Estructuras de deformación en la margen noreste del Río Quequén Salado, Provincia de Buenos Aires, Argentina

Liliana LUNA, Beatriz GUTIÉRREZ TÉLLEZ, Natalia CABALLERO & Ana Laura FERNÁNDEZ

Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina (liluna@criba.edu.ar, bgutierr@uns.edu.ar, natalia.caballero@uns.edu.ar, ana.fernandez@uns.edu.ar).

Luna, L., Gutiérrez Téllez, B., Caballero, N. & Fernández, A.L. 2018. Estructuras de deformación en la margen noreste del Río Quequén Salado, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Pesquisas em Geociências*, 45: e0651.

DOI: https://doi.org/10.22456/1807-9806.85640

Resumen. Se estudió un perfil de la barranca del Río Quequén Salado, ubicado en la provincia de Buenos Aires, Argentina, con el objetivo de establecer los mecanismos desencadenantes de las estructuras sedimentarias encontradas en el mismo. Se analizaron las litofacies, biofacies y las deformaciones, las cuales permitieron determinar los procesos que las causaron y la valoración de los disparadores. Se estudiaron niveles sedimentarios dominados por areniscas finas y limolitas, de colores claros y que además contienen oogonios de caráceas, diatomeas, gasterópodos y restos de raíces oxidadas. Estas identificaciones permitieron la reconstrucción paleoambiental de la sección basal del perfil, caracterizado por un ambiente continental (laguna de agua dulce) del Pleistoceno superior (Fm. Luján). Se identificó una morfología predeformacional representada por una llanura aluvial conectada con depósitos de ambientes pandos. Se estableció el momento y el mecanismo de la deformación, el cual se circunscribió a un proceso de desplazamiento basal, siguiendo un plano inclinado, heterogeneidad litológica y condiciones de presión en el límite frágil-dúctil. El disparador del proceso se asignaría a un shock sísmico descartándose uno propio de la depositación sinsedimentaria. Existen escasas menciones en la región de este tipo de deformaciones causadas por terremotos en la zona cordillerana.

Palabras clave. deformación, sedimentos blandos, Cuaternario, Buenos Aires, Argentina.

Abstract. DEFORMATION STRUCTURES IN THE NORTHEAST MARGIN OF THE QUEQUÉN SALADO RIVER, BUENOS AIRES PROVINCE, ARGENTINA. A profile of the Quequén Salado River, Buenos Aires province, Argentina was estudied, with the aim of establishing the trigger mechanisms of sedimentary structures found in the same. The lithofacies, biofacies and deformations were analysed, which allowed proving the processes that caused them and the triggers valuation. Sedimentary levels were studied dominated by fine sandstones and siltstones with light colours, containing charophytes, diatoms, gastropods, and remains of oxidized roots. These identifications allowed the paleoenvironmental reconstruction of the basal section of the profile, characterized by a continental environment, a freshwater lagoon stage of the upper Pleistocene (Luján Fm.). A predeformacional morphology was identified represented by an alluvial plain connected with deposits of shallow environments. The moment and the mechanism of the deformation were established, which is circumscribed to a process of basal sliding, following a plane inclined, lithologic heterogeneity and pressure conditions in the fragile-ductile limit. The trigger process would be assigned to a shock seismic discarding an own synsedimentary deposition. There are few mentions in the region of this type of deformations caused by earthquakes in the Andean region.

Keywords. deformation, soft sediments, Quaternary, Buenos Aires, Argentina.

1 Introducción

Las estructuras de deformación (ED) en sedimentos blandos son consecuencia de los cambios contemporáneos o penecontemporáneos producidos con la sedimentación. Durante el proceso los materiales son llevados a un cambio interno que sería producto de procesos físicos que incluven la sobrecarga, tensiones cíclicas o momentos impulsivos (shock) debido a una excesiva pendiente, derrumbes o cambios repentinos en los niveles de aguas subterráneas, entre otros (Allen & Banks, 1972; Mills, 1983; Owen, 1987; Molina et al., 1998; Moretti et al., 2001; Moretti & Sábato, 2007 y Owen & Moretti, 2011). Además las ED pueden relacionarse a otros mecanismos desencadenantes de origen externo, en asociación con el medio sedimentario, tales como tsunamis y movimientos sísmicos (Montenat et al., 2007; Owen et al., 2011).

