



ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL DEL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN RÍO NEGRO (MIOCENO-PLIOCENO DE PATAGONIA SEPTENTRIONAL): UN EJEMPLO DE INTERACCIÓN FLUVIO-EÓLICA COMPLEJA

Palaeoenvironmental analysis of the upper member of the Río Negro Formation (Miocene-Pliocene of northern Patagonia): an example of complex fluvio-aeolian interaction

Mariano Pérez¹, Aldo Martín Umazano², Graciela Visconti²

¹ INCITAP (CONICET-UNLPam), Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina, perezmariano784@yahoo.com

² Fac. de Cs. Exactas y Naturales (UNLPam), Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina, amumazano@exactas.unlpam.edu.ar, gvisconti@exactas.unlpam.edu.ar

Abstract: A detailed palaeoenvironmental analysis of the fluvio-aeolian upper member of the Río Negro Formation (Miocene-Pliocene of northern Patagonia) at Carmen de Patagones locality, Buenos Aires province, Argentina, was carried out. A 27 m thick succession was studied using both facial and architectural analysis, as well as macro and micro-morphological studies of palaeosoils. Fifteen sedimentary facies were recognized, which were grouped in seven facies associations. They are: 1) sandstone aeolian system with dry interdune, 2) sandstone aeolian system with wet interdune, 3) ephemeral fluvial channels, 4) sandstone-loessic plain, 5) permanent fluvial channel belts, 6) reworked pyroclastic deposits and 7) shallow lakes. The evaluation of allocyclic sedimentary controls allowed recognize that spatial and temporal changes on sedimentary palaeoenvironments were mainly linked to climatic modifications, although the volcanism could be acted towards the top of succession.

Key-words: fluvio-aeolian sedimentation, Río Negro Formation, Patagonia, Miocene-Pliocene.

Resumen: En la presente contribución se realizó el análisis paleoambiental detallado de las rocas sedimentarias fluvio-eólicas del miembro superior de la Formación Río Negro (Mioceno-Plioceno de Patagonia septentrional) en la localidad de Carmen de Patagones, provincia de Buenos Aires, Argentina. Se estudió una sucesión de aproximadamente 27 m de espesor; habiéndose realizado el análisis de facies y arquitectónico de los depósitos, así como el estudio macro y micro-morfológico de los paleosuelos. Se definieron quince facies sedimentarias, las cuales fueron agrupadas en siete asociaciones de facies. A saber: 1) sistema eólico arenoso con interduna seca, 2) sistema eólico arenoso con interduna húmeda, 3) canales fluviales efímeros, 4) llanura areno-loésica, 5) faja de canales fluviales permanentes, 6) depósitos piroclásticos re TRABAJADOS y 7) lagos someros. La evaluación de los controles sedimentarios alocíclicos permitió reconocer que las variaciones espacio-temporales de los paleoambientes sedimentarios estuvieron vinculadas principalmente con el factor clima, pudiendo haber actuado también el volcanismo hacia el techo de la sucesión.

Palabras clave: sedimentación fluvio-eólica, Formación Río Negro, Patagonia, Mioceno-Plioceno.

Perez, M., Umazano, A.M. y Visconti, G. (2013): Análisis paleoambiental del miembro superior de la Formación Río Negro (Mioceno-Plioceno de Patagonia septentrional): un ejemplo de interacción fluvio-eólica compleja. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26 (1), 25-39.

Existen numerosos estudios paleoambientales en sucesiones fluvio-eólicas. Varias contribuciones documentan la compleja disposición estratigráfica de los depósitos resultantes, registrándose la interacción de distintos tipos de ríos con sedimentos eólicos arenosos (e.g. Newell, 2001), loésicos (e.g. Genise y Bellosi, 2004; Umazano *et al.*, 2008) y piroclásticos de caída (e.g. Smith, 1991; Umazano *et al.*, 2008). Comúnmente, la transición vertical de depósitos fluviales permanentes a eólicos areno-loésicos es considerada una respuesta de los sistemas sedimentarios a una disminución de las precipitaciones (Howell y Mountney, 1997). Contrariamente, la transición de depósitos eólicos no piroclásticos a fluviales perennes sugiere un incremento pluviométrico. En general, los depósitos canalizados de las sucesiones fluvio-eólicas no piroclásticas son areno-conglomeráticos y granodrecientes, constituyendo el registro de ríos de estilo variable y condiciones hidrológicas permanentes o efímeras.

Por otra parte, los sistemas fluviales sometidos a un voluminoso influjo de lluvias de ceniza volcánica son comúnmente forzados a cambiar la configuración y dimensiones de las fajas de canales durante períodos sin eruptivos, así como la litología de la carga movilizada y los procesos de transporte y sedimentación (Smith y Lowe, 1991). En este contexto, los intervalos estratigráficos que indican un importante aporte de tefra registran fajas de canales más anchas, con mayor patrón de trenzamiento y con menor sinuosidad y profundidad de flujo. Asimismo, la composición del sedimento tiende a ser monomictica (piroclástica) y las facies registradas sugieren una importante participación de lahares y, eventualmente, avalanchas de detritos en sectores próximos a los edificios volcánicos. No obstante, algunos autores (e.g. Umazano *et al.*, 2008) reconocen diferencias con el marco conceptual mencionado y sugieren que otros factores extra-cuencales deberían ser considerados con mayor precisión.

Teniendo en cuenta lo explicitado en los párrafos precedentes, el miembro superior de la Formación Río Negro (*sensu* Andreis, 1965), depositado durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano en Patagonia septentrional, ofrece una excelente oportunidad para estudiar la compleja interacción entre sedimentos eólicos y fluviales. Particularmente, en la localidad de Carmen de Patagones la unidad mencionada está compuesta por rocas sedimentarias fluvio-eólicas con presencia de facies canalizadas, tanto arenosas como pelíticas, depositadas por corrientes con caudales altamente fluctuantes (Umazano *et al.*, 2010). Dichos paleocanales presentan una compleja disposición espacial con los depósitos eólicos (arenosos, loésicos y piroclásticos) y sus paleosuelos asociados (Umazano *et al.*, 2010).

El principal objetivo de la presente contribución es realizar el análisis paleoambiental detallado de la sucesión fluvio-eólica del miembro superior de la Formación Río Negro en la localidad de Carmen de Patagones. Particularmente, se pretende valorar el papel de los controles sedimentarios alocíclicos (tectónica, clima, eustasia y volcanismo). Asimismo, se plantea como objetivo contribuir al conocimiento de las inusuales facies canalizadas de

grano fino y su potencial relación con algún cambio en los factores de control alogénico.

Área de estudio

La Formación Río Negro está ampliamente distribuida en el sector norte de la Patagonia septentrional, desde el pie de monte andino hasta la costa del Océano Atlántico (Fig. 1A). Su distribución incluye a la Cuenca del Colorado, depresión donde está inserta la localidad analizada (Fig. 1A). La Cuenca del Colorado, desarrollada en la parte sur de la Llanura Chacabonaense, es una depresión elongada en dirección este-oeste, de origen aulacogénico y asociada con la apertura del Océano Atlántico y el desmembramiento del supercontinente Gondwana durante el Jurásico Medio-Cretácico Inferior.

En la zona de estudio, el sustrato de la Formación Río Negro está constituido por rocas sedimentarias miocenas de origen marino, pertenecientes a la Formación Barranca Final (Kaasschieter, 1965). Por encima de la unidad estudiada se encuentran los sedimentos fluviales groseros denominados informalmente “Rodados Patagónicos”, asignados al Plioceno-Pleistoceno; luego se presenta una calcreta, culminando la sucesión con una cobertera sedimentaria loésica de edad pleistocena-holocena (Folguera y Zárate, 2009).

Según Zavala y Freije (2001) la Formación Río Negro, cuyo espesor máximo alcanza los 65 metros, puede dividirse en tres miembros informalmente denominados inferior, medio y superior (Fig. 1B). La división estratigráfica mencionada solamente se encuentra expuesta en los acantilados del Golfo San Matías. El miembro inferior, cuya base no está expuesta, tiene un espesor máximo medido de aproximadamente 4 metros, y se compone de areniscas con estratificación cruzada, mayormente de origen eólico, depositadas en un campo de dunas separadas por áreas llanas y localmente húmedas (Zavala y Freije, 2001). El miembro medio registra la ingresión de una lengua marina proveniente del Océano Atlántico que depositó arenas finas y lutitas (pelitas), con abundantes restos fósiles (Zavala y Freije, 2000). El espesor máximo de este miembro es de 10 metros. Posteriormente se depositó el miembro superior, el cual está principalmente constituido por sedimentos arenosos de origen eólico y fluvial (Zavala y Freije, 2001; Umazano *et al.*, 2010). En este miembro, cuya potencia máxima es de 50 metros, son relativamente frecuentes los niveles pelíticos, tobáceos y los paleosuelos (Zavala y Freije, 2001; Umazano *et al.*, 2010).

La sucesión sedimentaria estudiada se encuentra en Carmen de Patagones, provincia de Buenos Aires, sobre la margen izquierda del Río Negro y adyacente al puente interprovincial “carretero” (Fig. 1C). En esta zona, el desnivel topográfico entre la faja de canales y la llanura de inundación es importante, habiéndose generado barrancos casi verticales que, en algunos sectores, superan los 27 metros de altura. En dichos barrancos afloran las rocas sedimentarias del miembro superior de la Formación Río Negro, que muestran una aparente continuidad física con el miembro medio, expuesto en los acantilados costeros.

