

ESTRATIGRAFÍA Y PALEOAMBIENTES DE LA FORMACIÓN LUMBRERA, GRUPO SALTA, NOROESTE ARGENTINO

Cecilia E. DEL PAPA

CONICET- Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, (4400) Salta. E-mail: delpapac@unsa.edu.ar

RESUMEN

La Formación Lumbrera es la unidad superior del Subgrupo Santa Bárbara, Grupo Salta (Cretácico-Paleógeno) del noroeste argentino. Sobre la base de las asociaciones de facies y principales características sedimentarias se reconocen dos secciones estratigráficas, una inferior y otra superior denominadas informalmente Lumbrera inferior y Lumbrera superior. La primera está formada por sistemas fluviales permanentes areno-conglomerádicos y arenosos y un sistema lacustre perenne de agua dulce (Faja Verde). La sección superior está caracterizada por el dominio de sedimentación pelítica y en menor proporción areno-conglomerádica depositados en sistemas fluviales efímeros y lacustres. Los cambios paleoambientales, desde sistemas de ríos y lagos perennes a sistema de ríos efímeros, junto al registro fósil reconocido, indican un brusco cambio climático entre las dos secciones desde condiciones templado – húmedas en la base, a templado/cálido y secas en la parte superior. El conjunto de características sedimentológicas y estratigráficas permite interpretar que esta unidad se acumuló en dos ciclos sedimentarios separados por una superficie de discontinuidad sedimentaria. Se interpreta que estas diferencias no responden exclusivamente a cambios climáticos como el reconocido sino que reflejan variaciones en la configuración de la cuenca, como cambios en la tasa de subsidencia y ubicación de los depocentros que indican el inicio de la cuenca de antepaís.

Palabras clave: *Formación Lumbrera, Grupo Salta, Eoceno, cuenca de antepaís, noroeste argentino.*

ABSTRACT: *Stratigraphy and paleoenvironments of the Lumbrera Formation, Salta Group, northwestern Argentina.*

In northwestern Argentina, the Lumbrera Formation represents the uppermost unit of the Salta Group (Cretaceous – Paleogene). Two sections are recognized in this unit based on the facies associations, recognized from bottom to top as *Lumbrera Inferior* and *Lumbrera Superior*. The basal section consists of gravel-sand and sandy permanent fluvial systems and a perennial fresh-water lake (*Faja Verde*). The upper section is characterized by clastic fine-grained sedimentation and locally, by conglomeratic sandstones deposited in ephemeral fluvial and ephemeral lake systems. Based on the sedimentary features and the fossil record of both sections, an abrupt climate change is interpreted, which varies from temperate humid in the base to warm/hot and dry in the upper part.

The sedimentary and stratigraphic features allow interpreting two main depositional cycles for the Lumbrera Formation, divided by a major unconformity. These differences are not only the result of climatic changes but also represent variations in the basin configuration like subsidence rate changes and depocenters location that indicates the beginning of the foreland basin in Northwestern Argentina.

Keywords: *Lumbrera Formation, Salta Group, Eocene, foreland basin, northwestern Argentina.*

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

La Formación Lumbrera constituye la unidad cuspidal del Grupo Salta (Turner 1959) (Fig.1a), definida por Moreno (1970) en la

sierra homónima de las Sierras Subandinas e integrada por arcilita y limolita pardo rojizas, bien estratificadas. En el tramo inferior intercala la denominada "Franja Verde" (Schlagintweit 1936) también conocida como "Faja Verde", que forma un nivel

continuo de extensión regional y espesor aproximadamente constante, al que se le atribuyó valor cronoestratigráfico (Cazau *et al.* 1976). La Faja Verde está constituida por arcilitas y limolitas verdes y negras y bancos calcáreos. Por encima de este nivel, la

Formación Lumbreira, presenta características similares a su base con arcilitas y limolitas pardo rojizas.

Esta unidad ha sido ampliamente estudiada desde el punto de vista paleontológico debido a su contenido de mamíferos ungulados, marsupiales, tortugas, cocodrilos, lagartos (Pascual *et al.* 1981; Bond y López 1993, Gasparini *et al.* 1993, Babot *et al.* 2002, entre otros) y palinomorfos (Quattrocchio 1978, Quattrocchio y Wolkheimer 2000, del Papa *et al.* 2002). No obstante, los estudios sedimentológicos de detalle son escasos y abarcan sólo aspectos locales (Goin *et al.* 1986, del Papa *et al.* 2002).

La edad de la Formación Lumbreira se conoce a partir de las asociaciones de vertebrados que le confieren una edad mamífero casa-mayorense - eocena inferior a media - (Pascual 1980). Lamentablemente, los hallazgos paleontológicos provienen de las secciones basal y media de la unidad. Un considerable espesor - aproximadamente 300 metros - de la sección superior, continúan sin ser datados. En función de consideraciones regionales, se asume como Eoceno Medio a Superior (Salfty y Marquillas 1994). Esta situación produjo la continua discusión sobre la edad de finalización del ciclo sedimentario del Grupo Salta.

En esta contribución se presenta un estudio sedimentológico y se realizan consideraciones estratigráficas de la Formación Lumbreira en el área austral de la cuenca. Esta región abarca los valles Calchaquí, Tonco, de Lerma y el área de Pampa Grande (Fig.1b).

De este a oeste se produce una marcada diferenciación litofacial, desde un dominio pelítico en el valle de Lerma a un dominio areno-conglomerádico en el valle Calchaquí. A pesar de los cambios granulométricos que se observan, el color de la unidad es siempre pardo rojizo a rojo, fácilmente distinguible de la infrayacente Formación Maíz Gordo (Fig.1a) en la que dominan los colores verde y gris.

Gómez Omil *et al.* (1989) al realizar una síntesis de la Formación Lumbreira diferenciaron tres secciones: Miembro Lumbreira inferior, Franja Verde y Miembro Lumbreira superior, basados en las características contrastantes que presentaban las asociaciones de facies. Tomando como base esta subdivi-

sión informal se realizó la reinterpretación paleoambiental para cada sección y se discute la evolución de la cuenca en un contexto tectono-estratigráfico. Los objetivos de esta contribución son: (i) documentar los distintos paleoambientes sedimentarios que componen esta unidad, (ii) el modo en que éstos evolucionaron y los cambios paleoclimáticos que se registran y (iii) presentar un modelo y correlación estratigráfica para esta unidad entre el valle de Lerma y el valle Calchaquí.

Metodología

Se estudiaron diez columnas estratigráficas en el área de estudio (Fig. 1b) y se determinaron las facies y asociaciones de facies en cada localidad. La composición mineralógica de los niveles pelíticos fue analizada por difracción de rayos X de la muestra total y de la fracción inferior a 2 micras. Los análisis fueron realizados en un difractómetro marca Rigaku Denki modelo D/Max II-C con sistema computarizado para el procesamiento de datos perteneciente a LANAIS-Universidad Nacional de Salta. Se utilizó un anticátodo de Cu, filtro de Ni, velocidad de barrido: 2° de 2 por minuto y paso de muestreo: 0,02°. El límite de detección del equipo es del 5%. Para la determinación de las arcillas se procedió a analizar la muestra normal, orientada, glicolada y calcinada siguiendo la propuesta de Moore y Reynolds (1989).

Se analizaron las paleocorrientes especialmente en la base de la unidad donde la frecuencia de estructuras sedimentarias permitió obtener datos estadísticamente significativos. Las mismas fueron medidas en estratificaciones y laminaciones cruzadas siguiendo el método propuesto por DeCelles *et al.* (1983).

La nomenclatura utilizada para el ambiente fluvial sigue la propuesta, en líneas generales, de Miall (1978, 1985 y 1996). El cuadro 1 muestra los códigos y descripciones utilizadas en este trabajo.

ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN LUMBRERA

Trabajos estratigráficos previos presentan discrepancias en cuanto a las relaciones estra-

tigráficas de la Formación Lumbreira.

Mientras que Starck y Vergani (1996) sugirieron una discontinuidad sedimentaria entre las secciones basal y superior de la Formación Lumbreira y correlacionaron a Lumbreira superior con la Formación Quebrada de los Colorados (Díaz *et al.* 1987) descrita para el valle Calchaquí (Fig.1b), Galli y Hernández (1999) interpretaron continuidad sedimentaria entre las dos secciones de la Formación Lumbreira en el valle Calchaquí y discontinuidad en el valle de Lerma. Asimismo estos autores desvincularon las cuencas sedimentarias de las Formaciones Lumbreira y Quebrada de los Colorados.

Los estudios realizados en los valles de Lerma y Calchaquí permitieron corroborar las siguientes relaciones:

El contacto entre la Formación Lumbreira inferior y superior está representado por una discontinuidad sedimentaria cuya expresión en afloramientos varía desde el valle Calchaquí al valle de Lerma.

En el área oeste de la región de estudio, en el valle Calchaquí, se observa el contacto erosivo entre las facies conglomerádicas cuarzosas y limolitas rojas, macizas con delgadas intercalaciones de areniscas rojizas (véase Fig. 2, El Tonco).

Hacia el este, el contacto está marcado por la superposición de limolitas rojas macizas sobre areniscas medianas canalizadas (Fig. 2, Escoipe y Fig. 3a). Mientras que más hacia el este, zona de valle de Lerma y Pampa Grande (Fig.1b) el contacto es paraconcordante marcado por una superficie de exposición subaérea que separa facies lacustres de facies de barreal (Fig. 2). En detalle, este nivel está representado por un banco endurecido con grietas de desecación y desarrollo de paleosuelos (Fig. 3b). Estudios petrográficos y geoquímicos permitieron interpretar a este nivel como superficie de meteorización que indica una discontinuidad sedimentaria (del Papa y Kirsbaum 2004) entre Lumbreira inferior y Lumbreira superior.

Esta discontinuidad sedimentaria separa dos ciclos sedimentarios en la cuenca de la Formación Lumbreira.

