

## **El neopaleozoico de la Sierra de Castaño (Cordillera Frontal andina, San Juan, Argentina): Reconstrucción tectónica y paleoambiental**

**Pedro Busquets<sup>1</sup>, Carlos O. Limarino<sup>2\*</sup>, Raúl Cardó<sup>3</sup>, Isabel Méndez-Bedia<sup>4</sup>, Gloria Gallastegui<sup>5</sup>,  
Ferrán Colombo<sup>1</sup>, Nemesio Heredia<sup>5</sup>, Silvia N. Césari<sup>6</sup>**

<sup>1</sup> Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, Zona Universitaria de Pedralbes, 08028 Barcelona, España.

pere.busquets@ub.edu; colombo@ub.edu

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina.

limcar@gl.fcen.uba.ar

<sup>3</sup> SEGEMAR (Servicio Geológico y Minero Argentino), Sargento Cabral 685 (oeste), San Juan, Argentina.  
raulcardoar@yahoo.com.ar

<sup>4</sup> Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C. Jesús Arias de Velasco, 33005 Oviedo, España.  
imbedia@geol.uniovi.es

<sup>5</sup> IGME (Instituto Geológico y Minero de España), C/ Matemático Pedrayes 25, Oviedo, España.  
gallastegui@igme.es; n.heredia@igme.es

<sup>6</sup> Museo Argentino de Ciencias Naturales, B. Rivadavia, Av. Ángel Gallardo 470, Buenos Aires, Argentina.  
scesari@macn.gov.ar

\* Corresponding author

**RESUMEN.** Se efectúa el análisis estratigráfico de la secuencia neopaleozoica aflorante en la Sierra de Castaño (Cordillera Frontal de la provincia de San Juan), donde han sido reconocidas tres unidades estratigráficas. La basal corresponde a la Formación Cerro Agua Negra (Carbonífero tardío-Pérmico temprano?), formada por areniscas y pelitas depositadas en ambiente marino de plataforma somera y litoral. Sobre ella se dispone la Formación San Ignacio, compuesta por sedimentitas silicoclásticas (desde conglomerados hasta pelitas), calizas estromatolíticas-microbiales, rocas volcánicas, en su mayoría de composición mesosilícica y ácida, y depósitos volcanoclasticos. Estas últimas rocas, probablemente depositadas hacia fines del Carbonífero tardío o en el Pérmico más temprano, cubren en discordancia angular a las de la Formación Cerro Agua Negra en la Sierra de Castaño. Dentro de la Formación San Ignacio fueron identificadas 3 asociaciones de facies sedimentarias. La inferior (AFa) está formada por brechas, conglomerados brechosos y areniscas líticas, sedimentadas en sistemas aluviales y fluviales entrelazados que rellenan una irregular topografía labrada sobre la Formación Cerro Agua Negra. La asociación de facies media (AFb), compuesta por conglomerados, areniscas y pelitas, desarrolla ciclos granodecrecientes de escala métrica muy probablemente originados en sistemas fluviales de alta sinuosidad. La asociación de facies superior (AFc) comprende calizas estromatolíticas microbiales, pelitas, niveles de volcanitas y piroclastitas, originadas en cuerpos de aguas someros sujetos a recurrente actividad volcánica. La Formación San Ignacio permite caracterizar el pasaje entre las sucesiones no volcánicas de la Formación Cerro Agua Negra y el intenso magmatismo representado en el Grupo Choiyoi (Pérmico medio-Triásico Inferior). Además demuestra la existencia de dos eventos mayores de deformación tectónica en la región andina. El más antiguo tuvo lugar próximo al límite Carbonífero-Pérmico, o durante el Pérmico más temprano. El segundo evento de deformación ocurrió hacia fines del Pérmico temprano y se correlaciona con la Fase Tectónica San Rafael, la que señala el inicio del importante volcanismo permotriásico (Grupo Choiyoi) extensamente desarrollado a lo largo de la región andina.

*Palabras clave:* Paleozoico superior, Cordillera de los Andes, Argentina, Paleoambiente, Tectónica.

**ABSTRACT. The neopalaeozoic of the Sierra de Castaño (Andean Cordillera Frontal, San Juan, Argentina):**

**Tectonic and paleoenvironmental reconstruction.** This paper addresses the stratigraphic analysis of the Late Paleozoic sequence outcropping in the Sierra de Castaño area (Cordillera Frontal, San Juan Province, Argentina). In this region three major stratigraphic units have been recognized. The lower one corresponds to the Cerro Agua Negra Formation (Late Carboniferous-Early Permian?) composed of sandstones and mudstones, mainly deposited in shallow marine environments. The San Ignacio Formation (Early Permian) covers unconformably the Cerro Agua Negra Formation and it is formed by conglomerates, breccias, sandstones, mudstones, stromatolitic limestones, volcanic and pyroclastic rocks. Three facies associations were recognized in the San Ignacio Formation. The lower (AFa) is composed of breccias, conglomerates and lithic sandstones which were very probably deposited in alluvial and fluvial (braided) systems that filled the irregular topography carved into the Cerro Agua Negra Formation. The facies association AFb, formed by conglomerates, sandstones and mudstones, characteristically develops metric-scale finning-upward cycles probably formed in high-sinuosity fluvial systems. Regarding the facies association AFc comprises stromatolitic limestones, mudstones, volcanics and pyroclastic rocks which are interpreted as deposited in shallow water bodies under recurrent volcanic activity. The San Ignacio Formation allows characterizing the transition from the prevolcanic sequences belonging to the Cerro Agua Negra Formation to the large volcanic activity represented in the Choiyoi Group (Middle Permian-Early Triassic). Moreover the analyzed sequence demonstrates the existence of two major deformational events during the Carboniferous and Permian in the Andean region. The older one took place close to the Carboniferous-Permian boundary or during the earliest Permian. The second tectonic event, occurred at the end of the early Permian, correlates with the San Rafael Tectonic Phase that pointed out the onset of the large permotriassic volcanism (Choiyoi Group) extensively developed along the Andean region.

*Keywords:* Upper Paleozoic, Andean Cordillera, Argentina, Paleoenvironment, Tectonism.

## 1. Introducción

El Paleozoico superior de las cuencas del oeste y noroeste argentino exhibe uno de los registros estratigráficos más completos conocidos en América del Sur, incluyendo potentes secuencias sinorogénicas del Carbonífero inferior, depósitos glaciogénicos del Carbonífero superior y extensas sucesiones de bancos rojos depositados durante el Pérmico medio y superior (Archangelsky, 1987, 1996; Limarino *et al.*, 2006). Unos de los rasgos particulares que muestran las cuencas neopalaeozoicas es la limitada representación de rocas eruptivas durante la mayor parte del Carbonífero, lo que contrasta con la importante actividad volcánica que tuvo lugar a partir del Pérmico medio, especialmente a lo largo de la Cordillera de los Andes (Llambías y Caminos, 1987; Llambías *et al.*, 1993). Este contraste marca muy probablemente un cambio sustancial en la evolución del margen occidental del Gondwana (Ramos *et al.*, 1984; Ramos, 1988; Llambías *et al.*, 1996; Ramos y Palma, 1996; Limarino y Spalletti, 2006).

En particular, la relación entre las sucesiones con menor actividad magmática del Carbonífero tardío y Pérmico temprano, con el extenso volcanismo permotriásico representado en el Grupo Choiyoi (Groeber, 1947; Rolleri y Criado Roque, 1969), resulta un aspecto crítico para el conocimiento del Paleozoico Superior de la región. Si bien son mu-

chos los autores que se han referido a esta relación estratigráfica (Dessanti, 1956; Caminos, 1965, 1979; Llambías *et al.*, 1993, 1996, entre otros), son escasas las descripciones detalladas del intervalo que media entre las unidades mayormente silicicísticas del Carbonífero tardío-Pérmico temprano, y las series volcánicas y volcanoclásticas del Pérmico medio-Triásico temprano.

Los afloramientos neopalaeozoicos del Cordón de Castaño, Cordillera Frontal de San Juan, brindan interesante información acerca de la transición arriba señalada. Allí aflora un conjunto de rocas neopalaeozoicas pertenecientes a la Formación Cerro Agua Negra (Carbonífero tardío-Pérmico temprano?) junto a secuencias volcánicas incluidas en el Grupo Choiyoi (Pérmico medio-Triásico temprano). Además, entre ambas unidades, aparecen sedimentitas silicicísticas, carbonáticas y rocas volcánicas incluidas en la Formación San Ignacio (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996, 1997). Hasta el presente, la Formación San Ignacio no contaba con estudios sedimentológicos de detalle que permitieran establecer su estratigrafía, ambiente depositacional y correlación regional. El análisis de esta unidad esclarece la estratigrafía del Paleozoico Superior de la Cordillera Frontal y resulta una pieza clave en la evolución paleoambiental y tectónica de la transición entre la Formación Cerro Agua Negra y las volcanitas del Grupo Choiyoi.

En particular los afloramientos estudiados corresponden a los de las quebradas de Las Ánimas y de Las Nípas ( $30^{\circ}55'S$  y  $69^{\circ}39'W$ ) ubicadas directamente al norte del antiguo yacimiento minero de Castaño Viejo y al sur del río Atutia (Figs. 1 y 2).

Este trabajo es dedicado a la memoria del joven Ricardo Contreras quien recientemente falleció en la Cordillera de los Andes desempeñando su noble trabajo de baqueano. Su inestimable colaboración como guía de campo en la Sierra de Castaño facilitó todas nuestras investigaciones y será siempre recordada por nosotros.

## 2. Las unidades neopaleozoicas de la Sierra de Castaño

El mapa de la figura 2 muestra la constitución geológica del área. Las rocas más antiguas corresponden a la Formación Cerro Agua Negra (Polanski, 1970) la que se depositó en el Carbonífero tardío pudiendo alcanzar sus términos cuspidales el Pérmico más temprano? (Gutiérrez *et al.*, 1994; Taboada, 2010). En el área estudiada, la unidad alcanza un

espesor mínimo de 375 m (base suprimida por falla) y está compuesta mayormente por pelitas laminadas, areniscas, desde finas a medianas, con menor frecuencia gruesas, y escasos niveles de calizas y margas, estas últimas más comunes en los términos superiores de la secuencia. La Formación Cerro Agua Negra es cubierta en discordancia angular por brechas, conglomerados, areniscas, depósitos piroclásticos, volcanitas y calizas pertenecientes a la Formación San Ignacio (180 m de espesor). Esta unidad aflora formando los flancos de un amplio anticinal con su eje buzante  $27^{\circ}$  al sur (Fig. 2).

Coronando la secuencia neopaleozoica, y cubriendo en fuerte discordancia erosiva a la Formación San Ignacio, aparecen brechas volcánicas, flujos piroclásticos de bloque y ceniza, ignimbritas y coladas volcánicas pertenecientes al Grupo Choiyoi (Groeber, 1947; Rolleri y Criado Roque, 1969). Es interesante destacar que la sección basal de esta unidad ha labrado una importante superficie de erosión, que incide no solo a la Formación San Ignacio, sino también a la Formación Cerro Agua Negra. Sobre esta superficie se disponen potentes

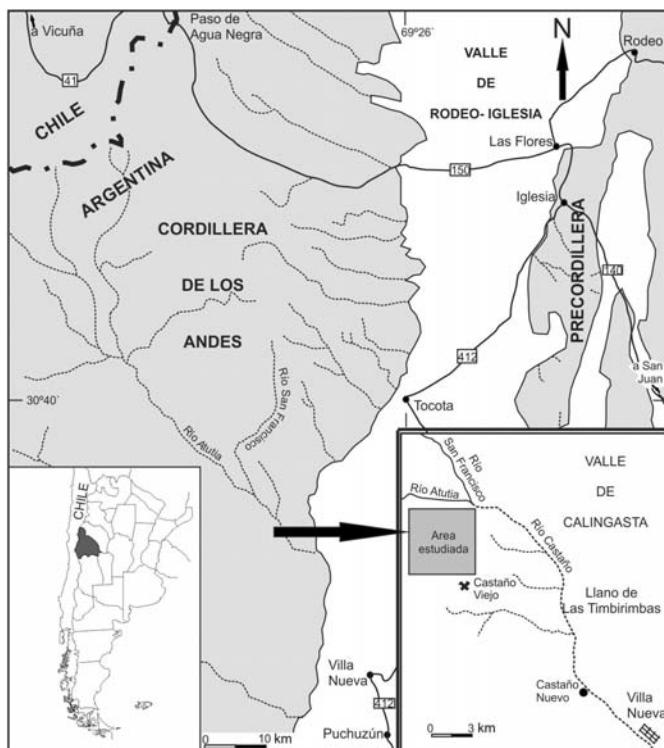


FIG. 1. Ubicación del área estudiada en la Cordillera Frontal de San Juan.

niveles de brechas, que en algunos casos portan bloques de dimensiones métricas de calizas y areniscas pertenecientes a la subyacente Formación San Ignacio.