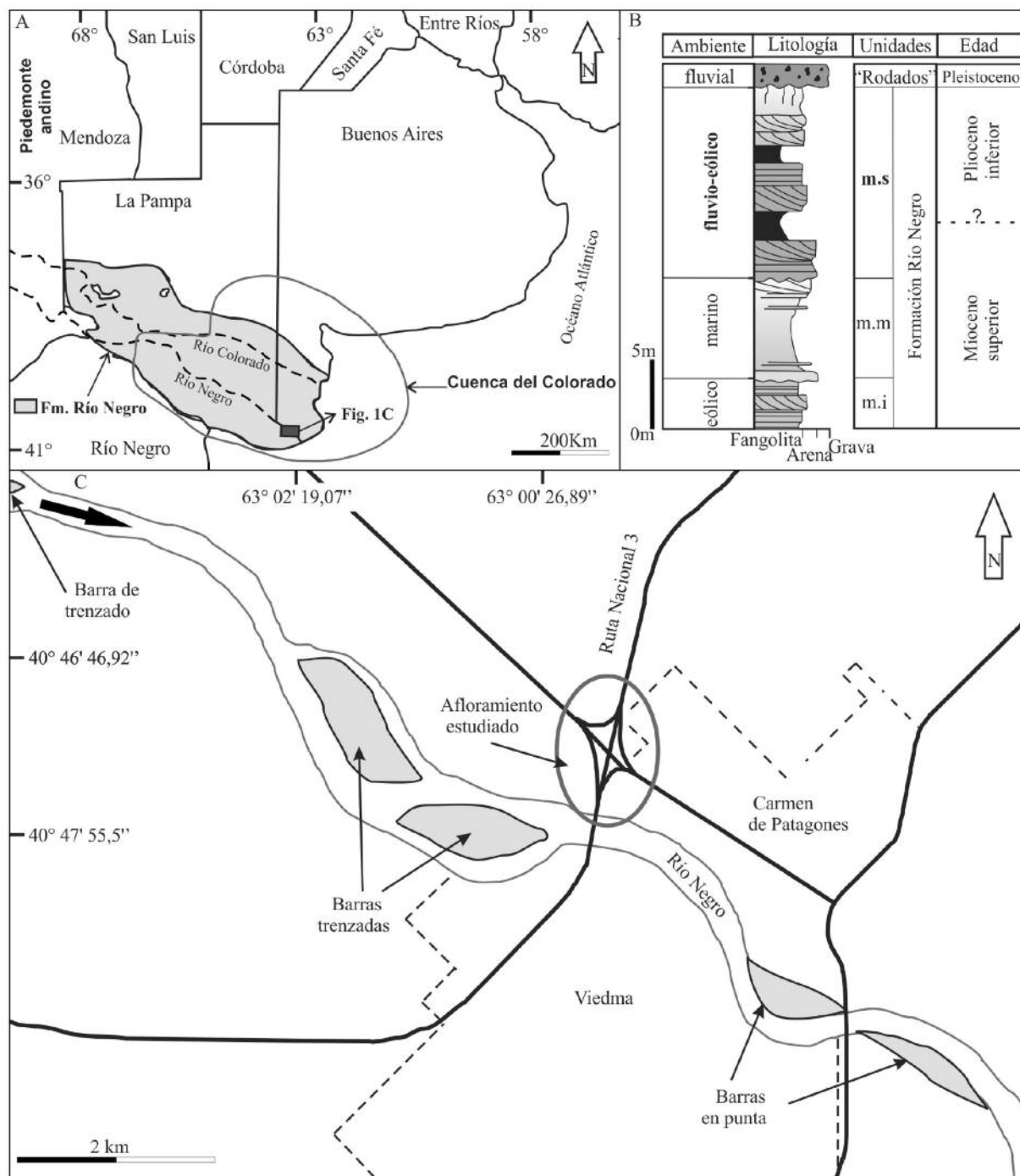


Fig. 1.- A) Distribución espacial de la Formación Río Negro y delimitación de la Cuenca del Colorado (modificado de Folguera y Zárate, 2009). B) División estratigráfica de la Formación Río Negro. Las iniciales m.i, m.m y m.s indican miembro inferior, miembro medio y miembro superior respectivamente (modificado de Zavala y Freije, 2001). C) Características geomorfológicas de la zona de estudio y ubicación del afloramiento estudiado.

La sucesión sedimentaria estudiada se dispone de manera sub-horizontal y tiene un espesor aproximado de 26 metros, potencia que coincide con el desnivel topográfico generado por la erosión del Río Negro (Fig. 2). Se compone mayoritariamente de areniscas líticas, de grano grueso a fino, gris-azuladas y con estratificación cruzada de distintos tipos; siendo frecuentes las intercalaciones pelíticas masivas o laminadas de color rosado y pardo; hacia el techo se detectan tobas vítreas blanquecinas (Fig. 2). Los 10 metros superiores de la sucesión sedimentaria afloran en varios puntos, situación que posibilitó el estudio de

la arquitectura de facies y el trazado de perfiles verticales (ver Metodología).

Metodología

Las tareas de campo incluyeron la medición de un perfil sedimentológico general (Fig. 2); la confección y orientación de cuatro fotomosaicos denominados 1, 2, 3 y 4 (Fig. 3); la jerarquización de las superficies limitantes utilizando las propuestas de Brookfield (1977) y Allen (1983) para los depósitos eólicos y fluviales respectiva-

mente; la medición de las dimensiones aparentes de los cuerpos sedimentarios; el trazado de once perfiles sedimentológicos verticales y su correlación de detalle (Figs. 3, 4 y

5); la medición de paleocorrientes en estructuras sedimentarias unidireccionales y la toma de muestras orientadas de paleosuelos.

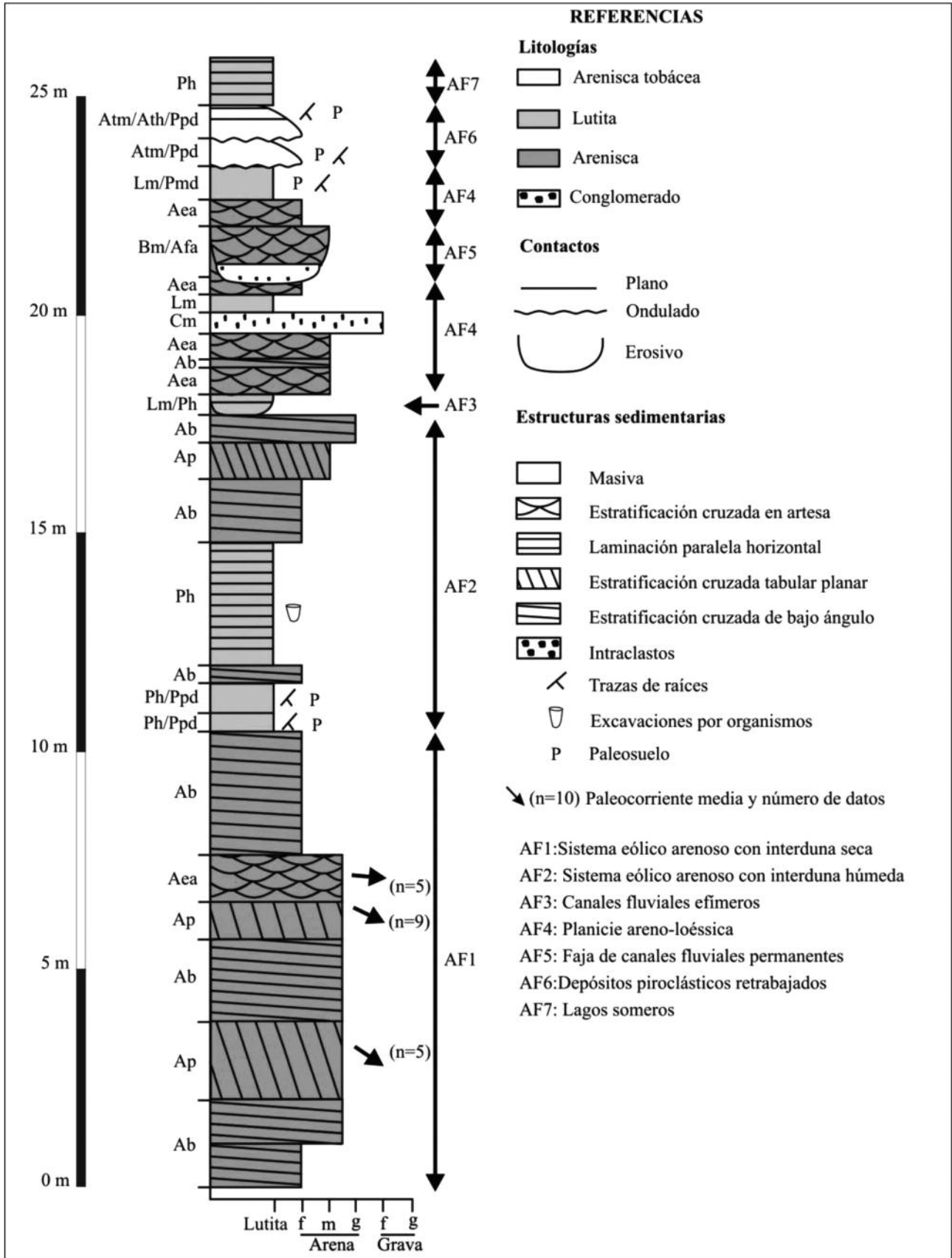


Fig. 2.- Perfil sedimentológico esquemático del miembro superior de la Formación Río Negro en Carmen de Patagones. Se indican las facies y asociaciones de facies a la izquierda y derecha del perfil, respectivamente (ver Tabla 1).

