

El registro sedimentario Pleistoceno tardío-Holoceno de la Salina de Ambargasta (Argentina central): una aproximación paleolimnológica

**Gabriela A. Zanor^{1,2,*}, Eduardo L. Piovano¹, Daniel Ariztegui³,
Andrea I. Pasquini¹ y Jorge O. Chiesa⁴**

¹*Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas CONICET- Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016GCA Córdoba, Argentina.*

²*División de Ciencias de la Vida (DICIVA), Campus Irapuato-Salamanca, Universidad de Guanajuato, Carretera Irapuato-Silao Km. 9, C.P. 36500 Irapuato, México.*

³*Section des Sciences de la Terre et de l'environnement, Université de Genève, Rue des Maraichers 13, 1205 Ginebra, Suiza.*

⁴*Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Ejército de los Andes 950, D5700HHW San Luis, Argentina.*

*gzanor@ugto.mx

RESUMEN

La Salina de Ambargasta es un sistema playa localizado a latitudes medias de Argentina (29°S; 64°W). El estudio de dos testigos sedimentarios, AB-1 (borde este de la salina) y AB-2 (área central), efectuado mediante un enfoque de multi-indicadores ambientales, la aplicación de un modelo sedimentario análogo y edades radiocarbónicas, permitió reconstruir la historia paleohidrológica de la salina de Ambargasta a partir del Pleistoceno tardío. La reconstrucción paleoambiental de los últimos ca. 45,000 años hasta el presente, indica seis estadios ambientales principales: 1) entre 44,700 y 39,600 años cal. AP, un intervalo seco está representado por el desarrollo de una planicie fangosa capilar; 2) entre 39,600 y 26,700 años cal. AP, un período más húmedo es registrado por facies lacustres con precipitación carbonática y sulfatada; 3) entre 26,700 y 23,600 años cal. AP ocurre la fase más húmeda en Ambargasta, caracterizada por la sedimentación en una laguna efímera sulfatada, relativamente profunda, rica en tapices microbianos y marginada por planicies fangosas; 4) entre 23,600 y 18,500 años cal. AP se presenta un cambio a condiciones más secas con pulsos húmedos intercalados, evidenciado por el desarrollo de planicies fangosas salinas que alternan con lagunas efímeras, y planicies fangosas capilares en las zonas supralitorales; 5) entre 18,500 y 8,600 años cal. AP se identifica un intervalo más seco caracterizado por el dominio de planicies fangosas salinas y capilares, y 6) desde los 8,600 años cal. AP al presente se registra el balance hídrico más negativo en el sistema salino representado por una expansión de las planicies fangosas capilares. El control del balance hidrológico en la Salina de Ambargasta está vinculado con la variación del Sistema de tipo Monzónico Sudamericano, por lo cual la reconstrucción efectuada desde el Pleistoceno tardío permite aportar nuevas claves para comprender las fluctuaciones pasadas de este importante forzante del sistema climático de Sudamérica.

Palabras clave: playa, paleolimnología, registro sedimentario, reconstrucción paleoambiental, Pleistoceno, Argentina.

ABSTRACT

Salina de Ambargasta is a playa system located at the middle latitude of Argentina (29°S; 64°W). Two sedimentary cores retrieved at the eastern border (AB-1) and the central area of the salina

(AB-2) were studied using a multi-proxy approach, an actualistic sedimentary model and radiocarbon dates allowed reconstructing the paleohydrological history of the Salina de Ambargasta since the late Pleistocene. The paleoenvironmental reconstruction for the last ca. 45,000 years to the present suggests six main environmental stages: 1) between 44,700 and 39,600 cal. year BP, a dry period is represented by the development of a capillary mudflat; 2) between ca. 39,600 and 26,700 cal. year BP a more humid period is recorded by lacustrine facies with carbonate and sulfate precipitation; 3) between ca. 26,700 and 23,600 cal. year BP occurs the most humid phase in Ambargasta, characterized by the sedimentation in an ephemeral sulfate lake, relatively deep, enriched with microbial mats and fringed by mudflats; 4) between 23,600 and 18,500 cal. year BP, a change to drier conditions with humid pulses is evidenced by the development of saline mudflats alternating with ephemeral lakes and associated with mudflats in the supralittoral areas; 5) between 18,500 and 8,600 cal. year BP a drier period is identified by the dominance of capillary and saline mudflats, and 6) since 8,600 cal. year BP to the present the most negative hydrological balance is recorded in the saline system, represented by an expansion of capillary mudflats. The control of the hydrological balance in the Salina de Ambargasta is mostly associated with the variation of the South America Monsoon-like System. Thus, the record presented here allows us to provide new clues in order to decipher former fluctuations of this important driver of the climatic system of South America since the late Pleistocene.

Key words: *playa, paleolimnology, sedimentary record, paleoenvironmental reconstruction, Pleistocene, Argentina.*

INTRODUCCIÓN

La paleolimnología es la ciencia que estudia los sedimentos lacustres con el fin de reconstruir las condiciones ambientales pasadas (Cohen, 2003; Douglas, 2007). El relleno sedimentario de los lagos constituye un detallado archivo de los procesos hidroquímicos, sedimentarios y biológicos actuantes y aporta, entre otros aspectos, información para descifrar la evolución de una cuenca, actividad tectónica y la variabilidad climática. Los sedimentos lacustres de sistemas cerrados, en particular de sistemas playa o salinas, conservan la señal de las variaciones en la relación Precipitación-Evaporación (P-E), a diferentes escalas temporales (Fritz, 2008). Los cambios en el registro sedimentario permiten establecer inferencias climáticas a una escala de tiempo que supera la información proporcionada por los documentos históricos (Piovano *et al.*, 2002). La respuesta de un lago playa frente a la acción de diversos forzantes a lo largo del tiempo puede manifestarse mediante variaciones laterales y verticales en los tipos de facies acumuladas, abarcando desde los sectores distantes de abanicos aluviales hasta las lagunas perennes o efímeras dentro del sistema salino (Hardie *et al.*, 1978; Last, 1984; Smoot y Lowenstein, 1991; Valero-Garcés *et al.*, 2000; Bobst *et al.*, 2001; Lowenstein *et al.*, 2003). Según Fritz (1996), los registros paleolimnológicos deben utilizar diversas líneas de evidencia o indicadores para efectuar reconstrucciones paleoambientales y paleoclimáticas, tales como: propiedades petrofísicas, sedimentología, mineralogía, geoquímica orgánica, inorgánica y de isótopos estables, microfósiles, partículas carbonizadas, entre otras.

