

CONSIDERACIONES ACERCA DE LA SEDIMENTOLOGÍA, PALEOBOTÁNICA Y GEOCRONOLOGÍA DE LA FORMACIÓN PIEDRA DEL ÁGUILA (JURÁSICO INFERIOR, NEUQUÉN)

Luis SPALLETTI¹, Juan FRANZESE¹, Eduardo MOREL^{2,3}, Leandro D'ELIA¹, Adolfo ZÚÑIGA² y C.Mark FANNING⁴

¹ Centro de Investigaciones Geológicas (Universidad Nacional de La Plata – CONICET). E-mails: spalle@cig.museo.unlp.edu.ar, franzese@cig.museo.unlp.edu.ar, ldelia@cig.museo.unlp.edu.ar.

² Departamento de Paleobotánica, Facultad de Ciencias Naturales y Museo Universidad Nacional de La Plata. E-mails: emorel@fcnym.unlp.edu.ar, zuniga@fcnym.unlp.edu.ar.

³ Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.

⁴ Research School of Earth Sciences, The Australian National University. Canberra. E-mail: mark.fanning@anu.edu.au.

RESUMEN

En su localidad tipo, la Formación Piedra del Águila se compone de una sucesión homoclinal de 71,6 m de espesor que yace sobre una paleosuperficie de meteorización desarrollada sobre el basamento ígneo-metamórfico (Formación Mamil Choique) y es sucedida en discordancia angular por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico Inferior correspondientes a la Formación Sañicó. En la Formación Piedra del Águila predominan las pelitas (lutitas, fangolitas y limolitas), entre las que intercalan areniscas muy gruesas y gruesas, areniscas conglomerádicas y conglomerados finos, en cuerpos espesos (1 a 3 m) de geometría lenticular o como capas tabulares y lenticulares más delgadas (0,2 m a 0,4 m). Las areniscas son feldarenitas, compuestas esencialmente por clastos de cuarzo y feldespato potásico que provienen de la desintegración de rocas del basamento local. Los depósitos estudiados se asignan a un ambiente fluvial de carga mixta compuesto por dos sistemas de acumulación: planicie de inundación y relleno de canales avulsivos. En la Formación Piedra del Águila se ha determinado la existencia de una flora fósil de baja diversidad constituida por once taxones. Dos se identifican por primera vez en la Argentina (*O. groeberi* y *O. oldhami*, siendo este último característico del Liásico de la India), uno se registra en el Triásico - Jurásico temprano (*Cladophlebis indica*) y otros dos son característicos del Liásico (*Scleropteris* sp. y *Otozamites bechei*). Los restantes poseen un amplio biocron (*Equisetites* sp., *Sphenopteris* sp., *Cladophlebis* sp., *C. hairburnensis*, *Otozamites hislopi* y *Ptilophyllum acutifolium*). En la sucesión se identifica un nivel de toba vítrea chalazolítica de 0,5 m de espesor. Esta piroclastita posee granos de circón euédricos con terminaciones bipiramidales que han servido para efectuar una datación U-Pb SHRIMP. Los resultados indican una edad de cristalización magmática de $191,7 \pm 2,8$ Ma, correspondiente al Sinemuriano.

Palabras clave: Formación Piedra del Águila, provincia del Neuquén, Argentina, Sinemuriano, Sedimentología, Paleobotánica, Geocronología

ABSTRACT: *Sedimentology, palaeobotany and geochronology of the Piedra del Águila Formation (Lower Jurassic, Neuquén).* At its type locality, the Piedra del Águila Formation is a 71.6 m thick homoclinal succession that lies on a weathering palaeosurface developed on the igneous-metamorphic basement (Mamil Choique Formation), and is unconformably covered by the Lower Jurassic volcanic and volcanoclastic Sañicó Formation. The sedimentary succession of the Piedra del Águila Formation is dominated by mudrocks (shales, mudstones and siltstones). Coarse- and very coarse-grained sandstones (and subordinated pebbly sandstones and fine-grained conglomerates) intercalate in the fine-grained succession. These deposits appear as thick (1-3 m) lenticular bodies and thin (0.2-0.4 m) lenticular/tabular beds showing very common through cross-stratified sets. The sandstones are feldarenites essentially composed of quartz and K-feldspar derived from the disintegration of the local crystalline basement. The studied deposits were accumulated in the flood plain and channels of a mixed-load fluvial system. Eleven plantiferous taxa were recognised in the Piedra del Águila Formation. Two taxa are new for the Argentinean fossil record (*O. groeberi* y *O. oldhami*, being the last species characteristic of the Liassic of India), one is representative of the Triassic-Early Jurassic (*Cladophlebis indica*) and two other taxa are typical of the Early Jurassic (*Scleropteris* sp. and *Otozamites bechei*). *Equisetites* sp., *Sphenopteris* sp., *Cladophlebis* sp., *C. hairburnensis*, *Otozamites hislopi* and *Ptilophyllum acutifolium* have an ample biochron. A 0.5 m thick chalazolitic vitric tuff bed was identified in the lower part of the studied succession. The zircons of this tuff show a variety of forms, but most of them are euhedral with bipyramidal terminations. The calculated U-Pb SHRIMP age for the time of deposition of the tuff is 191.7 ± 2.8 Ma (Sinemurian).

Keywords: Piedra del Águila Formation, Neuquén Province, Argentina, Sinemurian, Sedimentology, Palaeobotany, Geochronology

INTRODUCCIÓN

La Formación Piedra del Águila, definida por Ferello (1947), es una de las unidades del Jurásico temprano que aparece en el sector austral de la Cuenca Neuquina y que Gulisano *et al.* (1984) han incluido como integrante del ciclo Precuyano. De ella se conocen sólo descripciones muy generales elaboradas por Ferello (1947) y Galli (1954, 1969) en las que se destaca su composición silicoclástica, con participación de conglomerados, areniscas arcóscicas, y “arcillas” arenosas micáceas y ferríferas, a las que se asocian capas de piroclastitas primarias (tobas de diversas tonalidades). De acuerdo a estos autores, la Formación Piedra del Águila posee un espesor que no supera los 100 m, se apoya sobre el basamento cristalino y es cubierta por la Formación Sañicó (Sañicolitense, Galli 1954) descrita originariamente como pórfidos cuarcíferos y tobas riolíticas rosadas a rojizas. Ferello (1947) ha indicado para la Formación Piedra del Águila de presencia de restos vegetales que han permitido datar a la unidad en el Jurásico temprano.