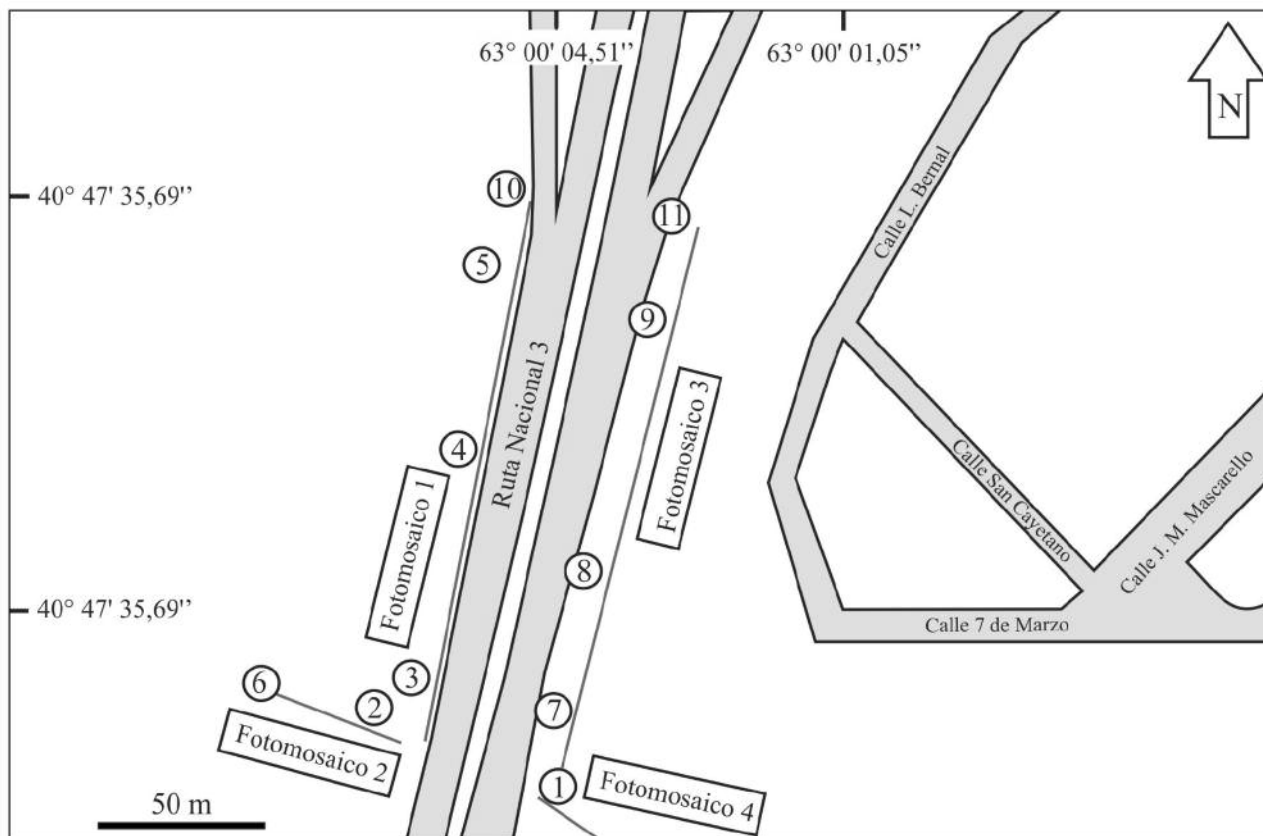


Fig. 3-. Ubicación de los once perfiles sedimentológicos medidos y de los cuatro fotomosaicos construidos.

Las tareas de gabinete fueron la digitalización de los perfiles y de los diagramas de correlación para, posteriormente, realizar el análisis de facies y la interpretación paleoambiental correspondiente. Se utilizó el criterio de codificación de facies de Miall (1978), adaptado a las características de la sucesión sedimentaria estudiada. Al respecto, se utilizaron las letras minúsculas e y f para diferenciar facies litológica y estructuralmente similares, pero que fueron generadas de manera sub-aérea (e: eólica) o subacuosa (f: fluvial). Las interpretaciones de los diagramas de correlación se basaron en la disposición de las superficies limitantes. La estimación del ancho real de cada cuerpo sedimentario se realizó corrigiendo el ancho aparente de la paleocorriente media, efectuándose previamente una corrección de la declinación magnética correspondiente.

Las tareas de laboratorio consistieron básicamente en la confección de secciones delgadas de las muestras de paleosuelos, las que fueron analizadas micromorfológicamente (*sensu* Bullock *et al.*, 1985) empleando un microscopio petrográfico. Se puso énfasis en la interpretación de aquellos micro-rasgos relacionados con las condiciones paleoclimáticas.

Análisis de facies

Se definieron quince facies sedimentarias utilizando como criterios la litología, granulometría, estructuras sedimentarias y el contenido fósil (Tabla 1). Dichas facies fueron agrupadas en siete asociaciones de facies (AF; Tabla

2). La posición estratigráfica de las mismas es mostrada en las figuras 2, 4 y 5. A continuación se efectúa la descripción detallada y la interpretación correspondiente de cada AF.

Asociación de facies 1 (AF1).

La AF1 está constituida principalmente por areniscas gruesas a medianas, bien seleccionadas, y con estratificación cruzada tabular planar (facies Ap) o de bajo ángulo (facies Ab) (Figs. 2 y 6A). De manera subordinada se detectan también areniscas con estratificación cruzada en artesa de escala pequeña (facies Aea). En todos los estratos coexisten láminas con gradación normal e inversa. Internamente, en los *sets* cruzados de la facies Ap se distinguen superficies planas o cóncavas hacia arriba (superficies limitantes de segundo orden). Las paleocorrientes medidas en las caras de avalancha de los *sets* de estratificación cruzada tabular planar indican que el paleoflujo medio fue hacia el E-SE. Esta AF, con un espesor de aproximadamente 11 m y una extensión lateral que supera los 100 m, aparece en la parte basal de la sucesión, por debajo de los depósitos asignados a la AF2 (Fig. 2).

El dominio de areniscas eólicas con los cruzamientos mencionados sugiere que esta AF es el registro de dunas eólicas separadas por áreas de interduna seca (Mountney, 2006). Mientras la facies Ap registra la migración de dunas eólicas de crestas rectas, la facies Ab representa la movilización de ripples eólicos con alta relación longitud de onda-amplitud de onda en zonas de interduna. Las su-

perfiles limitantes de segundo orden son interpretadas como superficies de superposición, originadas a partir de la migración de formas de fondo de tamaño reducido sobre otras de dimensiones mayores. Por su parte, la fa-

cies Aea indica la movilización de dunas pequeñas o ripples eólicos con crestas sinuosas, lo cual podría haber acontecido sobre geofomas de mayor tamaño o en zonas de interduna.

Nombre de la facies	Descripción			Interpretación
	Litología y textura	Estructura sedimentaria	Contenido fósil	
Bm	Brecha clasto soportada, con matriz limosa y/o arenosa	Masiva; localmente imbricación y grietas de desecación	—	Flujo de detritos pseudoplástico que localmente experimentó dilución y exposición sub-aérea
Cm	Conglomerado matriz soportado, con matriz arenosa fina	Masiva	Excavaciones por organismos	Flujo de detritos plástico que localmente experimentó bioturbación
Ab	Arenisca gruesa a media	Estratificación cruzada de bajo ángulo, gradación directa e inversa de intralámina	Excavaciones por organismos	Migración de ripples eólicos con alta relación longitud de onda-amplitud de onda
Ah	Arenisca fina, ocasionalmente limosa	Laminación paralela horizontal; gradación directa de láminas, escasos intraclastos tamaño grava; localmente grietas de desecación	Excavaciones por organismos y restos de tallos	Migración subárea de un lecho plano y ulterior exposición sub-aérea del sustrato
Ap	Arenisca gruesa a media	Estratificación cruzada tabular planar; láminas con gradación directa e inversa, que inclinan hasta 30°; sets de hasta 1,8 m de potencia.	—	Migración de dunas eólicas bidimensionales
Aea	Arenisca gruesa a fina	Estratificación cruzada en artesa, gradación directa e inversa de intralámina	Excavaciones por organismos	Migración de ripples o dunas eólicas tridimensionales
Afa	Arenisca media a fina	Estratificación cruzada en artesa; gradación directa de láminas e intraclastos pelíticos en la base	Excavaciones por organismos	Migración subárea de dunas tridimensionales
Am	Arenisca media a fina	Masiva o con estratificación paralela difusa; escasos intraclastos tamaño grava	—	Corriente diluida con alta concentración de sedimento
Lm	Limo	Cuerpos masivos o con estratificación paralela difusa, poseen estratificación tabular. Localmente exhiben escasos intraclastos de grava	Excavaciones por organismos asignables al icnogénero <i>Taenidium</i>	Loess con retrabajamiento hídrico local
Lo	Limo	Ripples asimétricos	—	Migración subárea de ripples asimétricos
Ph	Limo y arcilla	Laminación paralela horizontal, grietas de desecación	Excavaciones por organismos	Decantación subárea de sedimento suspendido de grano fino, con posterior exposición sub-aérea del sustrato
Atm	Arenisca tobácea fina	Masiva; con intraclastos gravosos, mayormente en la base	—	Retrabajo de un sustrato piroclástico por flujos hídricos con alta concentración de sedimento
Ath	Arenisca tobácea fina	Laminación paralela horizontal. Contacto gradacional con la facies Atm	—	Retrabajo de un sustrato piroclástico por flujos hídricos en condiciones de lecho plano
Ppd	Arenisca, arenisca tobácea o limo	No se diferencian horizontes; comúnmente sin estructura edáfica, muy raramente con agregados	Trazas de raíces y excavaciones por organismos, incluyendo al icnotaxón <i>Taenidium</i>	Pedogénesis sobre sustratos loésicos, tobáceos o arenosos
Pmd	Lutita	Se reconocen dos horizontes denominados inferior y superior. El horizonte inferior no presenta estructura edáfica. El horizonte superior tiene agregados	Trazas de raíces y excavaciones por organismos	Las trazas de raíces sugieren la modificación pedogénica de un sustrato lodoso

Tabla 1.- Principales características de las facies.

Asociación de facies	Facies	Geometría	Interpretación
AF1	Dominan Ap y Ab; subordinadamente Aea	Tabular con buena continuidad lateral	Migración de dunas eólicas separadas por áreas de interduna seca
AF2	Mayormente Ph, Ab y Ap; reducida ocurrencia de Aea, Ppd y Lm	No se puede determinar	Migración de dunas eólicas, zonas de interduna esencialmente húmeda
AF3	Principalmente Lm, Ph y Lo; en menor medida Afa, Am, Ah, Cm, Bm y Ppd	Canalizada o acintada	Canales fluviales efímeros
AF4	Fundamentalmente Aea; con menor participación de Ab, Lm, Ph, Cm, Pmd y Ppd	Tabular con buena continuidad lateral	Zona relativamente llana donde dominó la migración de formas de fondo eólicas de bajo relieve y, en menor cuantía, influjo loésico
AF5	Predominio de Afa; presencia subordinada de Am, Ah, Bm y Cm	Canalizada o acintada	Flujos hídricos confinados y permanentes
AF6	Atm, Ath y Ppd	Tabular con buena continuidad lateral	Removilización hídrica de rocas piroclásticas por flujos no confinados
AF7	Mayoritariamente Ph, reducida participación de Ah y Ppd	Presumiblemente tabular	Lago relativamente somero

Tabla 2.- Resumen de las principales características de las asociaciones de facies.

