

EVOLUCIÓN LITOFACIAL Y EDAD DE LA FORMACIÓN CAÑÓN DEL COLORADO (JURÁSICO INFERIOR), PRECORDILLERA ORIENTAL, SAN JUAN

Ricardo N. MARTÍNEZ¹ y Carina E. COLOMBI^{1,2}

¹ Instituto y Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de San Juan, San Juan. E-mail: martinez@unsj.edu.ar

² CONICET. E-mail: ccolombi@unsj.edu.ar

RESUMEN

La Formación Cañón del Colorado aflora en el extremo sur de la sierra de Mogna, al noreste de la provincia de San Juan. Esta formación ha sido objeto de debate en cuanto a su estratigrafía y edad. En el presente trabajo, se caracterizó la Formación Cañón del Colorado en base a cinco perfiles estratigráficos (P1, P2, P3, P4, y P5) distribuidos uniformemente a lo largo de los afloramientos. El perfil estratigráfico P3, ubicado en la zona central del afloramiento, se definió como el perfil tipo de la unidad por presentar la sucesión más completa y atravesar la localidad fosilífera más rica. Se definieron tres miembros denominados de la base al techo: miembros inferior, medio y superior. Además, se identificaron las facies presentes y se definieron cuatro asociaciones de facies, denominadas: asociación de facies pelítica (AFP), psamo-pelítica (AFPP), conglomerádico-areniscosa (AFCA) y conglomerádica (AFC). La sucesión observada se caracterizó como un sistema de bajada aluvial integrado por facies finas de *playa-lake* (asociación de facies pelítica y psamo-pelítica con intercalaciones de la asociación de facies conglomerádica sin matriz) y facies de abanico aluvial distal a medio (asociación de facies conglomerádica con matriz y conglomerádico-areniscosa). Estas facies se distribuyen en dos secuencias depositacionales progradantes, la primera formada por la asociación de facies pelítica y la conglomerádica y la segunda, por la asociación de facies psamo-pelítica y la conglomerádico-areniscosa, posiblemente vinculadas al relleno del borde pasivo de una cuenca de *rift* desarrollada a lo largo del lineamiento de Pie de Palo Norte. Finalmente, mediante la correlación bioestratigráfica de los paleovertebrados presentes en el miembro medio, se le asignó edad Jurásico Inferior (Hettangiano-Toarciario) a la Formación Cañón del Colorado.

Palabras clave: *Jurásico Inferior, abanicos aluviales, paleovertebrados, rift, facies.*

ABSTRACT

Lithofacial evolution and age of Cañón del Colorado Formation (Lower Jurassic), Eastern Precordillera, San Juan.

The Cañón del Colorado Formation crops out in the south of Sierra de Mogna, northeast of San Juan province. The stratigraphy and age of this formation has been controversial. In this paper, the Cañón del Colorado Formation is characterized using five stratigraphic sections (P1, P2, P3, P4, P5) uniformly distributed along the outcrops. The P3 section, located in the middle of the outcrops, is defined as the type section because its integrity, and because it goes across the fossiliferous area as well. Three members were defined from the base to the top: lower, middle and upper members. Moreover, facies and facies association were defined, called: mudstone facies association (AFP), sandy-mudstone (AFPP), conglomerate-sandstone (AFCA) and conglomerate. The sequence is characterized as an alluvial piedmont system integrated by fine grain sediments of *playa-lake* deposits (mudstone and sandy-mudstone facies association, rarely interlayered with the conglomerate without matrix facies association) and distal to middle alluvial fan facies (Conglomerate-sandstone and conglomerate facies association). These facies form two progradant depositional sequences, the first one is integrated by the mudstone and the conglomerate facies association, while the second is integrated by the sandy-mudstone and the and the conglomerate-sandstone facies association, possibly linked to a passive border filling of a rift basin evolved along the "north Pie de Palo fault-alignment". Finally, using biostratigraphic correlation of the paleovertebrates located in middle member, a Lower Jurassic (Hettangian-Toarcian) age is suggested for the Cañón del Colorado Formation.

Keywords: *Lower Jurassic, alluvial fans, paleovertebrates, rift, facies.*

INTRODUCCIÓN

La sierra de Mogna se localiza 70 km al

norte de la ciudad de San Juan (Fig. 1) y forma parte de la Precordillera Oriental.

La sierra constituye un braquianticlinal de

rumbo N cuyo núcleo es el cerro Morado, el cual deja expuestas rocas de edades comprendidas entre el Ordovícico y el

Neógeno. En el flanco occidental y sur aflora la Formación Cañón del Colorado (Cuerda *et al.* 1984), suprayacente a depósitos pérmicos de la Formación Patquía (Frenguelli 1944) y con estratos neógenos de la Formación Río Salado en su techo. La existencia de la Formación Cañón del Colorado ha sido discutida, confundiendo o considerándola parte de las unidades suprayacentes (Kelly 1962). En este trabajo, mediante la realización de cinco perfiles de detalle, se confirma la validez de la Formación Cañón del Colorado como unidad litoestratigráfica y se definen tres miembros estratigráficos en la sucesión sedimentaria, de la base al techo: miembros inferior, medio y superior (Figs. 1 y 2). Con el objeto de esclarecer no sólo la estratigrafía de esta formación, sino también hacer la primera interpretación paleoambiental de la misma y determinar su evolución tectosedimentaria en el contexto regional de desarrollo de cuencas extensionales mesozoicas en el suroeste de Pangea se realizó el análisis de facies y de las asociaciones de facies presentes y se propone un modelo de evolución paleoambiental para la Formación Cañón del Colorado.

Finalmente, la edad de esta formación también ha sido objeto de discusión (Cuadro 1), ubicándola entre el Pérmico y el Mioceno (Zambrano 1975, Cuerda y Cingolani 1981, Cuerda *et al.* 1984, Casamiquela y Míolano 1983, Tabbutt *et al.* 1987, 1989, Milana 1990, 1991 y Milana *et al.* 1995). El reciente descubrimiento en la Formación Cañón del Colorado de restos de paleovertebrados correspondientes a un dinosaurio sauropodomorfo basal emparentado a una especie de amplia distribución en Pangea, con biocrón acotado al Jurásico Inferior, permite determinar la edad de la formación, y así mismo la posiciona como el primer yacimiento de dinosaurios del Jurásico Inferior de América de Sur (Martínez 1999a, 1999b).

ANTECEDENTES ESTRATIGRÁFICOS

El primero en referirse a la unidad aquí

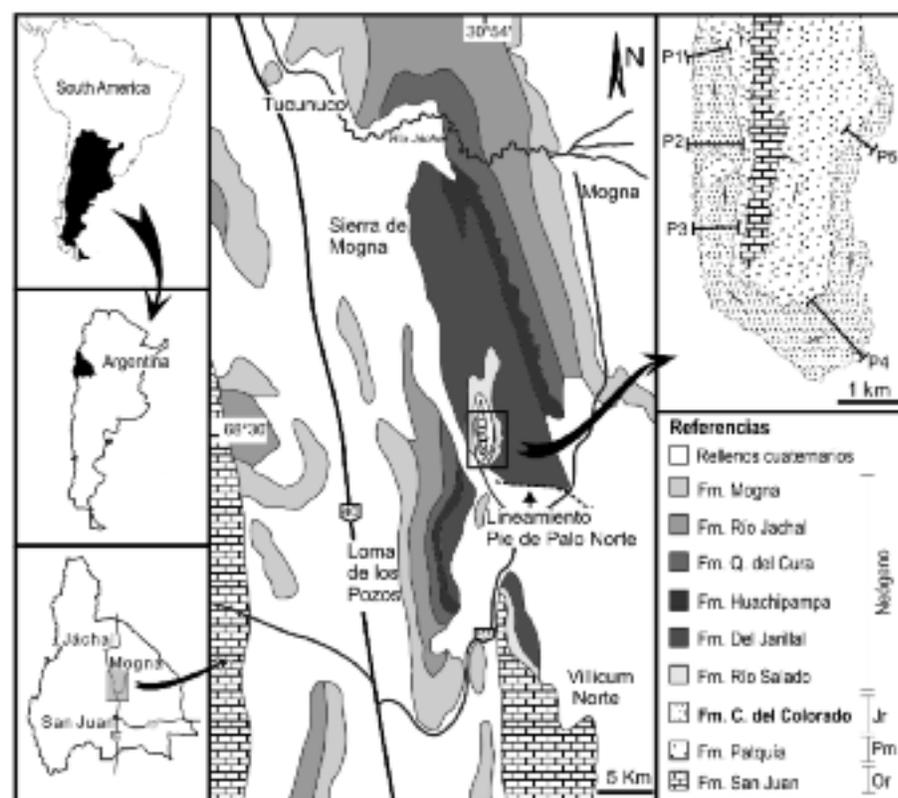


Figura 1: Mapa de ubicación y geológico de la zona de afloramiento de la Formación Cañón del Colorado, con la ubicación de los perfiles estratigráficos realizados en el área.

