

DEPÓSITOS LIMOLÍTICOS EOCENOS DE LA FORMACIÓN LUMBRERA SUPERIOR (SALTA, ARGENTINA): DISCUSIÓN SOBRE EL POSIBLE ORIGEN EÓLICO

Ayelén T. Lapiana, Cecilia del Papa, Diego Gaiero

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, CONICET, Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016GCA, Córdoba Capital, Argentina.
ayelenlapiana@gmail.com; ceciliadelapapa@unc.edu.ar; diego.gaiero@unc.edu.ar

ARTICLE INFO

Article history

Received May 6, 2016

Accepted November 4, 2016

Available online November 13, 2016

Handling Editor

Diana Cuadrado

Keywords

Grupo Salta

Paleógeno

Loess

Análisis granulométrico

Noroeste argentino

RESUMEN

Este estudio comprende el análisis de los depósitos limolíticos basales de la Formación Lumbreira superior (unidad cuspidal del Grupo Salta), de edad Eoceno medio, los cuales se encuentran ubicados en la localidad de El Simbolar y Río Juramento, provincia de Salta. Los resultados de los análisis petrográficos, macro y microfaciales, granulométricos y mineralógicos se exponen en este trabajo con la finalidad de discutir el posible origen eólico y el escenario paleogeográfico que pudo haber contribuido a su formación. La Formación Lumbreira superior está formada por espesas sucesiones de material mayormente limolítico de intenso color rojizo, de distribución mantiforme, y groseramente estratificado en la cual se reconocieron cinco litofacies sedimentarias: Limolita bioturbada, Limolita calcárea, Arenisca fina blanca, Heterolítica y Ceniza volcánica; con evidencias de desarrollo de rasgos pedogenéticos en todas las litofacies. Las características sedimentarias sugieren un paleoambiente de llanuras vegetadas con áreas topográficamente más bajas que quedaban temporalmente inundadas. Los estudios granulométricos y mineralógicos de la fracción fina muestran una participación de más del 50% de la fracción limo y un patrón de distribución de tamaño de grano predominantemente bimodal, donde la moda principal se encuentra en el rango de limo fino (7,8 a 15,6 μm) en la mayoría de las muestras analizadas y la moda secundaria es inferior a la fracción arena muy fina (63 a 125 μm). La mediana de este conjunto de muestras está representada por la fracción limo medio (15,6 a 31 μm) y limo fino (7,8 a 15,6 μm). La distribución granulométrica de estas muestras es similar a la mostrada por el loess pampeano cuaternario y el polvo atmosférico actual. Asimismo, la mineralogía de la Formación Lumbreira es homogénea y no presenta cambios sustanciales a lo largo de la columna estratigráfica analizada, reconociéndose dos grupos de minerales: componentes detríticos (cuarzo, plagioclasa, illita/moscovita) y componentes autígenicos (calcita, analcima, hematita). Las características sedimentológicas permiten reconocer a estos depósitos como paleoloess, siendo una posible fuente del detrito el inicio del levantamiento, en forma contemporánea, de la Cordillera de los Andes. Además se atribuye como fuente secundaria del material, a la actividad del arco volcánico durante el Eoceno - Oligoceno temprano en la región oriental de Chile (20°S - 25°S).

EXTENDED ABSTRACT

*Eocene fine-grained deposits of the
Upper Lumbrera Formation (Salta, Argentina):
Discussion about a possible eolian origin*

This paper focuses on the sedimentological characteristics of the basal mudstone-dominated deposits of the upper Lumbrera Formation, the uppermost unit of the Salta Group (Turner, 1959) (Fig. 1a) exposed in the El Simbolar and Juramento River sites, in the Salta province (Fig. 1b). At El Simbolar, a rich vertebrate fauna and a dated volcanic tuff (i.e., 39.9 Ma, U/Pb method) (Fig. 2) constrain a middle Eocene age for this unit (del Papa *et al.*, 2010).

On the bases of macro and microfacies descriptions, combined with petrographic, grain-size, and mineralogical studies, we interpret depositional processes and discuss a possible eolian origin for the fine-grained sediments and the paleogeographic scenario.

The upper Lumbrera Formation is a thick unit (100-270 m) with blanket-like geometry dominated by reddish siltstones and sandy siltstones (Fig. 3a). The dominant sedimentary features are bioturbation, decolorized halos, desiccation cracks, carbonate nodules and pedological structures (Fig. 3 b-d). In the lower part of the unit there is a 2-3 m thick interval of fine-grained laminated sandstones and heterolithic deposits, consisting of wavy and lenticular bedding (Fig. 3c,e).

Five sedimentary facies were identified: 1) Bioturbated siltstone, 2) Calcareous siltstone, 3) White fine-grained sandstone, 4) Heterolithic facies and 5) Volcanic tuff. 1) Bioturbated siltstone facies: this is a fine- to coarse-grained siltstones with subordinate percentage of clay, micro spar and hematite (Fig. 4a); some levels present volcanic shard fragments (Fig. 4b). This facies presents clay and hematite coating pores, cracks and grains. In some parts, it is possible to observe the preferential orientation of clays, interpreted as microsclensides (Fig. 4c) and delineating aggregates with low to moderate birefringence of the micro-mass. Ferric oxides minerals form nodules, concretions (Fig. 4d), and pendant cements. Also, pisolites structures floating in the fine-grained matrix are observed (Fig. 4e). The presence of chambers and tubes with open pores or filled with spar cement (Fig. 4f) are

common structures. 2) Calcareous siltstone facies is characterized by the relative increment in the calcite content (Fig. 4g,h), and the moderate to high birefringence of the micro-mass (Fig. 4g). 3) White fine-grained sandstone facies: consists of fine- to very fine-grained feldspathic arenite. The beds are tabular, with internal horizontal lamination and wave ripple cross-lamination capped by mudstone drapes (Fig. 3c). 4) Heterolithic facies: consists of alternation of fine-grained sandstones and mudstones levels showing wavy and lenticular bedding (Fig. 3c,e). Vertical burrows and ferruginous nodules are also observed. 5) Volcanic tuff facies: consists of whitish, 25 cm thick beds composed of crystal tuff.

The sedimentary features described in the upper Lumbrera Formation allow to reconstruct vegetated plain paleoenvironments dominated by fine-grained sedimentation from setting and sporadic low-energy water flows that temporally flooded some topographic depression. The presence of micro-fabric, micro-structures and features such as birefringence, aggregates, cutans, glaeboles, pisolites, crystalarias, root traces, and bioturbation are all indicative of paleosols development.

Grain-size analysis show silt as the main fraction (3.9 - 63 μm) with up to a 50% of volume in weight, following by fine-grained sand (63 - 500 μm) (ranging 5.7 and 43.22%) and with 20% of clay fraction (< 3.9 μm) (Table 1). The grain-size curves (Fig. 5a) display a bimodal distribution pattern where the main mode is fine silt (7.8 - 15.6 μm), while in only three samples the modes are very fine sand (63 - 125 μm). The secondary observed mode is variable but in all cases is represented by very fine sand. The median of the analyzed samples are medium silt fraction (15.6 - 31 μm) and fine silt (7.8 - 15.6 μm) (Table 2).

The samples are sandy siltstones and siltstones (Fig. 5b) according to Folk's (1974) textural classification. Moreover, the DRX diagrams (Fig. 6) performed on whole rock remark the mineralogical homogeneity along the studied section. Two mineralogical groups are identified: 1) detrital or allogenic, composed of quartz, plagioclase and illite/muscovite, and 2) autigenic, including calcite, analcime and hematite.

One of the key features to identify the loess is the dominant presence of silt particles (Pye, 1987, 1995). Although a "typical loess" is characterized by more than 80% of silt (Pye, 1987), this percentage is variable, and sometimes samples are classified

as loess deposits with more than 50% of silt and important percentages of sand (sandy loess) and clay (clayey loess) fractions (Pye, 1995).

On the base of the sedimentological studies presented here we interpret the deposits of upper Lumbrera Formation as sandy loess. Our results are compared with similar deposits from Quaternary loess (Pampean loess, Córdoba province) and modern dust (Marco Juárez, Córdoba province) (Gaiero *et al.*, 2013). Figure 7 shows the existence of similarities between the mean grain-size distributions of the studied materials.

We interpret that the source of loess particles is associated with the proto-Andes that was under uplift during the Eocene-Oligocene, contemporaneously with the upper Lumbrera sedimentation. Furthermore, we consider the existence of a secondary source probably linked to material derived from the volcanic arc, active in Chile at that time.

Keywords: Salta Group, Paleogene, Grain-size analysis, Northwestern Argentina.

INTRODUCCIÓN

Se define el loess como un sedimento clástico terrestre compuesto predominantemente por partículas de tamaño limo de origen eólico (Pye, 1987). Los depósitos de loess constituyen espesas sucesiones mantiformes de aspecto homogéneo, groseramente estratificados, buena selección granulométrica y ricos en cuarzo (Pecsi, 1990; Pye, 1995). El estudio de paleo - archivos constituidos por materiales eólicos proporciona información valiosa sobre condiciones climáticas y circulación atmosférica pasadas, alcance y distribución de glaciaciones y provee además una estimación sobre la presencia de regiones áridas/semiáridas en los continentes (Pye, 1995; Smith *et al.*, 2003).

Los depósitos de loess del cuaternario localizados en Eurasia, América del Norte y Sudamérica (Liu, 1985; Rozycki, 1991; Iriondo, 1997; Muhs y Zárata, 2001; Zárata, 2003; Bettis *et al.*, 2003; Muhs y Bettis, 2003; Muhs *et al.*, 2014) son especialmente conocidos debido a su importante distribución areal y extenso registro geológico. En Argentina principalmente se conocen los depósitos Plio-Pleistoceno y Pleistoceno tardío-Holoceno que se extienden a través de las llanuras Chaco-Pampeana y en la región montañosa del noroeste (Teruggi, 1957; Sayago, 1995; Iriondo,

1997; Zárata, 2003; Kemp *et al.*, 2003; Kröhling *et al.*, 2006; Iriondo y Kröhling, 2007; entre otros). Las fuentes que se conocen para estos materiales se ubican en las Sierras Pampeanas, la cuenca del Paraná y en la cadena montañosa andina (Zárata y Blasi, 1993; Zárata, 2003; Schellenberger y Veit, 2006; Gilli y Gaiero, 2014). Se vincula el inicio de la sedimentación del loess a episodios orogénicos andinos que habrían provocado la elevación de la cordillera y con ello una barrera orográfica a los vientos húmedos provenientes desde el Océano Pacífico (Zárata, 2003). Aunque se conocen los depósitos paleógenos y neógenos de China central y el Tibet (Ding *et al.*, 1999; Guo, 2008; Licht *et al.*, 2014), el registro de depósitos de loess más antiguo que el Cuaternario es aún escaso. Consecuentemente, la identificación de estos registros constituye un desafío y tema aún pendiente de estudio.

En este sentido, Gómez Omil *et al.* (1989) y del Papa (2006) sugirieron un origen eólico para la Formación Lumbrera superior (Eoceno medio-tardío) que aflora en extensas regiones del Noroeste argentino. Esta unidad constituye espesas sucesiones (centenares de metros) de material mayormente limolítico, de distribución mantiforme y groseramente estratificada (del Papa, 2006). Además, contiene una rica fauna de mamíferos ungulados y noto-ungulados (véase síntesis en Powell *et al.*, 2011), que se destaca por la alta frecuencia de restos fósiles y por el excelente grado de preservación de los mismos (Deraco, 2013). Las investigaciones realizadas sobre el contenido paleontológico y los depósitos sedimentarios de la Formación Lumbrera superior han aportado valiosos avances acerca de la edad de los sedimentos y el contexto geodinámico de la cuenca (Moreno, 1970; Bond y Vucetich, 1983; Bond *et al.*, 1984; Gómez Omil *et al.*, 1989; Bond y López, 1995; del Papa *et al.*, 2002; del Papa, 2006; Herrera y Powell, 2007; Deraco *et al.*, 2008; García *et al.*, 2009; del Papa *et al.*, 2010; Powell *et al.*, 2011; Herrera *et al.*, 2012; Deraco, 2013, entre otros). No obstante, el origen de los sedimentos limolíticos es materia de discusión.