Un cuerpo en forma de dique dacítico intruye tanto al Grupo Choyoi como a la Formación San Ignacio en la parte occidental de la región (Fig. 2). Finalmente, una pequeña parte del área estudiada aparece cubierta por un nivel de agradación pleistoceno (Fig. 2).

## 2.1. Formación Cerro Agua Negra

### 2.1.1. Características litológicas

Las sedimentitas de la Formación Cerro Agua Negra se disponen formando una faja continua de afloramientos desde su localidad tipo por el norte (Cerro Agua Negra, Fig. 1) hasta las estribaciones australes y orientales de la Sierra de Castaño. Dentro

del área que ocupa a este trabajo, la unidad presenta un extenso desarrollo en la parte central y norte de la comarca (Fig. 2). Allí las rocas que componen la Formación Cerro Agua Negra constituyen el núcleo de una estructura anticlinal, con su eje buzante hacia el sur y su plano axial ligeramente volcado hacia el este. Para la caracterización de la unidad fueron levantadas dos secciones estratigráficas, una ubicada sobre el flanco oriental del anticlinal (A-B en la Fig. 2) y la otra sobre el occidental (C-D en la Fig. 2); observaciones complementarias fueron también efectuadas en las nacientes de la quebrada de Las Ánimas (Fig. 2). Los niveles estratigráficamente más bajos de la formación están compuestos por intercalaciones de paquetes potentes de pelitas gris oscuras y areniscas mayormente finas. Sobre una importante superficie de inundación (A en la Fig. 3), se disponen niveles de pelitas laminadas que incluyen delgadas intercalaciones arenosas y un horizonte de

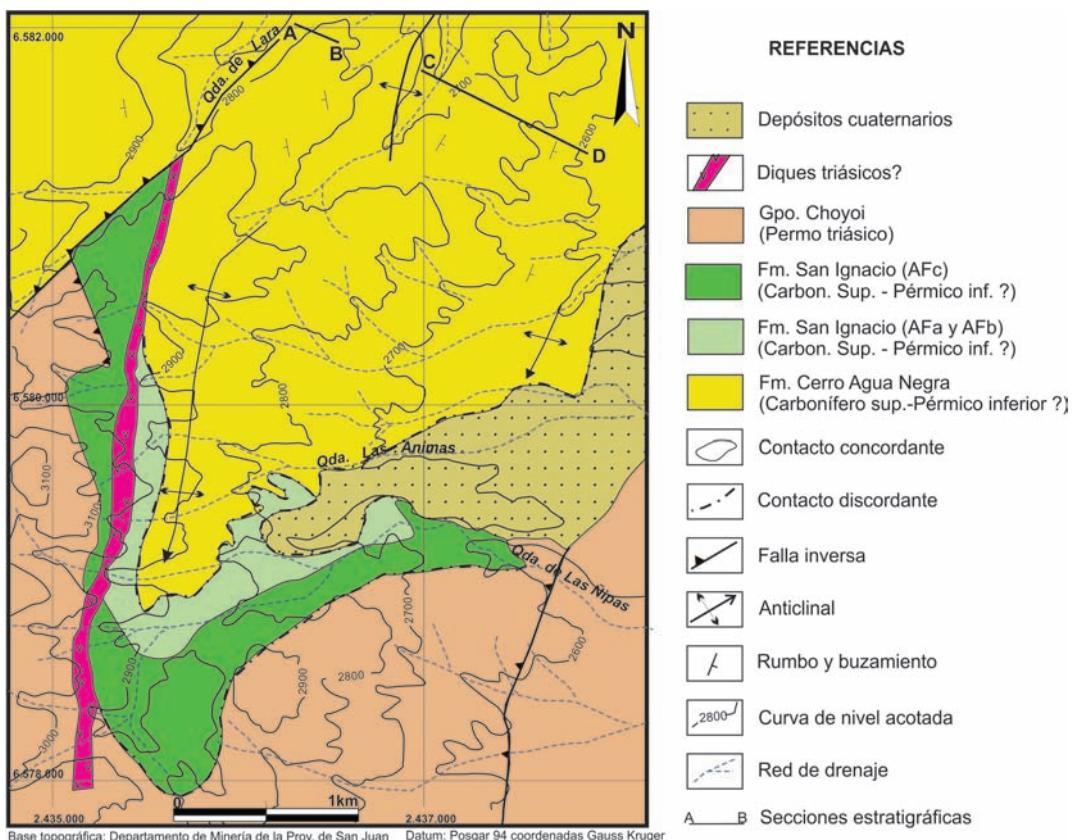


FIG. 2. Geología de la región de la Sierra de Castaño Viejo a la latitud de las quebradas de Las Ánimas y Las Nípulas. Los segmentos A-B y C-D indican las trazas del perfil de la figura 3.

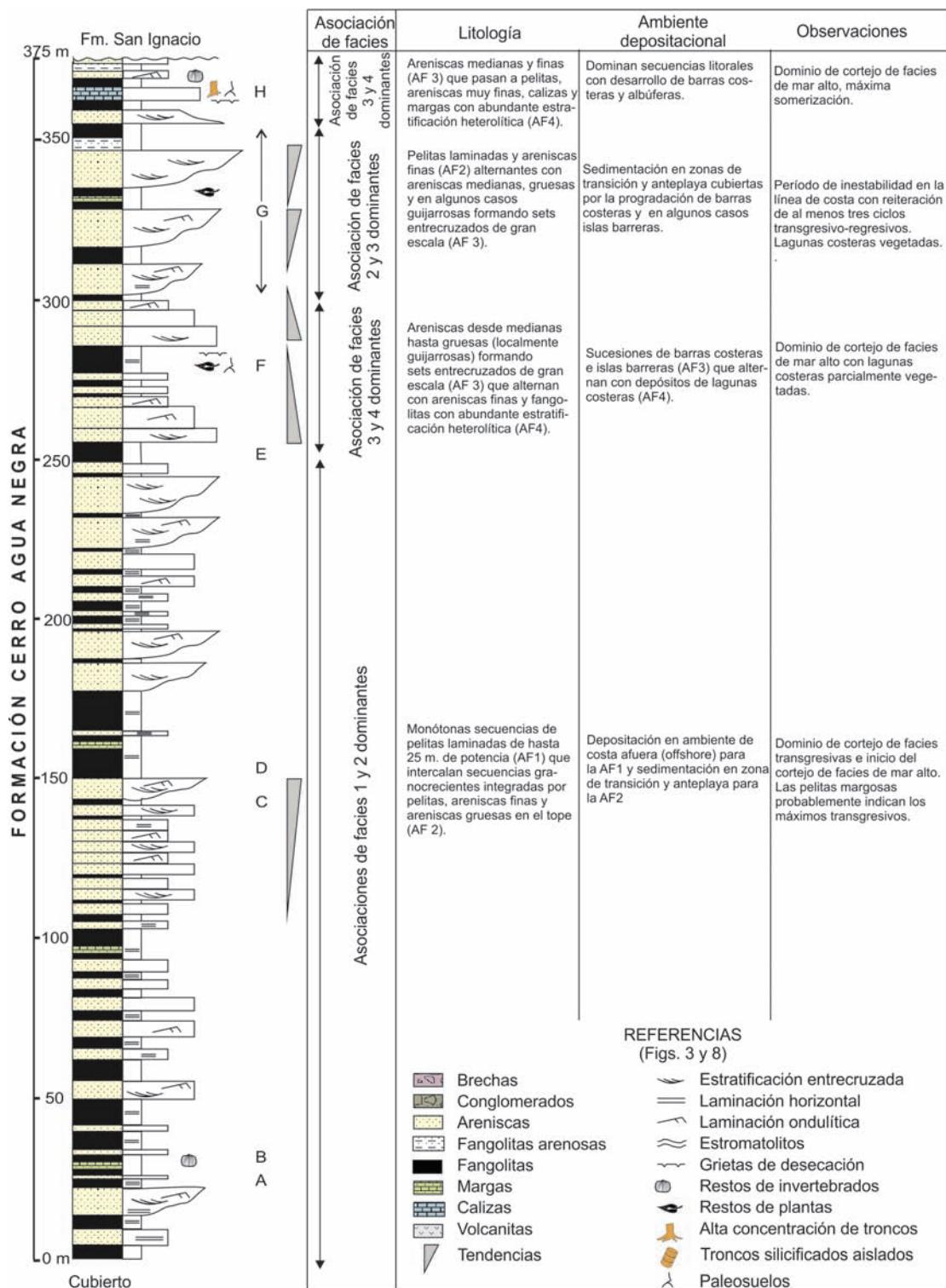


FIG. 3. Perfil esquemático de la Formación Cerro Agua Negra al norte de la quebrada de Las Ánimas. Las letras indican los puntos de interés estratigráfico citados en el texto.

pelitas gris oscuras portando abundantes restos de invertebrados marinos (braquiópodos y gasterópodos, nivel B en la Fig. 3). A partir del punto B (Fig. 3), comienza a aumentar irregularmente la cantidad y espesor de bancos arenosos, lo que origina un megaciclo granocreciente que, en su parte cuspidal (C en la Fig. 3), incluye un intervalo de 40 m de espesor formado por bancos apilados de areniscas medianas (en algunos casos gruesas) exhibiendo sets entrecruzados tabulares y en artesa de hasta 1 m de potencia. Ascendiendo en el perfil, aparece una nueva superficie de inundación seguida por bancos de pelitas laminadas (D en la Fig. 3). Si bien el arreglo sedimentario superpuesto es granocreciente a gran escala, se pueden observar sucesivas secuencias de inundación y somerización de alta frecuencia.

En el punto E (Fig. 3) se presentan areniscas medianas y hasta gruesas dominadas por estructuras entrecruzadas de gran escala, las que son sucedidas por ciclos grano y estratodecrecientes que culminan en un potente intervalo pelítico portador de numerosos restos de plantas (punto F, Fig. 3). Ascendiendo en el perfil (intervalo G, Fig. 3), se encuentran bien expuestos al menos tres ciclos grano y estratocrecientes, compuestos por una superficie de inundación en su base, seguida por pelitas laminadas y culminando en bancos de areniscas con abundante estratificación entrecruzada de gran porte.

Finalmente, la parte superior de la sección aquí descrita presenta algunos bancos de calizas intercalados en secuencias pelíticas (punto H, Fig. 3), mostrando restos de troncos e invertebrados en regular a pobre estado de preservación.