En las últimas décadas, un número creciente de estudios paleolimnológicos en ambientes lacustres y lagos playas han surgido en distintas áreas del planeta – especialmente en diferentes latitudes del continente americano– con

la finalidad de comprender las fluctuaciones climáticas globales a escala regional (*e.g.*, Sylvestre *et al.*, 1999; Markgraf, 2001; Valero-Garcés *et al.*, 2003; Piovano *et al.*, 2004; Gilli *et al.*, 2005; Moreno *et al.*, 2007; Caballero *et al.*, 2010; Giralt *et al.*, 2011). Una característica del sur de Sudamérica está dada por el desarrollo de una franja continua con precipitaciones menores a 250 mm/año que cruza el continente en sentido NW-SE desde Perú hasta la región costera de la Patagonia Argentina, llamada “Diagonal Árida” (DA; Bruniard, 1982). La región ubicada al norte y este de la DA (*i.e.*, Argentina central) recibe humedad de origen atlántica con precipitaciones máximas durante el verano austral. Por el contrario, la región al oeste de la DA (Patagonia) posee influencia pacífica y se caracteriza por presentar precipitaciones máximas durante el invierno. En este sentido, el análisis de los registros climáticos al norte y este de la DA han permitido reconstruir la actividad pasada del Sistema Monzónico Sudamericano (Zhou y Lau, 1998) en el dominio geográfico de las Pampas (Piovano *et al.*, 2009) mientras que los registros de Patagonia permiten inferir la actividad de los *westerlies* o vientos del Oeste (Mayr *et al.*, 2007; Moy *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2009).

La Salina de Ambargasta (4,200 km²), conjuntamente con las Salinas Grandes (4,700 km²), Salina La Antigua (410 km²) y Salina San Bernardo (7.2 km²) forman la Cuenca Saliniana (Figura 1). Esta gran cuenca, una de las mayores áreas cubiertas por salares en el globo, ha acumulado espesas secuencias de origen continental en el transcurso del Cenozoico, las cuales generalmente no se encuentran aflorando a nivel de superficie. En consecuencia, el análisis del registro sedimentario de la Salina de Ambargasta, ubicada al este de la DA (29°S–64°O; Figura 1a), constituye la primera investigación paleolimnológica realizada en la depresión Saliniana, registrando una ventana de tiempo hasta ahora inexplorada en esta cuenca de Argentina. El

objetivo principal de este trabajo es reconstruir la evolución del paleodepósito en un sector de Argentina subtropical, utilizando el relleno sedimentario de Ambargasta. Para ello, se estudiaron dos testigos de sedimentos (AB-1 y AB-2; Figura 1b) mediante un enfoque de multi-indicadores ambientales, los cuales incluyen: susceptibilidad magnética (SM), sedimentología de alta resolución, contenidos de agua, carbono orgánico e inorgánico. Se propone la evolución paleoambiental y paleohidrológica del sistema salino y su marco cronológico preliminar, resultados que permitirán avanzar sobre el conocimiento de las fluctuaciones paleoclimáticas ocurridas en la región subtropical de Argentina durante el Cuaternario tardío.

ÁREA DE ESTUDIO

Geología, clima y subambientes sedimentarios

La Cuenca Saliniana (Álvarez *et al.*, 1990), de la cual forma parte el bolsón salino de Ambargasta, está situada en la región del antepaís fragmentado de las Sierras Pampeanas (Jordan y Allmendinger, 1986; ver Figura 1a). Las sierras que rodean al cuerpo salino de Ambargasta poseen alturas medias de 700 m s.n.m. mientras que la cota en los bordes

de la salina es de 118 m s.n.m. Los bloques serranos se componen de un basamento constituido por rocas metamórficas de bajo a alto grado con intrusiones de granitos de edades proterozoicas tardías a paleozoicas tempranas-medias (Lucero Michaut, 1979; Lira *et al.*, 1997). La secuencia sedimentaria del área se caracteriza por la presencia de areniscas continentales paleozoicas y rocas sedimentarias cretácicas y cenozoicas (Lucero Michaut, 1979), culminando con depósitos fluviales, lacustres y eólicos del Cuaternario tardío.

La Salina de Ambargasta, ubicada al este de la DA, se encuentra en un área de Argentina bajo un régimen climático de tipo monzónico (Vera *et al.*, 2006). Durante el verano austral, el Sistema Monzónico Sudamericano se desplaza hacia el sur desde las latitudes tropicales hasta aproximadamente el NE de Argentina, influenciando la variabilidad de la precipitación. El sistema monzónico conecta la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) con la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) a través de una circulación atmosférica de gran escala que contiene una corriente en chorro. Las corrientes en Chorro de Capas Bajas de Sudamérica se originan en el Océano Atlántico ecuatorial y son las encargadas de transportar humedad a la región del SE de Sudamérica (SESA: 22–40°S; Nogués-Paegle y Mo, 1997; Labraga *et al.*, 2000). Este mecanismo da lugar al control temporal de las precipitaciones, desde estacional

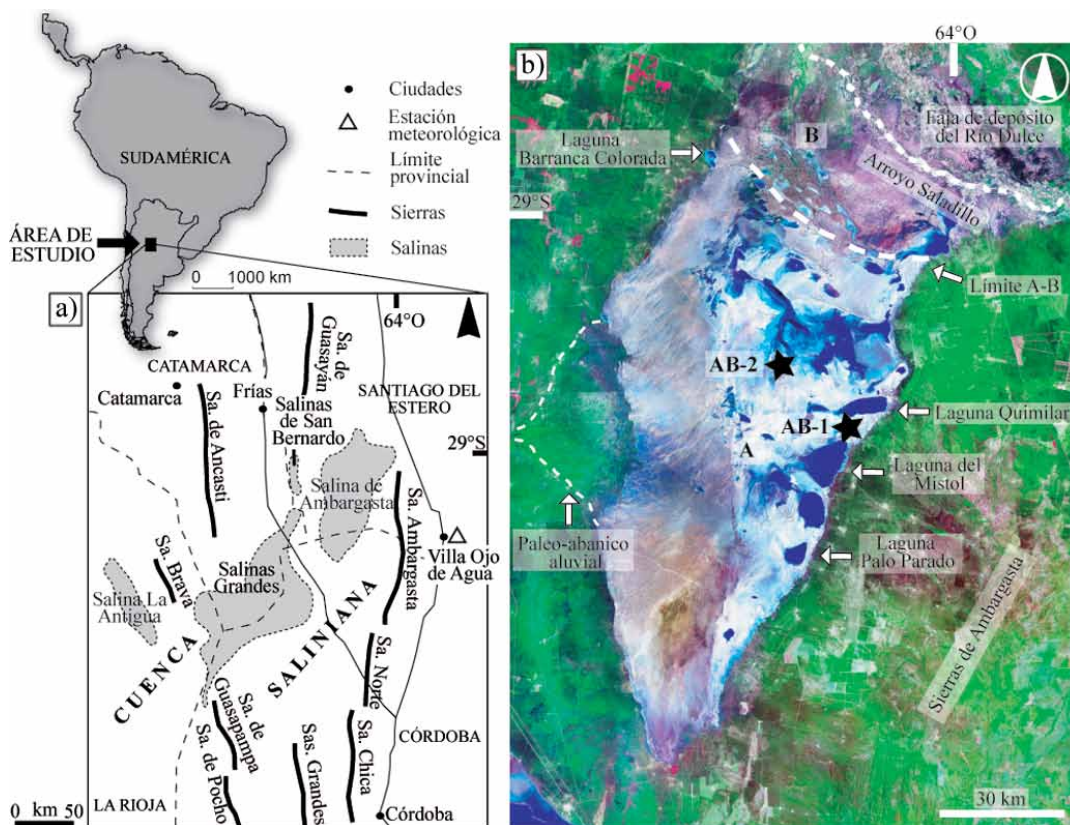


Figura 1. (a) Ubicación de la Salina de Ambargasta en Argentina central. Las sierras indicadas pertenecen a la provincia geológica de Sierras Pampeanas. La ubicación de la estación Villa Ojo de Agua está indicada. (b) Localización de los testigos perforados: AB-1 (29°14'S y 64°13'W) y AB-2 (29°09'S y 64°19'W). Con base en el comportamiento hidrológico de la salina, se indican las dos áreas contrastantes: (A) sistema cerrado s.s., y (B) sistema casiabierto, donde drena el Arroyo Saladillo.

