

# ESTRATIGRAFÍA Y PALEOAMBIENTES DE LA FORMACIÓN LOS LLANOS (LA RIOJA): UNA SECUENCIA CONDENSADA MIOCENA EN EL ANTEPAÍS FRAGMENTADO ANDINO CENTRAL

Miguel EZPELETA, Federico M. DÁVILA y Ricardo A. ASTINI

CONICET y Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Avenida Vélez Sársfield 1611, Córdoba (X5016GCA), Pabellón Geología, Ciudad Universitaria. Email: mezpeleta@efn.uncor.edu; fmdavila@efn.uncor.edu, raastini@efn.uncor.edu

## RESUMEN

En la región central de las Sierras Pampeanas, un conjunto de afloramientos saltuarios conocidos como Formación Los Llanos, se disponen irregularmente a través de las sierras Brava, Los Llanos y Ulapes-Las Minas, formando parte de la cubierta cenozoica. Esta sucesión sedimentaria está predominantemente compuesta por niveles de calcretes y depósitos fluvio-eólicos, y su espesor raramente supera los ~40 m. Desde su definición, existen escasos trabajos de detalle sobre su estratigrafía desde una óptica moderna. El mapeo y análisis detallado de facies permitieron dividir a la unidad en miembros inferior y superior, y caracterizar sus paleoambientes sedimentarios. Para el conjunto se definieron ocho facies: 1) conglomerados clastos soportados, 2) brechas y microbrechas, 3) areniscas con megaestratificación cruzada, 4) conglomerados arenosos calcáreos fuertemente cementados, 5) areniscas y arcilitas con estructura columnar, 6) areniscas conglomerádicas con cemento silíceo, 7) limo-arcilitas pardo-rojizas, y 8) brechas fangosas. Estas facies fueron agrupadas en las asociaciones de facies (I) fluvio-eólica y (II) aluviales con paleosuelos, que parcialmente coinciden con los miembros reconocidos. El conjunto permite deducir un paleoambiente de abanicos aluviales medios a distales periódicamente afectados por formación de paleosuelos. Estos últimos reflejan sectores distales con escasa influencia de relieve indicativos de episodios de condensación. Debido a los escasos registros paleontológicos con procedencia documentada, y hasta tanto se tengan edades geocronológicas precisas, nuestras interpretaciones paleoclimáticas permitirían realizar una correlación con los eventos climáticos del Mioceno Medio-Plioceno ampliamente difundidos en el antepaís andino, que habrían afectado a los depósitos sinorogénicos desarrollados en una zona de domamiento periférico.

Palabras claves: *Andes Centrales, antepaís fragmentado, Sierras Pampeanas, Mioceno, Formación Los Llanos, paleosuelos, depozona, abultamiento periférico.*

**ABSTRACT:** *Stratigraphy and paleoenvironments of Los Llanos Formation (La Rioja): A condensed sequence in the broken foreland of the Central Andes.*

In the central region of the Sierras Pampeanas, within the Cenozoic cover, sparse outcrops of a composite fluvio-eolian unit with abundant calcretes have been included within the Los Llanos Formation. This succession of ~40 m is well exposed in the Sierra Brava, Sierra de Los Llanos and Sierra de Ulapes-Las Minas. Since the Los Llanos Formation was defined (also known as Estratos de Los Llanos) little detailed stratigraphic-sedimentologic work has been carried out as to properly understand its depositional environments and stratigraphic context. Mapping and facies analysis led to separate two members within this unit and defined their paleoenvironments. Eight main facies were defined: 1) clast supported conglomerates, 2) microbreccias, 3) megacross-bedded sandstones, 4) strongly cemented calcareous sandstones, 5) sandstones and shales with columnar structure, 6) conglomeratic sandstones with siliceous cement, 7) red clayey-silt, 8) pebbly mudstones.

This facies are grouped into (I) fluvio-eolian and (II) paleosoil-rich alluvial plain facies associations, partly coincident with the two recognized members, characterizing an alluvial setting with frequent intervals of condensation. Frequent condensation in synorogenic alluvial settings allows prediction of relatively distal positions within the foreland, probably next to the forebulge depozone. Because of the scarcity of well-constrained paleontological data and lack of isotopic dating, our process-response paleoclimatic interpretation allows a better correlation of the Los Llanos Formation with the Middle Miocene-Pliocene climatic events, widely recognized within the Andean foreland.

Keywords: *Central Andes, Sierras Pampeanas, broken foreland, Miocene, Los Llanos Formation, paleosoils, forebulge, depozone*

## INTRODUCCIÓN

En la región oriental del segmento con subducción horizontal de los Andes Centrales (*cf.* Barazangi e Isacks 1976) se desarrolla la provincia geológica Sierras Pampeanas (Fig. 1a), que se caracteriza por el desarrollo de altos de basamento exhumados durante el estadio mio-plioceno del orógeno andino (*e.g.*, Jordan y Allmendiger 1986, Jordan 1995, Ramos *et al.* 2002). La deformación andina en la región pampeana constituye uno de los ejemplos más destacados de evolución de cuencas de antepaís fragmentado (*broken foreland basin, sensu* Jordan 1995). Esta característica ha permitido entender la interacción entre la tectónica y sedimentación cuando corrimientos de zócalo de basamento cristalino son involucrados en la evolución de una cuenca.

En el extremo oriental de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (*cf.* Caminos 1979) yacen sobre el basamento paleozoico de las sierras Brava, Los Llanos y Ulapes-Las Minas una sucesión sedimentaria de una centena de metros de espesor y edad controvertida. En esta región, poco se conoce sobre la historia de los depósitos sinorogénicos andinos asociados con el alzamiento de dichas sierras. Estas sucesiones, supuestamente cenozoicas, son conocidas en sentido amplio como “Estratos de Los Llanos” (Bodenbender 1911) y más recientemente se incluyeron en la Formación Los Llanos (Bordas 1941, Zuzek 1978). A pesar de la importancia del estudio de esta unidad en el entendimiento del antepaís fragmentado (*cf.* Jordan *et al.* 2001) su estudio es hasta el momento incompleto. Al igual que numerosas secciones del antepaís andino, la Formación Los Llanos carece de una cartografía apropiada

y de descripciones e interpretaciones sobre la base de estudios sedimentológicos de detalle. Asimismo, su edad y posición estratigráfica son motivos de controversia dado que los escasos registros paleontológicos no poseen adecuada referencia al sitio y ubicación estratigráfica del hallazgo. Así la unidad ha sido ubicada en un intervalo que abarca entre el Cretácico (Bodenbender 1911, Hünicken *et al.* 2001) y el Plioceno (Pascual 1954).

El objetivo de este trabajo es realizar una cartografía de la Formación Los Llanos en la región donde fuera definida (sierra de Los Llanos), y definir los paleoambientes sedimentarios a partir de un detallado análisis de facies que, extendido a las regiones adyacentes, permiten deducir el marco tectónico y condiciones paleoclimáticas que habrían dominado durante la sedimentación de la unidad.

## MARCO GEOLÓGICO

La sierra de Los Llanos (Fig. 1b y c) constituye un cordón montañoso con alturas <1.500 m s.n.m., limitado al este y oeste por fallas inversas de alto ángulo, conformando un sistema doble vergente de bloques de basamento (*e.g.*, Ramos *et al.* 2002). La sierra de Los Llanos se compone de un basamento metamórfico (Formación Olta) del Ordovícico Inferior (Dahlquist 1999), intruido por granitoides y diques básicos tardío-ordovícicos (Pankhurst *et al.* 1998) que componen la Formación Chepes, expuestos principalmente en la porción septentrional y centro de la región de estudio (Fig. 1c). Esta sierra, se caracteriza por la ausencia de paquetes sedimentarios del Paleozoico inferior y medio (Caminos 1979). Este basamento cristalino es cubier-

to por el Grupo Paganzo (Azcu y Morelli 1970), compuesto por las formaciones Malanzán, Loma Larga y Solca (Carbonífero), y La Colina (Pérmico) (Azcu *et al.* 1987) (Fig. 1c). La estratigrafía de la región culmina con los depósitos sinorogénicos cenozoicos (Fig. 1c), compuestos por la Formación Los Llanos, objeto de esta contribución, y depósitos modernos, que en discordancia erosiva yacen sobre la anterior, representando la sedimentación intermontana cuaternaria.

## FORMACIÓN LOS LLANOS (Bodenbender 1911, *nom. subst.* Bordas 1941, Zuzek 1978)

### Antecedentes

Bodenbender (1911) realizó la primera cartografía de detalle en la región. Este autor definió los “Estratos de Los Llanos”, en la sierra homónima y le asignó una edad cretácica al correlacionarla con la Formación del Crestón expuesta en la sierra de Famatina (Turner 1962), recientemente datada en ~18 Ma (Mioceno Inferior, Dávila *et al.* en prensa). Más tarde, Bordas (1941) sustituyó su denominación por Formación de Los Llanos a la que finalmente Zuzek (1978) llamó Formación Los Llanos. Pascual (1954) ubicó a la Formación Los Llanos en el Plioceno, basado en el registro paleontológico de una sucesión de areniscas arcillosas calcáreas expuestas en la localidad de El Retamo, en el extremo sur de la sierra de Las Minas (San Luis). Este autor definió la especie *Chasicotherium rothi*, ubicándola dentro del grupo mamífero del Chasicense. Posteriormente, Guñazú (1962) reubicó a la Formación Los Llanos

en el Mioceno sobre la base de una revisión paleontológica del mismo material estudiado por Pascual (1954). Hacia el sur de la región de estudio, en la cuenca de San Luis, los Estratos de Los Llanos fueron divididos en dos unidades, de más antigua a más joven, las Formaciones San Roque y Las Multas (Pastore y Ruiz Huidobro 1952, Flores y Criado Roque 1969). Estas unidades están separadas por una extensa superficie erosiva y la inferior carece de registros fósiles y niveles tobáceos (Pascual y Bondesio 1981). Estos autores afirmaron que las unidades expuestas en San Luis, además de ser equivalentes en forma lateral a la Formación Los Llanos, serían asimismo correlacionables con las Formaciones Paso de las Carretas y Río Quinto (Tapia y Rigal 1933), respectivamente. En esta última unidad se hallaron nuevos restos de megamamíferos fósiles (*Scalabrinitherium* sp, Ojeda y Chiesa 2004), a los que se les otorgó una edad miocena superior. Pascual y Bondesio (1981) interpretaron la discordancia que separa a estas unidades como una consecuencia de la fase de deformación quechua (~ 12 Ma), basándose en las edades de mamíferos sudamericanos de Marshall *et al.* (1979). Asimismo, diversos autores (*e.g.*, Zuzek 1978, Caminos 1979, Ramos 1982), le adjudicaron a la Formación Los Llanos una edad pliocena inferior, en base a los registros fósiles anteriormente citados. Recientemente, Hünicken *et al.* (2001) correlacionaron un delgado nivel estratigráfico que yace sobre niveles asignados al Pérmico en la sierra de Velasco, próximo a la localidad de Sanagasta con la Formación Los Llanos siguiendo a Bodenbender (1911). En esta región la unidad se compone de areniscas conglomerádicas calcáreas con sectores silicificados y donde Hünicken *et al.* (2001) habrían reconocido un nivel con fragmentos de cáscaras de huevos de dinosaurios saurópodos (titanosáurios), que permitieron su asignación al Cretácico. Este tipo de restos paleontológicos es comúnmente encontrado en facies más finas que las que tipifican a esta unidad en la mencionada localidad (Cravero *et al.* 1998). Por esta razón, no se descarta que dichos restos puedan ser producto de retrabajo local e incorporación en unidades más jóvenes (*e.g.*, Terciario). Este fenómeno ha sido docu-

mentado en otros casos (*e.g.*, Buck *et al.* 2004, Courtillot *et al.* 2000) donde originalmente restos de huevos cretácicos se consideraban “dinosaurios terciarios” al encontrarse contenidos en unidades demostrablemente terciarias.