### **2.1.2. Asociaciones de facies sedimentarias**

El análisis del perfil integrado a partir de las secciones A-B, C-D y de las exposiciones del tramo superior de la quebrada de Las Áimas, permite reconocer cuatro asociaciones de facies dentro de la Formación Cerro Agua Negra (Fig. 4): **1.** Asociación de pelitas laminadas (AF1); **2.** Asociación de pelitas y areniscas conformando ciclos granocrecientes (AF2); **3.** Asociación de areniscas medianas y gruesas portando sets entrecruzados de gran escala (AF3) y **4.** Asociación de pelitas y areniscas con abundante estratificación heterolítica (AF4). Cada una de estas asociaciones es descrita brevemente a continuación:

**Asociación de facies de pelitas laminadas (AF1):** Se trata de monótonas secuencias formadas por rocas de grano fino, estratificadas sin solución

de continuidad conformando niveles de hasta 25 m de potencia. Está compuesta por pelitas laminadas y macizas, en ocasiones portando concreciones carbonáticas de hasta 10 cm de diámetro y restos de gasterópodos y braquiópodos (nivel A en Fig. 3). Esporádicamente aparecen intercalaciones de areniscas finas a medianas conformando bancos, de hasta 10 cm de espesor, por lo general macizos y en algunos casos mostrando estratificación tipo ‘hummocky’ o entrecruzada de bajo ángulo. Esta asociación de facies es más común en la base del perfil.

Se interpreta el intervalo descrito como formado en un ambiente de costa afuera ‘offshore’ en el que se registraban esporádicos eventos de tormenta.

**Asociación de facies de pelitas y areniscas conformando ciclos granocrecientes (AF2):** Esta asociación de facies es recurrente, alcanzando cada ciclo espesores máximos de hasta 40 m. Cada ciclo elemental puede ser dividido en tres términos. El basal corresponde a sucesiones de pelitas laminadas gris oscuras, dispuestas sobre una superficie de inundación plana que no exhibe rasgos significativos de erosión. Este intervalo pelítico, de hasta 12 m de potencia, muestra ocasionalmente restos de invertebrados marinos y pasa transicionalmente a secuencias de pelitas y areniscas alternantes que conforman arreglos granocrecientes (término medio). Como rasgo particular, las areniscas suelen mostrar laminación horizontal u ondulítica tanto de oleaje como de corriente. Finalmente, la parte superior de cada ciclo está formada por areniscas desde finas a medianas, estratificadas en bancos de hasta 30 cm de espesor que exhiben frecuente estratificación entrecruzada, en ocasiones de bajo ángulo, tanto tabular como en artesa. Solo esporádicamente se observa el desarrollo de estratificación tipo ‘hummocky’. Esta asociación de facies, asociada a la AF1, domina en los dos tercios inferiores del perfil analizado (Fig. 3).

El intervalo descrito representa el apilamiento de sucesivos ciclos transgresivos-regresivos, separados por sendas superficies de inundación. Dentro de este contexto, las monótonas secuencias de pelitas laminadas representan las condiciones de mayor profundización correspondientes a depósitos de costa afuera y son genéticamente equivalentes a los descritos para AF1. Los depósitos pelíticos en los que hay un aumento progresivo en el espesor de bancos arenosos, probablemente correspondan a la transición costa afuera-anteplaya, mientras que las facies de areniscas con estratificación entrecruzada

ASOCIACIÓN DE FACIES	AMBIENTES DEPOSITACIONALES	ESPESOR
AF4 de pelitas y areniscas con abundante estratificación heterolítica	Lagunas costeras	15 m
AF3 de areniscas medianas y gruesas portando sets entrecruzados de gran escala	Barras litorales e islas barreras	20 m
AF2 de pelitas y areniscas conformando ciclos granocrescentes	Depósitos de transición anteplaya-costa afuera y barras de anteplaya	40 m
AF1 de pelitas laminadas	Depósitos pelíticos de costa afuera	25 m

FIG. 4. Asociaciones de facies identificadas en la Formación Cerro Agua Negra. Los valores de espesor indican la potencia de cada uno de los ciclos elementales, los que son recurrentes a lo largo del perfil.

representarían depósitos de barras de la zona de anteplaya. Las areniscas con estratificación tipo ‘hummocky’ reflejan la existencia de ocasionales eventos de tormentas.

**Asociación de facies de areniscas medianas y gruesas portando sets entrecruzados de gran escala (AF3):** Esta asociación de facies aparece hacia el tercio superior del perfil. Se caracteriza por la existencia de potentes bancos de arenisca, principalmente feldarenitas líticas (clasificación de Folk *et al.*, 1970), que conforman potentes niveles de hasta 20 m de espesor, los que internamente muestran grandes sets de estratificación entrecruzada (hasta 3,5 m de potencia). Se trata de areniscas medianas y gruesas, en ocasiones guijarroosas, con muy bajos porcentajes de matriz y color gris claro característico. Microscópicamente la cantidad de cuarzo es por lo general superior al 50%, el feldespato potásico invariablemente se presenta en mayor proporción que la plagioclasa y los fragmentos líticos están dominados por rocas sedimentarias y esquistosas de bajo grado metamórfico, junto a escasas volcanitas. En lo que hace a los guijarros, son bien redondeados, de hasta 2 cm de diámetro máximo y mayormente cuarzosos.

Una mención especial merecen los diferentes tipos de estratificación entrecruzada identificados, se trata de grandes sets tanto tabulares como en artesa y en muchos casos cuneiformes limitados por superficies de distinto orden jerárquico.

Estas rocas fueron interpretadas por Busquets *et al.* (2005) como facies de barras de playa frontal e islas barreras formadas por corrientes paralelas a la costa. La existencia de areniscas medianas y gruesas con bajos porcentajes de matriz, de capas entrecruzadas de gran porte y su asociación espacial con facies de lagunas costeras (AF4) corroboran el origen propuesto.

**Asociación de facies de pelitas y areniscas con abundante estratificación heterolítica (AF4):** Las rocas incluidas en esta asociación de facies solo aparecen en forma esporádica en algunos tramos de la parte superior del perfil. Está relacionada estrechamente con la previamente descrita AF3, ya que invariabilmente la cubre mediando entre ambas un pasaje transicional y rápido. Se trata de pelitas y areniscas muy finas, exhibiendo diferentes tipos de estructuras heterolíticas (principalmente flaser y ondulosa), laminación horizontal y en algunos casos grietas de desecación. Esporádicamente se observan intercalaciones de areniscas finas y medianas con abundante laminación ondulítica de oleaje y de corriente, junto a delgados niveles de margas. Una característica de esta asociación de facies, es la existencia de niveles atestados de restos vegetales en buen estado de conservación, los que yacen tanto en la base de los bancos arenosos, como en el interior de los bancos de pelitas. Los restos plantíferos identificados corresponden a improntas

en regular a buen estado de preservación de taxones diagnósticos de la biozona NBG (*Nothorhacopteris-Botrychiopsis-Ginkgophyllum*), del Carbonífero superior de Argentina.

La importante participación de pelitas con estructuras heterolíticas, la asociación vertical con facies de barras a islas barreras y la existencia de restos vegetales, llevan a suponer un ambiente de laguna costera (lagoon) para esta facies. Lo dicho permite explicar la participación de facies de marea, la significativa proporción de restos vegetales y la baja energía del sistema.

### **2.1.3. Correlación regional y controles alocíclicos sobre la sedimentación**

En su perfil tipo, la Formación Cerro Agua Negra puede ser dividida en tres intervalos mayores (Fig. 5): **1.** el inferior correspondiente a las secciones 1, 2 y 3 de Spalletti *et al.* (2012) en el perfil tipo, incluye diamictitas glaciales, pelitas con dropstones y lutitas; **2.** el intervalo medio (secciones 4 y 5 de Spalletti *et al.*, 2012) está compuesto por areniscas y pelitas con abundantes restos vegetales correspondientes a la Zona NBG (Pennsylvaniano) y **3.** el intervalo superior, que incluye secuencias de pelitas laminadas y turbiditas (secciones 7 y 8 de Spalletti *et al.*, 2012) depositadas durante el Pennsylvaniano superior o el Pérmico más temprano.

La Formación Cerro Agua Negra aflorante en el área estudiada no representa el total de la unidad, sino solo una sección parcial. Por su litología, contenido fosilífero y facies, las exposiciones de Castaño Viejo correlacionan en su mayor parte con la sección media de la Formación Cerro Agua Negra en su localidad tipo (Fig. 5). La falta de pelitas con ‘dropstones’, de diamictitas vinculadas al evento glacial, la presencia de restos paleoflorísticos correspondientes a la biozona NBG y la abundancia de facies de barras e islas barreras (AF3), asociadas a pelitas con abundante laminación heterolítica (AF4), avalan la correlación propuesta.

Las exposiciones de Castaño Viejo representan en conjunto una secuencia somerizante de baja frecuencia, en este sentido en la parte basal del perfil dominan depósitos marinos de costa afuera (AF1) que alternan y son sucedidos por facies costeras de anteplaya (AF2). Hacia la parte superior del perfil (Fig. 3) aparecen en mayor número depósitos correspondientes a la playa frontal y barras formadas por corrientes paralelas a la costa (incluyendo también probablemente depósitos de islas barreras, AF3).

Este tipo de barras separaron un ambiente de costa abierta representado por las facies AF1 y AF2, de un sector más interno correspondiente a los depósitos de lagoon incluidos en la AF 4.

Sin duda los cambios en el nivel del mar, y en menor medida el incremento en la corriente de deriva litoral, fueron los factores alocíclicos que ejercieron mayor influencia sobre los patrones sedimentarios. En este sentido, la figura 6 propone un modelo de cortejo de facies para la sucesión analizada. El cortejo de facies transgresivo (TST en Fig. 6) está representado en las pelitas laminadas de la AF1, en donde los niveles de margas (Fig. 3) probablemente reflejen el estado de máxima inundación caracterizado por bajo aporte clástico (Mfs en Fig. 6). Las secuencias progradacionales de areniscas y pelitas alternantes (AF2), las areniscas correspondientes a depósitos de barras litorales (AF3) y las pelitas y areniscas finas formadas en lagunas costeras (AF4) corresponderían al estado de nivel de mar alto (HSST en Fig. 6). Por lo tanto, las exposiciones de Castaño Viejo corresponderían a una secuencia de somerización de baja frecuencia. Sin embargo, la tendencia somerizante es varias veces interrumpida por ciclos transgresivo-regresivos de alta frecuencia (T-R en Fig. 6), especialmente en la mitad inferior de la unidad.

## **2.2. Formación San Ignacio**

### **2.2.1. Litología y relaciones estratigráficas**

La Formación San Ignacio es una unidad de composición litológica compleja, pues reúne no solo a distintos tipos de sedimentitas silicoclásticas, sino también niveles de calizas y diferentes tipos de depósitos volcánicos. La unidad presenta un espesor de 180 m y yace en discordancia angular sobre las sedimentitas de la Formación Cerro Agua Negra. La relación angular es claramente visible en los alrededores de la quebrada de Las Ánimas (Fig. 7A) sobre el flanco oriental de la estructura anticlinal. Allí puede observarse cómo un conglomerado brechoso, integrado mayormente por clastos de la infrayacente Formación Cerro Agua Negra, se dispone sobre la superficie, localmente irregular, que a escala de afloramiento cercana angularmente a las sedimentitas de la Formación Cerro Agua Negra (Fig. 7A y B).