Los primeros trabajos sobre ED se han realizado principalmente al oeste de Argentina en ambientes glaciarios o en rocas muy antiguas (Lopez Gamundi, 1986) y/o en regiones sísmicas activas y depresiones intermontanas, bajo la influencia de la neotectónica (Ramos *et al.*, 1996; Bracco *et al.*, 2005; Hermanns & Villanueva García, 2005; Sagripanti *et al.*, 2005). En el litoral patagónico, diversos autores han señalado sismitas en sedimentitas miocenas (Schillizzi, 1996; Schillizzi & Luna, 2009; Schillizzi *et al.*, 2010) y sedimentos marinos de edad paleocena (Foix *et al.*, 2008).

Al norte de Patagonia, las ED fueron reconocidas tanto en depósitos fluvio-lacustres pleistocénicos (Moretti & Ronchi, 2011) como en sedimentitas marinas jurásicas (Martín-Chivelet *et al.*, 2011).

En la región pampeana se han reconocido en sedimentos blandos, eólicos y fluviales aflorantes en las barrancas de ríos y arroyos (Quattrocchio *et al.*, 1994), sedimentitas cámbrico-ordovícicas de ambientes marinos someros (Isla, 2007) y en rocas pérmicas (Falco & Arzadún, 2012) del centro y sureste de la provincia de Buenos Aires.

A partir de los estudios sedimentológicos y paleoambientales de los niveles pleistocénicos expuestos en las barrancas del Río Quequén Salado (Gutiérrez Téllez & Schillizzi, 1998; Schillizzi *et al.*, 2005, 2006; Gutiérrez Téllez *et al.*, 2005, 2006; Luna *et al.*, 2006) se han identificado arreglos sedimentarios probablemente asignables a ED.

El objetivo de este trabajo es describir las ED halladas en la secuencia sedimentaria, comprender su evolución en el ambiente según un orden temporal, establecer una relación con el medio sedimentario y paleontológico y determinar los probables mecanismos y disparadores de la deformación.

2 Área de estudio, materiales y métodos

2.1 Geología regional y ubicación del perfil

El área estudiada se ubica en la Pampa Interserrana ondulada de la provincia de Buenos Aires (Hurtado et al., 2005). El paisaje se reduce a una llanura con suaves ondulaciones, labrada por procesos geomórficos, ocurridos durante el Pleistoceno tardío - Holoceno (Frenguelli, 1950). El perfil, de aproximadamente 15 m de potencia, se sitúa en la barranca NE del Río Quequén Salado, en la localidad de Oriente, partido de Tres Arroyos (Fig. 1). El tramo estudiado corresponde a la sección inferior, de unos 2,60 m de espesor por 8,50 m de largo (Fig. 2), compuesta por areniscas finas y limolitas deformadas, poco consolidadas, de colores pardo, pardo amarillento a gris claro (Schillizzi et al., 2005 y 2006). El contenido fósil es de gasterópodos, diatomeas, oogonios de caráceas y concreciones ferruginosas de vegetales. La sección estudiada pertenece a la parte inferior del Miembro Guerrero de la Fm. Luján (Pleistoceno superior) definida por Fidalgo & Tonni (1983) (Schillizzi et al., 2005; Luna et al., 2006).

2.2 Materiales y métodos

Los estudios sedimentológicos y fosilíferos fueron realizados en un microscopio petrográfico-calcográfico con cámara incorporada Leica DMLP; los microfósiles se observaron con una Lupa binocular Motic SMZ-168. Para los análisis faciales se siguieron los criterios de Arche (1992) y Miall (1992), quienes definieron a las facies como posibles partes genéticamente relacionadas de un cuerpo sedimentario, que se diferencia de las restantes por sus caracteres litológicos y biológicos.



Figura 1. Área de estudio. *Figure 1. Study area.*



Figura 2. Sección columnar estratigráfica de las unidades deformadas (modificado de Gutiérrez Téllez & Schillizzi, 1998). Figure 2. Columnar stratigraphic section of the deformed units (modified from Gutiérrez Téllez & Schillizzi, 1998).

Por lo tanto, las facies son distintos aspectos de un todo cuyas partes entre sí son continuas.