a miles de años y determina en gran medida el balance hidrológico en las zonas ubicadas al norte y este de la DA (Saulo *et al.*, 2000; Berbery y Barros, 2002). La región de Ambargasta posee un típico clima semiárido caracterizado por veranos muy cálidos. Las máximas precipitaciones y temperaturas se producen durante esta estación (diciembre a marzo), mientras que la estación seca ocurre durante el invierno (junio a septiembre). La precipitación media anual en la región es de aproximadamente 550 mm/año, la temperatura media anual es de 20 °C, la humedad relativa es de 25% y la evapotranspiración (EVT) total anual es de aproximadamente 1,300 mm/año (Figura 2). La alta EVT y la influencia de vientos intensos del N, NNE y a menudo del SW y NW contribuyen en su conjunto, a un balance hídrico muy negativo para la región, con un déficit de 800 mm/año (ver Figura 2).

De acuerdo a su comportamiento hidrológico, la Salina de Ambargasta puede ser dividida en (Figura 1b): (A) un sistema cerrado *sensu-stricto*, donde la pérdida de agua se produce totalmente por evaporación y, (B) un sistema casi abierto en el área norte de la salina, donde el arroyo Saladillo actúa como un efluente de numerosas lagunas que permanecen interconectadas entre sí durante la estación lluviosa (*i.e.*, verano austral). Con base en las características geomorfológicas y sedimentológicas del sistema salino se reconocieron diversos subambientes de depósito (Zanor *et al.*, 2012), los cuales se muestran en la Figura 3. En la zona occidental se desarrolla una planicie fangosa seca, con pequeñas lagunas intermitentes y un paleo-campo de dunas erosionado de edad cuaternaria. Por su parte, la porción oriental, localizada a un nivel topográfico más deprimido, recibe un mayor aporte de agua subterránea contribuyendo a la formación de lagunas salinas efímeras. Por último, la zona norte incluye la franja de depósito asociada a la planicie de inundación del río Dulce (Figuras 1b y 3), ocupada parcialmente por cursos de agua efímeros o cauces secos (*i.e.*, arroyos Namby y Ayuncha, ver Figura 3).

Modelo evaporítico estacional

Las lagunas salinas de Ambargasta experimentan un ciclo evaporítico estacional cuyas magnitudes y duración dependen de los cambios en la relación P-E a lo largo del año (Zanor *et al.*, 2012). Con base en el modelo propuesto por Lowenstein y Hardie (1985) se distinguen en Ambargasta fases de expansión, concentración evaporítica y desecación (Figura 2a-2c).

La etapa de expansión ocurre durante la estación lluviosa (parte de la primavera y verano austral), cuando las lagunas reciben un mayor aporte de agua a través de precipitación directa, escorrentía superficial y agua subterránea (Figura 2a-2b). Tanto la precipitación como la EVT alcanzan los valores máximos durante los meses de verano (Figura 2a). En esta etapa, por un efecto de dilución, las concentraciones de Na⁺ y Cl⁻ de las salmueras son inferiores

a las registradas en las etapas de concentración evaporítica y desecación (Zanor *et al.*, 2012). Durante esta etapa de máximas precipitaciones se produce la proliferación de diatomeas mientras que los sectores más profundos de las lagunas se cubren de tapices microbianos (Figura 2c1). Por debajo de los tapices, es común que se desarrolle una capa negra bajo condiciones reductoras, de pocos centímetros de espesor (1–2 cm), como producto de la actividad de bacterias sulfato-reductoras (Pueyo-Mur, 1979; Teller *et al.*, 1982). El aumento de la escorrentía superficial efímera durante esta fase desencadena un mayor transporte de sedimentos detríticos finos que se depositan en el fondo de las lagunas.

Hacia finales del verano y comienzo del otoño (*i.e.*, febrero-mayo) la precipitación decrece considerablemente y la EVT se mantiene en valores elevados (Figura 2a), dando lugar a la retracción de las lagunas y al inicio de la etapa de concentración evaporítica (Figura 2b). Las concentraciones de Na⁺ y Cl⁻ en la salmuera se incrementan durante este periodo (Zanor *et al.*, 2012), produciendo un aumento de la salinidad y la consecuente precipitación de halita en forma de cristales tipo *hooper* (Figura 2c2). Cuando la tasa de evaporación es rápida, los cristales crecen con texturas tipo cumulosos (Figura 2c3). Como producto final se forma una costra evaporítica de 2 cm de espesor, compuesta fundamentalmente de halita (halita: 98% y yeso: 2%; Zanor *et al.*, 2012). La mineralogía resultante, en conjunto con la hidroquímica, sugiere que el aporte de Ca²⁺ desde el acuífero freático es mínimo. La composición química de las lagunas estaría condicionada mayormente por la evaporación y la disolución de las costras halíticas ocurrida durante la etapa de expansión. Alrededor de las lagunas salinas, la salmuera queda restringida a las zonas subsuperficiales dando lugar a la formación de una planicie fangosa salina, caracterizada por la precipitación de halita intrasedimentaria.

Antes del comienzo del nuevo periodo lluvioso (primavera-verano austral), las lagunas entran en la etapa de desecación (Figura 2b). Durante esta etapa, las costras de evaporitas precipitadas bajo capa de agua tienden a desaparecer por la exposición subaérea del piso de las lagunas, y la acción combinada de la deflación y la disolución de lluvias esporádicas. La salmuera queda restringida a los sedimentos subsuperficiales y conduce a la formación de halita intersticial, y en superficie se forman costras eflorescentes de halita por bombeo evaporítico (Hsü y Siegenthaler, 1969; Last, 1984). En esta fase es muy común la deformación de los tapices microbianos debido a la desecación total de los cuerpos lacustres (Figura 2c4).