Ciclo inferior: Formación Lumbreira inferior

Esta unidad yace en paraconcordancia

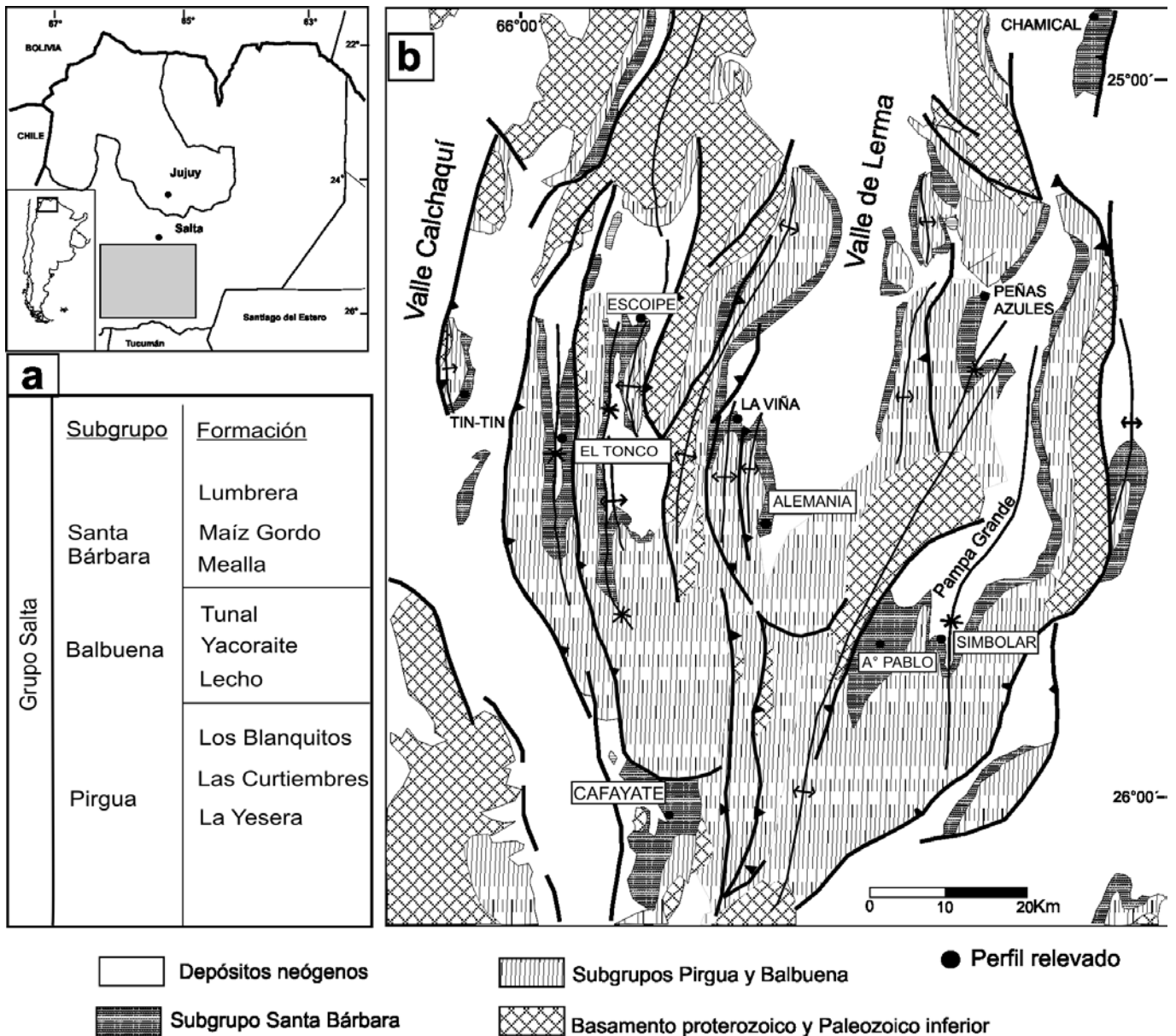


Figura 1: a) Cuadro estratigráfico del Grupo Salta, b) Área de estudio y localidades estudiadas (basado en Mon 1986).

sobre la Formación Maíz Gordo y el techo se encuentra en relación de paraconcordancia y de discontinuidad erosiva con la Formación Lumbreira superior.

Ciclo superior: Formación Lumbreira superior

El análisis de las relaciones estratigráficas de la Formación Lumbreira superior es

complejo y en este trabajo, se adopta la hipótesis de su correlación con la Formación Quebrada de los Colorados (base del Grupo Payogastilla) produciéndose interdigitaciones entre ambas unidades en las zonas de los valles Calchaquí - Tonco, siguiendo la propuesta Starck y Vergani (1996). De esta manera, cuando el contacto de base no ocurre con la sección Lumbreira inferior, esta unidad se asienta en discordancia angular sobre términos más anti-

guos como ocurre en el extremo norte del valle Calchaquí (del Papa *et al.* 2004).

El techo está representado por una discontinuidad regional (Gebhard *et al.* 1974) de carácter angular y erosivo con la Formación Angastaco en el valle Calchaquí y erosivo no angular con el Grupo Orán en la zona del valle de Lerma y Sierras Subandinas; a débilmente angular en localidades del valle de Lerma (Salfity *et al.* 1993).

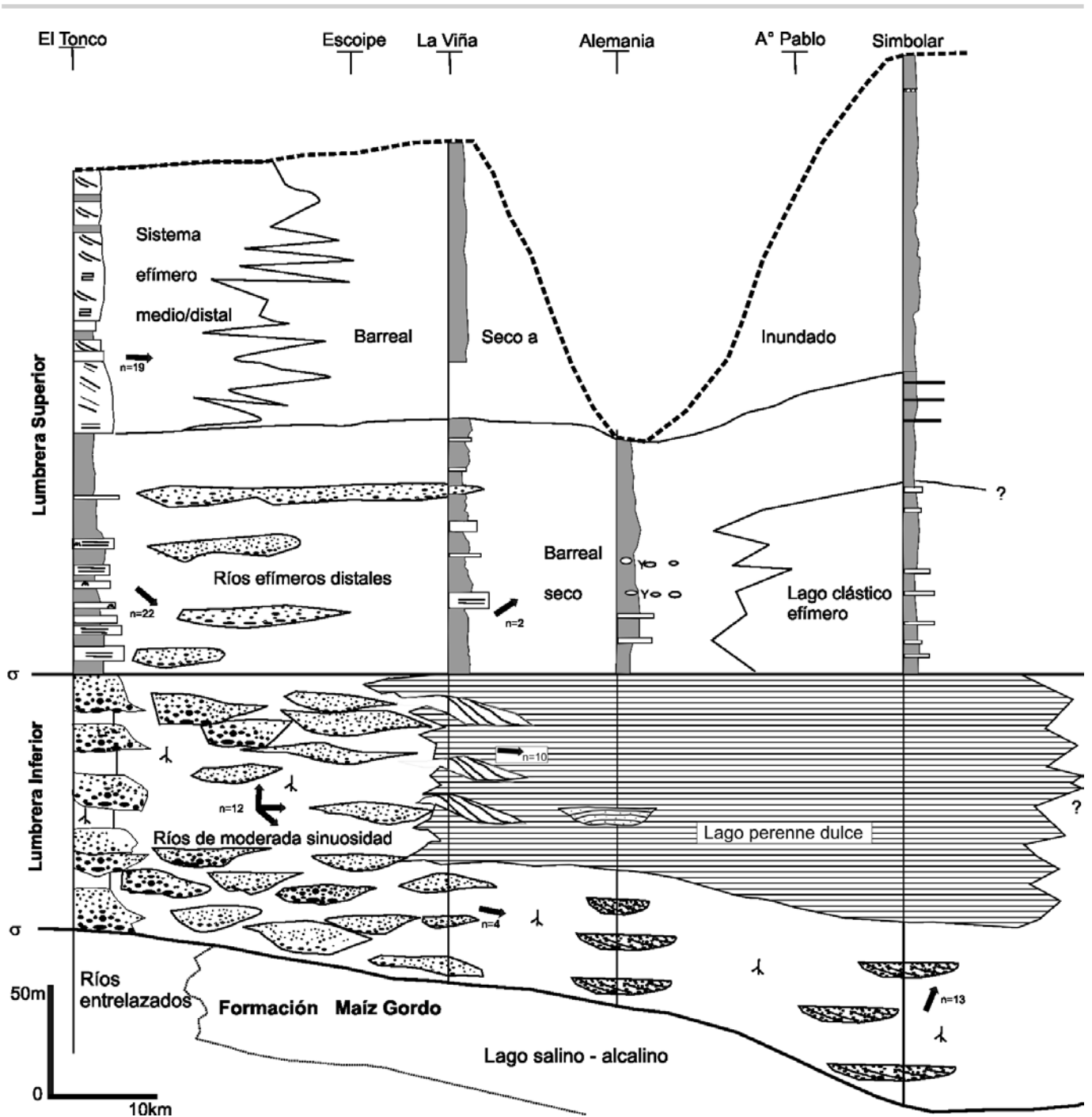


Figura 2: Correlación de la Formación Lumbraera nivelado al techo de la Faja Verde. Nótese el cambio llamativo de sistemas deposicionales entre las secciones inferior y superior. El techo irregular define la discordancia erosiva que la separa de los depósitos miocenos.

FORMACIÓN LUMBRERA INFERIOR Y FAJA VERDE

El contacto entre la sección inferior y la Faja Verde en las localidades dónde ésta se reco-

noce, es de transición. Consecuentemente ambos sistemas estuvieron espacial y temporalmente relacionados de modo que aquí se los trata de manera integrada.

