

## Primer registro de estromatolitos en el Maastrichtiano tardío del Grupo Chubut, Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia central, Argentina

Gabriel Andrés Casal<sup>1,2</sup>, Patricia Vallati<sup>2</sup>, Lucio Manuel Ibiricu<sup>3</sup>, Andrea de Sosa Tomas<sup>2</sup>, Nicolás Foix<sup>4,5</sup>, José Oscar Allard<sup>5</sup>, Rubén Darío Martínez<sup>1</sup>

- <sup>1</sup> Laboratorio de Paleontología de Vertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Ciudad Universitaria, Ruta provincial N°1, Km. 4, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. [paleogac@yahoo.com.ar](mailto:paleogac@yahoo.com.ar); [rudaframartinez@gmail.com](mailto:rudaframartinez@gmail.com)
- <sup>2</sup> Laboratorio de Bioestratigrafía "Dr. Eduardo Musacchio", Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Ciudad Universitaria, Ruta provincial N°1, Km. 4, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. [patricia.vallati@gmail.com](mailto:patricia.vallati@gmail.com); [adesosatomas@gmail.com](mailto:adesosatomas@gmail.com)
- <sup>3</sup> Instituto Patagónico de Geología y Paleontología (IPGP-CCT CONICET-CENPAT), Boulevard Almirante Brown 2915, Puerto Madryn, Chubut, Argentina. [ibiricu@cenpat-conicet.gob.ar](mailto:ibiricu@cenpat-conicet.gob.ar)
- <sup>4</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Godoy Cruz 2290, Buenos Aires, Argentina. [nicofoix@unpata.edu.ar](mailto:nicofoix@unpata.edu.ar)
- <sup>5</sup> Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Ruta provincial N°1, Km 4, 9005, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. [joseoallard@yahoo.com.ar](mailto:joseoallard@yahoo.com.ar)

---

**RESUMEN.** En este trabajo se reporta por primera vez la presencia de estromatolitos en afloramientos cretácicos en la localidad nacientes del río Chico en la Cuenca del Golfo San Jorge. Los mismos se encuentran en la parte superior de la Formación Lago Colhué Huapi (Coniaciano-Maastrichtiano), unidad correspondiente al Grupo Chubut. La presencia de, hasta el momento, cuatro estructuras interpretadas como estromatolitos en esta localidad, no solo tiene importancia por ser el primer registro en la cuenca, sino porque contribuye al conocimiento de estas bioconstrucciones en los ambientes continentales. Se caracteriza y discute en detalle el estromatolito denominado E1, que se encuentra asociado a un abundante y diverso registro fósil, representado por palinomorfos, fragmentos de troncos silicificados, restos de dinosaurios y cáscaras de huevos de dinosaurios. El estudio, integrado fundamentalmente con el polen y las esporas registradas, es importante para las interpretaciones paleoambientales del sitio y contribuye al entendimiento paleoecológico y paleoclimático del intervalo estratigráfico más moderno del Grupo Chubut.

*Palabras clave:* Estromatolitos, Cretácico Superior, Formación Lago Colhué Huapi, Cuenca del Golfo San Jorge.

**ABSTRACT.** First record of stromatolites from the late Maastrichtian of the Chubut Group, Golfo San Jorge Basin, central Patagonia, Argentina. The presence of stromatolites from Cretaceous outcrops at the headwaters of the río Chico locality in the Golfo San Jorge Basin is reported for the first time. They are present in the uppermost part of the Lago Colhué Huapi Formation (Coniacian-Maastrichtian) of the Chubut Group. The presence of, up to now, four structures interpreted as stromatolites in this locality are not only important because it is the first record in the basin, but because it contributes to the knowledge of these bioconstructions in continental environments. The stromatolite called E1, which is characterized and discussed in detail, is associated with an abundant and diverse fossil record represented by palynomorphs, fragments of silicified trunks, dinosaur remains and eggshells. The study, integrated mainly with the recorded pollen and spores, is important for paleoenvironmental interpretations of the site and contributes to the paleoecological and paleoclimatic understanding of the most modern stratigraphic interval of the Chubut Group.

*Keywords:* Stromatolites, Late Cretaceous, Lago Colhué Huapi Formation, Golfo San Jorge Basin.

## 1. Introducción

La Cuenca del Golfo San Jorge está ubicada entre las latitudes  $44^{\circ}$  S y  $47^{\circ}$  S y los meridianos  $65^{\circ}$  O y  $71^{\circ}$  O, abarcando el sector sur de la provincia de Chubut y el sector norte de la provincia de Santa Cruz, en la Patagonia central, Argentina (Fig. 1A, B). El potencial hidrocarburífero de la cuenca ha dado lugar a numerosos estudios dedicados a la caracterización y a una mejor comprensión del registro estratigráfico con interés económico. Nuevos estudios geológicos y paleontológicos realizados en los depósitos terminales del Grupo Chubut (Lesta y Ferello, 1972), en particular en afloramientos de la Formación Lago Colhué Huapi (Casal et al., 2015) en

las nacientes del río Chico (Fig. 1C) han dado lugar a numerosas publicaciones (Allard y Casal, 2013; Foix et al., 2014; Casal et al., 2015, 2016; Vallati et al., 2016, 2017a, b; De Sosa Tomas et al., 2017; Ibiricu et al., 2017). En esta región, recientemente se han descubierto cuatro estructuras estromatolíticas (Fig. 2A-H).

Los estromatolitos son depósitos microbiales laminados (Riding, 2000) producidos por la captura, unión y/o precipitación de sedimentos como resultado del crecimiento y la actividad de microorganismos (Awramik y Margulis, 1974). Estas estructuras organosedimentarias están vinculadas a cuerpos de agua donde las cianobacterias fotosintéticas generan tapices microbianos. Estos microorganismos

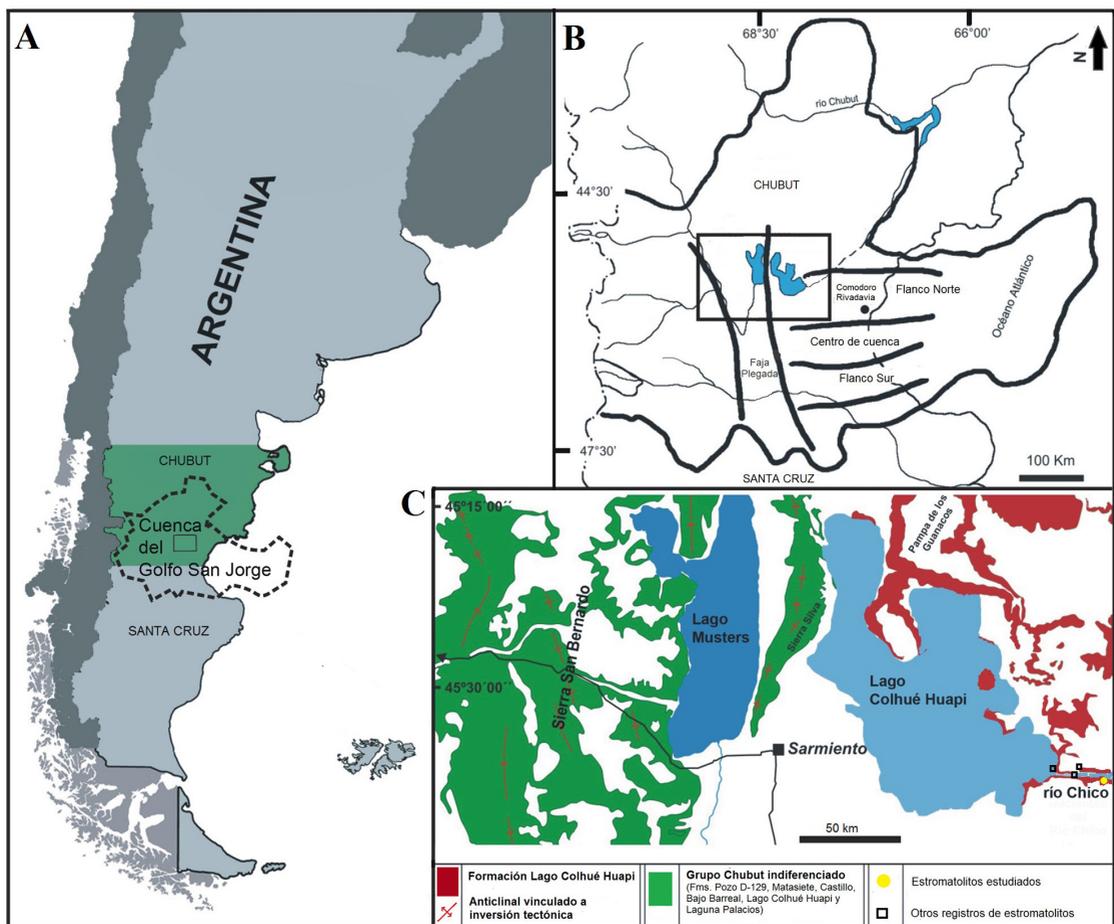


FIG. 1. A. Mapa de ubicación geográfica de la Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia central, Argentina. B. Ubicación del área de estudio (indicada por el rectángulo en A) en el contexto estructural de la cuenca. Las líneas gruesas indican las principales estructuras de la cuenca (modificado de Figari et al., 1999). C. Mapa geológico simplificado de la región de las nacientes del río Chico con ubicación de los estromatolitos estudiados en este trabajo (Modificado de Casal et al., 2015).

