Saint Malo.
- Riccardi, A., Damborenea, S., Manceñido, M., Scasso, R., Lanés, S., Iglesia Llanos, M., 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 52, 228-234.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D., 1993. Mapa geológico de las hojas Quillota y Portillo (escala 1:250.000). Carta Geológica de Chile 73. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.
- Rodríguez - Fernández, R., Heredia, N., Espina, R., Cegarra, M., 1999. Estratigrafía y estructura de los Andes Centrales Argentinos entre los 30° y 31° de latitud S. I Seminario Iberoamericano de Cuencas de Antepaís en los Andes, los Pirineos y los Variscides. Comunicaciones, 33-70. Barcelona.
- Rogers, R., Swisher, C., Sereno, P., Moneta, A., Forster, C., Martínez, R., 1993. The Ischigualasto tetrapod assemblage (Late Triassic, Argentina) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of dinosaur origins. Science, 260, 794-797.
- Rolleri, E., Criado Roqué, P., 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas. Actas, 1, 1-76.
- Sato, A., Llambías, E., 1993. El Grupo Choyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colanguil. XII° Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas, 4, 156-165.
- Schlische, R., 1991. Half-graben basin filling models: new constraints on continental extensional basin development. Basin Research, 3, 123-141.
- Spalletti, L., 1994a. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. Asociación Argentina de Sedimentología Revista, 1, 125-142.
- Spalletti, L., 1994b. Facies y arquitectura de depósitos fluviales y lacustres del Triásico superior, Formación Paso Flores, Patagonia Noroccidental, Argentina. 5° Reunión Argentina de Sedimentología. Actas, 41-46.
- Spalletti, L., 1994c. Alociclos controlados por variaciones tectónicas y climáticas en depósitos fluviales de la Formación Paso Flores (Triásico), noroeste de la Patagonia, República Argentina. 5° Reunión Argentina de Sedimentología. Actas, 43-57.
- Spalletti, L., 1995. Los sistemas de acumulación fluviales y lacustres del Triásico en la región occidental de la Precordillera sanjuanina, República Argentina. 2ª. Reunión del Triásico del Cono Sur. Actas, 27-28.
- Spalletti, L., Arrondo, O., Morel, E., Ganuza, D., 1988. Los de-

- pósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Norpatagónico. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 43, 544-557.
- Spalletti, L., Arrondo, O., Morel, E., Ganuza, D., 1991. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaico, provincia del Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 46, 167-172.
- Spalletti, L., Artabe, A., Brea, M., Ganuza, D., 1995. Ambientes de acumulación y paleoflora en capas rojas triásicas de la Cuenca Cuyana, Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 50, 175-188.
- Spalletti, L., Artabe, A., Morel, E., Brea, M., 1999. Biozonación paleoflorística y cronoestratigrafía del Triásico Argentino. *Ameghiniana*, (en prensa).