



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

TESINA PRESENTADA PARA OBTENER
EL GRADO ACADÉMICO DE
LICENCIADO EN GEOLOGÍA

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

MARIANO PEREZ

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

2012

Prefacio

Esta Tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciado en Geología, de la Universidad Nacional de La Pampa y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en las Cátedras de Sedimentología y Estudio del Geosistema dependientes del Departamento de Ciencias Naturales, durante el período comprendido entre el 09/09/2011 y el 12/03/2012, bajo la dirección de Umazano, Aldo Martín; y bajo la codirección de Visconti, Graciela.

Deseo expresar mi sincero agradecimiento a las personas e instituciones que se detallan a continuación. Todas ellas han contribuido de diferentes maneras para la concreción de este trabajo.

- A **Aldo Martín Umazano** y **Graciela Visconti**, Director y Codirectora respectivamente. Creo que me ayudaron más allá de sus competencias como Director y Codirectora, aportando sus conocimientos y manifestando siempre buena disposición.
- A **Ricardo Néstor Melchor**, quién comunicó a mis directores la presencia del excelente afloramiento estudiado.
- A **Enzo Lautaro Gerling**. Participó de la última campaña y aportó con sus conocimientos e inquietudes.
- A la **Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam**. Brindó apoyo financiero, principalmente a través del proyecto de investigación N° 223, el cual es dirigido por Graciela Visconti.
- A mi **Familia**. Me apoyó siempre incondicionalmente, brindándome todas las comodidades para estudiar y sin recibir ningún tipo de presión.
- A mis **Compañeros**. Todos aquellos con los que cursé y compartí experiencias.

Índice

Resumen.....	4
Abstract.....	5
Introducción.....	6
Area de estudio.....	8
<i>-Ubicación geográfica.....</i>	<i>8</i>
<i>-Geomorfología.....</i>	<i>8</i>
<i>-Marco geológico.....</i>	<i>9</i>
<i>-Descripción general del afloramiento estudiado.....</i>	<i>13</i>
Metodología.....	15
Resultados.....	18
<i>-Facies.....</i>	<i>18</i>
<i>-Asociaciones de facies.....</i>	<i>28</i>
Discusión.....	34
Conclusiones.....	38
Bibliografía.....	39

Resumen

En esta Tesina se realizó el análisis paleoambiental detallado de las sedimentitas 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. Se definieron quince facies y siete asociaciones de facies. A saber: 1) sistema eólico arenoso con interduna seca, 2) sistema eólico areno-fangoso, 3) canales fluviales efímeros, 4) planicie areno-loésica, 5) faja de canales fluviales permanentes, 6) depósitos piroclásticos retrabajados y ,7) sistema lacustre somero. 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.

Abstract

In this Thesis, was carried out a detailed palaeoenvironmental analysis of fluvio-aeolian upper Member of the Río Negro Formation (Miocene-Pliocene of northern Patagonia) at Carmen de Patagones locality, Buenos Aires province, was carried out. Fifteen facies and seven facies associations were defined. They are: 1) sandstone aeolian system with dry interdune, 2) sandstone-mudstone aeolian system, 3) ephemeral fluvial channels, 4) sandstone-loessic plain, 5) permanent fluvial channel-belts, 6) reworked pyroclastic deposits and, 7) shallow lacustrine system. The evaluation of allocyclic sedimentary controls allowed recognize that spatial and temporal changes on sedimentary palaeoenvironments were mainly linked to climatic controls, although the volcanism could be acted towards the top of succession.

Introducción

Existen numerosos estudios paleoambientales en sucesiones fluvio-eólicas actuales y fósiles. 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. Horne 1975; Herries 1993; Mountney *et al.* 1998; Tirsgaard y Øxnevad 1998; Newell 2001; Scherer *et al.* 2007; Veiga y Spalletti 2007; Simpson *et al.* 2008), loéssicos (e.g. Genise y Bellosi 2004; Umazano *et al.* 2008; Umazano 2009) y piroclásticos de caída (e.g. Smith 1991; Bridge *et al.* 2000; Paredes *et al.* 2007; Umazano *et al.* 2008, 2009; Umazano 2009). Comúnmente, el pasaje vertical de depósitos fluviales permanentes a eólicos areno-loéssicos es considerado una respuesta de los sistemas depositacionales a una disminución de las precipitaciones (Howell y Mountney 1997; Mountney *et al.* 1999). Contrariamente, el pasaje vertical de depósitos eólicos no piroclásticos a fluviales perennes sugiere un incremento pluviométrico. No obstante, recientemente se ha reconocido la necesidad de evaluar adecuadamente otros controles sedimentarios extra-cuencales con potencial influencia climática (por ejemplo: el rol de la tectónica en la generación de barreras orográficas viento arriba; Veiga y Spalletti 2007). En general, los depósitos canalizados de las sucesiones fluvio-eólicas no piroclásticas son areno-conglomerádicos y granodecrecientes, constituyendo el registro de ríos de diseño variable y condiciones hidrológicas permanentes o efímeras.

Por otra parte, los sistemas fluviales sometidos a voluminoso influjo de lluvias de ceniza son comúnmente forzados a cambiar la configuración y dimensiones de las fajas de canales, así como la litología de la carga movilizada y los procesos de transporte y sedimentación (Smith 1991; Smith y Lowe 1991). En este contexto, durante los intervalos estratigráficos que indican un importante arribo de tefra las sucesiones registran fajas de canales más anchas, con mayor entrelazamiento y con menor sinuosidad y profundidad de flujo. Asimismo, la composición del sedimento tiende a ser monolitológica (piroclástica) y las facies registradas sugieren una importante participación de lahares y avalancha de detritos. No obstante, algunos autores (e.g. Umazano *et al.* 2008; Umazano 2009; Yamamoto 2009) reconocen diferencias con el marco conceptual mencionado y sugieren que otros factores extra-cuencales deben ser considerados con mayor precisión (clima, tectónica y cambios del nivel de base).

Teniendo en cuenta lo explicitado en los párrafos precedentes, el miembro superior de la Formación Río Negro (*sensu* Andreis 1965), depositado en el lapso Mioceno-Plioceno en

Patagonia septentrional, ofrece una excelente oportunidad para estudiar la compleja interacción entre sedimentos eólicos y fluviales. Esta formación es una unidad esencialmente arenosa que aflora desde el pie de monte andino hasta los acantilados costeros del Océano Atlántico (Folguera y Zárate 2009). Según el criterio de Zavala y Freije (2001), la Formación Río Negro posee tres miembros informales denominados inferior (eólico), medio (marino) y superior (fluvio-eólico). Los miembros inferior y medio afloran en los acantilados costeros del sector sur y norte de las provincias de Buenos Aires y Río Negro, respectivamente; el miembro superior presenta buenas exposiciones sobre las márgenes del Río Negro y en los acantilados mencionados. En este contexto, la sucesión se encuentra en la margen izquierda de dicho río en la localidad de Carmen de Patagones, provincia de Buenos Aires. Umazano *et al.* (2010) realizaron un análisis sedimentológico preliminar de dichas exposiciones, en el cual describen sedimentitas fluvio-eólicas con presencia de facies canalizadas, tanto arenosas como pelíticas, depositadas por corrientes con caudales altamente fluctuantes. Dichos paleocanales presentan una compleja disposición espacial con los depósitos eólicos (arenosos, loésicos y piroclásticos) y sus paleosuelos asociados.

Objetivos. El principal objetivo de la Tesina 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 rol de los controles sedimentarios alocíclicos (tectónica, clima, eustasia y volcanismo). Asimismo, se plantea como objetivo contribuir al conocimiento de las facies canalizadas de grano fino y su potencial relación con algún cambio en los factores depositacionales extrínsecos.

Hipótesis. El miembro superior de la Formación Río Negro (Mioceno-Plioceno de Patagonia septentrional) en la localidad de Carmen de Patagones (provincia de Buenos Aires) es una sucesión fluvio-eólica que registra importantes cambios paleoambientales que pueden ser explicados mediante la ponderación de los controles sedimentarios alocíclicos.

Área de Estudio

Ubicación geográfica. La sucesión sedimentaria estudiada se encuentra en Carmen de Patagones, provincia de Buenos Aires, sobre la margen izquierda del Río Negro (Figura 1). Se trata de dos exposiciones tridimensionales a ambos lados de la Ruta Nacional 3, adyacentes al puente interprovincial que une las localidades de Carmen de Patagones y Viedma, provincias de Buenos Aires y Río Negro respectivamente. La distancia aproximada entre el afloramiento y la desembocadura del río en el Océano Atlántico, siguiendo una línea recta imaginaria paralela al cauce, es de 35,85 Km. La distancia entre el afloramiento y la Plaza Villarino, ubicada en la zona céntrica de Carmen de Patagones, es de 1,87 Km.



Figura 1. Ubicación geográfica de la zona de estudio.

Geomorfología. El afloramiento estudiado se encuentra en el ámbito de la Llanura Chacabonaerense, provincia geológica caracterizada por presentarse como una extensa planicie (Groeber 1938) desarrollada entre las Sierras Subandinas y las Sierras Pampeanas al oeste, el río Paraná al este y el río Colorado al sur, hundiéndose en la plataforma continental adyacente. Particularmente, el afloramiento estudiado se encuentra sobre la margen izquierda de un sistema fluvial que escurre desde el pie de monte andino hacia el Océano Atlántico. En la zona estudiada, la faja de canales del río Negro posee sinuosidad

moderada a baja y un ancho variable entre 0,3 km y 1,5 km (Figura 2). Aguas arriba del puente que une las localidades de Carmen de Patagones y Viedma, el río presenta un diseño entrelazado con barras longitudinales parcialmente vegetadas de hasta 0,80 km de ancho y 2,3 km de longitud. Por otra parte, aguas abajo del citado puente el río posee una configuración meandrosa y carece de barras de enlazamiento. Cabe destacar que, en la zona estudiada, el desnivel topográfico entre la faja de canales y la planicie de inundación es importante, habiéndose generado barrancas casi verticales que, en algunos sectores, superan los 27 metros de altura. En dichas barrancas afloran las sedimentitas del miembro superior de la Formación Río Negro, las que muestran una aparente continuidad física con el miembro medio expuesto en los acantilados costeros.



Figura 2. Imagen satelital de la zona de estudio donde pueden observarse las principales características geomorfológicas.

Marco geológico. La Formación Río Negro es parte del relleno Neógeno de la Cuenca del Colorado, aunque los afloramientos sobrepasan los límites de la misma (Figura 3). La Cuenca del Colorado (Kaasschieter 1965; Yrigoyen 1975; Lesta *et al.* 1980), desarrollada en la parte sur de la Llanura Chacabonaense, es una depresión elongada en dirección este-oeste, desarrollada principalmente en la plataforma continental (Figura 3). El origen de la cuenca es aulacogénico y estuvo asociado con la apertura del Océano Atlántico y el

desmembramiento del supercontinente Gondwana durante el Jurásico Medio a Superior (Fryklund *et al.* 1996) o Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Juan *et al.* 1996).