MATERIALES Y MÉTODOS

Se extrajeron dos testigos de sedimentos en la Salina de Ambargasta (AB-1 y AB-2) en septiembre de 2004 (ver su localización en la Figura 1b), mediante un equipo de sondeo por percusión. El testigo AB-1 (117 m s.n.m.) fue extraído en el borde oriental de la salina y posee una longitud total

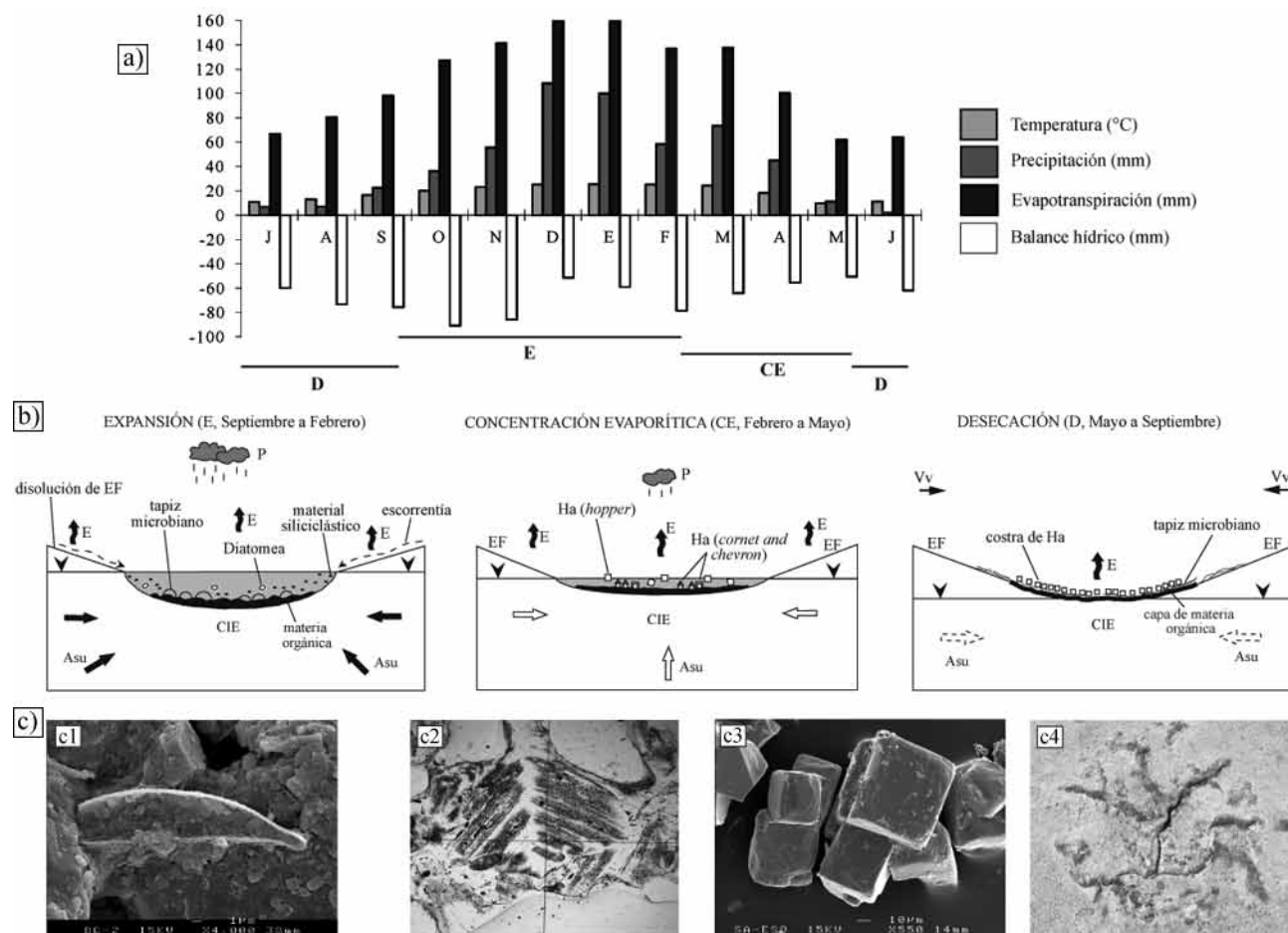


Figura 2. (a) Distribución anual de temperatura, precipitación, evapotranspiración y balance hídrico en la Salina de Ambargasta (periodo 1986-2005). Datos obtenidos de la estación Villa Ojo de Agua (ver su ubicación en la Figura 1a). (b) Modelo de la sedimentación estacional en las lagunas de Ambargasta, indicando las etapas de expansión, concentración evaporítica y desecación. P: precipitación; E: evaporación; EF: eflorescencia salina; ASu: agua subterránea; CIE: crecimiento intrasedimentario de evaporitas; Ha: halita; Vv: velocidad del viento. Las flechas negras representan un mayor aporte de agua subterránea. Las fechas blancas y punteadas representan una menor contribución de agua subterránea. (c) c1: Diatomea inmersa en el fango del fondo de las lagunas. c2: Cúmulos de cristales de halita. c3: Halita con textura *hooper*. c4: Deformación del tapiz microbiano.

de 882 cm. El testigo AB-2 (116 m s.n.m.) fue obtenido en el sector central alcanzando una longitud total de 678 cm.

Las mediciones de SM fueron realizadas cada 0.5 cm mediante un sensor *Bartington* MS2 incorporado a un *Multi-Sensor Core Logger* (MSCL) GeoTek®, de posición horizontal, en el Instituto Geológico (*Swiss Federal Institute of Technology Zurich*, ETH-Z, Suiza). Posteriormente, se procedió a abrir los testigos y a la toma de fotografías de alta resolución en el laboratorio de Limnogeología del *Institute F. A. Forel, Université de Genève* (UNIGE, Suiza). Las descripciones iniciales de los sedimentos se efectuaron según los criterios propuestos por Schnurrenberger *et al.* (2003). Se tomaron radiografías de rayos X (RX) en la *Haute Ecole de Santé* (HEDS) de Ginebra (Suiza), con un equipo *Philips Medical Systems Super 50 CP* con la finalidad de mejorar la identificación de las estructuras sedimentarias presentes en los testigos. Los análisis granulométricos en quince muestras fueron realizados en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

(UBA), mediante un Analizador de Tamaño de Partículas Cilas 1180 L.