El presente trabajo tiene por objeto describir la constitución litológica de la Formación Piedra del Águila en la sección de su localidad tipo relevada a escala de detalle, describir su contenido en plantas fósiles y dar a conocer una datación absoluta efectuada sobre una muestra de toba primaria ubicada en la porción inferior de su sucesión sedimentaria.

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA FORMACIÓN PIEDRA DEL ÁGUILA

La Formación Piedra del Águila muestra muy restringidos afloramientos en el área inmediatamente al este de la localidad homónima de la provincia del Neuquén (Figs. 1y 2). El asomo más importante se ubica a los 40°05'17" de latitud S y 70°05'11" de longitud O. Constituye una sucesión sedimentaria homoclinal con fuerte inclinación (62° a 70°) al noroeste. Apoya sobre una importante paleosuper-

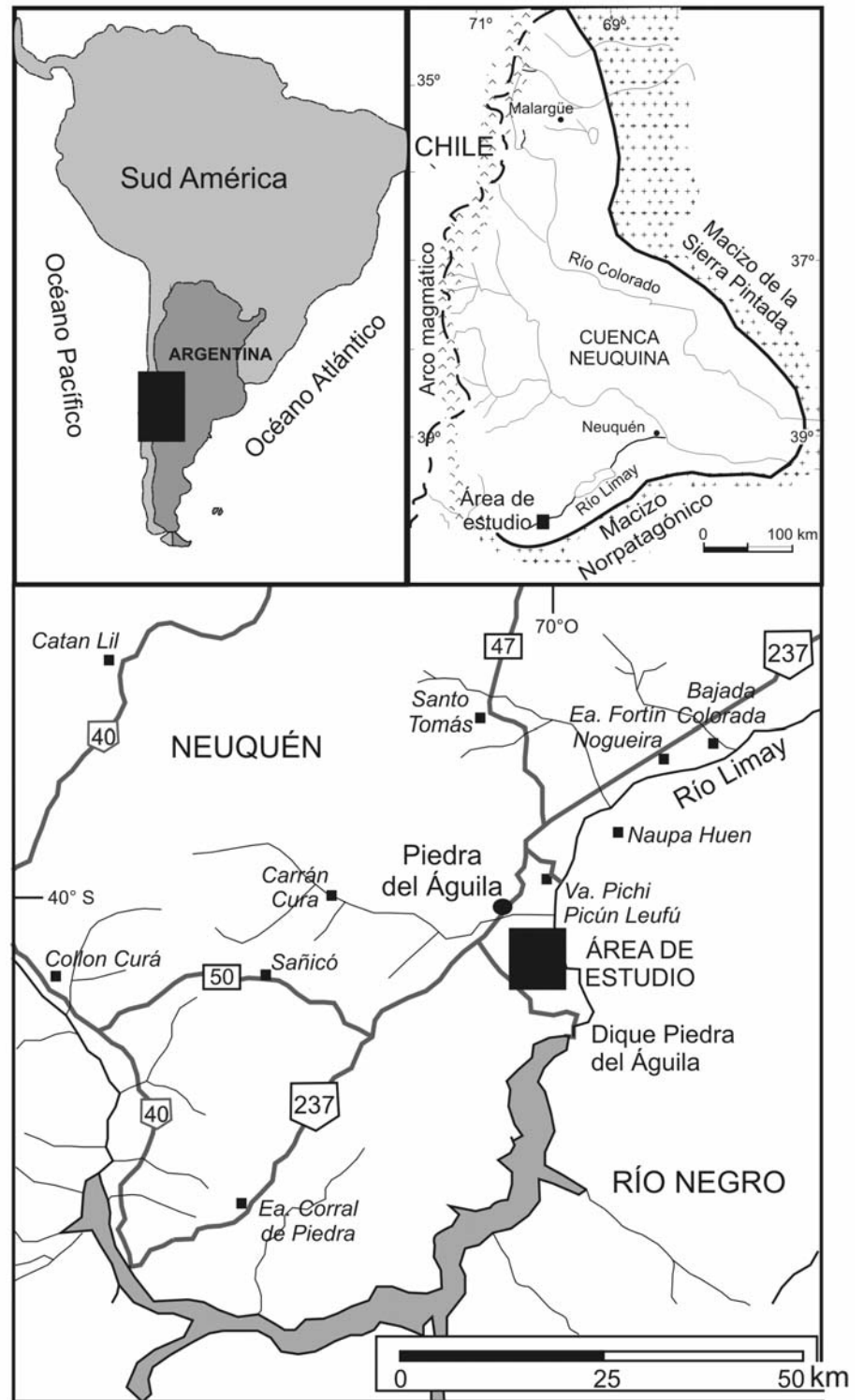


Figura 1: Mapa de ubicación de la región estudiada.

ficie de meteorización desarrollada sobre el basamento ígneo-metamórfico de composición granítica de la Formación Mamil Choique (Sesana 1968). El contacto su-

perior de esta unidad es una suave discordancia angular sobre la que aparecen las volcanitas andesíticas y las ignimbritas correspondientes a la Formación Sañicó,