El espesor en ambas secciones varía entre

220 metros en el área oeste (Valle Calchaquí - Tin-Tin) y 197 metros en la zona Pampa Grande (Fig. 1b). Consiste de areniscas conglomerádicas a areniscas medianas con intercalaciones de pelitas rojizas con calcre-

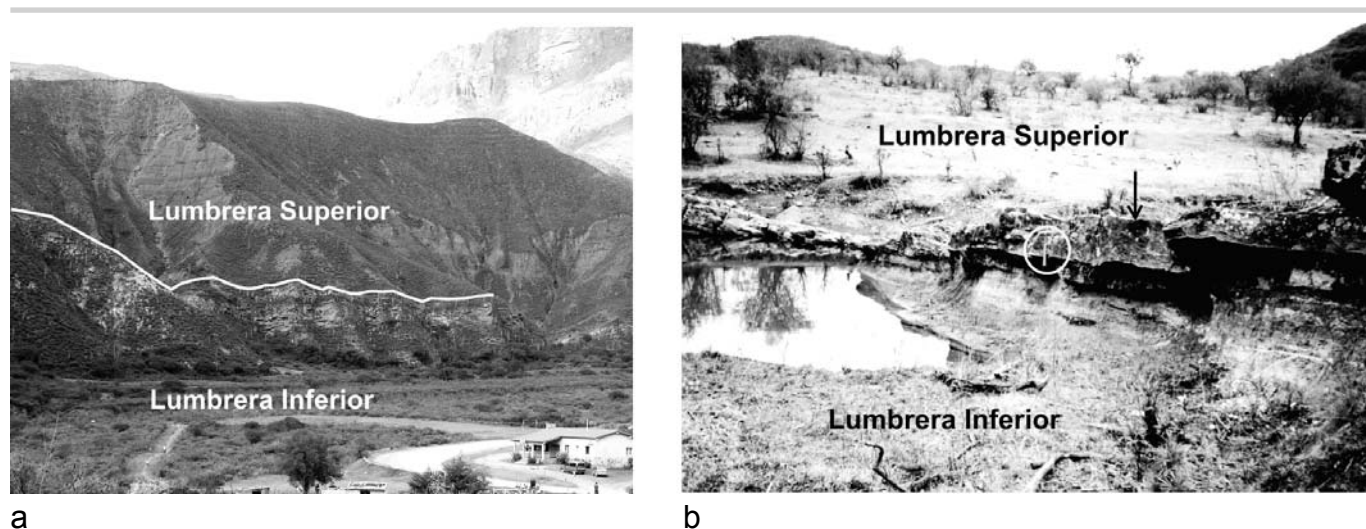


Figura 3: Aspecto del contacto entre Lumbreira inferior y Lumbreira superior. A: Entre sistemas fluviales arenosos y sistemas fluviales distales a efímeros (Escoipe). B: Entre facies lacustres perennes y facies lacustres efímeras (Arroyo Pablo - Pampa Grande).

tes. El cuadro 2 muestra las asociaciones de facies y facies sedimentarias que integran esta sección; las mismas fueron tomadas y modificadas de del Papa y Salfity (1999).

Las asociaciones de facies varían desde el valle Calchaquí al oeste al valle de Lerma al este marcadas principalmente por la gradación granulométrica y el reemplazo paulatino de arenas por pelitas.

Asociación de facies fluviales areno-conglomerádicas (AF-A)

Esta se reconoce únicamente en el área del valle Calchaquí y Tonco (Fig. 1b). Está integrada por areniscas gruesas a conglomerádicas asociadas a limolitas rojas, macizas (Fig. 4a). Se han reconocido los elementos arquitecturales CH, SB, integrado por las facies Sp-St y el elemento FF formado por las facies Fm-P (Cuadro 2).

Los elementos de canal están formados por sucesiones grano-decrecientes, con bases claramente erosivas las que presentan concentración de conglomerados residuales. Los cuerpos señalan relaciones ancho/profundidad entre 36 y 40 (Friend *et al.* 1979). En menor proporción se han determinado canales angostos con relaciones que oscilan entre 8 y 11. Las litofacies que lo conforman son Gp, Sp (Fig. 4 -A y B).

El elemento FF está formado en orden de importancia por las litofacies Fm, P, Fl y Sm. Los niveles pelíticos están constituidos

por limolitas rojizas y macizas, y, en menor proporción, se observaron niveles con laminación poco marcada y areniscas muy finas, de colores rojizos a verde claro. Los bancos son tabulares, o bien, irregulares a cuneiformes debido al efecto de la erosión del banco canalizado superior. En algunos niveles se reconocieron restos carbonosos indeterminables. Un rasgo distintivo lo constituyen los frecuentes niveles de calcretes que forman horizontes lateralmente continuos por centenas de metros y con espesores que oscilan entre 2 a 4 metros (Fig. 4c). Se distinguieron niveles con trazas de raíces, rizoconcreciones calcáreas de varios centímetros de longitud, motas de reducción y concentraciones de arcillas, interpretadas como cutanes (Alonso Zarza 2003). En ocasiones se observó la superposición de varios horizontes. Y niveles compuestos por calcretes nodulares, los que están formados por numerosas concreciones y muñecos de tosca de tamaño variable (entre $\frac{1}{2}$ cm hasta 5 cm) alargadas perpendiculares a la estratificación y motas de reducción.

Interpretación: Esta asociación de facies representa el relleno de canales y la migración de barras areno-conglomerádicas y arenosas. La geometría de los canales sugiere sistemas de drenaje someros, anchos y móviles (Miall 1985).

Las litofacies que conforman FF representan depósitos de intercanal (Fl/Fm) y de lla-

nura de inundación (Fm/P). Las intercalaciones locales de facies Sm son interpretadas como depósitos de desborde de canal ocasionalmente colonizados por organismos y vegetación.

Los niveles de calcretes han sido interpretados como desarrollo de paleosuelos carbonáticos los que presentan un arreglo cíclico y están íntimamente relacionados con la dinámica fluvial. La superposición de varios eventos sugiere el permanente proceso de agradación, bajo una tasa de sedimentación constante o con menores interrupciones (Kraus y Bown 1993; McCarthy y Plint 2003). Los niveles de calcretes nodulares han sido interpretados como originados a partir de variaciones de la capa freática. Se distinguen de los nódulos pedogénicos por la falta de estructura interna, además de no estar asociados a otros rasgos pedogénicos como marcas de raíces, presencia de glébulas, entre otros (Ettensohn *et al.* 1988; Alonso Zarza 2003).

Asociación de facies fluviales de moderada sinuosidad (AF-B)

Esta asociación está formada por diversos elementos arquitecturales entre los que se destacan: cuerpos con geometría de acreción lateral (LA), canales (CH) y cuerpos de arenisca tabular (SB), (Fig. 4d y e).

Las macroformas LA están formadas por areniscas medianas a finas, de color rojo claro. El diseño de los cuerpos arenosos

CUADRO 1: Código de arquitecturas fluviales y litofacies utilizadas en este trabajo.

| Código | Elemento de Arquitectura |
|--------|---|
| CH | Canal |
| CHS | Canales explayados mayores |
| SB | Formas de lecho arenosas |
| LA | Depósitos de acreción lateral |
| LS | Areniscas laminadas mantiformes |
| LV | Albardón |
| CR | Canal de desborde |
| CS | Lóbulo de desborde |
| FF | Llanura de inundación |
| Código | Litofacies |
| Gp | Conglomerado con estratificación planar |
| St | Arenisca con estratificación cruzada en artesa |
| Sp | Arenisca con estratificación cruzada tabular |
| Sl | Arenisca estratificación cruzada de bajo ángulo |
| Sh | Arenisca con estratificación horizontal |
| Sm | Arenisca maciza |
| Sd | Areniscas con laminación convoluta |
| Sr | Arenisca con ondulitas de corriente |
| Sw | Arenisca con ondulitas de oleaje |
| Fm | Pelitas macizas |
| Fl | Pelitas laminadas |
| P | Paleosuelos |
| B | Estromatolitos |
| Go | Grainstones oolíticos |

muestra numerosas superficies de acreción que marcan sigmoides (Fig. 4e); que internamente presentan estratificación cruzada y ondulitas de corriente.

El ancho de los canales (CH) varía entre 2 y 4 metros y entre escasos centímetros y un metro. Las bases son erosivas y los diseños son marcadamente lenticulares y tabulares. Se componen de areniscas arcólicas, rojizas, medianas a finas y en la base presentan concentración de material conglomerádico fino. Cada estrato muestra tendencia grano-decreciente (30 y 50 cm de espesor), los que a su vez forman sucesiones grano-estrato-decrecientes de 2 a 5 m de espesor. Inter-

namente se observa laminación tangencial (St), laminación cruzada tabular (Sp), concentración de intraclastos pelíticos en las caras de avalancha y hacia el tope ondulitas de corriente (Sr) (Fig. 4d y Cuadro 2).

Interpretación: En la figura 4f se reproduce la interpretación de la arquitectura de los cuerpos y las distintas jerarquías de contacto identificadas, donde se observa la estrecha relación entre canales, migración de barras y llanura de inundación constituyendo un complejo de relleno de canal.

Las facies sedimentarias indican corrientes fluidas de régimen moderado con predominio de carga mixta. Constituyen canales

móviles, con desarrollo de estructuras de acreción lateral, indicando formación de barras laterales y procesos de migración de canal. La sucesión de estructuras sedimentarias internas indican disminución paulatina del régimen de flujo, desde procesos de tracción en la base de las capas hasta tracción-decantación hacia el techo. La identificación de facies Sr hacia el techo es interpretada como el tope de barra y son producto del decaimiento en la corriente.

Asociación de facies de llanura de inundación (AF-C)

Se reconocen cuerpos mantiformes de pelitas (FF), cuerpos cuneiformes areno-pelíticos (LV), canales menores (CR) y areniscas tabulares (CS).

El elemento FF, constituye sucesiones pelíticas de colores rojizo y pardo claro, de escasos centímetros a varios metros de espesor. Son macizas y localmente presentan laminación paralela (Fm, Fl, Cuadro 2), presentan motas de reducción, nódulos carbonáticos y marcas de raíces (Fig. 5a y Cuadro 2).

Los niveles arenosos se presentan en bancos delgados con bases canalizadas en sucesiones que alcanzan los 2 a 3 metros de espesor. Están formados por areniscas medianas a finas con laminación paralela (Sh), cruzada (Sp) (Fig. 5-B), ondulitas (Sr) y en ocasiones presentan pliegues centimétricos y laminaciones convolutas (Sd).