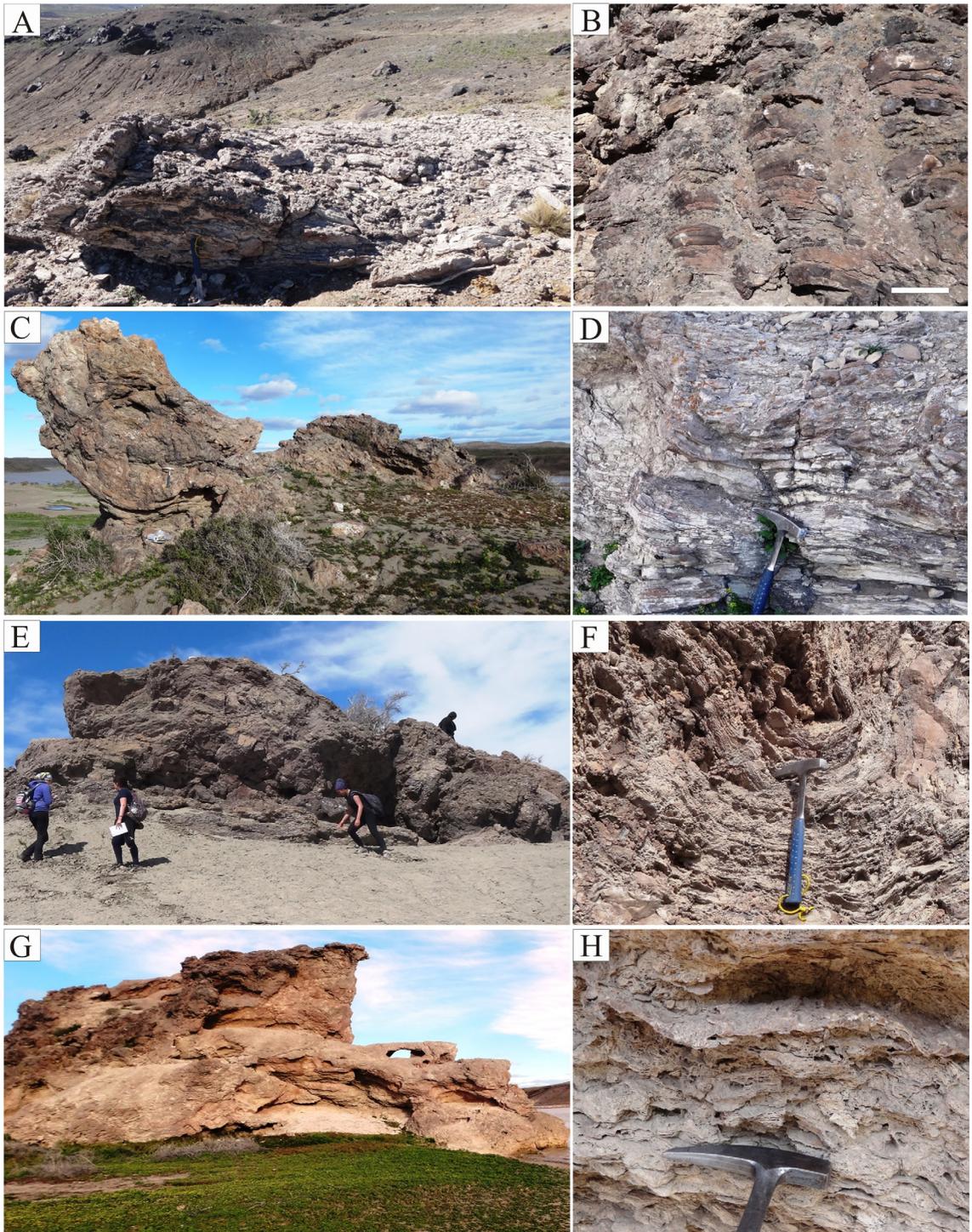


FIG. 2. Vista general y detalle de los diferentes cuerpos estromatolíticos hallados en las nacientes del río Chico, Formación Lago Colhué Huapi: **A-B.** Estromatolito E1, escala 15 cm. **C-D.** Estromatolito E2. **E-F.** Estromatolito E3. **G-H.** Estromatolito E4.

desempeñan un rol clave en la formación y crecimiento de las estructuras biogénicas (Black, 1933; Logan, 1961; Stolz, 1983; Walter *et al.*, 1992; Reid *et al.*, 2000), favoreciendo la precipitación carbonática y la biomineralización mediante la inducción bioquímica (Benavente, 2014). No obstante, también pueden intervenir en la formación de estas estructuras otros organismos como las bacterias quimiosintéticas (Gómez-Pérez, 2001; Dupraz *et al.*, 2008).

A diferencia de los MISS (*microbially induced sedimentary structures*) que son estructuras bidimensionales y cuya génesis se vincula con ambientes siliciclásticos y evaporíticos, los estromatolitos son tridimensionales y formados principalmente en ambientes ricos en calcio y bicarbonato (Noffke y Awramik, 2013). Este aporte de calcio es el factor más importante en la producción de estos carbonatos, combinado con la temperatura, la salinidad, el pH, el balance de CO<sub>2</sub>, el espesor de la columna de agua, la naturaleza del sustrato, las corrientes de agua, la profundidad y el tiempo de penetración de la luz, y la turbidez del agua (Gierlowski-Kordesch, 2010; Mas y Alonso, 2010; Paction *et al.*, 2015).

En líneas generales, los estromatolitos son sistemas ecológicos complejos (Franks y Stolz, 2009) cuyo estudio permite diversas interpretaciones ambientales (Weiner y Dove, 2003) y se reconocen en el registro fósil desde el Proterozoico (Marchese, 1974; Allison y Awramik, 1989; Allwood *et al.*, 2006; Ribeiro da Luz y Crowley, 2012). Dentro del ambiente marino, son más frecuentes en subambientes de planicie de mareas, tanto de los sectores supramareales como de los intermareales superiores (Walter, 1976; Purser, 1980; Mahboubi *et al.*, 2001; Tunik, 2003; Cónsole-Gonella y Marquillas, 2014, entre otros). En la actualidad, estas bioconstrucciones se presentan principalmente vinculadas a ambientes marinos hipersalinos. Sin embargo, los ambientes no marinos y hasta dulceacuícolas pueden ser propicios para su formación, como lo demuestran diversos ejemplos actuales (Carozzi, 1962; Eggleston y Dean, 1976; Breitbar *et al.*, 2009; Mata *et al.*, 2012; Farías *et al.*, 2013; Paction *et al.*, 2015), y del registro fósil (Mas y Alonso, 1992; Suárez y Bell, 1994; Cabaleri y Armella, 1999; Camoin *et al.*, 1997; Beraldi-Campesi *et al.*, 2004, 2006; Arcuri y Zavala, 2006; Yamamoto *et al.*, 2009, entre otros). En particular, en ambientes no-marinos del Jurásico de Patagonia, se han descrito estructuras estromatolíticas en la Formación Lotena de la Cuenca Neuquina (Arcuri y Zavala, 2006); en

la Formación Lonco Trapial (Figari *et al.*, 2015) y en la Formación Cañadón Asfalto, ambas unidades aflorantes en el centro-norte de la provincia de Chubut (Cabaleri y Armella, 1999, 2005; Cabaleri *et al.*, 2005). En depósitos marinos someros y de agua dulce del intervalo Maastrichtiano-Daniano de la Cuenca Neuquina, Aguirre Urreta *et al.* (2011) registraron la presencia de estromatolitos y oncolitos.

En esta contribución se da a conocer el primer registro de estructuras estromatolíticas en la Cuenca del Golfo San Jorge, provenientes de la parte cuspidal de la Formación Lago Colhué Huapi (Fig. 3A-B), en la localidad nacientes del río Chico. Se describe en particular el estromatolito denominado aquí E1 (Fig. 2 A-B), que se encuentra asociado a un abundante y diverso registro fósil representado al momento por palinomorfs, fragmentos de troncos silicificados, cáscaras de huevos y restos de dinosaurios. En un contexto más amplio, el presente estudio contribuye al conocimiento del paleoambiente sedimentario y de la biodiversidad en este intervalo estratigráfico, representando una herramienta de interés para la interpretación de este tipo de ambientes no marinos en otras cuencas sudamericanas.

## 2. Metodología

Se realizaron perfiles estratigráficos a escala 1:500 con el uso del báculo de Jacob y de la brújula geológica, caracterizando la litología, las estructuras sedimentarias, la geometría de los depósitos, los contactos y las paleocorrientes. La descripción del estromatolito E1 se realizó según cuatro escalas de estudio: **a**) la geometría externa (megaestructura y macroestructura) y la morfología tridimensional de crecimiento de los estromatolitos a través de la observación directa y con cinta métrica, **b**) la presencia y forma de su laminación interna (mesoestructura) mediante lupa geológica de aumento 20x, **c**) la textura mediante lupa binocular Motic SMZ-168 y microscopio digital USB de 800x y **d**) la fábrica de los minerales que lo componen (microestructura y microtextura) a través de secciones delgadas de ~30 micras al microscopio petrográfico de polarización Carl Zeiss y microscopio electrónico de barrido (MEB) JEOL JSM-6510LV de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (UNPSJB).