En su techo la Formación San Ignacio es cubierta, en fuerte discordancia erosiva, por brechas

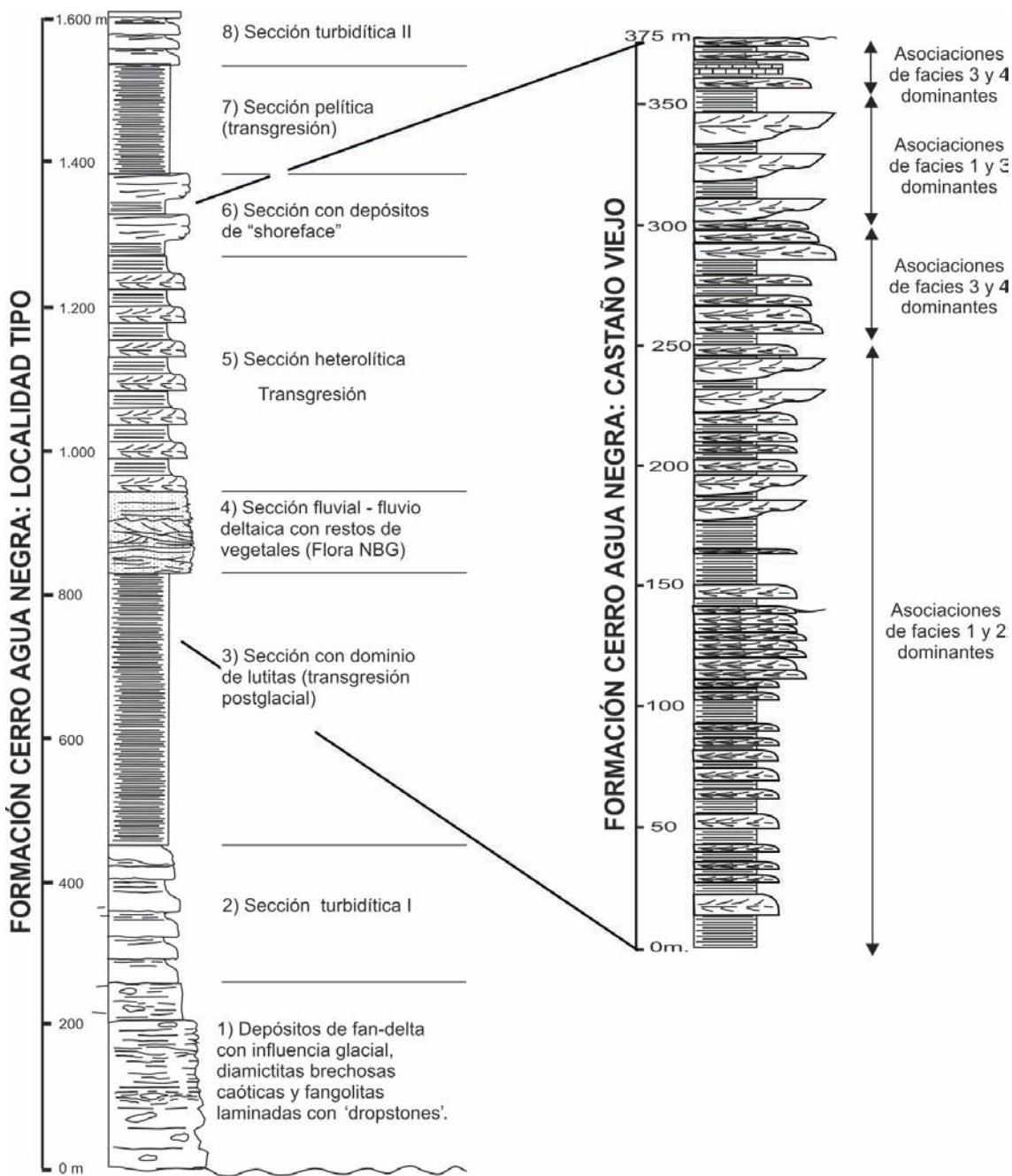


FIG. 5. Esquema de correlación regional entre la localidad tipo (sección modificada de Spalletti *et al.*, 2012) y los afloramientos de Castaño Viejo.

volcánicas y coladas incluidas en el Grupo Choiyoi (Fig. 7A). De hecho, y como puede verse en el tramo oriental de la quebrada de Las Ñipas, grandes bloques de hasta 1 m cúbico de la Formación San Ignacio han sido incorporados y alterados térmicamente dentro de las brechas volcánicas basales del Grupo Choiyoi.

camente dentro de las brechas volcánicas basales del Grupo Choiyoi.

El nombre de Formación San Ignacio fue propuesto por Rodríguez Fernández *et al.* (1996) para un conjunto de calizas bioclásticas, calizas margosas

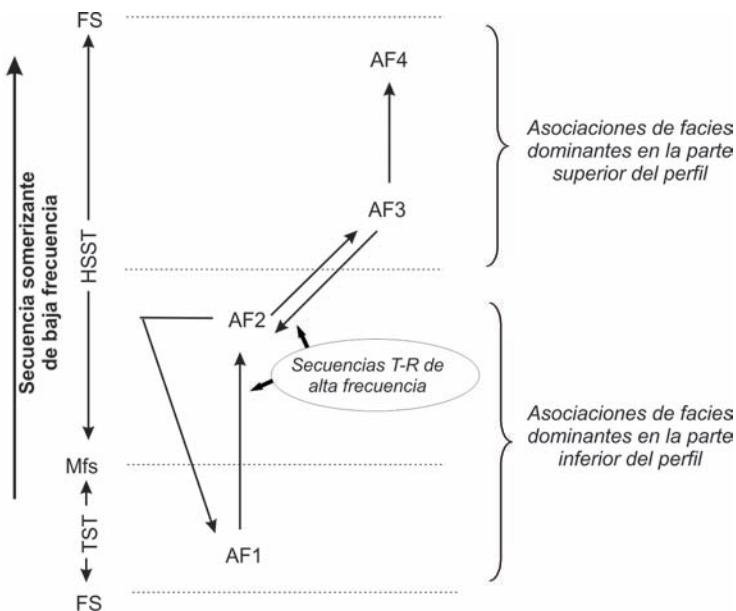


FIG. 6. Evolución paleoambiental y cortejo de facies de la Formación Cerro Agua Negra en la Sierra de Castaño. Referencias: FS: superficie de inundación; TST: cortejo de facies transgresivo; Mfs: superficie de máxima inundación; HSST: cortejo de facies de mar alto; T-R: secuencias transgresivo-regresivas; AF: asociaciones de facies.

interestratificadas con pelitas y escasos niveles de litoarenitas aflorantes en la parte inferior de la quebrada de San Ignacio. Los autores anteriores citaron la existencia de ciclos de somerización en plataformas dominanteamente carbonáticas de aguas someras.

La extensión de los afloramientos inicialmente descritos por Rodríguez Fernández *et al.* (1996), fue posteriormente ampliada por Busquets *et al.* (2005) al reconocer la existencia de rocas asignables a esta unidad al NW del yacimiento de Castaño Viejo (quebradas de Las Nípulas, Las Ánimas y tramo superior de la de San Ignacio). Es justamente en las quebradas de Las Nípulas y cabecera de Las Ánimas donde la unidad muestra su más claro desarrollo, pues en ellas pueden ser observadas las relaciones estratigráficas de base y techo, una más diversa composición litológica y una sección completa de la formación.

### 2.2.2. Asociaciones de facies sedimentarias

Para mejorar el conocimiento estratigráfico y caracterizar los paleoambientes sedimentarios de la Formación San Ignacio fueron levantados varios perfiles compuestos de la unidad a lo largo de la quebrada de Las Nípulas (Fig. 8). Sobre la base de la

información obtenida se identificaron 3 asociaciones de facies sedimentarias (Fig. 9): 1. Asociación de brechas y areniscas (AFa); 2. Asociación de conglomerados, areniscas y pelitas agrupados en ciclos granodecrescentes (AFb), y 3. Asociación de calizas, rocas volcánicas y pelitas (AFc).

**Asociación de facies de brechas y areniscas (AFa):** Esta asociación de facies conforma la base de la Formación San Ignacio y está formada por brechas, conglomerados brechosos y areniscas, siendo muy escasos los niveles pelíticos. Sobre la superficie de discordancia que la separa de la Formación Cerro Agua Negra, se dispone un potente nivel integrado por brechas y conglomerados que claramente rellenan una paleotopografía irregular (Figs. 7B y 10A). Este intervalo está formado por bancos amalgamados lenticulares de brechas y conglomerados clasto soportados, de tamaño de grano mediano a grueso, mostrando alta relación clastos/matriz (9:1). Los clastos están formados en un 90% por areniscas y pelitas provenientes de la subyacente Formación Cerro Agua Negra, siendo el resto fragmentos de esquistos de grano fino y color verde (5%), volcanitas (3%), cuarzo (2%) y calizas (1%, Fig. 10A y B). La mayoría de los clastos son subangulosos, alcanzan hasta 40 cm de diámetro máximo y se encuentran



FIG. 7. A. Discordancia angular separando las areniscas de la Formación Cerro Agua Negra (AN) de la sección brechosa basal de la Formación San Ignacio (SI); al fondo volcanitas del grupo Choiyoi (CH); B. detalle de la superficie de discordancia mostrando el paleorrelieve existente entre las sedimentitas de la Formación Cerro Agua Negra (AN) y San Ignacio (SI).

inmersos en una matriz de arena gruesa. Aunque la mayor parte de los bancos que componen esta sección basal son macizos, en algunos niveles se observa buen desarrollo de imbricación de clastos y solo ocasionalmente un arreglo granodecreciente de los fragmentos mayores.

Hacia la parte media y superior de este tramo basal, la asociación de facies muestra algunos cambios significativos: 1. disminuye el tamaño máximo y aumenta el redondeamiento de los clastos de conglomerados; 2. aumenta la proporción de areniscas, las que llegan a conformar aproximadamente hasta

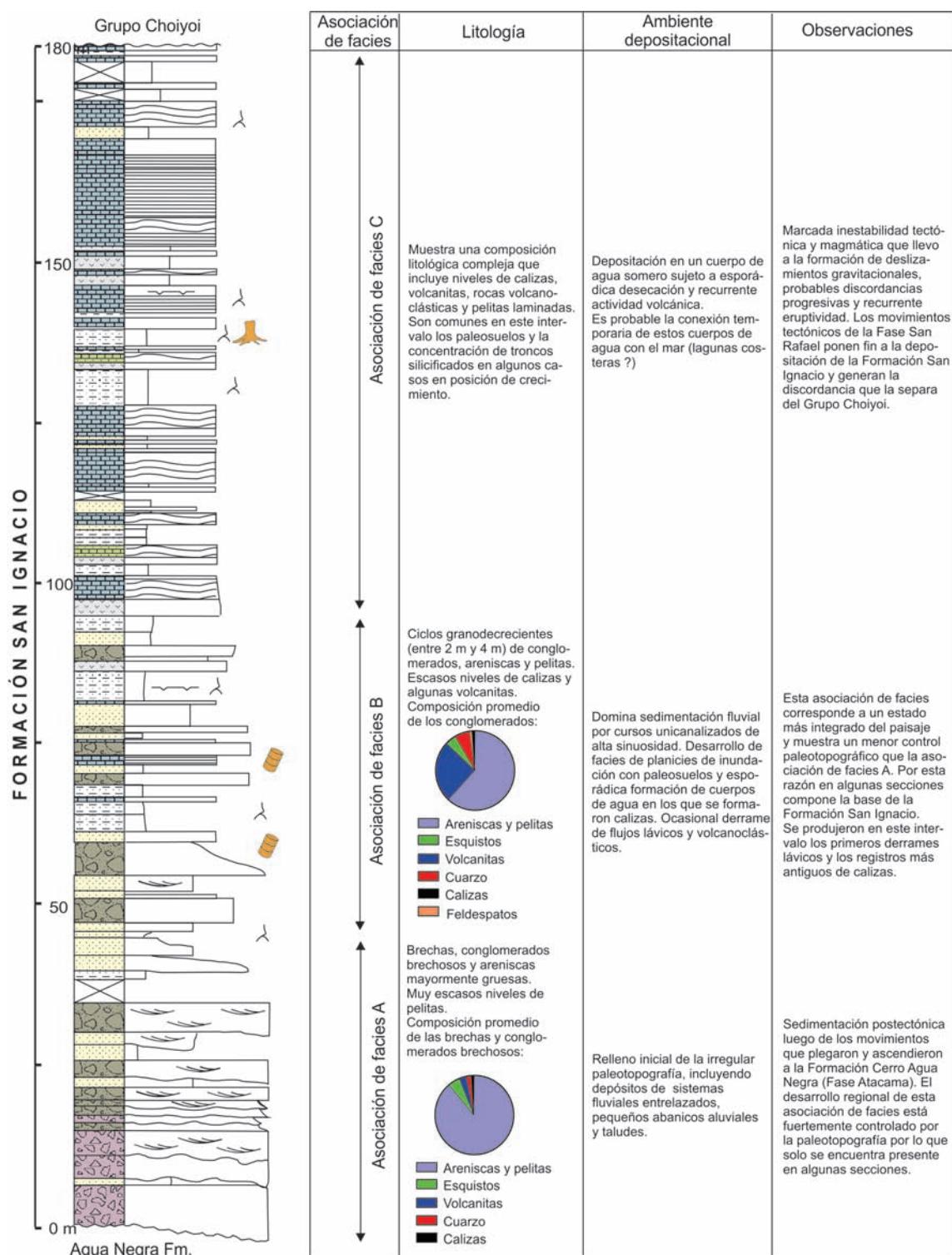


FIG. 8. Perfil esquemático de la Formación San Ignacio en el área de Castaño Viejo. Para referencias véase figura 3.