Asociación de facies 2 (AF2).

La AF2 se compone principalmente de pelitas con laminación paralela horizontal (facies Ph) en la parte basal, y de areniscas con laminaciones cruzadas en la parte superior (facies Ap, Ab y Aea) (Figs. 2 y 6B). El sector pelítico de la AF presenta dos intercalaciones de paleosuelos lodosos, masivos y sin rasgos aparentes de edafización (facies Ppd); así como un delgado nivel arenoso con laminación cruzada (facies Ab). En el sector superior, dominado por las areniscas con laminaciones cruzadas, también se detectan muy escasos niveles de limolitas masivas (facies Lm), de pelitas laminadas (facies Ph) o edafizadas (facies Ppd) (Figs. 4 y 5). Las paleocorrientes medidas en las láminas frontales de los *sets* con estratificación cruzada planar indican que el paleoflujo fue altamente variable: desde N 19° a N 152°. Esta AF, de aproximadamente 8,5 m de espesor, se presenta en el sector medio de la sucesión estudiada, suprayaciendo a los depósitos de la AF precedente y por debajo de los depósitos fluviales efímeros de la AF3 (Figs. 2, 4 y 5). La geometría de la AF2 no pudo ser determinada porque el sector superior está erosionado por paleocanales fluviales (Figs. 2, 4 y 5).

La asociación de pelitas laminadas y areniscas eólicas cruzadas sugiere un ambiente constituido por dunas eólicas e interdunas esencialmente húmedas (Mountney, 2006). En este contexto, la facies Ph indica decantación de sedimento a partir de la suspensión en un cuerpo lacustre. El nivel arenoso con laminación cruzada (facies Ab) y los paleosuelos (facies Ppd) intercalados en las pelitas laminadas ponen de manifiesto la retracción temporal del perímetro de los cuerpos de agua y, eventualmente, la edafización del sustrato. La menor participación de pelitas laminadas hacia el techo de la AF, así como la mayor cantidad de areniscas con cruzamientos de bajo ángulo, manifiestan una menor

disponibilidad de humedad para ese intervalo estratigráfico. La facies Lm, interpretada como depósitos loésicos, es coherente con dicha interpretación.

Asociación de facies 3 (AF3).

La AF3 incluye cuerpos con geometría canalizada o acintada en los cuales dominan las limolitas masivas (facies Lm), las pelitas laminadas (facies Ph) o con ripples (facies Lo; Figs. 4 y 5). Comúnmente, la base de los cuerpos es erosiva y soporta conglomerados masivos o brechas sin estructura sedimentaria visible (facies Cm y Bm respectivamente). Es muy poco frecuente la participación de areniscas masivas (facies Am), con laminación paralela horizontal (facies Ah) o cruzadas en artesa (facies Afa). Las facies arenosas mencionadas están moderada a pobremente seleccionadas y presentan láminas con gradación normal o no gradadas. Usualmente, se detectan intercalaciones de paleosuelos pobremente desarrollados (facies Ppd). En la figura 7 se presenta el análisis arquitectónico de uno de los cuerpos, donde puede observarse que las capas reproducen el relieve labrado sobre los depósitos eólicos previamente mencionados. Esta AF tiene un espesor máximo de aproximadamente 2,5 m en los perfiles 1 y 2 (Figs. 4 y 5). Los cuerpos de esta AF se distribuyen en el espacio de dos maneras diferentes: i) inmediatamente por encima de la AF2 se presentan lateralmente amalgamados; ii) como cuerpos aislados en el intervalo estratigráfico dominado por la AF4. El ancho real de los cuerpos no pudo ser determinado porque no pudieron efectuarse mediciones de paleocorrientes.

La geometría de los depósitos y la base erosiva de los mismos son características típicas de sistemas hídricos canalizados. Las facies Cm y Bh, localizadas inmediatamente por encima de la base de los cuerpos, son interpretadas

como flujos de detritos plásticos y pseudo-plásticos respectivamente. El dominio de rocas sedimentarias pelíticas de origen loésico (facies Lm) u originadas por decantación (facies Ph), así como la presencia de niveles edafizados (facies Ppd), denota que los canales fueron de tipo fluvial efímero (Bridge, 2003). Las facies arenosas (Am y Ah) y las pelitas con ripples asimétricos (facies Lo) constituyen, conjuntamente con los conglomerados y brechas, el registro tractivo de esta AF. La tabularidad de las capas que colmataron los paleocauces sugiere que el sistema fluvial fue de tipo monocalizado y sin desarrollo de barras .

Asociación de facies 4 (AF4).

La AF4 está esencialmente constituida por areniscas eólicas con estratificación cruzada en artesa (facies Aea), cubiertas por un paleosuelo fangoso moderadamente desarrollado (facies Pmd) (Figs. 4, 5 y 6C). Se detectan intercalaciones de areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo (facies Ab), limos masivos (facies Lm) y, en muy baja proporción, pelitas laminadas y conglomerados masivos (facies Ph y Cm respectivamente). También se presentan tres intercalaciones de paleosuelos pobremente desarrollados (facies Ppd), asociados a sustratos lodosos y arenosos. El espesor máximo registrado para esta AF es de aproximadamente 6 m (perfil 6 en figura 4). La geometría del depósito es tabular, con una continuidad lateral que sobrepasa los 100 m. Esta AF se dispone sobre depósitos de la AF precedente y subyace a los depósitos piroclásticos re-trabajados de la AF6. Es relativamente frecuente la inte-

restratificación de cuerpos fluviales canalizados, tanto efímeros (AF3) como permanentes (AF5), siendo más comunes los últimos hacia la parte superior.

El predominio de areniscas eólicas con las laminaciones cruzadas mencionadas (facies Aea y Ab) y de limos masivos (facies Lm), dispuestos en cuerpos con geometría tabular, indican un área relativamente plana donde aconteció la migración de formas de fondo de bajo relieve e influjo loésico (Mountney, 2006). La reducida participación de las facies Ph y Cm indica que, localmente, ocurrió decantación de sedimentos en cuerpos lenticulares y transporte hídrico en masa.

Asociación de facies 5 (AF5).

La AF5 incluye cuerpos con base erosiva y geometría canalizada o acintada, en los cuales dominan las areniscas con estratificación cruzada en artesa de la facies Afa, registrándose también areniscas con laminación paralela horizontal o masivas, pertenecientes a las facies Ah y Am respectivamente (Figs. 4 y 5). En la base de los cuerpos se encuentran brechas masivas, que pertenecen a la facies Bm, y en el techo de un depósito se halla un conglomerado masivo (facies Cm). Los datos de paleoflujo: al NE y al NO. El espesor máximo para esta AF es de aproximadamente 2,5 m en los perfiles 5 y 9 (Figs. 4 y 5). Los anchos reales arrojaron los siguientes resultados: 37,3 m (perfil 5 en figura 4) y 25,4 m (perfil 9 en figura 5). En la figura 8 se presenta el análisis arquitectural de uno de los cuerpos, donde se ob-

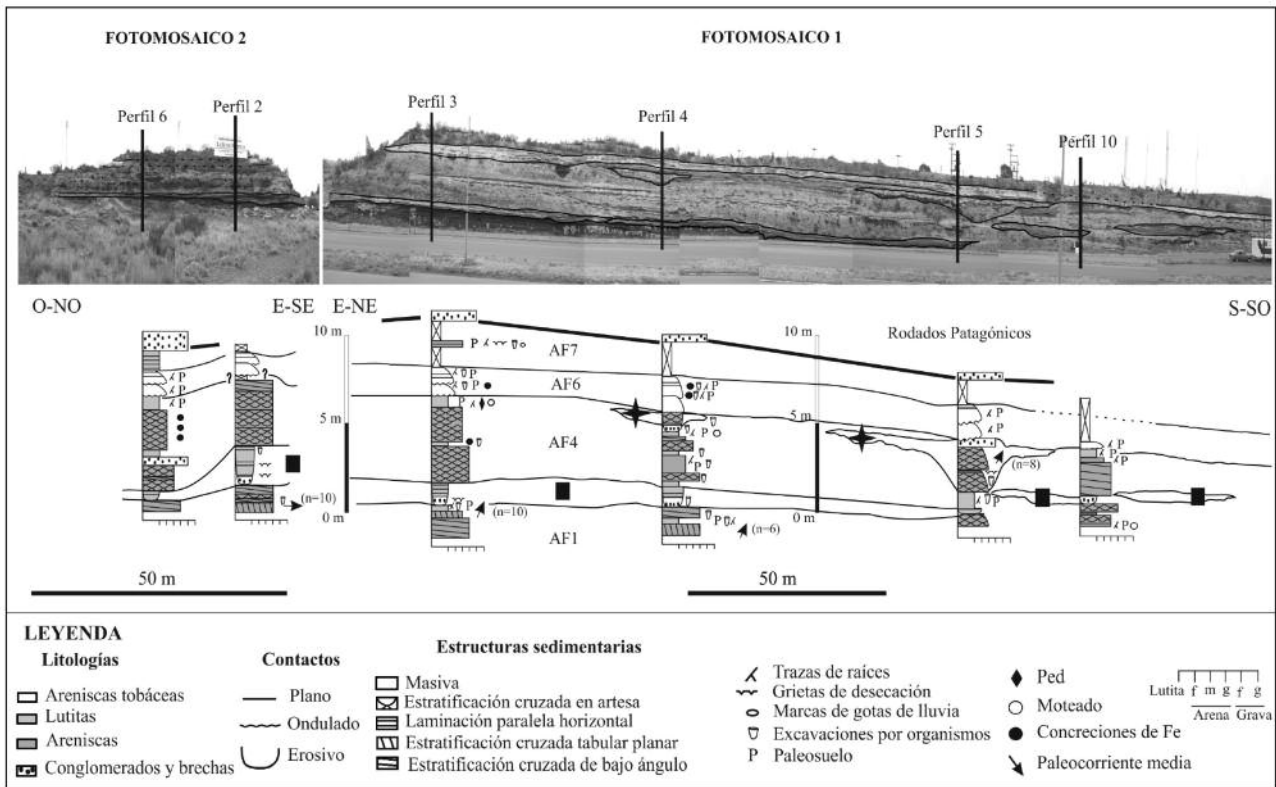


Fig. 4.- Perfiles sedimentológicos detallados de los fotomosaicos 1 y 2. Se indican las asociaciones de facies y las superficies limitantes entre asociaciones. Los símbolos estrella y rectángulo indican fajas de canales fluviales permanentes y canales fluviales efímeros respectivamente. La exageración vertical es de 1.5.

serva que, mayormente, las superficies limitantes de segundo orden definen un patrón de apilamiento lateral; hacia el techo se detecta una superficie cóncava hacia arriba. Esta AF se encuentra erosionando a los depósitos de la planicie areno-loésica, principalmente cerca del techo donde, localmente, puede detectarse que erosionó al paleosuelo con mayor grado de desarrollo.