La mineralogía de roca total y de la fracción tamaño arcilla (<2 μ m) fue determinada mediante análisis de Difracción de Rayos X (DRX). En una primera etapa, se analizaron 25 muestras en la *Université de Neuchâtel* (Suiza), con un difractómetro SCINTAG XRD 2000. Los parámetros de la medición fueron: radiación: $\text{CuK}\alpha$, longitud de onda: 1.5406 Å, tensión: 45 kV y corriente: 40 mA. La medición se hizo bajo un escaneo continuo (0.03 o 0.05 s). En una segunda etapa, 50 muestras adicionales fueron analizadas en la Universidad Nacional de Córdoba (UNC, Argentina), con un difractómetro Philips X'Pert PRO, usando las siguientes condiciones de medición: radiación: $\text{CuK}\alpha$, longitud de onda: 1.5418 Å, tensión 40 kV, corriente 40 mA y geometría de Bragg-Brentano. La medición se realizó por pasos (tamaño del paso: 0.04° 2 θ ; tiempo: 0.4 s). La preparación y análisis de las muestras de roca total se realizó siguiendo los métodos descritos por Kübler (1983)

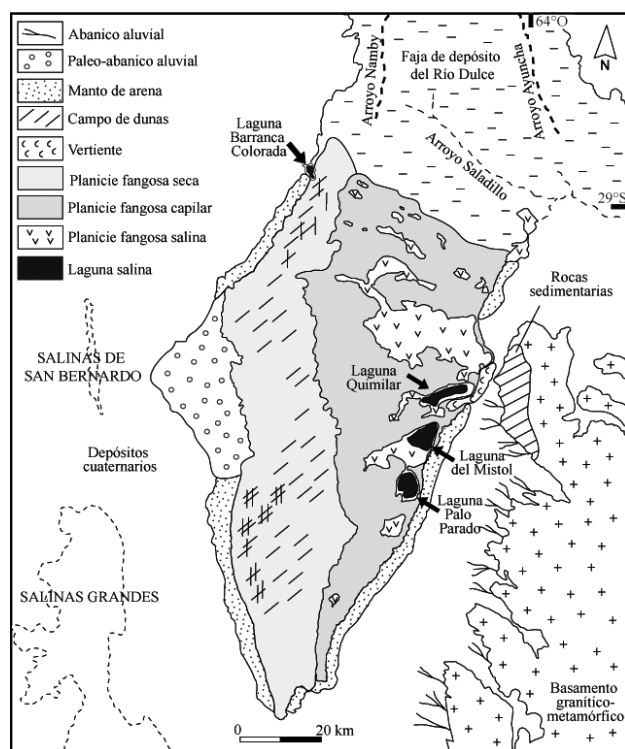


Figura 3. Mapa de la salina de Ambargasta indicando los subambientes sedimentarios actuales.

y Rolli (1992). Se realizaron observaciones mineralógicas en muestras seleccionadas por Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) mediante un equipo JEOL JSM-6400, en la *Section des Sciences de la Terre*, UNIGE (Suiza). Los hábitos cristalinos del yeso fueron observados y fotografiados usando una lupa binocular marca Leica MZ75, con aumentos de 1.6X a 4X, en el Centro de Investigaciones Paleobiológicas (CIPAL) de la UNC.

El muestreo para la determinación de los contenidos de agua, carbono orgánico e inorgánico se efectuó cada 10 cm y en cada cambio litológico a lo largo de los testigos. El contenido de agua se determinó llevando las muestras a temperatura constante de 60 °C durante 24 h en estufa. Para la determinación de los contenidos de carbono orgánico e inorgánico se utilizó el método pérdida por ignición o LOI (*Loss on Ignition*), propuesta por Heiri *et al.* (2001) y se siguió el protocolo seguido en el *Institute F. A. Forel*, UNIGE (Suiza). Las muestras fueron calcinadas en un horno de mufla, primero a una temperatura de 550 °C y posteriormente, a una temperatura de 1000 °C, para cuantificar los contenidos de carbono orgánico e inorgánico, respectivamente.

Se estableció un marco cronológico preliminar del registro sedimentario mediante dataciones radiocarbónicas sobre cuatro muestras con alto contenido de carbono orgánico (15–18%), tomadas en la parte inferior de los sondeos donde se producen los mayores cambios litológicos (Figuras 4-8). Las dataciones se realizaron en el *Arizona AMS*

Laboratory, University of Arizona (Tucson, USA), mediante espectrometría de masas con acelerador (AMS), siguiendo el método de combustión escalonada (*Stepped-Combustion*; McGeehin *et al.*, 2001, 2004). La calibración de las muestras fue realizada con base en la curva polinómica propuesta por Bard (1998) y Bard *et al.* (2004). Las edades ^{14}C no calibradas y calibradas se presentan en la Tabla 1.

RESULTADOS

Cronología

Las edades ^{14}C AMS obtenidas para los sedimentos más profundos de los testigos AB-1 y AB-2 corresponden al Pleistoceno tardío (Tabla 1 y Figura 4). En el testigo AB-1, se obtuvo una edad de ca. 32,506 años cal. AP a la profundidad de 724 cm. En el testigo AB-2, las edades varían entre ca. 33,514 y 25,607 años cal. AP, desde los 638 a los 514 cm de profundidad. Asumiendo una tasa de sedimentación constante, se efectuó el cálculo de edades mínimas a lo largo de los testigos (Figura 4). De acuerdo con este criterio, para la base del testigo AB-2 (678 cm) se estimaría una edad mínima de 33,718 años cal. AP mientras que la base del testigo AB-1 (894 cm) alcanzaría una edad de 44,700 años cal. AP.

Testigo AB-1

Facies sedimentarias y asociaciones de facies

Con base en el análisis conjunto de atributos sedimentarios (color, textura y estructuras sedimentarias) junto con variaciones en los valores de SM, mineralogía, contenidos de agua, carbono orgánico e inorgánico se distinguieron cuatro facies sedimentarias en el testigo AB-1 (Facies 1-4; Tabla 2; Figuras 5 y 6). Un resumen de las descripciones de las Facies 1-4 y los ambientes de depósito puede encontrarse en la Tabla 2.

La facies más abundante de este testigo es la Facies 1, constituida por limo fino, masivo, marrón rojizo y está integrada predominantemente por fracción siliciclástica (Figura 5). La variación en la coloración, los contenidos de agua, carbono orgánico e inorgánico, el desarrollo local de laminación carbonática y de cemento halítico permitió distinguir las siguientes subfacies: a) 1a ó limo masivo (894–792 cm y 286–0 cm), b) 1b ó limo masivo rico en materia orgánica (489–286 cm) y, c) 1c ó limo masivo con láminas carbonáticas aisladas (694–489 cm). La subfacies 1b es la que posee el contenido más alto de LOI_{550} (15%) y de halita (56%), en concordancia con valores mínimos de SM. La subfacies 1c está constituida por limo masivo con láminas calcíticas aisladas de hasta 0.5 cm de espesor (sólo distinguibles en las radiografías de RX; Figura 5), mostrando un aumento en el contenido de LOI_{1000} hasta un máximo del 10%.

La Facies 2 se presenta en el intervalo de 792 a 694

cm de profundidad y está compuesta de limo carbonático (Figura 5). Se caracteriza por la presencia de contenidos variables de agua (16–22%), valores relativamente altos de LOI_{550} (máximo: 12%) y contenidos de LOI_{1000} entre 7 y 10 %. Esta facies presenta laminación, la cual se hace especialmente visible en las radiografías de RX (ver Figura 5). La laminación es paralela, fina a gruesa, pudiendo distinguirse un bandeo muy fino y escasas formas de micro-crenulación (Figura 5). Es la única facies donde el LOI_{550} covaría con el LOI_{1000} ($r=0,88$).

La Facies 3 corresponde a un intervalo de limo grueso rico en biotita abarcando solamente 10 cm del testigo, entre 104.5–94.5 cm de profundidad (Figura 5). Esta facies presenta granulometría más gruesa ($Mz=\phi\ 4.63$) y se caracteriza por presentar un alto contenido de biotita y valores bajos de LOI_{550} (4%).