estudiada fue Kelly (1962), quien la incluyó dentro del Conglomerado del Cerro Morado, asignándole edad terciaria e incluyendo en la misma al miembro inferior de la Formación Río Salado (Kelly 1962). Siguiendo la propuesta de Kelly (1962), Zambrano (1975) identificó a estas rocas como Formación Cerro Morado y las asignó al Triásico. Posteriormente Cuerda y Cingolani (1981) y Cuerda *et al.* (1984) fueron los primeros en denominarla Formación Cañón del Colorado e incluyeron en la misma los Miembros Cerro Morado y Río Salado, este último definido como formación por Kelly (1962) y le asignaron una edad miocena. La edad de 90 ± 5 Ma del basalto que intruye a la Formación Cañón del Colorado, obtenida por el método K-Ar, (Cingolani *et al.* 1984) permitió a Cuerda *et al.* (1984) estimar su edad como precretácica. En base al hallazgo de restos de vértebras asignados a un dinosaurio prosauropodo, Casamiquela y Míolano (1983) le asignaron una edad triásica superior, con-

servando la denominación de Formación Cerro Morado. Tabbutt *et al.* (1987, 1990), dataron las bentonitas de la Formación Río Salado, unidad que suprayace a la Formación Cañón del Colorado, obteniendo una edad de $17,0 \pm 1,9$ Ma, estos autores consideraron que las bentonitas pertenecían al mismo evento magmático que originó el basalto, consideraron errónea la datación cretácica de Cingolani *et al.* (1984) y asignaron al Mioceno a las sedimentitas de la Formación Cañón del Colorado. Milana (1990, 1991), reconoció la discordancia de bajo ángulo que separa la Formación Cañón del Colorado de la Formación Río Salado, de edad neógena. Este autor reinterpretó los límites de esta unidad y reconsideró la edad triásica propuesta por Casamiquela y Míolano (1983). Sobre la base de los mencionados y otros nuevos hallazgos de fósiles de prosauropodos y considerando los numerosos afloramientos triásicos de la región cuyana, Milana *et al.* (1995) asignaron esta formación al Triásico Superior.

CUADRO 1: Facies presentes en la Formación Cañón del Colorado. *

	Código de facies	Facies	Estructura sedimentaria y Geometría de los cuerpos	Interpretación
Psefíticas	Gmm	Conglomerados matriz-soportado masivos, con matriz arenosa.	Estructura masiva. Mal seleccionado. Generalmente cuerpos lenticulares de menos de 0,5 m de espesor.	Flujos de detritos plástico (alta resistencia, viscoso).
	Gmg	Conglomerados matriz-soportado con gradación normal y con matriz arenosa.	Gradación normal. Cuerpos lentiformes a tabulares de un espesor promedio menor a 1 m.	Flujos de detritos pseudoplástico (baja resistencia, viscoso).
	Gch	Conglomerados clasto-soportado con matriz arenosa y estratificación horizontal.	Estratificación horizontal poco visible por bioturbación. Generalmente con imbricación. Cuerpos lenticulares de aproximadamente 2 m de espesor	Flujos fluidos. Formas de lecho longitudinales. Podrían ser también depósitos de lag o de tamiz.
	Gct	Conglomerados clasto-soportado con matriz arenosa y estratificación entrecruzada de bajo ángulo.	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo, poco visible por bioturbación. Cuerpos lenticulares de espesor variable, entre 0,5 y 2 m.	Flujos fluidos. Colmatación de canales menores.
Psamíticas	Gcm	Conglomerados carentes de matriz con cemento carbonático, masivos o pobremente estratificados.	Estructura masiva o con estratificación horizontal muy gruesa. Cuerpos lentiformes a tabulares de 1 m de espesor promedio. Bases no erosivas.	Depósitos de tamiz o criba.
	S(G)m	Areniscas guijarrosas masivas.	Masiva. Cuerpos lenticulares de menos de 1 m de espesor y escasa extensión lateral.	Flujo hiperconcentrado no cohesivo. Depósitos de flujos gravitacionales.
	Sm	Areniscas masivas.	Masiva. Cuerpos tabulares de espesor variable, de pocos centímetros a un par de metros.	Depósitos de flujos gravitacionales.
	Sr	Arenisca de grano medio a fino, con laminación ondulítica	Laminación ondulítica. Cuerpos tabulares de espesor variable de pocos centímetros a un par de metros.	Ondulitas de corriente de bajo régimen de flujo.
	Sh	Areniscas de grano muy fino a muy grueso, raramente guijarrosa con estratificación horizontal.	Estratificación horizontal. Cuerpos tabulares con espesor variable de pocos centímetros a un par de metros.	Flujo de estratificación planar de régimen de flujo crítico.
	Pelíticas	F(S)m	Limolitas y arcilitas arenosas, masivas o con laminación relicítica.	Masiva o con laminación relicíticas. Bioturbación por raíces. Cuerpos tabulares de espesor variable, de algunos centímetros a varios metros.
Fm		Limolitas o arcilitas masivas.	Masiva. Cuerpos tabulares de espesor variable, de algunos centímetros a varios metros. Generalmente con concreciones y rizolitos cálcicos.	Depósitos de llanura de inundación.

* Modificado de Miall 1977 y 1985. Se han separado las facies en psefíticas, psamíticas y pelíticas, incluyendo: el código de cada facies, una breve descripción de las mismas, la estructura sedimentaria y la geometría de los cuerpos sedimentarios y una breve interpretación del proceso responsable de la formación de cada una de ellas.

Posteriormente, en base a la estrecha relación filogenética entre el dinosaurio hallado en esta formación con *Masospondylus* del Jurásico Inferior de África, Martínez (1999b, 2002, 2009) propuso una edad jurásica inferior para la Formación Cañón del Colorado. En la figura 2 se incluye una correlación de las unidades litoestratigráficas según los distintos autores que trabajaron en el área.

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca de Mogna forma parte de una serie de cuencas continentales mesozoicas aflorantes en la Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza, en el borde occidental de las Sierras Pampeanas. Entre estas cuencas cabe destacar la cuenca Cuyana (Precordillera Occidental de San

Juan y Mendoza), las cuencas de Santo Domingo y Ciénaga del Río Huaco (Precordillera Septentrional de La Rioja), la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Sierras Pampeanas de San Juan), la cuenca Marayes-El Carrizal (Sierras Pampeanas de San Juan y San Luis), y la cuenca de San Luis (Sierras Pampeanas) (e.g. Milana y Alcober 1994, Spalletti 2001, Rivarola y Spalletti 2006, Ciccio *et al.* 2005).

De estas cuencas, las de Ischigualasto-Villa Unión y Marayes-El Carrizal, resultan ser por su emplazamiento geográfico, las más cercanamente relacionadas a la cuenca de Mogna. La cuenca de Ischigualasto-Villa Unión incluye las Formaciones Talampayá y Tarjados, asignadas al Triásico Inferior por criterios estratigráficos; las Formaciones Chañares, Ischichuca y Los Rastros, asignadas al Triásico Medio por

criterios bioestratigráficos. Por encima, la Formación Ischigualasto asignada al Triásico Superior Carniano (231,4 Ma) por criterios bioestratigráficos y dataciones radimétricas (Rogers *et al.* 1993, Renne *et al.* 2010) y la Formación Los Colorados, asignada al Triásico Superior Noriano sobre la base de evidencias bioestratigráficas (Bonaparte 1973), aunque nuevos análisis de la paleofauna hallada ponen en duda esta asignación (Martínez 2002).