Los cuerpos arenosos con geometría canalizada o acinada, las bases erosivas y la tendencia granodecreciente sugieren que se trata de depósitos de fajas de canales fluviales. Las facies registradas indican transporte tractivo, tanto por flujos diluidos (facies Afa, Ah y Am) como por flujos de derrubios (facies Bm y Cm). Teniendo en cuenta la ausencia de evidencias de exposición sub-aérea en la base de los cuerpos, se interpreta que los canales fueron permanentes (Bridge, 2003). La disposición de las superficies limitantes de segundo orden es compatible con la migración lateral de un sistema monocanalizado con barras asociadas a sus márgenes.

Asociación de facies 6 (AF6).

La AF6 se compone principalmente de areniscas tobáceas moderadamente bien seleccionadas y masivas (facies Atm) que, en general, se asocian con paleosuelos tobáceos pobremente desarrollados (facies Ppd) (Figs. 4, 5 y 6D). En varios perfiles se detecta que las capas masivas gradan a areniscas tobáceas con laminación paralela horizontal (facies Ath). Los depósitos de esta AF conforman cuerpos tabulares con base suavemente erosiva, de hasta 2 m de

espesor (ver perfil 4 en figura 4), y con una continuidad lateral que supera los 100 m. En general, los cuerpos que componen la asociación muestran superposición lateral erosiva (amalgamamiento). Esta AF se encuentra por encima de la llanura areno-loésica (AF4) y por debajo de los depósitos lacustres someros que se describen a continuación (AF7) (Figs. 4 y 5).

Las areniscas tobáceas dispuestas en cuerpos tabulares y con base erosiva son compatibles con la removilización hídrica de rocas piroclásticas por flujos no confinados (Umazano *et al.*, 2008). En particular, las facies Atm y Ath evidencian flujos diluidos con alta y baja concentración de sedimentos. El contacto transicional entre ambas facies indica que se produjo el efecto de dilución por incorporación de agua al sistema o por sedimentación. El amalgamamiento, así como la presencia de paleosuelos intercalados, manifiesta que la AF6 fue construida a partir de varios episodios volcano-sedimentarios, entre los cuales se produjo la edafización de los materiales piroclásticos.

Asociación de facies 7 (AF7).

La AF7 está formada principalmente por pelitas con laminación paralela horizontal (facies Ph) y, en menor proporción, por areniscas laminadas (facies Ah; figuras 4, 5 y 6E). En las areniscas se intercala un paleosuelo con poco grado de desarrollo (facies Ppd). El máximo espesor medido supera el metro (perfil 6 en figura 4) y la geometría es presumiblemente tabular. La base de la asociación no es erosiva. Esta AF se dispone sobre a los depósitos piroclásticos

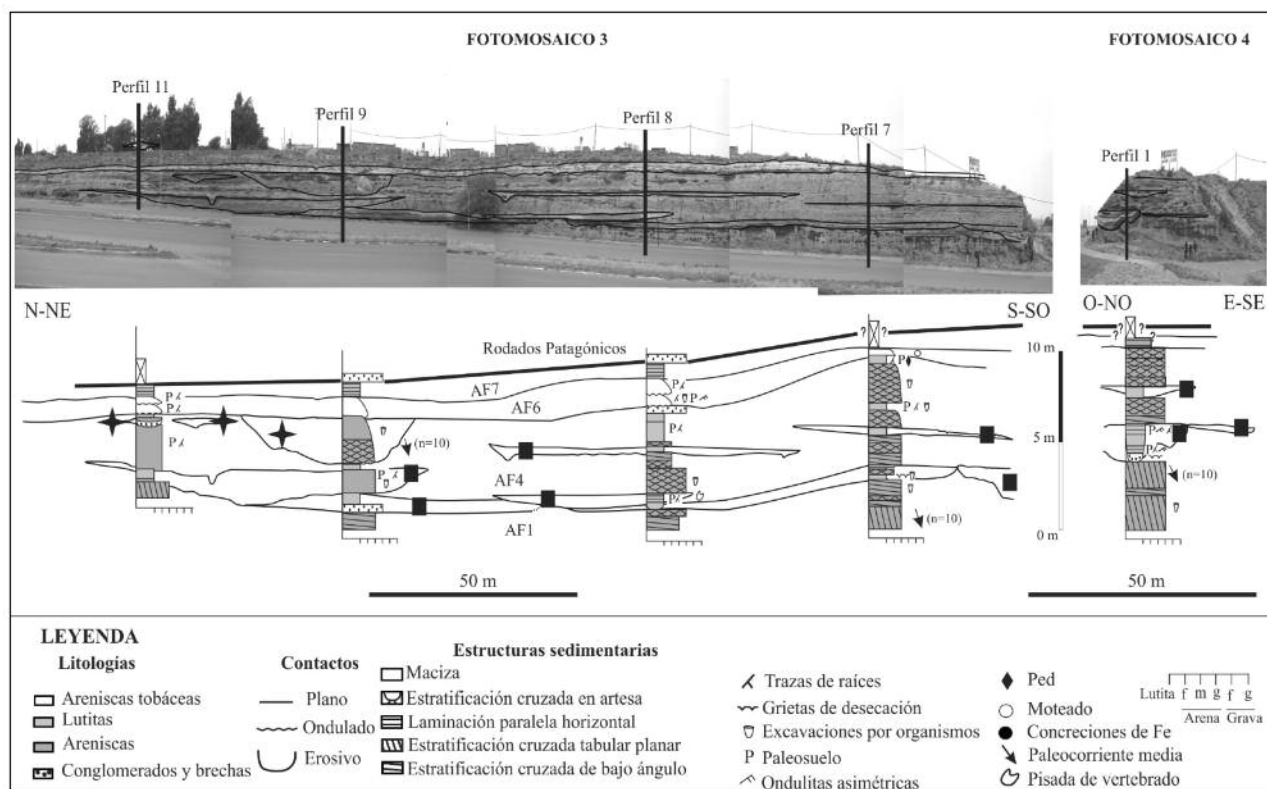


Fig. 5- Perfiles sedimentológicos detallados de los fotomosaicos 3 y 4. Se indican las asociaciones de facies y las superficies limitantes entre asociaciones. Los símbolos estrella y rectángulo indican fajas de canales fluviales permanentes y canales fluviales efímeros respectivamente. La exageración vertical es de 1.5.

Paleosuelo	Microestructura	Fábrica b	Modelo de distribución	Relación c/f _{20μm}	Concentraciones arcillosas alrededor de agregados	Nódulos alrededor de cavidades, canales o poros	Nódulos de Fe-Mn	Hipo y cuasirevestimientos de Fe-Mn	
Ppd	M1	Ch-V	G	P	15%	--	--	****	--
	M2	Ch-V	U	P	11%	--	***	--	--
	M3	Ch-V	U	P	6%	--	***	--	--
Pmd	M4	Ch-F	G	P	4%	--	--	****	***
	M5	Ch-F	G	P	2%	**	--	***	--

Tabla 3.- Descripción micromorfológica de los paleosuelos pobremente desarrollados (Ppd; muestras M1 a M3) y moderadamente desarrollado (Pmd; las muestras M4 y M5 pertenecen al horizonte superior e inferior respectivamente). Microestructura: canal (Ch), con cavidades (V), fisuras (F). Fábrica: estriada (G), no diferenciada (U). Abundancia: no detectada (—), poca (***, 2% a 5%), común (****, >5%). Distribución: porfirica (P).

retrabajados y constituye el techo de la sucesión estudiada, subyaciendo a los “Rodados Patagónicos” (Figs. 4 y 5).

El predominio de pelitas con laminación paralela horizontal (facies Ph), así como la escasa participación de areniscas laminadas (facies Ah), alude a sedimentación en un ambiente lacustre relativamente somero (Talbot y Allen, 1996). La presencia de un paleosuelo (facies Ppd) indica la reducción del perímetro del lago y la colonización del sustrato por plantas.

Análisis paleoedafológico

En esta sección se realiza la descripción e interpretación macro y micromorfológica de los paleosuelos. La información es presentada teniendo en cuenta el contexto de facies, o sea discriminando entre paleosuelos pobremente desarrollados (facies Ppd) y paleosuelos moderadamente desarrollados (facies Pmd) (Tabla 3).

Paleosuelos pobremente desarrollados (facies Ppd).

Arenisca, arenisca tobácea o limo, de espesor centimétrico a decimétrico, comúnmente sin estructura edáfica, muy raramente con agregados, portadora de escasas trazas de raíces y excavaciones generadas por organismos, incluyendo al icnotaxón *Taenidium*. Las trazas de raíces alcanzan una longitud máxima de 10 cm y un diámetro de hasta 0,4 cm. Algunos niveles limosos y tobáceos presentan concreciones ferrosas, esféricas a ovoidales, de hasta 0,1 cm de diámetro. Además, los niveles limosos suelen exhibir nódulos carbonáticos de origen secundario de tamaño milimétrico.