Para analizar el origen y evolución de las ED se siguieron las propuestas de Owen & Moretti (2011) y Owen *et al.* (2011) modificadas, quienes tienen en cuenta para su estudio el análisis de las lito y biofacies sedimentarias, además de la reconstrucción predeformacional de las ED (Cuadro 1).

Cuadro 1. Metodología utilizada para la interpretación de los disparadores en la formación de estructuras de deformación (ED) en sedimentos blandos.

Chart 1. Used methodology to the interpretation of triggers for soft-sediment deformation structures (SSDS).

Análisis de facies	Análisis de las deformaciones
 Descripción de las litofacies/biofacies. Reconstrucción paleoambiental de la depositación. Procesos depositacionales. 	 Morfología predeformacional. Tiempo de la deformación. La deformación en los sedimentos blandos y las fuerzas impulsoras. Mecanismos de la deformación
VALORACIÓN DE I • Determinación del me • Disparadores de la def	COS DISPARADORES canismo de deformación formación

3 Resultados

Se determinaron los siguientes niveles (Fig. 3 A, B y C), de la base al tope:

Nivel 1: espesor 0,50 m; banco estratificado, sin deformación, sin base visible, de arcilita limosa, pardo verdoso, laminación paralela, con intercalaciones rojizas de 0,03 m de espesor y con restos de vegetales oxidados; posee suave inclinación hacia el NO. Los microfósiles corresponden a restos de oogonios calcáreos de caráceas; este nivel, en especial en su parte basal, es portador de un ensamble diatomológico de agua dulce dominado por *Denticula elegans* Ehrenberg, *Cocconeis placentula* Ehrenberg y *Cyclotella meneghiniana* Kützing (identificadas por Gutiérrez Téllez & Schillizzi, 1998). El nivel culmina con una discordancia erosiva.

Nivel 2: espesor 0,40 m; banco con disposición irregular y continuo de areniscas muy finas, gris a pardo claro, con ED; intercala un nivel de duricostra carbonática de 0,05 m de potencia; muestra un acuñamiento aguas arriba y una inclinación en dirección a la desembocadura del río; presenta alta concentración de gasterópodos de los géneros *Heleobia parchapii* d'Orbigny y *Lymnaea viator* d'Orbigny en buen estado de conservación, depositados en forma caótica junto con *Rophalodia gibberula* (Ehrenberg) O. Müller diatomea de agua salobre.

Nivel 3: espesor 0,20 m; banco de areniscas medianas, pardo rojizo, con menor extensión, disposición irregular y discontinua, con ED. Contenido fosilífero similar al nivel 1.

Nivel 4: espesor 0,10 a 0,20 m; banco de areniscas finas en parte limosas, bien consolidadas, gris claro a pardo grisáceos, con ED; se presentan en bancos aislados, discontinuos, que alojan raíces oxidadas de vegetales, menores a 0,10 m de largo por 0,01 m de ancho; en la margen derecha del río y a unos 100 m del perfil, con la presencia de tallo-concreciones ferruginosas, descriptas por Luna *et al.* (2006).

Nivel 5: espesor 0,40 m; banco de limolitas finas, bien consolidadas, gris claro, con disposición irregular y discontinua, con ED; se intercalan duricostras de hasta 0,05 m de espesor, de areniscas finas y cenizas volcánicas, gris blanquecino, cementadas por carbonatos; la presencia de fósiles es similar al nivel 2 aunque es más notable la estratificación oblicua.

Nivel 6: espesor 0,30 m; banco de limolitas arcillosas, discontinuo, consolidado, pardo claro grisáceo, con ED, abundantes oogonios de caráceas y presencia escasa de diatomeas de agua dulce como *Denticula elegans* Ehrenberg y *Cyclotella meneghiniana* Kützing.

Nivel 7 (techo): espesor 0,60 m; banco con disposición lenticular de areniscas medianas a finas, pardo claro oscuro, bien estratificado, con diatomeas similares a las del nivel anterior agregándose *Rhopalodia gibberula* (Ehrenberg) O. Müller; acompañan gasterópodos como *Heleobia parchapii* d'Orbigny y *Lymnaea viator* d'Orbigny; solo la base del nivel presenta suave deformación.