### Aspectos generales y subdivisión

La Formación Los Llanos constituye un conjunto de afloramientos de reducido espesor que a manera de asomos aislados yacen sobre ambas vertientes y en el pie de monte de la sierra de Los Llanos (Fig. 1c). Se diferencia del resto de las unidades por sus colores blanco-amarillentos y tonalidades claras, que contrastan con las sucesiones rojizas de los depósitos del Grupo Paganzo. El espesor aflorante de la Formación Los Llanos varía entre 2 y 40 m, según la región, aunque estudios de subsuelo en bolsones adyacentes a estos afloramientos interpretaron espesores de hasta 300 m (Álvarez *et al.* 1989). Por su resistencia a la erosión, la unidad adquiere formas de “mesetas” subhorizontales, a ambos lados de la sierra. La Formación Los Llanos se dispone en discordancia sobre el Pérmico (Formación La Colina) y localmente en no-concordancia sobre el basamento cristalino ígneo-metamórfico (Furque 1968, Caminos 1972). Es cubierta en discordancia erosiva por los depósitos cuaternarios inconsolidados de la región pedemontana actual.

El estudio se concentró en cinco afloramientos considerados los más representativos de la región de estudio (Fig. 1c). Sobre la ladera occidental de la sierra de Los Llanos se encuentran los correspondientes a las localidades de Alcázar, Tama y Guasamayo (Fig. 1c). En éste último la calidad de las exposiciones permite diferenciar dos miembros informales mediante una superficie erosiva que separa dos asociaciones de facies distintivas (ver más adelante). El perfil expuesto en esta localidad constituiría la sección de referencia de la unidad (Fig. 2). En la ladera oriental se destacan distintos afloramientos aislados en la región del dique El Cisco y entre los km 198 y 201 de la Ruta Nacional 79 (Fig. 1c). En la última tam-

bién se reconocieron los dos miembros antes aludidos.

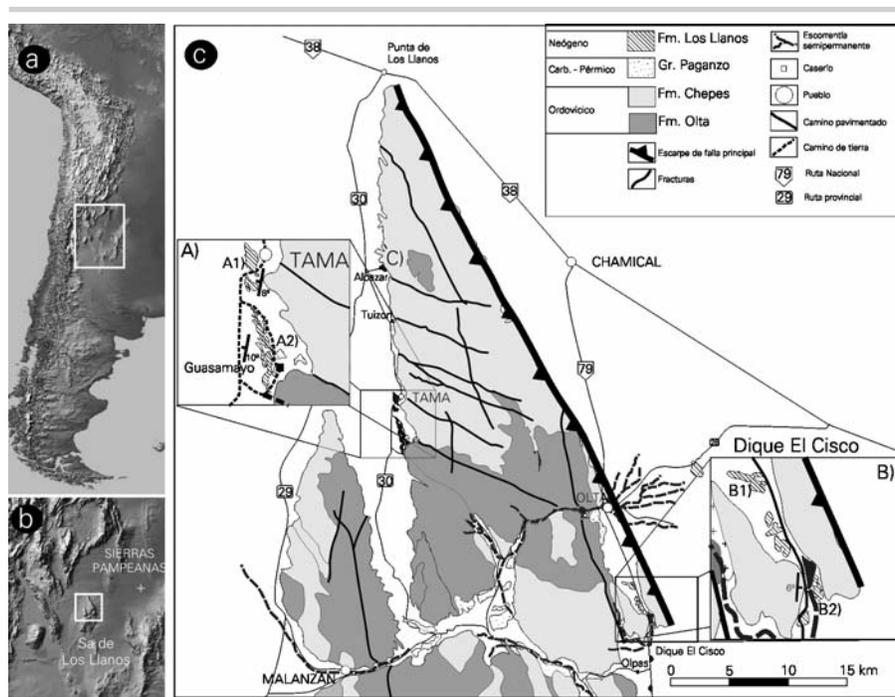
## ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS

A partir de las observaciones y mediciones realizadas en el campo, conjuntamente con las descripciones realizadas en el trabajo de laboratorio se definieron ocho facies principales. Estas se encuentran resumidas en el Cuadro 1 y se describen e interpretan a continuación.

### 1) Facies de conglomerados clasto soportados

**Descripción:** Se trata de conglomerados finos clasto soportados con matriz arenosa, dispuestos en bancos finos (0,1 - 0,2 m), con bases y techos planos, y espesores totales de entre 0,50 y 2,50 m. Tiene mejor expresión en los perfiles ubicados a lo largo de la Ruta Nacional 79 y principalmente los que se encuentran entre los km 198 y 201. Estos conglomerados internamente presentan estructuras de estratificación paralela algo difusa, con pobre desarrollo de imbricación y ocasionalmente cruzada con bajo ángulo. Localmente aparecen formas lenticulares con direcciones promedio de ejes NE y paleocorrientes dirigidas al NE. Los clastos son subredondeados a subangulares y el tamaño promedio corresponde a guijarros (0,01-0,02 m), con un tamaño máximo de ~0,05 m. La textura es polimodal, lo que implica una pobre selección. En su composición dominan los clastos de cuarzo (~60%), fragmentos líticos graníticos (~30%) y de rocas metamórficas (~10%). La matriz se compone de areniscas mal seleccionadas que localmente alcanzan un 25% del total de la roca.

**Interpretación:** Las características descritas permiten interpretar a estos paquetes como depósitos formados a partir de flujos hiperconcentrados con una baja capacidad de selección (Todd 1989) comparables a mantos de crecida (Olsen 1989). El desarrollo de estratificación cruda indica turbulencia, como ocurre en los altos regímenes de flujo de corrientes hiperconcentradas. Estos



**Figura 1.** a) Imagen de topografía satelital de los Andes Centrales y del sur. El recuadro indica la región donde se desarrolla el antepaís fragmentado de las Sierras Pampeanas. b) Ubicación de la sierra de Los Llanos en el contexto de las Sierras Pampeanas. c) Mapa geológico de la sierra de Los Llanos. Los recuadros A) y B), son ampliaciones de los afloramientos principales de la Formación Los Llanos expuestos en: A1) Tama, A2) Guasamayo, B1) Km 200 de la ruta nacional 79, B2) Dique El Cisco y c) Alcázar.

depósitos son comúnmente encontrados en posiciones medias a distales de abanicos aluviales (McGowen y Groat 1971), alejados de los distributarios principales, desarrollados a partir del punto de intersección lo que explica su geometría predominantemente tabular. Pueden asimismo estar asociados a escurrimiento rápido luego de eventos de tormenta excepcionales y acumularse en sistemas de canales someros en abanicos terminales (Ballance 1984).

## 2) Brechas y microbrechas

**Descripción:** Son brechas finas a medias de color gris, clasto soportadas, pobremente seleccionadas y con abundante matriz limosa. Conforman bancos tabulares de hasta 0,6 m de espesor, internamente macizos y localmente se observa plana estratificación poco desarrollada. Los contactos entre cuerpos son en general irregulares y no erosivos. Los clastos son predominantemente guijarros angulares a subangulares, con tamaños que varían entre 0,01 y 0,05 m. Su composición relativamente homogénea y

similar a la del basamento cristalino (metamorfitas y granitoides) que aflora en la región.

**Interpretación:** La pobre selección y angulosidad de clastos, pobre estructuración, contactos no erosivos, abundante matriz limosa y escasa variabilidad composicional indican depósitos posiblemente generados por flujos densos, con baja capacidad de selección y alta competencia (Nemec y Steel 1984). La composición indica cuencas de drenaje desarrolladas en basamento y la angulosidad de los clastos una relativa proximidad al área de aporte o que la población de clastos viajó por suspensión. Una alternativa es que se trate de depósitos de flujos hiperconcentrados posteriormente sujetos a procesos de infiltración secundaria (Friedmann 1998). Esto último permitiría explicar la fábrica clasto soportado y la escasa madurez textural (angulosidad de clastos, pobre selección y matriz limosa).

## 3) Facies de areniscas con megaestratificación cruzada

**Descripción:** Se trata de areniscas medias regularmente seleccionadas que desarrollan estratificación cruzada de gran escala (*sets* de entre 1 y 5 m de espesor; Fig. 3a y 3b). Forman cuerpos de hasta 10 m de espesor con geometría tabular. Los contactos basales son netos y planos. Son comunes en la base de los *sets* de estratificación cruzada terminaciones asintóticas alternando con terminaciones cuneiformes. Localmente se presentan en capas medianas y constituyendo bancos de hasta 5 m de espesor, con geometría tabular y laminación paralela fina a gruesa (*sensu* Ingram 1954) con sutiles gradaciones granulométricas. Se destaca la presencia de nódulos calcáreos (Fig. 3b) alineados paralelos a caras frontales o al  $S_0$  y la sobreimposición de tubos verticales de hasta 0,20 m de largo y 0,04 m de diámetro, con rellenos calcificados. Las areniscas carecen de matriz intersticial, presentan una porosidad que puede alcanzar hasta el 30% y se encuentran cementadas con carbonato. La granulometría promedio corresponde a areniscas finas a medias y varía entre 2,5 y 1,5  $\phi$  (0,177 – 0,35 mm), aunque láminas individuales incluyen granos de arena gruesa que alcanzan 0,710 mm. Las areniscas están formadas principalmente por cuarzo redondeado (~60% y 90% en los afloramientos occidentales y orientales, respectivamente), feldspato (~30% - 5%), y fragmentos líticos (~ 5%). Se destaca la ausencia de mica y presencia de accesorios pesados subredondeados. Estas rocas pueden clasificarse como areniscas arcóscicas y subarcóscicas (*cf.* Pettijohn *et al.* 1987), siendo las primeras más importantes del lado occidental y las segundas (más maduras) del lado oriental. En los afloramientos más occidentales, los granos de arena desarrollan pátinas ferruginosas, imprimiéndole a las rocas tonalidades rosadas.