La composición química de las rocas se determinó mediante mediciones de Fluorescencia de Rayos X (FRX) con un dispositivo portátil FRx-XMET 7500 y

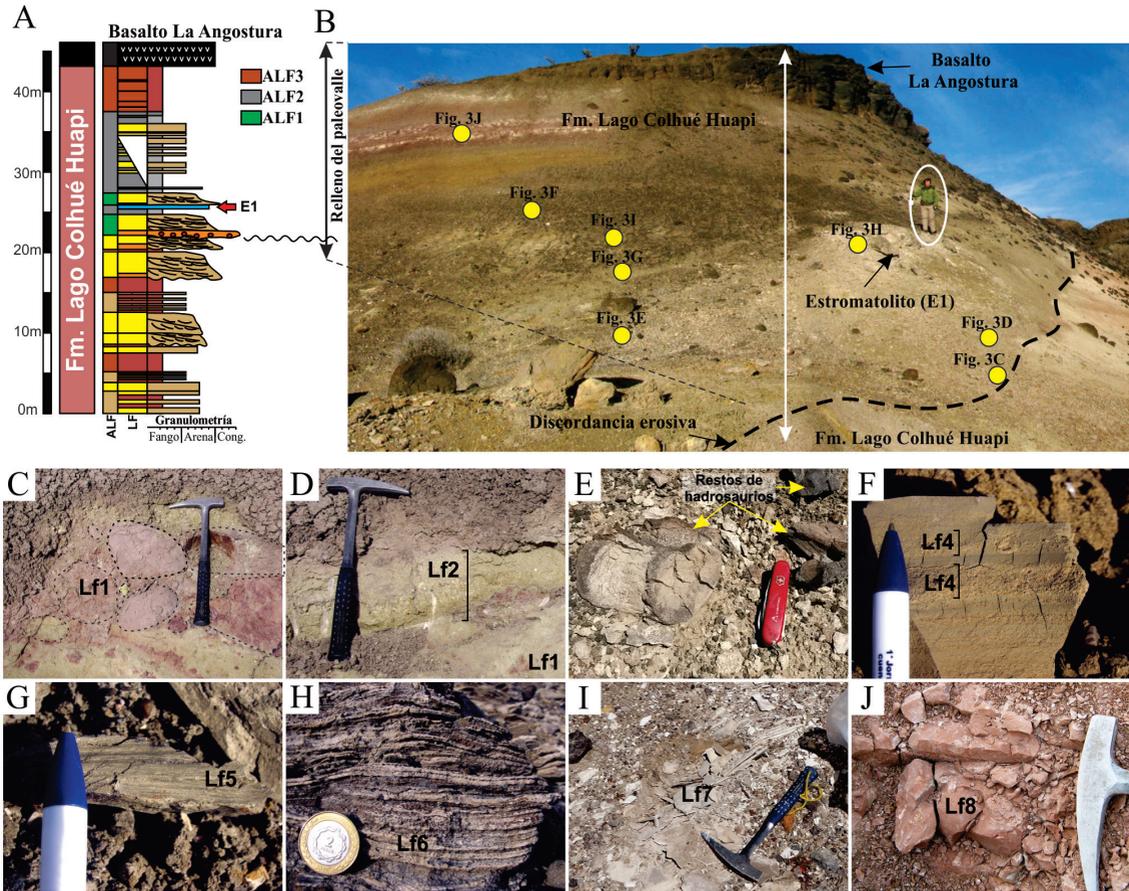


FIG. 3. **A.** Columna estratigráfica de la Formación Lago Colhué Huapi en el sitio del estromatolito E1 en las nacientes del río Chico. **B.** Vista del afloramiento con ubicación de E1 y otras litologías. **C.** Conglomerado intraformacional grueso con clastos de limolitas rojas (Lf1) y areniscas. **D.** Conglomerados intraformacionales finos (Lf2) y areniscas conglomerádicas. **E.** Areniscas medianas-gruesas portadoras de restos de hadrosáuridos (UNPSJB-PV 1050) y cáscaras de huevos de dinosaurios (Lf3). **F.** Alternancia de areniscas finas a gruesas (Lf4) y pelitas gris-verdosas claras. **G.** Pelitas grises finamente laminadas (Lf5) con palinomorfos. **H.** Estromatolito E1 (Lf6). **I.** Margas blancas (Lf7) con palinomorfos. **J.** Pelitas rojas (Lf8) típicas de la Formación Lago Colhué Huapi. Abreviaturas: **LF:** litofacies (Tabla 1); **ALF:** asociación de litofacies (Tabla 2); **E1:** estromatolito 1.

se definieron contenidos en porcentaje de elementos mayoritarios, minoritarios y traza. El método utilizado fue *Mining*, el cual define los siguientes elementos químicos: K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, As, Se, Rb, Sr, Zr, Nb, Mb, Ag, Cd, Sn, Y, Ba, Ta, W, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, U. El tiempo de exposición fue de 90 segundos, el que permite obtener lecturas con estabilidad del segundo y tercer decimal.

La determinación de minerales se realizó mediante difracción de rayos X (DRX) sobre fragmentos molidos hasta granulometrías de malla inferior a #200 (74  $\mu\text{m}$ ) en mortero de ágata y de acuerdo con el método de polvos de Moore y Reynolds (1989). Para

este procedimiento se utilizó un equipo Phillips con difractómetro PW1710 (Laboratorio de Fluorescencia y Difracción de Rayos X, UNPSJB).

Las muestras correspondientes al estromatolito E1 y a las margas blancas asociadas fueron procesadas para palinología mediante la técnica palinológica standard que incluye la maceración con ácido clorhídrico para remover los carbonatos y ácido fluorhídrico concentrado para la remoción de los silicatos. En el caso de las margas se procedió a una breve oxidación del residuo con ácido nítrico. Se utilizó glicerina-gelatina para el montaje de los residuos palinológicos. Para la identificación

de los palinomorfos se utilizó un microscopio Carl Zeiss KF 2 y se obtuvieron microfotografías utilizando una cámara digital Nikon Coolpix P2 del Laboratorio de Bioestratigrafía de la UNPSJB. Los preparados palinológicos se encuentran depositados en el Repositorio Científico y Didáctico Dr. Eduardo Musacchio de la UNPSJB, bajo las iniciales UNPSJB-MFP-CV y los palinomorfos se citan incluyendo la identificación del preparado seguido de las coordenadas de la Escala Vernier en el microscopio mencionado.

### 3. Marco Geológico Regional

La Cuenca del Golfo San Jorge se define como una cuenca extensional de intraplaca emplazada en la placa Sudamericana (Fitzgerald *et al.*, 1990) y cuyo origen se vincula a esfuerzos extensivos a partir del Jurásico Superior y su evolución a procesos geológicos del margen activo y margen pasivo del continente (Fitzgerald *et al.*, 1990; Figari *et al.*, 1999).

Sobre el basamento estructural de la cuenca se desarrolló el Complejo Volcánico Sedimentario (*sensu* Clavijo, 1986) en un contexto de rift inicial y posteriormente se depositó en discordancia un relleno sedimentario continental neocomiano bajo condiciones de clímax del rift. Luego de un basculamiento regional del eje principal de la cuenca hacia el este (Figari *et al.*, 1999), comienza el ciclo sedimentario Chubutiano o Grupo Chubut (Lesta y Ferello, 1972) caracterizado por sistemas lacustres y fluvio-lacustres con variable participación de ceniza volcánica (Clavijo, 1986; Paredes *et al.*, 2007, 2015; Umazano *et al.*, 2008; entre otros). Los depósitos de esta unidad comprenden gran parte del intervalo estratigráfico del Cretácico e incluían originalmente a las formaciones Pozo D-129, Matasiete, Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios, de acuerdo con Lesta y Ferello (1972). Casal *et al.* (2015) propusieron modificar este esquema clásico del Grupo Chubut con la incorporación de la Formación Lago Colhué Huapi (Coniaciano-Maastrichtiano), extendiendo así el rango cronoestratigráfico del Grupo Chubut desde el Barremiano/Aptiano (Vallati, 2013) hasta el Maastrichtiano (Vallati *et al.*, 2016).

### 4. Estromatolitos

Las características macroscópicas presentes en las cuatro microbialitas laminadas (Fig. 2A-H) de

la Formación Lago Colhué Huapi, en el sur de la Provincia del Chubut, permiten interpretarlas como estromatolitos (Burne y Moore, 1987; Riding, 1991 y Dupraz y Strasser, 1999).

La presencia de laminación repetitiva de horizontes finos y oscuros separando láminas claras de textura similar (Monty, 1976; Suárez González *et al.*, 2013), caracteriza a estos estromatolitos de la Cuenca del Golfo San Jorge (Fig. 2B, D, F, H). No obstante, presentan en sectores una estructura reticulada, más frecuente de observar en el estromatolito E4 (Fig. 2H), que podría vincularse preliminarmente con tapetes microbianos (Sanz-Montero *et al.*, 2012).

A continuación se describe en detalle el estromatolito E1 (Fig. 2A-B) y se mencionan características generales de los estromatolitos E2 (Fig. 2C-D), E3 (Fig. 2E-F) y E4 (Fig. 2G-H).

**E1:** Está incluido en el relleno sedimentario de arreglo general granodecreciente que se dispone por encima de la superficie erosiva (Fig. 3B). El E1 presenta una geometría cómica (Figs. 2A-B, 4A-B), con aproximadamente 1 m de potencia y hasta 3 m de extensión lateral aflorante (Figs. 2A, 3B). Se reconoce una fábrica laminar plana dominante y bien definida, con alternancia de láminas de colores oscuros y claros de 2 mm de espesor medio, con valores máximos de 6 mm y mínimos de 0,7 mm (Fig. 4C-F). Las láminas claras presentan principalmente calcita cristalina de grano fino (micrita) formadas por precipitación inducida por microbios, con la presencia de probables restos de ostrácodos articulados (Fig. 5A) y valvas desarticuladas no fragmentadas (Fig. 5B), de hasta 1 mm de longitud e incluidas entre la laminación. Sobre el techo del E1 se registraron grietas poligonales, irregulares en forma y tamaño, de bordes angulosos y de escaso rechazo (Fig. 6).

Los análisis químicos de los estromatolitos, realizados con el equipo portátil de FRX, indican que el Ca corresponde a un 48,3% en peso, mientras que los contenidos de otros elementos como Mn, Fe, K, Sr, entre otros, están por debajo de 1,4% en peso. El mineral dominante en el estromatolito E1 es la calcita (Fig. 7). No obstante, existen sectores de esta bioconstrucción reemplazados por sílice, lo que le otorga mayor dureza y resistencia a la erosión que la roca pelítica circundante y consecuentemente se exponen como relieves positivos discontinuos (Figs. 2B, 3B). Este reemplazo se reconoce al microscopio petrográfico por la presencia de venillas con cuarzo (Fig. 8).



FIG. 4. A-B. Morfología de domos conectados lateralmente que presenta el estromatolito E1. Laminación del estromatolito E1 en diferentes escalas de observación. C. Muestra de mano, escala 2 cm. D. Sección transversal, escala 1 cm. E. Sección delgada al microscopio petrográfico a nicolas cruzados, escala 2 mm. F. Sección transversal al microscopio USB 800x, escala 1 mm.