El objetivo de esta contribución es dar a conocer los primeros resultados de análisis sedimentológicos de detalle realizados en el material pelítico de la Formación Lumbrera superior que permite discutir con mayor profundidad el posible origen eólico de estos sedimentos. Asimismo, se propone abrir una discusión sobre el escenario paleogeográfico que pudo haber contribuido a su depositación.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En la región del Noroeste argentino, provincia geológica Cordillera Oriental, se preserva parte del registro sedimentario de la cuenca de rift del Grupo Salta (Turner, 1959) integrado por los subgrupos Pírgua (Reyes y Salfity, 1973), Balbuena (Moreno, 1970) y Santa Bárbara (Moreno, 1970). La Formación Lumbreira representa la unidad cuspidal del Grupo Salta que junto con las Formaciones Mealla y Maíz Gordo integra el Subgrupo Santa Bárbara y cuyo lapso de sedimentación se extiende desde el Eoceno temprano al Eoceno medio (Salfity y Marquillas, 1994) (Fig. 1a).

La Formación Lumbreira fue informalmente subdividida en Lumbreira inferior y Lumbreira superior en base a la presencia de una superficie de discontinuidad sedimentaria de carácter regional que, sumada al reconocimiento de asociaciones de fauna de vertebrados completamente distintas por debajo y por arriba de esta superficie, confirman la existencia de dos ciclos sedimentarios (Gómez Omil *et al.*, 1989; del Papa *et al.*, 2010). La Formación Lumbreira inferior consiste en areniscas conglomerádicas a areniscas medianas con intercalaciones de pelitas rojizas con calcretes, y representa sedimentación en un sistema fluvial meandriforme asociado lateralmente a un lago perenne de agua dulce conocido como Faja Verde (del Papa, 2006). Por su parte, la Formación Lumbreira superior se distingue de la Formación Lumbreira inferior por la homogeneidad litológica, estratofábrica en manto del orden de kilómetros y fuerte color rojo (del Papa, 2006), características que mantiene en gran parte de la Cordillera Oriental. En el área de estudio, el espesor de la Formación Lumbreira superior es variable, entre 100 metros en el Valle de Lerma y 270 metros en Pampa Grande (Figs. 1b, 2); éstas diferencias se atribuyen a preservación diferencial debido a procesos de erosión que la deslindan de los depósitos neógenos del Grupo Orán (Starck y Vergani, 1996).

La Formación Lumbreira superior está formada casi exclusivamente por pelitas y pelitas arenosas rojizas y de aspecto macizo, donde localmente se reconocen nódulos calcáreos, grietas de desecación y bioturbaciones (Fig. 2) depositadas en ambientes de llanuras fangosas, sin descartar una proveniencia eólica para parte de este material (del Papa, 2006). Hacia la parte inferior de esta unidad se reconoce un único intervalo de 2-3 metros de espesor que presenta

esporádicas intercalaciones de bancos de areniscas finas con laminación paralela y ondulitas (Fig. 2), interpretados como depósitos de lagunas salobres clásticas efímeras (del Papa, 2006). Asimismo, Gómez Omil *et al.* (1989), en base a un estudio regional, propusieron un ambiente dominado por procesos subaéreos con desarrollo de paleosuelos y lagunas efímeras, y mencionaron la posibilidad de que se trate de “acumulaciones loésicas”.

La edad de la Formación Lumbreira superior se conoce a partir de las asociaciones de vertebrados que le confiere una edad Luteciense tardío - Bartonense, lo cual es concordante con la datación de 39,9 Ma U/Pb en circones de una toba localizada hacia el tope de la Formación Lumbreira superior (del Papa *et al.*, 2010) en El Simbolar (Fig. 2). En cuanto al contexto geodinámico de la cuenca, Starck y Vergani (1996) postulan que el régimen de subsidencia termal del rift mesozoico involucra hasta la Formación Lumbreira inferior, mientras que durante la sedimentación de Lumbreira superior han actuado los mecanismos de subsidencia relacionados a la compresión andina. Por su parte, del Papa *et al.* (2010) interpretan que la discontinuidad reconocida sería una superficie de omisión marcando el fin de la etapa de postrift y el inicio de una tectónica compresiva que se iniciaría con la sedimentación de Lumbreira superior. Esta unidad ha sido correlacionada con la Formación Quebrada de los Colorados (Hongn *et al.*, 2007) de edad equivalente, expuesta en la región de los Valles Calchaquíes hacia el oeste del área de estudio (Fig. 1b).

MATERIALES Y MÉTODOS

Se escogió el perfil de El Simbolar (Fig. 1b) como localidad tipo representativa de la Formación Lumbreira superior debido a que se encuentra muy bien expuesta, presenta las facies sedimentarias típicas, y contiene además el único nivel datado hasta el momento. Se estudiaron 23 muestras litológicas extraídas de los primeros 75 metros de la unidad, que totaliza unos 270 m de espesor (Fig. 2). La mayoría de ellas fueron recolectadas en los afloramientos del área de El Simbolar - Pampa Grande (25° 43' 33,8" Lat. Sur - 65° 24' 31,7" Long. Oeste), mientras que 3 muestras fueron extraídas de niveles equivalentes expuestos en el área de Río Juramento (25° 16' 5,57" Lat. Sur - 65° 13' 47,76" Long. Oeste), Valle de Lerma (Fig.1b). Se optó por trabajar en detalle en la sección

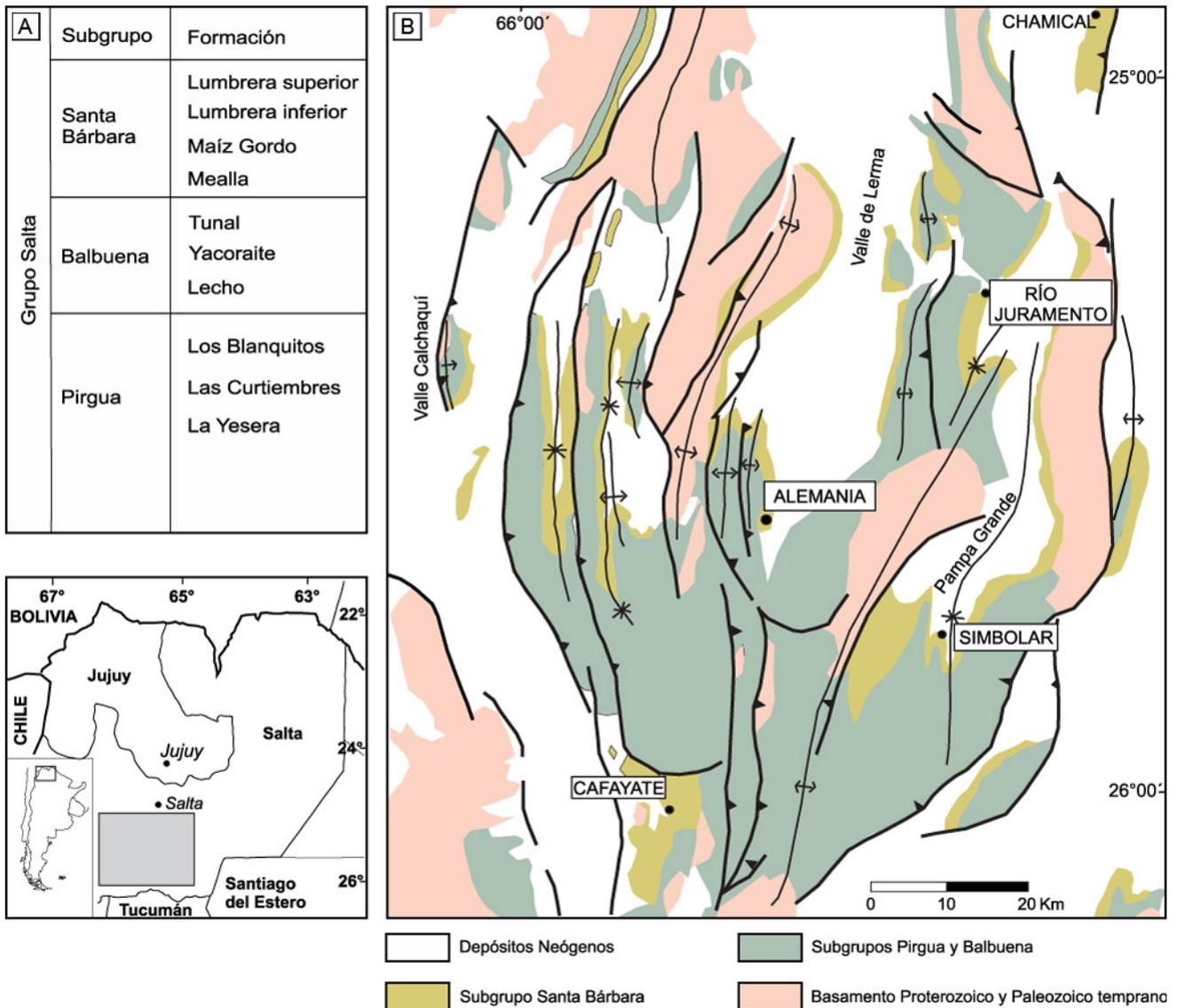


Figura 1. a) Cuadro estratigráfico del Grupo Salta. b) Mapa geológico del valle de Lerma y la región de Pampa Grande (adaptado de del Papa, 2006) con la ubicación de las localidades estudiadas en este trabajo. El mapa simplificado muestra la ubicación del área de estudio dentro del noroeste argentino.

Figure 1. a) Stratigraphic chart of the Salta Group. b) Geological map of the Lerma valley and Pampa Grande region (adapted from del Papa, 2006), studied areas are shown. Inset map shows location of study area within the northwestern Argentina.

basal de la unidad asumiendo como representativa del resto de la columna. Las muestras fueron analizadas a partir de estudios macroscópicos, petrográficos, análisis de tamaño de partícula y mineralógicos en roca total.