**Interpretación:** Las estructuras sedimentarias, fábricas, y características texturales, permiten interpretar a esta facies como depósitos de origen eólico (Hunter 1977, Nickling 1994). La alternancia de láminas con terminación asintótica y en cuña en la base de los *sets* de estratificación cruzada constituye un atributo común en dunas eólicas. Esta obedece a que el fenómeno de permanente caída de granos en el frente de

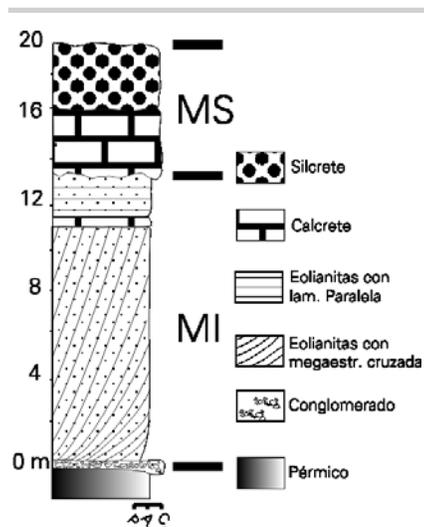


Figura 2: Columna estratigráfica sintética de la Formación Los Llanos. MI= Miembro Inferior, MS= Miembro Superior.

la duna, responsable de las terminaciones asintóticas, se interrumpe periódicamente por la generación de avalanchas de flujos granulares cuando se supera el ángulo crítico de reposo (Ahlbrandt y Fryberger 1982). Los bancos con laminación paralela se interpretan como producto de traslación de trenes de ondulas eólicas (Hunter 1977, Kocurek y Dott 1981). A partir del diseño del diagrama de rosa de paleocorrientes (Fig. 3c) se deducen flujos unimodales con moderada dispersión (cf. Fryberger y Dean 1979) con sentidos hacia el SE que sugieren que dunas barjanoides dominaban el campo eólico (cf. Fryberger y Dean 1979). Los tubos verticales calcificados se interpretan como rizolitos (cf. Klappa 1980), y los nódulos carbonáticos son clasificados como de tipo disórticos (cf. Wieder y Yaalon 1974). Estas macromorfologías sugieren que los depósitos eólicos primarios habrían estado sujetos a calcretización y pedogénesis posteriormente a su depositación (Retallack 2001).

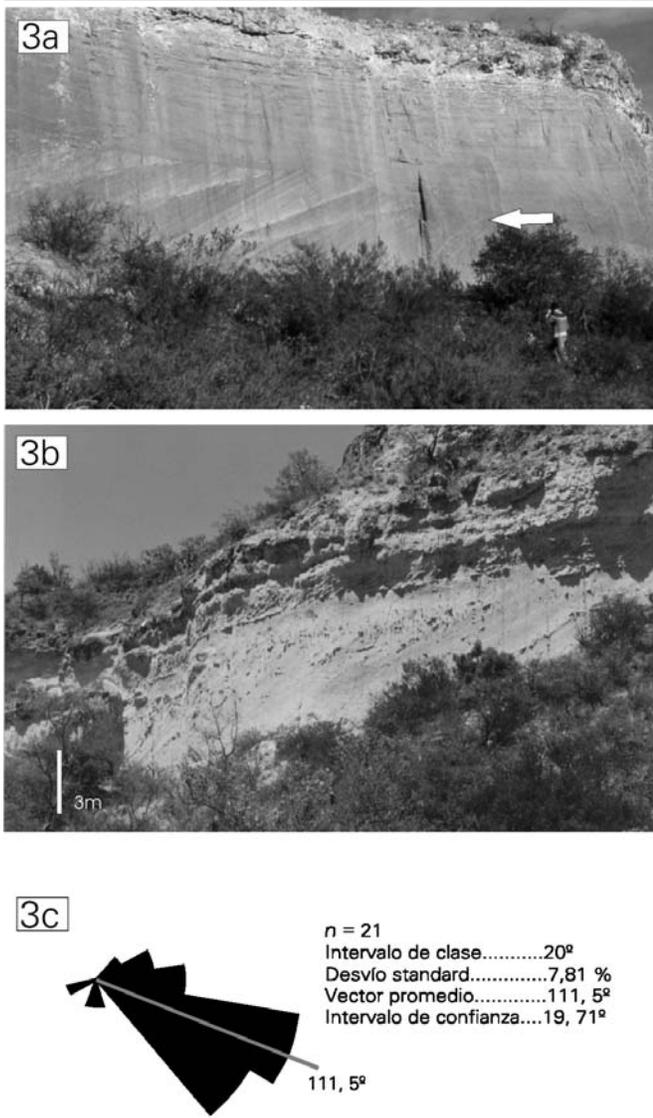
#### 4) Facies de conglomerados arenosos calcáreos fuertemente cementados

**Descripción:** Esta facies se encuentra en los afloramientos en ambas vertientes de la sierra de Los Llanos constituyendo una cubierta resistente que protege de la erosión

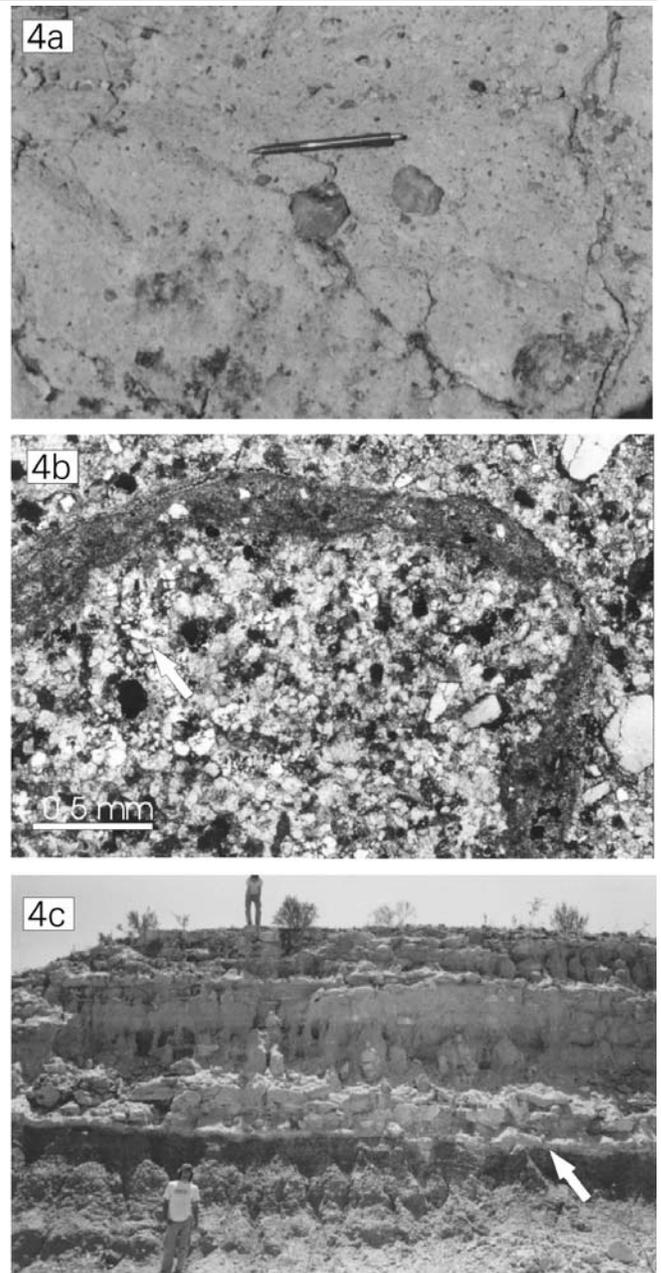
a la unidad dada su intensa cementación. Se trata de conglomerados finos blanquecinos (2,5Y8/1, cf. *Munsell Soil Colour Charts*, 1973), que afloran formando bancos de entre 1 y 5 m de espesor. Presentan un profuso moteado rojizo. Aparecen en cuerpos tabulares, de aspecto macizo y pueden desarrollar una estratificación planar con bordes difusos. Sus contactos basales son netos, suavemente ondulados y erosivos. Localmente se observan geometrías lenticulares, con incisiones de hasta 0,2 m con ejes dispuestos NNE-SSO. Presenta mala selección, con guijarros de tamaño promedio entre 0,02 y 0,03 m, y bloques con tamaños máximos de 0,3 m. La disposición de los clastos en la matriz arenosa es caótica y la cementación carbonática es muy profusa, pudiendo clasificarse como conglomerados arenosos fuertemente cementados (Fig. 4a). El cemento carbonático que rodea a los granos detríticos constituye localmente el sostén principal de la roca. Localmente hay desarrollo de cemento silíceo en forma de parches de cuarzo fibroso y radial (Fig. 4b). La matriz corresponde a arenas gruesas a finas y varía entre -1 y 3,5 f (2,00 – 0,088 mm), con un tamaño promedio entre 1 y 1,5 f (0,50 – 0,710 mm) correspondiente con arenas gruesas. Esto indica una muy mala selección en la matriz, que alcanza un 30% aproximadamente del total de la roca. Se compone principalmente de cuarzo (~50%), feldspatos (~20%), y fragmentos líticos (~30%) y puede clasificarse como una arenita lítica-feldespática (cf. Pettijohn *et al.* 1987). Se destacan la presencia de tubos subverticales de hasta 0,01 m de diámetro y 0,10 m de largo, rellenos con material arenoso y cementado con carbonato y subordinadamente con sílice. Particularmente abundantes son los tubos de menor diámetro (<2 mm) en algunos niveles. También pueden observarse tubos carbonáticos subhorizontales con diámetro máximo de hasta 0,04 m y longitud promedio de 0,25 m, que constituyen una densa red que localmente pueden alcanzar 10 m de extensión lateral (Fig. 4c). Asimismo se distinguen niveles con nódulos carbonáticos con diámetros variables entre 0,01 y 0,1 m. También, son características las estructuras columnares, más resistentes a la erosión, que pueden alcanzar hasta 0,9 m de longitud y afectan el espesor

completo de algunos niveles (Fig. 4c). Al microscopio se reconocieron granos detríticos de cuarzo rodeados por sílice de hábito fibroso, radial y abanicada, y sílice microcristalina. También se reconocen grietas circumgranulares rellenas de carbonato cálcico y arcilla (Fig. 4b), y grietas lineales rellenas con carbonato o sílice de hasta 0,01 m de largo.

**Interpretación:** La pobre selección y textura polimodal de los conglomerados indicarían que esta facies ha sido formada a partir de un material parental aluvial. Los fragmentos líticos de origen metamórfico y granítico muestran que estos materiales habrían procedido de altos de basamento expuestos en la sierra de Los Llanos y serranías adyacentes. La disposición tabular de los bancos favorece la interpretación de depósitos a partir de flujo mantiformes o tratarse de fajas fluviales entrelazadas, aunque la profusa obliteración de la fábrica primaria y cementación superpuesta impiden establecer una interpretación más precisa. En ambas alternativas los depósitos primarios habrían estado sujetos a intensos procesos de calcretización y pedogénesis (Retallack 2001). Esto queda evidenciado por la presencia de micro y macromorfologías (cf. Wright y Tucker 1991). Entre las macromorfologías se destacan los tubos verticales calcificados que se interpretan como rizolitos (cf. Klappa 1980) mientras que los tubos subhorizontales podrían interpretarse como madrigueras o bioturbaciones (Melchor *et al.* 2002). Los de menor diámetro se interpretarían como rizolitos alveolares y fenestrales que indican una génesis vinculada con pastizales (e.g. Melchor *et al.* 2002). Es posible asimismo que las estructuras columnares de mayor envergadura sean madrigueras diferencialmente calcificadas aunque no se descarta que alguno de los tubos sean tocones (*tree stumps*) (e.g. Melchor *et al.* 2002). Entre las micro-morfologías se destacan las grietas circumgranulares (*circumgranular cracks*, cf. Platt 1989) y las longitudinales interpretadas como *crystallaria* (Wright y Tucker 1991). A su vez, los bordes abruptos con respecto a la matriz que presentan los nódulos permiten interpretarlos como de tipo disórticos (cf. Wieder y Yaalon 1974), mientras que por su estructura interna serían de tipo uniformes (cf. Brewer 1964). La cementación silíceo se interpreta



**Figura 3.** a) Areniscas con laminación paralela (facies 4) sobrepuestas a areniscas con megaestratificación cruzada (facies 3). El contacto es marcado por la flecha. Al tope de la sección se observa el calcrete tabular (facies 5) que caracteriza al Miembro Superior. Localidad de Guasamayo. b) Paquete con megaestratificación cruzada y nódulos carbonáticos, a los que se sobrepone el calcrete (facies 5) del Miembro Superior, próximos a la localidad de Olta. c) Diagrama de rosa para el análisis de paleovientos a partir de las caras de avalancha de los niveles de eolianitas desarrollados en el Miembro Inferior de la Formación Los Llanos.