Figura 3. Representación esquemática de las facies. A) Vista del afloramiento; B) Esquema de distribución de las litofacies; C) Esquema de distribución de las biofacies.

Figure 3. Schematic facies representation. A) View of the outcrop; B) Distribution scheme of lithofacies; C) Distribution scheme of biofacies.

Los procesos depositacionales son de características faciales continentales, acumulativas y producto de dos eventos, a) lagunar: dominado por aguas de escasa movilidad que transportan sedimentos pelíticos, desde limos a limos arcillosos, con intercalaciones de duricostras que señalan episodios de aridez; b) fluvial: marcado por ríos con depósitos de psamitas finas con influencia eólica rasgos observable en la textura superficial de los granos. Las fases fluviales disminuyen en su desarrollo a medida que se asciende en la columna litológica.

4 Discusión

4.1 Reconstrucción paleoambiental de la depositación facial

El análisis de facies permite reconstruir una sucesión paleoambiental que se inicia con un depósito basal (nivel 1) de sedimentitas desarrolladas en una depresión somera que correspondería a un cuerpo sedimentario saturado en agua con vegetación acuática y herbácea (Reeves, 1968), caracterizado por algas calcáreas y diatomeas epífitas de agua dulce. Continúan sedimentitas depositadas en bancos de variado espesor (niveles 2 a 7). El contenido fósil está representado por oogonios de algas calcáreas desarrolladas en aguas oxigenadas, dulces a salobres, limpias y tranquilas, propias de medios continentales con climas templados estacionales (Martín-Closas, 2000). Se registran varios episodios de desecamiento indicados por duricostras calcáreas. Luego sobreviene un evento hídrico que aporta niveles arenosos a limo arenosos que produce un encharcamiento o laguna restringida con abundantes gasterópodos de agua salobre a dulce o mixohalinas superficiales de circulación lenta, lo que permite que estos organismos ocupen los bordes cubiertos por vegetación herbácea. Posteriormente en la sección central de esas lagunas se depositan limos arcillosos con vegetales, indicando una mejora climática que permite el desarrollo de un suelo incipiente. Nuevas etapas de inundación, dan como resultado depósitos sedimentarios rítmicos con gasterópodos y diatomeas en un cuerpo de agua pando con vegetación asociada. Hacia los bordes de la laguna, en conexión con una llanura aluvial, con vegetación herbácea/leñosa fosilizada (Luna et al., 2006) se desarrollan suelos soterrados rápidamente. Ambientes con estas características son clasificados por Jacob (1973) como cuencas de inundación sujetas a fluctuaciones hídricas periódicas. Este ambiente de lagunas efímeras se habría formado por estancamientos sedimentarios, erosión local o cese temporal de los aportes. Un modelo análogo es el planteado por Platt & Wright (1991) como un medio lagunar intermedio-semiárido caracterizado por algas calcáreas y gasterópodos depositados en intervalos en los cuales la presencia de bioconcreciones ferruginosas indica un ambiente reductor con abundante materia orgánica (Luna & Gutiérrez Téllez, 2013). El ambiente lagunar finaliza su evolución y el ciclo se reinicia con una fase de llanura aluvial que suprayace al nivel 7, caracterizada por una sucesión de capas con estratificación subhorizontal sin deformación (Schillizzi et al., 2005 y 2006).

4.2 Análisis de las deformaciones

Basados en la propuesta de Owen & Moretti (2011) y Owen *et al.* (2011) para el estudio de las ED se han seguido los siguientes criterios:

Morfología predeformacional: se preconformó en valles maduros elaborados en una planicie de baja pendiente y surcada por ríos o arroyos entrelazados, de caudales variables y estacionales, con desarrollo de lagunas temporarias y momentos de aridez. Por otra parte, eventos de mayor caudal fluvial permitieron que hacia los bordes de las lagunas, se desarrollen depósitos alternantes de sedimentos y gasterópodos, con restos vegetales herbáceos y arbustivos con formación de suelos incipientes.

Tiempo de la deformación: las ED estudiadas sugieren que el proceso fue penecontemporáneo con la sedimentación, el cual afectó desde el nivel 2 hasta la sección basal del 7, continuando la serie sin deformaciones.