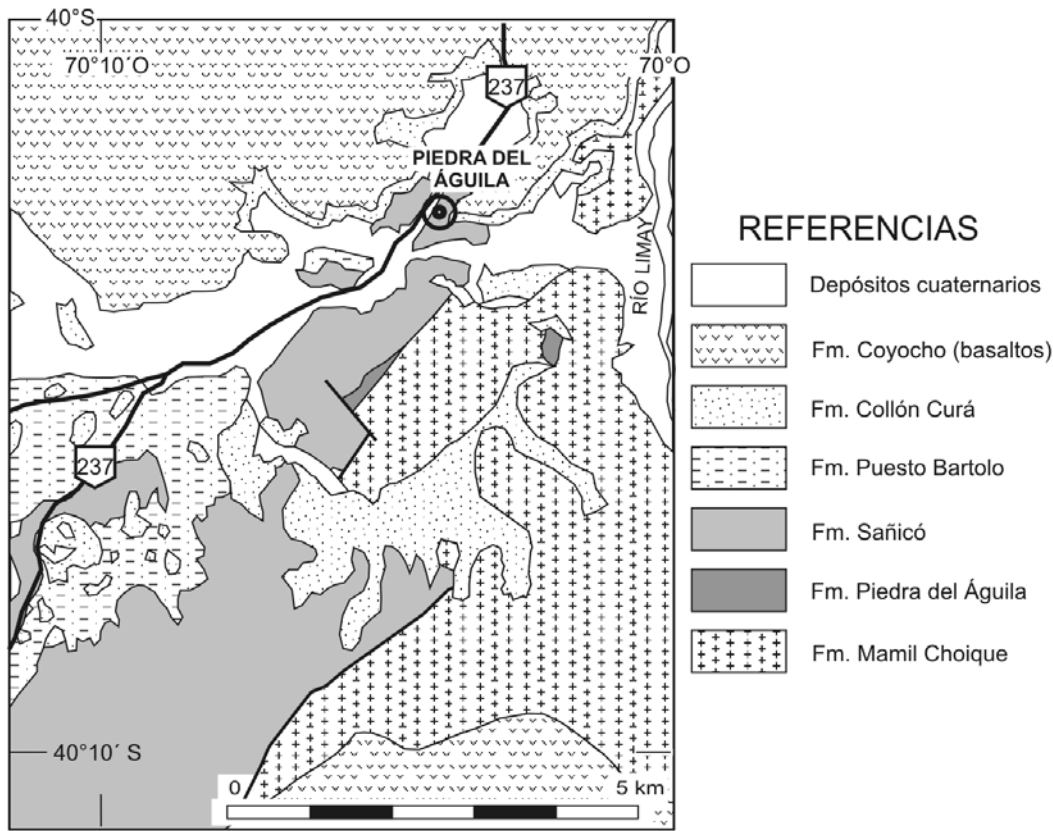


Figura 2: Mapa geológico de la región de Piedra del Águila (modificado de Lambert y Galli 1950, Galli 1969 y Cucchi *et al.* 1998).

atribuida al Hettangiano–Sinemuriano temprano por Stipanovic (1967). El espesor total de la Formación Piedra del Águila en el perfil relevado es de 71,6 m (Fig. 3).

Los depósitos de la Formación Piedra del Águila son esencialmente epiclásticos. La sucesión está dominada por sedimentitas pelíticas (lutitas y fangolitas rojizas a moradas, menos comúnmente grises a ocráceas, y limolitas de color rojo intenso en el sector basal que pasan a limolitas blanquecinas y grises en la parte cuspidal). Intercalan areniscas muy gruesas y gruesas, así como areniscas conglomerádicas y más raramente conglomerados finos de colores pálidos (rojizos, amarillentos hasta blanquecinos). Los litosomas de estas sedimentitas de textura gruesa son de dos tipos: por una parte, cuerpos de geometría lenticular, espesos (entre 1 m y 3 m de potencia), con su base marcadamente erosiva, y constituidos por la amalgamación de *sets* entrecruzados en artesa entre 0,2 m y 0,4 m de espesor individual; por otra, capas más delgadas (entre 0,4 m y 0,8 m) de

geometría tabular a lenticular, con aspecto masivo o con desarrollo de estratificación entrecruzada en artesa en *sets* que no superan los 0,2 m de espesor. En algunos casos se ha podido apreciar el pasaje lateral entre estos dos tipos de litosomas.

Las areniscas pueden ser clasificadas como feldarenitas. Se componen de clastos que conservan aún sus formas originales (angulosos y subangulosos) entre los que predominan el cuarzo y el feldespato potásico. El cuarzo se presenta límpido y muestra fuerte extinción ondulante; predominan los granos monocristalinos sobre los policristalinos, aún en las areniscas de textura más gruesa. El feldespato es predominantemente potásico (ortoclasa), que puede aparecer como granos monocristalinos o maclados según Karlsbad; este componente se presenta fuertemente alterado y reemplazado por calcita. En granos compuestos por intercrecimiento gráfico se puede apreciar el contraste entre la marcada alteración de la porción feldespática y la frescura de la porción cuarzosa. Entre los componentes clásti-

cos accesorios de las areniscas se destaca la presencia de muscovita en granos fuertemente deformados por efectos de compactación física. Las sedimentitas psamíticas muestran en general discreta proporción de matriz arcillosa. Están cementadas por incipiente crecimiento de cuarzo en continuidad óptica y muy importante calcita de hábito grano y poiquiespáritico.

En algunas areniscas conglomerádicas la selección es bastante más pobre, dada la amplia gama de granulometrías presentes en la roca. Aún en los componentes clásticos más gruesos (de hasta 4 mm) se reconocen individuos monocristalinos de cuarzo y feldespato potásico de formas subangulosas a subredondeadas. A su vez, es más importante la proporción de matriz, en la que además de argilominerales se detecta una singular proporción de plagioclasa de tipo oligoclasa fresca en clastos tabulares subangulosos.

En el perfil relevado se ha encontrado una capa de geometría tabular de toba con una potencia de 0,5 m (Fig. 3, muestra