A partir de los estudios petrográficos se seleccionaron las muestras para el procesamiento granulométrico y mineralógico. Para los estudios granulométricos se seleccionaron 12 muestras (Tabla 1). El análisis de tamaño de partícula se llevó a cabo mediante difracción laser usando el analizador gra-

nulométrico marca Horiba Scientific modelo LA-950, con un rango de medición de 0,01 – 3000 μm y un sistema computarizado para el procesamiento de datos; calibrado mediante dos medidas de perlas de vidrio (NIST Traceable Polydisperse Particle Standard PS202/3-30 μm y PS215/10-100 μm , Whitehouse Scientific). Para ambas medidas, PS202 (n=6) y PS215 (n=5), la mediana (D50) se encontró dentro del 3% del valor nominal certificado y los percentiles D10 y D90 se encontraron dentro del 5% del valor nominal del estándar. El tratamiento previo

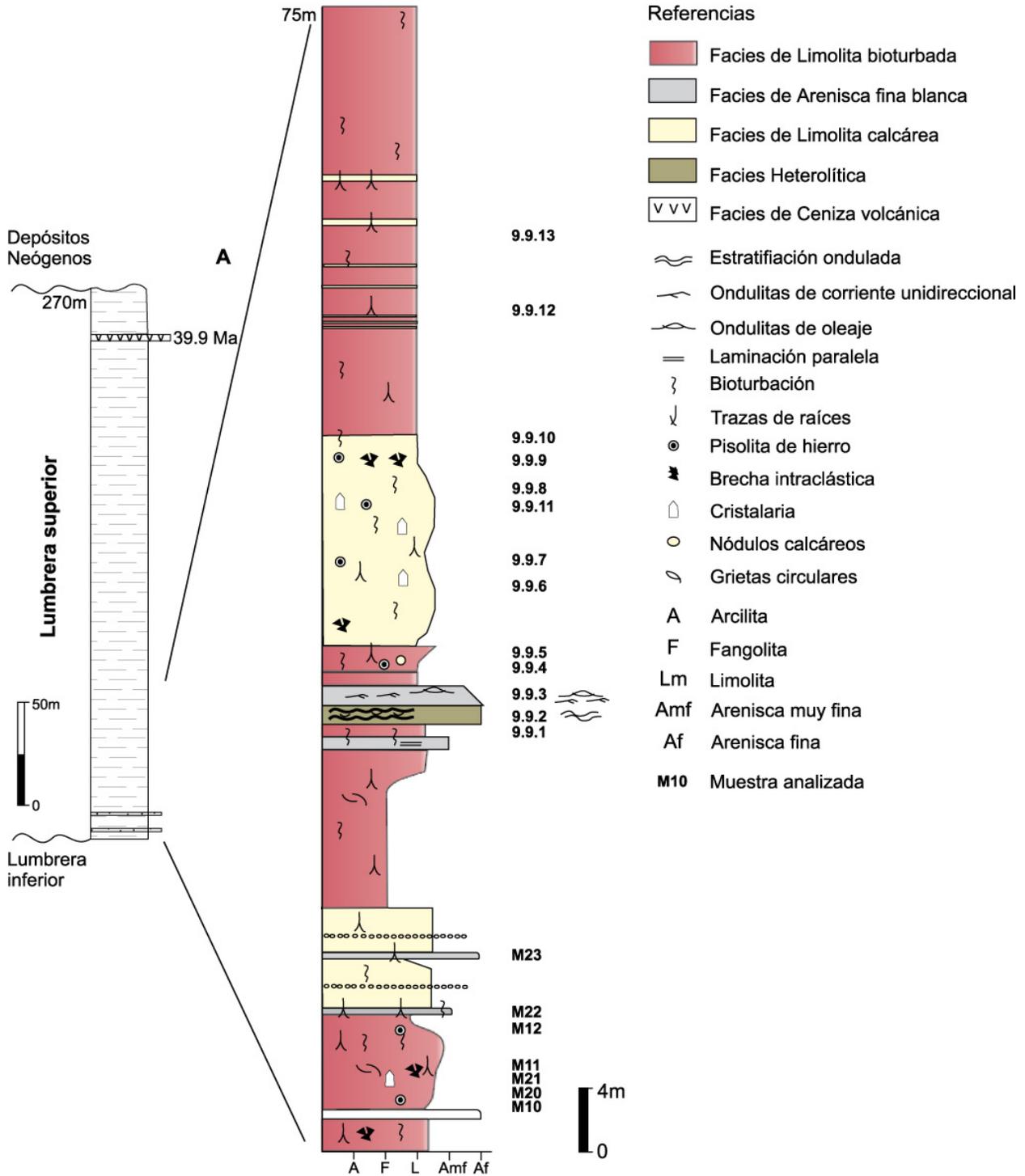


Figura 2. Columna sedimentológica de la Formación Lumbrera superior en la localidad de El Simbolar, con identificación de los niveles estudiados y facies sedimentarias reconocidas.

Figure 2. Sedimentological log of the upper Lumbrera Formation in El Simbolar locality with the identification of the studied levels and the recognized sedimentary facies.

de las muestras para separar las partículas y obtener la máxima dispersión se realizó mediante ataque químico a los agentes cementantes utilizando los

siguientes reactivos y técnicas.

Para la eliminación de la materia orgánica y parte del material carbonático se siguió la técnica

Muestra	Arena (%)				Limo (%)				Arcilla (%)	
	<i>m</i>	<i>f</i>	<i>mf</i>	<i>total</i>	<i>g</i>	<i>m</i>	<i>f</i>	<i>mf</i>		<i>total</i>
M10	1,21	8,71	16,18	26,10	15,40	15,20	21,65	13,70	65,95	7,95
M20	1,5	9,99	18,31	29,81	15,53	13,97	16,51	11,80	57,82	12,37
M11	0,78	15,10	27,34	43,22	18,93	11,55	11,25	7,84	49,57	7,21
M12		5,00	16,49	21,49	14,09	14,16	20,35	16,93	65,53	13,11
9.9.1	0,09	2,89	14,87	17,85	20,57	20,24	24,39	12,00	77,20	4,95
9.9.4	0,08	1,60	7,99	9,66	24,93	29,58	23,26	8,87	86,63	3,71
9.9.6	2,45	13,82	20,43	36,70	15,39	13,38	19,39	10,86	59,01	4,29
9.9.7		4,52	6,78	11,29	12,80	17,35	21,78	19,05	70,97	17,73
9.9.8	4,97	6,79	6,79	18,55	8,41	14,16	18,78	16,40	57,75	23,70
9.9.9		1,50	6,62	8,12	14,16	16,77	23,60	19,65	74,19	17,69
9.9.10	1,64	1,79	2,25	5,68	6,55	15,16	25,90	25,74	73,35	20,97
9.9.13		1,15	13,22	14,37	14,88	10,93	24,97	23,15	73,93	11,71

Tabla 1. Porcentaje en peso de las fracciones arena, limo y arcilla que contienen las muestras de la Formación Lumbrera superior. g: grueso, m: mediano, f: fino, mf: muy fino.

Table 1. Percentage (in weight) of sand, silt and clay of the samples studied from the upper Lumbrera Formation. g: coarse, m: medium, f: fine, mf: very fine.

propuesta por Moore y Reynolds (1989). Se añadió en cada uno las muestras desagregadas partes iguales de agua oxigenada al 30% (v/v) y solución de Morgan (82 g de acetato de sodio disuelto en 900 ml de agua destilada y 27 ml de ácido acético). Para la eliminación total de carbonatos se realizó una digestión en ácido clorhídrico al 10% durante 48 hs. El óxido de hierro se eliminó de acuerdo con la propuesta de Carver (1970), agregando ácido oxálico dihidratado y calentando las muestras hasta observarse la decoloración completa de los sedimentos.

Se realizaron estudios petrográficos para identificación de minerales, texturas, estructuras y microfacies. Para las fracciones finas se realizaron estudios mineralógicos mediante difracción de rayos X en roca total, en forma de montura desorientada a fin de establecer la presencia y cantidad de fases minerales presentes. Las muestras fueron preparadas en los laboratorios LAC y LABGEO – F.C.E.FyN. y las mediciones se efectuaron en la Facultad de Ciencias Químicas (Universidad Nacional de Córdoba), con

un difractor de rayos X marca Philips modelo X'PERT-PRO con sistema computarizado para el procesamiento de datos, con anticátodo de Cu y un ángulo de barrido de 2 theta de 4° a 35° con condiciones 40 Kv y 40 mAmperes. Para la descripción de los rasgos pedogenéticos presentes se siguieron los criterios de Andreis (1981), Reinhardt y Sigle (1988) y Retallack (1990), y para la descripción de los rasgos diagenéticos se utilizaron los criterios propuestos por Folk (1974) y Pettijohn (1980). Los colores de las rocas se determinaron en muestras macroscópicas secas con la carta comparativa Munsell Rock Color Chart.

RESULTADOS

Sedimentología: descripción e interpretación de las litofacies sedimentarias

De acuerdo a las características físicas y químicas se identificaron 5 litofacies sedimentarias (Figs. 2, 3a-e). Las rocas de naturaleza pelítica en afloramiento

resultan muy homogéneas y por lo tanto de difícil caracterización macroscópica, por consiguiente, las litofacies identificadas se basaron principalmente en los rasgos petrográficos.

Facies de Limolita Bioturbada. Está integrada por limolitas finas a gruesas en bancos tabulares de varios centímetros a metros de espesor (Fig. 3a). El material se presenta en agregados angulosos a subangulosos de unos pocos milímetros hasta 5 cm, limitados por fracturas rectas y concoideas circulares, de aspecto macizo y de color rojo pálido (10R 6/2) - marrón rojizo pálido (10R 5/4) (Fig. 3d). Presenta motas de color verde pálido (5G7/2) de diámetros milimétricos hasta 2 cm, concreciones de óxidos de hierro milimétricas y canales verticales de 7 - 8 mm con paredes definidas y rellenos de material arcilloso. Algunos canales se acuñan hacia la base y otros además, presentan bifurcaciones hacia los laterales.

Al microscopio se observa que esta facies, además de la fracción limo, está formada por un subordinado porcentaje de arcillas (10%), precipitados de microesparita/esparita (10-15%) y óxidos de hierro (Fig. 4a). Presenta predominio de una microfábrica sépica de tipo "ss" y por sectores microfábrica asépica; la microestructura es grumosa y en algunos casos prismática, con birrefringencia moderada a baja y coloración rojiza (Fig. 4a). La composición mineralógica comprende granos de cuarzo, plagioclasa, microclino, opacos, circón y micas, los que se presentan angulosos a subangulosos y el contacto entre ellos es escaso (de tipo puntual y lineal) a nulo. En algunas muestras se observa un material microcristalino isótropo que se interpreta como analcima, y su presencia fue corroborada por DRX. Por otro lado la muestra N°3 perteneciente al área de Río Juramento además de analcima presenta fragmentos cóncavos-convexos e isótropos (Fig. 4b).

En esta facies son comunes los recubrimientos de arcilla y óxidos de hierro en poros, granos y grietas. En sectores se observa una orientación preferencial de los granos y de los cementos argílicos que los rodean formando estructuras *microlickenside* (Fig. 4c). Los precipitados de hierro son abundantes, forman nódulos, concreciones (Fig. 4d) y cementaciones tipo pendant, se observan pisolitas de limolita/hematita aisladas e inmersas en el material fino (Fig. 4e). Además se observa calcita romboédrica e huédrica a subhuédrica diseminada en la micromasa formando

agregados y tapizando las paredes de grietas y la base interna de poros.

En esta facies se distinguen 3 tipos de poros: circulares (Fig. 4f), vermiformes y romboédricos; y 2 tipos de grietas: semicirculares y rectas, éstas últimas tienen la particularidad de acuñarse en profundidad. La presencia de cámaras y canales verticales y horizontales es característica en esta facies. Se registra tanto poros abiertos como rellenos por esparita (Fig. 4f). En algunos sectores, la matriz está decolorada y presenta un incremento del material arcilloso, demarcados por bordes curvos y netos. Hay presencia de restos de material fosfático compatible con fragmentos de huesos fósiles (Fig. 4e).

Interpretación: Esta facies se interpreta como producto de la decantación de material limolítico, en condiciones subaéreas. Los fragmentos cóncavo-convexos son interpretados como trizas volcánicas. Los cementos de arcilla y hierro recubriendo granos, poros y grietas son interpretados como cutanes - de tipos argillán y ferrán - de poro y de pared respectivamente. Éstos, al igual que las pisolitas, nódulos, concreciones y cementaciones tipo pendant, se interpretan como estructuras formadas en respuesta a procesos de precipitación estacional de óxidos de hierro y arcilla (Reinhardt y Sigle, 1988; Retallack, 1990). Los precipitados de carbonatos también responderían a procesos de precipitación estacional, mientras que los cristales de calcita romboédrica podrían indicar etapas de diagénesis avanzada. La presencia de poros con la misma geometría indicaría la desestabilización y disolución parcial y/o total de los cristales, posiblemente por cambios en el pH. Los canales, cámaras y poros circulares son interpretados como bioturbaciones producidas por microorganismos y las grietas en forma de cuña, son interpretadas como trazas de raíces. Los sectores decolorados de la matriz son interpretados como motas de reducción que se producen en microesferas alrededor de materia orgánica. El tipo de microfábrica y microestructuras presentes, junto a los rasgos descriptos, llevan a interpretar esta facies como producto de desarrollo de procesos pedogenéticos con incipiente a moderada formación de horizontes iluviales (argilítico u óxico) (Andreis, 1981; Reinhardt y Sigle, 1988; Retallack, 1990), a partir de un sustrato formado principalmente por depósitos mantiformes de limo.