ASOCIACIÓN DE FACIES	AMBIENTES DEPOSITACIONALES	ESPESOR
AFc de calizas, rocas volcánicas y pelitas	Cuerpos de aguas carbonatados (lagunas costeras?) sujetas a recurrentes eventos de desección	90 m
AFb de conglomerados, areniscas y pelitas en ciclos granodecrescentes	Ríos meandrosos con desarrollo de facies de planicie de inundación	50 m
AFa de brechas y areniscas	Taludes y pequeños abanicos aluviales que pasan verticalmente a ríos entrelazados proximales	40 m

FIG. 9. Asociaciones de facies reconocidas en la Formación San Ignacio.

el 50% de la facies, y **3.** comienza a desarrollarse una estratificación más definida. Así, los conglomerados presentan diámetros máximos de hasta 9 cm y se encuentran organizados en paleocanales lenticulares de hasta 80 cm de espesor. Cada paleo-canal, está limitado en su base por una superficie erosiva, sobre la que se disponen conglomerados macizos o mostrando imperfecta imbricación de clastos. Hacia arriba los conglomerados disminuyen progresivamente su tamaño de grano y suelen desarrollar estratificación entrecruzada tabular. Finalmente, aparecen niveles lenticulares de areniscas gruesas (ocasionalmente medianas) mostrando paquetes delgados de estratificación entrecruzada en artesa, planar u ondulítica. Estas areniscas son mayormente litoarenitas feldespáticas (Folk *et al.*, 1970) dominadas por fragmentos líticos de esquistos cuarzo-micáceos, cuarzo monocristalino y feldespatos (Fig. 11A).

El espesor de la asociación de facies hasta aquí descrita varía entre 20 y 40 m, dependiendo de su posición dentro de la irregular paleotopografía labrada sobre la subyacente Formación Cerro Agua Negra.

Desde el punto de vista genético, es muy probable que los sedimentos que forman esta asociación de facies hayan sido depositados en taludes y pequeños abanicos aluviales que evolucionaron rápidamente a cursos fluviales entrelazados, los que fueron disminuyendo su energía desde la base al techo de la unidad. El carácter entrelazado del sistema está avalado por el amplio dominio de las brechas, conglomerados y areniscas gruesas, la forma lenticular de los estratos, la importante participación de paleocanales (especialmente en los

tramos medio y superior), la falta de superficies de migración lateral y la ausencia de sedimentos finos de planicie de inundación.

Por otro lado, el carácter brechoso de la mayoría de los clastos, especialmente en la parte basal de la facies, y el amplio predominio de fragmentos de proveniencia local (areniscas y pelitas atribuidas a la Formación Cerro Agua Negra), llevan a suponer un carácter proximal a las áreas de aporte de estos sistemas fluviales. Además, el variable espesor de la facies refleja claramente el progresivo relleno de una paleotopografía irregular, lo que controló especialmente el espesor de los niveles brechosos basales.

**Asociación de facies de conglomerados, areniscas y pelitas agrupados en ciclos granodecrescentes (AFb):** Esta asociación de facies, de unos 50 m de potencia, está básicamente formada por ciclotemas granodecrescentes de espesor variable entre 2 y 4 m. Cada unidad muestra en su base conglomerados polimicticos, clasto sostenidos y estratificados en bancos tabulares de 1 a 2 m de espesor. Internamente, los conglomerados son macizos, o en otros casos exhiben sets de estratificación entrecruzada tabular planar de mediana escala, la que muestra cierta heterogeneidad litológica (c.f. tipo epsilon, Allen, 1963) y algunas superficies de migración lateral. Los clastos son por lo general bien redondeados, en ocasiones de formas proladas y de hasta 8 cm de diámetro. Dominan los de areniscas y pelitas (entre 50% y 70%), las primeras son mayormente litoarenitas feldespáticas (Fig. 11B), pero un rasgo llamativo es el incremento de fragmentos volcánicos mesosilícicos que pueden alcanzar hasta un 35% (Fig. 8).



FIG. 10. A. Bancos apilados y pobemente estratificados de brechas y conglomerados conformando la base de la Formación San Ignacio, la flecha indica un clasto de arenisca de 40 cm de diámetro derivado de la Formación Cerro Agua Negra (asociación de facies A); B. brechas basales de la sección inferior de la Formación San Ignacio, obsérvese el claro predominio de clastos de arenasas muy probablemente pertenecientes a la subfrayacente Formación Cerro Agua Negra (asociación de facies A); C. sección cuspidal de la Formación San Ignacio (asociación de facies C) dominado por calizas estromatolíticas (a) cubiertas por brechas volcánicas del Grupo Choiyoi (b); D. aspecto de la sección media a superior de la asociación de facies; C en la que dominan claramente las calizas; E. pequeñas grietas de desecación desarrolladas en el techo de calizas fangosas como resultado de la culminación de un ciclo de desecación (asociación de facies C); F. Plegamiento sinsedimentario de escala métrica afectando a las calizas de la Formación San Ignacio (asociación de facies C).

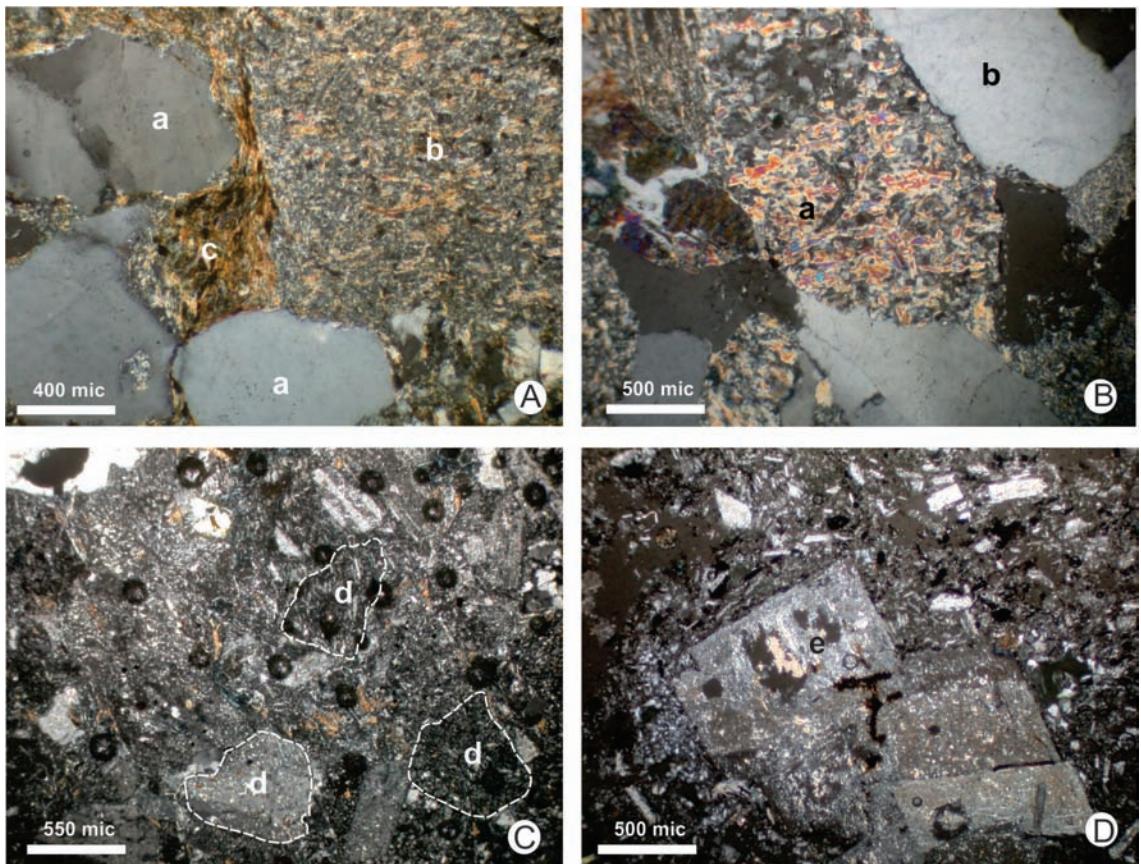


FIG. 11. Microfotografías de las areniscas y volcanitas de la Formación San Ignacio. A. litoarenita feldespática característica de la base de la AFa mostrando clastos de cuarzo (a), esquistos cuarzo-feldespáticos (b) y esquistos micáceos (c); B. Litoarenita feldespática que caracteriza los depósitos fluviales la AFb, obsérvese la presencia de fragmentos líticos de esquistos (a) y cuarzo (b); C. litoarenita volcánica perteneciente a la AFc, nótense la presencia de fragmentos de rocas ácidas y mesosilícicas (d); D. Andesita de la parte superior de la AFb mostrando microfenocristales de plagioclasa (en ocasiones con textura glomeroporfírica, e) y pasta seriada.

Sobre los conglomerados se disponen areniscas gruesas y medianas, de composición lítica y color gris verdoso, por regla general exhiben sets entrecruzados de mediana y pequeña escala, tanto en artesa como tabulares. Estas areniscas son sucedidas por areniscas finas, en ocasiones laminadas horizontalmente o mostrando laminación ondulítica de corriente.

En algunos casos cada ciclo elemental remata con sedimentos de grano fino que forman niveles tabulares de hasta 0,3 m de espesor máximo. Se trata de pelitas laminadas, areniscas limosas y areniscas muy finas de color gris verdoso intenso. Estas rocas aparecen tanto macizas como mostrando laminación horizontal y con menos frecuencia ondulítica.

Localmente aparecen niveles de volcanitas, mayormente traquitas y andesitas, intercalados en la secuencia sedimentaria.

Las rocas pertenecientes a esta facies fueron muy probablemente depositadas en sistemas unicinalizados de alta sinuosidad (meandritiformes) con desarrollo de facies de planicies de inundación. La existencia de ciclos granodecrecientes, la forma tabular de los bancos, el desarrollo de algunas superficies de migración lateral y la presencia de sedimentos finos sugieren la génesis propuesta. En este contexto algunos de los conglomerados con estratificación entrecruzada resultarían depósitos de barra en espolón, donde las capas frontales se orientan a 90° del corriente principal. En el caso

de las areniscas medianas y gruesas la situación es más compleja, porque los sets de pequeña escala de estratificación entrecruzada podrían haberse generado por la migración dentro del canal de megaóndulas de crestas rectas y sinuosas. Finalmente, en lo que hace a las pelitas y areniscas muy finas que rematan cada ciclo son aquí interpretadas como depósitos de planicie de inundación.

**Asociación de facies de calizas, rocas volcánicas y pelitas (AFc):** El carácter distintivo de esta facies es la aparición de recurrentes niveles de calizas, ignimbritas, lavas mesosilícicas y delgados depósitos de tobas intercaladas entre pelitas y areniscas líticas. El intervalo aquí descrito alcanza un espesor de 90 m y conforma la mitad superior de la Formación San Ignacio (Fig. 10C).

Es destacable el hecho de que si bien los primeros niveles de carbonatos aparecen en niveles muy delgados y discontinuos en la parte alta de la mitad inferior del perfil (Fig. 10C y D), es en esta sección donde las calizas se hacen más abundantes y aparecen interestratificadas con niveles volcánicos y volcanoclásticos.