Los cuerpos cuneiformes (LV) tienen espesores de varios centímetros a un metro y se superponen formando cuñas unos sobre otros, con espesores en conjunto que varían entre 3 y 3 metros. Los cuerpos cuneiformes están integrados por limolitas rojizas a pardas interestratificadas con areniscas finas a muy finas. Las estructuras sedimentarias internas son laminación paralela, cruzada de bajo ángulo, agradación de ondulitas de corriente, bioturbaciones y frecuentes laminaciones convolutas y pliegues de pequeña escala (Fig. 5-C).

Interpretación: El dominio de sedimentación pelítica es interpretado como desarrollo de la llanura de inundación; mientras que la presencia de marcas de raíces y nódulos carbonáticos sugiere pedogénesis y desarrollo de paleosuelos incipientes (Retallack 1988).

CUADRO 2: Síntesis de las facies sedimentarias y los procesos dominantes en la Formación Lumbreira inferior.

| ELEMENTOS ARQUITECTURALES | ASOCIACION DE FACIES | LITOLOGIA | ESTRUCTURAS | INTERPRETACION |
|----------------------------|-------------------------------|---|--|---|
| CH, SB FF | Gp, Sp, St, Sm, Fm, Fl,P | Areniscas gruesas y conglomerádicas con grava residual en la base de los canales Pelitas y pelitas arenosas rojas con concreciones carbonáticas | Estratos con superficies basales de escurrimiento, granodecrecientes, imbricación de clastos. Pelitas macizas con pedotúbulos, concreciones, motas de reducción y marcas de raíces. | Corrientes fluidos con predominio de carga de lecho. Desarrollo y buena preservación de llanura de inundación. Ríos areno-conglomerádicos de moderada sinuosidad. |
| CH, SB, LA, LV CR,CS,FF | Sp,St,Sr, Sh, Fl,Fm | Areniscas finas, blancas, bien seleccionadas Limolitas rojas. Areniscas finas y pelitas interestratificadas | Estructuras de acreción lateral (LA), internamente laminación diagonal y ondulitas agradantes hacia el techo. Laminación paralela de bajo y alto régimen. Niveles macizos, bioturbaciones, deformación por carga y slumps. | Ríos arenosos de alta sinuosidad con buen desarrollo de llanura de inundación. Episodios de crevasse and crevasse play paleosuelos. |
| L | Fl, Fm, St, Go Sp, Sr,Sw,B | Arcilitas verde y gris oscuro con materia orgánica y restos de peces. Grainstones Intercalaciones de areniscas fina a mediana moderadamente seleccionada Boundstones estromatolíticos, dómicos. | Estratificación fina y laminación paralela. Estratificación ondulada y lenticular. Estratificación tangencial, ondulitas de corriente y de oleaje. | Sistema lacustre perenne de agua dulce temporalmente estratificado. Progradación de deltas de dominio fluvial |

Las facies de pelitas cuneiformes y areniscas laminadas son interpretadas como desarrollo de albardones (LV). La presencia de estructuras de deformación por carga y *slumps* tanto en las facies pelíticas como arenosas sugieren la súbita descarga de sedimentos sobre el albardón y la llanura provocando su deformación y deslizamiento (Fig. 5c). La íntima asociación de albardones con paleocanales de menor envergadura y areniscas mantiformes sugiere la presencia de canales secundarios (CR) y depósitos de desborde (CS).

Asociación de facies lacustre (AF –D)

Está integrada por niveles areniscas blancas y niveles de arcilitas verdes. Los niveles de arcilitas son tabulares, finos a medianos de colores verde a gris oscuro (Fig. 5d). Se presentan formando niveles de arcilitas laminadas desde muy definida a difusa (Fig. 5 e), arcilitas bandeadas (milímetros) definidas por la alternancia de colores gris claro a gris oscuro (Fig. 5f) y niveles de limolitas grises macizas con evidencias de bioturbación (Fl-Fm). Interestratifican delgadas capas de areniscas finas a medianas con ondulitas de oleaje (Sw) (Fig. 5g). Se han reconocido, también, pero de manera subordinada niveles de estromatolitos dómicos (B), cuyos espesores varían entre 5 y 20 centímetros y calizas oolíticas (Go) de escasos centímetros (Cuadro 2).

Algunos niveles de arcilitas presentan alto contenido en materia orgánica (se han

determinado valores de hasta 9% en TOC) tanto a partir de plantas vasculares como de fitoplancton. Entre el fitoplancton se determinó la presencia de las algas *Pediastrum* y *Botryococcus* (del Papa *et al.* 2002). Además es portadora de peces entre los que se identificaron las familias Peociliidae indet. (Pascual *et al.*, 1981) y Cichlidae (Malabarba *et al.* en prensa). Las areniscas son finas a medianas, blancas, estratificadas en bancos finos a medianos. Presentan estratificación tabular, ondulosa y flaser. Forman sucesiones grano estrato-crecientes de 1 a 2 metros de espesor. Las estructuras sedimentarias más comunes son ondulitas de corriente (Sr) y de oleaje (Sw) y laminación cruzada tabular (Sp) (Cuadro 2). Es frecuente la presencia de trazas fósiles que caracterizan a la ichnofacies de *Scoyenia* (Buatois com. pers.), el índice de bioturbación en estos niveles, varía entre 2 y 3 (Droser y Bottjer 1986).

Interpretación: Esta asociación ha sido interpretada como un lago perenne, de aguas dulces, temporalmente estratificado, con alta producción primaria de nutrientes (del Papa *et al.* 2002). Las arcilitas laminadas representan períodos de estratificación del agua, mientras que la presencia del bandeo ha sido interpretada como diferencias, probablemente estacionales, en la concentración de materia orgánica. La sucesión de facies (Fig. 5-D) indica un paulatino incremento de material grueso y representan la progradación de sistemas deltaicos (eg. Talbot y Allen 1996). Además, en la zona costera se formaban matas algáceas y delgadas barras oolíticas.

Interpretación paleoambiental

Gómez Omil *et al.* (1989) habían interpretado a Lumbreira inferior como producto de sistemas fluviales asociados a planicies de fango. En esta contribución y sobre la base de un marcado desarrollo de canales, la presencia recurrente de barras de acreción lateral, desarrollo de albardones y espesas sucesiones de llanura de inundación con paleosuelos permiten interpretar a esta unidad como sistemas fluviales permanentes de moderada a alta sinuosidad (Miall 1996). Las paleocorrientes señalan paleoflujos hacia el E y sugieren un área fuente al oeste, con variaciones locales (Fig. 2). En el valle de Lerma y Pampa Grande (Fig.1b) el sistema fluvial fue paulatinamente inundado por el lago representado por la Faja Verde, marcado por la transición de pelitas de llanura aluvial que pasan a espesos paquetes de pelitas verdes laminadas y areniscas con ondulitas de oleaje (Fig. 2). La presencia del alga *Pediastrum* sp. sugiere que las aguas del lago eran dulces (Batten 1996). La identificación de extensas llanuras aluviales con paleosuelos, el hallazgo de restos de vertebrados pertenecientes a *pantene simpsoni* (Goin *et al.* 1986) en la llanura de inundación y los palinomorfos reconocidos en el sistema lacustre (Quattrocchio y Volkheimer 2000) son elementos que sugieren un clima templado/tropical y húmedo. La Figura 2 representa la correlación propuesta para el área de estudio, nivelado al techo de la Faja Verde. En la misma se observa como, a gran escala, la costa

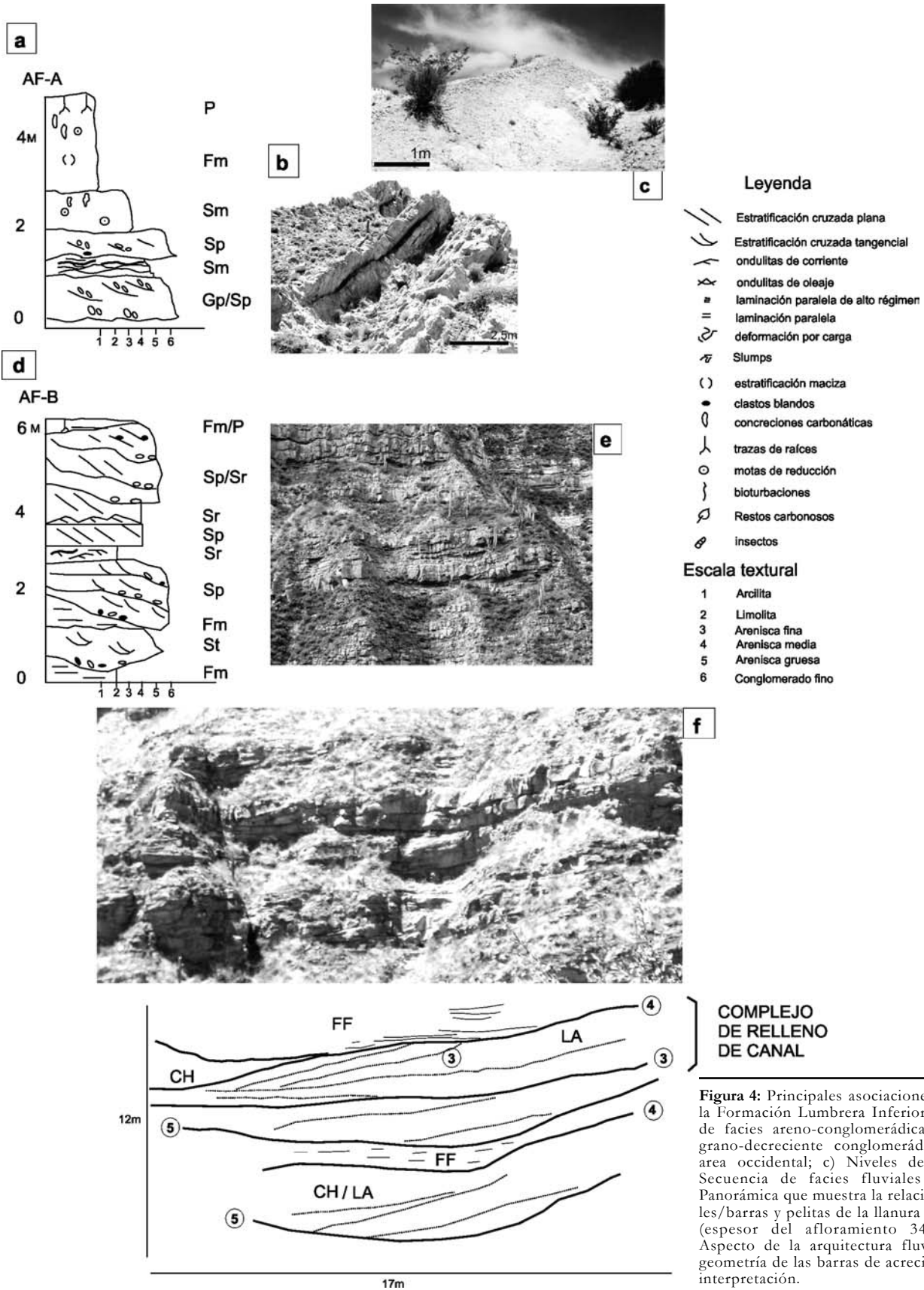


Figura 4: Principales asociaciones de facies de la Formación Lumbrera Inferior: a) Secuencia de facies areno-conglomerádica; b) Sucesión grano-decreciente conglomerádica típica del área occidental; c) Niveles de calcretes; d) Secuencia de facies fluviales arenosas; e) Panorámica que muestra la relación entre canales/barras y pelitas de la llanura de inundación (espesor del afloramiento 34 metros); f) Aspecto de la arquitectura fluvial, nótese la geometría de las barras de acreción lateral y su interpretación.