**Figura 4.** a) Detalle de los calcretes (facies 5). Nótese la disposición caótica de los clastos en la matriz arenosa y cementación carbonática profusa. b) Microfotografía de un calcrete a nódulos cruzados mostrando una fábrica “cemento sostén” (cemento esparítico) y desarrollo de una grieta circumgranular (*circumgranular crack*) rellena de carbonato micrítico y en menor medida por arcilla. Asimismo, la flecha indica una cementación silícea (cuarzo calcedonítico) secundaria. c) Calcretes con desarrollo de estructuras columnares en contacto neto sobre la Fm. La Colina (Pérmico). Afloramiento sobre la ruta provincial 28, km 13.

como representada por cuarzo calcedónico y microcuarzo (chert) (cf. Adams *et al.* 1984) y sería posterior a la cementación carbonática.

Las evidencias descritas, permitirían clasificar a esta facies como un calcrete (Wright y Tucker 1991). Las micro y macro estructuras descritas permiten identificar procesos de cementación asociados a pedogénesis mientras que el intenso moteado constituye un rasgo característico de fluctuaciones de la freática (Pimentel *et al.* 1996). La presencia de fracturas circulares y *crystallaria* indican periodos de intensa desecación en el suelo, posiblemente asociado a fenómenos climáticos (Wright y Tucker 1991).

##### 5) Facies de areniscas conglomerádicas con cemento silíceo

**Descripción:** Se trata de areniscas sabulíticas y conglomerádicas de color rosa a blanco (5YR8/2, cf. *Munsell Soil Colour Charts*, 1973), con un profuso moteado rojizo (10R6/4, cf. *Munsell Soil Colour Charts*, 1973). Se caracterizan por su cementación silícea, que le imprime una alta resistencia a la erosión. Se presentan en bancos tabulares macizos con espesores entre 0,8-1,5 m (Fig. 5a). Los contactos basales son netos, suavemente ondulados y no erosivos. La granulometría promedio corresponde a areniscas gruesas (1 y 0,5 f (0,5–0,71 mm) y sus granos son subredondeados. La selección de las areniscas es pobre y se componen de cuarzo (~50%), feldespatos (~30%), y fragmentos líticos (~20%). Se intercalan algunos niveles delgados de microconglomerados lenticulares de hasta 5 m de extensión lateral.

Al microscopio se observa que la cementación está conformada por sílice microcristalina, localmente con hábito acicular (Fig. 5b), desarrollando fábricas “cemento sosten” (*floating grains*). Entre las macromorfológicas desarrolladas se reconocen tubos subverticales de hasta 0,1 m de longitud, reemplazados por calcita y sílice. Estas formas pueden estar asociadas a niveles nodulares. Los nódulos pueden alcanzar los 0,07 m de diámetro y están mejor representados en la parte inferior de los niveles.

**Interpretación:** Al igual que la facies de con-

glomerados arenosos calcáreos fuertemente cementados (facies 5), esta facies sugiere la presencia de depósitos aluviales afectados por diagénesis pedogenética. Los depósitos parentales pueden interpretarse como producto de mantos de crecida. La profusa silicificación, presencia de tubos verticales interpretados como rizolitos, junto al desarrollo de nódulos carbonáticos permitirían interpretar fenómenos de pedogénesis que afectaron los materiales parentales arenosos de origen aluvial. La marcada silicificación que condujo a fábricas cemento soportadas con chert y cuarzo calcedónico permitiría clasificar a este nivel como un silcrete (e.g., Twidale y Bourne 1998). Para cementar estos niveles habría sido necesario tener un suministro de sílice por disolución de silicatos preexistentes, a partir de materiales parentales detríticos o bien de depósitos piroclásticos (tobas e ignimbritas) como los mencionados por Guñazú (1962) en la Sierra de San Luis. Por su inestabilidad, el vidrio volcánico tiende a disolverse rápidamente permitiendo la liberación de silicatos solubles a una tasa muy rápida (Spotl y Wright 1992). La ausencia de drusas y cementación con ópalo permiten tentativamente descartar una génesis hidrotermal (eg, Lynne y Campbell 2004). Asimismo, la gran extensión areal y la restricción a ciertos horizontes conspiran contra una hipótesis hidrotermal y favorecen un origen vinculado con cambios paleoclimáticos. Silcretos y duripanes han sido interpretados a partir de meteorización de materiales ricos en silicatos ferromagnesianos y feldespatos durante climas estacionales con alternancia de períodos secos y húmedos bajo condiciones de alcalinidad (Summerfield 1983). Según Thiry y Millot (1987) un factor que favorecería la concentración en solución de SiO<sub>2</sub> puede ser la evaporación.

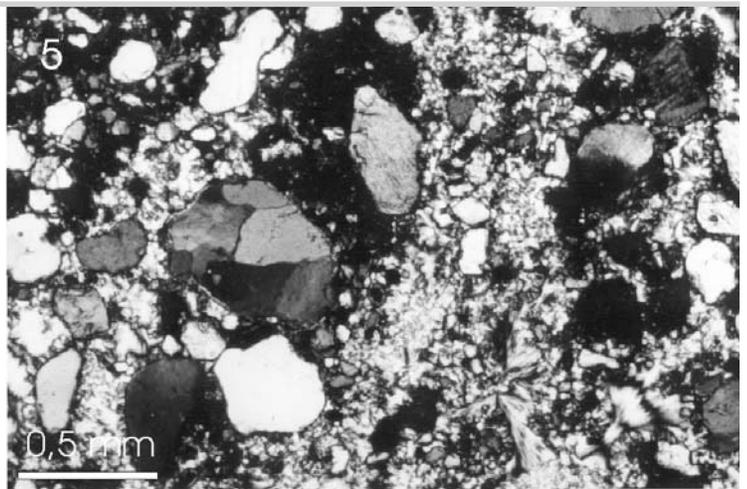
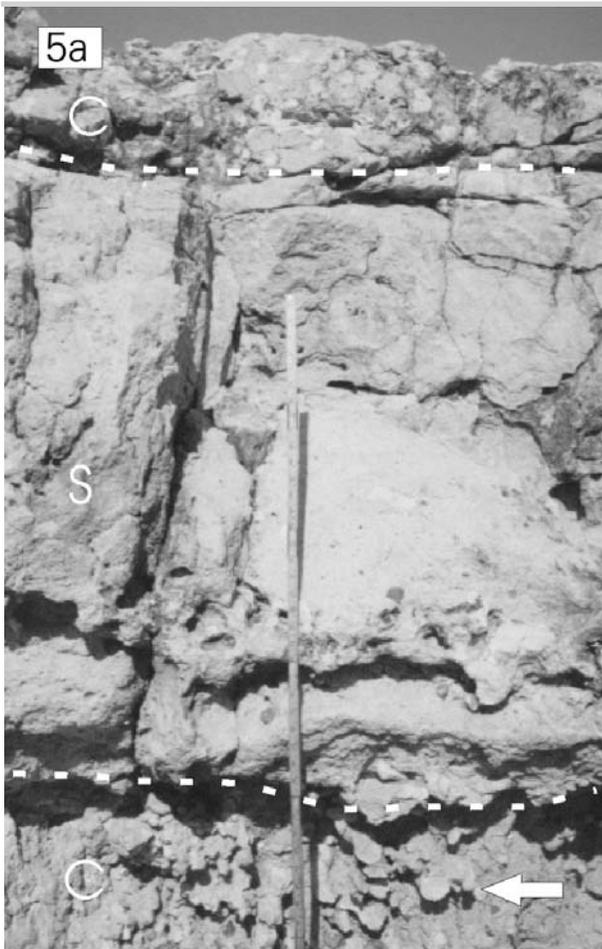
##### 6) Facies de areniscas y arcilitas con estructura columnar

**Descripción:** Se trata de un banco compuesto por dos niveles areno-arcillosos de coloración contrastada separados por un contacto fuertemente irregular. En su conjunto poseen geometría tabular, con espesor entre 0,7-1 m y se apoyan sobre un calcrete con base neta, plana. El horizonte inferior tiene un

color rojo intenso (7,5R5/3, cf. *Munsell Soil Colour Charts*, 1973), mientras que el superior presenta color blanco (2,5Y8/1, cf. *Munsell Soil Colour Charts*, 1973) y un moteado rojizo difuso. El contacto entre ambos términos es neto y desarrolla una geometría en forma de columnas o interdigitaciones linguoides verticales, con separación promedio 0,3 m (Fig. 6). El horizonte superior corresponde a areniscas medias y tiene granulometría promedio entre 2,0 y 1,5 f (0,25 y 0,35 mm) mientras que el inferior conformado por areniscas finas a limos, muestra una granulometría promedio entre 3,0 y 2,5 f (0,125 y 0,177 mm) y una cementación argiloferruginosa que le imprime su tonalidad rojiza característica. La selección en ambos casos es regular a pobre. Composicionalmente contienen cuarzo (~40%), feldespato (~30%) y fragmentos líticos (~30%) y pueden ser clasificadas como arenitas lítico-feldespáticas (cf. Pettijohn *et al.* (1987). Entre las estructuras observadas se destaca la presencia de nódulos carbonáticos aislados de hasta 5 cm. También se reconocen tubos verticales y subhorizontales de hasta 0,2 m de largo reemplazados por sílice. Entre las areniscas claras se reconocieron parches con intensa bioturbación. Todo el horizonte presenta una silicificación muy intensa y extendida, en forma de cuarzo amorfo y fibroso radial y abanicado. En el caso del horizonte arcilloso inferior la sílice reemplaza parcialmente a la matriz.

**Interpretación:** Se trataría de un horizonte glóscico (cf. *Soil Survey Staff* 1999), desarrollado sobre materiales parentales de origen aluvial seguido por una etapa diagenética dominada por silicificación intensa.

La matriz argiloferruginosa del horizonte inferior rojizo representaría acumulación de arcillas iluviales mientras que el horizonte claro superior, con desarrollo de moteado difuso, puede interpretarse como un nivel eluviado. En su conjunto, se trataría de un producto eluviación/iluviación, evidenciando un estado avanzado de pedogénesis. En este contexto, el desarrollo de las estructuras columnares o interdigitadas evidencian suelos maduros, característicos de llanuras de inundación estables y con condiciones de drenaje generalmente pobres. Estas características son propias de un horizonte



**Figura 5:** a) Silcrete tabular y macizo interpuesto entre dos niveles de calcretes. Nótese su base y techo neto. El calcrete inferior muestra evidencias de una fuerte bioturbación. La flecha indica una estructura interpretada como madriguera. Localidad de Tama. b) Microfotografía a niclos cruzados del silcrete (facies 5). Se destaca el desplazamiento que genera el crecimiento del cuarzo calcedónico y microcuarzo (chert). Nótese el buen redondeamiento de los granos.

glósico (cf. *Soil Survey Staff* 1999). Los tubos verticales y subhorizontales son interpretados como rizolitos producto de actividad de raíces (cf. Klappa 1980).