La mayor parte de las rocas carbonatadas son microbialitas (*sensu* Burne and Moore, 1987) consistentes en trombolitos y estromatolitos desarrollados sobre tobas y arenas volcánicas y que a techo suelen presentar alteración edáfica, que destruye total o parcialmente las texturas y estructuras originales. Localmente, es significativo el retrabajo de los niveles calcáreos y la formación de areniscas y microconglomerados con abundantes fragmentos intraformacionales de calizas. Se disponen en secuencias, que varían desde 0,1 a 7 m de potencia y, en algunos casos, forman domos interconectados de 2 a 5 m de diámetro.

Frecuentemente, el inicio y final de cada sucesión carbonatada está marcado por la presencia de depósitos piroclásticos (ignimbritas y tobas) o depósitos volcano-sedimentarios. La sucesión más generalizada consiste, de base a techo, en tobas o arenas volcánicas que progresivamente presentan mayor contenido de carbonatos microbianos (trombolitos y estromatolitos) a techo de esta secuencia. Como se ha indicado anteriormente, estas sucesiones carbonatadas se hallan coronadas frecuentemente por paleosuelos, en los que son comunes los restos silicificados de raíces y troncos ocasionalmente preservados en posición de vida. En otros casos la parte superior de la sucesión carbonatada exhibe grietas de desecación (Fig. 10E),

Microscópicamente, los trombolitos están constituidos por una micrita densa en la que se observan masas nodulares irregulares, y de tamaño variable, de micrita grumosa muy oscura, con diminutos peloídes y abundante porosidad de pequeñas cavidades llenas por microesparita; en algunos casos se preservan filamentos microbianos. Los estromatolitos están formados por una alternancia de láminas de micrita oscura, a veces con un aspecto grumoso, alternando con otras láminas ricas en peloídes, mayor contenido en material arcilloso y abundantes estilolitos.

Otro importante componente de esta facies son los depósitos de caída y flujos piroclásticos. Los primeros conforman niveles tabulares, de espesor por lo general inferior a los 20 cm. Predominan las tobas vítreas, portando fragmentos pumíceos de hasta 1.000 micrones y trizas parcial a totalmente desvitrificadas. Además, se han identificado depósitos de cenizas volcánicas reemplazadas por filosilicatos de grano fino, con escasos cristales de plagioclasa euhedral, fragmentos de vidrio volcánico cloritizado y huecos llenos por calcedonia.

Los flujos piroclásticos son principalmente ignimbritas bien soldadas constituidas por una mesostasis de origen vítreo, transformada a agregados de cuarzo microcristalino en la que se destacan escasos cristales de plagioclasas euhedrales, cuarzo, feldespato potásico, filosilicatos de grano muy fino y fragmentos de vidrio cloritizado ('fiamme'). Estas rocas pueden incorporar abundantes restos vegetales silicificados y clastos de calizas.

Los flujos lávicos forman niveles de hasta 1,5 m de potencia, son de geometría tabular y están integradas por volcanitas mesosilícicas de grano fino y color gris verdoso. Desde el punto de vista composicional están dominados por andesitas, aunque en menor proporción aparecen traquitas y raramente dacitas. Las andesitas muestran con frecuencia textura microporfídica seriada, con microfenocristales de plagioclasa frecuentemente alterados a minerales arcillosos y óxidos de hierro. En algunos casos aparecen también microfenocristales de piroxeno (augita), en ocasiones formando asociaciones glomeroporfídicas y localmente cloritizadas (Fig. 11D).

La erosión de los depósitos volcánicos ha producido drásticos cambios en la composición de los clastos de areniscas cuando se las compara con las facies precedentes, dominando en esta sección las litofeldarenitas volcánicas y las litoarenitas volcánicas (Fig. 11C).

Tal como señalaron Busquets *et al.* (2007), esta facies fue en gran medida depositada en un cuerpo de agua somero, el que estuvo sujeto a repetidos episodios de desecación con formación de paleosuelos. La influencia constante de actividad volcánica de diferente intensidad queda expresada en la participación de rocas volcánicas y volcanoclásticas. El hecho de que el registro paleontológico esté únicamente limitado a vestigios de calcimicrobios y a restos de árboles indica que la actividad volcánica tuvo un control muy estricto sobre la composición de las aguas y de los suelos. Aunque no se han encontrado restos fósiles que permitan sugerir una conexión entre este medio y el mar, esta posibilidad no debería ser descartada.

Al menos parte de la deposición de esta facies parece haberse producido en condiciones sintectónicas teniendo en cuenta la presencia de discordancias progresivas asociadas a pliegues de crecimiento, bien expuestos en la quebrada de Las Nípulas. Estos pliegues tienen dimensiones variables, desde hectométricas a milimétricas. A pequeña escala se pueden observar pliegues centimétricos a métricos que afectan a calizas estromatolíticas, sellados por posteriores estromatolitos (Fig. 10F). También se encuentra incipientes abanicos de ca-

pas en la parte media de la facies, los que han sido interpretados como discordancias progresivas, y localmente repeticiones de serie por deslizamientos sindeposicionales, que dan a la sucesión de San Ignacio en la quebrada de Las Nípulas un aspecto de mucha mayor potencia.

### 2.2.3. Controles alocíclicos sobre la sedimentación

A diferencia de la Formación Cerro Agua Negra, donde los cambios en el nivel del mar fueron el principal factor alocíclico controlando la evolución de los ambientes depositacionales, en la Formación San Ignacio la tectónica y el volcanismo controlaron la sedimentación. En este sentido, la figura 12 ensaya un modelo de controles alocíclicos para cada una de las facies identificadas. La asociación de facies de brechas y areniscas (AFa) se habría formado, en parte, bajo un régimen sintectónico o como resultado inmediato de la fase de deformación que separa a las formaciones Cerro Agua Negra y San Ignacio (AFa en Fig. 12). Bajo estas condiciones predominó la sedimentación aluvial de grano grueso, de naturaleza torrencial y dominada por aporte local (amplio dominio de clastos de la Formación Cerro Agua Negra, Figs. 10A y 11A). No existen evidencias ciertas de actividad volcánica en este intervalo.

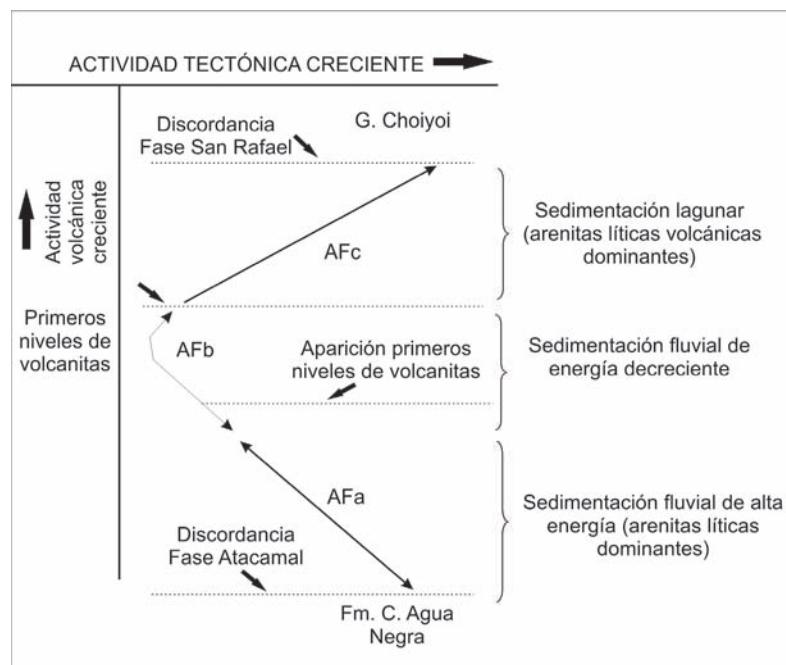


FIG. 12. Evolución paleoambiental y controles alocíclicos durante la deposición de la Formación San Ignacio.

Durante la deposición de la asociación de facies AFb habría imperado un corto período de calma tectónica y aparecen los primeros registros de esporádica actividad volcánica (Fig. 8). Finalmente, la sedimentación de la parte superior de la Formación San Ignacio estuvo nuevamente influenciada por actividad tectónica, la que formó discordancias progresivas observadas en la parte superior de la formación. Además, se registró un importante aporte de material volcánico a la cuenca, traducido en la dominante participación de litoarenitas volcánicas en este intervalo.

#### **2.2.4. Edad de la Formación San Ignacio**

En los afloramientos estudiados en este trabajo, más precisamente en los tramos superiores de la Formación San Ignacio, ha sido encontrada una reducida asociación polínica dentro de niveles pelíticos intercalados entre las calizas de la AFC, (Busquets et al., 2005). De acuerdo con Busquets et al. (2005) en las muestras analizadas predominan las esporas triletes, acompañadas por menores proporciones de polen bisacado. Busquets et al. (2005) refirieron la asociación a la Biozona *Raiistrickia densa-Convolutispora muriornata* (Césari y Gutiérrez, 2000) de edad carbonífera superior.

Además del espectro polínico descrito, en niveles correspondientes de la parte superior de la formación (AFC) aparece un intervalo estratigráfico con abundantes troncos con anatomía preservada (Busquets et al., 2007; Césari et al., 2010). El porte de los troncos puede alcanzar hasta 50 cm de diámetro en aquellos hallados en posición de vida (Fig. 13A) y han sido identificados ejemplares de 80 cm de longitud. Se trata de leños picnoxílicos, con anillos de crecimiento poco definidos (Fig. 13E) y puntuaciones multiseriadas en las traqueidas (Fig. 13C), correspondientes muy probablemente del grupo de las Cordaitales (Césari et al., 2010). Algunos de los especímenes preservan pequeñas raíces que penetran la madera (Fig. 13B) indicando que probablemente los mismos han actuado como sitios protegidos para la regeneración de nuevas plantas (Césari et al., 2010). Su preservación es óptima permitiendo observar engrosamientos tipo phi en la corteza interna de las raicillas (Fig. 13D). Además, se ha identificado evidencia de interacción con artrópodos en la madera (Fig. 13F). Los troncos mencionados por su abundancia, densidad, porte, y en algunos casos su preservación en posición de vida, claramente sugieren la existencia de un bosque fósil.

Pocos kilómetros al este del área estudiada en este trabajo, Pöthe et al. (1987) describieron restos de acritarcas y quitinozoarios, provenientes del tramo inferior de la quebrada de Las Ánimas, a los que asignaron al intervalo Silúrico-Devónico. La edad sugerida por esta asociación micropaleontológica es francamente discordante con la antigüedad derivada por las asociaciones polínicas, troncos silicificados y relaciones estratigráficas. Por lo tanto no debería descartarse que el material descrito por Pöthe et al. (1987) derive del retrabajo de sedimentitas ordovícicas y silúricas.

Por todo lo expuesto, se sugiere una edad carbonífera superior tardía a pérmbica inferior temprana para la Formación San Ignacio.

#### **2.2.5. Correlación de la Formación San Ignacio**

En buena parte de los Andes centrales la relación entre las volcanitas del Grupo Choiyoi y las subyacentes secuencias siliciclásticas neopaleozoicas se resuelve mediante un intervalo estratigráfico de muy variable espesor, dominado por brechas sedimentarias y volcánicas, con variable participación de rocas carbonáticas. Probablemente, una de las relaciones más conocidas aparece en la Sierra de San Rafael (sur de la provincia de Mendoza). Allí, Dessanti (1956) llamó ‘Brecha Verde’ al conjunto de brechas y conglomerados interpuestos entre la sección volcánica del Grupo Choiyoi y las sedimentitas neopaleozoicas de la Formación El Imperial. Años más tarde este intervalo fue incluido en la Formación Cerro Colorado por Rolleri y Criado Roque (1969) y finalmente formando la base del Grupo Cochicó por Llambías et al. (1993).