Facies de Limolita Calcárea. Esta facies está inte-

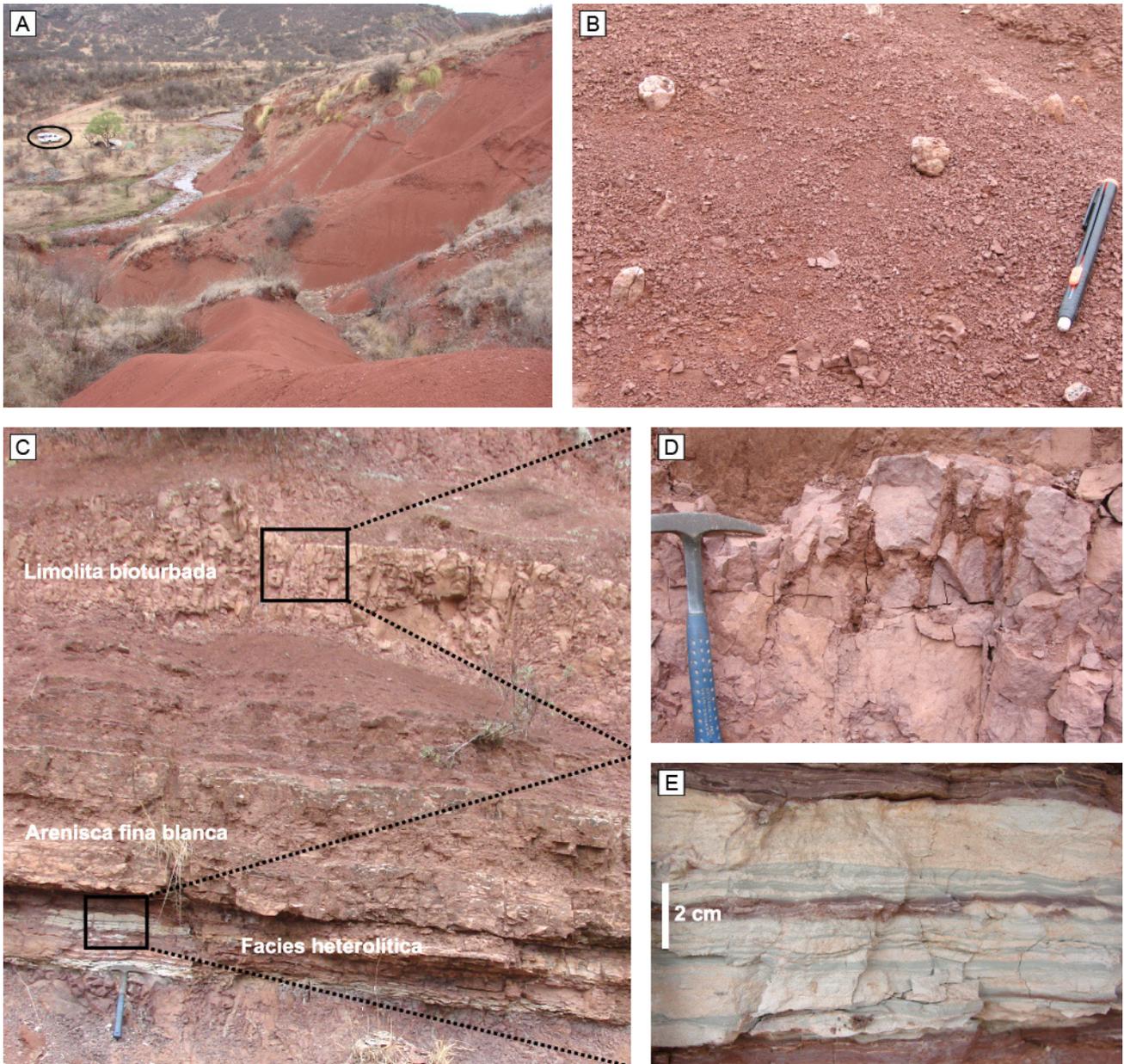


Figura 3. Aspecto de la Formación Lumbreira superior en El Simbolar. a) Dominio de la facies de Limolita bioturbada groseramente estratificada. Nótese la camioneta como escala (círculo negro). b) Facies de Limolita calcárea, obsérvese las estructuras de cristalarias. c) Sucesión de facies Heterolítica, Arenisca fina blanca y Limolita bioturbada. d) Vista en detalle de la facies de Limolita bioturbada con nivel de paleosuelo, obsérvese los agregados en bloque. e) Vista en detalle de la facies Heterolítica en afloramiento.

Figure 3. Outcrop aspect of the upper Lumbreira Formation at El Simbolar. a) Crudely stratified Bioturbated siltstone facies typical of this unit, note the truck for scale (black circle). b) Calcareous siltstone facies with crinoid structures. c) Facies successions comprising Heterolithic, White fine-grained sandstone and Bioturbated siltstone facies. d) Close-up view of the Bioturbated siltstone facies with a pedological structure (blocky peds). e) Close-up view of the Heterolithic facies.

grada por limolitas finas rojizas (Fig. 3b). El material se presenta en agregados irregulares a esferoidales de 1 cm a 5 cm limitados por fracturas curvas y otros, que por estar limitados por fracturas rectas

forman agregados subangulosos, de aspecto macizo. Las tonalidades de los agregados varía desde marrón pálido (5YR 5/2) a marrón rojizo oscuro (10R 3/4). Presentan motas de color verde pálido (5G 7/2),

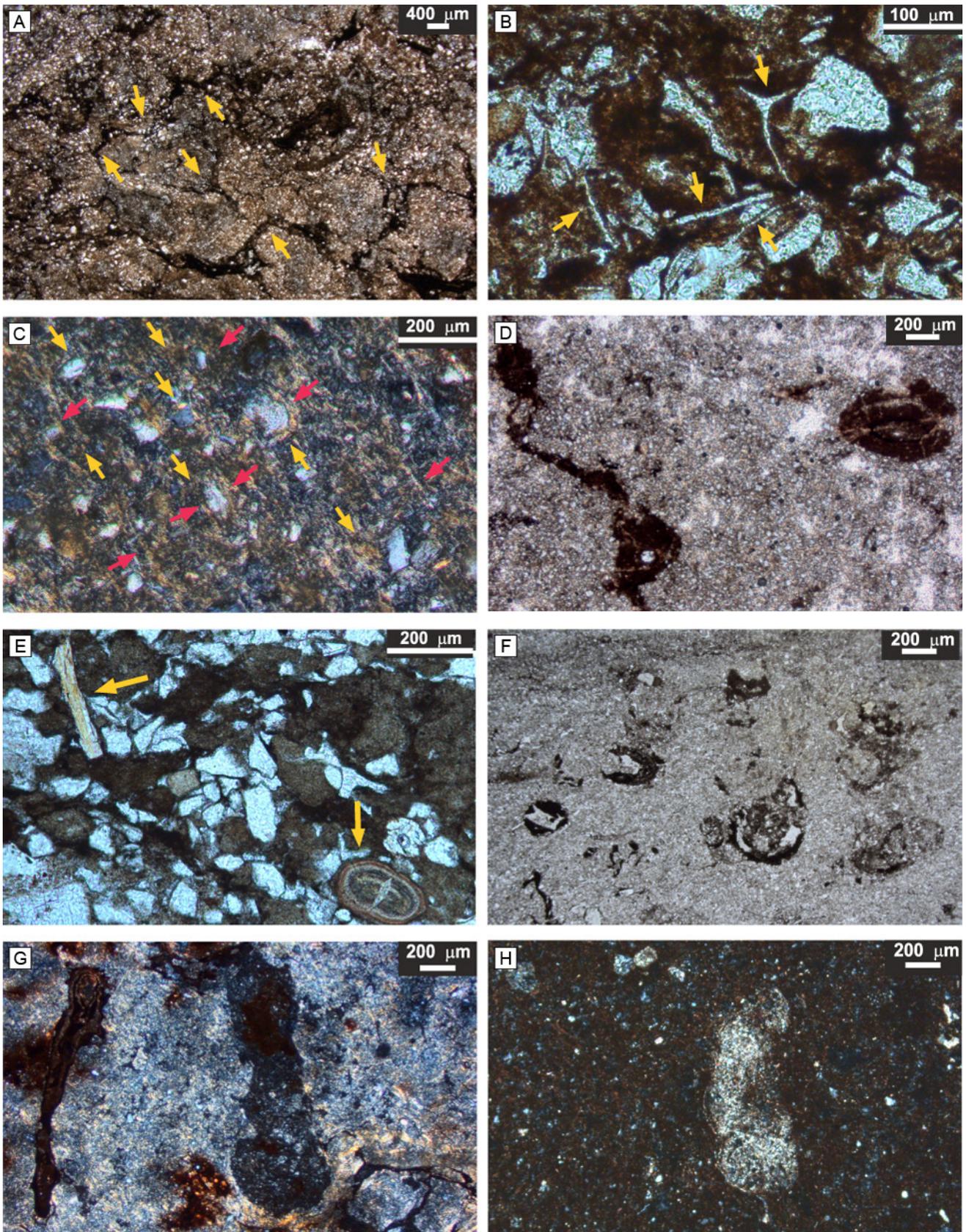


Figura 4. Microfotografías que muestran las principales características de las litofacies descritas. a) - f) Facies de Limolita bioturbada. a) Compuesta de limolita, microesparita y óxidos de hierro, nótese la coloración rojiza y la baja birrefringencia, con desarrollo de micro-agregado prismático. b) Trizas volcánicas (flechas amarillas), Río Juramento. c) Estructura *microslickenside*, en flechas amarillas y rojas se distinguen las dos orientaciones preferenciales de la arcilla iluvial. d) Bioturbaciones circulares

recubrimientos de arcillas en las paredes de las fracturas, nódulos carbonáticos de hasta 4 mm de diámetro, cristalarias de 0,5 cm hasta 2 cm (Fig. 3b), canales alargados con relleno arcilloso de color marrón grisáceo (5YR 3/2) y estructuras tubulares de entre 2 cm a 4 cm de largo rellenas de calcitas.

Al microscopio se observa una micromasa formada por limo y microesparita (30-50%) con cantidades subordinadas de arcilla (5%) y óxido de hierro (3-10%) (Fig. 4g,h). Presenta microfábrica sépica dominante de tipo "ss" y microestructura grumosa (Fig. 4g,h), en tanto la birrefringencia es moderada a alta (Fig. 4g,h). El componente detrítico más grueso es escaso y oscila entre arena muy fina y limo grueso, reconociéndose cuarzo, opacos, plagioclasa, microclino y moscovita entre los componentes minerales. Al igual que en la facies anterior, la calcita se presenta en cristales microesparíticos y macrocristales romboédricos (Fig. 4h), en algunos casos formando cristalarias (calcita drúsica que reviste el lado interno de las oquedades). Exhibe nódulos y concreciones ferruginosas, se registran poros abiertos y ocluidos por cementos de hierro, arcilla y esparita. Además hay canales horizontales y perpendiculares (Fig. 4g,h), algunos rellenos de esparita (Fig. 4h).