lacustre se mantenía fija, característico de los lagos abiertos (Gore 1989) y que marca la tendencia a la agradación de los paleoambientes sedimentarios.

FORMACIÓN LUMBRERA SUPERIOR

Está compuesta casi exclusivamente de limolitas y limolitas arcillosas, macizas con intercalaciones de areniscas medianas a finas, muy micáceas. El espesor de esta sección varía entre 224 m en el valle Calchaquí a 274 m en Pampa Grande (Fig.1b).

Las asociaciones de facies evidencian, al igual que para Lumbreira inferior, una marcada variación lateral de los paleoambientes sedimentarios desde sistemas fluviales al oeste, a llanuras de fango y lagos al este. En el cuadro 3 se presenta la síntesis de las facies sedimentarias y los procesos dominantes interpretados.

Asociación de facies fluviales efímeras (AF-E)

Está integrada por areniscas gruesas a medianas que gradan a finas hacia el techo (Fig. 6a). La geometría es tabular con bases suavemente erosivas que incorporan intraclastos pelíticos y en algunos casos se observaron cuerpos lobulados y lenticulares. Se reconocen los elementos arquitecturales de LS, CHS, FF principalmente y en menor medida CH y SB. Como estructuras sedimentarias se observan laminación paralela de alto régimen de flujo (Sh), lamina-

ción tangencial (St), tabular (Sp) (Fig. 6b), ondulitas de corriente (Sr) y laminación convoluta (Sd). Se han identificado trazas sub-horizontales a horizontales con relleno meniscado y trazas verticales, en algunos casos su abundancia distorsiona parcialmente las estructuras primarias - índice de bioturbación 2-3 (Droser y Bottjer 1986).

De manera subordinada, se identificaron paquetes de 5 a 10 m de espesor de areniscas finas, grises, con estratificación media a gruesa, estratificación cruzada tabular de muy bajo ángulo (Sl). Las areniscas son homogéneas, están muy bien seleccionadas y presentan clastos con muy buena esfericidad.

Asociado a los bancos de areniscas intercalan niveles pelíticos de espesores variables entre 3 y 5 metros, rojos, macizos (Fm) con motas verdosas de reducción y muñecos de tosca (Fig. 6a). Asimismo se identificó un nivel de 15 metros de espesor (perfil El Tonco - Fig. 1b) compuesto por limo-arcilitas laminadas (Fl) de color gris-rojizo y delgados bancos de areniscas finas con ondulitas de oleaje (Fig. 6c).

Interpretación: Las areniscas mantiformes (LS) y cuerpos lobulados con pasajes de facies Sh a Sl y la presencia de laminaciones convolutas interpretadas como estructuras de escapes de agua sugieren fajas de corrientes explayadas de alto régimen que pasan a flujos transicionales con rápido decaimiento de la energía (Miall 1996). La presencia de canales someros y las estructuras sedimentarias son coherentes con corrientes episódicas de tipo efímero

(Tunbridge 1984, Miall 1996).

Por otra parte, los niveles de areniscas finas con laminación de bajo ángulos son interpretados como depósitos fluviales, con posible re-trabajo eólico tal como lo indican la buena selección del sedimento y la presencia de clastos de cuarzo con buena esfericidad y redondez.

A su vez, la sucesión de limo-arcilitas laminadas reconocidas en la localidad del Tonco, es interpretada como producto de sedimentación subácuca indicando inundaciones temporales de la llanura.

Asociación de facies de planicie de fango (AF-F)

Esta asociación forma espesas sucesiones mantiforme de limolitas pardo rojizas (Fig. 6d). Los paquetes son homogéneos y macizos, friables con intercalaciones de delgados niveles más resistentes a la erosión (Fig. 6e). Las limolitas están compuestas por cuarzo, plagioclasa, muscovita e illita. Los niveles resistentes, que marcan la estratificación, están formados por limolitas brechadas los que presentan cementación carbonática diferencial.

Las limolitas presentan motas de oxidación y bioturbaciones verticales de escasos milímetros en su diámetro y varios centímetros (5 a 7 cm) de longitud. En secciones delgadas se observa textura grumosa (*clotted texture*), micrita en parches y microfracturas tanto en sentido vertical como circulares. Asimismo es llamativo el crecimiento de cristales de calcita y dolomita tanto intrase-

CUADRO 3: Síntesis de las facies sedimentarias y los procesos dominantes en la Formación Lumbreira superior.

| ELEMENTOS ARQUITECTURALES | ASOCIACION DE FACIES | LITOLOGIA | ESTRUCTURAS | INTERPRETACION |
|---------------------------|------------------------------|--|--|--|
| CHS, SB, LS CH, FF | Sp, Sh, Sl, Fm St, Sm, Sr | Areniscas gruesas a finas, conglomerados finos residuales. Pelitas y pelitas arenosas rojas con concreciones carbonáticas. | Estratos tabulares, grano-decrecientes o sin gradación. Laminación paralela de alto régimen, cruzada tabular y cruzada de muy bajo ángulo. Pelitas macizas o con bioturbaciones. | Corrientes fluidas con predominio de carga de lecho. Avenidas inconfiadas a débilmente confinadas. Sistemas efímeros a mantos entrelazados, asociados a una llanura pelítica |
| CHS, LS FF | Sh, Sp, Sm, Sr Fm-Fl | Areniscas medianas a finas, blancas, selección buena. Limolitas y limolitas arcillosas, rojas a pardas | Estratos tabulares, laminación paralela de alto régimen, tabular, ondulitas de corriente y ocasionalmente de oleaje. Pelitas macizas, débilmente laminadas nódulos de yeso. Marcas de raíces y trazas. | Llanura de fango seca con períodos inundados. Corrientes ocasionales en manto a débilmente confinadas. |
| L | Fm, Fl, Sh, Sr | Limolitas, limolitas arcillosas, arcilitas rojas a rojo grisáceo. Areniscas finas, rojo anaranjado. | Estratificación media, macizos, laminación poco marcada. Brechas intratormacionales, nódulos carbonáticos. Estratificación ondulada, laminación paralela y ondulitas de oleaje. | Sistema lacustre salino, somero a efímero de dominio clástico. |