Más al norte, sobre el flanco oriental del Cordón del Plata (Cordillera Frontal de Mendoza), Caminos (1965) ha denominado ‘Conglomerado del Río Blanco’ al conjunto sedimentario interpuesto entre las rocas eruptivas del Grupo Choiyoi y las sedimentitas neopaleozoicas de la Formación El Plata (Caminos, 1965). Según este autor el ‘Conglomerado Río Blanco’ alcanza un espesor muy variable (entre 20 y 60 m) y se encuentra compuesto en su base por un conglomerado brechoso formado principalmente por clastos de filitas y areniscas gris oscuras, estas últimas adjudicadas por Caminos (1965) a la subyacente Formación El Plata (Paleozoico Superior). Como bien señalara Caminos (1979), las secuencias psefíticas descritas en el Cordón del Tigre por Koukharsky (1966) y las correspondientes al Cordón del Portillo

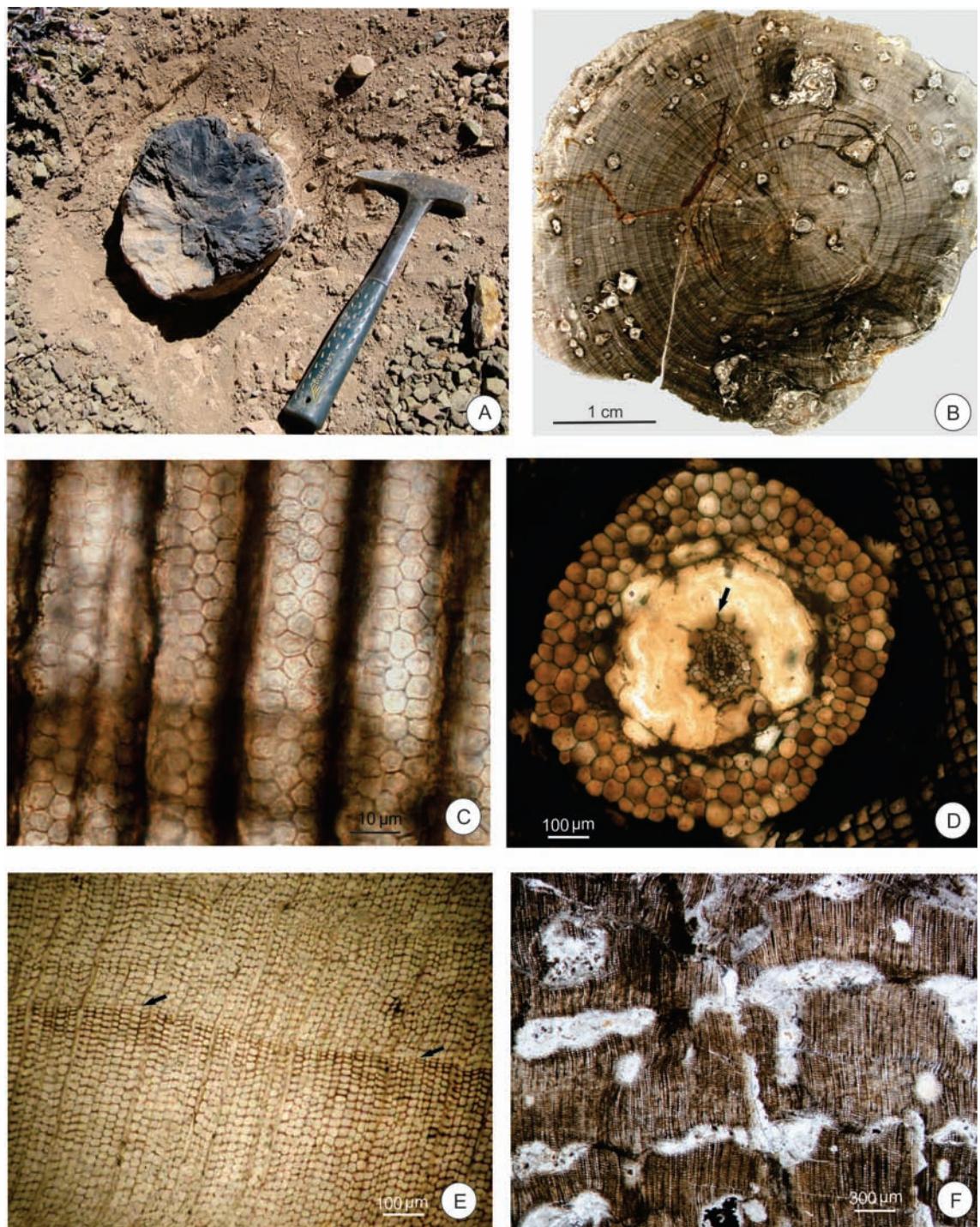


FIG. 13. A. Tronco en posición de vida; B. Sección transversal de leño invadido por raicillas, PBSJ 460; C. traqueidas con puncuaciones araucarioides multisieradas en el xilema secundario, PBSJ 461e; D. Sección transversal de una raicilla mostrando los engrosamientos phi (flecha) PBSJ 458; E. Sección transversal de leño mostrando discontinuos y sutiles cambios en el diámetro de las traqueidas (flechas), PBSJ 461a; F. Sección transversal de leño con galerías o túneles probablemente excavadas por artrópodos, PBSJ 462. PBSJ: Colección paleobotánica Museo San Juan.

(González Díaz, 1958) muestran similar composición y ubicación estratigráfica. Posteriormente, Heredia *et al.* (2012) correlacionaron por primera vez los ‘Conglomerados de Río Blanco’ con la Formación San Ignacio. Una relación similar se plantea en el cordón de Santa Clara donde Fernández (1955) describió el ‘Conglomerado de Santa Clara’ en la base del Grupo Choiyoi.

En el área del Portezuelo de las Burras (Cordillera Frontal de San Juan) la relación entre la sección volcánica del Grupo Choiyoi y las subyacentes sedimentitas neopaleozoicas ha sido descrita por Caballé (1986), Rodríguez Fernández *et al.* (1996), Cegarra *et al.* (1998) y Karkanis y Rosello (2004). Inicialmente Caballé (1986) incluyó el intervalo de referencia en el miembro Manrique de la Formación La Puerta, al que describió como formado por areniscas, conglomerados y calizas. Estas rocas fueron datadas mediante estudios palinológicos en el Pérmico temprano por Ottone y Rosello (1996). En un trabajo posterior, Rodríguez Fernández *et al.* (1996) reubicaron al Miembro Manrique en la Formación Castaño considerándolo un intervalo volcano-sedimentario basal del Grupo Choiyoi. Más allá de su ubicación formal es importante destacar que en ambos esquemas el Miembro Manrique, o su equivalente la Formación Castaño, subyacen a las volcanitas del Choiyoi y cubren las secuencias siliciclásticas neopaleozoicas.

En la parte norte de la Cordillera Frontal de San Juan, más específicamente entre las quebradas de Agua Negra y Mondaca, Llambías *et al.* (1990) describieron una ‘Sección Basal Sedimentaria’ conformando la base del Grupo Choiyoi. Los citados autores incluyeron en esta unidad un interesante conjunto de brechas, conglomerados y rocas carbonáticas de espesores muy variables.

En síntesis, a lo largo de la Cordillera Frontal el contacto entre las volcanitas del Grupo Choiyoi y las sedimentitas neopaleozoicas de la Formación Cerro Agua Negra y equivalentes, muestra frecuentemente un intervalo estratigráfico de espesores variables entre decenas y unas pocas centenas de metros. Esta sección se compone de brechas, conglomerados, algunos flujos volcánicos y calizas. Este intervalo está representado en la Sierra de Castaño por la Formación San Ignacio, la que yace discordantemente sobre la Formación Cerro Agua Negra y es cubierta en igual relación por las brechas y volcanitas del Grupo Choiyoi.

### 3. Evolución tectosedimentaria

Los afloramientos estudiados en este trabajo brindan importante información, en particular acerca de la transición entre el Carbonífero y el Pérmico en la Cordillera Frontal y sobre la evolución tectosedimentaria durante al Ciclo Gondwánico andino. En primer lugar, resulta claro que la sedimentación predominantemente marina y transicional, representada en la Formación Cerro Agua Negra, fue bruscamente remplazada por sedimentación fluvial expuesta en la mitad inferior de la Formación San Ignacio (AFa y AFb). Este cambio sería la respuesta sedimentaria a los movimientos tectónicos que se produjeron a inicios de la Orogenia Gondwánica, que ocasionaron sustanciales cambios paleogeográficos en la región. En efecto, las sedimentitas de la Formación Cerro Agua Negra fueron deformadas y expuestas, labrándose sobre ellas un relieve irregular sobre el que se apoyaron las brechas basales de la Formación San Ignacio. También habría quedado expuesto el basamento precarbonífero, de donde procederían los acritarcas y quitinozoarios del Silúrico-Devónico resedimentados más tarde en la Formación San Ignacio.

De acuerdo con la posición estratigráfica de las unidades involucradas, la edad de los movimientos que generaron la discordancia correspondería aproximadamente al límite Carbonífero-Pérmico o Pérmico más temprano. Esta antigüedad coincide con la asignada regionalmente a los movimientos de la Fase Atacama (Aceñolaza y Toselli, 1981) en la Puna Argentina y en la vecina Cuenca de Paganzo (Caselli y Limarino, 1993). Sin embargo, estos movimientos se habrían manifestado como discordancias solo en sectores de borde de cuenca, pero hacia el interior de la Cuenca Paganzo solo se expresaron como sutiles cambios de facies (Caselli y Limarino, 1993). Lo expuesto permite suponer que la deformación tuvo mayor intensidad en las cuencas desarrolladas sobre el actual segmento andino y perdió significación hacia el este (Sierras Pampeanas).

La depositación de la Formación San Ignacio tuvo lugar en un marco caracterizado por inestabilidad magmática y tectónica. En este sentido la mitad inferior de la unidad (AFa y AFb) muestra una clara tendencia granodecreciente con una acusada reducción vertical en el tamaño de clastos y número de capas conglomeráticas. Este arreglo muy probablemente refleje un progresivo rebajamiento del paisaje bajo condiciones de relativa calma tec-

tónica (AFb, Fig. 12), luego de los movimientos que generaron la discordancia entre las formaciones San Ignacio y Cerro Agua Negra (Fig. 11). Sin embargo, la mitad superior de la Formación San Ignacio (AFc) muestra indicios de inestabilidad tectónica y magmática. Esto es sugerido por la presencia de abanicos de capas, ocasionados por el crecimiento sincrónico del Anticlinal de Áimas que afectó los niveles de calizas de la AFc. Además, es destacable la presencia de flujos lávicos y volcanoclásticos, y los deslizamientos y repeticiones sinesedimentarias debidos a inestabilidades gravitacionales contemporáneas al relleno de la cuenca.

La presencia de volcanismo asociado con la sedimentación sinorogénica indica que se trató de una cuenca de antepaís de retroarco, tal como propusieron Heredia *et al.* (2002), y el Orógeno Gondwánico sería un orógeno de tipo andino.

Una nueva fase de deformación habría tenido lugar durante el Pérmico temprano afectando al conjunto de sedimentitas neopaleozoicas (Formaciones Cerro Agua Negra y San Ignacio), las que fueron plegadas y expuestas con anterioridad a la deposición del Grupo Choiyoi. Una clara evidencia de estos movimientos, y de la discordancia por ellos generada, surge del análisis regional de las relaciones estratigráficas basales del Grupo Choiyoi. Mientras esta unidad descansa en la región estudiada sobre la Formación San Ignacio, pocos kilómetros al norte, a lo largo del río Atutia, lo hace directamente sobre la Formación Cerro Agua Negra habiéndose erosionado la totalidad de la Formación San Ignacio. De acuerdo con la posición estratigráfica de la discordancia parecen quedar pocas dudas de que la deformación corresponde a los movimientos de la Fase San Rafael (o San Rafaéllica, Ramos y Ramos, 1979; Azcuy *et al.*, 1987) que más al sur marca la base del Grupo Choiyoi. Los movimientos de la Fase San Rafael produjeron el plegamiento y ascenso de las secuencias neopaleozoicas previas y la inversión de la pendiente regional. Las dataciones radimétricas disponibles ubican a los movimientos de la Fase San Rafael durante el Pérmico temprano alrededor de los 280 Ma. (Caminos y Azcuy, 1996; Rocha Campos *et al.*, 2011).