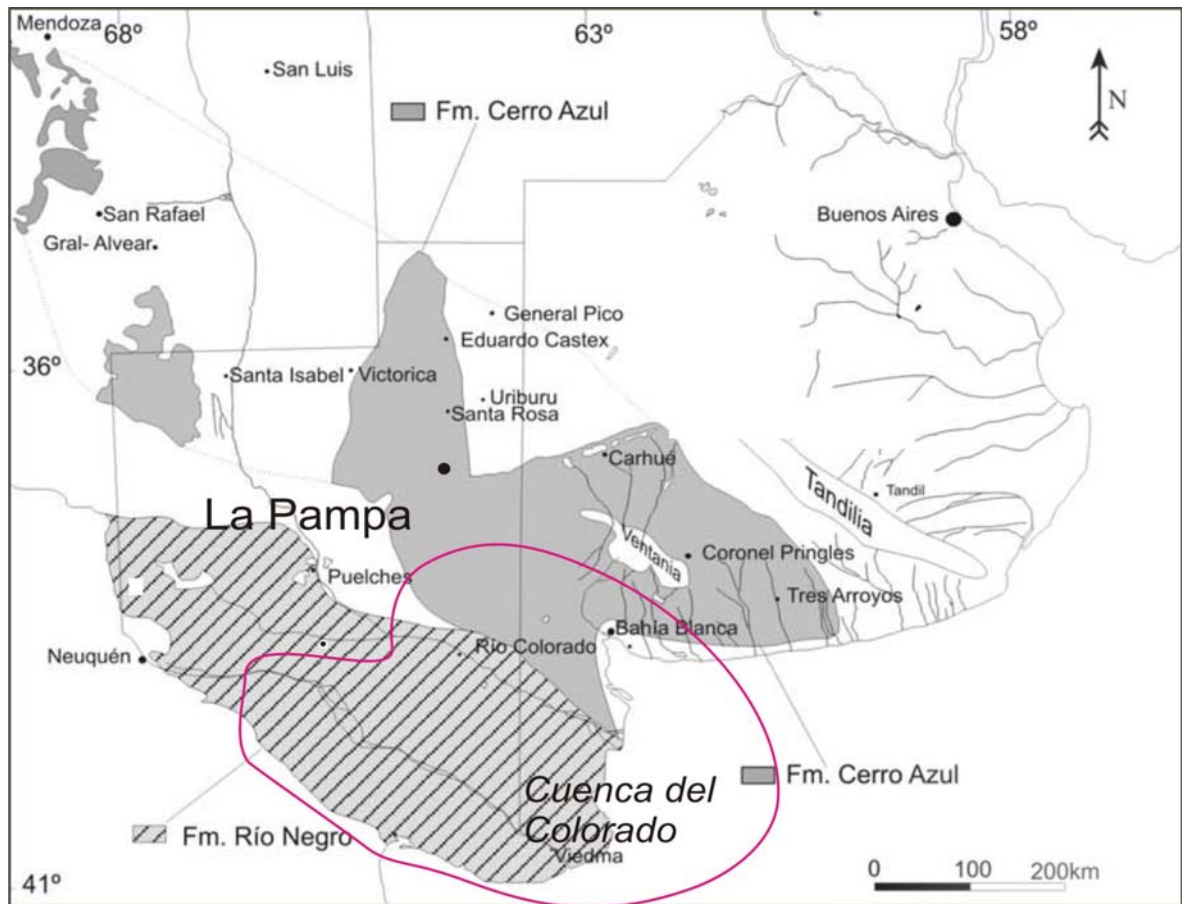


Figura 3. Distribución espacial de la Formación Río Negro y delimitación de la Cuenca del Colorado. Modificado de Folguera y Zárate (2009).

El basamento de la cuenca está constituido por rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas pre-jurásicas (Juan *et al.* 1996; Figura 4). Durante el Cretácico aconteció la depositación de las sedimentitas continentales clásticas asignadas a las formaciones Fortín y Colorado (Kaasschieter 1965, Lesta *et al.* 1980). Sobre ellas yace la Formación Pedro Luro (Malumián 1999), constituida por depósitos marinos profundos, abarcando el intervalo Maastrichtiano-Daniano. A partir del Paleoceno tardío y hasta el Oligoceno temprano se depositaron las formaciones Ombucta y Elvira (Yrigoyen 1975, 1999), de carácter pelítico-piroclástico. Posteriormente, en el Mioceno medio, se produce otra ingresión marina desde el Océano Atlántico cuyo registro sedimentario está representado por la Formación Barranca Final (Kaasschieter 1965; Malumián *et al.* 1998), unidad que constituye el sustrato de la Formación Río Negro (Mioceno-Plioceno; Andreis 1965). La Formación Río Negro es correlacionable a la Formación Belén, depositada hacia el este (Fryklund *et al.*

1996). La sección inferior se correlaciona lateralmente con la Formación Arroyo Chasicó (Fidalgo *et al.* 1978; Zárate *et al.* 2007), y la sección superior con la Formación Cerro Azul (Linares *et al.* 1980; Visconti *et al.* 2010), aflorantes en las provincias de La Pampa y Buenos Aires. Por encima se depositaron los sedimentos fluviales gruesos denominados informalmente “Rodados Patagónicos”, asignados al Plioceno-Pleistoceno (Darwin 1846; Etcheverría *et al.* 2006); luego se presenta un calcrete, culminando la sucesión con una cobertura sedimentaria loésica de edad pleistocena-holocena (Zárate 2005).

Unidad estratigráfica	Cronoestratigrafía
“Rodados Patagónicos” + “Calcrete” + “Loess”	Plioceno-Holoceno
Fm. Cerro Azul - Fm. Río Negro - Fm. Belén Fm. Arroyo Chasicó	Mioceno superior - Plioceno
Fm. Barranca Final	Mioceno medio tardío
Fm. Elvira	Eoceno superior – Oligoceno inferior
Fm. Ombucta	Paleoceno superior
Fm. Pedro Luro	Maastrichtiano - Daniano
Fm. Colorado	Cretácico Superior
Fm. Fortín	Cretácico Inferior
“Basamento”	Paleozoico Superior

Figura 4. Cuadro estratigráfico de la Cuenca del Colorado; modificado de Fryklund *et al.* (1996); Juan *et al.* (1996) e Irigoyen (1999).

Según Zavala y Freije (2001) la Formación Río Negro, cuyo espesor máximo alcanza los 65 metros, puede dividirse en tres miembros informales denominados inferior, medio y superior. La división estratigráfica mencionada solamente se encuentra expuesta en los acantilados del Golfo San Matías (Figura 5). El miembro inferior, cuya base no está expuesta, tiene un espesor máximo medido de aproximadamente 4 metros, se compone de areniscas entrecruzadas, mayormente de origen eólico, depositadas en un campo de dunas eólicas separadas por áreas llanas y localmente húmedas (Zavala y Freije 2001; Schillizzi y Luna 2008). El miembro medio registra una ingesión marina proveniente del Océano Atlántico que depositó areniscas finas y pelitas, con abundantes restos y trazas fósiles marinos (Zavala y Freije 2000; Farinati *et al.* 2010). El espesor máximo de este miembro

es de 10 metros. Posteriormente se depositó el miembro superior, el cual está principalmente constituido por areniscas de origen eólico, fluvial y lacustre (Zavala y Freije 2001; Umazano *et al.* 2010), donde se hallaron restos de un roedor octodontidae posterior al Chasiquense (Verzi *et al.* 1991). 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).

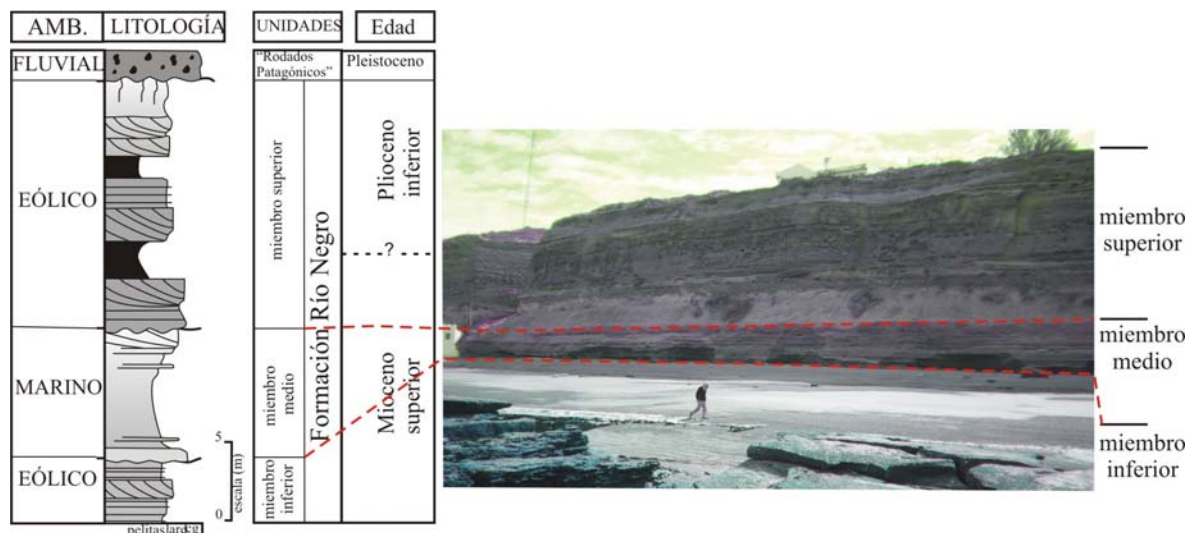


Figura 5. Paleoambientes sedimentarios de los tres miembros de la Formación Río Negro en el Golfo San Matías, modificado de Zavala y Freije (2000).

A la Formación Río Negro se le han atribuido distintas edades relativas en base a su contenido fósil; la mayoría de las asociaciones faunísticas son compatibles con la Edad mamífero Huayqueriense (de 8,07 Ma a 5,04 Ma), presentándose también, de manera subordinada, faunas Chasiquense y Montehermosense (Angulo y Casamiquela 1982; Pascual y Bondesio 1985). Asimismo, se dispone de edades numéricas obtenidas de la datación K-Ar de tres niveles de tefra intercalados en la parte superior de las facies marinas de la unidad. Las edades obtenidas son de 9,11 Ma \pm 0,1 Ma, 9,56 Ma \pm 0,3 Ma y 9,55 Ma \pm 0,3 Ma (Zinsmeister *et al.* 1981), que promedian una edad de 9,41 Ma y sitúan a la sección media de esta unidad en el Mioceno tardío. Teniendo en cuenta los datos bioestratigráficos y las dataciones radiométricas, el miembro superior de la Formación Río Negro habría sido depositado durante el intervalo temporal Mioceno tardío-Plioceno temprano.

Descripción general 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 fluvial del río Negro (Figura 6). La base de la unidad no está expuesta, y por encima de la misma se encuentran los “Rodados Patagónicos”, luego un nivel de calcrete y, por último, los depósitos loésicos del Pleistoceno-Holoceno. La sucesión estudiada se compone mayoritariamente de areniscas líticas, gruesas a finas, gris-azuladas y con entrecruzamientos diversos; siendo frecuentes las intercalaciones pelíticas macizas o laminadas de color rosado y marrón; hacia el techo se detectan areniscas tobáceas blanquecinas (Figura 6). Los 10 metros cuspidales de la sucesión sedimentaria afloran en varios cortes, situación que posibilitó el estudio arquitectural detallado y el trazado de perfiles laterales (ver Metodología).