**E2:** Corresponde a dos cuerpos asociados de aproximadamente 12 m<sup>2</sup> de superficie aflorante y de 4 m de potencia. De composición predominantemente carbonática con partes reemplazadas por sílice. Con estructura laminar en domos y reticulada (Fig. 2C, D).

**E3:** Se trata de un cuerpo laminado con tamaño aproximado de 50 m<sup>2</sup> de superficie y 4 m de potencia. Se encuentra principalmente reemplazado por sílice, exceptuando la parte inferior. Con estructura

laminar en domos y fuertes repliegues. Al igual que lo observado en E1, lateralmente se asocia con un nivel de 30 cm de limolitas blancas con estructura lajosa y de composición carbonática (margas) (Fig. 2E, F).

**E4:** Presenta una superficie aflorante de 300 m<sup>2</sup> y una potencia de 6 m. De color blanco y predominantemente carbonático. Con estructura laminar en domos y reticulada (Fig. 2G, H).

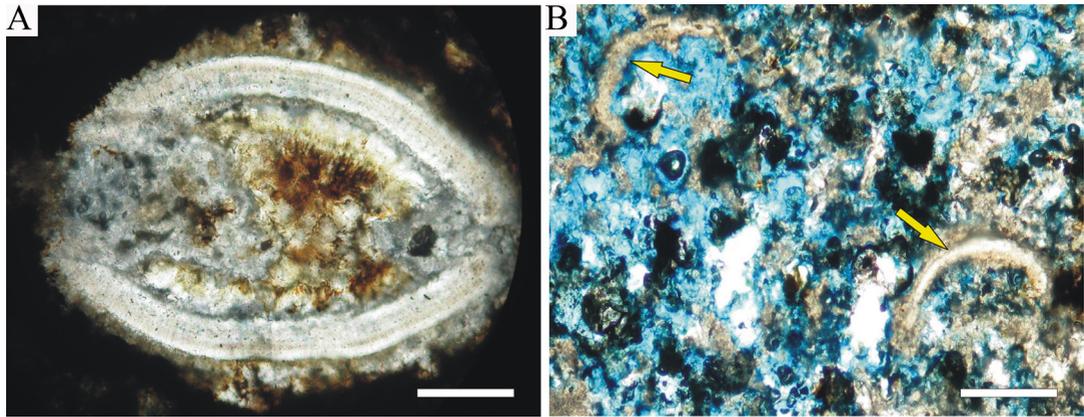


FIG. 5. Restos de probables ostrácodos observados en microscopio petrográfico a nicols cruzados en E1. **A.** Valvas articuladas, escala: 0,25mm. **B.** Valvas desarticuladas no fragmentadas, escala: 0,5 mm.

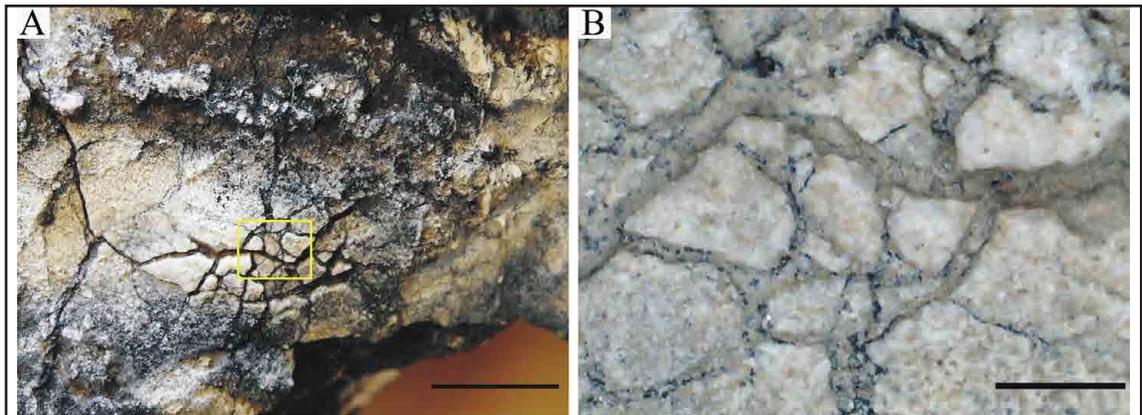


FIG. 6. Pequeñas grietas poligonales, irregulares en forma y tamaño, de bordes angulosos halladas sobre el techo del estromatolito E1. **A.** Muestra de mano, escala 1 cm. **B.** Detalle al microscopio USB 800x, escala 0,5 cm.

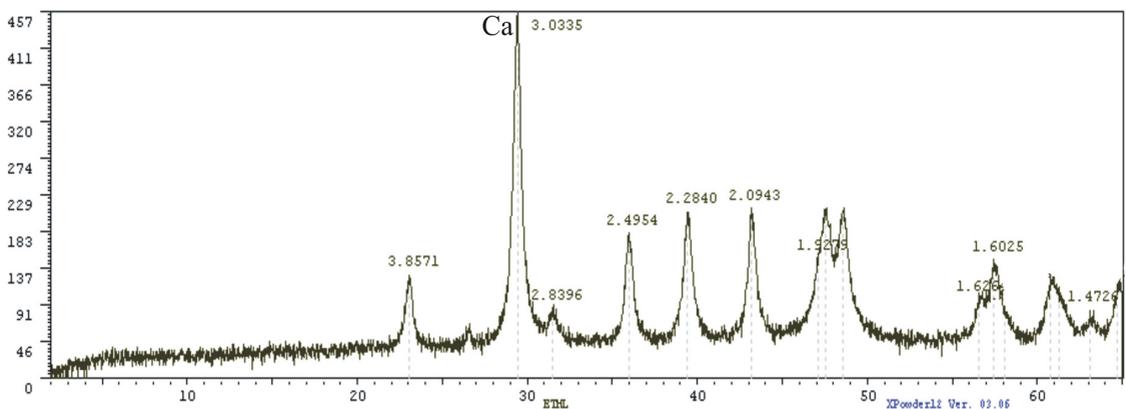


FIG. 7. Difractograma obtenido sobre una muestra total en fragmentos del estromatolito E1, donde se indican los valores de los picos correspondientes a la calcita (Ca). En las ordenadas se muestra la intensidad y en las abscisas 2θ.

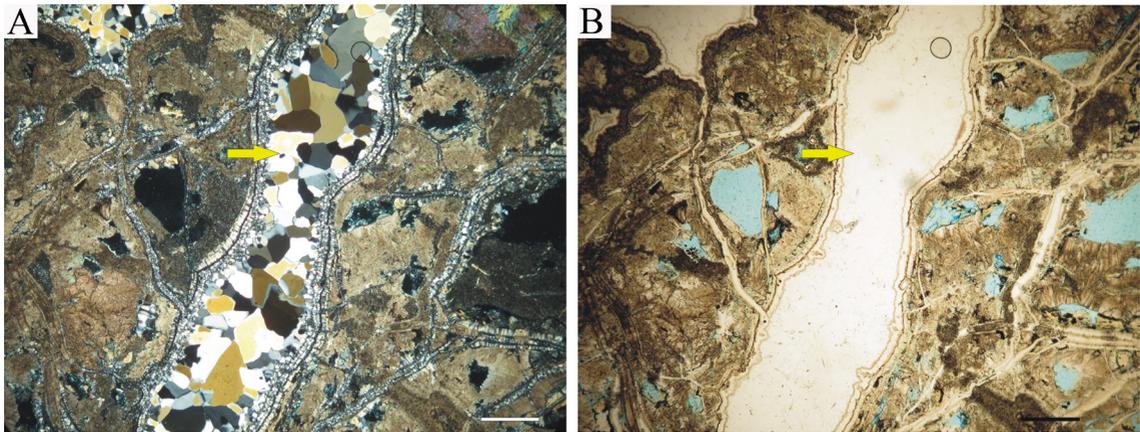


FIG. 8. Sección delgada del estromatolito E1 vista al microscopio petrográfico donde se observan venillas con cuarzo (flecha amarilla). **A.** A nicoles cruzados. **B.** A nicoles paralelos. Escala: 1 mm.

### 5. Paleoambiente sedimentario de las nacientes del río Chico

En esta localidad se han estudiado diversos afloramientos de la Formación Lago Colhué Huapi que han permitido avances significativos en el conocimiento de la estratigrafía y la paleontología de la región (Allard y Casal, 2013; Foix *et al.*, 2014; Casal *et al.*, 2015, 2016; Vallati *et al.*, 2016, 2017a-b; De Sosa Tomas *et al.*, 2017; Ibiricu *et al.*, 2017). En particular, en esta contribución se realizó un perfil estratigráfico de los niveles superiores de esta unidad, en una sección que incluye al estromatolito E1 (Fig. 3A). El intervalo analizado presenta como rasgo más significativo la presencia de una discordancia erosiva de geometría cóncava hacia arriba, representada por una incisión de más de 20 m de profundidad (Fig. 3B). Por debajo de dicha discordancia, la Formación Lago Colhué Huapi presenta características sedimentológicas muy similares a las descritas por Casal *et al.* (2015) con predominio de areniscas blancas y pelitas rojas.

Por encima de la incisión erosiva se dispone una sucesión atípica para esta unidad litoestratigráfica, con cambios en la litología, el color de los depósitos y el contenido paleontológico (Vallati *et al.*, 2016). Allí, se describieron e interpretaron ocho litofacies (Tabla 1, Fig. 3C) que permitieron definir tres asociaciones de litofacies genéticamente relacionadas (Tabla 2).