La deformación en los sedimentos blandos y las fuerzas impulsoras: para que los sedimentos sufran deformaciones deben actuar fuerzas que alteren las condiciones primarias del depósito, para lo cual el material debe poseer ciertas características texturales (Obermeier, 1996). En algunos casos la deformación responde a un proceso como la licuefacción (Allen & Banks, 1972; Allen, 1982), la cual se produce por un aumento repentino de la presión de los fluidos, con la consiguiente reducción de fricción y viscosidad, conduciendo al quiebre de la fábrica sedimentaria de manera permanente. El mecanismo de las deformaciones está condicionado por las fuerzas impulsoras o motrices potenciadas por la acción de la gravedad en las pendientes y/o la inestabilidad gravitacional (material más denso suprayace a otro menos denso) y/o por carga sedimentaria irregular, las cuales se activan a través de un gatillo o disparador (Jones & Omoto, 2000).

Mecanismos de la deformación: deben reunirse un conjunto de condiciones tales como (i) ruptura de un ángulo crítico de reposo asociado con una rampa, (ii) niveles sedimentarios con saturación de agua y (iii) otros que, por sus características texturales, actúen como tope o freno a un desplazamiento, y (iv) un disparador que puede ser endógeno o exógeno (Owen *et al.*, 2011). La deformación de los estratos basales del perfil del Río Quequén Salado sería asignable a una deformación del tipo de desplazamiento en rampa de acuerdo a López Gamundi (1994) y Strachan (2002), quienes dividen al proceso en las fases dúctil (deformación coherente) y frágil (deformación no coherente). La primera, suprayacente a la rampa, se caracteriza por el acortamiento de los niveles actuando uno de ellos como tope o freno al deslizamiento horizontal (momento o punto de retardo). El movimiento se inicia con el desplazamiento (efecto bandeja) (Fig. 4 A) de las capas por un "shock" (¿sismo/ terremoto?), ayudado por el tipo de sedimento y la pendiente del nivel (3 a 5). Este proceso estaría marcado por la duricostra seccionada y desplazada con un movimiento casi ondular. La fase frágil está indicada por el desplazamiento y escape de fuerzas hacia la superficie o techo, las cuales son el producto de la "liberación" de la energía de los niveles inferiores al vencer el límite "dúctil" (Fig. 4 B). En esta fase las sedimentitas suprayacentes pasan al estado frágil fracturándose en dos ramas: una inferior subhorizontal que causa la deformación de los bloques, la ruptura y el desplazamiento de los dos niveles de duricostras, y una superior que, al perder intensidad la fuerza, permite mantener la laminación original.



Figura 4. Mecanismos de la deformación. A) Distribución esquemática de las fuerzas deformantes; B) Caso frágil; C) Caso dúctil. Figure 4. Deformation mechanisms. A) Schematic distribution of deforming forces; B) Fragile case; C) Ductile case.

4.3 Valoración de los disparadores

Para establecer estas características se consideraron los siguientes criterios.

Determinación del mecanismo de deformación: surge a consecuencia de un desplazamiento por empuje en una pendiente de unos 3 a 5°. Los materiales sedimentarios bajo efectos de licuefacción/ fluidificación parcial (López Gamundi, 1994) fueron desestabilizados de su posición en una corta extensión y de manera instantánea, ya que las capas deformadas no presentan gran longitud lateral desapareciendo rápidamente sin cambios notorios en los espesores y/o variaciones laterales de las facies, y que según Alfaro *et al.* (2010) serían características típicas de facies arenosas de ambientes marginales lacustres.

Disparadores de la deformación: los más comunes involucrados en la formación de las ED incluyen movimientos sísmicos y temblores, olas y mareas de inundaciones, bioturbaciones, flujos gravitacionales densos y sobrecarga de sedimentos (Jones & Omoto, 2000). Para identificar como mecanismo disparador al movimiento sísmico se tomaron en cuenta aspectos tales como la similitud de las estructuras analizadas con aquellas reportadas como sismitas y analogías con las reproducidas experimentalmente (Owen, 1987 y 1996 y Moretti et al., 1999). La sacudida sísmica está sustentada por los siguientes criterios: a) presencia de una pendiente para iniciar el deslizamiento; b) deformación solo en la parte inferior del techo como capas mezcladas y desplazamientos o empujes; c) ausencia de estructuras de tormenta, o movimientos de tracción o de significativa actividad biológica, o de rasgos indicando una abrupta carga de sedimentos y de estructuras propias de un rápido escape de fluidos; y d) Zavala & Navarro (1993) mencionan ED en unidades fluviales del Plioceno inferior halladas en la costa atlántica bonaerense atribuidas a "shocks" sísmicos generados como reflejos de movimientos en áreas andinas. Por otra parte se han reportado movimientos en la Prov. de Buenos Aires relacionados a terremotos producidos en la zona cordillerana que alcanzaron al menos una distancia de 600 km (Perucca et al., 2006).