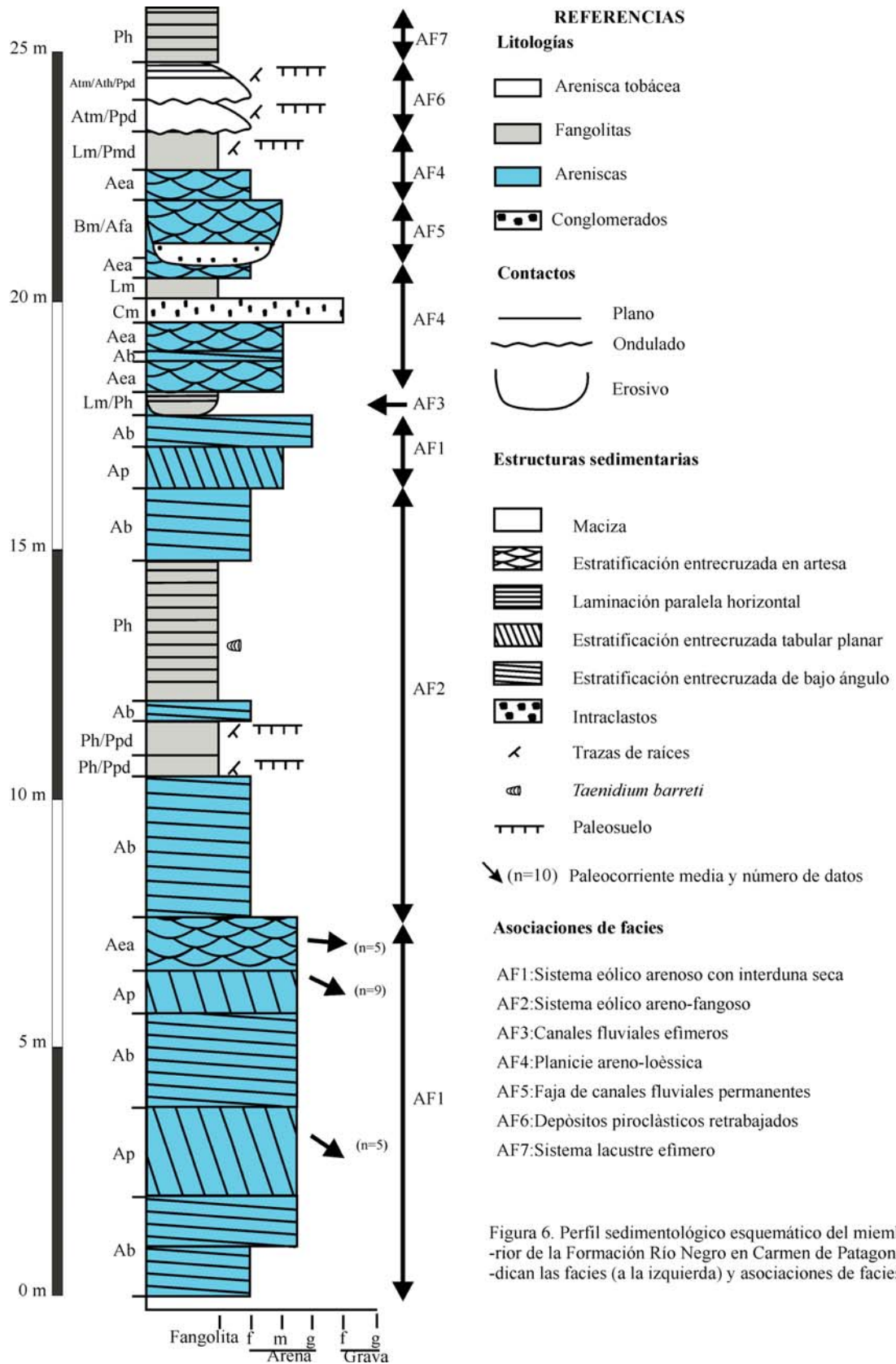


Figura 6. Perfil sedimentológico esquemático del miembro inferior de la Formación Río Negro en Carmen de Patagones. Se indican las facies (a la izquierda) y asociaciones de facies (AF).

Metodología

Las tareas realizadas y las metodologías que se utilizaron pueden ser agrupadas en tres etapas denominadas A, B y C, que incluyeron tareas de gabinete (etapa A), tareas de campo (etapa B) y tareas de gabinete y laboratorio (etapa C). A continuación se efectúa un listado de las actividades realizadas en cada etapa y las metodologías empleadas.

Etapa A. Incluyó la recopilación bibliográfica sobre diversos aspectos geológicos de la zona de trabajo, fundamentalmente sobre la estratigrafía y la sedimentología de la unidad estudiada. Se realizó también una búsqueda exhaustiva acerca de trabajos sedimentológicos detallados de sucesiones fluvio-eólicas, principalmente sobre aspectos arquitecturales e interpretaciones faciales. Esta etapa también incluyó la obtención de información cartográfica (topográfica y geológica), imágenes satelitales y fotografías aéreas de la zona de estudio.

Etapa B. Se realizaron dos viajes de campaña de aproximadamente una semana de duración en los cuales se llevaron a cabo las siguientes tareas:

- Toma de puntos con GPS para posicionar los perfiles sedimentológicos medidos.
- Medición de un perfil sedimentológico general empleando técnicas estándar (Figura 6). Los aspectos considerados de cada estrato fueron: litología, granulometría (escala de Udden-Wentworth), geometría de los planos de estratificación (Collinson y Thompson 1982), estructuras sedimentarias (Collinson y Thompson 1982), color (Goddard *et al.* 1980) y contenido fósil. Para la descripción de los paleosuelos se utilizó la terminología de Retallack (1988).
- Confección y orientación de cuatro fotomosaicos, denominados 1, 2, 3 y 4 (Figura 7, Láminas 1 y 2), para lo cual se utilizó la propuesta de Wizewich (1991).
- Jerarquización de las superficies limitantes. Se utilizó la propuesta de Brookfield (1977) para los depósitos eólicos; en tanto, los depósitos fluviales fueron caracterizados de acuerdo a los conceptos de Allen (1983).
- Medición de las dimensiones aparentes de los cuerpos sedimentarios empleando cinta métrica o soga de longitud conocida.
- Trazado de once perfiles sedimentológicos laterales de detalle (Figura 7, Láminas 1 y 2).
- Medición de paleocorrientes en estructuras sedimentarias unidireccionales según la metodología de Bossi (2007) empleando una brújula tipo Brunton.

-Toma de muestras orientadas de paleosuelos.

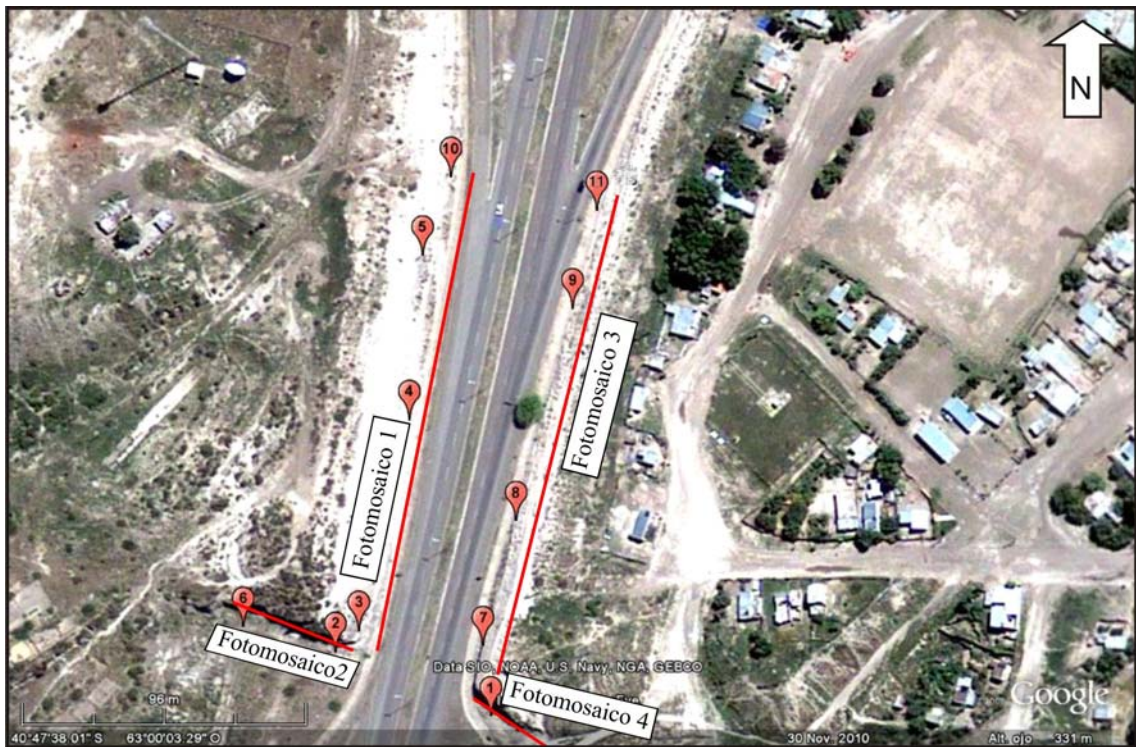


Figura 7. Ubicación de los once perfiles sedimentológicos medidos en los cuatro fotomosaicos construidos.

Etapa C. Las tareas de gabinete incluyeron la digitalización de los perfiles y de los diagramas arquitecturales, el análisis de facies y la interpretación paleoambiental correspondiente. Se utilizó la propuesta de codificación facial de Miall (1978), aunque no siempre se emplearon sus interpretaciones por considerarse demasiado restrictivas (Melchor 1995; Visconti 2007; Umazano 2009). Cabe mencionar que aquellas litologías que presentan una misma estructura sedimentaria, pero originadas en condiciones sub-áreas o sub-aéreas, fueron facialmente discriminadas empleando los sub-índices f (fluvial) y e (eólica) respectivamente. Las interpretaciones de los diagramas arquitecturales se basaron en la disposición de las superficies limitantes. La estimación del ancho real de cada cuerpo sedimentario se realizó corrigiendo el ancho aparente por la paleocorriente media, efectuándose previamente una corrección por la declinación magnética correspondiente (e.g. Paredes *et al.* 2007).

Las tareas de laboratorio consistieron básicamente en la confección de secciones delgadas supermedida de las muestras de paleosuelos, las que fueron analizadas micromorfológicamente (*sensu* Bullock *et al.* 1985) empleando un microscopio

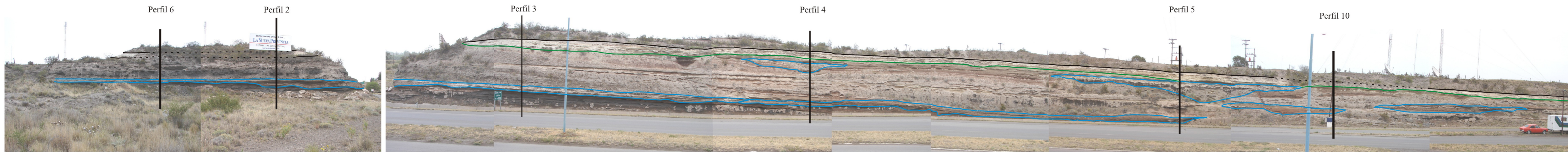
petrográfico NIKON Eclipse E400 POL. Se puso énfasis en la interpretación de aquellos micro-rasgos relacionados con las condiciones paleoclimáticas.

Con la información obtenida se determinó la evolución paleoambiental de la unidad estudiada y se evaluó el rol de los controles sedimentarios alocíclicos. El trabajo concluyó con la redacción de la Tesina.

FOTOMOSAICO 2

FOTOMOSAICO 1

REFERENCIAS



- Litología**
- Areniscas tobáceas
 - Fangolitas
 - Areniscas
 - Conglomerados y brechas
- Contactos**
- Plano
 - Ondulado
 - Erosivo
- Estructuras sedimentarias**
- Maciza
 - Estratificación entrecruzada en artesa
 - Laminación paralela horizontal
 - Estratificación entrecruzada tabular planar
 - Estratificación entrecruzada de bajo ángulo
- Simbolos adicionales:**
- Trazas de raíces
 - Grietas de desecación
 - Marcas de gotas de lluvia
 - Excavaciones por organismos
 - Taenidium barretti*
 - Paleosuelo
 - Ped
 - Moteado
 - Concreciones de Fe
 - Paleocorriente media

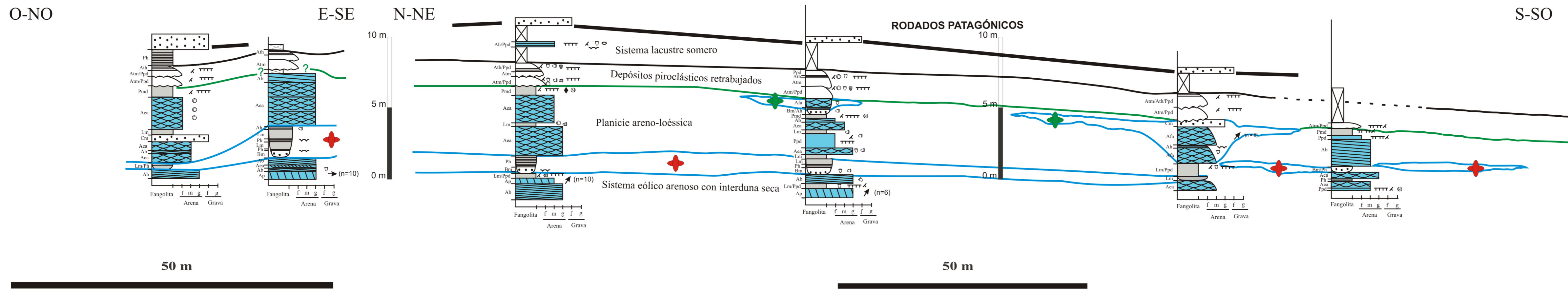


Lámina 1. Perfiles sedimentológicos detallados de los fotomosaicos 1 y 2. Se indican las facies y asociaciones de facies, así como las superficies limitantes entre asociaciones. Los símbolos verde y rojo indican sistemas fluviales permanentes y efímeros respectivamente.