Interpretación. Esta facies se interpreta como producto de la decantación de material limolítico, en condiciones subaéreas, y se distingue de la anterior por la abundancia relativa del contenido carbonático con respecto al contenido arcilloso y óxidos de hierro, lo cual es visiblemente notable en la moderada a alta birrefringencia de la micromasa. Se interpreta la precipitación de microesparita como producto de la diagénesis temprana a pene-contemporánea con la sedimentación, y en aquellos casos de macrocristales de esparita y rellenos drúsicos, precipitación diagenética tardía. Los óxidos de hierro, en esta fa-

cies, se concentran mayormente formando estructuras pedogenéticas (Retallack, 1990), más que diseminados en la micromasa. La presencia de cutanes (ferranes, argillanes y de material calcítico) y glébulas indican que los carbonatos, los óxidos de hierro y parte de las arcillas se habrían incorporado por procesos de eluviación – iluviación (Brewer, 1976; Goudie, 1983; Reinhardt y Sigle, 1988; Retallack, 1990).

Los canales verticales y horizontales se interpretan como bioturbaciones producidas por animales, mientras que a los canales bifurcados y/o en cuña se los interpreta como trazas de raíces. Las motas de color verde pálida son interpretadas como reducción que se produce en micro-esferas alrededor de materia orgánica. El conjunto de los rasgos descriptos indican desarrollo edáfico.

Facies de Arenisca Fina Blanca. Integrada por arenitas feldespáticas de grano fino a muy fino. Forma bancos tabulares de hasta 0,50 m de espesor (Fig. 3c), y posee base neta plana y techo gradacional a facies de limolitas bioturbadas. Presenta carbonatos diseminados, concreciones ferruginosas y motas verde grisáceas (5G 5/2). Internamente presenta laminación plano paralela en la base y hacia el tope agradación de ondulitas simétricas. La selección de las arenas es muy buena y el empaquetamiento es cerrado. Cada lámina ondulada presenta gradación normal desde arenisca fina a arenisca limolítica, donde los topes están marcados por delgadas capas de pelitas ricas en micas y restos de materia orgánica. La laminación interna puede estar localmente alterada por bioturbación.

Al microscopio se distingue una textura grano sostén, formada por granos de cuarzo, micas, feldespato potásico, plagioclasa, opacos, circón y anfíboles entre los componentes minerales, y una matriz arci-

rellenas de microesparita y óxidos de hierro con cutanes de tipo ferrán. e) Pisolita de limolita/hematita, a la izquierda de esta, se observa un resto fósil fosfático. f) Concreciones ferruginosas. g) – h) Facies de Limolita calcárea. g) A la izquierda, concreción ferruginosa y a la derecha bioturbación abierta, matriz micro-esparítica de alta birrefringencia. h) Bioturbación rellena de microesparita.

Figure 4. Photomicrographs showing main features of the facies described in this contribution. a) - f): Bioturbated siltstone facies. a) Composed by silt with microesparite and ferric oxides, note the reddish color, the low birefringence and the presence of prismatic micro-aggregates. b) Volcanic shards, Río Juramento. c) Microslickensides, yellow and red arrows show the two preferential orientations of illuvial clays. d) Circular bioturbation filled with spar and ferric oxides coating. e) Hematitic pisolite, to the left a phosphatic fossil remain. f) Ferric oxide concretion. g) - h) Calcareous siltstone facies. g) Ferric oxide concretion, to the right open pore suggesting bioturbation, microesparite with high birefringence matrix. h) Microesparite filling bioturbation structure.

llosa subordinada. Se distinguen cementos de tipo ferruginoso y carbonático. En general los granos son angulosos a subangulosos y el empaquetamiento es cerrado con contactos lineales, puntuales y convexos. La birrefringencia es baja a moderada. Además del material detrítico se observan cristales de calcita rombohédrica, recubrimientos de grano y de poros y glébulas ferruginosas (nódulos y concreciones). Presenta estructuras circulares, cámaras, canales perpendiculares a la laminación y canales horizontales con desarrollo de estructuras semicirculares concéntricas en su interior. Algunas de estas estructuras están rellenas con mezcla de arcillas y óxidos de hierro, detritos y microesparita (Fig. 4f). Se observaron restos fosfáticos pertenecientes a huesos.

Interpretación. Esta facies representa eventos tractivos de baja energía a partir de corrientes unidireccionales, que transportan material clástico arenoso fino. Luego el material era retrabajado por corrientes de oleaje sugiriendo condiciones subácueas. Las estructuras circulares, cámaras y canales son interpretadas como producto de la colonización del sustrato al secarse. Los recubrimientos ferruginosos en granos y poros y glébulas fueron incorporados por la alternancia de períodos húmedos y secos por procesos de eluviación-iluviación (Brewer, 1976; Goudie, 1983) y los cristales de calcita durante un estadio diagenético tardío.

Facies Heterolítica. Integrada por la alternancia de areniscas finas y limolitas formando un nivel tabular de 1 m de espesor (Fig. 3c). Internamente se observa laminación ondulada y lenticular. Los niveles de limolitas son de color rojo grisáceo (5R 4/2) y verde pálido (5G 7/2). El término con laminación ondulada oscila entre de 3 y 10 mm de espesor cada una, mientras que el término con estratificación lenticular oscila entre 7 y 10 mm de espesor. Los niveles de arenisca fina son blanquecinos (10Y 9/2) y oscilan entre 5 y 10 mm de espesor. Se observan ondulitas y laminaciones cruzadas unidireccionales y bidireccionales (Fig. 3e), nódulos ferruginosos y bioturbaciones verticales y oblicuas.

Al microscopio se distinguen dos microfacies: 1) Subarcosa. Compuesta de abundantes minerales de cuarzo, filosilicatos (moscovita y arcillas), opacos, circones, plagioclasa, turmalina y apatita. Los granos son angulosos a subangulosos, de aspecto fresco, con contactos lineales y puntuales, y buena selección

granulométrica. El cemento se presenta en parches siendo de chert, esparita y arcilla. Los filosilicatos y los granos se acomodan con el eje mayor paralelo a la estratificación marcando la laminación interna.

2) Alternancia de capas de fangolita y subarcosa. Se observa estratificación ondulada (*wavy bedding*) y por sectores lenticular, formada por la intercalación de láminas de arenisca fina (subarcosa) con láminas de fangolita. Estructura laminar paralela ondulada convexa, donde las láminas convexas se cortan entre sí. El término fangolítico se caracteriza por la presencia de laminación horizontal marcada por la disposición de los filosilicatos y definida gradación normal. Este término es rico en materia orgánica dispuesta paralela a la laminación. Se observan oquedades irregulares y circulares, algunas abiertas y otras rellenas de material clástico más grueso, y en algunas también se observa materia orgánica.

Asimismo se distinguen cavidades abiertas, grietas rellenas de calcita, grietas más finas rellenas de sílice, agregados minerales y concentración de óxidos de hierro formando nódulos y delgadas láminas paralelas a la laminación general.

Interpretación. Las estructuras sedimentarias indican sedimentación de material clástico por flujos tractivos de baja energía y decantación subácuea de material en suspensión. La alternancia de areniscas y fangolitas sugiere períodos de mayor energía en que se desplazaba el material psamítico y períodos de calma en que decantaba el material fino. La estructura laminar paralela ondulada convexa y las láminas convexas cortándose entre sí se interpretan como ondulitas formadas por corrientes unidireccionales y retrabajo de flujos oscilatorios. Los restos de materia orgánica corresponderían a fitoclastos transportados juntos con los litoclastos. El grado de bioturbación es bajo, algunas de las oquedades pueden interpretarse como secciones transversales de estructuras sugestivas de raíces. Las bioturbaciones están recubiertas por argillanes y conjuntamente con la presencia de nódulos ferruginosos y grietas rellenas de microesparita indican procesos de eluviación – iluviación de arcillas, carbonatos y óxidos de hierro. El color verdoso de los depósitos se lo otorga el hierro ferroso (Fe^{+2}) que se observa en ambientes reductores con condiciones de drenaje anegado o deficitario. El hierro ferroso es típico de condiciones de saturación prolongada (25-50% del año) (Daniels *et al.*, 1971). Estos rasgos sugieren formación de cuerpos de agua temporarios que con posterioridad se secaban y eran

colonizados por plantas y organismos.

Facies de Ceniza Volcánica. Esta litofacies se distingue en el área de Pampa Grande (Figs. 1b, 2); forma un nivel continuo de 25 cm de espesor de color blanco intenso (N 9) que contrasta con el rojo característico (10R 6/2) de esta unidad. Presenta aspecto macizo sólo alterado por la presencia de canales simples producto de bioturbación y marcas de raíces. Petrográficamente corresponde a una toba cristaloclástica compuesta principalmente por cristales tabulares de plagioclasa, algunos individuos zonados, biotita, cuarzo, circón y escasas trizas vítreas (vitroclatos).

Interpretación. Este nivel se interpreta como producto de la caída de ceniza volcánica, que por la granulometría representa un depósito distal. Sobre este sustrato volcánico se desarrollaron procesos edáficos.

Interpretación Paleoambiental

El conjunto de facies sedimentarias identificadas sugiere un ambiente dominado por la decantación de material fino en condiciones subaéreas, y de manera localizada y subordinada presencia de flujos tractivos ácueos de baja energía, que formaban charcas o lagunas temporarias. El material fino forma extensos depósitos caracterizados por las facies de limolita bioturbada y limolita calcárea. A su vez, este material presenta un desarrollo de paleosuelo sobreimpuesto (Figs. 3d, 4), evidenciado por la presencia de microfábrica, microestructura, rasgos pedogenéticos, minerales pedogenéticos y marcas de raíces y organismos (bioturbaciones). Los rasgos pedogenéticos presentes como barnices en poros y grietas (argillanes y ferranes), concreciones ferruginosas, nódulos ferruginosos y carbonáticos, pisolitas, pendans y cristalarias de calcita, son indicios de que los precipitados de óxidos de hierro, parte de los minerales de arcillas, y parte de los precipitados de carbonato de calcio fueron incorporados al suelo por procesos de eluviación – iluviación bajo alternancia de períodos húmedos y secos (Brewer, 1976; Goudie, 1983; Reinhardt y Sigle, 1988; Retallack, 1990). Durante la estación seca se produciría la oxidación y el enrojecimiento de los precipitados de hierro (Duchaufour, 1982). El óxido más común en suelos es la hematita, lo cual explicaría la coloración rojiza de la roca y estaría indicando suelos bien oxigenados (Schwertmann

y Taylor, 1977). Además son causantes de la baja birrefringencia, textura grumosa y cementación (Schwertmann y Taylor, 1977). Los cristales de calcita romboédricas dispersos en la micromasa se interpretan como un mineral autigénico (Retallack, 1990). Los óxidos de hierro y sobre todo los carbonatos son indicadores de climas semiáridos (Schwertmann y Taylor, 1977).

La presencia de poros de geometría circular se puede interpretar como producidos por trazas de raíces; mientras que los canales, las cámaras y poros vermiformes son interpretados como trazas generadas por organismos (Andreis, 1981; Retallack, 1990). El conjunto de estructuras y micro-estructuras descriptos se interpretan como producto de la actividad biológica; a su vez son consideradas como áreas de aireación y oxidación del hierro durante la estación seca o no saturada.

Como se mencionó, se interpreta que parte de las arcillas se incorporaron al suelo por procesos de translocación. Otras pueden ser de neoformación por alteración de minerales preexistentes. Asimismo, la analcima determinada se considera autigénica, producto de la reacción de materiales del sustrato con el agua intersticial alcalina; en este caso particular se interpreta que el material volcánico presente en los sedimentos habría facilitado su formación (Hay y Sheppard, 2001).