5 Conclusiones

El resultado del análisis de facies y de las ED permitió establecer el sistema de fuerzas conductoras de la deformación y el probable mecanismo disparador. La presencia de capas supra e infrayacentes no deformadas y similares en su litología, permite comparar la morfología final con la predeformacional. La complejidad de las deformaciones se explica por procesos de licuefacción-fluidificación sobre sedimentos con diferentes propiedades reológicas. La presencia de capas sedimentarias no deformadas, puede ser utilizada para descartar como mecanismos disparadores a procesos sedimentarios producidos por agentes autocinéticos. Por lo tanto, al haberse excluido los anteriores, la deformación observada se atribuye a una causa externa o agente alocinético, como un "shock" sísmico.

A si mismo, las características de las estructuras de deformación y su confinamiento a capas acotadas, con ausencia de deformación supra e infrayacente, sugiere que el mecanismo disparador fue instantáneo, ocupó un espacio físico de corta extensión y poco espesor (8,5 m por 2,60 m), con una pendiente inicial baja. Las estructuras de deformación sugieren que el proceso fue penecontemporáneo con la depositación de los sedimentos parcialmente consolidados, con una drástica reducción en la resistencia a la fluencia, bajo un comportamiento hidroplástico dominante y cercano a la transición del campo frágil-dúctil.

Agradecimientos. Se agradece a Medios Audiovisuales del CCT-CONICET Bahía Blanca y al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur (Bahía Blanca); a R. Schillizzi por el trabajo de campo e importantes aportes; a los revisores por sus valiosas sugerencias.

Referencias

Alfaro, P., Gibert, L., Moretti, M., García-Tortosa, F.J.,
Sanz de Galdeano, C., Jesús Galindo-Zaldívar, J.
& López-Garrido A.C. 2010. The significance of giant seismites in the Plio- Pleistocene Baza pa-

laeo-lake (Spain). Terra Nova, 22: 172-179.

- Allen, J.R. 1982. Sedimentary Structures: their Character and Physical Basis. New York, Elsevier, 663p.
- Allen, J.R. & Banks, N.L. 1972. An interpretation and analysis of recumbent folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19: 257-283
- Arche, A. 1992. Análisis de facies y de cuencas sedimentarias. In: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología*.Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, p. 13-52.
- Bracco, A., Peruca, L., Contreras, V. & Pérez, A. 2005. Estructuras indicadoras de paleosismicidad en el área de Acequion, Departamento Sarmiento, San Juan. *In:* CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTI-NO, 16, 2005, La Plata. Actas, v. 4, p. 485-492.
- Falco, J. & Arzadún, G. 2012. Estructuras de deformación en la Formación Tunas (Pérmico), cantera Las Mostazas, Sierra de Pillahuincó, Sierras Australes de la Prov. de Buenos Aires. *In*: REU-NIÓN ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGÍA, 13, 2012, Salta. Resúmenes, p. 73-74.
- Fidalgo, F. & Tonni, E. 1983. Geología y paleontología de los sedimentos encauzados del Pliestoceno tardío y Holoceno en Punta Hermengo y Arroyo Las Brusquitas (Partido de General Alvarado y General Pueyrredón, Prov. de Buenos Aires). *Ameghiniana*, 20: 281-296.
- Foix, N., Paredes, J.M. & Giacosa, R. 2008. Paleo-earthquakes in passive-margin settings, an example from the Paleocene of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 205: 67-78.
- Frenguelli, J. 1950. Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires. *LEMIT*, Serie II, 3, La Plata.
- Gutiérrez Téllez, B. & Schillizzi, R. 1998. Análisis paleoambiental de asociaciones de diatomeas cuaternarias del Río Quequén Salado, Prov. de Buenos Aires. *In*: JORNADAS GEOLÓGICAS Y GEOFÍSICAS BONAERENSES, 5, 1998, Mar del Plata. Actas, v. 1, p. 5-42.
- Gutiérrez Téllez, B., Schillizzi, R., Cambi V. & Aramayo, S. 2005. Trazas vegetales en Paleoambientes cuaternarios del Río Quequén Salado, Provincia de Buenos Aires. *In*: JORNADAS PALEONTOLÓ-GICAS REGIONALES, 4, Punta Alta. Resúmenes, p. 18.