La sucesión sedimentaria comienza con un relleno basal integrado por un conglomerado intraformacional grueso, macizo y con intraclastos de limolitas rojas y

areniscas de hasta 0,3 m de diámetro (Lf1, Tabla 1), continúan conglomerados finos con estratificación entrecruzada de bajo ángulo y difusa (Lf2, Tabla 1) y areniscas gruesas a medianas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, de color ocre y negro portadoras de restos de hadrosáuridos (UNPSJB-PV 1050) y cáscaras de huevos de dinosaurios (Lf3, Tabla 1). Por encima se presentan arcilitas laminadas o macizas de coloración oscura de 0,30 cm de potencia y con abundantes palinomorfos (Lf5, Tabla 1), seguidas de un nivel de margas blancas con laminación horizontal, de 0,20 m de potencia (Lf7, Tabla 1) y que lateralmente se relaciona con el estromatolito E1 (Lf6, Tabla 1). Este nivel de margas blancas incluye una asociación palinológica con granos de polen bi y trisacados como elementos dominantes que se encuentran en estudio. Más arriba se disponen en alternancia areniscas verde-amarillentas (Lf4, Tabla 1) y arcilitas gris-verdosas (Lf5), seguidas nuevamente por las arcilitas rojas típicas de la unidad con la intercalación de niveles de concreciones carbonáticas blancas (Lf8, Tabla 1). El perfil culmina con el basalto La Angostura (Fig. 3A-B) que ha sido datado mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en masa fundamental en  $67.31 \pm 0.55$  Ma y asignado al Maastrichtiano tardío (Clyde *et al.*, 2014).

La evolución paleoambiental del perfil descrito indica que durante la depositación de los sistemas fluviales de la Formación Lago Colhué Huapi, se produjo un episodio erosivo que labró un paleovalle sobre el que se depositó un lag basal (ALF A, Tabla 2).

TABLA 1. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LITOFACIES RECONOCIDAS EN EL SITIO DE ESTUDIO.

Litofacies	Descripción	Interpretación
<b>Lf1:</b> Conglomerados intraformacionales gruesos. Fig. 3C.	Conglomerados gruesos macizos, compuestos por clastos de pelitas rojizas (Lf8) y areniscas muy finas, bien redondeados, de hasta 0,2-0,3 m de diámetro, inmersos en una matriz de areniscas finas-gruesas de color amarillento. Matriz-soportados. Se disponen únicamente en la base de perfil descrito, sobre superficie erosiva mayor (base del paleovalle). Espesor: 0,5-0,6 m.	Flujos de alta densidad y escaso transporte (Miall, 1996; Dasgupta, 2003).
<b>Lf2:</b> Conglomerados intraformacionales finos y areniscas conglomerádicas. Fig. 3D.	Conglomerados finos, compuestos por clastos de limolitas rojizas y areniscas muy finas, bien redondeados, de hasta 3 cm de diámetro, que hacia arriba gradan areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo difusa. Con base erosiva, se disponen por encima de la Lf1, presente únicamente en la parte baja del perfil descrito. Espesor: 0,5 m.	Acumulación súbita de material transportado como carga de fondo (alta carga sedimentaria) durante eventos de corta duración (Robinson y McCabe, 1998; Bass <i>et al.</i> , 2011).
<b>Lf3:</b> Areniscas macizas o con estructuras tractivas de bajo ángulo Fig. 3E.	Areniscas medianas-gruesas marrón-amarillentas, macizas o con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, en paquetes mal aflorados de 0,2-0,3 m de potencia. Contiene restos de hadrosáuridos y cáscaras de huevos de dinosaurios. Más abundantes en el tramo inferior del perfil.	Migración de formas de lecho de baja amplitud y amplia longitud de onda (Todd, 1996).
<b>Lf4:</b> Areniscas macizas o con laminación horizontal. Fig. 3F.	Areniscas finas-gruesas gris verdosas, macizas o con laminación horizontal. Se presentan intercaladas con la Lf5 en delgados niveles de 0,5-5 cm. Más abundantes en el tramo medio y superior del perfil.	Deposición por decantación a partir de corrientes turbulentas (Reineck y Singh, 1980) y/o por la llegada de sedimentos eólicos a un cuerpo de agua (Kenney, 1985).
<b>Lf5:</b> Pelitas gris-verdosas laminadas. Fig. 3G.	Pelitas gris-verdosas claras, finamente laminadas. En paquetes mal aflorados de 0,2-0,3 m o intercaladas con las Lf4 en delgados niveles de 0,5-5 cm. Más abundantes en el tramo medio y superior del perfil. Abundancia de restos de palinomorfos.	Deposición por decantación (Miall, 1996) en condiciones subácueas de pobre oxigenación (Retallack, 1988; Gosh <i>et al.</i> , 2006).
<b>Lf6:</b> Estromatolito (E1). Fig. 3H.	Depósitos carbonáticos finamente laminados, conformando un cuerpo de forma cómica. Espesor máximo: 1 m.	Precipitación carbonática inducida por organismos bioconstructores (Awramik y Margulis, 1974; Riding, 2000).
<b>Lf7</b> Margas. Fig. 3I.	Fangolitas carbonáticas blanquecinas, con laminación horizontal, dispuestas en un único nivel de 0,2-0,3 m de espesor. Se dispone en continuidad lateral con la Lf6 (E1). Abundancia de restos de palinomorfos.	Deposición por decantación en ambientes subácueos de baja energía (Kelts y Hsü, 1978).
<b>Lf8:</b> Pelitas rojizas. Fig. 3J.	Pelitas rojizas oscuras, macizas o con laminación horizontal. Se presentan por debajo de la superficie erosiva basal o en la parte superior del relleno del paleovalle. Alternan niveles con concreciones carbonáticas claras.	Deposición por decantación (Miall, 1996) en condiciones oxidantes (Retallack, 1988; Gosh <i>et al.</i> , 2006).

Esto podría estar vinculado a causas eustáticas, tectónicas y/o climáticas que exceden los objetivos de esta contribución.

Posteriormente, se produjo la inundación del paleovalle con el desarrollo de un cuerpo de agua de

escasa energía, determinando un ambiente lagunar (ALF B, Tabla 2), donde predominaron los procesos de decantación. Las palinofloras procedentes de estos niveles pelíticos ubicados por encima del relleno basal del paleovalle e inmediatamente por debajo

TABLA 2. ASOCIACIONES DE LITOFACIES RECONOCIDAS EN EL SITIO DE ESTUDIO.

Asociaciones de litofacies	Interpretación
<b>ALF A:</b> compuesta por las litofacies Lf1, Lf2 y Lf3.	Representa el relleno inicial del paleovalle sobre la superficie erosiva basal, gradando desde facies conglomerádicas macizas (Lf1 y Lf2) que representan la caída de bloques por desprendimiento desde los bordes (flujos de alta densidad), hasta la depositación por parte de flujos más tractivos (¿corrientes fluviales?) que concentraron algunos restos fósiles (restos de hadrosáuridos y cáscaras de huevos de dinosaurios) (Lf3). Presenta un arreglo general grandorecrescente.
<b>ALF B:</b> compuesta por las litofacies Lf4, Lf5, Lf6 y Lf7.	Representa una etapa de inundación del paleovalle con el desarrollo de un cuerpo de agua dulce de escasa energía (ambiente lagunar), donde predominaron los procesos de decantación en condiciones de pobre oxigenación o reductoras. En esta etapa del relleno, las condiciones paleoecológicas y paleoambientales fueron las apropiadas para el desarrollo del estromatolito (Lf6) y la preservación del registro palinológico (Lf5 y Lf7).
<b>ALF C:</b> compuesta por la litofacie Lf8.	Representa condiciones de sedimentación en una planicie de inundación distal, subaérea (oxidante), indicando la desecación final del cuerpo de agua desarrollado en la ALF B. Los niveles de concreciones carbonáticas probablemente indiquen episodios de fluctuación del nivel freático. Se asumen condiciones paleoambientales similares a las descritas por Casal <i>et al.</i> (2015) para la Formación Lago Colhué Huapi.

del estromatolito E1 y también en las margas blancas asociadas lateralmente al mismo, están dominadas por granos sacados de Podocarpaceas (Fig. 9C-D) e incluyen la presencia de palinomorfos indicadores de un cuerpo de agua dulce somero, de poca energía y aguas limpias (Vallati *et al.*, 2016). Entre ellos, se menciona la presencia de zigosporas de Zygnemataceae y estructuras reproductivas de helechos acuáticos (Fig. 9B). En particular, *Catinipollis geiseltalensis* Krutzsch, 1966 (Fig. 9A) y *Ovoidites* sp., que son esporas de algas verdes filamentosas (Zygnemataceae), podrían haber formado localmente parte de los tapetes microbianos y algales del estromatolito E1. Además, como se mencionó anteriormente, se han estudiado secciones delgadas correspondientes al E1 en el microscopio petrográfico, en donde se reconocieron valvas de ostrácodos articuladas (Fig. 5A) y desarticuladas no fragmentadas (Fig. 5B) que sugieren, al igual que las asociaciones palinológicas, la presencia de aguas tranquilas. Estas condiciones subaéreas reductoras se ven modificadas transicionalmente hacia el tope del perfil, donde se restablece un ambiente oxidante en una planicie de inundación subaérea (ALF C, Tabla 2). Por otra parte, la composición de las palinofloras refleja condiciones de clima templado y húmedo en el ambiente de depositación.

Además, se ha documentado la presencia de arecaceas en la microflora de la Formación Lago

Colhué Huapi a través de granos de polen baculados del género *Spinizonocolpites* y fragmentos de hojas en el sitio del E1 y en otros afloramientos de la localidad estudiada. Éstos hallazgos sugieren la presencia de palmeras tipo *Nypa*, que actualmente habitan ambientes continentales salobres a marino costeros (Vallati *et al.*, 2016, 2017a; De Sosa Tomas *et al.*, 2017).

## 6. Discusión

Si bien la Formación Lago Colhué Huapi se caracteriza por un paleoambiente fluvial con canales sinuosos y planicies de inundación bien drenadas (Casal *et al.*, 2015), el desarrollo de estromatolitos se dio en condiciones lagunares dentro de paleovalles incididos en la misma unidad. En particular, este cuerpo de agua dulce caracterizado por la escasa energía, aguas limpias, templadas y somero, generó las condiciones necesarias para la formación de estromatolitos, que se preservaron junto a pequeños troncos silicificados, restos de hadrosáuridos, cáscaras de huevos de dinosaurios y abundantes palinomorfos del Maastrichtiano tardío (Vallati *et al.*, 2016).