FOTOMOSAICO 3

FOTOMOSAICO 4

REFERENCIAS

Litología

□ Areniscas tobáceas

■ Fangolitas

■ Areniscas

■ Conglomerados y brechas

Contactos

— Plano

~ Ondulado

U Erosivo

Estructuras sedimentarias

□ Maciza

▨ Estratificación entrecruzada en artesa

▨ Laminación paralela horizontal

▨ Estratificación entrecruzada tabular planar

▨ Estratificación entrecruzada de bajo ángulo

↖ Trazas de raíces

~ Grietas de desecación

○ Marcas de gotas de lluvia

∩ Excavaciones por organismos

⊕ *Taenidium barretti*

⊕ Pisada de vertebrado

TTTT Paleosuelo

◆ Ped

⊕ Moteado

⊕ Concreciones de Fe

↘ Paleocorriente media



N-NE S-SO



O-NO E-SE

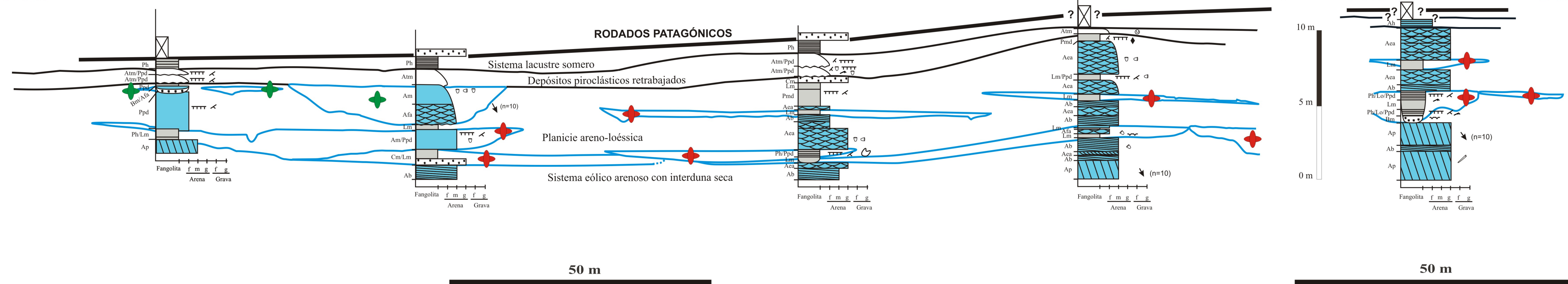


Lámina 1. Perfiles sedimentológicos detallados de los fotomosaicos 3 y 4. Se indican las facies y asociaciones de facies, así como las superficies limitantes entre asociaciones. Los símbolos verde y rojo indican sistemas fluviales permanentes y efímeros respectivamente.

Resultados

Facies. Se definieron quince facies sedimentarias utilizando como criterios la litología, la granulometría, las estructuras sedimentarias y el contenido fósil. La posición estratigráfica de las mismas puede ser observada en la Figura 6, así como en las láminas 1 y 2. A continuación se efectúa la descripción detallada y la interpretación correspondiente.

Brecha intraformacional maciza (Bm)

Descripción. Brecha intraformacional, clasto soportada, con matriz limosa y/o arenosa, pobremente seleccionada y maciza (Lámina 3.1). Presenta espesor centimétrico a decimétrico. Se reconocen dos tipos de clastos: limosos y tobáceos. Los clastos limosos son de color 5YR 8/1 (gris rosado), angulosos a sub-angulosos y de baja esfericidad; los clastos tobáceos son de color N9 (blanco). Localmente se detecta imbricación y grietas de desecación.

Interpretación. El carácter clasto soportado y macizo de las brechas es compatible con un flujo de detritos pseudoplástico (Miall 1996), que localmente experimentó dilución y desecación, lo cual originó imbricación y grietas de desecación respectivamente.

Conglomerado macizo (Cm)

Descripción. Conglomerado matriz soportado, con matriz arenosa fina, mal seleccionado y macizo (Lámina 3.2). Presenta espesor centimétrico a decimétrico. Se detectan tres tipos de clastos: intraclastos sedimentarios (loéssicos y arenosos), extraclastos volcánicos efusivos y extraclastos cuarcíticos. Los intraclastos loéssicos son de color 10YR 6/2 (pardo amarillento pálido), sub-redondeados a sub-angulares y de baja esfericidad; los intraclastos arenosos presentan color 5PB 5/2 (azul grisáceo), siendo sub-redondeados a sub-angulares y de baja esfericidad. Los extraclastos volcánicos efusivos son de color 10YR 2/2 (pardo amarillento muy oscuro) y 10YR 4/2 (pardo amarillento oscuro), redondeados a sub-redondeados y de baja esfericidad; los extraclastos cuarcíticos poseen color 10YR 6/6 (naranja amarillento oscuro), siendo redondeados a sub-redondeados. Localmente se presentan excavaciones con disposición sub-vertical.

Interpretación. La disposición matriz soportada y maciza de los conglomerados sugiere un origen acorde con un flujo de detritos plástico (Miall 1996), que localmente experimentó bioturbación.

Arenisca con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Ab)

Descripción. Arenisca gruesa a mediana, pobremente seleccionada y con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (menor a 15°) a sub-horizontal; las láminas presentan gradación directa o inversa (Lámina 3.3). Está esencialmente constituida por fragmentos líticos sub-angulares a sub-redondeados de baja esfericidad, de color 5PB 5/2 (azul grisáceo). Se detectan escasas excavaciones.

Interpretación. La coexistencia de láminas con gradación directa e inversa, así como la baja inclinación de las mismas, indica la migración de óndulas eólicas con alta relación longitud de onda-amplitud de onda (Mountney 2006).

Arenisca con laminación paralela horizontal (Ah)

Descripción. Arenisca fina, ocasionalmente limosa, moderadamente bien seleccionada, dominada por fragmentos líticos sub-angulares a sub-redondeados, de color 10YR 6/2 (pardo amarillento pálido) y con laminación paralela horizontal (Lámina 3.4). Las láminas se presentan granodecipientes o no gradadas. En algunos casos contiene excavaciones, restos de tallos, marcas de gotas de lluvia y grietas de desecación.

Interpretación. Las areniscas con laminación paralela horizontal, cuyas láminas exhiben gradación directa, indican la migración sub-área de un lecho plano (Miall 1996). Las marcas de gotas de lluvia y las grietas de desecación sugieren la ulterior exposición sub-aérea del sustrato.

Arenisca con estratificación entrecruzada tabular planar (Ap)

Descripción. Arenisca gruesa a mediana, moderadamente a bien seleccionada, dominada por fragmentos líticos sub-angulares de baja esfericidad, de color 5PB 5/2 (azul grisáceo) y con estratificación entrecruzada tabular planar (Lámina 3.5). El espesor máximo de los *sets* entrecruzados es de 1,8 metros. La inclinación de las láminas frontales, granodecipientes o granocrecientes, varía de 17° a 30°, con un promedio de 24° ($n = 10$). Internamente, en los *sets* entrecruzados se distinguen superficies planas y erosivas que truncan a las láminas frontales, y superficies con orientaciones variables.

Interpretación. El espesor de los *sets* entrecruzados arenosos y la inclinación de las láminas frontales son compatibles con la migración de dunas y óndulas eólicas bidimensionales. La presencia de láminas con gradación directa o inversa denota que las formas de fondo migraron con el desarrollo de flujo y caída de granos en sus caras de

avalancha (Mountney 2006). Las superficies planas y erosivas son consideradas superficies de reactivación, que denotan cambios en la velocidad y/o dirección del viento; en tanto, las superficies con orientaciones variables son superficies de superposición, indicando la migración de formas de fondo de tamaño reducido sobre otras de dimensiones mayores.

Arenisca eólica con estratificación entrecruzada en artesa (Aea)

Descripción. Arenisca gruesa a fina, bien seleccionada, dominada por fragmentos líticos sub-angulares a sub-redondeados de baja esfericidad, de color 5PB 5/2 (azul grisáceo) y con estratificación entrecruzada en artesa. En los *sets*, de hasta 0,20 metros de potencia, coexisten láminas frontales con gradación directa e inversa (Lámina 3.6). Localmente se encuentran abundantes nódulos carbonáticos y excavaciones.

Interpretación. Los *sets* entrecruzados en artesa con gradación directa e inversa de láminas frontales y la buena selección ponen de manifiesto la migración de dunas eólicas tridimensionales por flujo y caída de granos (Mountney 2006).

Arenisca fluvial con estratificación entrecruzada en artesa (Afa)

Descripción. Arenisca mediana a fina, dominada por fragmentos líticos, de color 5YR 5/2 (pardo pálido) y con estratificación entrecruzada en artesa (Lámina 4.1). Los *sets* entrecruzados exhiben láminas frontales con gradación directa y, comúnmente, intraclastos pelíticos en la base. Algunos niveles presentan excavaciones.

Interpretación. La presencia de láminas frontales con gradación directa e intraclastos pelíticos en los *sets* entrecruzados en artesa denotan la migración sub-ácuea de dunas tridimensionales (Miall 1996).

Arenisca maciza (Am)

Descripción. Arenisca mediana a fina, de color 10YR 8/2 (naranja muy pálido), maciza y con muy escasos intraclastos tamaño grava sedimentarios y/o extraclastos líticos volcánicos (Lámina 4.2). En algunos niveles, estas areniscas se presentan con estratificación paralela horizontal difusa.

Interpretación. La naturaleza maciza o difusamente estratificada de estas areniscas portadoras de clastos gravosos sugiere que fueron depositadas por corrientes diluidas, pero con una concentración de sedimentos relativamente alta, lo cual impidió el desarrollo de formas de fondo (flujo diluido tipo 2 *sensu* Smith y Lowe 1991).

Limolita maciza (Lm)

Descripción. Limo, de color 10R 8/2 (rosa anaranjado grisáceo), macizo o con estratificación paralela difusa (Lámina 4.3). Se dispone en cuerpos de espesor decimétrico, con estratificación en manto y base no erosiva. Localmente se detectan escasos intraclastos gravosos, concreciones ferrosas y excavaciones asignables al icnogénero *Taenidium*.

Interpretación. La granulometría, el carácter macizo o difusamente estratificado y la estratificación en manto indican que el depósito es loésico (Tsoar y Pye 1987; Johnson 1989; Spalletti 1992). Además, la presencia de intraclastos refleja el retrabajo hídrico del mismo.

Limolita con óndulas (Lo)

Descripción. Limo, de color 10YR 6/2 (pardo amarillento pálido) y con óndulas asimétricas (Lámina 4.4), de aproximadamente 30 cm de espesor. El valor promedio de los parámetros longitud de onda y altura de onda son 32 cm y 4,5 cm respectivamente.

Interpretación. Se interpreta que esta facies representa la migración sub-ácua de óndulas asimétricas (Collinson y Thompson, 1982).

Pelita con laminación paralela horizontal (Ph)

Descripción. Limo y arcilla, de color “rosado” y con laminación paralela horizontal, en ocasiones deformada (Lámina 5.1). Son relativamente frecuentes las excavaciones y las grietas de desecación.

Interpretación. Esta facies registra la decantación sub-ácua de material detrítico de grano fino (Collinson y Thompson, 1982), con posterior exposición sub-aérea del sustrato, lo cual es indicado por la presencia de grietas de desecación.

Arenisca tobácea maciza (Atm)

Descripción. Arenisca tobácea fina, de color 5B 9/1 (blanco azulado), maciza y con intraclastos limosos y tobáceos de hasta 1,5 cm de eje máximo (Lámina 5.2). Los intraclastos están mayormente concentrados en la base. Se presentan concreciones ferrosas, esféricas a ovoidales, de hasta 3 cm de diámetro.

Interpretación. La naturaleza tobácea y maciza del depósito, así como la presencia de intraclastos, sugiere el retrabajo de un sustrato piroclástico por flujos hídricos con alta concentración de sedimento (Smith y Lowe 1991; d’Atri *et al.* 1999).

Arenisca tobácea con laminación paralela horizontal (Ath)

Descripción. Arenisca tobácea, de color 5B 9/1 (blanco azulado) y con laminación paralela horizontal localmente deformada (Lámina 5.3). Presenta contacto gradacional con la facies subyacente.

Interpretación. Esta facies representa el retrabajo de un sustrato piroclástico por flujos hídricos en condiciones de fondo plano (Smith y Lowe 1991; d'Atri *et al.* 1999). El contacto gradacional con la facies precedente sugiere que el flujo experimentó dilución (*sensu* Fisher 1983) por depositación y/o incorporación de agua.