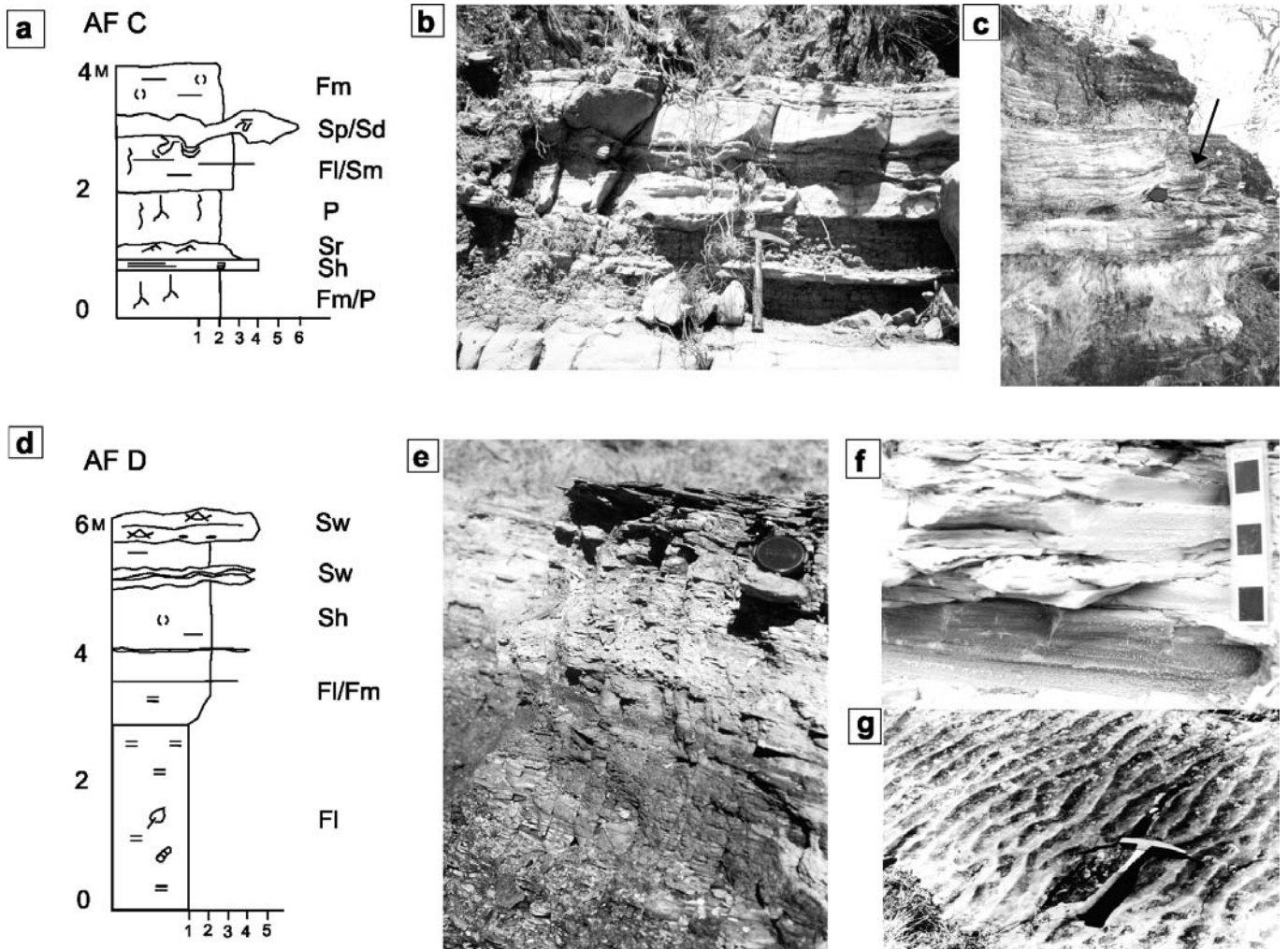


Figura 5: Principales asociaciones de facies de la Formación Lumbreira inferior: a) Secuencia de facies de la llanura de inundación; b) Canales menores de desborde; c) Sucesión arenopéltica que marca el desarrollo de albardones y procesos de desborde, nótese las deformaciones sinsedimentarias a pequeña escala (flecha); d) Secuencia de facies lacustre (Faja Verde); e) Secuencia de somerización que culmina con areniscas finas; f) Arcilitas bandeadas de lago interno; g) Desarrollo de ondulitas simétricas con crestas planas y frecuentes bifurcaciones, Faja Verde.

dimentario de desplazo (*displacive*) como rellenando poros. En ocasiones, se observan estructuras coalescentes de carbonatos formando nódulos incipientes y en otros los nódulos se encuentran perfectamente desarrollados. Los cristales carbonáticos son rombohédricos, de dimensiones muy variables desde microesparita a esparita en mosaicos.

En la zona de Alemania (Fig.1b), asociado a los niveles pelíticos y en la base de la sección, se observan nódulos de yeso con núcleos de anhidrita. Los nódulos se disponen paralelos a la estratificación y presentan dimensiones muy variables desde milímetros (nódulos incipientes) a 6-7 cen-

tímetros (Fig. 6f).

Localmente, en esta asociación, se intercalan arcilitas rojas, macizas a débilmente laminadas y areniscas finas. Los bancos de areniscas consisten en arenitas feldespáticas, tabulares, de 3 a 5 cm de espesor con lámina paralela de alto régimen de flujo, ondulitas de corrientes y de oleaje, o bien formando niveles macizos (facies Sh, Sm y Sr – Cuadro 3).

Con menor frecuencia, se han observado niveles de areniscas medianas, estratificación media, de bases canalizadas, granodecrescentes con laminación tabular (Sp).

Interpretación: Las características descriptas sugieren la presencia de una extensa llanura

de fango mayormente seca y alimentada por mantos de crecida.

La ausencia constante de laminación o estructuras primarias, sumado a la presencia de microbrechado sugiere procesos de desecación (con ruptura física del sedimento) y precipitación intra-sedimentaria de sulfatos. La formación de nódulos de yeso/anhidrita se produce por precipitación intersticial a partir de salmueras por evaporación capilar a partir o próximo a la capa freática (Eugster y Kelts 1983).

Asimismo la presencia de nódulos carbonáticos, texturas grumosas y grietas circumgranulares son indicativos de actividad pedogénica (Retallack 1990). La formación de cristales de

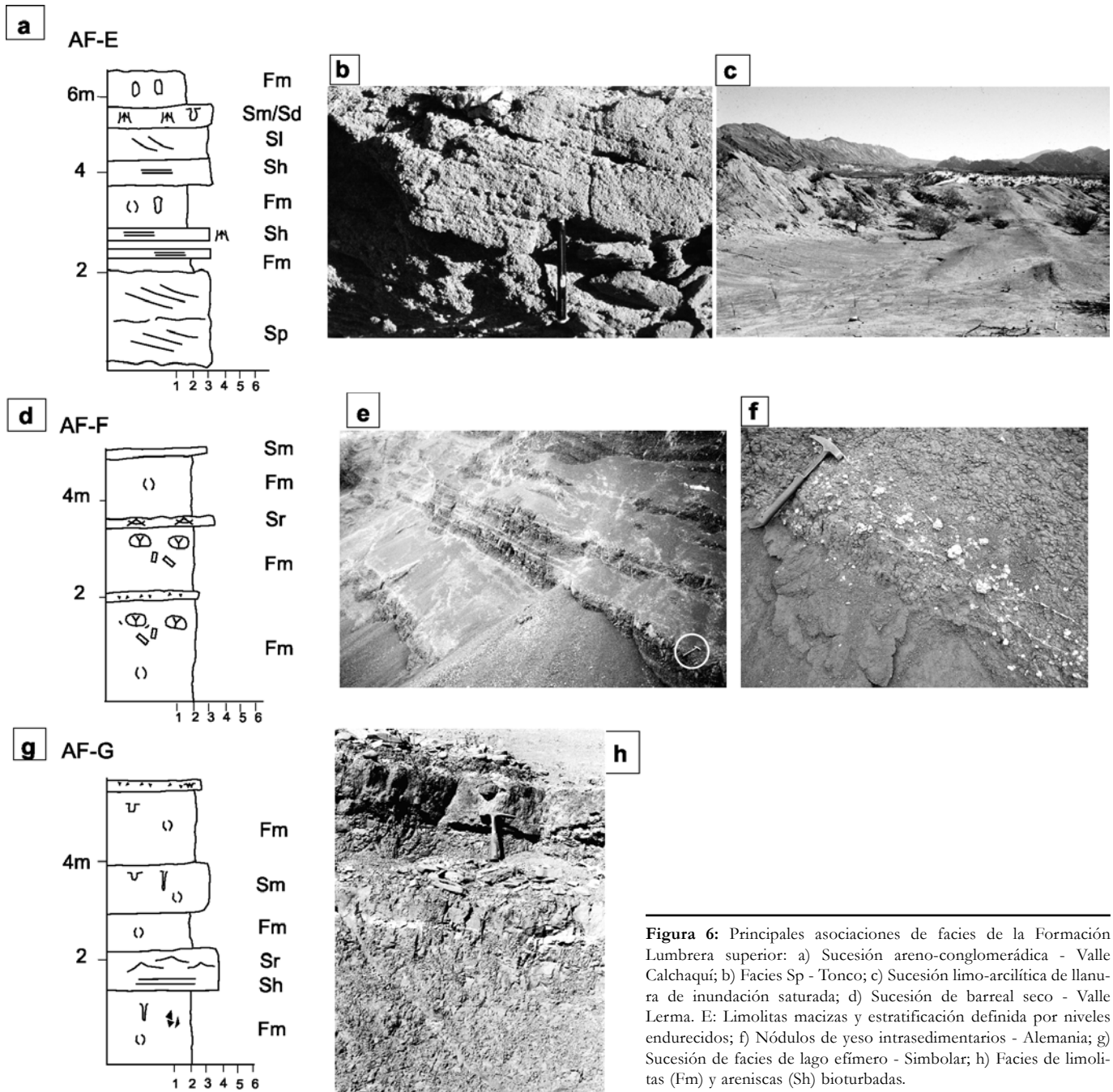


Figura 6: Principales asociaciones de facies de la Formación Lumbreira superior: a) Sucesión arenó-conglomerádica - Valle Calchaquí; b) Facies Sp - Tonco; c) Sucesión limo-arcilítica de llanura de inundación saturada; d) Sucesión de barreal seco - Valle Lerma. E: Limolitas macizas y estratificación definida por niveles endurecidos; f) Nódulos de yeso intrasedimentarios - Alemania; g) Sucesión de facies de lago efímero - Simbolar; h) Facies de limolitas (Fm) y areniscas (Sh) bioturbadas.

calcita y en menor medida de dolomita dispersos en el sedimento, es interpretado como diagenético resultado de un proceso de calcitización por reemplazo en algunos casos, de cristales de yeso primarios (Sanz-Rubio *et al.* 2001) en otros, la calcita claramente rellena fracturas y es un producto tardío.

Los niveles de areniscas representan períodos de crecidas de los sistemas fluviales asociados, momento en el que se producían

precipitaciones y avenidas favoreciendo la inundación de la llanura fangosa. De esta manera, y bajo escorrentías superficiales tanto canalizadas como en manto se incorporaba material grueso a la llanura.

Asociación de facies lacustre efímero (AF-G)

Esta asociación está integrada principal-

mente por depósitos pelíticos y en menor proporción samíticos (Fig. 6g). En los primeros se distingue las facies Fm de espesores variables entre 1 a 1,5 metros, formadas por limolitas rojo grisáceas a pardas (Fig. 6h). Son macizas y frecuentemente se encuentran bioturbadas - índice de bioturbación entre 2 y 3 (Droser y Bottjer 1986). Las facies de limolitas laminadas (Fl) están subordinadas a las primeras. Las limolitas

están formadas por cuarzo, plagioclasa e illita como arcilla principal, también presentan calcita y analcima.

Son frecuentes las concreciones carbonáticas, de escasos centímetros a milímetros dispuestas paralelas a la estratificación.

En forma esporádica alternan estratos medianos a finos de areniscas finas, tabulares de colores rojo claro a naranja (Fig. 6h). Presentan estratificación ondulosa, laminación paralela y ondulitas de oleaje (Fig. 6g; Cuadro 3). Frecuentemente se observan bioturbaciones verticales a sub-verticales con relleno meniscado.