Por otra parte, algunos afloramientos cuspidales de la Formación Lago Colhué Huapi ubicados en niveles equivalentes a los portadores de los estromatolitos y demás restos asociados en las

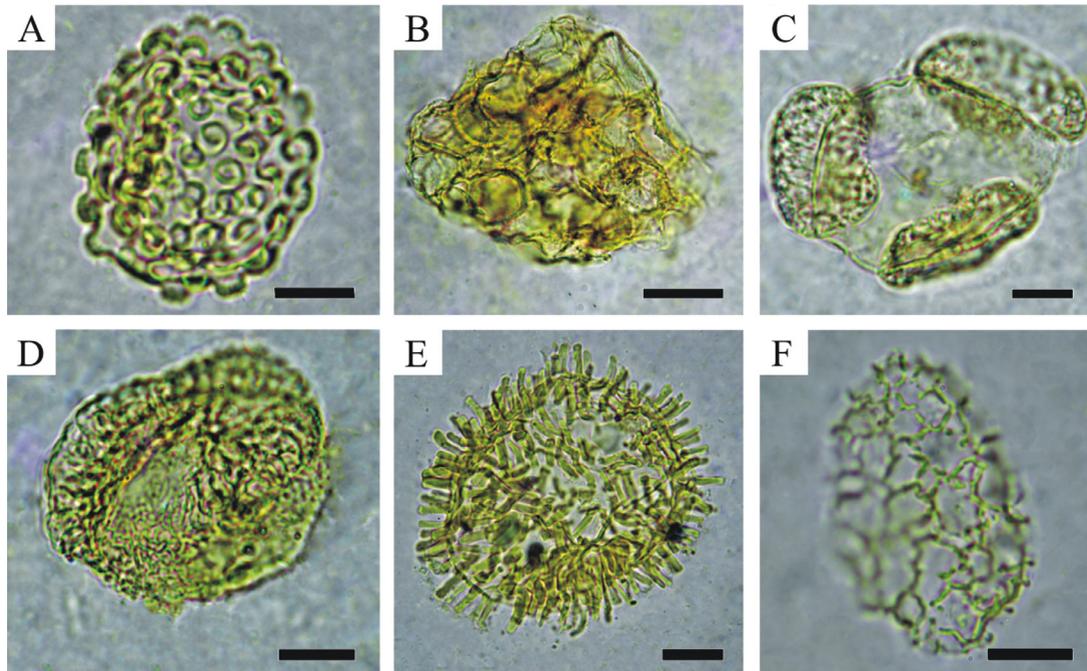


FIG. 9. Palinomorfos representativos de la asociación palinológica reconocida en el nivel de margas blancas asociado lateralmente al estromatolito E1, Formación Lago Colhué Huapi, Cuenca del Golfo San Jorge. Escalas: A, C-D, F: 10  $\mu$ m; B, E: 20  $\mu$ m. **A.** *Catinipollis geiseltalensis* UNPSJB-MFP-CV 2 A8 12/102. **B.** Másula de *Azolla* sp. UNPSJB-MFP-CV 2A0 19/102. **C.** *Microcachrydites antarcticus* UNPSJB-MFP-CV 2A4 10/102. **D.** *Dacrydiiumites florinii* UNPSJB-MFP-CV 2A 8/107. **E.** *Spinizonocolpites* cf. *hialinus* UNPSJB-MFP-CV 2A8 12.5/91. **F.** *Liliacidites kaitangataensis* UNPSJB-MFP-CV 2A9 9/104.

nacientes del río Chico, podrían representar el pasaje a los depósitos marinos de la Formación Salamanca (Casal *et al.*, 2015). Este pasaje, que ocurriría a través de una compleja relación espacio-temporal, fue anteriormente propuesta por Bellosi *et al.* (2000) en el sector de Pampa de María Santísima (norte de la provincia de Santa Cruz) y por Uliana y Legarreta (1999) para el Maastrichtiano tardío de la Cuenca del Golfo San Jorge. En este sentido, el registro de restos fósiles de granos de Arecaceae del tipo-*Nypa* (granos de polen y fragmentos de probables hojas) en la paleoflora (Vallati *et al.*, 2016, 2017a; De Sosa Tomas *et al.*, 2017) sugerirían la cercanía del mar en estos depósitos.

La Formación Lago Colhué Huapi carece de material piroclástico en su sección superior donde se ubican los cuatro estromatolitos, a diferencia de otras unidades del Grupo Chubut donde es muy abundante. Únicamente se ha registrado material piroclástico en la base de la unidad, donde existiría una relación lateral con la Formación Laguna Palacios (Casal *et al.*, 2015). De esta manera, y de acuerdo

con Cabaleri *et al.* (2010), la ausencia de material piroclástico habría favorecido el desarrollo de las comunidades bacterianas y algales constructoras de los estromatolitos en cuerpos de aguas limpias y de poca profundidad.

Debido a que los organismos coloniales no tienen un patrón de crecimiento característico propio, la morfología dómica de los estromatolitos estaría relacionada en parte, con el relieve del sustrato (Carozzi, 1962; Benavente, 2014). En este sentido, la superficie erosiva irregular a ondulada subyacente al estromatolito E1 aquí descrito e interpretada como un paleo valle (Fig. 3B), pudo haber condicionado al menos parcialmente, la morfología dómica de crecimiento. Para los registros E2, E3 y E4 no se encuentra expuesta la base de los mismos, por lo tanto no puede describirse esta relación. También, y de acuerdo con Mas y Alonso (1992) y Murphy y Sumner (2008), otros factores que habrían influido en la morfología serían la profundidad y energía del medio, la frecuencia de exposición subaérea y la velocidad de sedimentación.

Asimismo, en los estromatolitos maastrichtianos de la Cuenca del Golfo San Jorge no se observan intercalaciones epiclásticas entre la laminación como fue documentado por Cabaleri y Armella (2005) en las estructuras estromatolíticas jurásicas estudiadas en la Formación Cañadón Asfalto. Estos autores interpretaron la presencia de *wackes* como respuesta a cambios climáticos estacionales que influyeron en la sedimentación durante una etapa de alto nivel de lago y bajo condiciones climáticas subáridas cálidas (Cabaleri y Armella, 1999, 2003). La ausencia de elementos epiclásticos y de brechas singenéticas dentro del estromatolito E1, se ajusta con lo propuesto para la formación de estas geometrías dómicas actualmente restringidas a zonas protegidas y poco agitadas (Mas y Alonso, 1992). Además, sugiere una dominancia de la meteorización química sobre la mecánica (Marchese, 1974), la que prevalece bajo condiciones de climas tropicales (Scasso y Limarino, 1997) a diferencia de la mecánica que lo hace en condiciones de aridez. Condiciones similares fueron documentadas por Vallati *et al.* (2016) a través de estudios palinológicos, específicamente en el sitio de procedencia del E1. Dicha palinoflora incluye palinomorfos conspicuos de la región paleotropical (*Buttinia andreevi* Boltenhagen, 1967 y *Gabonisporis vigourouxii* Boltenhagen, 1967) junto a otros palinomorfos representativos de ambientes húmedos y cálidos. A favor de esta interpretación se han reconocido en secciones delgadas al microscopio petrográfico, restos de ostrácodos articulados y valvas desarticuladas no fragmentadas incluidas entre la laminación del E1 (Fig. 5), y la ausencia hasta el momento de bioestructuras asociadas con aguas agitadas como oncolitos (Aguirre-Urreta *et al.*, 2011).

La presencia de grietas poligonales e irregulares en el techo del E1 (Fig. 6) es interpretada aquí como grietas de desecación producto de la somerización del cuerpo de agua y la exposición subaérea con la consecuente desecación de la superficie del estromatolito. Estos polígonos de desecación de variado tamaño y diseño serían el resultado de la deshidratación de los tapices microbianos y algales y podrían representar el principal rasgo sedimentario de destrucción de los mismos (Sanz-Montero *et al.*, 2012).

El aporte de calcio y la presencia de microorganismos son los factores más importantes en la producción de carbonatos microbiales (Gierlowski-Kordesch,

2010). Por lo tanto, los cambios observados en los espesores de las láminas del estromatolito E1 podrían responder principalmente a variaciones de estos dos factores. En este sentido, para el caso de los estromatolitos del sur de Chubut, se interpreta que el aporte de calcio estaría vinculado posiblemente con el volcanismo alcalino presente en la localidad a través del basalto La Angostura (Fig. 3A, B), asignado al Maastrichtiano tardío (Clyde *et al.*, 2014). Este volcanismo, además de manifestarse como diques y coladas que, en ocasiones constituyen *pillow* lavas (Foix *et al.*, 2014), recientemente fueron reconocidas surgencias hidrotermales representadas como vetas de calcita y *hot springs*.

## 7. Conclusiones

Se registra por primera vez en la Cuenca del Golfo San Jorge la presencia de cuatro afloramientos con estromatolitos en el Maastrichtiano tardío de la Formación Lago Colhué Huapi, Grupo Chubut.

El estudio del estromatolito E1 de manera integrada con otros restos fósiles asociados, principalmente con palinomorfos dulceacuícolas, contribuye al entendimiento integrado del paleoambiente sedimentario y aporta nueva información sobre la paleoecología y el paleoclima en la localidad nacientes del río Chico durante el Maastrichtiano tardío en Patagonia central.

El origen de los estromatolitos en esta localidad se vincula a la captura y fijación de partículas carbonatadas por parte de microorganismos en cuerpos de aguas dulces, templadas, someras, limpias y de baja energía, bajo un paleoclima cálido y húmedo, ubicados en el sector litoral. El carbonato podría ser aportado por el volcanismo alcalino asociado.

Finalmente, este registro permite incrementar la distribución geográfica y la caracterización de los estromatolitos cretácicos dulceacuícolas en Patagonia central y realizar estudios comparativos con otras cuencas de la región y de Sudamérica.