Por otra parte, la cuenca de Marayes-El Carrizal presenta una sucesión continua conformada por las Formaciones Esquina Colorada (Borello 1946), El Carrizal (Borello 1946) y Quebrada del Barro (Bossi 1976). La Formación Esquina Colorada fue originalmente asignada al Triásico Medio por correlación con las Formaciones Chañares, Ischichuca y Los

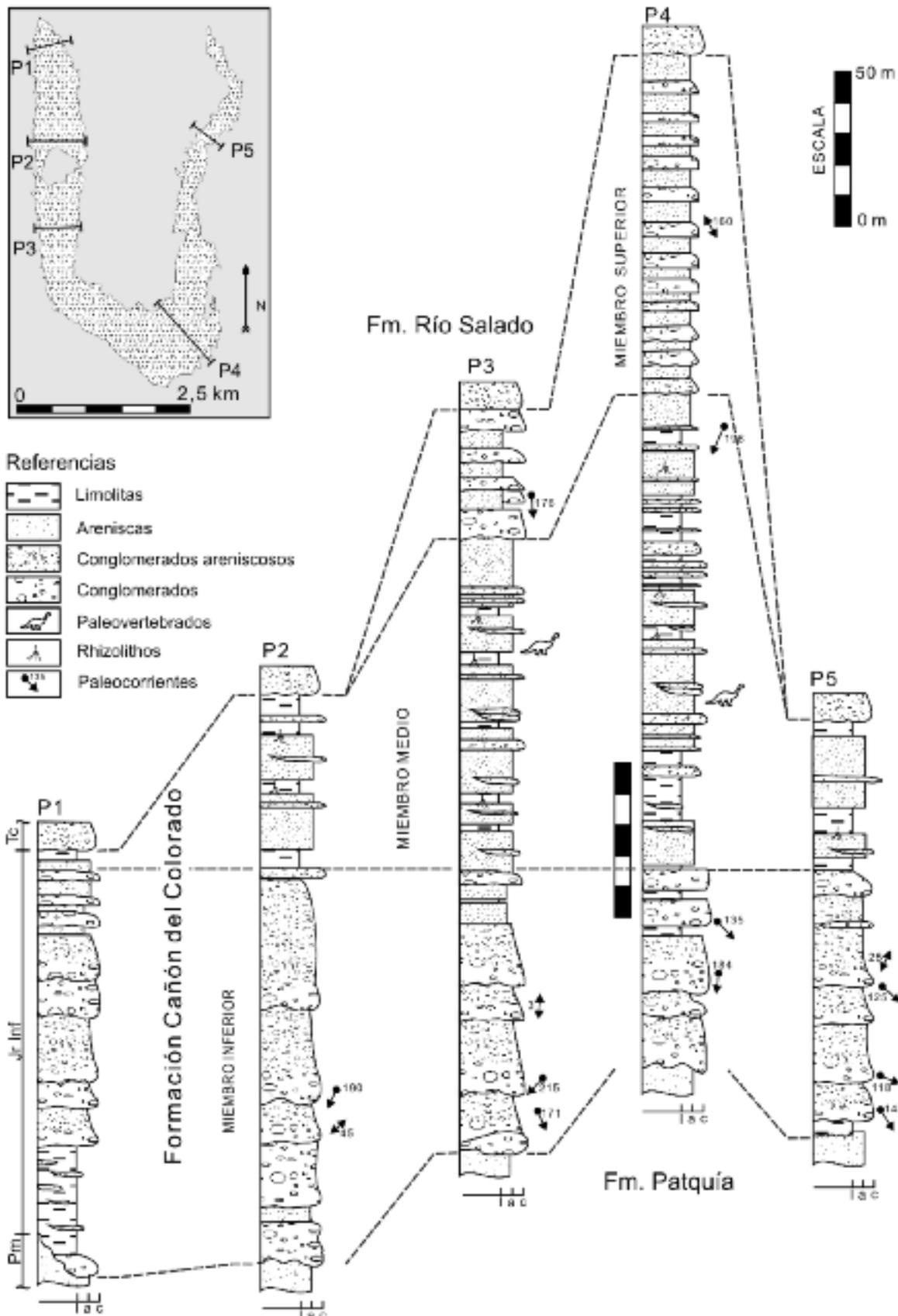


Figura 3: Columnas estratigráficas de la Formación Cañón del Colorado, niveladas en la transición entre el miembro inferior y el miembro medio, por considerarse esta transición una superficie sincrónica entre las diferentes columnas.

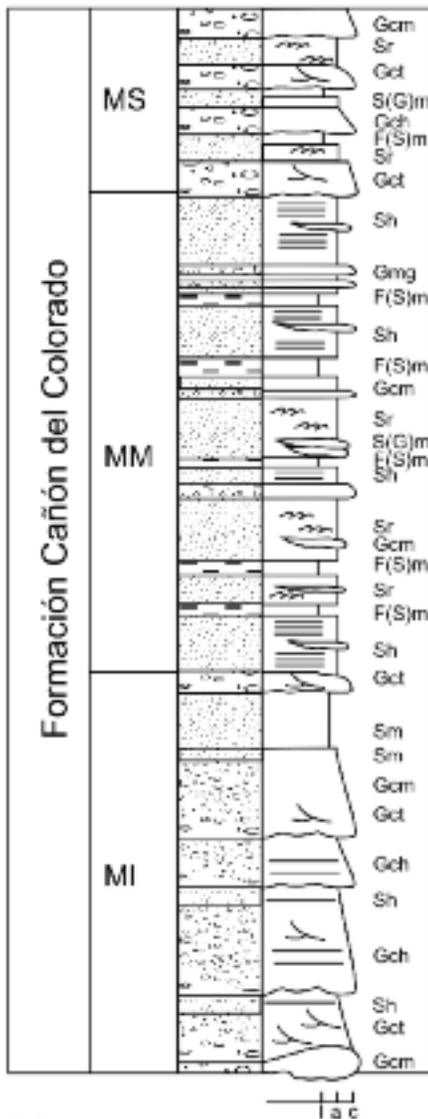


Figura 4: Perfil estratigráfico tipo de la Formación Cañón del Colorado (P3). En el perfil se observan los tres miembros definidos para esta formación y las facies presentes en la misma.

lar debido al abrupto paleorelieve desarrollado, el que proporciona grandes variaciones laterales, con diferencias de hasta 30 m de espesor en unas pocas dece-

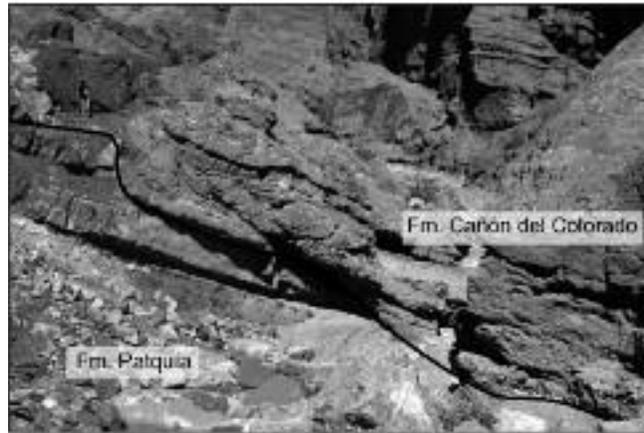


Figura 5: Discordancia basal y paleorelieve entre la Formación Patquía (Pérmico) y la Formación Cañón del Colorado (Jurásico).