Paleosuelo poco desarrollado (Ppd)

Descripción. Arenisca, arenisca tobácea o limo, comúnmente sin estructura edáfica, muy raramente con pedos blochosos, portadora de trazas de raíces y excavaciones, incluyendo al icnotaxón *Taenidium* (Lámina 5.4). 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 motas carbonáticas de tamaño milimétrico. El espesor máximo aproximado de este nivel es de 1 metro.

En secciones delgadas se observa que los paleosuelos tienen una microestructura en canales y cavidades, que comúnmente se afinan hacia sus extremos. Los componentes minerales básicos tienen una relación $c/f_{20\mu}$ que varía entre 6.1 % y 15%. Las fracciones gruesa y fina se distribuyen siguiendo un patrón porfírico. 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 secundario. La fábrica de birrefringencia es comúnmente no diferenciada. Los únicos rasgos pedológicos son nódulos de Mn de tipo ameboidal o alrededor de cavidades, canales o poros.

Interpretación. Las trazas de raíces en las litologías mencionadas son indicativas de pedogénesis sobre sustratos loésicos, tobáceos y arenosos (cf. Retallack 1988). El análisis micromorfológico avala esta interpretación; en particular, la redistribución de óxidos e hidróxidos de Mn está asociada a la saturación periódica de agua en el suelo (Kemp y Zárate 2000).

Paleosuelo moderadamente desarrollado (Pmd)

Descripción. Fangolita con trazas de raíces y excavaciones (Lámina 5.5). Las trazas de raíces alcanzan una longitud máxima aproximada de 1,5 cm, y un diámetro máximo

aproximado de 0,01 cm. Se reconocen dos horizontes denominados inferior y superior con espesores de 15 cm y 25 cm respectivamente. El horizonte inferior es apedal, su color es 10 YR 6/2 (pardo amarillento pálido) y es portador de nódulos de Fe y Mn. El horizonte superior, de color 5 YR 6/4 (pardo claro), tiene agregados blocosos y nódulos de Mn.

Al microscopio, el horizonte inferior muestra una microestructura en canales tipo fisuras. Los componentes minerales básicos muestran una relación $c/f_{20\mu}$: 3.7 %. El modelo de distribución relativa de las fracciones gruesa y fina es del tipo porfírico. 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 birrefringencia es estriada al azar, granoestriada y poroestriada. Como rasgos pedológicos se distinguen nódulos de Mn y revestimientos alrededor de agregados.

El horizonte superior muestra una microestructura en canales tipo fisuras. Respecto al horizonte infrayacente, los componentes minerales básicos son más finos, alcanzando una relación $c/f_{20\mu}$: 1.7%. El modelo de distribución relativa de las fracciones gruesa y fina es del tipo porfírico. 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 pedológicos: hiporevestimientos arcillosos de poros, cuasi-revestimientos impuros de poros y nódulos de Fe-Mn.

Interpretación. De manera similar a lo interpretado para la facies precedente, las trazas de raíces sugieren la modificación pedogénica de un sustrato (cf. Retallack 1988), en este caso fangoso. El tamaño de las mismas es coherente con una vegetación de tipo gramínea (Retallack y Wright 1990). La diferenciación en dos horizontes, la pedalidad de carácter blocoso del horizonte superior, así como su color más oscuro y más rojizo, son concordantes con suelos moderadamente desarrollados (Retallack 1988; Retallack y Wright 1990). Por otra parte, entre los micro-rasgos presentes, los revestimientos arcillosos indican la iluviación de arcillas provenientes de horizontes superiores, lo que permitiría considerar tentativamente a este horizonte como un horizonte Bt (Soil Survey Staff 1975, 1998; Kemp 1999). La fábrica estriada también es una evidencia de movimiento vertical de arcillas. Los nódulos de Fe y Mn pueden deberse a oscilaciones de la capa freática bajo climas con estacionalidad marcada (Kemp y Zárate 2000).

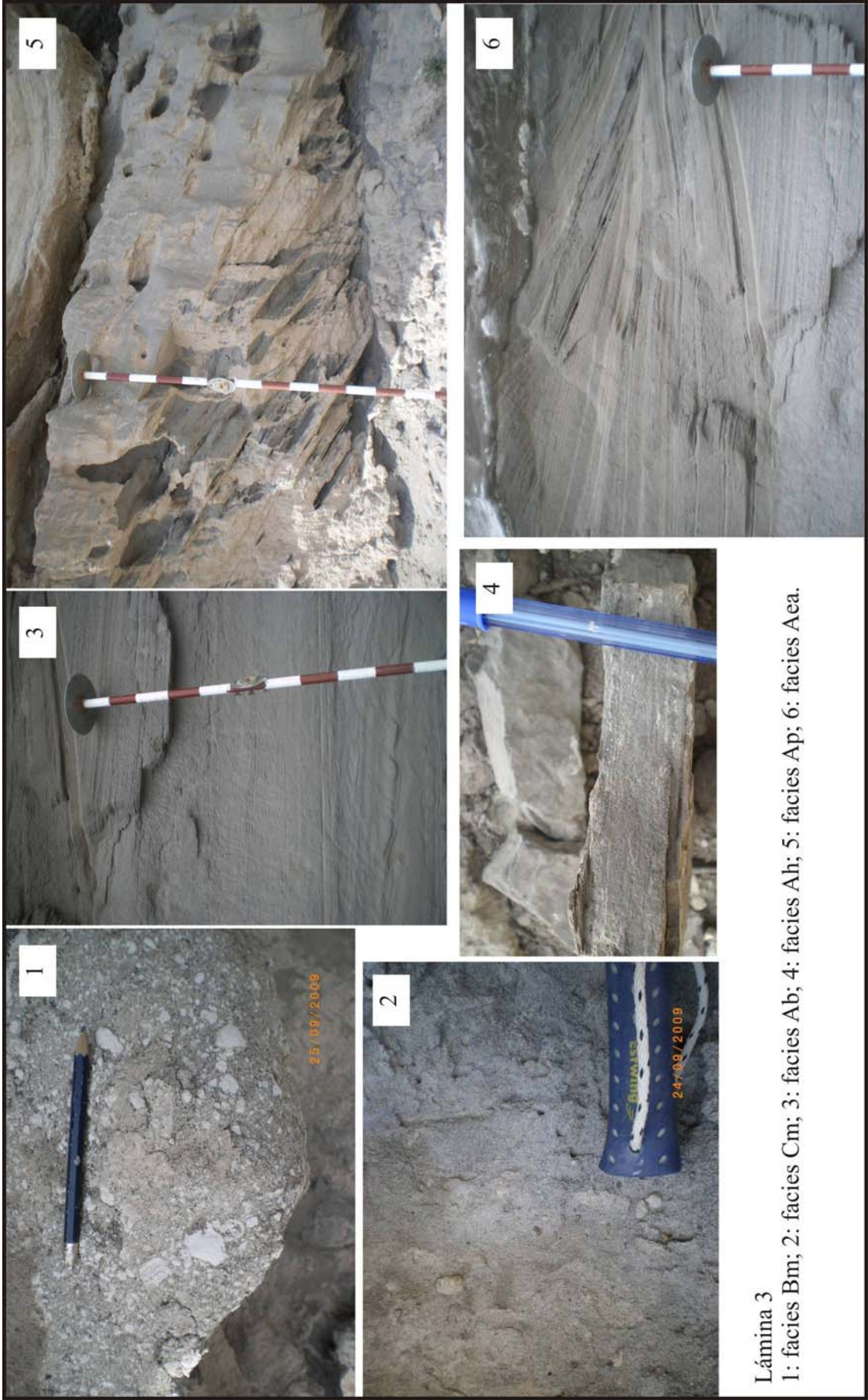


Lámina 3

1: facies Cm; 2: facies Ab; 3: facies Ah; 4: facies Ap; 5: facies Ap; 6: facies Aea.



Lámina 4
1: facies Afa; 2: facies Lm; 3: facies Lm; 4: facies Lo

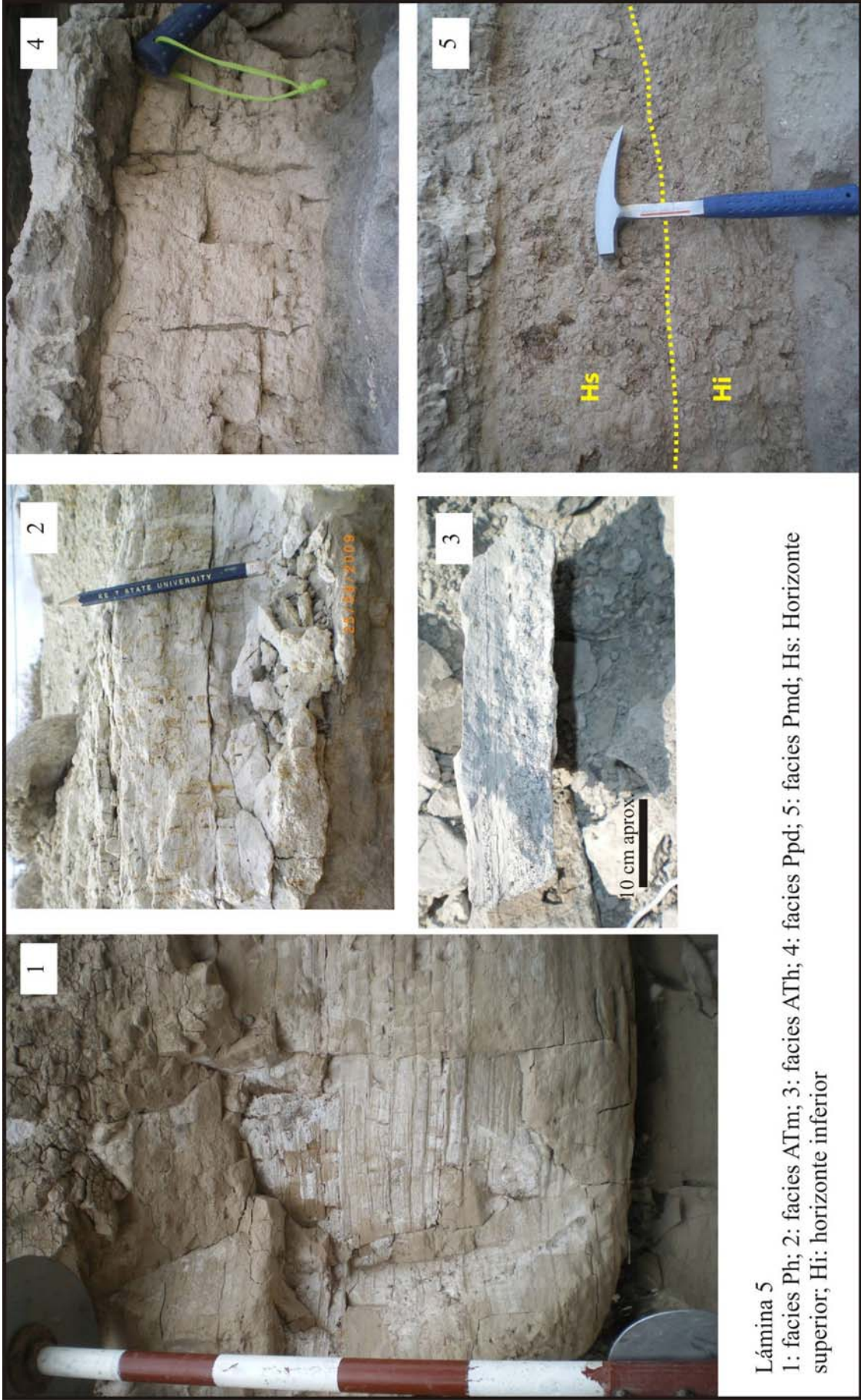


Lámina 5

1: facies ATm; 2: facies ATm; 3: facies ATm; 4: facies Pmd; 5: facies Pmd; Hs: Horizonte superior; Hi: horizonte inferior

Asociaciones de Facies. Las quince facies sedimentarias definidas se agruparon en siete asociaciones de facies (AF). En la Tabla 1 se resumen las características de cada una de ellas; a continuación se procede a la descripción detallada e interpretación de las mismas.