## Agradecimientos

A los propietarios de las estancias de nacientes del río Chico Luis Insúa, Héctor Martínez y Chiche Martínez, que permitieron el acceso al área de trabajo. Al Departamento de Geología de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco por el apoyo logístico para el desarrollo de las actividades de campo (P.I. 1351). Al Dr. César Navarrete (UNPSJB) por su asistencia y contribuciones en

la descripción de muestras al microscopio petrográfico. A. Marcelo Luna, Edmundo Ivany y Xavier Castaño por su colaboración en el campo y a Ezequiel González Svoboda del Laboratorio de Difracción de Rayos X (UNPSJB). Este trabajo fue parcialmente financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (PICT 2016-0459 a LMI, GAC).

## Referencias

- Aguirre-Urreta, B.; Tunik, M.; Naipauer, M.; Pazos, P.; Ottone, E.; Fanning, M.; Ramos, V.A. 2011. Malargüe Group (Maastrichtian-Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up. *Gondwana Research* 19: 482-494.
- Allard, J.O.; Casal, G.A. 2013. Análogos de afloramientos del Cretácico Superior en las nacientes del río Chico: sedimentología, paleoambiente, características geométricas y heterogeneidades intra-reservorio. *In* Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, No. 1, Actas: 17-18. Comodoro Rivadavia.
- Allison, C.W.; Awramik, S.M. 1989. Organic-walled microfossils from earliest Cambrian or latest Proterozoic Tindir Group rocks, northwest Canada. *Precambrian Research* 43: 253-294.
- Allwood, A.C.; Walter, M.R.; Kamber, B.S.; Marshall, C.P.; Burch, I.W. 2006. Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. *Nature* 441: 714-718.
- Altermann, W. 2008. Accretion, trapping and binding of sediment in Archean stromatolites-Morphological expression of the antiquity of life. *Space Science Reviews* 135: 55-79.
- Arcuri, M.; Zavala, C. 2006. Facies de estromatolitos en conglomerados de la Formación Lotena (Caloviano), Cuenca Neuquina, Argentina. *In* Congreso Latinoamericano de Sedimentología, No. 4, y Reunión Argentina de Sedimentología, No. 11, Actas 1: p. 46. San Carlos de Bariloche.
- Awramik, S.M.; Margulis, L. 1974. Stromatolites. *Newsletters* 2: 1-5.
- Baas, J.H.; Best, J.L.; Peakall, J. 2011. Depositional processes, bedform development and hybrid bed formation in rapidly decelerated cohesive (mud-sand) sediment flows. *Sedimentology* 58: 953-1987.
- Belloso, E.S.; Palamarczuk, S.; Barreda, B.; Sanagua, J.; Jalfín, G. 2000. Litofacies y palinología del contacto Grupo Chubut-Formación Salamanca en el oeste de la cuenca del Golfo San Jorge. *In* Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, No. 11, Actas 1: p. 9.
- Benavente, C.A. 2014. Microbialitas lacustres de secuencias triásicas de Argentina. Tesis Doctoral (Inédito). Biblioteca Digital de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires: 264 p.
- Beraldi-Campesi, H.; Cevallos-Ferriz, S.R.S.; Chacón-Baca, E. 2004. Microfossil algae associated with Cretaceous stromatolites in the Tarahumara Formation, Sonora, Mexico. *Cretaceous Research* 25: 249-265.
- Beraldi-Campesi, H.; Cevallos-Ferriz, S.R.S.; Centeno-García, E.; Arenas-Abad, C.; Fernández, L.P. 2006. Sedimentology and paleoecology of an Eocene-Oligocene alluvial-lacustrine arid system, southern México. *Sedimentary Geology* 191 (3-4): 227-254.
- Black, M. 1933. The algal sedimentation of Andros Island Bahamas. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B. Biological Sciences* 22: 165-192.
- Boltenhagen, E. 1967. Spores et pollen du Crétacé Supérieur du Gabon. *Pollen et Spores* 9: 335-355.
- Breitbar, M.; Hoare, A.; Nitti, A.; Siefert, J.; Haynes, M.; Dinsdale, E.; Edwards, R.; Souza, V.; Rohwer, F.; Hollander, D. 2009. Metagenomic and stable isotopic analyses of modern freshwater microbialites in Cuatro Ciénegas, Mexico. *Environmental Microbiology* 11: 16-34.
- Burne, R.V.; Moore, L.S. 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaos* 2: 241-254.
- Cabaleri, N.G.; Armella, C. 1999. Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano) en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cóndor, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 375-388.
- Cabaleri, N.G.; Armella, C. 2003. Complejo de paleolagos de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Superior) en el área de Cerro Cóndor, provincia del Chubut. *In* Simposio Argentino del Jurásico, No. 1, Ameghiniana, Resúmenes 40: 41R. La Plata.
- Cabaleri, N.G.; Armella, C. 2005. Influence of biothermal belt on the lacustrine sedimentation of the Cañadón Asfalto Formation (Upper Jurassic, Chubut province, Southern Argentina). *Geologica Acta* 3: 205-214.
- Cabaleri, N.G.; Armella, C.; Silva Nieto, D.G. 2005. Saline paleolake of the Cañadón Asfalto Formation (Middle-Upper Jurassic), Cerro Cóndor, Chubut province (Patagonia), Argentina. *Facies* 51: 350-364.
- Cabaleri, N.G.; Volkheimer, W.; Armella, C.; Gallego, O.; Silva Nieto, D.; Páez, M.; Cagnoni, M.; Ramos, A.; Panarello, H.; Koukharsky, M. 2010. Estratigrafía, análisis de facies y paleoambientes de la Formación

- Cañadón Asfalto en el depocentro Jurásico Cerro Cándor, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (3): 349-367.
- Camoin, G.; Casanova, J.; Rouchy, J.M.; Blanc-Valleron, M.M.; Deconinck, J.F. 1997. Environmental controls on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central palaeo-Andean Basin of Bolivia during Late Cretaceous to early Tertiary times. *Sedimentary Geology* 113: 1-26.
- Carozzi, A.V. 1962. Observations on algal biostromes in the Great Salt Lake, Utah. *The Journal of Geology* 70: 246-252.
- Casal, G.A.; Allard, J.O.; Foix, N. 2015. Análisis estratigráfico y paleontológico de afloramientos del Cretácico Superior en la cuenca del Golfo San Jorge: propuesta de nueva unidad litoestratigráfica para el Grupo Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 81-99.
- Casal, G.A.; Martínez, R.D.; Luna, M.; Ibiricu, L.M. 2016. Ordenamiento y caracterización faunística del Cretácico Superior del Grupo Chubut, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Revista Brasileira de Paleontología* 19: 53-70.
- Clavijo, R. 1986. Estratigrafía del cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras* 9: 15-32.
- Clyde, W.C.; Wilf, P.; Iglesias, A.; Slingerland, R.L.; Barnum, T.; Bijl, P.K.; Bralower, T.J.; Brinkhuis, H.; Comer, E.E.; Huber, B.T.; Ibañez-Mejía, M.; Jicha, B.R.; Krause, J.M.; Schueth, J.D.; Singer, B.S.; Raigemborn, M.S.; Schmitz, M.D.; Sluijs, A.; Zamaloa, M. 2014. New age constraints for the Salamanca Formation and lower Río Chico Group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: Implications for Cretaceous-Paleogene extinction recovery and land mammal age correlations. *GSA Bulletin* 126: 289-306.
- Cónsole-Gonella, C.; Marquillas, R.A. 2014. Bioclastration trace fossils in epeiric shallow marine stromatolites: the Cretaceous-Palaeogene Yacoraita Formation, Northwestern Argentina. *Lethaia* 47: 107-119.
- Dasgupta, P. 2003. Sediment gravity flow -the conceptual problems. *Earth-Science Reviews* 62: 265-281.
- De Sosa Tomas, A.; Vallati, P.; Casal, G.A.; Calo, M. 2017. Hojas de angiospermas de la Formación Lago Colhué Huapi (Maastrichtiano), Cuenca del Golfo San Jorge. *In Libro de Resúmenes (De Sosa, R.A.; Casal, G.A.; Castro, I.; editores), Jornadas de las Ciencias de la Tierra "Dr. Eduardo Musacchio", No. 5: 37-39. Comodoro Rivadavia.*
- Dupraz, C.; Reid, R.P.; Braissant, O.; Decho, A.W.; Norman, R.S.; Visschel, P.T. 2008. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews* 96 (2009): 141-162.
- Dupraz, C.; Strasser, A. 1999. Microbialites and microencrusts in shallow coral bioherms (Middle-Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies* 40: 101-130.
- Eggleston, J.R.; Dean, W.E. 1976. Freshwater stromatolitic bioherms in Green Lake. *In Developments in Sedimentology (Walter, M.R.; editor). Stromatolites* 20: 479-488.
- Fariás, M.E.; Rascovan, N.; Toneatti, D.M.; Albarracín, V.H.; Flores, M.R.; Poiré, D.G.; Collavino, M.M.; Aguilar, O.M.; Vázquez, M.P.; Polerecky, L. 2013. The Discovery of Stromatolites Developing at 3570 m above Sea Level in a High-Altitude Volcanic Lake Socompa, Argentinean Andes. *PLoS ONE* 8 (1): e53497.
- Figari, E.G.; Strelkov, E.; Laffitte, G.; Cid de La Paz, M.S.; Courtade, S.F.; Celaya, J.; Vottero, A.; Lafourcade, P.; Martínez, R.; Villar, H.J. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. *In Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, No. 4, Actas 1: 197-237. Mar del Plata.*
- Figari, E.G.; Scasso, R.A.; Cúneo, R.N.; Escapa, I. 2015. Estratigrafía y evolución geológica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22: 135-169.
- Fitzgerald, M.; Miltchum, M.; Uliana, M.; Biddle, K. 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *The American Association of Petroleum Geologists; Bulletin* 74: 879-920.
- Foix, N.; Allard, J.O.; Casal, G.A.; Menegatti, N.D. 2014. Primer registro de pillow lavas en la cuenca del Golfo San Jorge (Formación Salamanca), Paleoceno Inferior, Chubut, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino, No. 19, Actas 1: 54-55. Córdoba.*
- Franks, J.; Stolz, J.F. 2009. Flat laminated microbial mat communities. *Earth Science Reviews* 96: 163-172.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. 2010. Lacustrine carbonates. *In Developments in sedimentology, Carbonates in Continental Settings, A.M. Alonso-Zarza and L.H. Tanner (Van Loon, A.J.; editor). The Netherlands: Elsevier* 61: 1-101.
- Ghosh, P.; Sarkar, S.; Maulik, P. 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India. *Sedimentary Geology* 191: 3-36.
- Gómez-Pérez, I. 2001. Estromatolitos de aguas profundas en la Formación Los Molles (Neuquén, Argentina): ¿chimeneas de metano en el fondo marino jurásico?. *Asociación Argentina de Sedimentología* 8 (2): 1-14.