Figura 6: Sucesión completa de la Formación Cañón del Colorado en el área noroeste (P1) y discordancia de la base con la Formación Patquía (Pérmico) y del techo con la Formación Río Salado (Neógeno).

nas de metros de separación lateral. Este miembro está caracterizado en la base por una sucesión de poco espesor de facies de pelitas rojas con desarrollo de suelos cálcicos que se encuentran intercaladas frecuentemente por lentes de conglomerados. Las pelitas pasan en forma neta a una espesa sucesión gravosa rojiza-grisácea poco consolidada en general masiva con escasas intercalaciones de areniscas. En algunos sectores se observa en el techo de este miembro una intercalación de facies gravosas y facies areniscosas y limolíticas en espesores equivalentes. En este miembro se han realizado más de 20 mediciones de paleocorrientes que indican una dirección promedio de norte a sur (174°).

Miembro medio

Está presente en todos los perfiles estratigráficos (P1-P5). El espesor de este miem-

bro crece de norte a sur, llegando a 140 m en el área del perfil P4. En el área de los perfiles P1, P2 y P5 no puede observarse el espesor real de este miembro debido a la disconformidad erosiva existente en su techo, mediante la cual se pone en contacto con la Formación Río Salado. El contacto inferior de este miembro es transicional con el miembro inferior.

El mismo está constituido por facies finas de areniscas y limolitas rojas con escasas intercalaciones gravosas. En las facies finas se observa el desarrollo de suelos de tipo arcillosos.

Las facies pelíticas de este miembro albergan una importante paleofauna monoespecífica del dinosaurio sauropodomorfo *Adeopapposaurus mognai* (Martínez 2009), cuya importancia bioestratigráfica se trata más adelante.



Figura 7: Sucesión completa de la Formación Cañón del Colorado en el área de la localidad tipo (P3): Miembro Inferior, Miembro Medio y Miembro Superior.

Miembro superior

Este miembro está presente solamente en los afloramientos australes de la formación, en el área de los perfiles estratigráficos P3 y P4, ya que en los restantes perfiles se encuentra completamente erosionado por la discordancia de la Formación Río Salado. El espesor de este miembro es de 55 m en el perfil P3, y 115 m en el perfil P4. Este miembro está formado por facies gravosas intercaladas con facies areniscosas rojas en proporciones más o menos equivalentes y son características las superficies de migración lateral.

ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS

La sucesión sedimentaria de la Formación Cañón del Colorado se caracteriza por depósitos clásticos de origen aluvial, en los que se destacan tres grandes grupos texturales de facies sedimentarias: las facies psefiticas, las psamíticas y las pelíticas (Fig. 8).

Las facies psefiticas (Cuadro 1) se presentan en cuerpos lenticulares y lentiformes de extensión lateral variable desde 1 hasta más de 100 m y en general no superan los 2 m de espesor. Las facies conglomerádicas son en general ortoconglomerados clasto-soportados, aunque existen algunas facies de ortoconglomerados matriz-soportados. La facies reconocidas como se indica en el cuadro 1 son: Gmm, Gmg, Gch Gct y Gcm (Fig. 8a-e). Los clastos son mayormente de metamorfitas de grado medio y alto, sílice, cuarzo y calizas; son subangulosos a subredondeados y mal seleccionados. En algunos ca-

sos los clastos alcanzan el tamaño bloque (más de 50 cm.), sin embargo el tamaño medio de los clastos es guijón o guija (< 1 cm.). En escasos depósitos de poca extensión areal se ha reconocido una facies de conglomerado masivo carente de matriz, fuertemente cementado con carbonato de calcio (Gcm), con bloques de hasta 70 cm de diámetro, interpretado como un depósito de criba.

Las facies psamíticas (Cuadro 1) generalmente se presentan en bancos lenticulares a tabulares que no superan los 60 cm de espesor. Las facies reconocidas son: S(G)m, Sm, Sr y Sh, (Fig. 8f-h).

Las facies pelíticas (Cuadro 1) se presentan en cuerpos tabulares de espesor variable, desde pocos centímetros hasta conformar niveles sin solución de continuidad de hasta 5 metros. La facies pelíticas dominantes son: Fm y F(S)m (Fig. 8i).

DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES

Asociación de facies conglomerádica (AFC)

Esta asociación de facies consiste en una sucesión de capas rojizas-grisáceas de ortoconglomerados generalmente masivos (Gcm), con estratificación entrecruzada en artesa (Gct) o con estratificación horizontal de gran escala (Gch), entre los que se intercalan, en forma subordinada, escasos bancos de areniscas rojizas con estratificación horizontal y/o masivas (Sh y Sm) (Fig. 9a). Los cuerpos de los ortoconglomerados son lenticulares con abundantes superficie de reactivación. En esta asociación de facies también se intercalan

en forma esporádica cuerpos de conglomerados matriz (fangosa) soportados masivos o con gradación normal (Gmm y Gmg).

Asociación de facies conglomerádico-areniscosa (AFCA)

Se caracteriza por una alternancia en proporciones equivalentes de capas de ortoconglomerados clasto-soportados y areniscas o limolitas arenosas. Los primeros se presentan estratificados en bancos desde lenticulares hasta tabulares que no superan 1m de espesor (Gct, Gcm, y Gch). Por su parte, las areniscas son en ocasiones guijarrosas y comúnmente muestran estructuras de corriente (Sr, S(G)m), mientras que las limolitas arenosas son generalmente masivas (F(S)m) (Fig. 9b).

Una característica propia de los conglomerados y areniscas de esta asociación es la presencia de esporádicas superficies de migración lateral.

Asociación de facies psamo-pelítica (AFPP)

Esta asociación está compuesta por areniscas friables, mal seleccionadas, con abundante matriz, masivas o con estructuras de corriente (Sm, Sh y Sr) y en proporción ligeramente menor limolitas arenosas masivas (F(S)m) (Fig. 9c). Los niveles areniscosos tienen escasas intercalaciones de cuerpos de conglomerados y areniscas gravillosas. Los cuerpos conglomerádicos son mayormente lobulados, con bases planas y techos convexos, frecuentemente formados por conglomerados finos clasto-soportados macizos (Gcm), aunque también están presentes