- Gutiérrez Téllez, B., Cambi V. & Schillizzi, R. 2006. Primer registro de tallos fósiles en paleoambientes cuaternarios del Rio Quequén Salado, Prov. de Bs. As. *In*: SIMPOSIO ARGENTINO DE PALEOBOTÁNICA Y PALINOLOGÍA, 8, 2006, Bahía Blanca. Resúmenes, p. 100.
- Hermanns, R. & Villanueva García, A. 2005. Did large earthquakes cause massive landsliding and near surface deformation in the Calchaquies Valleys, Argentina. *In:* CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 16, 2005, La Plata, Actas, v. 4, p. 467-474.
- Hurtado, M., Moscatelli, G. & Godagnone, R. 2005.
 Los suelos de la provincia de Buenos Aires.
 Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. *In*: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 16, 2005, La Plata. Acta de resúmenes, v. 12, p. 201-218.
- Isla, F.I. 2007. Significado de las estructuras de deformación de la Fm. Balcarce. *In*: JORNADAS GEOLÓGICAS Y GEOFÍSICAS BONAERENSES, 6, 2007, Mar del Plata. Acta de resúmenes, v. 1, p. 44.
- Jacob, A. 1973. Depositional environments of Paleocene Tongue River Formation Western. North Dakota. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57(6): 1038-1052.
- Jones, A.P. & Omoto, K., 2000. Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayama-daira Basins, northeastern Japan. *Sedimentology*, 47: 1211–1226
- López Gamundí, O.R. 1986. Sedimentología de la Formación Tarija, Carbonífero de la sierra de Aguaragüe, provincia de Salta. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (3-4): 334-355.
- Lopez Gamundi, O. 1994. Características texturales de flujos de detritos subácueos: implicaciones genéticas. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 1(1): 53-78.
- Luna, L, Schillizzi, R. & Gutiérrez Téllez, B. 2006.
 Talloconcreciones en las barrancas del Río Quequén Salado, Bs.As. Argentina. *In*: CONGRESO ARGENTINO DE CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA, 3, 2006, Córdoba. Actas, v. 2, p. 701 709.

- Luna, L. & Gutiérrez Téllez, B. 2013. Génesis comparativa de bioconcreciones: Implicaciones paleoambientales. *Ameghiniana*, 50(5): 475-482.
- Martín-Chivelet, J., Palma, R., López-Gómez, J. & Kietzmann, D. 2011. Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina). *Sedimentary Geology*, 235(3-4): 210-221.
- Martín-Closas, C. 2000. Els carófits del Jurássic Superior i el Cretacic Inferior de la Península Ibérica. Barcelona, *Institut D'Estudis Catalans*, 304 p.
- Miall, A. 1992. Alluvial deposits. In: Walker, R. & James, N. (Eds.) Facies Model: response to sea level change. Ontario, Geological Association of Canada, p. 119-142.
- Mills, P.C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures- a review. *Sedimentary Geology*, 35: 83-104.
- Molina, J., Alfaro, P., Moretti, M., & Soria, J.M. 1998. Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir basin, Spain). *Terra Nova*, 10: 145-150.
- Montenat, C., Barrier, P., Ott d' Estevou, P. & Hibsch, C. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 196 (1): 5-30.
- Moretti, M. & Sábato, L. 2007. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant'Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology*, 196, 31-45.
- Moretti, M. & Ronchi, A. 2011. Liquefaction features interpreted as seismites in the Pleistocene fluvio-lacustrine deposits of the Neuquén Basin (Northern Patagonia) *Sedimentary Geology*, 235 (3-4): 200-209.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O. & Canas, J.A. 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, 304: 369-383.
- Moretti, M., Soria, J. M., Alfaro, P. & Walsh, N. 2001. Asymmetrical soft-sediment deformation structures triggered by rapid sedimentation in turbiditic deposits (Late Miocene), Guadix Basin, southern Spain. *Facies*, 44: 283–294.