En resumen, las características sedimentarias permiten inferir un paleoambiente de planicies vegetadas; temporalmente áreas topográficamente más bajas quedaban inundadas por lluvias y corrientes de agua episódicas no canalizadas, que además de detritos arrastraban parte del material vegetal (facies de arenisca fina blanca y facies heterolítica). Estas charcas o lagunas, una vez secas, eran colonizadas por vegetación.

Análisis Granulométrico

Los resultados de los análisis granulométricos muestran un predominio de la fracción limo (3,9 a 63 μm) con una participación de más del 50%, seguido de la fracción arena cuyos porcentajes varían entre 5,7 y 43,2%, y una participación menor al 20% de la fracción arcilla. Dentro de la fracción arena, la clase textural con mayor porcentaje es arena muy fina (63 a 125 μm) y ninguna de las muestras analizadas supera tamaños granulométricos mayores a arena mediana (250 a 500 μm) (Tabla 1).

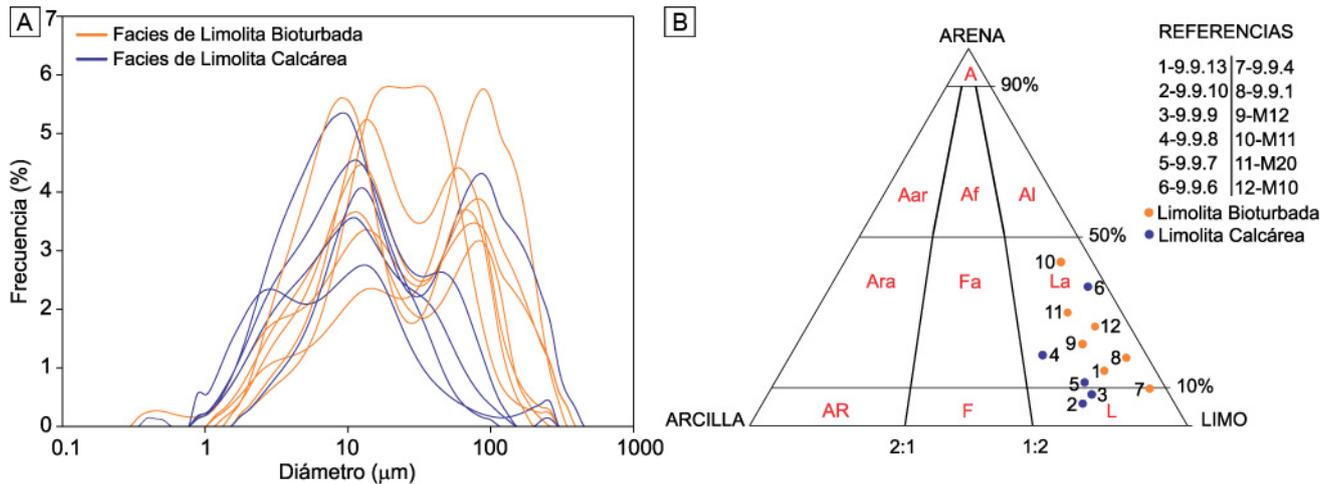


Figura 5. a) Curvas de distribución de tamaño de partículas de la Formación Lumbrera superior. Obsérvese la predominancia del patrón de distribución bimodal. b) Clasificación textural de acuerdo a Folk (1974) de los niveles inferiores de la Formación Lumbrera superior, obsérvese que la mayor población se encuentra en limo arenoso y solo dos muestras son de limo.

Figure 5. a) Grain-size frequency distribution curves of the upper Lumbrera Formation, showing the predominance of bimodal distribution pattern. b) Grainsize classification following Folk (1974) of the lower deposits of the upper Lumbrera Formation. Note that the most of the samples are sandy siltstones, and only two samples represent pure siltstones.

Se destaca la homogeneidad de los patrones de distribución de partículas que presentan el conjunto de las muestras (Fig. 5a). Las curvas granulométricas (Fig. 5a) muestran un patrón de distribución de tamaño de grano predominantemente bimodal. La moda principal se encuentra en el rango de limo fino (7,8 a 15,6 μm) y solo en tres muestras esa moda se encuentra en el tamaño arena muy fina (63 a 125 μm). La moda secundaria presenta mayor variabilidad aunque en ninguno de los casos supera la fracción arena muy fina. La mediana de este conjunto de muestras está representada por la fracción limo medio (15,6 a 31 μm) y limo fino (7,8 a 15,6 μm) (Tabla 2). Los porcentajes totales (Tabla 1) se graficaron en un diagrama triangular (Fig. 5b) para obtener la clase textural de los sedimentos, de lo cual se interpreta que, en general, los sedimentos de la Formación Lumbrera superior se clasifican como limolitas arenosas y solo dos muestras se clasifican como limolitas.

Mineralogía

La figura 6 muestra los difractogramas obtenidos a partir de difracción de rayos X en roca total. En los mismos se puede observar una marcada homogeneidad mineralógica sin cambios sustan-

ciales entre las distintas muestras. Se reconocieron dos grupos de minerales. Por un lado los minerales detríticos o alogénicos, originados a partir de la meteorización física de rocas en el área fuente y transportados mecánicamente, como son cuarzo, plagioclasa, illita/ moscovita. Por otro lado se distinguieron los componentes químicos o autígenicos, que se originan *in-situ* por precipitación química/bioquímica durante los procesos pedogenéticos y/o diagenéticos (Klein y Hurlburt, 1996) como calcita, analcima y hematita.

DISCUSIÓN

Los depósitos de la Formación Lumbrera superior aflorantes en el área de El Simbolar y Río Juramento se caracterizan por el aspecto homogéneo, coloración rojiza, desarrollo de paleosuelos y una distribución granulométrica bimodal. La moda principal, en su mayoría, está representada por los tamaños limo fino y la moda secundaria, en algunos casos, por arena muy fina y en otros por limo. La participación de limo en la mayoría de las muestras, alcanza más del 50%. Pye (1987) define a los depósitos de loess como aquellos compuestos por más del 50% de partículas tamaño limo (3,9-63 μm) y porcentajes de arena y arcilla variables, distinguiendo entre aquellos que

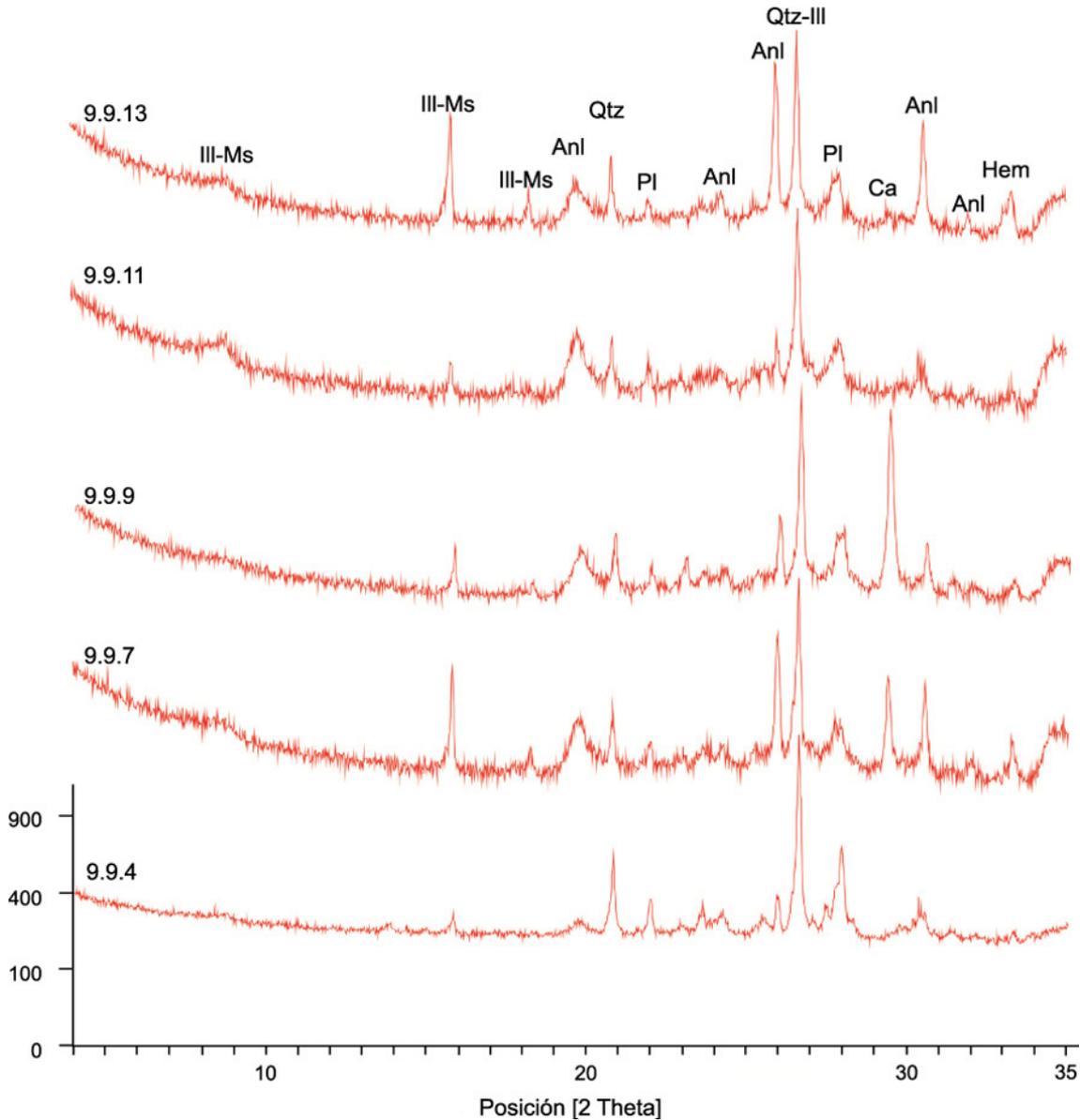


Figura 6. Composición mineralógica de los sedimentos finos de la Formación Lumbreira superior obtenidos a partir de difracción de rayos X en roca total. Obsérvese la homogeneidad mineralógica que presentan las muestras analizadas.

Figure 6. Mineralogical composition of fine-grained sediments of the upper Lumbreira Formation from XRD analysis. Note that all the shown samples show a similar mineralogical composition.

poseen más del 20% de arena, caracterizándolos como *loess arenosos*, y aquellos con más del 20% de arcilla, caracterizándolos como *loess arcillosos* (Pye, K.,1995). En base a lo expuesto, se interpreta que los sedimentos de la Formación Lumbreira superior corresponden a depósitos eólicos, de tipo loess arenoso.

La escasez de registros de loess primario más antiguos que Cuaternario en Argentina (Zárate,

2003), impide su comparación con otras cuencas contemporáneas. Por ese motivo y con el fin de poder cotejar nuestros resultados con depósitos sedimentarios de indudable origen eólico, la figura 7 compara la curva de distribución de partículas promedio obtenidas para la Formación Lumbreira superior con similar información obtenida a partir de muestras de loess cuaternario y de sedimentos eólicos actuales. Las muestras de loess provienen

Muestra	Moda Principal (µm)	Moda Secundaria (µm)	Moda Terciaria (µm)	Mediana (µm)
M10	12,3	72,3		20
M20	72,4	12,35		23
M11	82,7	14,16	3,23	17,47
M12	10,79	77,37		16,21
9.9.1	12,4	55		20,29
9.9.4	27,95			21,78
9.9.6	82,5	12,36		35,32
9.9.7	10,82			10,11
9.9.8	12,3	2,6		15,2
9.9.9	10,79	41,95		10,11
9.9.10	8,24			8,21
9.9.13	8,25	63,11		11,36

Tabla 2. Modas principales y secundarias y medianas de las muestras estudiadas de la Formación Lumbreira superior.