Interpretación: Se considera que esta asociación de facies se formó bajo condiciones sub-ácuas muy someras. Esta condición se interpreta especialmente por la presencia de niveles con estratificación ondulosa, la que indica ingreso de corrientes tractivas con posterior re-trabajo por oleaje (formación de ondulitas) y finalmente estadios de baja energía con la decantación del material pelítico. Además, la presencia de analcima sugiere ambientes lacustres (Surdam y Sheppard 1978, English 2001, Hay y Sheppard 2001). Este mineral es frecuente en los lagos paleógenos del noroeste argentino (del Papa 1999, Novara 2003, Do Campo y del Papa 2005).

La formación de nódulos carbonáticos indica períodos de desecación con el consecuente descenso del nivel freático y la consiguiente precipitación de carbonatos.

El conjunto de características sugiere la presencia de un lago efímero de dominio clástico.

Interpretación paleoambiental

La gradación de facies sedimentarias desde el área occidental hacia el oriental sugiere la existencia desde un sistema aluvial efímero a un lago clástico efímero, respectivamente. El sistema fluvial se interpreta como de tipo efímero a entrelazado distal, en el que predominaban corrientes canalizadas explyadas en el área próxima al aporte, a mantiformes hacia el interior.

Los sistemas fluviales efímeros en zonas proximales a medias presentan un porcentaje bajo de sedimentos pelíticos (Tumbridge 1984, Miall 1996) no obstante, en la Formación Lumbreira superior se reconocen importantes espesores de pelitas. Una

posible explicación es que parte del material pelítico provenga de la acción eólica. De manera alternativa y complementaria se considera la propuesta de Nanson *et al.* (1986) y Rust y Nanson (1989) quienes explican que potentes niveles pelíticos pueden ser encontrados en abanicos aluviales terminales bajo clima árido y cálido donde los finos se acumulan como agregados pelíticos de origen pedogénico. Talbot *et al.* (1994) proponen una interpretación similar para el origen de potentes secuencias pelíticas rojas holocenas del interior de Australia. En los niveles pelíticos macizos de la Formación Lumbreira superior se han reconocido texturas grumosas (*clotted textures*), peletoidales, grietas cingumgranulares y trazas de raíces los que indicarían pedogénesis (Retallack 1988, McCarthy y Plint 2003, entre otros). Estos rasgos sustentarían, además su origen a partir de la erosión y transporte de paleosuelos por corrientes superficiales.

Localmente se formaron dunas eólicas de pequeña envergadura, representadas por los paquetes de areniscas finas bien seleccionadas con laminación tangencial de bajo ángulo, estrechamente asociadas al sistema fluvial. Lateralmente este ambiente grada a un sistema lacustre salobre de dominio clástico, en el que alternaban períodos secos y períodos relativamente más húmedos como los descritos por Talbot *et al.* (1999). La ausencia de importantes niveles de carbonatos y la sola presencia de yeso, sugiere que las aguas presentaban bajo contenido en HCO_3 en relación al Ca y Mg (Hardie *et al.* 1978).

El dominio de facies rojas finas, la homogeneidad sedimentaria y la ausencia general de estructuras sugieren sedimentación lacustre, somera de dominio clástico; estos lagos se distinguen por formar parte de extensas y amplias llanuras aluviales (Talbot y Allen 1996).

DISCUSIÓN

Durante el Eoceno Medio se registró la fase Incaica (Steinman 1929) que originó importantes modificaciones paleogeográficas en el oeste de Sudamérica (Müller *et al.* 2002, Mpodozis *et al.* 2005, Elger *et al.* 2005, entre otros).

En el noroeste argentino, esta fase se distingue claramente en el área occidental de la Cordillera Oriental donde se han descrito discordancias angulares (Mon *et al.* 1996, del Papa *et al.* 2004) sincrónicas con la depositación de la Formación Quebrada de los Colorados correlacionable con Lumbreira superior. Sobre la base de las interpretaciones paleoambientales, las correlaciones entre los valles Calchaquí y de Lerma y la distinción de dos ciclos sedimentarios en la Formación Lumbreira se re-interpreta la historia sedimentaria de esta cuenca.

A partir del análisis comparativo entre las paleogeografías de la Formación Maíz Gordo con el de la Formación Lumbreira se desprende un cambio en el régimen de subsidencia entre ambas cuencas. Esta interpretación es especialmente evidente cuando se analiza la evolución de los sistemas lacustres de sendas unidades: (i) Formación Maíz Gordo, cuenca lacustre extendida, cerrada, con fuertes variaciones en el nivel de agua y en la línea de costa y (ii) Faja Verde, cuenca lacustre profunda, perenne, abierta con línea de costa fija. Además este lago presenta distribución areal restringida con respecto a la extensión del lago de la Formación Maíz Gordo (parcialmente se puede apreciar en la Fig. 2). Este cambio en los paleoambientes lacustres y en su distribución en la cuenca, no sólo registra un período climático más húmedo (Quattrocchio y Volkheimer 2000) sino que involucra la generación de mayor espacio para su acumulación; no consistente con la baja subsidencia interpretada para la Formación Maíz Gordo (Hernández *et al.* 1999 y del Papa 1999). Estas evidencias sugieren que durante el depósito de Formación Lumbreira inferior ya dominaba la influencia tectónica del levantamiento andino. De esta manera, se considera que la Formación Lumbreira, en su conjunto, se habría depositado en una cuenca de antepaís. Investigaciones en curso permitirán precisar sobre las características y distribución de la cuenca de antepaís andina inicial.

En el contexto regional, la evolución de la cuenca de la Formación Lumbreira es comparable con su equivalente en Bolivia, la Formación Cayara base del Grupo Corocoro (Sempere *et al.* 1997). Esta unidad se asienta mediante una discordancia regio-

nal sobre diferentes términos del Grupo Puca superior y está compuesta por areniscas y pelitas con intercalaciones de evaporitas (Sempere *et al.* 1997). Estos autores interpretan el depósito de esta formación como el primer registro de sedimentación en una cuenca de antepaís desarrollada en el actual Altiplano y Cordillera Oriental y representaría la sedimentación en el domamiento periférico. Asimismo DeCelles y Horton (2003) identifican la sedimentación en las diferentes depozonas de la cuenca de antepaís boliviana y atribuyen la sedimentación de la Formación Cayara a una posición de antifosa. Mientras que la sedimentación del domamiento estaría representado por la subyacente Formación Impora. A pesar de las discrepancias entre las investigaciones realizadas en la cuenca boliviana el conocimiento actual permite correlacionar con cierta certeza la evolución de la cuenca de Lumbreira superior con la Formación Cayara. Resta aún por conocer las vinculaciones de la Formación Lumbreira con las Formaciones Geste (Puna austral) y Casa Grande (Puna septentrional).

CONCLUSIONES

La Formación Lumbreira, techo del Grupo Salta, representa una unidad compleja cuyo ciclo deposicional no fue continuo y está caracterizado por dos episodios de sedimentación.

El primero está formado por Lumbreira inferior y la Faja Verde y el segundo formado por Lumbreira superior. El contacto entre ambas secciones es una discontinuidad sedimentaria representada por el desarrollo de paleosuelos y superficies costriñidas, cuya expresión en el campo y magnitud varía según la posición de la cuenca que se analice.

La Formación Lumbreira inferior se depositó en paleoambientes fluvial arenoso de moderada sinuosidad asociado lateralmente a un sistema lacustre abierto de aguas dulces. La Formación Lumbreira superior representa el depósito en paleoambientes fluvial explicado a efímero y lagos clásticos efímeros.

La evolución ambiental y estratigráfica de esta unidad pone de manifiesto los importantes cambios climáticos y testifican el inicio de los episodios tectónicos andinos en

la región durante el Eoceno. Las modificaciones paleogeográficas reconocidas entre las cuencas de las Formaciones Maíz Gordo y Lumbreira (Fig. 2) representan el inicio de la sedimentación en la cuenca de antepaís andina.

Además, esta unidad, registra un brusco cambio de condiciones climáticas húmedas (Formación Lumbreira inferior) a áridas (Formación Lumbreira superior) consistente con aquellos registrados en el Eoceno a Oligoceno en otras regiones del planeta (Zachos *et al.* 1991).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado en parte por los proyectos de investigación FONCyT (PICT 7/12417- 7/12419), CIUNSa 1288 y CONICET – PIP5255. A la Dra. Nilda Menegatti agradezco los análisis de difracción de Rx y las discusiones sobre la mineralogía de las arcillas. Mi gratitud hacia los numerosos colegas y alumnos que colaboraron en los trabajos de campo. A los árbitros Miguel Palma y Federico Dávila les agradezco las valiosas sugerencias realizadas que ayudaron a mejorar esta contribución.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alonso-Zarza, A. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sciences Reviews* 60: 261-298.

Babot, M.J., Powell, J.E. y de Muizon C. 2002. *Callistoe vincei*, a new Proboscidea (Borhyaenidae, Metatheria, Mammalia) from the Early Eocene of Argentina. *Geobios* 35: 615-629.

Batten, D.J. 1996. Colonial Chlorococcales. En Jasonius, J. y McGregor, D. (eds.) *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation 1: 191-203.

Bond, M. y Lopez, G. 1993. El primer Notohippidae (Mammalia, Notoungulata) de la formación Lumbreira (Grupo Salta) del noroeste argentino. Consideraciones sobre la sistemática de la familia Notohippidae. *Ameghiniana* 30: 59-68.

Cazau, L., Oliver Gascón J.O. y Cellini, N. 1976. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) en la porción oriental de las provincias de Salta y

Jujuy. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 341-356, Bahía Blanca.