El cemento silíceo interpretado como ópalo y cuarzo calcedónico (cf. Thiry y Milnes 1991) se habría formado como parte de una etapa de progresiva silicificación. En este proceso la recristalización parcial de ópalo conduce a la generación de cuarzo calcedónico (e.g., Thiry y Millot 1987). La intensidad de la silicificación permite en parte interpretar un reemplazo de material parental (e.g., Summerfield 1983).

### 7) Facies de limo-arcillitas pardo-rojizas

**Descripción:** Se trata de horizontes macizos de limo-arcillitas rojizas, tabulares con espesores que varían entre 0,3 y 0,4 m. Los techos son netos, planos y truncados mientras que sus contactos basales son gradacionales a calcretes. No desarrollan laminación

visible, aunque es común la presencia de películas arcillosas de entre 0,5 y 1 cm envolviendo porciones de material primario. Asimismo, esta facies desarrolla crecimiento de yeso intrasedimentario y en forma aislada nódulos carbonáticos.

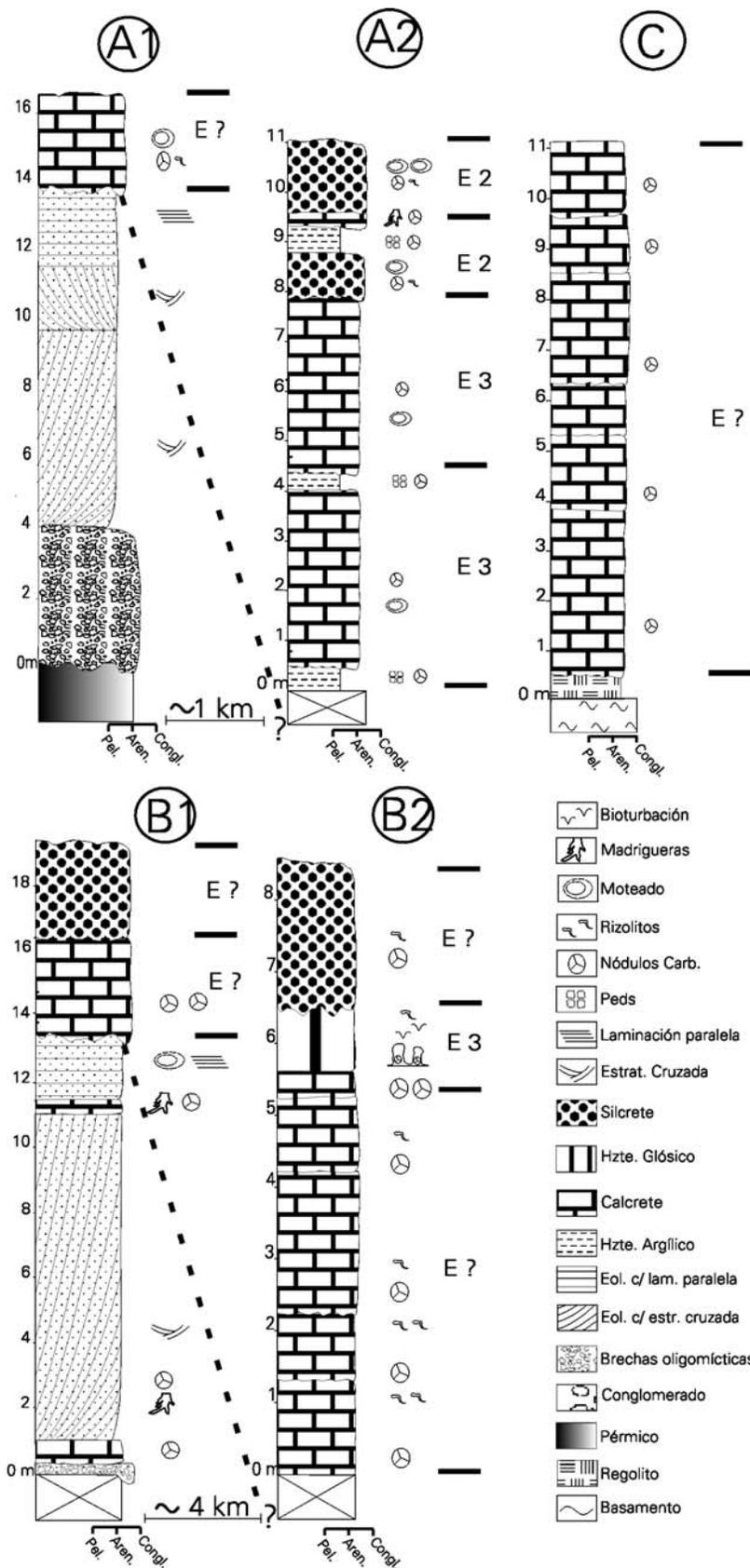
**Interpretación:** La ausencia de laminación y el marcado desarrollo de películas arcillosas conformando posibles *peeds* permitiría interpretar a estas limo-arcillitas como un paleohorizonte limo-arcilloso generado por iluviación (*Soil Survey Staff* 1999). Cabe remarcar que esta facies se diferencia de los niveles argílicos de la facies 6 por carecer de las estructuras columnares interdigitadas, lo que denotaría un mejor drenaje (*Soil Survey Staff* 1999). Las características descritas y espesores superiores a 0,15 m, permitirían clasificar esta facies como un paleohorizonte argílico (*Soil Survey Staff* 1999).

### 8) Facies de brechas fangosas

**Descripción:** Se compone de brechas y microbrechas oligomícticas limosas apoyadas sobre el basamento. Presentan bases gradacionales a partir del sustrato cristalino y contactos netos hacia el tope. Son



**Figura 6:** Estructura columnar interdigitada que define a horizontes de tipo glósicos (G), sobrepuesto a un calcrete nodular (Cn). La piqueta de la escala mide 33 cm. Localidad de Dique El Cisco.



comunes las decoloraciones y no desarrolla estructuras mecánicas distintivas. Los conglomerados son finos, con clastos inferiores a 0,05 m. Se compone de clastos metamórficos cuando el sustrato es metamorfitas y de granitos cuando supraace a granitoides. Hay desarrollo de una matriz fangosa que localmente alcanza el 20% de la roca. Localmente se registra cemento carbonático.

**Interpretación:** Las fábricas y texturas descriptas, como sus relaciones de contacto con el sustrato cristalino sugieren el desarrollo de una capa de alteración superficial a partir del basamento paleozoico de la región. Por esta razón se interpreta como un regolito. La formación de un perfil de meteorización incipiente sobre basamento sugiere una estabilidad del relieve y superficies de aplanamiento que no estuvieron sujetas a remoción. Posiblemente parte de los materiales finos intersticiales sean producto de alteración *in situ* vinculada con pedogénesis.

### ASOCIACIONES DE FACIES

De acuerdo al arreglo natural de las nueve facies descriptas se reconocieron dos asociaciones de facies (Fig. 2), que coinciden con los dos miembros definidos anteriormente, y son: I) asociación de facies fluvio-eólica (Miembro Inferior) y II) asociación de facies aluviales con paleosuelos.

#### I) Asociación de facies fluvio-eólica (Miembro Inferior)

Esta asociación se compone por una sucesión de conglomerados clasto soportados (facies 1), microbrechas (facies 2) y eolianitas (facies 3). El arreglo de esta asociación comienza con el desarrollo de conglomerados

**Figura 7:** Correlación lateral entre las secciones de Guasamayo (A1) y Tama (A2), en la ladera occidental; y entre el perfil de la ruta nacional 79 km 200 (B1) y dique El Cisco (B2) en la ladera oriental de la sierra de Los Llanos. C) sección de calcretes desarrollados sobre regolito próximos a la localidad de Alcázar. Véase ubicación en figura 1b. E2 y E3, son correspondientes con los estadios de madurez de Bown y Kraus (1987). E? son paleosuelos que por encontrarse parcialmente decapitados, no puede precisarse su estadio evolutivo. Véase explicación en el texto.

**CUADRO 1:** Síntesis de las nueve facies principales de la Formación Los Llanos, reconocidas en el área tipo.

Facies	Descripción	Interpretación
Conglomerados clastos soporados (Facies 1)	Conglomerados tabulares en bancos de entre 0,1 - 0,2 m. Polimícticos con matriz arenosa y pobremente seleccionados. Estratificación cruda y cruzada con pobre imbricación.	Depósitos de mantos de crecida. Pueden asociarse a eventos de tormenta excepcional.
Microbrechas (Facies 2)	Brechas finas en bancos tabulares de hasta 0,6 m. Internamente macizos. Oligomícticas con abundante matriz limosa.	Depósitos generados por flujos densos, con baja capacidad de selección y alta competencia.
Areniscas con megaestratificación cruzada (Facies 3)	Areniscas medias en sets de entre 1 y 2 m con terminación basal asintótica y cuneiforme. Cementadas con CO <sub>3</sub> . Composición subarcósica y selección regular. Presentan nódulos y rizolitos calcícticos dispersos. Paleovientos al SSE.	Depósitos eólicos. Del diagrama de rosa, se deducen flujos unimodales con moderada dispersión que sugiere el desarrollo de dunas barjanoides.
Conglomerados arenosos calcáreos fuertemente cementados (Facies 4)	Conglomerados tabulares, de aspecto macizo, con profuso cemento carbonático que pueden desarrollar una estratificación cruda planar. Nódulos calcícticos, rizolitos y madrigueras. Moteado pardo intenso. Cementación sílicea secundaria.	Calcretes pedogénicos y en menor medida freáticos. Desarrollado sobre un material parental aluvial, en situación de abanico medio a distal.
Areniscas-conglomerádicas con cemento silíceo (Facies 5)	Bancos tabulares macizos de hasta 1,5 m de espesor, con cementación sílicea muy intensa y un profuso moteado rojizo. Pobre selección. Nódulos carbonáticos y rizolitos silíceos.	Silcretos desarrollados sobre material parental aluvial, en un abanico medio a distal. Indicaría un clima más húmedo.
Areniscas y arcillas con estructura columnar (Facies 6)	Areniscas y arcillas diferenciadas en dos capas de coloración contrastada. Contacto neto y ondulado formando una estructura columnar. La inferior es argílica y la superior es albica. Cementación sílicea intensa. Nódulos y rizolitos aislados.	Horizonte glósico formado por eluvación/iluvación. Suelos maduros, con condiciones de drenaje pobres. La silcretización es el proceso final.
Limo-arcillitas pardo rojizas (Facies 7)	Horizontes macizos, tabulares con espesores entre 0,3 y 0,4 m. Desarrollo de peds y argilanes, pero no presentan laminación visible. Nódulos carbonáticos aislados.	Horizonte argílico como producto de iluvación.
Brechas fangosas (Facies 8)	Brechas y microbrechas oligomícticas limosas expuestas en no concordancia sobre el basamento, sobre el que yace en transición. No desarrolla estructuras ni gradaciones internas.	Mantos regolíticos. Sugieren estabilidad del paisaje sobre superficies graníticas relativamente planas. Pueden estar asociados a pedogénesis.

dos asignados a un sistema de fajas de canales entrelazados desarrollados sobre sustrato pérmico. La ausencia de facies de conglomerados gruesos y de bloques sugiere gradientes relativamente bajos y ubicaciones relativamente distales en abanicos aluviales. La composición de los conglomerados y areniscas de esta asociación indica que el área fuente ha sido una región con basamento expuesto. Un extenso campo eólico con desarrollo de dunas posiblemente barjanoides y sectores de interdunas solapa a los depósitos fluviales. Este sistema eólico, extendido a ambos lados de la sierra de Los Llanos, indica paleodireccio-

nes de flujo hacia el ESE y permitiría interpretar que el relieve de la sierra no existía y el desarrollo de dicho campo eólico fue previo a su levantamiento.