Asociación de facies 1 (AF1). Sistema eólico arenoso con interduna seca

Descripción. La AF1 está constituida mayormente por areniscas con diversos tipos de entrecruzamientos eólicos (facies Ap, Aea y Ab). En muy escasa proporción también se encuentran sedimentitas de menor granulometría, macizas o laminadas (facies Lm y Ph respectivamente). En un nivel arenoso se localiza un paleosuelo pobremente desarrollado (facies Ppd). Asimismo, uno de los niveles pelíticos presenta un paleosuelo semejante. Las paleocorrientes medidas en entrecruzamientos tabulares planares indican que el paleoflujo medio fue altamente variable: desde N 152° E a N 19° E. Esta AF, cuyo mayor espesor es de aproximadamente 7,5 m, ocurre en los dos tercios basales de la sucesión, por encima y por debajo de los depósitos asignados a la AF2 (Figura 6). La extensión lateral de la AF1 supera los 100 m, no pudiéndose determinar su geometría porque el techo de los depósitos está erosionado por canales fluviales efímeros (Láminas 1 y 2). En la Figura 8 se presenta un análisis arquitectural de estos depósitos, donde puede observarse la diferenciación de los elementos duna e interduna seca.

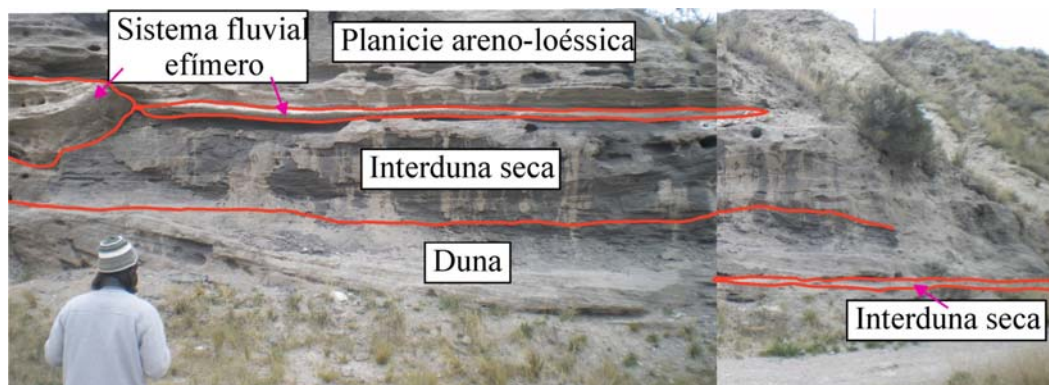


Figura 8. Diagrama arquitectural de los depósitos del sistema eólico arenoso con interduna seca; pueden observarse las relaciones espaciales con las AF3 y AF4.

Interpretación. La dominancia de areniscas eólicas con los entrecruzamientos mencionados señala que esta AF es el registro de dunas eólicas separadas por áreas de interduna seca (Mountney 2006). La escasa participación de las facies Lm y Ph sugiere que el influjo de material loésico y la decantación en lagos someros fueron procesos poco significativos. Los escasos paleosuelos pobremente desarrollados son compatibles con un clima árido a semi-árido y con intervalos cortos de estabilidad del relieve.

Asociación de facies 2 (AF2). Sistema eólico areno-fangoso

Descripción. La AF2 se compone principalmente de areniscas con entrecruzamientos de bajo ángulo (facies Ab) interestratificadas con pelitas con laminación paralela horizontal (facies Ph). Los niveles pelíticos presentan dos paleosuelos intercalados con poco grado de desarrollo (facies Ppd). Esta AF, de aproximadamente 8,5 m de espesor, ocurre en el sector medio de la sucesión relevada, suprayaciendo y subyaciendo a depósitos asignables a la AF precedente (Figura 6). La geometría de la AF2 no pudo ser determinada porque la exposición de este intervalo estratigráfico es lateralmente discontinua.

Interpretación. La interestratificación de facies Ab y Ph indica sedimentación en un área relativamente plana, en la cual aconteció migración de óndulas eólicas y decantación lacustre somera (Mountney 2006). Los paleosuelos (facies Ppd), intercalados en las pelitas laminadas, ponen de manifiesto la retracción temporal del perímetro de los cuerpos de agua y la edafización del sustrato.

Asociación de facies 3 (AF3). Canales fluviales efímeros

Descripción. La AF3 está dominada por sedimentos pelíticos (facies Lm, Ph y Lo), dispuestos en cuerpos con geometría de canal o acintada (*ribbon*; Láminas 1 y 2). Comúnmente, la base es erosiva y soporta conglomerados macizos o brechas no estructuradas (facies Cm y Bm respectivamente). Es poco frecuente la participación de areniscas macizas (facies Am), con laminación paralela horizontal (facies Ah) o entrecruzadas en artesa (facies Afa). Usualmente, se detectan intercalaciones de paleosuelos pobremente desarrollados (facies Ppd). En la Figura 9 se presenta el análisis arquitectural de uno de los cuerpos, donde puede observarse que las capas copian el relieve labrado sobre los depósitos eólicos previamente mencionados. Esta AF tiene un espesor máximo aproximado de 2,5 m en los perfiles 1 y 2 (Láminas 1 y 2). Los cuerpos de esta AF se distribuyen en el espacio de dos maneras contrastantes: 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.

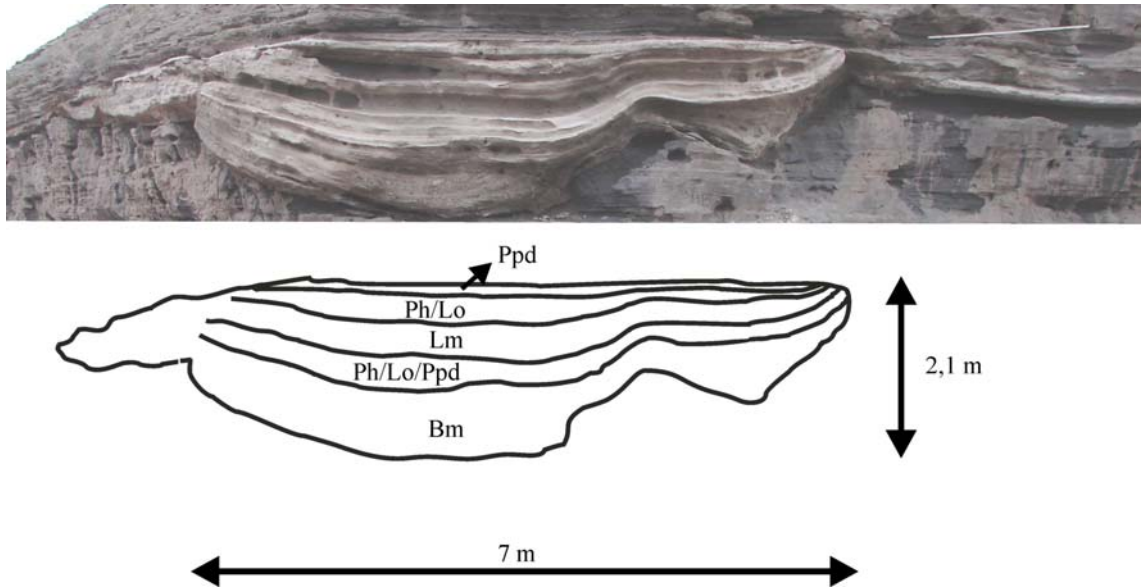


Figura 9. Análisis arquitectural de un cuerpo canalizado perteneciente a la AF3.

Interpretación. La geometría de los depósitos y la base erosiva de los mismos (facies Cm y Bm) son características típicas de sistemas hídricos canalizados. El dominio de sedimentitas pelíticas de origen loésico (facies Lm) u originadas por decantación (facies Ph), así como la presencia de niveles edafizados (facies Ppd) demuestra que los canales fueron de tipo fluvial efímero (Bridge 2003, 2006; Bridge *et al.* 2000). Las facies arenosas (Am y Ah) y las pelitas con óndulas asimétricas (facies Lo) constituyen, conjuntamente con los conglomerados y brechas, el registro de transporte sub-ácueo de esta AF. La disposición mantiforme de las capas que colmataron los paleocauces sugiere que el sistema fluvial fue de tipo monocanalizado y sin desarrollo de barras (cárcavas?).

Asociación de facies 4 (AF4). Planicie areno-loésica

Descripción. La AF4 está esencialmente constituida por areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (facies Aea), cubiertas por un paleosuelo fangoso moderadamente desarrollado (facies Pmd). Se detectan intercalaciones de areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (facies Ab), limos macizos (facies Lm) y, en muy baja proporción, pelitas laminadas y conglomerados macizos (facies Ph y Cm respectivamente). También se presentan tres intercalaciones de paleosuelos pobremente desarrollados (facies Ppd), asociados a sustratos fangosos y arenosos. El espesor máximo registrado para esta AF es de aproximadamente 6 m (perfil 6 en Lámina 1). La geometría del depósito es mantiforme, con una continuidad lateral que sobrepasa los 100 m. Esta AF suprayace

depósitos de la AF precedente y subyace a los depósitos piroclásticos retrabajados de la AF6. Es relativamente frecuente la interestratificación de cuerpos fluviales canalizados, tanto efímeros (AF3) como permanentes (AF5), siendo más comunes los últimos hacia la parte superior.

Interpretación. El predominio de areniscas entrecruzadas eólicas y limos macizos, dispuestos en cuerpos con geometría mantiforme, indican coexistencia de migración de formas de fondo de bajo relieve e influjo loésico, en un área relativamente plana (Tsoar y Pye 1987; Moutney 2006). La reducida participación de las facies Ph y Cm expresan que, localmente, ocurrió decantación de sedimentos en cuerpos lénticos y transporte hídrico en masa. La presencia de varios paleosuelos intercalados con pobre grado de desarrollo indica que acontecieron reiterados episodios de estabilidad del paisaje. El paleosuelo con mayor grado de desarrollo, con el cual culmina esta AF, estaría vinculado a condiciones climáticas más húmedas.

Asociación de facies 5 (AF5). Faja de canales fluviales permanentes

Descripción. La AF5 incluye cuerpos con base erosiva y geometría canalizada o acintada, en los cuales dominan las areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (facies Afa), registrándose también areniscas con laminación paralela horizontal o macizas, pertenecientes a las facies Ah y Am respectivamente. En la base de los canales se encuentran brechas macizas, que pertenecen a la facies Bm, y en el techo de un canal se halla un conglomerado macizo (facies Cm). Las paleocorrientes medias indican que los sistemas fluviales drenaron tanto al NE como al NO. El espesor máximo medido para esta AF es de aproximadamente 2,5 m en los perfiles 5 y 9 (Láminas 1 y 2). Los anchos reales arrojaron los siguientes resultados: 37,3 m (perfil 5 en Lámina 1) y 25,4 m (perfil 9 en Lámina 2). En la Figura 10 se presenta el análisis arquitectural de uno de los cuerpos, donde se observa 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 erodó el paleosuelo con mayor grado de desarrollo.

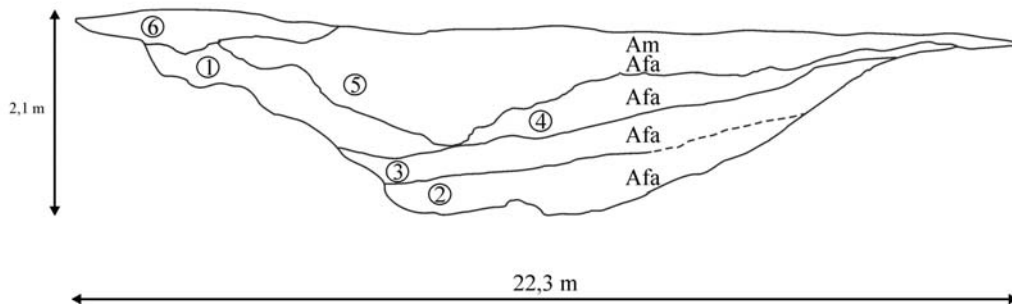


Figura 10. Análisis arquitectural de un depósito canalizado permanente. Las superficies que delimitan al cuerpo son de tercer orden, las demás son de segundo orden. Los números 1 a 6 indican la sucesión de eventos sedimentarios.

Interpretación. Los cuerpos arenosos con geometría canalizada o acintada (*ribbon*), las bases erosivas y la tendencia granodecreciente sugieren que se trata de depósitos de fajas de canales fluviales (Bridge 1993; Miall 1996). Las facies registradas indican transporte tractivo, tanto por flujos diluidos (facies Afa, Ah y Am) como por flujos de detritos (facies Bm y Cm). 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 (Georgieff y González Bonorino 2002). La ausencia de evidencias de exposición sub-aérea en la base de los cuerpos canalizados indica que la escorrentía fue permanente.