Table 2. Principal and secondary modal sizes and median of the studied samples from the upper Lumbreira Formation.

de afloramientos presentes en localidades de la provincia de Córdoba (e.g., Los Surgentes, Lozada y Villa Rivera Indarte) y las muestras de polvo atmosférico fueron colectadas en el INTA Marcos Juárez (Provincia de Córdoba) (para más detalle ver Gaiero *et al.*, 2013). La figura 7 indica una buena concordancia entre el promedio de la distribución granulométrica de la Formación Lumbreira superior con el promedio observado en muestras de loess y polvo atmosférico. La bimodalidad granulométrica en muestras de loess y polvo atmosférico actual puede responder a la contribución sedimentaria a partir de dos mecanismos de transporte diferentes; la moda gruesa reflejando una fuente sedimentaria local y que ha sido transportada durante episodios esporádicos (tormentas de tierra) a través de la atmósfera baja y la moda fina generada a partir de fuentes más distales y transportadas en la atmósfera alta, eventualmente depositada mediante lluvias (Pye, 1987, 1995; Kröhling y Orfeo, 2002; Smith *et al.*, 2003; Sun *et al.*, 2004; Kröhling *et al.*, 2006; Gaiero *et al.*, 2013). Ambos mecanismos podrían explicar la bimodalidad granulométrica observada en la unidad de estudio.

La composición mineralógica del loess depende de la naturaleza de la roca madre y de los procesos

que hayan actuado sobre éste; sin embargo en la mayoría de los depósitos el cuarzo es el constituyente dominante entre un 45-55% siendo remanentes feldespatos, micas, los minerales de arcilla, carbonatos, minerales pesados, fitolitos, sal y vidrio volcánico. No obstante, los loess de Nueva Zelanda, Alaska y Argentina poseen un alto contenido en vidrio volcánico y feldespatos (Teruggi, 1957; Zárate y Blasi, 1991; Pye, 1995; Zárate, 2003; Argüello *et al.*, 2010), mientras que el loess de Asia Central, el Valle de Rhine y el Valle de Mississippi poseen un alto contenido en minerales carbonáticos ($\geq 30\%$) (Pye, 1995). En presencia de climas húmedos y semi-húmedos la meteorización de los minerales lábiles (micas y feldespatos) incrementa el contenido en minerales de arcilla y la lixiviación del carbonato primario; mientras que en climas semiáridos los procesos pedogenéticos favorecen el desarrollo de horizontes de carbonato nodular secundario (Pye, 1987). En este aspecto, se destaca que los niveles de la Formación Lumbreira superior, presentan una mineralogía homogénea sin cambios mineralógicos sustanciales; domina el cuarzo detrítico siendo los componentes minoritarios feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, circón, arcillas y vidrio volcánico. Llamativamente en la Formación Quebrada de

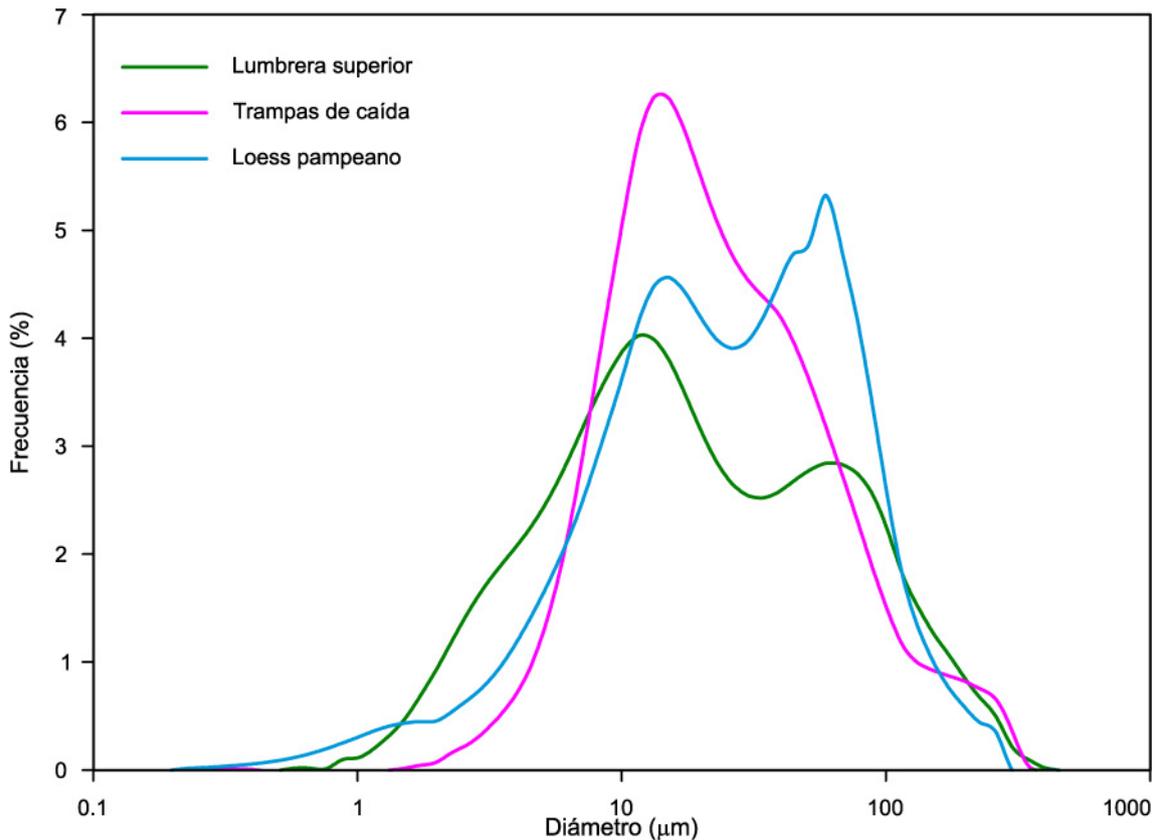


Figura 7. Comparación entre las curvas de distribución de partículas promedio de la Formación Lumbrera superior, loess Cuaternario Pampeano y polvo atmosférico actual.

Figure 7. Comparison between the average of grain-size distribution curves of the upper Lumbrera Formation, Pampean loess and current atmospheric dust particles.

los Colorados (Tin –Tin, Valle Calchaquí – Fig. 1b) equivalente a Lumbrera superior, los análisis mediante SEM, TEM y DRX en pelitas, muestran evidencias contundentes de un aporte volcanoclástico para estos niveles (Do Campo *et al.*, 2010).

Los depósitos de la Formación Lumbrera superior se caracterizan por presentar un desarrollo continuo de paleosuelos (presencia de microfábricas, microestructura, bioturbaciones y minerales pedogénicos) sin que se reconozcan niveles discretos, que modificaron los depósitos primarios. Esta característica sugiere una baja tasa de acreción vertical, pero de manera continua. Según los procesos que han actuado sobre las acumulaciones eólicas, los depósitos de la Formación Lumbrera superior corresponderían a los llamados loess meteorizados (Pye, 1987,1995).

La identificación de un depósito de loess implica simultáneamente resolver la potencial fuente

del detrito y una explicación factible es la formación contemporánea de los proto-Andes. Trabajos recientes han documentado levantamientos tectónicos eocenos-oligocenos (Carrapa *et al.*, 2005; Deeken *et al.*, 2006; Insel *et al.*, 2012; del Papa *et al.*, 2013; Quade *et al.*, 2015). Especialmente Quade *et al.* (2015) en base a estudios isotópicos proponen que para el Eoceno, la Puna ya constituía una región elevada (~4000 msnm) bajo condiciones de aridez a semi-aridez. Asimismo, vale mencionar que para el Eoceno – Oligoceno temprano se encontraba activo un arco volcánico en la región oriental de Chile (20°S - 25°S) (Maksaev y Zentilli, 1999), donde las partículas volcánicas podrían haberse inyectado en la atmósfera alta siendo transportadas hacia la cuenca de estudio. Las evidencias de un aporte volcánico estaría confirmada por la mineralogía y por la presencia de niveles de cenizas volcánicas intercaladas tanto en la Formación Lumbrera su-

perior como en la Formación Quebrada de los Colorados (Do Campo *et al.*, 2010). La presencia de material volcánico procedente del arco volcánico es un indicio, además de la existencia de vientos de altura (*jet streams*) que circulaban desde el oeste y hacia el este.

En base a las características sedimentológicas se interpreta que el clima en la cuenca debió haber sido templado cálido a semiárido con una estación anual lluviosa y otra seca. La ausencia de esmectitas y el dominio de moscovitas sugieren baja meteorización química (Chamley, 1989). Adicionalmente la presencia de fósiles mamíferos unguilados ramoneadores indica la presencia de vegetación arbustiva (Quattrocchio, 1978a, b; Pascual *et al.*, 1981; Deraco, 2013).

CONCLUSIONES

Los primeros estudios sedimentológicos realizados permiten interpretar un origen eólico para los depósitos de la Formación Lumbrera superior expuesta en el Valle de Lerma. Las partículas transportadas se habrían acumulado formando ambientes de llanuras con desarrollo de procesos pedogenéticos sobreimpuestos. La humedad local habría favorecido la preservación del material loésico (limos arenosos y limos) impidiendo que sean retransportados por agentes atmosféricos. Asimismo se interpreta la formación contemporánea de la Cordillera Andina como la posible fuente del detrito.

Agradecimientos

Las investigaciones fueron realizadas con el aporte de los siguientes subsidios para la investigación: FONCYT (PICT 407), CONICET (PIP 489). Se agradece a la Lic. Andrea Lojo por su colaboración y supervisión en las distintas técnicas geoquímicas desarrolladas y procesamiento en el Laboratorio de Química – FEFyN - UNC. Al técnico Maximiliano Medina por la supervisión en el procesamiento de muestras en el laboratorio de geología (LabGeo) - FCFEfyN - UNC. A la Dra. Gilda Collo por colaborar con las interpretaciones de los análisis mineralógicos. Al colega Agustín Mors por brindar ayuda en los softwares utilizados. Los autores agradecen a la Dra. Kröhling, a la Dra. Mehl y a los editores por las sugerencias realizadas que contribuyeron a mejorar el trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andreis, R.R.**, 1981. *Identificación e importancia geológica de los paleosuelos*. UFRGS, Porto Alegre, 67 pp.
- Argüello, G.L., R. Dohrmann, J.A. Sanabria y E. Zahn**, 2010. Genetic implications of a retransported loess profile near Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 29:642-649.
- Bettis III, E.A., D.R. Muhs, H.M. Roberts y A.G. Wintle**, 2003. Last Glacial loess in the conterminous U.S.A. *Quaternary Science Reviews* 22:1907-1946.
- Bond, M. y G. López**, 1995. Los Mamíferos de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la Provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana* 32:301-309.
- Bond, M. y M.G. Vucetich**, 1983. *Indalecia grandensis* gen. et sp. nov. del Eoceno temprano del Noroeste Argentino, tipo de una nueva subfamilia de los Adianthidae (Mammalia, Litopterna). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37:107-117.
- Bond, M., M.G. Vucetich y R. Pascual**, 1984. Un nuevo Notoungulata de la Formación Lumbrera (Eoceno) de la Provincia de Salta, Argentina. *I Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados Actas* 1:20, La Plata.
- Brewer, R.**, 1976. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. Krieger, New York, 482 pp.
- Carrapa, B., D. Adelman, G. Hilley, E. Mortimer, E. Sobel y M. Strecker**, 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes. *Tectonics* 24:TC401.
- Carver, R.E.**, 1970. *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley, New York, 653 pp.
- Chamley, H.**, 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin, 623 pp.
- Daniels, R.B., E.E. Gamble y L.A. Nelson**, 1971. Relation between soil morphology and water-table levels on a dissected North Carolina Coastal Plain surface. *Soil Science Society of America Journal* 35:781-784.
- Deeken, A., E. Sobel, I. Coutand, M. Haschke, U. Riller y M. Strecker**, 2006. Development of the southern Eastern Cordillera, NW Argentina, constrained by apatite fission track thermochronology: From early Cretaceous extension to middle Miocene shortening. *Tectonics* 25:TC6003.
- del Papa, C.E.**, 2006. Estratigrafía y Paleoambientes de la Formación Lumbrera, Grupo Salta, Noroeste Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61:15-29.
- del Papa, C.E., V. García y M. Quattrocchio**, 2002. Sedimentary facies and palynofacies assemblage in Eocene perennial lake, Lumbrera Formation, northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15:553-569.
- del Papa, C.E., A. Kirschbaum, J. Powell, J.A. Brod, E.D. Hongn y M. Pimentel**, 2010. Sedimentological, geochemical and paleontological insights applied to continental omission surfaces: A new approach for reconstructing an Eocene foreland basin in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 29:327-345.
- del Papa, C.E., F. Hongn, J. Powell, P. Payrola, M. Do Campo, M.R. Strecker, I. Petrinovic, A.K. Schmitt y R. Pereyra**, 2013. Middle Eocene-Oligocene broken foreland evolution in the Andean Calchaquí Valley, NW Argentina: insights from stratigraphic, structural and provenances studies. *Basin Research* 25:574-593.
- Deraco, M.V.**, 2013. *Los leontínidos (Mammalia, Notoungulata)*