## II) Asociación de facies aluviales con paleosuelos (Miembro Superior)

Está integrada por una compleja alternancia de calcretes (facies 4), un horizonte glósico (facies 6), silcretos (facies 5) y horizontes argílicos (facies 7).

Esta asociación expuesta en las localidades de Guasamayo y en secciones sobre la Ruta

Nacional N° 79 comienza con el desarrollo de calcretes, que alternativamente suprayacen a la asociación de facies I o a la sección de areniscas rojas del Pérmico. Tiene una marcada continuidad lateral constituyendo un manto de geometría tabular y base neta erosiva que sugiere que cursos fluviales entrelazados se instalaron truncando regionalmente las unidades infrayacentes. Localmente (Alcázar) solapan a la facies 8 de brechas fangosas interpretada como un regolito afectando directamente al basamento cristalino, luego del desarrollo de la etapa eólica.

Con posterioridad a la depositación de los materiales fluviales, se habría desarrollado una intensa calcretización. La superposición de calcretes en esta asociación es interpretada como una sucesión de episodios pedogénicos amalgamados comparables con el estadio 2 de Bown y Kraus (1987). Este estadio está asociado con la formación de suelos inmaduros próximos a fajas de canales fluviales y desarrollados sobre materiales parentales pobremente seleccionados.

En la localidad de Tama (Fig. 1b) esta asociación se caracteriza por el desarrollo de horizontes pedogénicos muy bien desarrollados, hecho que se interpreta como una variación lateral con respecto al perfil de referencia expuesto en Guasamayo (Fig. 7). Esta sucesión se interpreta como una secuencia compuesta de pedofacies, formada al menos por cuatro ciclos de pedofacies simples truncados y superpuestos (*cf.* Kraus 1999). Secuencias de múltiples paleosuelos amalgamados se asocian con llanuras de inundación de sistema aluviales (Mack *et al.* 1993). La presencia de horizontes argílicos con numerosos *peds* y argilanes ubicados inmediatamente por encima de estos calcretes sugiere que los calcretes son de origen pedogénico (*cf.* Mack *et al.* 2000). Repetidos pulsos de sedimentación aluvial serían responsables del truncamiento erosivo de los horizontes superiores en los distintos paleosuelos, algunos de los cuales presentan mayor grado de evolución que otros (*e.g.*, estadio 3 de Bown y Kraus 1987). Los silcretos (Facies 5) ubicados en el tope de esta asociación, sugiere la formación de duricostras silicificadas. Estos horizontes tienen un importante significado paleoambiental y han sido ampliamente utilizados

como niveles de correlación estratigráfica (e.g., Twidale y Bourne 1998). Los silcretes pueden sugerir regímenes paleoclimáticos contrastados con alternancia de períodos de meteorización intensa (e.g., Summerfield 1983, Nash *et al.* 1994). Esto permitiría deducir climas más húmedos que los que habrían dominado en la base de la columna durante la depositación de la asociación inferior o incluso durante la formación de los calcretes que normalmente implican condiciones semiáridas más estables.

En la región del dique El Cisco esta asociación de facies expone al menos cuatro calcretes en la sección inferior del perfil (Fig. 7) con distintos grados de cementación. Cada uno de estos ciclos comprendería un período de depositación en forma rápida dentro de un ambiente fluvial, continuado con una etapa de estabilidad en la llanura de inundación que habría favorecido la intensa cementación carbonática (Mack *et al.* 2000, Nemec y Postma 1993), seguida de decapitación. Por ende, puede afirmarse que la sección inferior del perfil se encuentra dominada por paleosuelos truncados (cf. Kraus 1999). El desarrollo de un horizonte glósico asociado con un calcrete nodular que corona la secuencia de calcretes evidencia mayor estabilidad en la llanura de inundación y condiciones de drenaje pobre, pudiendo compararse con la sección inferior de suelos *natrargidisol glósicos* (Soil Survey Staff 1999). La existencia del silcrete cuspidal afectando al horizonte glósico evidenciaría que en la sección superior de este perfil habrían existido bajas tasas de sedimentación (paleosuelos acumulativos cf. Kraus 1999) durante el período de pedogénesis.

## EVOLUCIÓN DEL RELLENO SEDIMENTARIO

La evolución estratigráfica de la Formación Los Llanos implica una etapa inicial representada por redes fluviales entrelazadas efímeras que formaron parte de una planicie de bajo gradiente desarrollado sobre sustratos paleozoicos en la región externa del antepaís andino. La geometría tabular de estos depósitos conglomerádicos relativamente delgados y de

gran extensión areal puede representar prolongados tiempos de exposición y peneplanización (cf. Heller *et al.* 1988, Blair y Bilodeau 1988). La sucesión continúa con el desarrollo de campos de arena que atraviesan la región e indican un período de estabilidad tectónica bajo clima árido a semiárido (Fig. 8a). La distribución de eolianitas con mejor madurez textural y mineralógica hacia el E es coincidente con la dirección de migración de las dunas hacia el SE indicado por las paleocorrientes. La etapa de mayor aridez climática se habría interrumpido bruscamente como lo señala la instalación de una nueva planicie gravosa (Fig. 8b) con actividad de sistemas entrelazados que posteriormente sufrieron procesos reiterados de pedogénesis (Fig. 8c), indicando tasas de sedimentación relativamente bajas y condiciones climáticas semiáridas con estación húmeda marcada. El desarrollo de paleosuelos indica tasas de sedimentación muy bajas en periodos con estabilidad del paisaje (Kraus 1999). Esto sugiere la presencia de diastemas o discontinuidades del orden de los miles de años comparables a secuencias condensadas de origen continental (McCarthy y Plint 1998). El reiterado proceso de eluviación/iluviación es característico de climas con alternancia de estaciones secas y húmedas (Soil Survey Staff 1999). El intenso proceso de eluviación/iluviación, la ausencia de hidromorfismo en los horizontes argílicos, y la existencia de nódulos y rizolitos en los niveles calcretizados, permite inferir una capa freática profunda (McCarthy y Plint 1998, Kleinert y Strecker 2001). La abundancia de rizolitos fenestrales distribuidos en forma dispersa, indicaría que estos depósitos se habrían encontrado recubiertos por pastizales abiertos y localmente con una cubierta arbórea poco densa, del tipo monte arbustivo (cf. Melchor *et al.* 2002). Particularmente diagnóstico de estas condiciones climáticas semiáridas con estación húmeda marcada resultan los silcretes preservados en el tope de la unidad.

## IMPLICANCIAS CRONOESTRATIGRÁFICAS

Los registros paleontológicos de edad controvertida y ubicación estratigráfica imprecisa en la Formación Los Llanos impiden definir su edad. Sin embargo, del análisis

estratigráfico efectuado en este trabajo se deduce un importante cambio paleoclimático evidenciado por el contraste entre los paleosuelos, calcretes y silcretes de la asociación superior y el intervalo eolianítico de la asociación basal. Este coincidiría con un cambio de condiciones climáticas áridas a condiciones más húmedas o al menos semiáridas con estación húmeda marcada. Considerando el intervalo de tiempo que resulta de los registros paleontológicos en la sierra de Los Llanos (e.g., Pascual 1954, Guiñazú 1962) y los registros de cambios paleoclimáticos en el oeste argentino (Jordan *et al.* 1997, Starck y Anzótegui 2001, Dávila y Astini 2003) el Mioceno Medio surge como la alternativa más firme, donde se registra un contraste climático de similar magnitud. Este cambio paleoclimático en los Andes Centrales ha sido tradicionalmente asociado al alzamiento de barreras climáticas, coincidente con un periodo de intensa deformación y alzamiento en la Cordillera de los Andes (Jordan *et al.* 1993, 1997). En la región del antepaís fragmentado este episodio fue vinculado con el alzamiento de bloques de basamento que habrían favorecido la instalación de condiciones climáticas semiáridas (e.g., Stark y Anzótegui 2001, Dávila y Astini 2003, Dávila 2003). En el Mioceno Medio, a su vez, también se registra uno de los eventos paleoclimáticos globales más importantes de la historia geológica, conocido como “óptimo climático” (Zachos *et al.* 2001). La alteración y enriquecimiento supergénico de los cobres porfíricos en Chile ha sido vinculado con este evento (e.g., Alpers y Brimhall 1988, Sillitoe 1989). En el Mio-Plioceno se registra otro importante cambio paleoclimático (Van Zinderen Bakker y Mercer 1986, Barrett *et al.* 1992, Pearson y Palmer 2000, Zachos *et al.* 2001). Este evento fue también reconocido en el norte de Chile por Hartley y Chong (2002) y en la región pampeana septentrional por Kleinert y Strecker (2001). Si bien los últimos autores asociaron los cambios observados en las secuencias sedimentarias ricas en paleosuelos al alzamiento de barreras topográficas, no puede descartarse que un evento global esté superpuesto en esta región. En Famatina oriental, Dávila (2003) y Martina *et al.* (2006) sugieren también un posible

cambio climático en el Mioceno superior, evidenciado por el abrupto cambio de facies entre las formaciones Santo Domingo y El Durazno. Asimismo, en la región de la cordillera riojana (sierra de Los Colorados), recientemente se realizaron hallazgos fosilíferos que sustentan un cambio climático para este intervalo (Rodríguez Brizuela y Tauber comunicación pers. 2004). De aceptarse una edad Miocena Media, o incluso Mio-Pliocena, para la Formación Los Llanos, el cambio paleoclimático registrado entre sus dos miembros constituiría la primera evidencia a favor de un control global por sobre los fenómenos de restricción intermontana, ya que como surge del análisis paleoambiental no existirían altos de basamento importantes al este. Evidencia independiente basada en datos de trazas de fisión en apatitas de las sierras de Córdoba (Jordan *et al.* 1989, Costa *et al.* 1999), al E de la región de estudio, indica que el alzamiento de los bloques de Sierras Pampeanas Orientales se produjo a partir del Plioceno, alcanzando alturas promedio <<1.500 m s.n.m.

## CONSIDERACIONES SOBRE EL MARCO TECTÓNICO

A diferencia de los depósitos sinorogénicos registrados en la región interna del antepaís andino (Ramos 1999) los depósitos de la Formación Los Llanos indican una llamativa condensación. Recientemente, DeCelles y Horton (2003) describen dentro de la estratigrafía sinorogénica de la región andina central una unidad estratigráfica (Formación Imporá) con llamativas similitudes a la Formación Los Llanos, donde se asocian paleosuelos y calcretes superpuestos a una etapa de condensación marcada. Según estos autores dicha condensación estratigráfica resultaría característica de la depozona de domamiento periférico (*forebulge* de DeCelles y Giles 1996) durante etapas donde el antepaís estuvo sobrealimentado y cierta proporción de depósitos clásticos habría logrado cubrir dicho domamiento. Etapas de progradación y avance del frente orogénico quedan reflejadas a partir de secuencias grano crecientes, tales como las registradas en numerosas secuencias del antepaís andino central (*e.g.* Jordan *et al.*

1993, Milana *et al.* 2003). Durante este proceso, si las tasas de sedimentación son superiores a la de subsidencia, los materiales gruesos que caracterizan a depósitos de abanicos medios, comienzan a progradar sobre el domamiento periférico, generando una extensa y delgada capa de sedimentos fluviales y eólicos, altamente condensados (DeCelles y Giles 1996). Dado el pobre espacio de acomodación existente sobre el domamiento periférico, es frecuente que los sedimentos depositados en esa región lo hagan sólo transitoriamente y el registro final sea el de una estratigrafía condensada. Esta última situación favorecería la frecuente formación de paleosuelos amalgamados. Además es común de esta región la existencia de discontinuidades sin angularidad visible, compatibles con etapas de antepaís subalimentado (*cf.* Jordan 1995), donde los depósitos no rellenan la antefosa y, por lo tanto, no solapan al domamiento periférico. Así, éste se comporta como una zona de erosión, favoreciendo sistemas de drenaje divergentes (Flemings y Jordan 1989, Crampton y Allen 1995). Una explicación similar puede inferirse para la discontinuidad que separa a los miembros inferior y superior de la Formación Los Llanos en esta región del antepaís andino que obedecería a la mecánica flexural de la corteza y consiguiente epirogenesis que caracteriza a la región afectada por domamiento (Dávila *et al.* 2004).