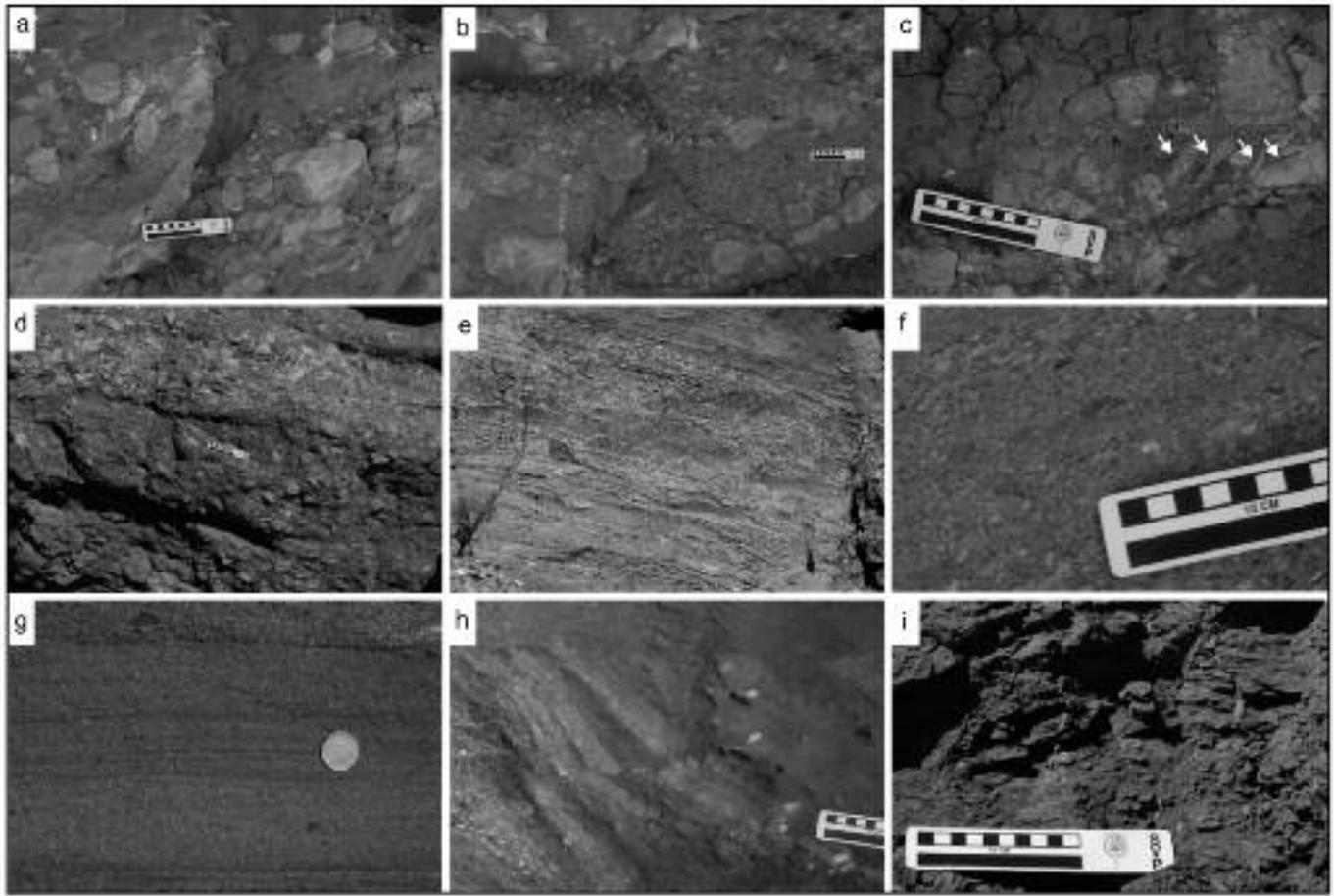


Figura 8: Fotografías de las principales facies presentes en la sucesión de la Formación Cañadón del Colorado. a) litofacies Gmm; b) litofacies Gmg; c) litofacies Gcm con clastos imbricados indicados por las flechas; d) litofacies Gch; e) litofacies Gct; f) litofacies S(G)m; g) litofacies Sh; h) litofacies Sr; i) litofacies Fm.

en cuerpos tabulares de tipo matriz soportados gradados (Gmg). Lateralmente, los lóbulos terminan en depósitos de fango o gradan a bancos tabulares centimétricos de areniscas gravilosas (S(G)m). Un segundo tipo de acumulaciones gravo-arenosas corresponde a canales con base erosiva que en general no superan el metro de espesor (Gcm, S(G)m). En las facies finas se observa un débil desarrollo de suelos caracterizados por la presencia de películas arcillosas alrededor de los ped (horizonte Bt), algunas superficies de deslizamiento, motas, halos de raíces y diques clásticos.

Asociación de facies pelítica (AFP)

Esta asociación de facies se caracteriza por limolitas y arcilitas arenosas masivas (F(S)m y Fm) de coloraciones rojizas, in-

terestratificadas con delgados bancos lenticulares hasta laminados de areniscas gruesas y areniscas gravilosas masivas o con estructuras de corriente (estratificación horizontal) de escaso espesor (S(G)m y Sh) (Fig. 9d). Es importante destacar que existen dos geometrías contrastantes en los niveles areniscos (Sh) y gravilosos (S(G)m), por un lado cuerpos lobulados de base plana y techo convexo y por el otro litosomas canalizados de bases ligeramente erosivas. En las facies pelíticas se observa el desarrollo de suelos del tipo Calcisoles (Mack *et al.* 1993), caracterizados por la presencia de motas y nódulos carbonáticos de hasta 5 cm. Es importante destacar que a diferencia de la asociación de facies psamo-pelítica, esta asociación muestra un mayor número de intercalaciones de areniscas gravilosas y

conglomerados, aunque las mismas muestran menor espesor y desarrollo lateral.

PALEOAMBIENTE SEDIMENTARIO DE LA FORMACIÓN CAÑÓN DEL COLORADO

La Formación Cañadón del Colorado es aquí interpretada como generada por la reiterada progradação de sistemas de bajada aluvial. En este contexto las asociaciones de facies pelítica y psamo-pelítica representarían los depósitos más distales, probablemente correspondientes a facies marginales de sistemas de *playa-lake*. En contraposición las asociaciones de facies conglomerádica y conglomerádico-areniscosa resultarían de la progradação de facies de abanicos aluviales de emplazamiento

medio a distal o frentes pedemontanos dominados por flujos canalizados (Smith 2000). La interpretación arriba señalada se basa en el pasaje relativamente abrupto entre facies de grano fino, incluyendo lóbulos terminales areno-gravosos, de *playa-lake* a conglomerados gruesos, canalizados y con limitado desarrollo de áreas de intercanal (abanico aluvial).

A continuación se propone una evolución paleoambiental de la sucesión estudiada. En el sector inferior de la columna (10 m basales del perfil P3) prevalecen los depósitos finos de la asociación de facies pelítica correspondientes a ambientes de planicies fangosas (*mud-flat*, Fm, F(S)m), con delgadas intercalaciones de canales simples, de geometría lentiforme y lóbulos terminales (S(G)m), ambos de escaso espesor. Los mantos arenosos intercalados entre los depósitos pelíticos, dominados por migración de formas de lecho arenosas y estructuras de alto régimen de flujo (Sh y Sr), indicarían crecidas mantiformes características del *playa-lake*. Los canales aislados corresponderían a los cursos alimentadores de los lóbulos terminales, en ocasiones mostrando depósitos de criba generados por infiltración o brusca pérdida de competencia de las corrientes (Gcm). Es importante destacar, que de acuerdo a la profundidad de los canales, las diferencias topográficas con las planicies fangosas no parecen superar los dos metros. El desarrollo de suelos cálcicos en los depósitos finos, tal como fue descrito en el apartado anterior, es una evidencia de exposición subaérea prolongada, baja tasa de sedimentación en la planicie fangosa y condiciones climáticas áridas o semiáridas con marcada estacionalidad (Allen 1974, Gile *et al.* 1981, Tabor *et al.* 2006).

Por encima (próximos 74 m en el perfil P3) hay un predominio de la asociación de facies conglomerádica, que señalaría la progradación del sistema aluvial que cubrió en forma transicional, pero rápida, las acumulaciones fangosas del *playa-lake*. Este sector de la sucesión se caracteriza por el dominio de facies canalizadas con buen desarrollo de barras gravosas, tanto

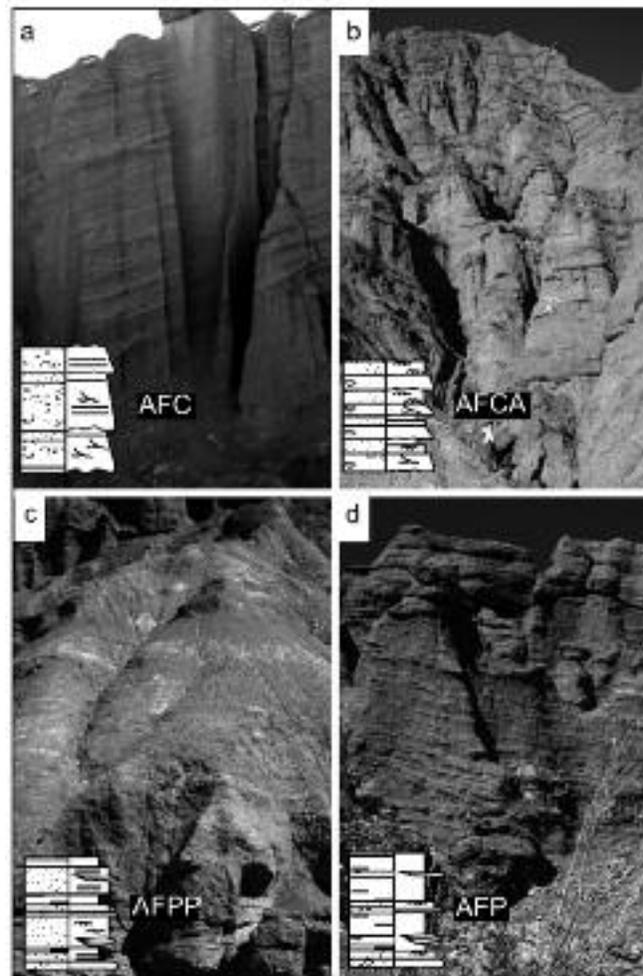


Figura 9: Fotografías de las cuatro asociaciones de facies definidas para la Formación Cañón del Colorado y columna esquemática de las facies involucradas. a) Asociación de facies conglomerádica; b) asociación de facies conglomerádico-arenosa; c) asociación de facies psamo-pelítica; d) asociación de facies pelítica. En la parte superior de esta última fotografía se observa una porción de la sucesión caracterizada por la asociación de facies conglomerádica.