- del Eoceno del Noroeste Argentino. Relaciones filogenéticas, implicancias cronológicas y aspectos tafonómicos. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 257 pp (inédito).
- Deraco, M.V., J.L. Powell y G. López,** 2008. Primer leontínido (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbreira (Subgrupo Santa Bárbara, Grupo Salta – Paleógeno) del Noroeste Argentino. *Ameghiniana* 45:83-91.
- Ding, Z.L., S.F. Xiong, J.M. Sun, S.L. Yang, Z.Y. Gu y T.S. Liu,** 1999. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma. eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152:49-66.
- Do Campo, M., C.E. del Papa, F. Nieto, F. Hongn y I. Petrinovic,** 2010. Integrated analysis for constraining paleoclimatic and volcanic influences on clay-mineral assemblages in orogenic basins (Palaeogene Andean foreland, Northwestern Argentina). *Sedimentary Geology* 228:98-112.
- Duchauffour, P.,** 1982. *Pedology: Pedogenesis and Classification*. George Allen and Unwin, London, 442 pp.
- Folk, R.L.,** 1974. *Petrology and sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, 182 pp.
- Gaiero D.M., L. Simonella, S. Gassó, S. Gili, A.F. Stein, P. Sosa, R. Becchio, J. Arce y H. Marelli,** 2013. Ground/satellite observations and atmospheric modeling of dust storms originating in the high Puna-Altiplano deserts (South America): Implications for the interpretation of paleo-climatic archives. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118:1-15.
- García López, D.A. y J.E. Powell,** 2009. Un nuevo Oldfieldthomasiidae (Mammalia:Notoungulata) del Paleógeno de la provincia de Salta, Argentina. *Ameghiniana* 46:153-164.
- Gilli, S. y D. Gaiero,** 2014. South American dust signature in geological archives of the southern Hemisphere. *Past Global Changes Magazine* 22:78-79.
- Gómez Omil, R.J., A. Boll y R.M. Hernández,** 1989. Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). En G.A. Chebli y L.A. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán 6:43-64.
- Goudie, A.S.,** 1983. Dust storms in space and time. *Progress in Physical Geography* 7:502-530.
- Guo, Z.T., B. Sun, Z.S. Zhang, S.Z. Peng, G.Q. Xiao, J.Y. Ge, Q.Z. Hao, Y.S. Qiao, M.Y. Liang, J.F. Liu, Q.Z. Yin y J.J. Wei,** 2008. A major reorganization of Asian climate by the early Miocene. *Climate of the Past* 4:153-174.
- Hay, R.L. y Sheppard, R.A.,** 2001. Occurrence of zeolites in sedimentary rocks: An overview. En D.L. Bish y D.W. Ming (Eds.), *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America 45:217-234.
- Herrera, C.M. y J.E. Powell,** 2007. Un peculiar armadillo (Xenarthra, Dasypodidae) del Paleógeno del Noroeste argentino. Su valor cronoestratigráfico. *XXI Jornadas Argentinas de Mastozoología Actas*:244-245, Tafi del Valle.
- Herrera, C.M., J.E. Powell y C.E. del Papa,** 2012. Un nuevo Dasypodidae (Mammalia, Xenarthra) de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la Provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana* 49:267-271.
- Hongn, F., C. del Papa, J. Powell, I. Petrinovic, R. Mon y V. Deraco,** 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23°- 26°S): Control by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology* 35:271-274.
- Insel, N., M. Grove, M. Haschke, J.B. Barnes, A.K. Schmitt y M.R. Strecker,** 2012. Paleozoic to early Cenozoic cooling and exhumation of basement underlying the eastern Puna Plateau margin prior to plateau growth. *Tectonics* 31:TC6006.
- Iriondo, M.,** 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the upper quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences* 10:71-79.
- Iriondo, M. y D. Kröhling,** 2007. Geomorfología y sedimentología de la cuenca superior del Río Salado (sur de Santa Fe y noroeste de Buenos Aires, Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 14:1-23.
- Kemp, R.A., M. Zárate, P. Toms, M. King, J. Sanabria y G. Argüello,** 2006. Late Quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the Northern Pampa, Argentina. *Quaternary Research* 66:119-132.
- Klein, C. y C. Hurlburt,** 1996. *Manual de Mineralogía*. Reberté S.A, Barcelona, 392 pp.
- Kröhling, D. y O. Orfeo,** 2002. Sedimentología de unidades loésicas (Pleistoceno tardío Holoceno) del centro-sur de Santa Fe. *Asociación Argentina de Sedimentología* 9:135-154.
- Kröhling, D., E. Passeggi, A.F. Zucol, M. Aguirre, S. Miquel y M. Brea,** 2006. Sedimentología y bioestratigrafía del loess pampeano del Pleistoceno tardío (Fm Tezanos Pinto) en el SO de Entre Ríos. *IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología, XI Reunión Argentina de Sedimentología Acta*:127, San Carlos de Bariloche.
- Licht A., M. Van Cappelle, H. Abels, J. Ladant, J. Trabuchio-Alexandre, C. France-Lanord, Y. Donnadieu, J. Vandenberghe, T. Rigaudier, C. Lécuyer, D. Terry Jr., R. Adriaens, A. Boura, Z. Guo, A. Naing Soe, J. Quade, G. Dupont-Nivet y J. Jaeger,** 2014. Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world. *Nature* 513:501-506.
- Liu T.S.,** 1985. *Loess and the Environment (in Chinese)*. Science Press, Beijing, 224 pp.
- Maksav, V. y M. Zentilli,** 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, Northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology* 8:65-89.
- Moore, D.M. y J. Reynolds,** 1989. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, Oxford, 332 pp.
- 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* 25:9-44.
- Muhs, D.R. y E.A. Bettis III,** 2003. Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. *Geological Society of America, Special Publication* 370:53-74.
- Muhs, D.R. y M. Zárate,** 2001. Late Quaternary eolian records of the Americas and their paleoclimatic significance. *Interhemispheric Climate Linkages* 12:183-216.
- Muhs, D.R., S.R. Cattle, O. Crouvi, D. Rousseau, J. Sun y M. Zárate,** 2014. Loess Records. En P. Knippertz y J.W. Stuu (Eds.), *Mineral Dust*. Springer Science+Business Media, Springer:411-441.
- Pascual, R., M. Bond y M. Vucetich,** 1981. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) y sus vertebrados. Cronología, paleoambientes y paleobiogeografía. *VIII Congreso Geológico Argentino Actas* III:743-758, Buenos Aires.

- Pecsi, M.**, 1990. Loess is not just accumulation of airborne dust. *Quaternary International* 8:1-21.
- Pettijohn, F.J.**, 1980. *Rocas sedimentarias*. Eudeba, Buenos Aires, 731 pp.
- Powell, J.E., M.J. Babot, D.A. García López, M.V. Deraco y C. Herrera**, 2011. Eocene vertebrates of Northwestern Argentina. En J.A. Salfity y R. Marquillas (Eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. SCS Publisher, Salta: 349-370.
- Pye, K.**, 1987. *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press, London, 334 pp.
- Pye, K.**, 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews* 14:653-667.
- Quade, J., M.P. Dettinger, B. Carrapa, P. DeCelles, K.E. Murray, K.W. Huntington, A. Cartwright, A.A. Canavan, G. Gehlers y M. Clementz**, 2015. The growth of the Central Andes, 22°S-26°S. En P.G. DeCelles, M.N. Ducea, B. Carrapa y P.A. Kapp (Eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America Memoir 212:277-308.
- Quattrocchio, M.**, 1978a. Estudio palinológico preliminar de la Formación Lumbrera (Grupo Salta), localidad Pampa Grande, provincia de Salta, República Argentina. *2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología* Actas II:131-149, Buenos Aires.
- Quattrocchio, M.**, 1978b. Datos paleoecológicos y paleoclimatológicos de la Formación Lumbrera (Terciario Inferior, Grupo Salta). *Ameghiniana* 15:173-181.
- Reinhardt, J. y W.R. Sigleo**, 1988. *Paleosols and weathering through geologic time: principles and applications*. The Geological Society of America, Inc, Reston, 216 pp.
- Retallack, G.J.**, 1990. *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*. Urwin Hyman, Inc., Londres, 520 pp.
- Reyes, F.C. y J.A. Salfity**, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. *V Congreso Geológico Argentino* Actas III:355-385, Buenos Aires.
- Rozycki, S.Z.**, 1991. *Loess and loess-like deposits*. Ossolineum Press, Polish Academy of Sciences, Varsovia, 187 pp.
- Salfity, J.A. y R.A. Marquillas**, 1994. Tectonic and sedimentary evolution of Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En J.A. Salfity (Ed), *Cretaceous Tectonics of the Andes*. Earth Evolution Sciences 6:266-315.
- Schellenberger, A. y H. Veit**, 2006. Pedostratigraphy and pedological and geochemical characterization of Las Carreras loess-paleosol sequence, Valle de Tafí, NW-Argentina. *Quaternary Science Reviews* 25:811-831.
- Schwertmann, U. y R.M. Taylor**, 1989. Iron Oxides. En J.B. Dixon y S.B. Weed (Eds.), *Minerals in soil environments*. Soil Science Society of America, Madison:379-438.
- Sayago, J.M.**, 1995. The Argentine neotropical loess: An overview. *Quaternary Science Reviews* 14:755-766.
- Smith, J., D. Vance, R.A. Kemp, C. Archer, P. Toms, M. King y M. Zarate**, 2003. Isotopic constraints on the source of Argentinian loess with implications for atmospheric circulation and the provenance of Antarctic dust during recent glacial maxima. *Earth and Planetary Science Letters* 212:181-196.
- Starck, D. y G. Vergani**, 1996. Desarrollo tectosedimentario del Cenozoico en el sur de la provincia de Salta. *XIII Congreso Geológico Argentino* Actas I:433-452, Buenos Aires.
- Sun, D., B. Jan, D.K. Rea, Z. An, V. Jef, H. Lu, R. Su y T. Liu**, 2004. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its palaeoclimatic implications. *Catena* 55:325-340.
- Teruggi, M.**, 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27:322-332.
- 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.
- Zárate M.A.**, 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22:1987-2006.
- Zárate, M.A. y A. Blasi**, 1993. Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires Province, Argentina: A preliminary model. *Quaternary International* 17:15-20.