Asociación de facies 6 (AF6). Depósitos piroclásticos retrabajados

Descripción. La AF6 se compone principalmente de areniscas tobáceas macizas (facies Atm) que, en general, se asocian con paleosuelos tobáceos pobremente desarrollados (facies Ppd). En varios perfiles se detecta que las capas macizas gradan a areniscas tobáceas con laminación paralela horizontal (facies Ath). Los depósitos de esta AF conforman cuerpos mantiformes con base suavemente erosiva, de hasta 2 m de espesor (ver perfil 4 en Lámina 1), 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 planicie areno-loésica (AF4) y por debajo de los depósitos lacustres someros que se describen a continuación (AF7).

Interpretación. Las areniscas tobáceas dispuestas en cuerpos mantiformes y con base erosiva se explican por la removilización hídrica de tefra por flujos no confinados (Cas y Wright 1987). El amalgamamiento, así como la presencia de paleosuelos intercalados, indica que la AF6 fue construida a partir de varios episodios depositacionales, entre los cuales se produjo la edafización de los materiales piroclásticos.

Asociación de facies 7 (AF7). Sistema lacustre somero

Descripción. La AF7 está formada principalmente por pelitas con laminación paralela horizontal (facies Ph) y, en menor proporción, por areniscas laminadas (facies Ah). En esta última litología se intercala un paleosuelo con poco grado de desarrollo (facies Ppd). El máximo espesor medido supera el metro (perfil 6 en Lámina 1) y la geometría es presumiblemente mantiforme. La base de la AF es no erosiva. Esta AF suprayace a los depósitos piroclásticos re trabajados y constituye el techo de la sucesión estudiada.

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

Asociación de facies	Facies	Geometría	Interpretación
AF1	Dominan Ap, Aea, Ab. Subordinadas Lm, Ph y Ppd	Mantiforme con buena continuidad lateral	Formación de dunas eólicas separadas por áreas de interduna seca.
AF2	Mayormente Ab, con menor cantidad de Ph y Ppd	No se observa	Migración de óndulas eólicas y decantación lacustre somera
AF3	Principalmente Lm, Ph, Lo; en menor medida Afa, Am, Ah, Bm y Ppd	Canalizada o acintada	Retrabajo del material en flujos confinados efímeros y posterior pedogenización
AF4	Fundamentalmente Aea, con menor participación de Ab, Lm, Ph, Cm, Pmd y Ppd	Mantiforme, con buena continuidad lateral	Migración de formas de fondo de bajo relieve e influjo loésico
AF5	Predominio de Afa, y presencia subordinada de Am, Ah, Bm y Cm	Canalizada o acintada	Deposición de sedimento en flujos confinados permanentes
AF6	Atm, Ath y Ppd	Mantiforme con buena continuidad lateral	Removilización hídrica de rocas piroclásticas por flujos no confinados
AF7	Mayoritariamente Ph, y poca participación de Ah y Ppd	Presumiblemente mantiforme	Sedimentación en un ambiente lacustre relativamente somero

Tabla 1. Resumen de las principales características de las asociaciones de facies.

Discusión

En el presente capítulo se discuten, la evolución paleoambiental de la sucesión estudiada y los controles sedimentarios que actuaron durante la depositación de la misma. Cabe destacar que las facies canalizadas de grano fino son tratadas conjuntamente con los controles alocíclicos porque están relacionadas con el factor clima.

Evolución paleoambiental

La sucesión sedimentaria estudiada constituye el registro de un complejo paleoambiente fluvio-eólico; 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 Rosas. Inicialmente, la sedimentación se produjo en un sistema eólico arenoso constituido por dunas que se movilizaban hacia el E-SE e interdunas secas (AF1; Figura 6). Luego, el ambiente depositacional evolucionó a un sistema eólico areno-fangoso, donde coexistieron la migración de formas de fondo eólicas de bajo relieve y la decantación en lagos someros (AF2; Figura 6). Ocasionalmente, los sectores aledaños a los cuerpos lacustres mencionados experimentaron pedogénesis. Posteriormente, se reinstauraron condiciones de sedimentación similares a las iniciales, o sea un sistema eólico arenoso con interduna seca (AF1); en este caso las dunas eólicas migraron al NE, al E y al SE (Figura 6; Láminas 1 y 2). En relación a los depósitos basales, se registraron capas loésicas muy escasas con paleosuelos asociados.

A continuación, el desarrollo de canales fluviales efímeros (AF3) labró un relieve irregular sobre los depósitos de la AF previamente mencionada (Láminas 1 y 2). Luego de la colmatación de los paleocanales, comenzó nuevamente a producirse sedimentación eólica, en este caso en una planicie donde dominaron la migración de geoformas eólicas arenosas y el influjo loésico (AF4). Esta planicie fue surcada por canales fluviales que drenaron al NE y SO (Láminas 1 y 2); inicialmente de régimen efímero (AF3) y más tarde de tipo permanente (AF5). Asimismo, en la planicie también se produjeron sedimentación lacustre somera y pedogénesis. 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, por canales fluviales perennes.

Subsiguientemente sobrevino el retrabajo hídrico de materiales piroclásticos y la generación de paleosuelos tobáceos durante los intervalos de relativa estabilidad climática-

ambiental (AF6; Láminas 1 y 2). Por último, la sucesión estudiada registró nuevamente sedimentación en cuerpos de agua lénticos que, temporalmente, experimentaron pedogénesis en sus márgenes (AF7).

Considerados en un contexto regional, los diferentes ambientes depositacionales reconocidos son similares a los descriptos por Zavala y Freije (2001). Las principales diferencias son la presencia de facies canalizadas efímeras de grano fino (AF3), las fajas de canales fluviales permanentes (AF5) y la sedimentación eólica areno-loésica en áreas relativamente planas (AF4) en Carmen de Patagones. Si se emplea como nivel de correlación al paleosuelo moderadamente desarrollado con Ru7 en la Figura 8 de Zavala y Freije (2001), es posible reconocer una evolución paleoambiental similar. En este contexto, se visualizan equivalencias laterales entre los depósitos de la AF4 y sus paleocanales intercalados con las facies de duna e interduna seca localizadas inmediatamente por debajo de una super-superficie (ss7 en la Figura 8 de Zavala y Freije 2001).

Controles sedimentarios alocíclicos y facies canalizadas de grano fino

Clásicamente, el clima es considerado el principal factor de control en las sucesiones sedimentarias fluvio-eólicas (e.g. Howell y Mountney 1997; Mountney *et al.* 1999), 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, además del clima, la tectónica, el eustatismo y el influjo volcánico son los factores extrínsecos más relevantes (e.g. Smith 1991; Miall 1996, 2000; Bridge 2006; Catuneanu *et al.* 2009). En esta Tesina se ha optado por discutir cada uno de los factores mencionados.

Clima. La distribución vertical y lateral de las asociaciones de facies (Figura 6; Láminas 1 y 2) permite reconocer dos tipos climáticos diferentes, denominados aquí como “seco” y “húmedo”. En los 17 metros basales se registra una alternancia de condiciones de menor y 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), pero no significa un retorno a condiciones climáticas de mayor humedad. Luego, el registro de una planicie 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 re TRABAJADOS (AF6) que se encuentran por encima de la planicie areno-loésica se vinculan al volcanismo y no se aprecia un impacto climático evidente. Por último, los depósitos lacustres (AF7) son compatibles con condiciones de clima húmedo, aunque la generación de los mismos confirma la tendencia hacia condiciones de mayor pluviometría.

En el contexto paleoclimático establecido, los paleocanales colmatados por sedimentos de grano fino fueron generados por escorrentías vinculadas a intensas (?) precipitaciones. El relieve labrado sobre los depósitos eólicos de la AF1 fue mayormente colmatado con sedimentos loésicos y por material que decantó en cuerpos lacustres someros.

Tectónica. En la sucesión estudiada no se observan evidencias de actividad tectónica coetánea con la sedimentación. Por ejemplo: estructuras de deformación originadas por “shock” sísmicos (Seilacher 1969), paleocanales fluviales que varían de espesor en relación a fallas y pliegues sinsedimentarios (Bridge 2003, 2006) y paleocanales estratigráficamente adyacentes con paleocorrientes casi ortogonales y sin signos de avulsión nodal (Paredes *et al.* 2007). 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 depositacionales que se generan en sucesiones continentales (Legarreta *et al.* 1993; Wright y Marriott 1993; Shanley y McCabe 1994). 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. 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. 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 eustático no podría considerarse como el principal responsable de la distribución de los cuerpos fluviales canalizados.

Volcanismo. La presencia de depósitos piroclásticos re TRABAJADOS (AF6) podría relacionarse con el sistema lacustre que se instauró por encima. En particular, los materiales piroclásticos de caída pueden impermeabilizar los sustratos sub-aéreos donde se depositan, lo que favorece el encharcamiento y/o la removilización hídrica de los sedimentos (Leavesley *et al.* 1989). 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 y paleogeológico para el Neógeno de Patagonia (Malumián 1999), se considera que la situación mencionada es altamente probable dado que los edificios volcánicos activos estuvieron localizados en el margen occidental de Sudamérica.

Conclusiones

A partir del análisis sedimentológico detallado de la sucesión estudiada se concluye que el ambiente depositacional 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 alternancia de sedimentación eólica arenosa y sedimentación eólica areno-fangosa. Luego se generaron paleocanales efímeros producto de un período de lluvias intensas. Posteriormente se reinstauraron las condiciones de sedimentación eólica arenosa, en este caso con un importante arribo de material loésico. Paralelamente, este ambiente de sedimentación areno-loésico fue surcado por sistemas fluviales, al principio efímeros y luego permanentes. A continuación se produjo el retrabajo de materiales piroclásticos, probablemente a partir de depósitos distales a los edificios de venteo; por último se registró la formación de cuerpos lagunares 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. El volcanismo pudo haber actuado de manera subordinada.

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 puramente climático.

Bibliografía

- 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.
- Andreis, R., 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro. *Revista Museo La Plata (Geología)* 5(36): 245-310.
- Angulo, R. y Casamiquela, R., 1982. Estudio estratigráfico de las unidades aflorantes en los acantilados de la costa norte del golfo de San Matías (Río Negro y extremo austral de Buenos Aires) entre los meridianos 62°30'y 64°30'. *Mundo Ameghiniano* 2: 10-73.
- Bossi, G. E., 2007. Análisis de Paleocorrientes. Ediciones Magna, 200 p., San Miguel de Tucumán.
- Bridge, J. S., 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40: 801–810.
- Bridge, J. S., Jalfin, G. A. y Georgieff, S. M., 2000. Geometry, lithofacies, and spatial distribution of cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge basin, Argentina: Outcrop analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary research* 70: 341-359.
- Bridge, J. S., 2003. *Rivers and Floodplains*. Oxford, U.K., Blackwell, 491 p.
- Bridge, J. S., 2006. Fluvial Facies Models: Recent Developments. En Henry W. Posamentier y Roger G. Walker (Eds.): *Facies Models Revisited*. 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. Editorial Waine Research Publications. 152 p.

Cas, R. A. y Wright, J. V., 1987. Volcanic successions. A geological approach to processes, products and successions. Allen and Unwin (Publishers) Ltd. 528 pp.

Catuneanu O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E. y Winker, C., 2009. Towards the standarization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92: 1–33.

Collinson, J. D. y Thompson, D. B., 1982. *Sedimentary Structures*. George Allen & Unwin, 194 pp., Londres.

Darwin, C., 1846. Las observaciones geológicas sobre América del Sur. Siendo la tercera parte de la geología del viaje del Beagle, al mando del capitán Fitz Roy, RN durante los años 1832 a 1836. Smith Elder y 280 Co. p., Londres.

d'Atri, A., Pierre, F. D., Lanza, R. y Ruffini, R., 1999. Distinguishing primary and resedimented vitric volcanoclastic layers in the Burdigalian carbonate shelf deposits in Monferrato (NW Italy). *Sedimentary Geology* 129: 143-163.