longitudinales como transversales (Gct y Gh). Subordinadamente, pueden observarse formas de lecho arenosas (Sh, Sm) y flujos de detritos fangosos (Gmm y Gmg). Este sistema podría corresponder a facies de abanico distal, que en nuestro caso aparecerían caracterizadas como cursos entrelazados gravosos y someros (*e.g.* Ramos y Sopena 1983, Miall 1996), con escasa participación de sedimentitas finas de intercanal. En síntesis, se interpreta un sistema de abanico aluvial distal de moderada pendiente, tal como lo indica el dominio de facies gruesas e incluso la presencia de flujos de detritos intercalados (Miall 1996).

El siguiente tramo de la sucesión estratigráfica (100 m en el perfil P3) presenta un predominio de la asociación de facies psamo-pelítica, la cual representa el retorno a facies de *playa-lake*, similares, aun-

que de carácter ligeramente más marginal (*sand-flat*), a las que predominaron durante la depositación de la primera porción de la sucesión (*mud-flat*). Los extensos depósitos de areniscas mal seleccionadas y pelitas son interpretados como generados por crecientes laminares en planicies de *sand-flat* (Sm, F(S)m, Sh, Sr). Al mismo tiempo los depósitos canalizados, de relleno simple y bases erosivas, representan cursos alimentadores que alcanzaron el área de *sand-flat* (Gcm), perdiendo paulatinamente su confinamiento y generando lóbulos terminales conglomerádicos y areno-gravillosos (Gcm, S(G)m). Durante crecientes extraordinarias estos canales alimentadores, además de abastecer los lóbulos terminales, se derramaron generando flujos laminares que cubrieron gran parte del *playa-lake* e incluso generaron depósitos de flujos de detritos no cohesi-

vos (Gmg).

El desarrollo en estas llanuras de suelos débiles con desarrollo del horizonte Bt indica que las mismas habrían sufrido periodos de no depositación prolongados (Birkeland 1984) bajo climas estacionales en condiciones semiáridas (Soil Survey Staff 1975).

Una nueva progradación de facies aluviales gruesas es observada luego en la sucesión (últimos 37 m en el perfil P3) donde se observa un predominio de la asociación de facies conglomerádico-areniscosa. La geometría de los cuerpos depositacionales, la existencia de algunas superficies de migración lateral y la presente aunque limitada presencia de facies finas de planicie de inundación, sugieren que el sistema fue multicanalizado con baja a moderada migración lateral de canales. Paralelamente, el tamaño grueso de los depósitos sugiere que estas rocas se habrían depositado en facies distales (¿hasta medias?) de abanicos aluviales dominados por cursos divagantes (Gct, Gch) con desarrollo de escasa planicie de inundación (Sr, F(S)m), similares a los descriptos en los sistemas fluviales divagantes gravoso (e.g. Church 1983, Desloges y Church 1987, Brierley y Hickin 1991).

En conclusión, las características litofaciales observadas en la sucesión muestran una típica sucesión de facies de sistema de bajada aluvial, integrado tanto por depósitos de abanicos aluviales como así también facies de *playa-lake*. Los depósitos de abanicos corresponderían por sus características litofaciales a abanicos dominados por acción fluvial (Collison 1986), mientras que el sistema de *playa-lake* está claramente dominado por sedimentos silicoclásticos, sin que se hayan identificado acumulaciones evaporíticas.

EVOLUCIÓN LITOFACIAL DE LA FORMACIÓN CAÑÓN DEL COLORADO

La Formación Cañón del Colorado está conformada por dos secuencias progradacionales, la inferior de 140 m de espesor aproximado y la superior, más poten-

te, que alcanza los 240 metros.

La secuencia inferior comienza con facies fangosas de *playa-lake* que rellenan el paleorelieve labrado sobre la Formación Patquía. Estas facies afloran en los perfiles más septentrionales y también aparecen, aunque caracterizadas como depósitos de tamiz, cerca del área central. Es importante destacar que la depositación de las facies finas del inicio de la sucesión de la Formación Cañón del Colorado estuvo fuertemente controlada por la paleogeografía del área y que las facies gruesas que se depositan inmediatamente por encima, traslapan sobre el basamento Pérmico, apoyando en algunos casos directamente sobre los estratos rojos de la Formación Patquía (como en los perfiles P2 y P4).

El origen de la progradación de facies de abanico aluvial distal a medio sobre las secuencias mayormente fangosas puede deberse tanto a factores auto como alocíclicos. El pasaje relativamente rápido entre ambas asociaciones de facies, tanto como la omisión de facies de transición abanico aluvial distal (*playa-lake*), parecen favorecer la existencia de factores alocíclicos como control de la progradación de los abanicos. Si esta suposición es correcta, una multitud de factores, tales como control tectónico, cambios en la subsidencia, factor climático, podrían ser los responsables de la mencionada progradación. El estudio del origen del control alocíclico escapa a los fines de la presente contribución, sin embargo la falta de superficies de incisión en la base de las primeras facies de abanico parece indicar que no hubo cambios drásticos en el nivel de base local y consecuentemente no hubo modificaciones notables en los perfiles de equilibrio durante la progradación de la cuña asimétrica (Paola *et al.* 1992).

La segunda secuencia se inicia nuevamente con facies de *playa-lake*, aunque ahora de naturaleza ligeramente más marginal (dominan facies de *sand-flat*). El contacto entre la secuencia inferior y superior se resuelve mediante un delgado intervalo en el que se intercalan conglo-

merados con fangolitas y areniscas finas de *playa-lake*. Sin embargo, rápidamente dominan las facies finas de barreal, seguidas por una nueva progradación de depósitos de abanicos aluviales.

El pasaje entre las facies de playa y las de abanico en esta segunda secuencia es transicional, a diferencia de lo que ocurre en la secuencia inferior, sugiriendo que la progradación del sistema bien pudo haber estado controlada autocíclicamente (Miall 1996).

En un contexto regional el área aquí estudiada se relaciona a una serie de cuencas *rift* desarrolladas durante el Mesozoico temprano (ej. cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, cuenca de Marayes-El Carrizal y cuenca Cuyana). De este modo, no debería descartarse que el desarrollo de los sistemas de bajada aluvial que conforman la Formación Cañón del Colorado, se encontraran vinculados a eventos de *rifting*. El borde activo de la cuenca podría vincularse al lineamiento regional de Pie de Palo Norte, el cual actualmente limita abruptamente por el sur al anticlinal de la sierra de Mogna y por el norte a la sierra de Pie de Palo (Zambrano 1975, Baldis *et al.* 1982, Milana, 1991) (Fig. 1). La secuencia depositacional de la Formación Cañón del Colorado representaría las facies de bajada aluvial del borde pasivo del hemigraben con direcciones de paleocorrientes medidas en las asociaciones de facies conglomerádicas que indican un flujo del NNO al SSE (Fig. 2).

EDAD DE LA FORMACIÓN CAÑÓN DEL COLORADO

La relación de contemporaneidad entre la Formación Cañón del Colorado y Formación Los Colorados ha sido sostenida por varios autores, por un lado, debido a la similitud de sus ambientes depositacionales de sedimentación aluvial bajo condiciones de aridez, estacional y de freática profunda (Milana *et al.* 1995) y por el otro, al tipo de preservación de fósiles aparentemente similar (Casamiquela y Miolano 1983).