- DeCelles, P.G. y Horton, B. 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.
- DeCelles, P.G., Langford, R.P. y Schwartz, R.K. 1983. Two new method of paleocurrent determination from trough cross stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53:629-642.
- del Papa, C.E. 1999. Sedimentation on a ramp type lake margin: Paleocene-Eocene Maíz Gordo Formation, Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 349-400.
- del Papa, C.E. y Salfity, J.A. 1999. Non-marine Paleogene sequences, Salta Group, Northwest Argentina. En Colombo, F., Querault, I. y Petrinovic, I. (eds) *Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino*. *Acta Geológica Hispánica* 34: 105-122.
- del Papa, C.E. y Kirshbaum, A. 2004. Identificación de una superficie de discontinuidad sedimentaria en la Formación Lumbreira (Eoceno), noroeste argentino. 10° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 53-54, San Luis.
- del Papa, C. E., García, V. y Quattrocchio, M. 2002. Sedimentary facies and palynofacies assemblage in Eocene perennial lake, Lumbreira Formation, Northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 553-569.
- del Papa, C.E., Hongn, F., Petrinovic, I. y Dominguez, R. 2004. Evidencias de deformación pre-miocena media asociada al antepaís andino en la Cordillera Oriental (24° 35' S – 6° 12' O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Nota Breve* 59 (3): 506-509.
- Díaz, J.I., Malizzia, D. y Bossi, G. 1987. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla, Terciario Superior del valle Calchaquí, provincia de Salta. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 113-116, Tucumán.
- Do Campo, M. y del Papa, C.E. 2005. Relación entre composición mineralógica y ambientes sedimentarios en la Formación Maíz Gordo, cuenca del Grupo Salta. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 217-222, La Plata.

- Droser, M.L., y Bottjer, D.L. 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Petrology* 56:558-559.
- Elger, K., Oncken, O. y Glodny, J. 2005. Plateau-style accumulation of deformation: Southern Altiplano. *Tectonics* 24, TC4020, doi:10.1029/2004TC001675.
- English, P.M. 2001. Formation of analcime and moganite at Lake Lewis, central Australia: significance of groundwater evolution in diagenesis. *Sedimentary Geology* 143, 219-244.
- Ettensohn, F., Dever, G. y Grow, J. 1988. A paleosol interpretation for profiles exhibiting subaerial exposure "crusts" from the Mississippian of the Appalachian Basin. En: Reinhardt J. y Sigleo W.R. (Eds): *Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Principles and Applications*. Geological Society of America, Special Paper 216: 49-80.
- Eugster, H. P. y Kelts, K. 1983. Lacustrine chemical sediments. En: Goudie A y Pye K (Eds). *Chemical sediments and geomorphology*. Academic Press, 321-368, London.
- Friend, P.F., Slater, M.J. y Williams, R.C. 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of Geological Society* 136: 39-46, London.
- Galli, C. y Hernández, R. 1999. Evolución de la cuenca de antepaís desde la zona de la Cumbre Calchaquí hasta la Sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior – Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. En Colombo, F., Querault, I. y Petrinovic, I. (eds) *Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino*. Acta Geológica Hispánica 34 (2-3): 167-184.
- Gasparini, Z., Fernández, M. y Powell, J. 1993. New Tertiary Sebecosuchians (Crocodylomorpha) from South America: Phylogenetic implications. *Historical Biology* 7: 1-19.
- Gebhard, D.G., Giudice, A.R. y Oliver J. 1974. Geología de la Comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincia de Salta y Jujuy, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 39: 359-375.
- Goin, F.J., Palma, R.M., Pascual, R. y Powell, J. 1986. Persistencia de un primitivo Borhyaenidae (Mammalia, Marsupialia) en el Eoceno Temprano de Salta (Fm. Lumbera, Argentina). Aspectos geológicos y paleoambientales relacionados. *Ameghiniana* 23(1-2): 47-56.
- Gómez Omil, R.J., Boll, A. y Hernández, R.M. 1989. Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). En Chebli GA, Spalletti LA (eds) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica 6: 43-64.
- Gore, P. 1989. Toward a model for open- and closed-basin deposition in ancient lacustrine sequences: The Newark Supergroup (Triassic-Jurassic), Eastern North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70: 29-51.
- Hardie, L.A., Smoot, J.P. y Eugster, H.P. 1978. Saline lakes and their deposits. A sedimentological approach. En Matter y Tucker (eds.) *Modern and Ancient Lake Sediments*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 2: 7-41.
- Hay, R.L. y Sheppard, R.A. 2001. Occurrence of Zeolites in sedimentary rocks: An Overview. En Bish, D. y Ming, D. (eds): *Natural zeolites: occurrence, properties, applications*, 217-234. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy* 45, Michigan.
- Hernández, R., Disalvo, A., Boll, A. y Gómez Omil, R. 1999. Estratigrafía secuencial del Grupo Salta, con énfasis en las subcuencas de Metán-Alemania, Noroeste Argentino. En: González Bonorino, Omarini y Viramonte (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino*, Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino, 1:263-283. Salta.
- Kraus, M.J. y Bown, T.M. 1993. Paleosols and sandbody prediction in alluvial sequences. En Noth, C. y Prosser D.J. (eds.): *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*, Geological Society, Special Publication 73:23-32.
- Malabarba, M.C., Zuleta, O. y del Papa, C. (en prensa). Proterocara Argentina, a new fossil Cichlid from the Lumbera Formation, Eocene of Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology* 26 (2).
- McCarthy, P. y Plint, A.G. 2003. Spatial variability of paleosols across Cretaceous interfluvies in the Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada: palaeohydrological, palaeogeomorphological and stratigraphic implications. *Sedimentology* 50: 1187-1220.
- Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En Miall, A. D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir 5: 597-604.
- Miall, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Reviews* 22: 261-308
- Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer Verlag, 582 p., Berlín.
- Mon, R., 2001. Estructuras curvadas y levantamientos verticales en la Cordillera Oriental (provincias de Salta y Tucumán). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(3): 367-376.
- Mon, R., Mena, R. y Amengual, R. 1996. Plegamiento cenozoico del basamento proterozoico en la Cordillera Oriental del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51: 213-223.
- Moore, D. M. y Reynolds Jr., R.C. 1989. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, 332 p., Oxford.
- Moreno, J.A. 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(1): 9-44.
- Müller, J., Kley, J. y Jacobshagen, V. 2002. Structure and Cenozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21°S). *Tectonics* 21, doi:10.1029/2001TC001340.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P. y Reich, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics* 399: 125-154.
- Nanson, G.C., Rust, B.R. y Taylor, G. 1986. Coexistent mud braids in an arid-zone river: Coper Creek, central Australia. *Geology* 14: 175-178.
- Novara, M. 2003. Caracterización estratigráfica de la Formación Tunal (Paleoceno) en la quebrada El Chorro (departamento La Viña). Comparación con la sección del río Corralito (departamento Rosario de Lerma). Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta (inédito), 92 p., Salta.
- Pascual, R. 1980. Nuevos y singulares tipos ecológicos de marsupiales extinguidos de América del Sur (Paleoceno tardío o Eoceno Temprano) del noroeste argentino. 2° Congreso Argentino de Paleontología

- gía y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2: 151-173, Buenos Aires.
- Pascual, R., Bond, M., y Vucetich, M. 1981. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) y sus vertebrados, cronología, paleoambientes y paleobiogeografía. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 743-178.
- Quattrocchio, M. 1978. Contribución al conocimiento de la Palinología Estratigráfica de la Formación Lumbreira (Terciario Inferior, Grupo Salta). *Ameghiniana* 15(3-4): 285-299.
- Quattrocchio, M. y Volkheimer, W. 2000. Paleoclimatic changes during the Paleocene-Lower Eocene, in Salta Group Basin, NW Argentina. En Volkheimer W. y Smolka J. (eds.) *Southern Hemisphere Paleoclimates. Key sites, Methods, Data and Models*. Springer-Verlag, 353-367, Berlin.
- Retallack, G.J. 1988. Field recognition of paleosols. En Reihardt J. y Sigleo, W. (eds.) *Paleosols and weathering through geologic time: principles and applications*. Geological Society of America, Special Paper 216: 1-20, Colorado.
- Retallack, G.J., 1990. *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*. Urwin Hyman, Inc., 520 p., Londres.
- Rust, R.B. y Nanson, G.C. 1989. Bedload transport of mud as pedogenic aggregates in modern and ancient rivers. *Sedimentology* 36: 53-69.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1994. Tectonic and Sedimentary Evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina. En Salfity, J.A. (ed): *Cretaceous Tectonics of the Andes*. Earth Evolution Sciences, Friedr. Vieweg & Sohn, 266-315 p., Berlin.
- Salfity, J.A., Monaldi C.R., Marquillas, R.A. y González R.E. 1993. La inversión tectónica del umbral de Los Gallos en la cuenca del Grupo Salta durante la Fase Incaica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 200-210, Mendoza.
- Sanz-Rubio, E., Sánchez Moral, S., Cañaveras, J.C., Calvo, J.P. y Rouchy, J.M. 2001. Calcitization of Mg-Ca carbonate and Ca sulfate deposits in a continental Tertiary basin (Calatayud Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology* 140: 123-142.
- Schlagintweit, O. 1936. Los insectos fósiles del norte argentino y la edad del Horizonte calcáreo-dolomítico. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 12(145): 61-69, Buenos Aires.
- Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G. Sharp, W y Swisher III, C.C. 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 109(6):709-727.
- Starck, D. y Vergani, G. 1996. Desarrollo tectosedimentario del Cenozoico en el sur de la provincia de Salta. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 433-452, Buenos Aires.
- Steinman, G. 1929. *Geologie von Peru*: Heidelberg, Karl Winter, 448 p.
- Surdam, R.C. y Sheppard, R.A. 1978. Zeolites in saline, alkaline-lake deposits. En Sand L.B. y F.A. Humpton (eds.) *Natural zeolites occurrence, properties, use*: 145-174, Pergamon Press.
- Talbot, M.R. y Allen, P.A. 1996. Lakes. En Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: 83-123, Blackwell Science, 3rd edition.
- Talbot, M.R., Holm, K. y Willimans, M.A.J. 1994. Sedimentation in low-gradient desert margin systems: A comparison of the Late Triassic of northwest Somerset (England) and the late Quaternary of east-central Australia. En Rosen M.R. (ed) *Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems: Boulder Colorado*. Geological Society of America, Special Paper 289: 97-117.
- Tunbridge, I.P. 1984. Facies Model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology* 31:697-715.
- Turner, J.C.M. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 15-39.
- Zachos, J.C., Lohmann, K.C., Walker, J.C.G. y Wise, S.W. 1991. Early Oligocene ice sheet expansion on Antarctica: stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. *Geology* 20: 569-573.

Recibido: 26 de abril, 2005

Aceptado: 1 de marzo, 2006