Etcheverría, M., Folguera, A., Dal Molín, C., Dalponte, M. y Ferro, G., 2006. Hoja 4163-II/IV y I/III, Viedma y General Conesa. Escala 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 366, 67 p, Buenos Aires.

Farinati, E., Fernández, A, Higuera-Ruiz, R., Ibisate, R. y Elorza, J., 2010. Respuesta morfológica y microestructural condicionada por estrés en *Crassostrea Patagonica* (D'Orbigny) de la Formación Río Negro (Mio-Plioceno), Patagonia, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23 (1-2): 9-22.

Fidalgo, F., Laza, J., Porro, N. y Tonni, E., 1978. Algunas características de la Formación Arroyo Chasicó y sus relaciones geológicas. *Actas VII Congreso Geológico Argentino*, I: 213-225. Neuquén.

Fisher, R. V., 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology* 11: 273-274.

Folguera, A. y Zárata, M., 2009. La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (4): 692-712.

Fryklund, B., Marshall, A. y Stevens, J., 1996. Cuenca del Colorado. En Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 8: 135-158. Buenos Aires

Genise, J. F. y Bellosi, E. S., 2004. Continental trace fossils of the Laguna Palacios Formation (Upper Cretaceous) from the San Bernardo range (Chubut province). En Bellosi, E. S. y Melchor, R. N. (Eds.): *Fieldtrip Guidebook of First International Congress on Ichnology*: 33-43. Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Trelew.

Georgieff, S. M. y Gonzalez Bonorino, G., 2002. Facies y geometrías de los depósitos aluviales cuaternarios en la quebrada del Portezuelo, sierra de Mojotoro, provincia de Salta, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 9: 31-42.

Goddard, E. N., Parker, T. D., De Ford, R. K., Rove, O. N., Singewald, J. T. y Overbeck, R. M., 1980. *The Rock Color Chart*. Geological Society of America, Boulder.

Groeber, P., 1938. Las provincias geológicas del territorio Argentino. En Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales 29 (3): 41-96.

Herries, R. D., 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA. En North, C. P. y

Prosser, D. J. (Eds.): Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs. Geological Society Special Publication 73: 199-218.

Horne, R. R., 1975. The association of alluvial fan, aeolian and fluvial facies in the Caherbla Group (Devonian), Dingle peninsula, Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology* 45: 535-540.

Howell, J. y Mountney, N., 1997. Climatic cyclicality and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the UK southern North Sea. En Ziegler, K., Turner, P. y Daines, S.R. (Eds.): *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential*. Geological Society of London Special Publication 123: 63-86.

Johnson, S., 1989. Significance of loessites in the Maroon Formation (Middle Pennsylvanian to Lower Permian), Eagle Basin, northwest Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 59: 782-791.

Juan, R. del C., De Jager, J., Russel, J. y Gebhard, I., 1996. Flanco Norte de la Cuenca del Colorado. En Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 7: 117-133. Buenos Aires.

Kaasschieter, J., 1965. Geología de la Cuenca del Colorado. *Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas* 3:251-269. Tucumán.

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.

Legarreta, L., Uliana, M. A., Larotonda, C. A. y Mecconi, G. R., 1993. Approaches to nonmarine sequence stratigraphy – theoretical models and examples from Argentine

basins. En Eschard, R. Doligez, B. (Eds.): Subsurface Reservoirs Characterization from Outcrop Observations. Collection Colloques et Séminaires 51: 125-143.

Lesta, P., Mainardi, E. y Stubelj, R., 1980. Plataforma Continental Argentina. En: Turner, J. C. M. (Eds.), 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 1577-1601. Córdoba.

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.

Linares, E., Llambías, E. y Latorre, E., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35(1): 87-146. Buenos Aires.

Malumián, N., Suriano, J. y Cobos, J., 1998. La Formación Barranca Final en su localidad tipo. Mioceno, cuenca del Colorado. Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica 1: 125-130.

Malumián, N., 1999. La sedimentación y el volcanismo terciario en la Patagonia extraandina. 1. La sedimentación en la Patagonia extraandina. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales 29(18): 557-578.

Melchor, R. N., 1995. Sedimentología de las unidades paleozoicas aflorantes del centro-oeste de la provincia de La pampa, Argentina. Tesis Doctoral Inédita, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 272 pp.

Miall, A., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En Miall, A. (Ed.): Fluvial sedimentology. Canadian Society Petroleum Geologists Memoirs 5: 597-604.

Miall, A., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, 582 pp., Berlin.

Miall, A., 2000. Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer-Verlag, Berlin, 616 pp.

Mountney, N., Howell, J., Flint, S. y Jerram, D., 1998. Aeolian and alluvial deposition within the Mesozoic Etjo Sandstone Formation, northwest Namibia. *Journal of African Earth Sciences* 27: 175-192.

Mountney, N., Howell, J., Flint, S. y Jerram, D., 1999. Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *Journal of the Geological Society* 156: 771-779.

Mountney, N., 2006. Eolian facies models. En Posamentier, H.W. y Walker, R.G. (Eds.): *Facies Models Revisited*. Society for Sedimentary Geology :19-83.

Newell, A. J., 2001. Bounding surfaces in a mixed aeolian-fluvial system. (Rotliegend, Wessex Basin, SW UK). *Marine and Petroleum Geology* 18: 339-347.

Pascual, R. y Bondesio, P., 1985. Mamíferos terrestres del Mioceno medio-tardío de las cuencas de los ríos Colorado y Negro (Argentina): evolución ambiental. *Ameghiniana* 22(1-2): 133-145.

Paredes, J. M., Foix, N., Colombo Piñol, F., Nillni, A., Allard, J. O. y Marquillas, R. A., 2007. Volcanic and climatic control on fluvial style in a high-energy system: The Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 202: 96-123.

Retallack, G. J., 1988. Field recognition of paleosols. Geological Society of America. Special Paper 216. 20 p.

Retallack, G. y Wright, V. P., 1990. Micromorphology of lithified paleosols. En Douglas, L. A. (Ed.): *Soil Micromorphology: a Basic and Applied Science*: 641-652. Editorial Elsevier, Amsterdam.

Seilacher, A., 1969. Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13: 155-159.

Scherer, C. M., Lavina, E. L., Dias Filho, D. C., Oliveira, F. M., Bongioioli, D. E. y Aguiar, E.S., 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology* 194: 169-193.

Schillizzi, R. y Luna. L., 2008. Paleoambientes lacustres en la sección inferior de la Formación Río Negro (Mioceno-Plioceno), Río Negro, Argentina. *Geoacta* 33: 55-63.

Schillizzi, R., Luna L., y J. I., Falco., 2010. Estructuras de deformación (Sismita?) en la Formación Río Negro, Provincia de Río Negro, Argentina. *Latin American of Sedimentology and Basin Analysis* 17 (1): 17-32.

Shanley, K. W., y McCabe. P. J., 1994. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. En Flint, S. y Bryant, I.D. (Eds.): *The Geological Modeling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues: International Association of Sedimentologists, Special Publication 15*: 21–56.

Simpson, E. L., Hilbert-Wolf, H. L., Simpson, W. S., Tindall, S. E., Bernard, J. J., Jenesky, T. A. y Wizevich, M. C., 2008. The interaction of aeolian and fluvial processes during deposition of the Upper Cretaceous capping sandstone member, Wahweap Formation, Kaiparowits Basin, Utah, U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 270: 19-28.

Smith, G., 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En Fisher, R.V. y Smith, G.A. (Eds.): *Sedimentation in Volcanic Settings. Society for Sedimentary Geology Special Publication 45*: 109-121.

Smith, G. y Lowe, D. R., 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. En Fisher, R. V. y Smith, G. (Eds.): *Sedimentation in Volcanic Settings. Society for Sedimentary Geology Special Publication 45*: 59–70.

Soil Survey Staff, 1975. Soil taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. United States Department of Agriculture. Soil Conservation Service Agricultural handbook. U.S. Government Printing Office, Washington DC. 436 p.

Soil Survey Staff, 1998. Keys to Soil Taxonomy. (8va. edición). Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, U.S. Government Printing Office, Washington DC. 327 p.

Spalletti, L. A., 1992. El loess y el problema de la identificación de las loessitas. Revista Museo de La Plata (nueva serie) Geología 11 (102): 45-53.

Talbot, M. R. y Allen, P. A., 1996. Lakes. En Reading, H. G. (Ed.): Sedimentary Environments. Processes, Facies and Stratigraphy :83-123.

Tirsgaard, H. y Øxnevad, I.E., 1998. Preservation of pre-vegetational mixed fluvio–aeolian deposits in a humid climatic setting: an example from the Middle Proterozoic Eriksfjord Formation, Southwest Greenland. Sedimentary Geology 120: 295-317.

Tsoar, H. y Pye, K., 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. Sedimentology 34: 139-154.

Umazano, A. M., Bellosi, E. S., Visconti, G. y Melchor, R. N., 2008. Mechanisms 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., 2009. Sedimentación fluvial en ambientes volcanoclásticos cretácicos de la Cuenca San Jorge occidental (Grupo Chubut), Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis. Categoría A de la CONEAU (859/99). Inédita, 226 p. San Luis.

Umazano, A. M., Bellosi, E. S., Visconti, G., Jalfin, G. A. y Melchor, R. N., 2009. Sedimentary record of a Late Cretaceous volcanic arc in central Patagonia: petrography, geochemistry and provenance of fluvial volcanoclastic deposits of the Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. Cretaceous Research 30: 749-766.

Umazano, A. M. y Visconti, G. y Pérez, M., 2010. An example of complex fluvio-aeolian sedimentation: the upper member of the Miocene-Pliocene Río Negro Formation, northern Patagonia, Argentina. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata (suplemento)*: 51: página 181. *Proceedings International Geological Congress of the Southern Hemisphere*. Mar del Plata.

Veiga, G. D. y Spalletti, L. A., 2007. The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial-aeolian systems of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 11: 286-302.

Verzi, D. H., Montalvo, C. I., Vucetich, M. G. 1991. Nuevos restos de *Xenodontomys simpsoni* Kraglievich y la sistemática de los más antiguos *Ctenomyinae* (Rodentia, Octodontidae). *Ameghiniana* 28: 325-331.

Visconti, G., 2007. Sedimentología de la Formación Cerro Azul (Mioceno superior) de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, (inérita), 208 p., Buenos Aires.

Visconti, G., Melchor, R. N., Montalvo, C. I., Umazano, A. M. y de Elorriaga, E. E., 2010. Análisis litoestratigráfico de la Formación Cerro Azul (Mioceno Superior) en la provincia de La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (2):257-265.

Wizevich, M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. En Miall, A. D. y Tyler, N. (Eds.): *The Three Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*, Society of Sedimentary Geology, *Concepts in Sedimentology and Paleontology* 3: 22-24

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.

Yamamoto, T. 2009. Sedimentary processes caused by felsic caldera-forming volcanism in the Late Miocene to Early Pliocene intra-arc Aizu Basin, NE Japan arc. *Sedimentary Geology* 220: 337-348.

Yrigoyen, M., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. Relatorio 6° Congreso Geológico Argentino: 139-168. Bahía Blanca.

Yrigoyen, M., 1999. Los depósitos cretácicos y terciarios de las Cuencas del Salado y del Colorado. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Anales 29 (21): 645-649.

Zárate, M., 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En de Barrio, R. E., Etcheverry, R. O., Caballé, M. F. y Llambías, E. (Eds): Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino, IX: 139-158. La Plata.

Zárate, M., Schultz, P., Blasi, A., Heil, C., King, J. y Hames W., 2007. Geology and geochronology of type Chasicuan (late Miocene) mammal-bearing deposits of Buenos Aires (Argentina). *Journal of South American Earth-Sciences* 23: 81-90.

Zavala, C. L. y Freije, H., 2000. Estratigrafía secuencial del Terciario superior marino de Patagonia. Un equivalente a la crisis del Messiniano?. *Geotemas*, IV Congreso del Grupo Español del Terciario 1 (2): 217-220.

Zavala, C. y Freije, H., 2001. On the understanding of aeolian sequence stratigraphy: an example from Mioceno-Plioceno deposits in Patagonia, Argentina. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 107(2): 251-264.

Zinsmeister, W. J., Marshall, L. G., Drake R. E. y Curtis, G. H., 1981. First radioisotope (Potassium-Argon) age of marine neogene Rionegro beds in Northeastern Patagonia, Argentina. *Science* 212: 440.F.