En la Formación Cañón del Colorado se

han encontrado restos fósiles del dinosaurio sauropodomorfo basal *Adeopapposaurus* (Martínez 2009), taxón cercanamente emparentado filogenéticamente al género *Massospondylus* (Martínez 1999a, 2002, 2009). Este género fue definido previamente para ejemplares provenientes de las “Red Beds” de Sudáfrica (Owen 1854, Seeley 1895). En Sudáfrica, los estratos portadores de *Massospondylus* corresponden al miembro superior de la Formación Elliot y a la Formación Clarens, ambas de edad jurásica inferior (Olsen *et al.* 1987). En Zimbabwe los hallazgos de este género corresponden al Grupo Forest Sandstone, el cual fue asignado originalmente al Jurásico Inferior por correlaciones con los afloramientos antedichos de Sudáfrica. En Norteamérica, *Massospondylus sp.* (Attridge *et al.* 1985) proviene de la Formación Kayenta de edad Hettangiano-Pliensbaquiano (Olsen y Galton 1977, Olsen 1989, Luttrell 1993, Sues 1985, 1986), aunque la validez nomenclatural del género ha sido puesta en duda (Sues *et al.* 2004). La edad de esta formación fue confirmada por estudios de palinoflora recuperada de la infrayacente Formación Moenave, cuya asociación faunística se correlaciona con la parte inferior y medio-inferior de la Formación Portland del supergrupo Newark en el Valle de Connecticut, el cual es de edad sinemuriana tardía a pliensbaquiana temprana (Peterson y Pipiringos 1979). En conclusión, la ocurrencia del sauropodomorfo *Massospondylus* está asociada a estratos de edad comprendida entre el Hettangiano y el Toarciano (Jurásico Inferior), y como ninguna de las unidades estratigráficas portadoras de este género ofrecen dudas sobre su edad, puede acotarse para el género *Massospondylus* un biocrón correspondiente a dicho intervalo. Por lo tanto, se asigna esta edad a la Formación Cañón del Colorado, portadora de paleovertebrados estrechamente relacionados a *Massospondylus*.

CONCLUSIONES

Mediante el análisis sedimentológico y

estratigráfico de los depósitos de la Formación Cañón del Colorado se validó su designación como formación estratigráfica, y se definieron tres miembros, de la base al techo: miembros inferior, medio y superior. Se consideró como perfil tipo el observado en el perfil P3, ubicado en las coordenadas UTM 19J546955/6579782. La sucesión paleoambiental observada responde a un sistema de bajada aluvial integrado por depósitos finos de playalake (asociaciones de facies pelítica y psamo-pelítica) y facies de abanico aluvial distal a medio (asociaciones de facies conglomerádica y conglomerádico-areniscosa). En este conjunto se reconocen dos secuencias depositacionales progradantes, la inferior de 85m de espesor, está integrada principalmente por las asociaciones de facies pelítica y conglomerádicas, mientras que la superior, de 135 m, por las asociaciones de facies psamopelítica y conglomerádico-areniscosa. Sobre la base del hallazgo de restos del dinosaurio sauropodomorfo *Adeopapposaurus* se asigna a la Formación Cañón del Colorado edad jurásica inferior (Hettangiano-Toarciano) por ser ese el biocrón de *Massospondylus*, filogenéticamente taxón hermano de *Adeopapposaurus*. Finalmente, y teniendo en cuenta el contexto geológico regional y mediciones de paleocorrientes se vincula el sistema de bajada aluvial al relleno del borde pasivo de una cuenca de *rift* desarrollada durante el Mesozoico temprano utilizando el fallamiento denominado alineamiento de Pie de Palo Norte como borde de cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos especialmente al Dr. Oscar Limarino por la crítica revisión de este trabajo y por sus invalorable sugerencias y comentarios. Al Dr. Oscar Alcober por su revisión y apoyo en los trabajos de campo. A los técnicos Raúl Gordillo y Jorge Castagna por la preparación de los fósiles. A Leandro Martínez por las fotografías. A los alumnos voluntarios en el Gabinete de Paleontología del Museo de

Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de San Juan por su apoyo en las tareas de campo. *A Jurassic Foundation, Schlumberger Foundation* y CICTCA por la financiación de los trabajos de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R.L. 1974. Studies in fluvial sedimentation: implication on pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop. *Geology Journal* 9: 181-208.
- Apaldetti, C., Martínez R.N. y Pol D. 2009. Biodiversidad de Sauropodomorfos basales como elemento de correlación entre las faunas de dinosaurios del sur de América y de África. *Ameghiniana* 46: 4 (R).
- Attridge, J., Crompton, A.W. y Jenkins F.A.Jr. 1985. The Southern African Liassic Prosauropod *Massospondylus* discovered in North America. *Journal of Vertebrate Paleontology* 5(2):128-132.
- Baldís, B.A., Beresi, M.S., Bordonaro, L.O. y Vacca, A. 1982. Síntesis Evolutiva de la Precordillera Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 399-445, Buenos Aires.
- Birkeland, P.W. 1984. Soils and Geomorphology, 2nd edition, Oxford University Press, 372 p., New York.
- Bonaparte, J.F. 1973. Edades Reptil para el Triásico de Argentina y Brasil. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 93-130, Buenos Aires.
- Borello, A.V. 1946. El perfil de la Quebrada de Carrizal (Sierra de la Huerta, San Juan). *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1(2): 167-176.
- Bossi, G.E. 1976. Geología de la cuenca de Marayes-El Carrizal (Provincia de San Juan, República Argentina). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 23-38, Buenos Aires.
- Bossi, G. y Bonaparte, J.F. 1978. Sobre la presencia de un dinosaurio prosaurópodo en la Formación Quebrada del Barro, en el borde austral de la Cuenca de Marayes - El Carrizal. (Triásico Superior de San Juan). *Acta Geológica Lilloana* 15(1): 41-47.
- Brierley, G.J. y Hickin, E.J. 1991. Channel platform as a noncontrolling factor in fluvial sedimentology, the case of the Squamish River floodplain, British Columbia. *Sedimentary Geology* 75: 67-83.