La Facies 4 corresponde a niveles de tefras (T4–T2; Figuras 5 y 6), de espesores entre 5 y 7 cm, intercalados entre los sedimentos de la Facies F1. Las tefras presentan coloraciones desde pardas a grises, son masivas y se detectan por presentar valores bajos en la SM. Estos niveles se caracterizan por un contenido de vidrio volcánico que varía entre 61 y 86%, por su escasa fracción mineral y ausencia de fragmentos líticos.

Asociación de facies AB-1-A (894–792 cm y 694–0 cm; Figura 6). Esta asociación de facies agrupa a los sedimentos de la Facies 1 con intercalaciones de las Facies 3 y 4, y se caracteriza por la ausencia de costras o niveles evaporíticos. La presencia de limos masivos (Facies 1) en la asociación de facies AB-1-A da lugar a altos valores en la SM asociado al dominio de minerales ferromagnéticos (i.e., óxidos de hierro; Sandgren y Snowball, 2001). La halita, que se presenta en grandes cantidades en la subfacies 1b (máximo: 56%), correspondería a cemento halítico precipitado por bombeo evaporítico a partir de salmueras intersticiales, similares a los descritos en los depósitos del Salar de Atacama (Pueyo- Mur et al., 2001). Las láminas de calcita de la subfacies 1c se formarían por precipitación directa a partir de cuerpos de agua efímeros desarrollados en la planicie fangosa capilar. La asociación de facies AB-1-A

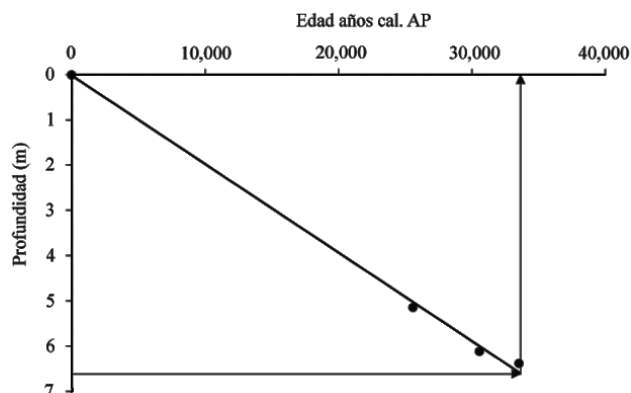


Figura 4. Modelo cronológico con base en las edades radiocarbónicas obtenidas para el testigo AB-2.

Tabla 1. Edades obtenidas por el método de datación ^{14}C AMS. Las edades fueron calibradas según la curva polinómica de Bard (1998).

Muestra	Profundidad (cm)	Material	Edades radio-carbono	Error	Edad años cal. AP
<i>Testigo AB-1</i>					
AB-1-724	724	sedimento orgánico	25,790	± 230	32,506
<i>Testigo AB-2</i>					
AB-2-514	514	sedimento orgánico	21,740	± 270	25,607
AB-2-612	612	sedimento orgánico	26,080	± 830	30,579
AB-2-638	638	sedimento orgánico	28,690	± 660	33,514

se interpreta como un ambiente de planicie fangosa capilar con sedimentación física dominante (Facies 1), sujeta a episodios extraordinarios de corrientes mantiformes (Facies 3) y caída de material piroclástico (Facies 4). La composición mineral y ausencia de estructuras en las tefras indican que corresponden con depósitos volcanoclásticos primarios.

Asociación de facies AB-1-B (792–694 cm; Figura 6).

Esta asociación de facies está integrada por la Facies 2 o de limo laminado a bandeo carbonático, correspondiéndole una edad de ca. 32,506 años cal. AP a los 724 cm. AB-1-B se interpreta como el depósito en un ambiente de laguna perenne, con precipitación carbonática, rica en tapices microbianos. El desarrollo de fases carbonáticas y la baja proporción de halita dentro del registro reflejarían un importante aporte de agua subterránea y vertientes. La estrecha relación entre los valores máximos de LOI_{550} y LOI_{1000} ($r=0.88$) pone en evidencia el control de los tapices microbianos en la precipitación carbonática que da lugar a la formación de laminaciones (Ortí-Cabo et al., 1984). En este ambiente lacustre, la colonización de cianobacterias con actividad fotosintética pudo haber contribuido a la precipitación de la calcita, asimilando el CO_2 e influenciando la disponibilidad del CO_3^{2-} y HCO_3^- (Dupraz y Visscher, 2005).

Testigo AB-2

Facies sedimentarias y asociaciones de facies

Al igual que en el testigo AB-1, los atributos sedimentarios sumados a los múltiples indicadores permitieron identificar diez facies sedimentarias en el testigo AB-2. Esta secuencia está compuesta de las Facies 1 (subfacies 1a), 3 y 4 –descritas en el testigo AB-1– y las Facies 5–11 (Figuras 7 y 8). Las características generales de las facies se resumen en la Tabla 2.

A diferencia del testigo AB-1, el registro de AB-2 se caracteriza por presentar cambios litológicos muy marcados a lo largo de la secuencia (Figura 7). En las secciones superiores (176–0 cm) domina la subfacies 1a o de limo masivo con intercalaciones de la Facies 3 o de limo grueso rico en biotitas y la Facies 4 o de tefras, todas correlacionables con las Facies 1, 3 y 4 del testigo AB-1. La Facies 1

presenta valores de SM relativamente altos y contenidos de agua variables entre 12 y 38%. El LOI_{550} registra los valores más bajos en comparación con las otras facies del testigo (máximo: 11%) mientras que los contenidos de LOI_{1000} son comparativamente más altos (7–12%). La Facies 3 se presenta como limos gruesos masivos con biotita, localmente con laminación fina. La Facies 4 o de tefras posee espesores entre 5 y 10 cm, contactos irregulares y coloraciones que cambian desde el gris oscuro a pardo oscuro. Los contenidos de vidrio volcánico varían entre 87–92% y presentan escasa participación de fracción mineral. Las tefras pardas registran valores bajos en la SM mientras que en la tefra gris oscura este parámetro muestra un aumento considerable.

Las secciones intermedias (374–176 cm) están integradas por sedimentos masivos, localmente laminados, ricos en yeso intrasedimentario y se agrupan en las Facies 5 y 6; Figuras 7 y 8). La Facies 5 o de limo masivo moteado, rico en yeso intersticial muestra un aumento en el contenido de LOI_{550} (en comparación con la Facies 1), alcanzando un máximo de 15%. Abunda el yeso intrasedimentario (Figura 9) y el desarrollo de nódulos evaporíticos (Figura 7). Según el tamaño del cristal pueden reconocerse tres poblaciones de evaporitas intersticiales: 1) yeso lenticular de granulometría gruesa (1–15 mm), con trama de desplazamiento (Figuras 9a y 9b); 2) yeso lenticular de tamaño fino (0.1–1 mm), disperso en el sedimento y, 3) microcristales entre 50–150 μm formando nódulos (motas blancas), constituidos

Tabla 2. Facies sedimentarias y ambientes de depósito en los testigos AB-1 y AB-2.