En secciones delgadas se observa que los paleosuelos tienen micro-estructura en canales y cavidades, que comúnmente se afinan hacia sus extremos. Los componentes minerales básicos tienen una relación c/f_{20μ} que varía entre 6% y 15%. Las fracciones gruesa y fina se distribuyen si-

guiendo un patrón porfirico. Los principales componentes de la fracción gruesa son fragmentos líticos volcánicos. La fracción fina está esencialmente constituida por arcilla y, en menor cuantía, por yeso. La fábrica de birrefringencia es comúnmente no diferenciada u, ocasionalmente, estriada. Los únicos rasgos pedológicos son nódulos de Fe-Mn de tipo ameboidal o alrededor de cavidades, canales o poros.

Las trazas de raíces en las litologías mencionadas son indicativas de edafización sobre sustratos loésicos, tobáceos y arenosos (e.g. Genise y Bellosi, 2004; Umazano *et al.*, 2008; Pla-Pueyo *et al.*, 2009). En particular, la cantidad y el tamaño de las trazas de raíces son compatibles con una vegetación arbustiva y un clima árido-semiárido. Además, la presencia de nódulos de Fe-Mn sugieren la saturación hídrica periódica del perfil del suelo (Kemp y Zárate, 2000), una situación bastante frecuente en las condiciones climáticas mencionadas.

Paleosuelos moderadamente desarrollados (facies Pmd).

Lutita con abundantes trazas de raíces y excavaciones por organismos. Las trazas de raíces alcanzan una longitud máxima aproximada de 1,5 cm, y un diámetro máximo cercano a 0,01 cm. Se reconocen dos horizontes denominados inferior y superior. El horizonte inferior, cuyo espesor es 15 cm y su color pardo amarillento pálido, no está edafizado y es portador de nódulos de Fe-Mn. El horizonte superior, de 25 cm de espesor y color pardo claro, posee agregados en bloque y nódulos de Fe-Mn.

Al microscopio, el horizonte inferior muestra micro-estructura en canales tipo fisuras. Los componentes minerales básicos muestran una relación c/f_{20μ}: 4%. El modelo de distribución relativa de las fracciones gruesa y fina es del tipo porfirico. En orden de abundancia decreciente los clastos son fragmentos líticos volcánicos (incluyendo vidrio), plagioclasas, cuarzo y mica. La fracción fina está representada por arcilla y óxidos de Fe-Mn. La fábrica de

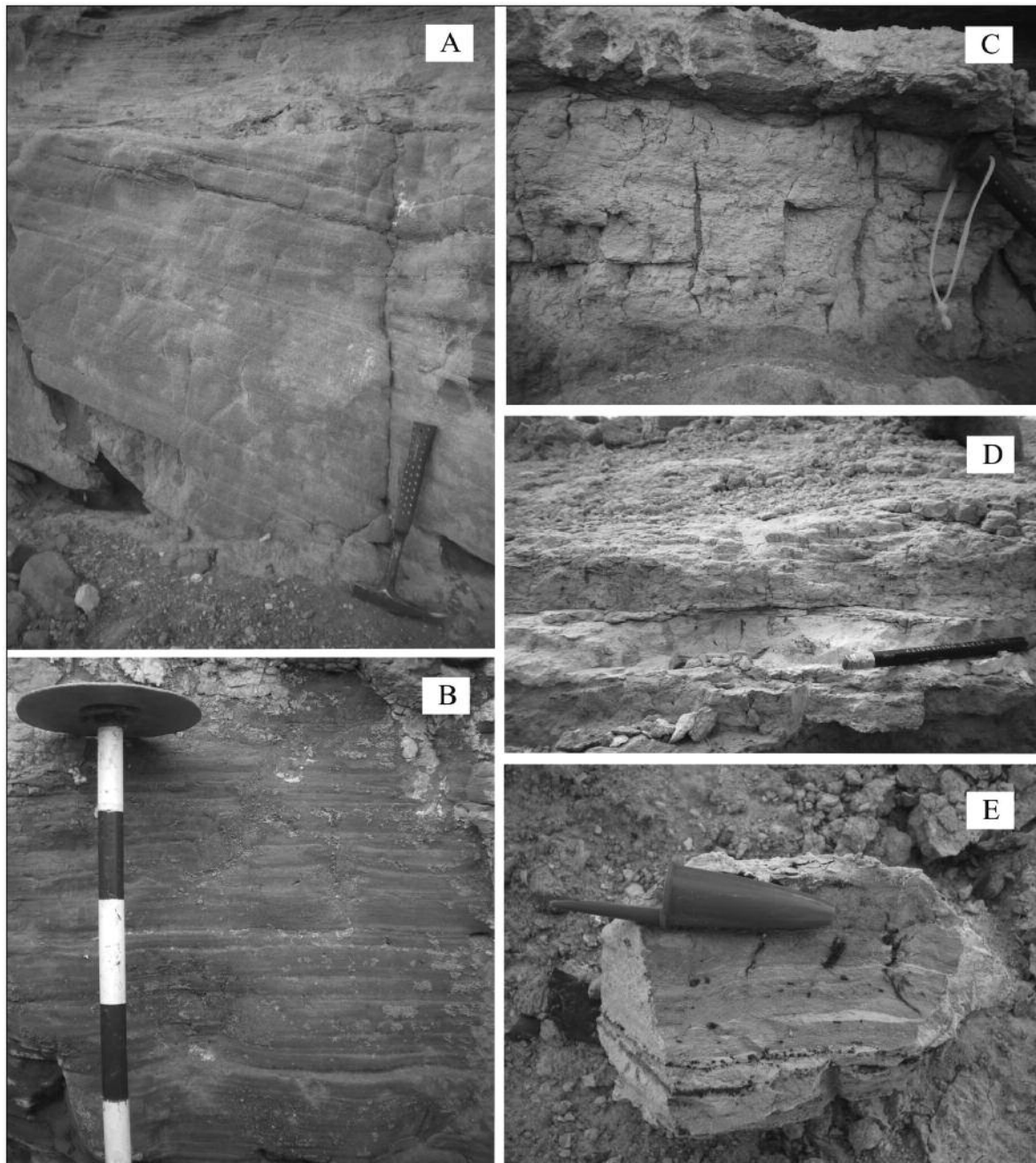


Fig. 6- Ejemplos de asociaciones de facies descritas e interpretadas en el trabajo. A) AF1: Sistema eólico arenoso con interduna seca. B) AF2: Sistema eólico arenoso con interduna húmeda. C) AF4: Llanura areno-loésica. D) AF6: Depósitos piroclásticos re trabajados. E) AF7: Lagos someros.

birrefringencia es estriada al azar, granoestriada y poroestriada. Como rasgos pedológicos se distinguen nódulos de Fe-Mn del tipo más característico y revestimientos alrededor de agregados. El horizonte superior muestra micro-estructura en canales tipo fisuras. Respecto al horizonte infrayacente, los componentes minerales básicos son más finos, alcanzando una relación $c/f_{20\mu}$: 2%. El modelo de distribución relativa de las fracciones gruesa y fina es del tipo porfirico. La fracción gruesa está constituida por fragmentos líticos volcánicos (incluyendo vidrio), plagioclasas, piroxenos, cuarzo y mica. La fracción fina está representada por arcilla y óxidos de Mn. La fábrica de birrefringencia es estriada al azar y, raramente, granoestriada. Se

reconocen los siguientes rasgos edáficos: hipo-revestimientos arcillosos de poros, cuasi-revestimientos impuros de poros y nódulos de Fe-Mn típicos.

Las trazas de raíces sugieren la modificación edáfica de un sustrato, en este caso lodoso (e.g. Pla-Pueyo *et al.*, 2009; Alonso Zarza *et al.*, 2012). El tamaño y cantidad de las mismas es coherente con una vegetación de tipo gramínea (Retallack y Wright, 1990) en un clima subhúmedo-húmedo. La diferenciación en dos horizontes, la aparición de agregados de origen edáfico en el horizonte superior, así como su color más oscuro y más rojizo, son concordantes con suelos moderadamente desarrollados (Retallack y Wright, 1990). Por otra parte, entre los micro-rasgos presentes, los

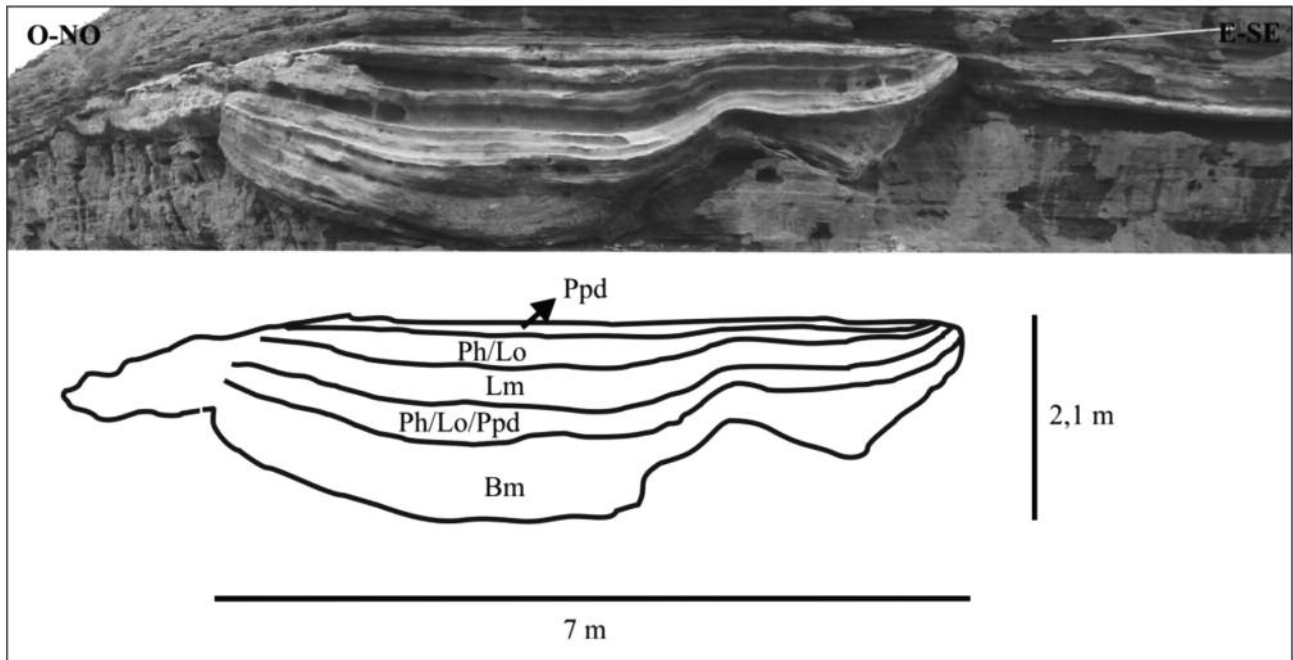


Fig. 7.- Análisis arquitectónico de un cuerpo fluvial canalizado perteneciente a la AF3. Las capas reflejan la forma del fondo del canal y se presentan facies que indican escorrentía efímera (Ph, Ppd y Lm).

revestimientos arcillosos indican la iluviación de arcillas provenientes de horizontes superiores, lo que permitiría considerar tentativamente a este horizonte como un horizonte Bt (Kemp, 1999). La fábrica estriada también es una evidencia de movimiento vertical de arcillas. Los nódulos de Fe-Mn pueden deberse a oscilaciones del nivel freático bajo climas con estacionalidad marcada (Kemp y Zárate, 2000).