El arreglo estratigráfico de la Formación Los Llanos y los espesores preservados indicarían que la unidad se habría depositado en regiones alejadas del frente orogénico (antepaís externo). La influencia composicional de materiales cristalofílicos y graníticos indica que al menos localmente el basamento cristalino estuvo expuesto a la erosión y se comportó como la fuente de los materiales parentales sujetos a pedogénesis. En este sentido, la Formación Los Llanos constituiría un ejemplo único de sedimentación condensada asociada a deformación de zócalo en esta región de los Andes. Esto refleja un largo periodo de estabilidad del paisaje con escaso aporte de materiales de las áreas exhumadas (basamento). El hecho que los paleosuelos se desarrollen sobre diversos sustratos (Pérmico, basamento cristalino y particularmente, sobre la asocia-

ción de facies fluvio-eólica) sugiere la existencia de un paleorelieve posiblemente asociado con episodios de levantamiento epirogenético. Por su parte, las evidencias de que la asociación de facies fluvio-eólica representada a ambos lados de la sierra de Los Llanos haya sido decapitada en la región central de la sierra implica que entre su deposición y la generación de los materiales parentales de la asociación de facies aluviales con paleosuelos se habría producido un episodio de levantamiento y exhumación. Dada la magnitud del salto estratigráfico, es más posible que esta deformación se asocie con arqueamientos (tectónica vertical).

Esta interpretación, a su vez, permitiría arriesgar que la edad Mioceno Media sugerida anteriormente para la unidad, sería más consistente que una edad más joven, ya que para el Mio-Plioceno la región pampeana se habría encontrado en un estadio de antepaís fragmentado (Jordan *et al.* 2001), contexto incompatible con los registros sedimentarios de muy bajo gradiente descriptos en este estudio.

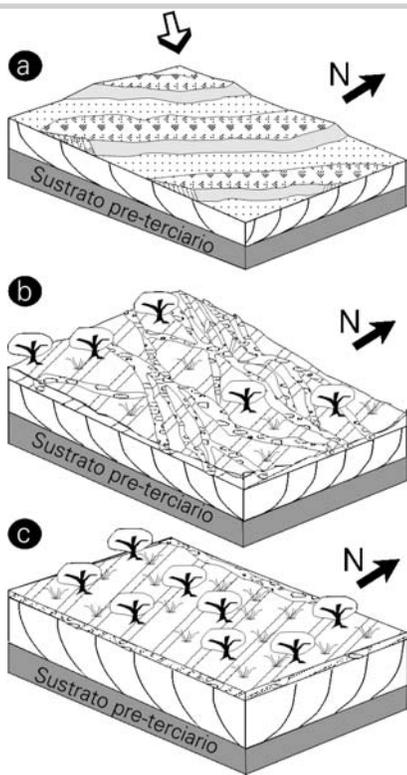
## CONCLUSIONES

El análisis cartográfico y de facies sedimentarias de la Formación Los Llanos en la región de la sierra homónima (sierra de Los Llanos) permitió:

Definir dos miembros informales: inferior y superior.

Reconocer ocho facies principales que son:

- 1) facies de conglomerados clastos soportados,
  - 2) facies de microbrechas,
  - 3) facies de areniscas con megaestratificación cruzada,
  - 4) conglomerados arenosos calcáreos fuertemente cementados,
  - 5) areniscas y arcilitas con estructura columnar,
  - 6) areniscas conglomerádicas con cemento silíceo,
  - 7) limo-arcilitas pardo-rojizas, y
  - 8) brechas fangosas.
- Agrupar las facies en dos asociaciones de facies, una inferior fluvio-eólica (I) y otra superior de facies aluviales con paleosuelos (II). Las asociaciones coinciden parcialmente con la definición de miembros. La asociación inferior se compone por depósitos fluviales cubiertos por campos eólicos, mientras que la asociación superior se caracteriza por depósitos fluviales entrelazados, que localmente desarrollan características propias de llanuras de inundación. Como rasgo



**Figura 8:** Etapas de la evolución paleoambiental propuesta: a) Campos eólico. La flecha indica la dirección de traslación de las dunas. b) Sistemas fluviales entrelazados. c) Paleosuelos en llanuras aluviales.

distintivo, esta asociación de facies presenta una intensa pedogenización, en los que se destacan los calcretes. Estos horizontes tienen una marcada continuidad lateral, y sirven para realizar correlaciones a escala de cuenca. Los paleosuelos más maduros, correspondientes con el estadio de madurez 3 de Bown y Kraus (1987), fueron formados localmente en llanuras de inundación con bajas tasa de sedimentación durante prolongados períodos de tiempo.

Por primera vez, se le asigna una interpretación paleoambiental y tectónica a esta unidad poco conocida del oeste argentino. El relleno de la Formación Los Llanos está caracterizado por la alternancia de procesos sedimentarios dinámicos en ambientes de abanicos aluviales medios y distales, afectados por episodios de condensación y formación de paleosuelos, dentro de una zona de llanura aluvial.

A partir del contraste de procesos sedimentarios entre las facies y asociaciones descrip-

tas se interpreta un cambio paleoclimático importante. La presencia de un silcrete por encima de eolianitas y calcretes, indicaría el pasaje de un clima en condiciones de semiaridez, a un régimen más húmedo.

El análisis de facies y relaciones estructurales permiten deducir su posible contexto tectónico dentro de un antepaís distal afectado por deformación de basamento cristalino. La Formación Los Llanos constituía uno de los pocos ejemplos de sedimentación condensada asociada a deformación de zócalo. Esto refleja un largo periodo de estabilidad del paisaje con escaso aporte de materiales de las áreas fuentes y ambientes relativamente alejados de los frentes orogénicos. Se propone para la Formación Los Llanos un contexto de cuenca de antepaís distal, posiblemente vinculado con flexión y alzamiento del sustrato cristalino.

#### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la colaboración durante los trabajos de campo y valiosos comentarios de Federico Martina (UNC), Brian Ruskin y Teresa Jordan (Cornell University). Este trabajo fue subsidiado por Secyt (UNC) a RAA. El SEGEMAR (Córdoba) suministró amablemente las imágenes satelitales de la región de estudio.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Adams, A.E., Mackenzie, W.S. y Guilford, C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Ed: Longman. 104 p., Londres.

Ahlbrandt, T.S. y Fryberger, S.G. 1982. Eolian deposits. En: Scholle, P.A. y Spearing, D. (Eds.). Sandstone Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 31: 11–47, Tulsa.

Alpers, C.N., Brimhall, G.H. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: evidence from supergene mineralization at the La Escondida. Geological Society of America, Bulletin 100: 1640–1656.

Álvarez, L.A., Fernandez Seveso, F., Perez, M.A. y Bollatin, N.D. 1989. Interpretación del subsuelo en los Bolsones de Sierras Pampeanas en base a información geofísica disponible y geología de superficie. Comisión Geológica de YPF, informe interno 3, 21 p.

Azcuy, C.L. y Morelli J.R. 1970. Geología de la comarca Paganzo – Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25(4): 405–430.

Azcuy, C.L., Andreis, R.R., Cuerda, A., Hünicken, M.A., Pensa, M.V., Valencio, D. A. y Vilas, J.F. 1987. Cuenca Paganzo. En: Archangelsky, S. (ed) El sistema carbonífero de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 41–99, Córdoba.

Ballance, P.F. 1984. Sheet flow dominated gravel fans of the non marine Middle Cenozoic Simmler Formation, Central California. Sedimentology 38: 337–359.

Barazangi, M. e Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology 4: 686–692.

Barrett, P.J., Adams, C.J., McIntosh, W.C., Swisher, C.C., III, y Wilson, G.S. 1992. Geochronological evidence supporting Antarctic deglaciation three million years ago. Nature 359: 816–818.

Blair, T.C., Bilodeau, W.L. 1988. Development of tectonic cyclothem in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. Geology 16: 517–520.

Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Boletín 19: 5–220.

Bordas, A.F. 1941. Nuevos restos fósiles de la Formación de Los Llanos (San Luis). Physis 19: 23–27, Buenos Aires.

Bown, T.M. y Kraus, M.J. 1987. Integration of channel and floodplains suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. Journal of Sedimentary Petrology 57: 587–601.

Brewer, R. 1964. Fabric and Mineral Analysis of Soils. Wiley, 470 p., New York.

Buck, B., Hanson, A., Hengst, R. y Shu-sheng, H. 2004. “Tertiary Dinosaurs” in the Nanxiong Basin, Southern China, are reworked from the Cretaceous. Journal of Geology 112: 111–118.

Caminos, R. 1972. Sierras Pampeanas de Catamarca, Tucumán, La Rioja y San Juan. En: Leanza, A. F. (ed) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 41–79, Córdoba.

Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales de Salta, Tucumán, Catamar-