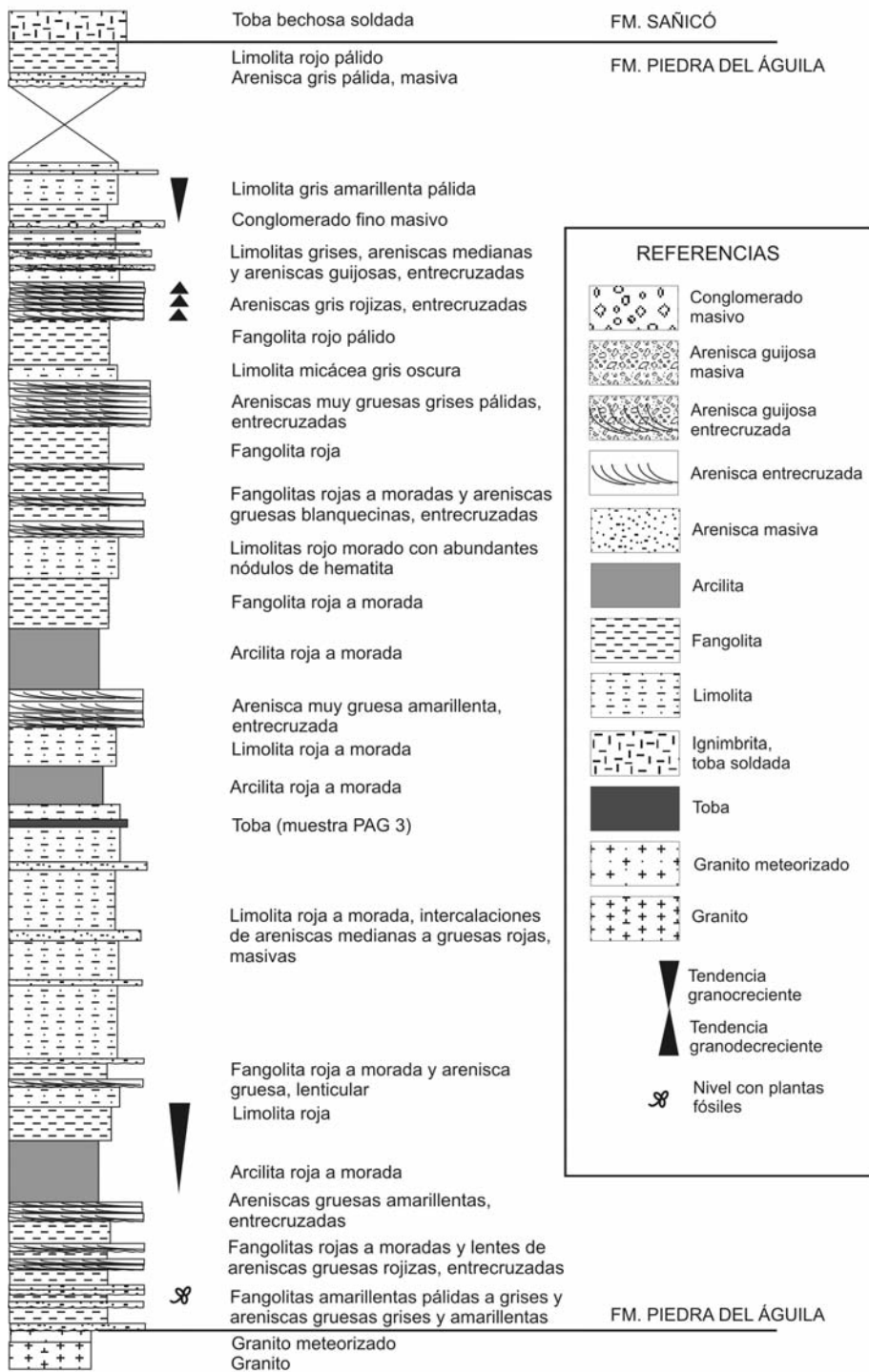


Figura 3: Perfil relevado de la Formación Piedra del Águila en su localidad tipo.

PAG 3). Es una sedimentita de color gris pálido, homogénea y carente de estructuras internas. Al microscopio se define una textura muy uniforme y fina (limosa) compuesta por más del 90% de trizas ví-

treas alteradas y parcialmente reemplazadas (en parches) por calcita esparítica entre las que aparecen en forma muy aislada cristalitas de cuarzo y sanidina. Una peculiaridad de esta sedimentita es la presen-

cia de abundantes cuerpos acrecionales vítreos del tipo de las chalazolitas que pueden superar 1 mm de diámetro y tienen una forma marcadamente ovoidal. Vale agregar que Ferello (1947), Galli (1954, 1969) y Lambert y Galli (1950) mapearon como Formación Piedra del Águila varios afloramientos de extensión reducida que se ubican en las cercanías de la localidad homónima. Por su composición volcánoclastica y su relación de concordancia con ignimbritas de la Formación Sañicó se considera que forman la porción más baja de esta última unidad.

INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

Sobre la base de los tipos de sedimentos, el diseño de superposición y las estructuras primarias, la Formación Piedra del Águila se interpreta como un depósito de ambiente fluvial caracterizado por dos sistemas de acumulación principales. Por una parte, aparece un importante registro de depósitos asignados a planicies de inundación o área de intercanales (Hastings 1990), y por otra, se identifican sedimentos gruesos que son el producto del relleno de los canales.

Los depósitos de planicie de inundación poseen dos asociaciones de facies, una en la que prevalecen los depósitos finos de decantación y otra en la que se identifican materiales más gruesos producidos por acumulaciones de carga traccional. El miembro fino es el correspondiente a las secciones bastante homogéneas de lutitas, fangolitas y limolitas, mientras que los intervalos gruesos se componen de capas tabulares a lenticulares arenosas (menos comúnmente gravosas) de reducido espesor (menos de 1 m), desarrollados sobre una superficie de erosión. Estos depósitos se interpretan como rellenos de canales de desbordamiento (*crevasse*).

Los rellenos de canales fluviales están constituidos por facies de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados de gránulos a guijas amalgamadas vertical y lateralmente. Estos depósitos suelen desarrollarse sobre una superficie de cor-

te o erosión y tendencia granodecreciente al tope. Sus estructuras primarias más frecuentes son las entrecruzadas en artesa lo que evidencia el proceso de migración y acreción frontal de dunas subácueas o megaóndulas tridimensionales.

La geometría de los litosomas, su ordenamiento de facies y su vinculación con amplios tramos dominados por materiales finos de planicie de inundación y depósitos de crecidas, permiten interpretar un sistema fluvial de carga mixta (Collinson 1996). El pasaje superior hacia los depósitos de planicie de inundación es abrupto y está representado por un marcado salto textural, aún en los cuerpos en los que se insinúa tendencia granodecreciente. Estos atributos pueden ser empleados como indicios de sistemas meandrosos de carga mixta pero de baja sinuosidad (Spalletti 1994, Spalletti y Barrio 1998). Las características texturales y composicionales de las areniscas de la Formación Piedra del Águila sugieren procesos de transporte discretos de los materiales clásticos y una procedencia cortical de carácter local vinculada con la denudación de los granitoides de la subyacente Formación Mamil Choique.

Por su parte, el nivel de tobas con alta participación de trizas volcánicas ácidas asociadas con cristales de cuarzo y sanidina, refleja la existencia de un evento de volcanismo explosivo sinsedimentario de características ácidas, así como procesos de acumulación piroclástica a partir de lluvias de polvos y cenizas. Estos depósitos son un preanuncio de la generalización de la actividad volcánica explosiva de carácter riolítico representada por la suprayacente Formación Sañicó.

ESTUDIO PALEOBOTÁNICO

Como muestra la figura 3, muy próximo a la base de la Formación Piedra del Águila se localizó un nivel con dos estratos adyacentes que portan restos de vegetales fósiles, que por su ubicación estratigráfica y contenido paleobotánico debe corresponder al identificado por Ferello (1947) y al

que oportunamente describiera Herbst (1966). Los ejemplares exhumados durante los relevamientos son improntas, por lo general fragmentarias y en regular estado de preservación. El estudio de los materiales recolectados ha permitido corroborar la mayoría de los registros definidos por los anteriores estudios de la flora fósil de la Formación Piedra del Águila.

Los taxones determinados e ilustrados por Ferello (1947) son: *Otozamites groeberi* Ferello; *O. obtusus* (Lindley y Hutton) Seward considerado equivalente a *O. bechei* Brongniart por Herbst (1965, p. 49) y Menéndez (1966, p. 6); *O. oldhami* Feistmantel; *Ptilophyllum acutifolium* Morris y *Araucarites* sp. Por su parte, Herbst (1966) describe someramente pero no ilustra nuevos taxones para la unidad: *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp. cf. *C. haiburnensis* (Lindley y Hutton) Brongniart, *C.* sp. cf. *C. indica* (Oldham y Morris) Feistmantel, *Otozamites* cf. *hislopi* y *Sphenopteris* sp.