Facies sedimentarias	Ambientes de depósito
Facies 1	
Subfacies 1a. <i>Limo masivo.</i> 894–792 cm y 286–0 cm (AB-1) y 176–0 cm (AB-2): marrón rojizo, grisáceo o verdoso. Mz= 5.5–6.5. Cuarzo (10–23%), feldespato-K (5–8%), plagioclasa (9–51%), filosilicato (4–23%), calcita (<1%) y halita (2–4%). SM relativamente alta. Contenido de agua (12–38%), LOI_{550} (2–11%) y LOI_{1000} (5–12%)	Planicie fangosa capilar
Subfacies 1b. <i>Limo masivo rico en materia orgánica.</i> 489–286 cm: marrón rojizo oscuro. LOI_{550} (4–15%) y halita (36–56%).	Planicie fangosa capilar, con lagunas efímeras ricas en tapices microbianos
Subfacies 1c. <i>Limo masivo con láminas carbonáticas aisladas.</i> 694–489 cm: LOI_{550} (2–6%) y LOI_{1000} (5–10%). Co-variación entre agua y LOI_{1000} ($r=0.8$).	Planicie fangosa capilar, con lagunas efímeras (CO_3^{2-})
Facies 2. <i>Limo laminado a bandeado carbonático.</i> 792–694 cm. Laminación paralela fina a gruesa, bandeado muy fino y escasa micro-crenulación. Láminas de calcita. SM baja. Contenido de agua (16–22%). LOI_{550} (5–12%) y LOI_{1000} (7–10%). Co-variación entre LOI_{550} y LOI_{1000} ($r=0.88$).	Laguna salina perenne (CO_3^{2-})
Facies 3. <i>Limo grueso masivo rico en biotita.</i> 104.5–94.5 cm (AB-1) y 137–121 cm (AB-2): Mz= 4.6. Selección pobre ($\sigma=1.5$ –2). Baja SM. Contenido de agua: 18–21%. LOI_{550} 4% y LOI_{1000} 7%.	Corriente mantiforme en la planicie fangosa
Facies 4. <i>Tefra.</i> (T4) Gris clara (AB-1: 859–852 cm), (T3) Parda (AB-1: 111.5–104.5 cm; AB-2: 152–142 cm), (T2) gris oscura (AB-1: 89–84.5 cm; AB-2: 114.5–104.5 cm) y (T1) parda oscura (AB-2: 16–8 cm). Texturas desde arena muy fina a limo fino y selección pobre ($\sigma=1.4$ –2). Escasa fracción mineral, ausencia de fragmentos líticos. Vidrio volcánico (61–92%). (T2): alta SM. (T3): abundante biotita.	Depósito piroclástico de caída
Facies 5. <i>Limo masivo, moteado, rico en yeso intersticial.</i> 374–176 cm: marrón rojizo oscuro. Calcita (1%), yeso (27–31%), halita (4–8%). Baja SM. Contenido de agua (9–38%). LOI_{550} (7–15%) y LOI_{1000} (8–11%). Cristales de yeso con inclusiones arcillosas.	Planicie fangosa salina
Facies 6. <i>Limo laminado a bandeado difuso, moteado, rico en yeso intersticial.</i> 476–374 cm: Calcita (1%), yeso (44%), halita (3%). Leve aumento de la SM. Contenido de agua (14–20%), LOI_{550} (7–15%) y LOI_{1000} (8–12%). Costras aisladas de yeso lenticular.	Planicie fangosa salina-Laguna salina efímera (SO_4^{2-})
Facies 7. <i>Láminas limosas-orgánicas-yesíferas crenuladas.</i> 538–476 cm: marrón verdoso a negro. Calcita (2%), yeso (31–78%), halita (6–8%). SM muy baja. Contenido de agua (13–20%). LOI_{550} (10–18%) y LOI_{1000} (6–11%). Concomitancia entre LOI_{550} y costras yesíferas. Gran diversidad de tamaños y hábitos del yeso.	Laguna salina efímera SO_4^{2-} , relativamente profunda, dominada por tapices microbacterianos
Facies 8. <i>Limo masivo con halita.</i> 511.5–484.5 cm: marrón verdoso. Cuarzo (15%), feldespato-K (6%), plagioclasa (40%), filosilicato (10%), calcita (1%), yeso (6%), halita (17%). SM baja. Contenido de agua (18–21%). LOI_{550} (8–14%) y LOI_{1000} (7–11%).	Laguna salina efímera, Cl^-
Facies 9. <i>Micro-láminas de limo y yeso.</i> 576.5–538 cm: marrón verdoso. Laminación fina (espesor 1 mm). Láminas de limo-yeso lenticular. Leve aumento de la SM. Contenido de agua (13–15%). LOI_{550} (12–16%) y LOI_{1000} (5–7%).	Laguna salina efímera, SO_4^{2-} , altamente fluctuante
Facies 10. <i>Limo masivo a bandeado rico en yeso.</i> 612–576.5 cm. Marrón oscuro con motas pardas. Calcita (2%), yeso (70%), halita (3%). SM decrece en relación a F6. Contenido de agua (12–15%). LOI_{550} (13–16%). Bajo LOI_{1000} (5–8%). Láminas de yeso lenticular.	Laguna salina efímera, SO_4^{2-}
Facies 11. <i>Ritmitas limo-yeso.</i> 678–612 cm. Marrón oscuro. Calcita (<1%), yeso (84%), halita (2%). SM muy baja. Contenido de agua (11–18%). Contenidos máximos de LOI_{550} (11–17%). Bajo LOI_{1000} (4–9%). Concomitancia entre LOI_{550} y costras yesíferas. Uniformidad de tamaños y hábitos de los cristales de yeso.	Laguna salina efímera, SO_4^{2-} , somera, rica en tapices microbianos