- ca, La Rioja, y San Juan. En: Turner, J.C.M. (ed) 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 225-292, Córdoba.
- Costa, C.C.H., Giaccardi, A.D. y González Díaz, E.F. 1999. Palaeo-landsurfaces and neotectonic analysis in the southern Sierras Pampeanas, Argentina. En Smith, B.J., Whalley, W.B. y Warke, P.A. (eds) Uplift, erosion and stability: Perspectives on long-term landscape development. The Geological Society of London, Geological Society Special Publication, 162: 229-238, Londres.
- Courtilot, V., Gallet, Y., Rocchia, R., Feraud, G., Robin, E., Hofmann, C., Bhandari, N. y Ghevariya, Z.G. 2000. Cosmic markers, Ar/Ar dating and paleomagnetism of the K/T sections in the Anjar area of the Deccan large igneous province. *Earth Planetary Science Letters* 182: 137-156.
- Crampton, S.L. y Allen, P.A. 1995. Recognition of forebulge unconformities associated with early stages foreland basin development: example from the North Alpine foreland basin. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 79: 1495-1514.
- Cravero, O. González Díaz, E.F. y Prieri A.E. 1998. Hoja Geológica 2966-III "La Rioja" Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, inédito.
- Dahlquist, J.A. 1999. Geología, petrología y geoquímica de las rocas ígneas y metamórficas de la sierra de Chepes, La Rioja, Argentina. Evolución del magmatismo durante la orogénesis Famatiniana en un sector del margen proto-Andino de Gondwana. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, 464 p. (Inédito).
- Dávila, F.M. 2003. Transecta estratigráfica-estructural a los 28°30' - 28°45' de latitud sur, sierra de Famatina, provincia de La Rioja, República Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba (inédito) 515 p., Córdoba.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2003. Las eolianitas de la sierra de Famatina: Interacción paleoclima - tectónica en el antepaís fragmentado andino central durante el Mioceno Medio? *Revista Geológica de Chile* 30(2): 187-204.
- Dávila, F.M., Astini, R.A. y Ezpeleta, M. 2004. La Formación Los Llanos: una sección condensada sobre un posible domamiento periférico e incidencia en los modelos paleoclimáticos del antepaís andino. 10° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 51-53, San Luis.
- Dávila, F.M., Astini, R.A., Jordan, T.E. y Kay, S.M., 2004. Early Miocene andesite conglomerates in the Sierra de Famatina, broken foreland region of western Argentina, and documentation of magmatic broadening in the south-central Andes. *Journal South American Earth Sciences*, 17(2): 89-101.
- DeCelles, P.G. y Giles, K.N. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*. 8: 105-123.
- DeCelles, P.G. y Horton, B.K. 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society of America Bulletin* 115: 58-77.
- Flemings, P.B. y Jordan, T.E. 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *Journal of Geophysical Research* 94: B3851 -B3866.
- Flores, M.A. y Criado Roque, P. 1969. Cuenca de San Luis. En Leanza A.F. (ed.) Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 567-579, Córdoba.
- Friedmann, S. J. 1998. Rock avalanche elements of the Shadow Valley basin, eastern Mojave Desert, California: processes and problems. *Journal of Sedimentary Research* 67: 792-804.
- Fryberger, S.G. y Dean, G. 1979. Mechanism for the formation of aeolian sand seas En: McKee, E.D.A (Ed): *Study of Sand Seas*. United States Geological Survey, Professional Paper 1052: 137-169.
- Furque, G. 1968. Bosquejo geológico de la sierra de Malanzán, La Rioja. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 111-120, Buenos Aires.
- Guiñazu, J.R. 1962. Los llamados "Estratos de Los Llanos" en la provincia de San Luis y su contenido de rodados de rocas andesíticas y restos de mamíferos fósiles. 1° Jornadas Geológicas Argentinas, Anales 2: 8-95.
- Hartley, A.J. y Chong, G. 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology* 30(1): 43-46.
- Heller, P.L., Antevine, C.L., Winslow, N.S. y Paola, C. 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology* 16: 501-504.
- Hünicken, M., Tauber, A. y Leguizamón, R. 2001. Hallazgo de huevos y nidos de dinosaurios, asociados a restos de vegetales silicificados: asignación al Cretácico de las secuencias portadoras aflorantes en Sanagasta, provincia de La Rioja. 17° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Ameghiniana, Resúmenes 38(4)-Suplemento: 10R.
- Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small aeolian dunes. *Sedimentology* 24: 361-387.
- Ingram, R.L. 1954. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of America, Bulletin* 65: 937-938.
- Jordan, T.E. 1995. Retroarc foreland basins. En Busby C. J. e Ingersoll, R.V.(eds.) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, 331-362.
- Jordan, T.E. y Allmendiger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Laramide deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Jordan, T.E., Zeitler, P., Eamos, V.A. y Gleadow, A.J.W. 1989. Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2: 207-222.
- Jordan, T.E., Allmendiger, R.W. y Damanti, J.F. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31° S, Andes Mountain. *Journal of Geology* 101: 135-156.
- Jordan, T.E., Reynolds, J.H. y Ericsson, J.P. 1997. Variability in the age of initial shortening and uplift in the Central Andes, 16° - 33°30' S. En Ruddiman, W.F. (ed.) *Tectonic Uplift and Climate Change*, 41-61. Plenum Press, New York.
- Jordan, T.E., Schlunegger, F. Cardozo, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo Foreland Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 775-798.
- Klappa, C.F. 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27: 613-629.
- Kleinert, K. y Strecker, M.R. 2001. Climate change in response to topographic barrier uplift: Paleosol and stable isotope evidence from the late Neogene Santa María Basin, northwestern Argentina. *Geological Society of America, Bulletin* 113: 728-742.
- Kocurek, G. y Dott, R.H. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of aeolian sands. *Journal of Sedimentary Petrology* 51: 579-595.

- Kraus, M.J. 1987. Integration of channel and floodplain suites: II. Lateral relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 602-612.
- Kraus, M.J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth Science Reviews* 47: 41-70.
- Lynne B.Y. y Campbell, K.A. 2004. Morphologic and mineralogic transitions from opal-A to opal-CT in low-temperature siliceous sinter diagenesis, Taupo volcanic zone, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research* 74(4): 561-579.
- Mack, G.H., James, W.C., Monger, H.C. 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of America, Bulletin* 105: 129-136.
- Mack, G.H., Cole, D.R. y Treviño L. 2000. The distribution and discrimination of shallow, authigenic carbonate in the Pliocene – Pleistocene Palomas Basin, southern Río Grande rift. *Geological Society of America, Bulletin* 112(5): 643–656.
- Marshall, L., Butler, R., Drake, R., Curtis, G. y Tedford, R. 1979. Calibration of the Great American Interchange: A radioisotope chronology for Late Tertiary interchange of terrestrial faunas between the Americas. *Science* 204: 272-279.
- Martina, F., Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2006. Mio–Pliocene volcanoclastic deposits in the Famatina Ranges, southern Central Andes: A case of volcanic controls on sedimentation in broken foreland basins. *Sedimentary Geology* 182(1-2): 51-65.
- McCarthy, P.J. y Plint, A.G. 1998. Recognition of interfluvial sequence boundaries: integrating paleopedology and sequence stratigraphy. *Geology* 26: 387-390.
- McGowen, J.H. y Groat, C.G., 1971. Van Horn Sandstone, West Texas, an alluvial fan model for mineral exploration. *Texas Bureau of Economic Geology* 72, 57 p.
- Melchor, R.N., Genise, J.F. y Miquel, S.E. 2002. Ichnology, Sedimentology and Paleontology of Eocene Calcareous Paleosols From a Palustrine Sequence, Argentina. *PALAOIS* 17: 16–35.
- Milana, J.P., Bercowski, F. y Jordan, T. 2003. Paleoambientes y magneto estratigrafía del Neógeno de la sierra de Mogna, y su relación con la Cuenca de Antepaís Andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(3): 447-473.
- Nash, D., Thomas, D., y Shaw, P. 1994. Siliceous duricrusts as palaeoclimatic indicators: evidence from Kalahari desert of Botswana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 112: 279-295.
- Munsell Soil Color Charts 1973. Macbeth Colour and Photometry Division, Kollmorgen Corporation, Maryland.
- Nemec, W. y Postma, G. 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. *Special Publication of International Association of Sedimentologists* 17: 235–276.
- Nemec, W. y Steel, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravely mass-flow deposits. En Koster, E.H. y Steel, R.J. (eds.) *Sedimentology of gravels and conglomerates*, Canadian Society of Petroleum Geologists, 1-31, Calgary.
- Nickling, W.G. 1994. Aeolian sediment transport and deposition. En: Pye, K. (Ed): *Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell Scientific Publications 293–350, Oxford.
- Ojeda, G. y Chiesa, J. 2004. El Neógeno en la cuenca del Río Quinto, San Luis, Argentina. 10° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes 118-120, San Luis.
- Olsen, H. 1989. Sandstone-body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave Formation (Lower Jurassic), Utah, USA. *Journal of Sedimentary Petrology* 61: 207–221.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J.A., Pascua, I., Fanning, C.M. 1998. The Famatinian arc in the central Sierras Pampeanas. En: Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W. (ed) *The Proto Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications 142, 343–367, London.
- Pascual, R. 1954. Adiciones a la fauna de la Formación de Los Llanos de San Luis y su edad. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata*, 1 y 2, 113 – 119, Mar del Plata.
- Pascual, R. y Bondesio, P. 1981. Sedimentitas Cenozoicas. En Irigoyen, M. (ed.) *Geología de la Provincia de San Luis*, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 117-154.
- Pastore, F., y Ruiz Huidobro, O. 1952. Descripción geológica Hoja 24G, Saladillo, San Luis. Servicio Geológico Nacional. *Boletín* 78, 63 p., Buenos Aires.
- Platt, N. 1989. Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, West Cameros Basin, North Spain. *Sedimentology* 36: 665-684.
- Pearson, P.N. y Palmer, M.R. 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature* 406: 695-699.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone*. Ed: Springer-Verlag. 553 p., New York.
- Pimentel, N.L., Wright. V.P. y Azevedo, T.M. 1996. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of southern Portugal. *Sedimentary Geology* 105: 1-10.
- Ramos, V.A. 1982. Descripción geológica Hoja 20 Chepes, La Rioja. Servicio Geológico Nacional. *Boletín* 188, 52 p. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29: 651-682, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59–78.
- Retallack, G.J. 2001. *Soils of the Past. An introduction to the Paleopedology*. 404 p. Blackwell Science Publication, Oxford.
- Sillitoe, R.H. 1989. Copper deposits and Andean evolution. En: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reinemuns, J.A. (ed) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. *Earth Science Series* 11: 285-312.
- Soil Survey Staff 1999. *Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. U.S. Department of Agriculture, Handbook, 869 p.
- Spotl, C. y Wright, V.P. 1992. Groundwater dolocretes from the Upper Triassic of the Paris Basin, France: a case study of an arid, continental diagenetic facies. *Sedimentology* 39: 1119-1136.
- Starck, D. y Anzótegui, L.M. 2001. The late miocene climatic change-persistence of a climatic signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern Argentina. *Journal of South America Earth Sciences* 14: 763-774.
- Summerfield, M.A. 1983. Silcrete as a palaeoclimatic indicator: evidence from southern

- Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 41: 65-79.
- Tapia, A. y Rigal, R. 1933. Geología del Paso de Las Carretas y sus alrededores. Servicio Geológico Nacional, Boletín 37, 56 p. Buenos Aires.
- Todd, S. 1989. Stream-driven, high-density gravely traction carpets: possible deposits in the Frabeg Conglomeratic Formation, SW Ireland, and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology* 36: 513-530.
- Thiry, M. y Millot, G. 1987. Mineralogical forms of silica and their sequences of formation in silcretes. *Journal of Sedimentary Petrology* 57(2): 343-352.
- Thiry, M. y Milnes, A. 1991. Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart Creek opal field, south Australia. *Journal of Sedimentary Petrology* 61(1): 111-127.
- Turner, J.C.M. 1962. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velazco y región oeste (La Rioja). *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 43: 5-54, Córdoba.
- Twidale, C.R. y Bourne, J.A. 1998. The use of duricrusts and topographic relations in geomorphological correlation: conclusions based in Australian experience. *Catena* 33: 105-122.
- Van Zinderen Bakker, E. y Mercer, J.H. 1986. Major late Cainozoic climatic events and viewed in a worldwide context. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 56: 217-235.
- Wieder, M. e Yaalon, D.H. 1974. Effect of matrix composition on carbonate nodule crystallization. *Geoderma* 11: 95-121.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E., 1991. Calcretes: an introduction. En Wright, V.P. y Tucker, M.E. (eds.) *Calcretes*. 1-22, Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, I., Thomas, E. y Billups, K. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292: 686-692.
- Zuzek, A. 1978. Descripción geológica de la Hoja 18f, Chamental (provincia de La Rioja). Servicio Geológico Nacional, Boletín 161: 33 p., Buenos Aires.

Recibido: 19 de octubre, 2004

Aceptado: 1 de marzo, 2006