De los ejemplares colectados merece ser descripta e ilustrada una morfoespecie:

Clase FILICOPSIDA

Orden FILICALES

Familia OSMUNDACEAE

Género *Cladophlebis* Brogniart emend

Frenguelli 1947

Cladophlebis indica (Oldham y Morris)

Feistmantel 1877

Figura 4

Descripción: Se trata de un fragmento del sector apical de una pinna de 46 mm de largo, cuyo raquis tiene 0,5 mm de ancho, en el que se insertan de manera oblicua, alternadamente y por su ancho máximo pinnulas de 12,5 mm de largo por 5 mm de ancho, de forma falcada, márgenes enteros, ápice subredondeado, vena media bien marcada hasta cerca del ápice y venas laterales dicotomizadas una sola vez, cerca de su nacimiento. Las pinnulas están densamente dispuestas y en contacto entre sí.

Comentarios: No obstante lo fragmentario de los ejemplares disponibles, se han podido definir caracteres morfológicos suficientes como para realizar una asignación específica. En este sentido se destaca la dis-

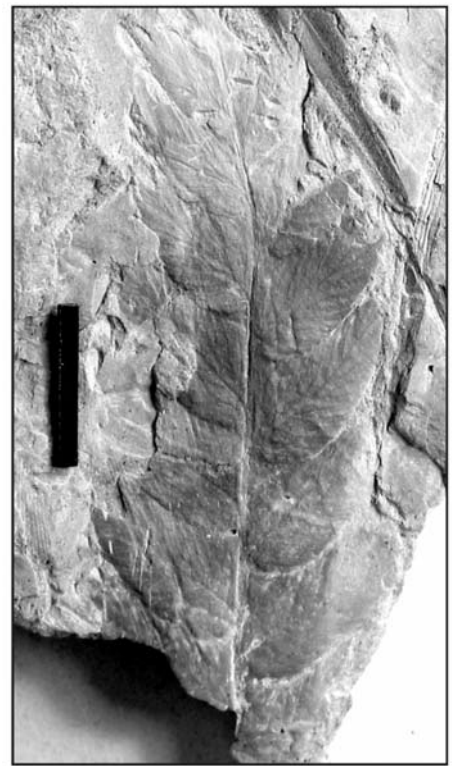


Figura 4: *Cladophlebis indica* LPPB 13662 – Formación Piedra del Águila, escala = 1 cm.

posición alterna de la pinnulas, ubicadas de manera oblicua al raquis, por tratarse de un sector apical de la pinna. Su forma falcada, márgenes enteros y densa distribución son atributos que según Frenguelli (1947), caracterizan a *Cladophlebis indica*. Material estudiado: LPPB 13662, 13663. Debe destacarse que además de los taxones descriptos, en el nivel fosilífero de la base de la Formación Piedra del Águila se registra la presencia de ejemplares de *Equisetites* sp. (LPPB 13666, 13672), *Otozamites bechei* (LPPB 13669), *O. hislopi* (LPPB 13676, 13677), *O. groeberi* (LPPB 13667, 13668, 13673), *Ptilophyllum acutifolium* (LPPB 13661, 13662, 13664, 13665, 13671, 13674) y *Scleropteris* sp. (LPPB 13670).

Contenido paleobotánico y edad sugerida por la asociación paleoflorística

De acuerdo a los registros considerados, el contenido paleobotánico de la Formación Piedra del Águila es el siguiente: *Equisetites* sp., *Cladophlebis indica*, *Cladophlebis* sp. cf. *C. haiburnensis*, *Scleropteris* sp.,

Sphenopteris sp., *Otozamites bechei*, *O. groeberi*, *O. hislopi*, *O. oldhami*, *Ptilophyllum acutifolium* y *Araucarites* sp.

Equisetites es un taxón de amplia distribución geográfica y estratigráfica en el Mesozoico de la Argentina. *Cladophlebis indica* fue originalmente definida para el Liásico de la India (cf. Frenguelli 1947) y en la Argentina se la registra en el Triásico de las formaciones Laguna Colorada (Frenguelli 1947, Herbst 1971, 1988) y Paso Flores (Frenguelli 1947, Herbst 1971, Morel *et al.* 1992, 2000). Herbst (1966) la cita con dudas para la Formación Piedra del Águila, lo que se certifica en la presente contribución. *Cladophlebis* sp. cf. *C. hairburnensis* ha sido mencionada por Herbst (1966) para la Formación Piedra del Águila sobre la base de material muy fragmentario no ilustrado por el autor; su presencia se ha registrado precedentemente en el Cretácico (Formación Baqueró, Herbst 1971). *Scleropteris* sp. y *Sphenopteris* sp. son taxones de amplio biocron; no obstante algunas formas de *Scleropteris*, como *S. vincei*, con la que podrían estar vinculados los restos aquí descritos, es típicamente del Liásico (cf. Arrondo y Petriella 1980). *Otozamites bechei* es una especie que en la Argentina se encuentra en las sucesiones liásicas correspondientes a las Formaciones El Freno y Nestares (cf. Spalletti *et al.* 2007). En la Argentina, *O. groeberi* y *O. oldhami* se presentan únicamente en la Formación Piedra del Águila. *O. hislopi* es un taxón de gran distribución estratigráfica, ya que se registra desde el Liásico y se extiende a través de todo el Jurásico y el Cretácico Inferior (Artabe *et al.* 2005). *Ptilophyllum acutifolium* tiene gran distribución estratigráfica, ya que se lo identifica en unidades que van desde el Liásico hasta el Cretácico Inferior (Artabe *et al.* 2005); no obstante, Césari *et al.* (1999) no consideran equiparables los ejemplares identificados como *Ptilophyllum acutifolium* por Arrondo y Petriella (1980) en niveles liásicos de la Formación Nestares. Finalmente, formas asignadas a *Araucarites* sp. han sido reconocidas en las formaciones liásicas Piedra Pintada y Nestares (cf. Arrondo y

Petriella 1980).