Evolución paleoambiental

La sucesión sedimentaria estudiada constituye el registro de un paleoambiente fluvio-eólico complejo; esto concuerda con la interpretación detallada realizada por Zavala y Freije (2001) en los acantilados costeros de la provincia de Río Negro, entre Balneario El Cóndor y Bahía Rosales. Inicialmente, la sedimentación se produjo en un sistema eólico arenoso constituido por dunas que se desplazaban hacia el E-SE e interdunas secas (AF1). Luego, el ambiente sedimentario evolucionó a un sistema eólico arenoso compuesto por dunas que migraban al NE, al E y al SE, separadas por zonas de interduna esencialmente húmeda (AF2). Ocasionalmente, los sectores adyacentes a los cuerpos lacustres de la AF2 experimentaron pedogénesis. En relación con los depósitos de muro de la AF1, el reducido influjo loésico constituye otra diferencia significativa.

A continuación, el desarrollo de un conjunto de canales fluviales efímeros (AF3) labró un relieve irregular sobre los depósitos de la AF previamente mencionada. Tras la colmatación de los paleocanales con sedimentos predominantemente loésicos y lacustres, comenzó nuevamente a producirse sedimentación eólica, en este caso en una llanura donde dominaron la migración de formas eólicas de escasa altura y el influjo loésico (AF4). Esta llanura fue surcada

por canales fluviales, inicialmente de régimen efímero (AF3) y más tarde de tipo permanente (AF5); los últimos drenaron al NE y al SO. En este contexto, la llanura arenoso-loésica constituiría la llanura de inundación de los ríos que la surcaban. Además, en la llanura también se produjeron pedogénesis y sedimentación lacustre somera en cuerpos de agua que, probablemente, fueron esporádicamente alimentados a partir de desbordamientos de canal. Cabe destacar que el paleosuelo con mayor grado de desarrollo se ubica en el techo de la AF4, siendo relativamente frecuente su disección, parcial a total, debido a la movilidad lateral (¿avulsión?) de fajas de canales fluviales perennes.

A continuación sobrevino el retrabajamiento por escorrentía superficial de materiales piroclásticos y la generación de paleosuelos tobáceos durante los intervalos de relativa estabilidad climática-ambiental (AF6). Por último, la sucesión estudiada registró nuevamente sedimentación en cuerpos de agua lentiformes que, temporalmente, experimentaron pedogénesis en sus márgenes (AF7).

Considerados en un contexto regional, los diferentes ambientes sedimentarios reconocidos son similares a los descritos por Zavala y Freije (2001). Las principales diferencias son la presencia de facies canalizadas permanentes (AF5) y la sedimentación eólica arenoso-loésica en áreas relativamente planas (AF4) en Carmen de Patagones.

Controles aloclícos sobre la sedimentación

Clásicamente, el clima es considerado el principal factor de control en las sucesiones sedimentarias fluvio-eólicas, dado que influye notoriamente en la disponibilidad de sedimentos y en la profundidad del nivel freático. Por otra parte, en los ambientes fluviales se considera que el clima,

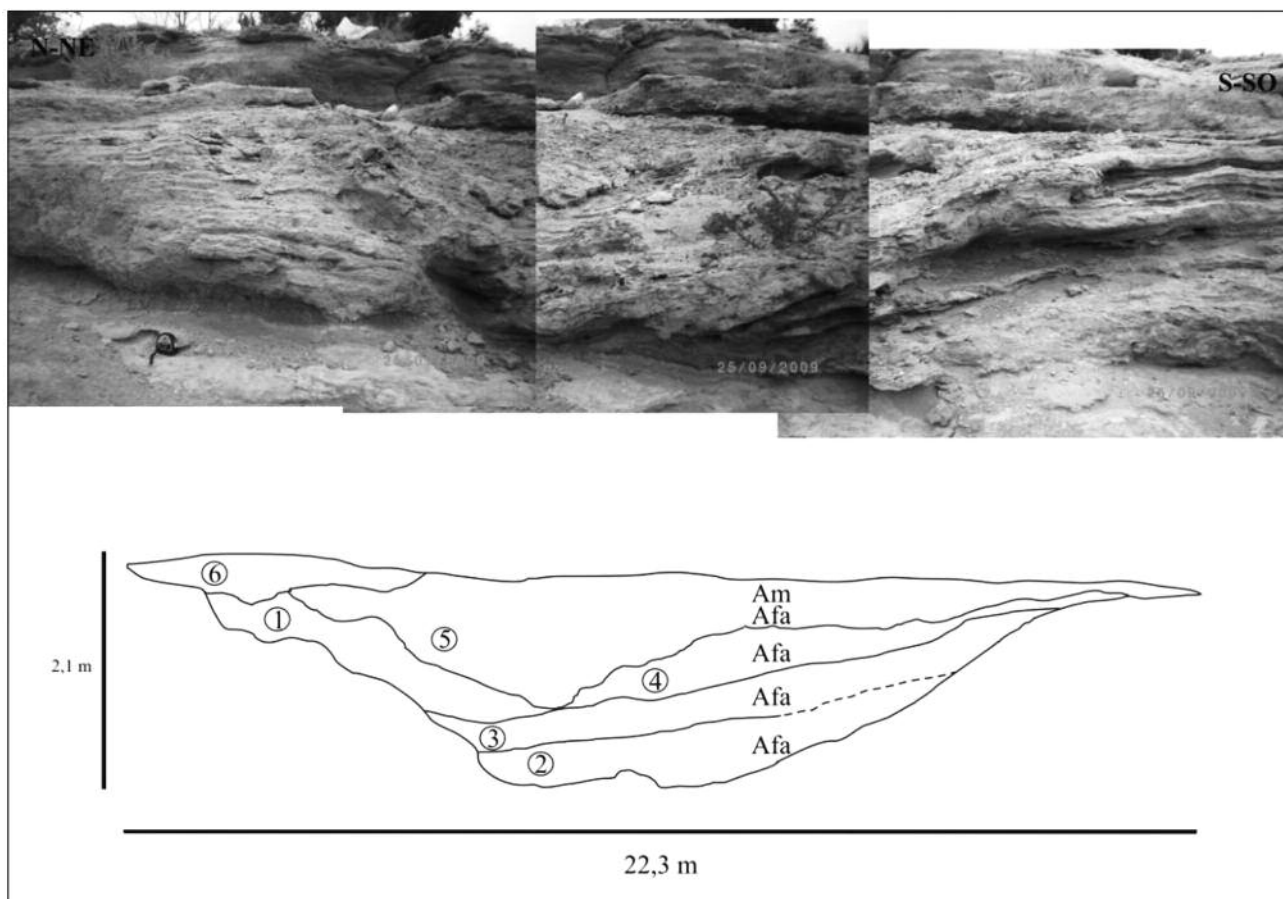


Fig. 8- Análisis arquitectónico de un depósito fluvial canalizado que pertenece a la AF5. Las superficies que limitan al cuerpo son de tercer orden, las demás son de segundo orden. Los números indican la secuencia de eventos deposicionales.

la tectónica, el eustatismo y el influjo volcánico son los factores extrínsecos más relevantes. En la presente contribución se analizan individualmente todos los factores mencionados.

Clima

La distribución vertical y lateral de las asociaciones de facies y los paleosuelos permite reconocer dos tipos climáticos diferentes, denominados aquí como “seco” y “húmedo”. En los 17 metros de la parte baja de las secciones se registra un cambio de condiciones de menor a mayor disponibilidad de humedad, que se corresponden con la AF1 y la AF2 respectivamente. La aparición de los depósitos canalizados efímeros de la AF3 sugiere un intervalo con precipitaciones abundantes, probablemente de carácter torrencial (*cf.* Zavala y Freije, 2001), situación compatible con condiciones climáticas “secas” y estacionales. Luego, el registro de una llanura areno-loésica (AF4), que culmina con el paleosuelo más desarrollado de la sucesión, denota la transición de un clima “seco” a un clima “húmedo”. Tal aseveración es congruente con la presencia de paleocanales intercalados, de régimen efímero en la base y permanente hacia el techo (AF5). Los niveles piroclásticos retrabajados (AF6) que se encuentran por encima de la llanura areno-loésica no tienen una significación climática certera. Por último, los depósitos lacustres (AF7) son com-

patibles con condiciones de clima “húmedo”, aunque la generación de los mismos podría estar vinculada a un control volcánico.

En el contexto paleoclimático establecido, los paleocanales colmatados por sedimentos de grano fino fueron generados por escorrentías vinculadas a precipitaciones intensas y estacionales. Dichas precipitaciones habrían generado los depósitos de flujos de derrubios que, comúnmente, suprayacen la base erosiva de los paleocanales. No obstante, el relleno de los mismos no está dominado por depósitos tractivos, sino por sedimentos loésicos y por material que decantó en cuerpos lacustres someros. Probablemente, los cuerpos lacustres fueron encharcamientos producidos por las lluvias; en tanto, los sedimentos loésicos representan intervalos sin precipitaciones importantes.