- Ibiricu, L.M.; Casal, G.A.; Martínez, R.D.; Luna, M. González Svoboda, J.E.; Cerda, I. 2017. New materials of lithostrotian titanosaurs (Dinosauria: Sauropoda) from the Upper Cretaceous of central Patagonia. *Cretaceous Research* 73: 25-39.
- Kelts, K.; Hsü, K.J. 1978. Freshwater carbonate sedimentation. *In Lakes: Chemistry, Ecology, Physics* (Lerman, A.; editor). Springer-Verlag: 299-323. New York.
- Kenney, B.C. 1985. Sediment resuspension and currents in Lake Manitoba: *Journal of Great Lakes Research* 11 (2): 85-86.
- Krutzsch, W. 1966. Zur Kenntnis der praequartaeren periporaten Pollenformen. *Geologie Beihefte* 15: 16-71.
- Lesta, P.; Ferello, R. 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. *In Geología Regional Argentina* (Leanza, A.F.; editor). Academia Nacional de Ciencias: 601-654. Córdoba.
- Logan, B.W. 1961. Cryptozoon and associate stromatolite from the Western Australia. *The Journal of Geology* 69: 517-533.
- Mahboubi, A.; Moussavi-Harami, R.; Lasemi, Y.; Brenner, R.L. 2001. Sequence stratigraphy and sea level history of the Upper Paleocene strata in the Kopet-Dagh basin, northeastern Iran. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 85: 839-859. Tulsa.
- Marchese, H.G. 1974. Estromatolitos "Gymnosolenidos" en el sector oporiental de Minas Gerais, Brasil. *Ameghiniana* 11: 201-216.
- Mas, J.R.; Alonso, A. 1992. La sedimentación carbonatada en mares someros. *In Sedimentología, Nuevas tendencias* (Arche, A.; editor). CSIC 2: 11-88. Madrid.
- Mas, R.; Alonso, M.I. 2010. La sedimentación carbonática en mares someros: las plataformas carbonáticas (Capítulo XVII). *In Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (Arche, A.; editor). Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 1290 p. Madrid.
- Mata, S.A.; Harwood, C.L.; Corsetti, F.A.; Stork, N.J.; Eilers, K.; Berelson, W.M.; Spear, J.R. 2012. Influence of gas production and filament orientation on stromatolite microfabric. *Palaios* 27: 206-219.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag: 582 p. Berlin.
- Monty, C.L.V. 1976. The origin and development of cryptalgal fabrics. *In Stromatolites* (Walter, M.R.; editor). *Developments in Sedimentology* 20, Elsevier: 193-249. Amsterdam.
- Moore, D.M.; Reynolds, R.C. 1989. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press: 332 p. London.
- Noffke, N.; Awramik, S.M. 2013. Stromatolites and MISS-Differences between relatives. *GSA Today. The Geological Society of America* 23 (9): 4-9.
- Murphy, M.; Sumner, D. 2008. Variation in Neoproterozoic microbialite morphologies: clues to control on microbialite morphologies through time. *Sedimentology* 55: 1189-1202.
- Pacton, M.; Hunger, G.; Martinuzzi, V.; Cusminsky, G.; Burdin, G.; Bartmettler, K.; Vasconcelos, C.; Ariztegui, D. 2015. Organomineralization processes in freshwater stromatolites: a living example from eastern Patagonia. *The Depositional Record* 1 (2): 130-146. doi: 10.1002/dep2.7.
- Paredes, J.; Foix, N.; Colombo Piñol, F.; Nillni, A.; Allard, J.; Marquillas, R. 2007. Volcanic and climatic controls on fluvial style in a high-energy system: The Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 202: 96-123.
- Paredes, J.; Foix, N.; Allard, J.; Colombo Piñol, F.; Tunik, M. 2015. Alluvial architecture of reworked pyroclastic deposits in peri-volcanic basins: Castillo Formation (Albian) of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 38-58.
- Purser, B.H. 1980. Regional tectonics and Quaternary sedimentation in the Persian-Arabian Gulf. *International Geological Congress, Abstracts* 26 (2): p. 532.
- Reid, R.P.; Visscher, P.T.; Decho, A.W.; Stolz, J.F.; Bebout, B.M.; Dupraz, C.; Macintyre, I.G.; Paerl, H.W.; Pinckney, J.L.; Prufert-Bebout, L.; Steppe, T.F.; Des Marais, D.J. 2000. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature* 406: 989-992.
- Reineck, H.E.; Singh, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments, Segunda Edición*. Springer-Verlag: 551 p. Berlin.
- Retallack, G.J. 1988. Field recognition of paleosols. *In Paleosols and Weathering through Geologic Time: Principles and Applications* (Reinhardt, J.; Sigleo, W.R.; editors). Geological Society of America, Special Paper 216: 1-20.
- Ribeiro da Luz, B.; Crowley, J.K. 2012. Morphological and chemical evidence of stromatolitic deposits in the 2.75 Ga Carajas banded iron formation, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* 355-356: 60-72.
- Riding, R. 1991. Classification of microbial carbonates. *In Calcareous Algae and Stromatolites* (Riding, R.; editor). Springer-Verlag: 21-51. New York.
- Riding, R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47: 179-214.

- Robinson, J.W.; McCabe, P.J. 1998. Evolution of a braided river system: the Salt Wash Member of the Morrison Formation (Upper Jurassic) in southern Utah. *In* Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks (Shanley, K.W.; McCabe, P.J.; editors). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 59: 93-107.
- Sanz-Montero, M.E.; García del Cura, M.A.; Rodríguez Aranda, J.P.; Calvo, J.P. 2012. Tapices microbianos y estructuras sedimentarias asociadas en sistemas deposicionales evaporíticos de La Mancha: Un enfoque actualista. *Geotemas* 13: 167-170.
- Scasso, R.A.; Limarino, C.O. 1997. Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología. Publicación Especial 1: 258 p.
- Stolz, J.F. 1983. Fine structure of the stratified microbial community at Laguna Figueroa, Baja California, Mexico. I. Methods of in situ study of the laminated sediments. *Precambrian Research* 20: 479-492.
- Suárez, M.; Bell, C.M. 1994. Braided rivers, lakes and sabkhas of the upper Triassic Cifuncho formation, Atacama region, Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 25-33.
- Suárez-González, P.; Quijada, E.; Benito, M.I.; Mas J.R. 2013. Eustatic versus tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). *Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia. Journal of Iberian Geology* 39: 285-312.
- Todd, S.P. 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures. *In* Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy (Carling, P.A.; Dawson, M.R.; editors). Wiley: 299-350. Chichester.
- Tunik, M.A. 2003. Interpretación paleoambiental de los depósitos de la Formación Saldeño (Cretácico superior), en la alta Cordillera de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 417-433.
- Uliana, M.A.; Legarreta, L. 1999. Jurásico y Cretácico de la Cuenca del Golfo San Jorge. *In* Geología Argentina (Caminos, R.; editor). Subsecretaría de Minería de la Nación: 496-510. Buenos Aires.
- Umazano, A.M.; Belloso, E.S.; Visconti, G.; Melchor, R.N. 2008. Mechanisms of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: an example from the Late Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 203: 213-228.
- Vallati, P. 2013. A mid-Cretaceous palynoflora with *Tucanopolis crisopolensis* from D-129 Formation, San Jorge Gulf Basin, Argentina. *Revista Brasileira de Paleontología* 16 (2): 237-244.
- Vallati, P.; Casal, G.A.; Foix, N.; Allard, J.; De Sosa Tomas, A.; Calo, M. 2016. First report of a Maastrichtian palynoflora from the Golfo San Jorge Basin, central Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 53: 495-505.
- Vallati, P.; De Sosa Tomas, A.; Casal, G.A.; Calo, M. 2017a. Salviniales from the Late Cretaceous of the Golfo San Jorge. *Basin. Cretaceous Research* 74: 45-55.
- Vallati, P.; De Sosa Tomas, A.; Casal, G.A.; Calo, M. 2017b. El Bloom de Azolla (Helecho Mosquito) en el Cretácico Tardío de la Cuenca del Golfo San Jorge. *In* Libro de Resúmenes (De Sosa, R.A.; Casal, G.A.; Castro, I.; editores). Jornadas de las Ciencias de la Tierra "Dr. Eduardo Musacchio", No. 5: 77-78 p. Comodoro Rivadavia.
- Walter, M.R. 1976. Stromatolites. *Developments in Sedimentology* 20, Elsevier Scientific Publication: 790 p. Amsterdam.
- Walter, M.R.; Bauld, J.; des Marais, D.J.; Schopf, J.W. 1992. A general comparison of microbial mats and microbial stromatolites: bridging the gap between the modern and the fossil. *In* The Proterozoic Biosphere, A Multidisciplinary Study (Schopf, J.W.; Klein, C.; editors). Cambridge University Press: 335-338. New York.
- Weiner, S.; Dove, P.M. 2003. An overview of biomineralization processes and the problem of the vital effect. *In* Biomineralization Mineralogical Society of America (Dove, P.M.; De Yoreo, J.J.; Weiner, S.; editors). Geochemical Society, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 54: 1-30.
- Yamamoto, A.; Tanabe, K.; Isozaki, Y. 2009. Lower Cretaceous fresh-water stromatolites from northern Kyushu, Japan. *Paleontological Research* 13: 139-149.