De acuerdo a las distribuciones consideradas anteriormente se puede concluir que los taxones exclusivos de la Formación Piedra del Águila en la Argentina son *O. groeberi* y *O. oldhami*; vale agregar que esta última es característica del Liásico de la India (Ferello 1947). La unidad tiene también un taxón del Triásico que pasa al Liásico (*Cladophlebis indica*), taxones que son característicos del Liásico (*Scleropteris* sp. y *Otozamites bechei*) y taxones de amplio biocron, tales como *Equisetites* sp., *Sphenopteris* sp., *Cladophlebis* sp., *C. hairburnensis*, *Otozamites hislopi* y *Ptilophyllum acutifolium*.

Sobre once taxones considerados se identifican cinco que son exclusivos del Liásico o del Triásico que pasan al Liásico (o sea un 45%). Por otra parte seis taxones (55%) son de una importante distribución temporal.

Un aspecto digno de destacar es la baja biodiversidad de esta flora, comparada con otras del Liásico de la Argentina, como por ejemplo de la Formación El Freno (Artabe *et al.* 2005, Spalletti *et al.* 2007) y la Formación Nestares (Arrondo y Petriella 1980, Artabe 1982), lo que dificulta una correlación y comparación con la flora aquí estudiada. Esta vinculación sería de gran importancia ya que las tres unidades forman parte del ciclo Precuyano (Gulisano *et al.* 1984) que constituye la base del registro sedimentario en la Cuenca Neuquina. La baja diversidad paleoflorística de la Formación Piedra del Águila puede estar influenciada directamente por lo reducido de sus afloramientos y a que solamente se pudieron exhumar restos vegetales en dos capas adyacentes cercanas a la base del perfil, con ejemplares fragmentarios y en regular estado de preservación, lo que dificulta determinaciones confiables.

Sin embargo, y a pesar de su baja diversidad, a nivel genérico y/o específico la Formación Piedra del Águila comparte con la Formación Nestares 5 taxones sobre 11 considerados, o sea aproximadamente el 45%, mientras que con la Formación El Freno posee 4 taxones en común, lo que constituye alrededor del 35%.

ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICO

Para su estudio geocronológico, la muestra de toba PAG 3 (Fig. 3) fue molida en un equipo con disco de carburo de tungsteno a una granulometría inferior a malla 60. Los minerales pesados se concentraron mediante el empleo de líquidos estándar y técnicas de separación magnética. Los cristaloclastos de circón fueron extraídos a mano del lote de minerales pesados, montados y fijados con resina epoxy, y luego pulidos hasta exponer las secciones medias de cada cristal. Posteriormente se obtuvieron microfotografías de estos granos de circón tanto con luz reflejada y transmitida, así como imágenes SEM de catodoluminiscencia. Estas últimas se emplearon para determinar las estructuras internas de cada uno de los granos y definir las áreas específicas para su estudio geocronológico.

Los análisis U-Th-Pb se efectuaron con un equipo SHRIMP II de la Universidad Nacional de Australia y consistieron en seis escaneados a través del grano. Los datos se redujeron según el procedimiento de Williams (1998) mediante el programa SQUID Excel Macro (Ludwig 2001). Las relaciones Pb/U se normalizaron respecto a un valor de 0,1859 para la relación $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de circones de referencia FC1, equivalente a una edad de 1099 Ma (ver Paces y Miller 1993). Las indefiniciones en relaciones y edades para los análisis individuales se encuentran al nivel de un sigma, aunque las indefiniciones en las edades medias calculadas se encuentran a un nivel de confianza del 95% (Cuadro 1). Los gráficos de concordia de Tera y Wasserburg (1972), los diagramas de probabilidad con sus histogramas y los cálculos de edad media $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ se efectuaron con el empleo del sistema ISOPLOT/EX (Ludwig 2003). Los granos de circón de la muestra de toba PAG 3 muestran una variedad de formas que van desde granos elongados delgados con cavidades centrales hasta granos cilíndricos más ecuanes. La mayoría son euhedrales con terminaciones

CUADRO 1: Datos SHRIMP U–Pb sobre circon para la muestra de toba PAG 3 (Formación Piedra del Águila)

Grano	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Total		Radiogénico		Edad (Ma)			
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U		
1,1	151	270	1,79	3,9	0,000692	0,66	32,782	0,499	0,0552	0,0020	0,0303	0,0005	192,5	2,9
2,1	207	415	2,00	5,4	0,001082	0,66	32,752	0,468	0,0552	0,0013	0,0303	0,0004	192,6	2,7
3,1	149	288	1,93	3,9	0,000230	0,74	32,727	0,499	0,0558	0,0015	0,0303	0,0005	192,6	2,9
4,1	176	300	1,71	4,8	-	0,32	31,452	0,463	0,0527	0,0014	0,0317	0,0005	201,1	3,0
5,1	198	394	2,00	5,3	0,000474	0,60	32,116	0,466	0,0548	0,0013	0,0309	0,0005	196,5	2,8
6,1	137	137	1,00	3,5	0,000769	0,58	33,340	0,517	0,0545	0,0016	0,0298	0,0005	189,4	2,9
7,1	134	202	1,51	3,5	0,000891	0,64	33,113	0,524	0,0550	0,0026	0,0300	0,0005	190,6	3,1
8,1	161	227	1,41	4,4	0,000493	0,57	31,530	0,470	0,0547	0,0014	0,0315	0,0005	200,1	3,0
9,1	64	53	0,82	1,8	0,001849	1,48	31,489	0,603	0,0619	0,0031	0,0313	0,0006	198,6	3,9
10,1	118	189	1,61	3,1	0,000840	1,03	32,925	0,535	0,0581	0,0018	0,0301	0,0005	190,9	3,1
11,1	253	339	1,34	6,8	0,002273	3,88	32,104	0,450	0,0808	0,0015	0,0299	0,0005	190,2	2,8
12,1	179	282	1,58	4,9	0,000439	1,48	31,676	0,476	0,0619	0,0016	0,0311	0,0005	197,4	3,0
13,1	133	210	1,58	3,6	0,000130	0,54	32,108	0,507	0,0543	0,0016	0,0310	0,0005	196,7	3,1
14,1	72	53	0,74	1,9	-	1,53	32,778	0,606	0,0621	0,0038	0,0300	0,0006	190,8	3,6
15,1	102	81	0,79	2,6	0,001931	1,31	33,189	0,561	0,0603	0,0028	0,0297	0,0005	188,9	3,2
16,1	95	128	1,35	2,7	0,002188	1,18	30,547	0,518	0,0596	0,0022	0,0324	0,0006	205,2	3,5
17,1	117	123	1,06	3,0	0,000147	0,92	33,412	0,539	0,0572	0,0026	0,0297	0,0005	188,4	3,1
18,1	123	151	1,23	3,4	0,000485	0,58	31,335	0,497	0,0548	0,0023	0,0317	0,0005	201,3	3,2
19,1	193	311	1,62	5,2	0,000022	0,53	31,982	0,464	0,0543	0,0015	0,0311	0,0005	197,4	2,9
20,1	135	165	1,23	3,6	0,001591	0,55	32,137	0,500	0,0544	0,0016	0,0309	0,0005	196,5	3,1
21,1	159	218	1,37	4,8	0,003321	6,89	28,564	0,428	0,1053	0,0045	0,0326	0,0006	206,8	3,8
22,1	52	58	1,11	1,5	0,004257	7,22	30,139	0,607	0,1077	0,0037	0,0308	0,0007	195,5	4,4
23,1	263	567	2,16	7,5	-	0,29	29,885	0,413	0,0527	0,0011	0,0334	0,0005	211,6	2,9
24,1	134	134	1,00	3,8	-	0,52	30,705	0,483	0,0544	0,0020	0,0324	0,0005	205,5	3,2