- Casamiquela, R.M. y Miolano A.O. 1983. Hallazgo de vertebrados en la Sierra de los Morados en Talacasto, San Juan. Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Filosofía Humanidades y Artes, Publicación Interna, 20 p., San Juan.
- Church, M. 1983. Pattern of instability in a wandering gravel bed channel. En: Collinson, J. D., Lewis, J. (ed.): Modern and ancient fluvial systems. International Association of Sedimentologists, Special Publication 6: 169-180.
- Ciccioli, P.L., Ballent, S., Tedesco, A.M., Barreda, V. y Limarino, C.O. 2005. Hallazgo de depósitos cretácicos en la Precordillera de La Rioja (Formación Ciénaga del Río Huaco). Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(1): 385-394.
- Cingolani, C.A., Varela, R. y Leguizamón, M.A. 1984. Las vulcanitas alcalinas del Cerro Morado, Sierra de Mogna, Provincia de San Juan y su implicancia estratigráfica. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 12: 53-70.
- Collison, J.D. 1986. Alluvial sediments. En Reading, H.G. (ed.) Sedimentary environments and facies, Blackwell Scientific, 20-62, Oxford.
- Cuerda, A.J. y Cingolani, C.A. 1981. Estructuras estromatolíticas en sedimentitas mesozoicas de la Sierra de Mogna, Precordillera de San Juan. Ameghiniana 28(3-4): 248-250.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R. y Schauer, O.C. 1984. Descripción geológica de la Hoja 19 d. Mogna. Servicio Geológico Nacional, Dirección Nacional y Geología y Minería. Boletín 192, 58 p., Buenos Aires.
- Desloges, J.R. y Church, M. 1987. Channel and floodplain facies in a wandering gravel-bed river. En Ethridge, F.G., Flores, R.M. y Harvey, M.D. (ed.) Recent developments in fluvial sedimentology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 39: 99-109, Cambridge.
- Gentili, C.A. 1972. Descripción geológica de la Hoja 17c. Cerro Rajado (provincias de San Juan y La Rioja). Dirección Nacional y Geología y Minería. Boletín 131, 62 p., Buenos Aires.
- Gile, L.H., Hawley, J.W. y Grossman, R.B. 1981. Soils and geomorphology in the Basin and Range Area of Southern New Mexico-Guidebook to the Dessert Project. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir 39, 222 p.
- Kelly, J.G. 1962. Geología de las Sierras de Moquina y perspectivas petrolíferas, Departamento de Jachal, Provincia de San Juan. YPF, Gerencia Exploración Buenos Aires (inédito), 39 p., Buenos Aires.
- Luttrell, P.R. 1993. Jurassic Depositional History of the Colorado Plateau. En Morales, M. (ed.) Aspects of Mesozoic Geology and Paleontology of the Colorado Plateau, Museum of Northern Arizona Bulletin 59: 99-110, Arizona.
- Mack, G.H., James, W.C. y Monger, H.C. 1993. Classification of paleosols. Geological Society of America Bulletin 105: 129-136.
- Martínez, R.N. 1999a. The first South American record of *Massospondylus* (Dinosauria: Sauropodomorpha). Journal of Vertebrate Paleontology 19 [Suplement 3]: 61A.
- Martínez, R.N. 1999b. The first record of dinosaur-bearing continental strata of Lower Jurassic age in South America. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas I: 50, Salta.
- Martínez, R.N. 2002. Anatomía de *Massospondylus mognai* sp. nov. (Dinosauria - Sauropodomorfa) y Filogenia de Sauropodomorfa basal. Geología y Tafonomía de la Formación Cañón del Colorado (Jurásico Inferior). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (inédito), 280 p., San Juan.
- Martínez, R.N. 2009. *Adeopapposaurus mognai* gen. et sp. nov. (Dinosauria: Sauropodomorpha) with comments on adaptations of basal Sauropodomorpha. Journal of Vertebrate Paleontology 29(1): 142-164.
- Martínez, R.N., Alcober, O., Heredia, G., Colombi, C., Fernandez, E. y Trotteyn, M.J. 2004. A new prosauropod dinosaur from the Quebrada del Barro Formation (Upper Triassic?), Marayes basin, northwestern Argentina. 64nd Annual Meeting Society of Vertebrate Paleontology, Abstract, Denver.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. Earth Science Reviews 13: 1-62.
- Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Reviews 22: 261-308.
- Miall, A.D. 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basis Analysis, and Petroleum Geology. Springer Press, 581 p., New York.
- Milana, J.P. 1990. Terciario de Sierra de Mogna: Guía de campo. 3º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 14, San Juan.
- Milana, J.P. 1991. Sedimentología y Magnetoestratigrafía de Formaciones Cenozoicas en el área de Mogna, y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (inédito), 320 p., San Juan.
- Milana, J.P. y Alcober, O.A. 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 24: 217-235.
- Milana, J.P., Martínez, R.N. y Alcober, O.A. 1995. A new dinosaur locality of Upper Triassic - Lower Jurassic age, from San Juan province, Argentina. Journal of Vertebrate Paleontology 15 [Suplement]: 22A.
- Olsen, H. 1989. Sandstone-body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave Formation (Lower Jurassic), Utah, USA. Sedimentary Geology 61: 207-221.
- Olsen, P.E. y Galton, P.M. 1977. Triassic-Jurassic tetrapod extinctions: Are they real? Science 197: 983-986.
- Olsen, P.E., Shubin, N.H. y Anders, M.H. 1987. New Early Jurassic tetrapod assemblages constrain Triassic-Jurassic tetrapod extinction event. Science 237:1025-1029.
- Owen, R. 1854. Descriptive Catalogue of the Fossil Organic Remains of Reptilia and Peces Contained in the Museum of the Royal College of Surgeons of England. Taylor and Francis, 184 p., London.
- Paola, C., Heller, P.L. y Antevine, C.L. 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. Basin Research 4: 73-90.
- Peterson, F. y Pipiringos, G.N. 1979. Stratigraphic relations of the Navajo Sandstone to Middle Jurassic Formations, Southern Utah and Northern Arizona. United States Geological Survey, Professional Paper 1035-B: 1-43.
- Ramos, A. y Sopena, A. 1983. Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En Collinson, J.D. y Lewin, J. (eds.) Modern and ancient fluvial systems, International Association of Sedimentologists, Special Publication 6: 301-312.
- Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., and

- Ludwig, K.R. 2010. Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74: 5349-5367.
- Rivarola, D. y Spalletti, L. 2006. Modelo de sedimentación continental para el rift Cretácico de la Argentina central. Ejemplo de la sierra de las Quijadas, San Luis, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(1): 63-80.
- Rogers, R.R., Swisher, C.C., Sereno, P.C., Monecchia, A.M., Foster, C.A. y Martínez, R.N. 1993. The Ischigualasto tetrapod assemblage (Late Triassic, Argentina) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of dinosaur origins. *Science* 260: 794-797.
- Seeley, H.G. 1895. On the type of the genus *Massospondylus*, and on some vertebrae and limb bones of *Massospondylus* (?) Browni. *Annals and Magazine of Natural History* 6: 15.
- Smith, G.A. 2000. Recognition and significance of streamflow-dominated piedmont facies in extensional basins. *Basin Research* 12: 399-412.
- Soil Survey Staff. 1975. *Soil Taxonomy*. U.S. Department of Agriculture Handbook 436, 754 p., Washington, D.C.
- Spalletti, L.A. 2001. El Sistema Triásico en la Argentina. En *Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascasio Moreno"* (ed.) *Evolución de las cuencas sedimentarias* 2: 23-54, La Plata.
- Stipanović, P.N. y Bonaparte, J.F. 1972. Cuenca Triásica de Ischigualasto-Villa Unión (Provincia de La Rioja y San Juan). En *Leanza, A.F.* (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 1: 507-536, Córdoba.
- Sues, H.D. 1985. First record of the Tritylodontid *Oligokyphus* (Synapsida) from the Lower Jurassic of Western North America. *Journal of Vertebrate Paleontology* 5(4): 328-335.
- Sues, H.D. 1986. Tritylodontidae from the Kayenta Formation. En *Padian, K.* (ed) *The Beginning of the Age of Dinosaurs*, Cambridge University Press 279-284, New York.
- Sues, H.D., Reisz, R.R., Hinc, S. y Raath, M.A. 2004. On the skull of *Massospondylus carinatus* Owen, 1854 (Dinosauria: Sauropodomorpha) from the Elliot and Clarens formations (Lower Jurassic) of South Africa. *Annals of Carnegie Museum* 73(4): 239-257.
- Tabbutt, K.D., Naeser, C.W., Jordan, T.E. y Cervený, P.F. 1987. Edades nuevas por métodos de trazas de fisión de tobas mio-pliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 222-224, Tucumán.
- Tabbutt, K.D., Naeser, C.W., Jordan, T.E. y Cervený, P.F. 1989. New fission-track ages of mio-pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina. *Vulcanismo andino*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 434(1-4): 408-419.
- Tabor, N.J., Montañez, I.P., Kelso, K.A., Currie, B.S., Shipman, T., y Colombi, C.E. 2006. A Late Triassic soil catena: landscape and climate controls on paleosol morphology and chemistry across the Carnian-age Ischigualasto-Villa Unión Basin, northwestern Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, Special paper 416: 17-39.
- Tunbridge, I.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation - Some criteria for recognition with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology* 28: 79-85.
- Yrigoyen, M. y Stover, L.E. 1970. La palinología como elemento de correlación del Triásico de la cuenca Cuyana. 4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 427-447.
- Zambrano, J.J. 1975. Estudio geológico-estructural del área de Mogna, prov. de San Juan, Argentina. INPRES (inédito), 22 p., San Juan.

Recibido: 15 de abril, 2010.

Aceptado: 29 de diciembre, 2010.