Tectónica

En la sucesión estudiada no se observan evidencias de actividad tectónica coetánea con la sedimentación. Por ejemplo: estructuras de deformación originadas por eventos sísmicos, paleocanales fluviales que varían de espesor en relación con fallas y pliegues sinsedimentarios o paleocanales estratigráficamente adyacentes con paleocorrientes casi ortogonales y sin signos de avulsión nodal (*e.g.* Bridge, 2003, 2006; Umazano *et al.*, 2012). Cabe mencionar que en otros sectores de la cuenca, en la zona de transición entre

los miembros medio y superior, se ha reconocido la presencia de estructuras de deformación producidas por actividad sísmica durante la Fase Quechua del ciclo Andino (Schillizzi *et al.*, 2010).

Eustatismo

El espesor relativamente reducido del afloramiento estudiado no permite evaluar con certeza las variaciones del nivel del mar y las secuencias y cortejos sedimentarios que se generan en sucesiones continentales. Tentativamente, la distribución de los paleocanales efímeros indica que la AF3 podría haber sido generada durante una caída del nivel del mar y, por consiguiente, durante un intervalo temporal con un perfil de equilibrio bajo para los sistemas fluviales (baja agradación). Asimismo, la presencia de paleocanales aislados dentro de los depósitos de la AF4 podría indicar un ascenso del perfil de equilibrio, vinculado a una elevación del nivel del mar (alta agradación). Sin embargo, la ausencia de un paleosuelo maduro asociado al sistema de paleocanales efímeros es incompatible con un nivel del mar bajo (Wright y Marriott, 1993). Por lo tanto, el factor climático sería el responsable de la distribución de los cuerpos fluviales canalizados.

Volcanismo

La presencia de depósitos piroclásticos retrabajados (AF6) podría relacionarse con el sistema lacustre que se instauró por encima. En particular, los materiales piroclásticos pueden impermeabilizar los sustratos continentales donde se depositan, lo que favorece el encharcamiento y/o la removilización hídrica de los sedimentos (Leavesley *et al.*, 1989). Tal impermeabilización es típicamente una consecuencia de las precipitaciones sobre dichos sustratos. Para entender que el volcanismo generó o potenció el desarrollo de un sistema lacustre debe asumirse que los depósitos primarios estaban localizados próximos al área estudiada. Considerando el conocimiento paleogeográfico, paleogeológico y paleoclimático para el Neógeno de Patagonia (Malumián, 1999), se estima que la situación mencionada es altamente probable.

Conclusiones

A partir del análisis sedimentológico detallado de la sucesión estudiada se concluye que el ambiente sedimentario en el que se acumuló el miembro superior de la Formación Río Negro fue fluvio-eólico. La distribución espacial de los depósitos muestra que, inicialmente, aconteció una evolución desde un sistema eólico arenoso con interduna seca a un sistema eólico arenoso con interduna esencialmente húmeda. Luego se generaron paleocanales efímeros producto de un período de lluvias intensas y estacionales. Posteriormente se reinstauraron las condiciones de sedimentación eólica arenosa, en este caso en áreas llanas y con un importante aporte de material loésico. Paralelamente, este ambiente de sedimentación fue surcado por sistemas fluviales, al principio efímeros y luego permanentes. A conti-

nuación se produjo el retrabajamiento de materiales piroclásticos, probablemente a partir de la removilización de depósitos distales a los edificios volcánicos; por último se registró la formación de cuerpos lacustres someros.

En lo relativo a los controles sedimentarios alocíclicos, el factor primordial que controló la sedimentación durante el intervalo de tiempo en el que se acumuló el depósito estudiado fue el climático. Asimismo, el volcanismo pudo haber generado o potenciado el desarrollo de las condiciones lacustres registradas en el techo de la sucesión.

Las facies canalizadas de grano fino descritas en el área de estudio presentan un relleno principalmente de material loésico y, en menor medida, de sedimentos pelíticos depositados por decantación. El origen de estos cuerpos se debió posiblemente a un intervalo de tiempo en el cual se produjeron precipitaciones torrenciales, lo cual relaciona la génesis de estos depósitos con un control principalmente climático.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a Ana María Parras y Ricardo Néstor Melchor por la revisión del manuscrito. Este trabajo, que es una parte de la Tesis de grado del primer autor, fue financiado por el Proyecto de Investigación N° 223 de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de la Pampa. La asistencia editorial del Dr. Nieto Albert, así como las revisiones del Dr. Viseras Alarcón y de un revisor anónimo mejoraron sustancialmente la calidad del trabajo.

Referencias

- Allen, J.R.L. (1983): Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33: 237-293.
- Alonso Zarza, A.M., Meléndez, A., Martín-García, R., Herreo, M.J. y Martín-Perez, A. (2012): Discriminating between tectonism and climate signatures in palustrine deposits: lessons from the Miocene of the Teruel graben, NE Spain. *Earth Science Reviews*, 113: 141-160.
- Andreis, R. (1965): Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro. *Revista Museo La Plata (Geología)*, 5: 245-310.
- Bridge, J.S. (2003): *Rivers and Floodplains; Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell, Oxford. 491 p.
- Bridge, J.S. (2006): Fluvial facies models: recent developments. En: *Facies Models Revisited* (H.W. Posamentier y R.G. Walker, Eds). Society for Sedimentary Geology, 85-170.
- Brookfield, M. E. (1977): The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24: 303-332.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G. y Tursina, T. (1985): *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications, England, 152 p.
- Folguera, A. y Zárata, M.A. (2009): La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64: 692-712.
- Genise, J.F. y Bellosi, E.S. (2004): Continental trace fossils of the Laguna Palacios Formation (Upper Cretaceous) from the San Bernardo Range. En: *Fieldtrip Guidebook of First International Congress on Ichnology*, (E.S. Bellosi y R.N. Melchor,

- Eds). Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Trelew, 33-43.
- Howell, J. y Mountney, N. (1997): Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the UK southern North Sea. En: *Petroleum Geology of the Southern North Sea: future potential*, (K. Ziegler, P. Turner y S.R. Daines, Eds). Geological Society of London Special Publication, Londres, 63-86.
- Kaasschieter, J. (1965): Geología de la Cuenca del Colorado. En: *II Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 251-269.
- Kemp, R. (1999): Micromorphology of loess-paleosol sequences: a record of paleoenvironmental change. *Catena*, 35: 181-198.
- Kemp, R. A. y Zárate, M. A. (2000): Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology*, 47: 3-14.
- Leavesley, G. H., Lusby, G. C. y Lichty, R. W. (1989): Infiltration and erosion characteristics of selected tephra deposits from the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington, USA. *Hydrological Sciences Journal*, 34: 339-353.
- Malumián, N. (1999): La sedimentación y el volcanismo terciario en la Patagonia extraandina. En: *Geología Regional Argentina* (R. Caminos Ed). Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, 557-578.
- Miall, A. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology* (A. Miall, Ed). Canadian Society Petroleum Geologists Memoirs, Canadá, 597-604.
- Mountney, N.P. (2006): Eolian facies models. En: *Facies Models Revisited* (H.W. Posamentier y R.G. Walker, Eds). Society for Sedimentary Geology, Tulsa, 19-83.
- Newell, A. J. (2001): Bounding surfaces in a mixed aeolian-fluvial system. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 339-347.
- Pla-Pueyo, S., Gierlowski-Kordesch, E.H., Viseras, C. y J.M. Soria (2009): Major controls on sedimentation during the evolution of a continental basin: Pliocene-Pleistocene of the Guadix basin (Betic cordillera, southern Spain). *Sedimentary Geology*, 219: 97-114.
- Retallack, G. y Wright, V. P. (1990): Micromorphology of lithified paleosols. En: *Soil Micromorphology: a basic and applied science* (L.A. Douglas, Ed). Elsevier, Amsterdam, 641-652.
- Schillizzi, R., Luna L. y J. I., Falco. (2010): Estructuras de deformación (sismitas?) en la Formación Río Negro, provincia de Río Negro, Argentina *Latin American of Sedimentology and Basin Analysis*, 17: 17-32.
- Smith, G. (1991): Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En: *Sedimentation in Volcanic Settings* (R.V. Fisher y G. Smith, Eds). Society for Sedimentary Geology Special Publication, Tulsa, 109-121.
- Smith, G. y Lowe, D. R. (1991): Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En: *Sedimentation in Volcanic Settings* (R. V. Fisher y G. Smith, Eds). Society for Sedimentary Geology Special Publication, Tulsa, 59-70.
- Talbot, M. R. y Allen, P. A. (1996): Lakes. En: *Sedimentary Environments. Processes, Facies and Stratigraphy* (H. G. Reading, Ed). Blackwell, Nueva York, 83-123.
- Umazano, A. M., Bellosi, E. S., Visconti, G. y Melchor, R. N. (2008): Mechanism of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: an example from the Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 203: 213-228.
- Umazano, A. M., Visconti, G. y Perez, M. (2010): An example of complex fluvio-aeolian sedimentation: the upper member of the Miocene-Pliocene Río Negro Formation, northern Patagonia, Argentina. En: *II International Geological Congress of the Southern Hemisphere*, 1: 181.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, E.S. y Melchor, R.N. (2012): Detecting allocyclic signals in volcanoclastic fluvial successions: facies, architecture and stacking pattern from the Cretaceous of central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 40: 94-115.
- Wright, V.P. y Marriott, S.B. (1993): The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology* 86: 203-210.
- Zavala, C. L. y Freije, H. (2000): Estratigrafía secuencial del Terciario superior marino de Patagonia. Un equivalente a la crisis del Messiniano? *Geotemas*, 1: 217-220.
- Zavala, C. y Freije, H. (2001): On the understanding of aeolian sequence stratigraphy: an example from Miocene-Pliocene deposits in Patagonia, Argentina. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 107: 251-264.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 10 DE AGOSTO DE 2012.

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 8 DE FEBRERO DE 2013.