Sobre la base de Tera y Wasserburg (1972) mencionado en Williams (1998) la edad es **191,7 ± 2,8 Ma**

1. Error al nivel de 1 Ω; 2. Error en calibración de circon de referencia FC1: 0,58% para la sesión analítica; 3. f₂₀₆ % denota el porcentaje de ²⁰⁶Pb que es Pb común.

bipiramidales. Las imágenes de catodoluminiscencia revelan una estructura interna ígnea simple. Algunos de los granos ecuanes poseen núcleos simples pero discordantes.

Los resultados analíticos (Cuadro 1) muestran un grupo disperso en el diagrama Tera-Wasserburg (Fig. 5). Esto se ve acentuado por una distribución irregular con forma de montículo y asimétrica en el gráfico de densidad probabilística. No se ha encontrado relación entre la edad y la forma de los granos (por ejemplo alargados versus ecuanes). La distribución de edades puede ser interpretada como el resultado de una edad de cristalización magmática de alrededor de 192 Ma (Fig. 5). Este pico de distribución de edades muestra una desviación hacia edades mayores debido probablemente a la incorporación de edades de cristalización en los núcleos de los circones zonales que obviamente se han formado durante un ciclo magmático anterior (entre 200 y 210 Ma). La estimación más segura para la edad magmática en la muestra PAG 3 es de 191,7 ± 2,8 Ma que de acuerdo a la Carta Estratigráfica Internacional corresponde al Sinemuriano.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La Formación Piedra del Águila en su sección tipo constituye una unidad estratigráfica silicoclástica de 71,6 m de espesor que apoya sobre rocas graníticas asignadas a la Formación Mamil Choique y es sucedida en discordancia angular por las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Sañicó. La Formación Piedra del Águila está compuesta por una sucesión con dominio de sedimentación pelítica en los que intercalan cuerpos de areniscas gruesas a areniscas conglomerádicas de variado espesor y con abundante estratificación entrecruzada en artesa. A partir de sus atributos sedimentológicos la Formación Piedra del Águila se interpreta como el depósito de un sistema fluvial meandroso de carga mixta y de baja sinuosidad en el que se definen dos siste-

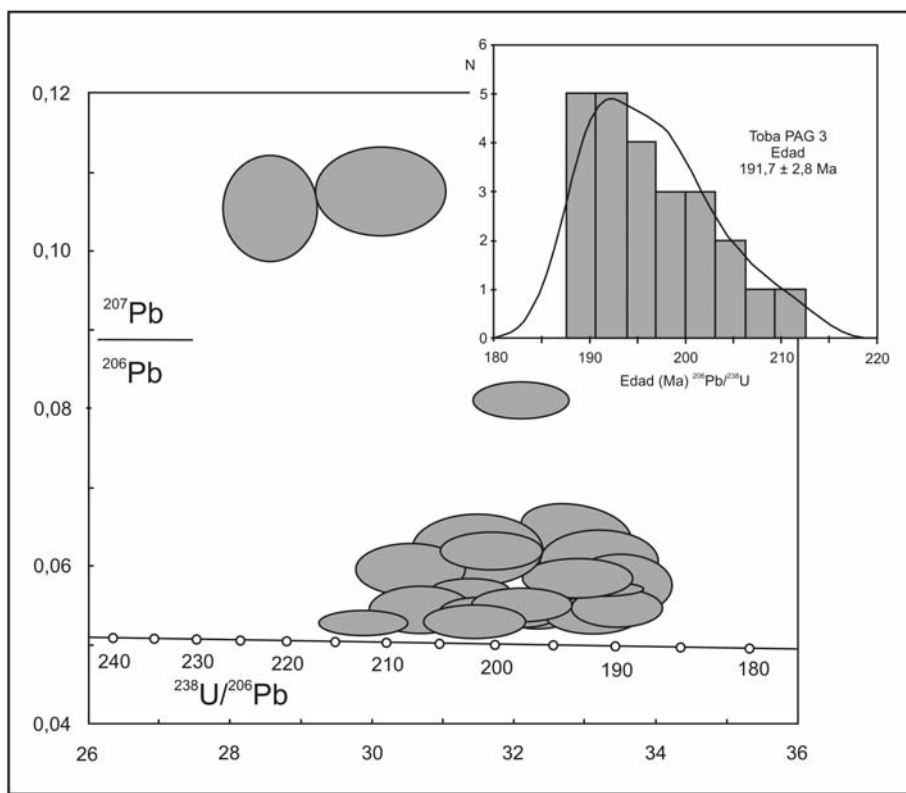


Figura 5: Diagramas Tera-Wasserburg y de probabilidad de la datación U-Pb sobre granos de circon de la toba PAG 3 (Formación Piedra del Águila).

mas de acumulación: relleno de canales y depósitos de planicie de inundación. Por su textura y composición detrítica se ha establecido que las sedimentitas de la Formación Piedra del Águila han derivado de terrenos corticales, muy posiblemente de la denudación de las rocas de composición granítica de la Formación Mamil Choique. No obstante, en el perfil se registra la presencia de un depósito piroclástico de caída (toba PAG 3).

El contenido paleobotánico de la Formación Piedra del Águila suma once taxones. Su baja biodiversidad se atribuye a la reducida extensión de los afloramientos y a la presencia de un solo nivel fosilífero en la base de la sucesión. Sobre el análisis de la distribución bioestratigráfica de estos taxones se concluye que cinco son exclusivos del Liásico o del Triásico que pasan al Liásico. A pesar de su baja biodiversidad, la flora de la Formación Piedra del Águila muestra algunas afinidades con respecto a la de la vecina Formación Nestares. La posición bioestratigráfica de

la Formación Nestares ha sido asignada al Jurásico Temprano (Arrondo y Petriella 1980). Cabe señalar que nuevos estudios palinológicos (Zavattieri *et al.* 2008) indican que la Formación Nestares sería tan joven como Toarciano tardío, lo cual diferenciaría en forma neta la edad de esta unidad con respecto a la de la Formación Piedra del Águila.