#### 4. Conclusiones

La información presentada en este trabajo permite una mejor caracterización de la transición Carbonífero

tardío-Pérmico temprano en la Cordillera Frontal, en particular se destacan los siguientes puntos:

1. Se caracteriza a la Formación Cerro Agua Negra, en la Sierra de Castaño, como formada por cuatro asociaciones de facies sedimentarias depositadas en ambientes marinos de costa afuera (AF1), litoral (AF2 y AF3) y lagunas costeras (AF4). El encadenamiento vertical de estas asociaciones de facies responde a ascensos relativos del nivel del mar y posteriores ciclos de somerización.
2. Existe un intervalo estratigráfico de unos 185 m de espesor interpuesto entre las sedimentitas marinas de la Formación Cerro Agua Negra y las volcanitas del Grupo Choiyoi. Este intervalo, correspondiente a la Formación San Ignacio, está formado por brechas, conglomerados, areniscas, flujos volcánicos, piroclastitas y niveles de calizas. De acuerdo con sus relaciones estratigráficas se sugiere una antigüedad carbonífera tardía-pérmica temprana? para la unidad.
3. Un total de tres asociaciones de facies fueron identificadas en la Formación San Ignacio. La unidad basal (AFa) habría sido depositada por sistemas aluviales y cursos entrelazados proximales, los que cubrieron un relieve irregular desarrollado sobre la Formación Cerro Agua Negra. Posteriormente, durante la deposición de la AFb, predominaron los sistemas fluviales de alta sinuosidad y finalmente la sedimentación tuvo lugar en cuerpos de agua temporarios con importante sedimentación carbonática y actividad volcánica significativa (AFc).
4. La Formación San Ignacio cubre mediante una clara discordancia angular a la Formación Cerro Agua Negra. Su posición estratigráfica sugiere que la edad de los movimientos responsables de esta discordancia se encontraría próxima al límite Carbonífero-Pérmico.
5. La Formación San Ignacio fue depositada en condiciones de alta inestabilidad magmática y tectónica y es sucedida en discordancia por las volcanitas del Grupo Choiyoi. Los movimientos responsables de la discordancia corresponderían a la Fase San Rafael.
6. La Formación San Ignacio representa el intervalo estratigráfico interpuesto entre las volcanitas del Grupo Choiyoi y las sedimentitas marinas de la Formación Cerro Agua Negra. Este intervalo está constituido por brechas, conglomerados, areniscas, volcanitas y calizas, y presenta amplia

- distribución regional a lo largo de la Cordillera Frontal, donde ha sido reconocido con diferentes nombres estratigráficos.
7. La Formación San Ignacio correspondería a una serie sinorogénica gondwánica depositada en una cuenca de antepaís de retroarco que junto con la deformación migraría de oeste a este.

### Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el Proyecto CGL2009-13706-C03 del Ministerio de Ciencia e Innovación, España (Grup de Qualitat 2009-SGR-1198 de la Generalitat de Catalunya). Se agradece también la participación de las siguientes instituciones, Universidad de Barcelona, Servicio Geológico Minero Argentino, CONICET y Universidad de Buenos Aires. Los autores agradecen los valiosos comentarios efectuados por los Dres. R. Melchor, O. López-Gamundi y por un evaluador anónimo.

### Referencias

- Aceñolaza, F.; Toselli, A. 1981. Geología del Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales, Publicación Especial: 212 p. San Miguel de Tucumán.
- Allen, J.R.L. 1963. The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology* 2: 93-114.
- Archangelsky, S. 1987. El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 427 p. Córdoba.
- Archangelsky, S. 1996. El Sistema Pérmico en la Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias: 417 p. Córdoba.
- Azcuy, C.L.; Arias, W.; Cuerda, A. 1987. Cuenca San Rafael. In *El Sistema Carbonífero en la República Argentina* (Archangelsky, S.; editor). Academia Nacional de Ciencias: 153-168. Córdoba.
- Burne, R.V.; Moore, I.S. 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of the benthic microbial communities. *Palaios* 2: 241-254.
- Busquets, P.; Colombo, F.; Heredia, T.F.; Solé de Porta, N.; Rodríguez Fernández, L.R.; Álvarez Marrón, J. 2005. Age and tectonostratigraphic significance of the Upper Carboniferous series in the basement of the Andean Frontal Cordillera: Geodynamic implications. *Tectonophysics* 399: 181-194.
- Busquets, P.; Méndez-Bedia, I.; Gallastegui, G.; Colombo, F.; Heredia, N.; Cardó, R.; Limarino, C. 2007. Late Palaeozoic microbial lacustrine carbonate and related volcanic facies from the Andean Frontal Cordillera (San Juan, Argentina). In *European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America*, No. 4 (Díaz-Martínez, E.; Rábano, I.; editores). Cuadernos del Museo Geominero 8: 69-74.
- Caballé, M.F. 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal, entre los ríos Manrique y Calingasta (Provincia de San Juan). Tesis Doctoral (Inédito), Universidad de La Plata: 205 p. La Plata.
- Caminos, R. 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata. Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 351-392.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. In *Simposio de Geología Regional Argentina*, No. 2 (Turner, J.C.M.; editor). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 1: 397-453.
- Caminos, R.; Azcuy, C.L. 1996. Fases diastróficas neopaleozoicas. In *El Sistema Pérmico en la Argentina y en la República Oriental del Uruguay* (Archangelsky, S.; editor). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 255-265.
- Caselli, A.; Limarino, C. 1993. Las relaciones estratigráficas del Grupo Paganzo en los alrededores del Co. Noqués, Sierra de Maz, provincia de La Rioja. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 12, Actas 2: 49-56. Mendoza.
- Cegarra, M.I.; Ragona, D.; García Espina, R.; González, P.D.; Lo Forte, G.L.; Sato, A.M. 1998. Estratigrafía de la región de Castaño Nuevo, Cordillera Frontal de San Juan. In *Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 10 y *Congreso Nacional de Geología Económica*, No. 6, Actas 1: 85-90. Buenos Aires.
- Césari, S.N.; Gutiérrez, P. 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic sequences in central-western Argentina. *Palynology* 24: 113-146.
- Césari, S.N.; Busquets, P.; Colombo Piñol, F.; Méndez Bedia, I.; Limarino, C. 2010. Nurse logs: An ecological strategy in a late Paleozoic forest from the southern Andean Region. *Geology* 38: 295-298.
- Dessanti, R.N. 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c 'Cerro Diamante' (provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Minería, Boletín 85: 79 p. Buenos Aires.
- Fernández, P.C. 1955. Geología del alto Río Tupungato. Revista de la Asociación Geológica Argentina 10: 100-126.
- Folk, R.L.; Andrews, P.B.; Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification nomenclature for use in New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics* 13: 937-968.
- González Díaz, E.F. 1958. Estructura del basamento y del neopalaeozoico en los contrafuertes nord-orientales del

- Cordón del Portillo, prov. de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 12: 98-133.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del maridiano 70°. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2: 141-176.
- Gutiérrez, P.R.; Pfefferkorn, H.W.; Césari, S.N. 1994. Velizia inconstans Césari & Hünicken (*gymnospermae*) en la Formación Cerro Agua Negra (Paleozoico Superior), San Juan, República Argentina. Ameghiniana 31: 87-91.
- Heredia, N.; Rodríguez Fernández, L.R.; Gallastegui, G.; Busquets, P.; Colombo, F. 2002. Geological setting of the Argentine Frontal Cordillera in the flat-slab segment (30°00'31°30'S latitude). Journal of South American Earth Sciences 15: 79-99.
- Heredia, N.; Farias, P.; García Sansegundo, J.; Giambiagi, L. 2012. The Basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): Geodynamic Evolution. Andean Geology 39 (2): 242-257.
- Karkanis, C.; Rossello, E.A. 2004. Geología y controles estructurales de las áreas de alteración del portezuelo de las Burras (Cordillera Frontal, San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina 59: 3-13.
- Koukharsky, M. 1966. Geología y petrología de la zona del arroyo del Tigre, estancia Yalguaraz (Puesto El Tigre), borde oriental de la Cordillera Frontal. Trabajo Final de Licenciatura (Inédito), Universidad de Buenos Aires: 70 p. Buenos Aires.
- Limarino, C.O.; Spalletti, L.A. 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. Journal of South American Earth Sciences 22: 134-155.
- Limarino, C.; Tripaldi, A.; Marenssi, S.; Fauqué, L. 2006. Tectonic, sea-level and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. Journal of South American Earth Sciences 22: 205-226.
- Llambías, E.J.; Caminos, R. 1987. El magmatismo neopaleozoico de Argentina. In El Sistema Carbonífero en la República Argentina (Archangelsky, S.; editor). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 253-271.
- Llambías, E.J.; Sato, A.M.; Castro, C.E. 1990. Relaciones entre el Grupo Choiyoi y el Batolito de Colangüil. In Congreso Geológico Argentino, No. 11, Actas 1: 79-82. San Juan.
- Llambías, E.J.; Kleiman, L.E.; Salvarredi, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. In Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio (Ramos, V.; editor). Congreso Geológico Argentino, No. 12° y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, 1: 53-64. Mendoza.
- Llambías, E.J.; Caminos, R.; Rapela, C.W. 1996. El magmatismo gondwánico. In El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay (Archangelsky, S.; editor) Academia de Ciencias de Córdoba: 267-285. Córdoba.
- Ottone, E.G.; Rossello, E.A. 1996. Palinomorfos Pérmicos de la Formación La Puerta, Cordillera Frontal, Argentina. Ameghiniana 33: 453-455.
- Polanski, J. 1970. Carbónico y Pérmico en la Argentina. Eudeba: 216 p. Buenos Aires.
- Pöthe, E.D.; Cardó, R.; Pelichotti, R. 1987. Silúrico-Devónico en Castaño Viejo, Cordillera Frontal, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 42: 469-471.
- Ramos, E.D.; Ramos, V. 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. In Congreso Geológico Argentino, No. 7, Actas I: 771-786. Neuquén.
- Ramos, V. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° latitude. In Processes in Continental Lithospheric Deformation (Clark, S.; Burchfield, D.; editores). Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54. Boulder.
- Ramos, V.; Palma, M.A. 1996. Tectonismo y diastrofismo. In El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay (Archangelsky S.; editor). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 239-252. Córdoba.
- Ramos, V.A.; Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Kay, S.M.; Cortés, J.M.; Palma, V.A. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas 2: 84-106. San Carlos de Bariloche.
- Rocha Campos, A.C.; Basei, M.A.; Nutman, A.P.; Kleiman, L.E.; Varela, R.; Llambías, E.; Canile, F.M.; da Rosa, O. 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. Gondwana Research 19: 509-523.
- Rodríguez Fernández, L.R.; Heredia, N.; Marín, G.; Quesada, C.; Robador, A.; Ragona, D.; Cardó, R. 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes Argentinos entre los 30° y 31° de latitud Sur. In Congreso Geológico Argentino, No. 12, Actas 2: 111-124. Buenos Aires.
- Rodríguez Fernández, L.R.; Heredia, N.; García Espina, G.; Cegarra, M.I. 1997. Estratigrafía y estructura de los Andes centrales Argentinos entre los 30°30' y 31°00' de latitud Sur. Acta Geológica Hispánica 32: 51-76.
- Rolleri, E.O.; Criado Roque, P. 1969. Geología de la provincia de Mendoza. In Jornada de Geología Argentina, No. 12, Actas 2: 1-60. Buenos Aires.

- Spalletti, L.A.; Limarino, C.O.; Colombo Piñol, F. 2012. Petrology and geochemistry of Carboniferous siliciclastics from the Argentine Frontal Cordillera: A test of methods for interpreting provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 36: 32-54.
- Taboada, A.C. 2010. Mississippian-Early Permian brachiopods from western Argentina: Tools from middle- to high-latitude correlation, paleobiogeographic and paleoclimatic reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 298: 152-173.

---

Manuscript received: April 2, 2012; revised/accepted: September 25, 2012; available online: September 25, 2012.