- Obermeier, S.F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, 44: 1-76
- Owen, G. 1987. Deformation processes unconsolidated sands. In: Jones, M.E. & Preston, R.M. (Eds.). *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, Geological Society Special Publication, 29: 11-24.
- Owen, G. 1996. Experimental soft-sediment deformation structures formed by liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43: 279-293.
- Owen G. & Moretti, M. 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, 235: 141-147.
- Owen G., Moretti M. & Alfaro, P. 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, 235: 133-140.
- Perucca, L., Pérez A. & Navarro, C. 2006. Fenómenos de licuefacción asociados a terremotos históricos. Su análisis en la evolución del peligro sísmico en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61: 567-578.
- Platt, N. & Wright, V. 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distribution and hidrocarbon aspects. In: Anadon, P., Cabrera, L. & K. Kets (Eds.). *Lacustrine facies analysis*, Oxford, Blackwel Scientific Publication, p. 57-74.
- Quattrocchio, M., Kostadinoff, J., Martínez, G. & Prieto, A. 1994. Evidencias de neotectónica en el Río Sauce Chico, Prov. de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 297-305.
- Ramos, V.A., Cegarra, M. & Cristallini, E. 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina, (30°- 36°S latitude). *Tectonophysics*, 259:185-200
- Reeves, C.C.JR. 1968. *Introduction to Paleolimnology. Developments in Sedimentology*, N° 11. New York, American Elsevier, 228 p.
- Sagripanti, G., Schiavo, H., Costa, C., Villalva, D.,

Daga, R. & Rodríguez, C. 2005. Paleoterremotos en el sector sudeste de las Sierras Pampeanas orientales revelado por deformaciones de depósitos lagunares holocenos. *In:* CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 16, 2005, La Plata. Actas, v. 4, p. 452-462.

- Schillizzi, R. 1996. Estratigrafía y geomorfología de las Formaciones Cenozoicas aflorantes en el litoral patagónico entre Punta Ninfas y Puerto Lobos. Provincia de Chubut. Bahía Blanca, 223p. Tesis doctoral Sec. De Posgrado y Educación Continua, Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur.
- Schillizzi, R. & Luna, L. 2009. Nuevas estructuras de deformación en la Formación Río Negro (Mioceno Tardío-Plioceno Temprano). *In:* CONGRESO ARGENTINO DE CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA-XII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 4. REUNIÓN SOBRE EL CUATERNARIO DE AMÉRICA DEL SUR, 2, 2009, La Plata.1 CD-ROM: 598-603.
- Schillizzi, R., Luna, L. & Falco, J.I. 2010. Estructuras de deformación (sismitas?) en la Fm. Río Negro, Prov. de Río Negro, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology*, 17(1): 17-32.
- Schillizzi, R., Aramayo, S. & Gutiérrez Téllez, B. 2005. El Neógeno - Cuaternario de las Barrancas del río Quequén Salado (Provincia de Buenos Aires). Estudio Paleoambiental. *In*: CON-GRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 16, La Plata. Actas, v. 4, p. 95-100.
- Schillizzi, R., Gutiérrez Téllez, B. & Aramayo, S. 2006. Reconstrucciones paleoambientales del Cuaternario en la barrancas del Río Quequén Salado, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *In*: CONGRESO ARGENTINO DEL CUATERNA-RIO Y GEOMORFOLOGÍA, 3, 2006, Córdoba. Actas, v. 2, p. 649-658.

- Strachan, L.J. 2002. Slump initiated and controlled syn depositional sandstone remobilization and example from the Namurian of Country Clave, Ireland. *Sedimentology*, 49: 25-41.
- Zavala, C. & Navarro, E. 1993. Depósitos fluviales en la Formación Monte Hermoso (Plioceno inferior-medio) Provincia de Buenos Aires. *In:* CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 1993, Mendoza. Actas, v. 2, p. 236-244.

Manuscrito 651 | Recebido em janeiro de 2017 | Aceito em dezembro de 2017 | Editora: Ana Maria Pimentel Mizusaki