La datación SHRIMP U-Pb sobre circones euhedrales de la toba PAG 3 ha permitido obtener una edad de cristalización magmática de $191,7 \pm 2,8$ Ma. Esta información permite acotar la edad de sedimentación de la Formación Piedra del Águila en el Sinemuriano.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a los árbitros Dres. C. Zavala y G. Ottone por las sugerencias efectuadas a la versión original del trabajo. Esta es una contribución de los Proyectos PICT 25304 de la Agencia Nacional de Promoción

Científica y Tecnológica de la República Argentina y N11-500 y N11-535 de la Universidad Nacional de La Plata.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arrondo, O.G. y Petriella, B.T. 1980. Alicurá, nueva localidad plantífera Liásica de la provincia de Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 17: 200–215.
- Artabe, A.E. 1982. Presencia de *Podozamites elongatus* (Morris) Feistmantel (Coniferales, Podozamitaceae) en la taoflora de Alicurá (Provincia de Neuquén, Argentina). *Ameghiniana* 19: 361–365.
- Artabe, A.E., Ganuza, D.G., Spalletti, L. A., Zúñiga, A. y Morel, E. M. 2005. Revisión de la paleoflora del Cerro La Brea (Jurásico Temprano), provincial de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 42: 429–442.
- Césari, S., Parica, C., Remesal, M. y Salani F. 1999. Paleoflora del Cretácico Inferior de Península Byers, islas Shetland del Sur, Antártida. *Ameghiniana* 36: 3–22.
- Collinson, J. 1996. Alluvial sediments. En Reading, H. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd. Edition): 37–82. Blackwell Science, Oxford.
- Cucchi, R., Espejo, P. y González, R. 1998. Hoja Geológica 4169-I Piedra del Águila. Subsecretaría de Minería de la Nación, Boletín 242: 74 p., Buenos Aires.
- Feistmantel, O. 1877. Jurassic (Liassic) flora of the Rajmahal Group in the Rajmahal Hills. *Memoirs Geological Survey India, Paleontological Indica* 2: 53–162.
- Ferello, R. 1947. Los depósitos plantíferos de Piedra del Águila (Neuquén) y sus relaciones. *Boletín de Informaciones Petroleras* 278: 248–261, Buenos Aires.
- Frenguelli, J. 1947. El género “*Cladophlebis*” y sus representantes en la Argentina. *Anales del Museo de La Plata (nueva serie), Paleontología. Sección B Paleobotánica* 2: 1–47.
- Galli, C.A. 1954. Acerca de una nueva interpretación de las formaciones rético-liásicas de la Patagonia septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 8: 220–235.
- Galli, C.A. 1969. Descripción geológica de la hoja 38c Piedra del Águila, provincias de Neuquén y Río Negro. *Boletín Servicio Nacional Minería y Geología* 111: 67 p., Buenos Aires.

- Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R. 1984. Esquema estratigráfico de la Secuencia Jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259.
- Hastings, J. 1990. Coarse grained meander belt reservoirs, Rocky Ridge Field, North Dakota. En Barwis, J, McPherson, J. y Studlick (eds.) Sandstone Petroleum Reservoirs, Springer Verlag, 57-84, Berlín.
- Herbst, R. 1965. La flora fósil de la Formación Roca Blanca, provincia de Santa Cruz, Patagonia. Ópera Lilloana 12: 1-101.
- Herbst, R. 1966. Nuevos elementos florísticos de la Formación Piedra del Águila, Neuquén, Argentina. Acta Geológica Lilloana 8: 249-254.
- Herbst, R. 1971. Palaeophytologia III. 7. Revisión de las especies argentinas del género *Cladophlebis*. Ameghiniana 8: 265-281.
- Herbst, R. 1988. La flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia). Parte II. Filicopsida. Ameghiniana 25: 365-379.
- Lambert, R.L. y Galli, C.A. 1950. Observaciones geológicas en la región situada entre Piedra del Águila y Paso Flores (Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina 5: 227-232.
- Ludwig K.R. 2001. SQUID 1.02, A User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication 2, 17 p.
- Ludwig, K.R. 2003. User's manual for Isoplot/Ex, Version 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 70 p.
- Menéndez, C.A. 1966. Fossil Bennettitales from The Ticó Flora, Santa Cruz Province, Argentina. Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology 12: 1-42.
- Morel, E.M., Ganuza, D.G. y Zúñiga, A. 2000. Revisión paleoflorística de la Formación Paso Flores, Triásico Superior de Río Negro y del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54: 389-406.
- Morel, E.M., Spalletti, L.A., Arrondo, O.G. y Ganuza, D.G. 1992. Los estratos plantíferos de la Formación Paso Flores. Triásico Superior de las Lomas y Cañadón de Ranquel Huao. Provincia del Neuquén, Argentina. Revista del Museo de La Plata (n.s.) 9 Paleontología 58: 199-221.
- Paces, J.B. y Miller, J.D. 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic process associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System. Journal of Geophysical Research 98: 13997-14013.
- Sesana, F. 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 99-107.
- Spalletti, L. 1994. 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. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 1: 125-142.
- Spalletti, L. y Barrio, C. 1998. Arquitectura y secuencias de los sistemas fluviales triásicos (Formación Río Blanco) en la Cuenca Cuyana, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53: 388-400.
- Spalletti, L.A., Morel, E.M., Franzese, J.R., Artabe, A.E., Ganuza, D.G. y Zúñiga, A. 2007. Contribución al conocimiento sedimentológico y paleobotánico de la Formación El Freno (Jurásico Temprano) en el valle superior del río Atuel, Mendoza, Argentina. Ameghiniana 44: 367-386.
- Stipanovic, P.N. 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 22: 101-133.
- Tera, F. y Wasserburg, G. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. Earth and Planetary Science Letters 14: 281-304.
- Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. En McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (eds.) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology 7: 1-35.
- Zavattieri, A.M., Rosenfeld, U. y Volkheimer, W. 2008. Palynofacies analysis and sedimentary environment of Early Jurassic coastal sediments at the southern border of the Neuquén Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 25: 227-245.

Recibido: 10 de diciembre, 2009

Aceptado: 7 de abril, 2010