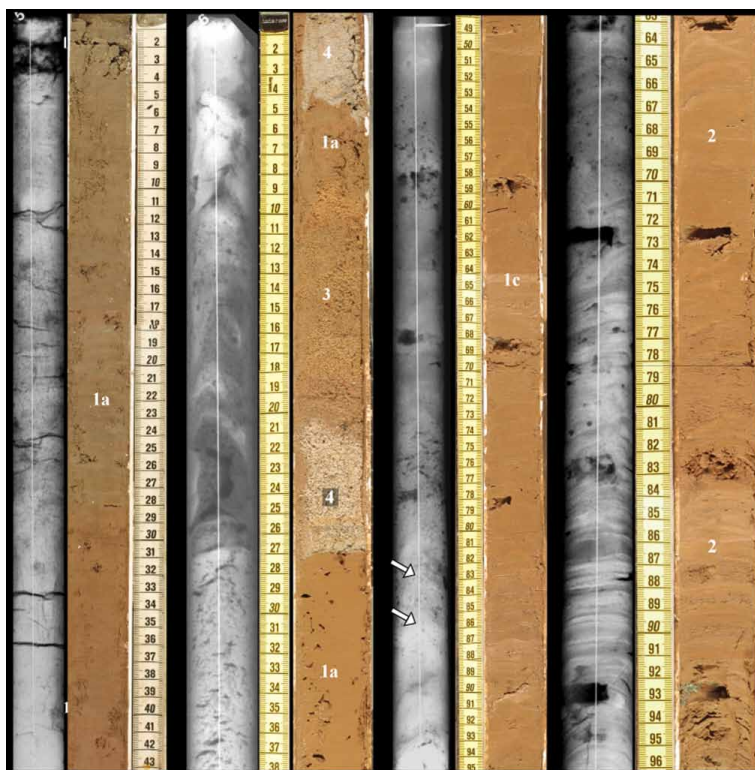
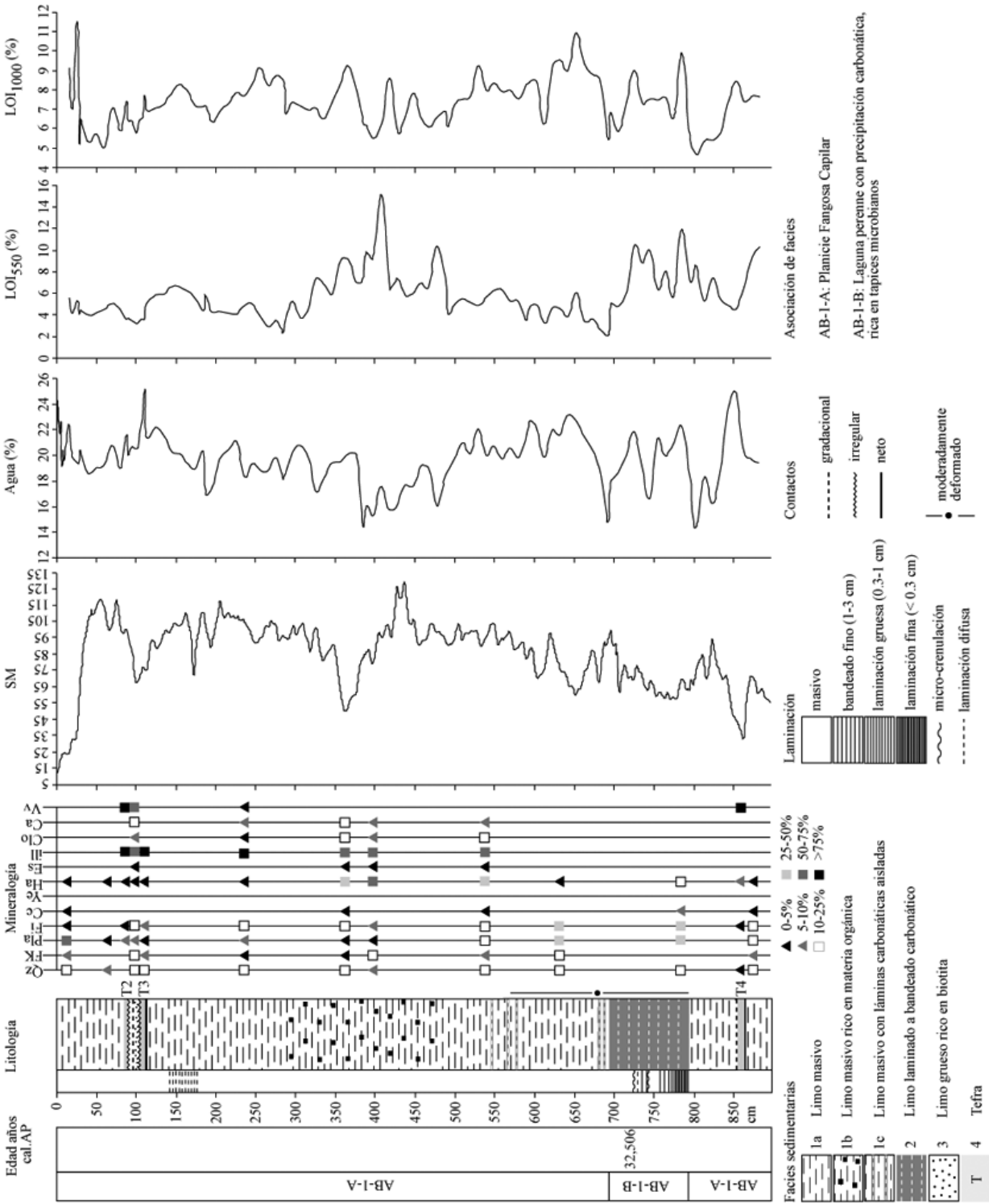


Figura 5. Radiografías de rayos X y fotografías de los sedimentos del testigo AB-1, mostrando las facies sedimentarias identificadas (ver sus descripciones en la Tabla 2). Las flechas blancas indican la presencia de láminas calcíticas aisladas (subfacies 1c), visibles en la radiografía de RX.

principalmente por yeso y secundariamente de halita. Los cristales de yeso meso y macro-lenticular se caracterizan por formas discoidales aplanadas, inclusiones arcillosas y un alto grado de corrosión. Los nódulos de evaporitas forman un mosaico de micro-cristales de formas redondeadas a sub-redondeadas, dispersos por todo el sedimento, con diámetros que alcanzan los 1.5 cm (ver Figura 7). La Facies 6 o de limo laminado a bandeado difuso, moteado, rico en yeso intersticial, presenta laminación fina y gruesa a bandeada difusa y un contenido mayor de yeso (44%) respecto de la Facies 5. Es notoria la presencia de yeso intrasedimentario, un amplio rango de valores en el contenido de LOI_{550} (7–15%) y un leve aumento de la SM. Localmente se distinguen costras discretas de yeso lenticular (ver Figura 7) con contornos pseudo-hexagonales e inclusiones fluidas en su interior. El yeso intersticial es de granulometría fina (≤ 0.5 cm), posee inclusiones arcillosas y se observa ocasionalmente roto por el plano de cruce (010). Se encuentran nódulos microcristalinos de diámetros < 1 cm, constituidos principalmente de yeso y en menor proporción, de halita (Figura 7).

Finalmente, en las secciones más profundas (678–476 cm) se reconocen sedimentos laminados, formando duplas constituidas por la alternancia de limo-yeso (Facies 7–11; Figura 7). La Facies 7 o de láminas limosas-orgánicas-yesíferas crenuladas se caracteriza por presentar coloraciones marrones verdosas a negras, concentración de cristales de yeso de gran variedad tipológica y tamaños, bajos valores de SM en relación a los contenidos más elevados de LOI_{550}

de todo el registro de AB-2 (máximo: 18%). Asimismo, esta facies incluye laminaciones crenuladas constituidas por la alternancia de limo-tapiz microbiano-yeso, visibles en las radiografías de RX (ver Figura 7). Otra particularidad de la Facies 7 es la concordancia entre valores altos de LOI_{550} y el desarrollo de costras yesíferas. Las costras evaporíticas presentan espesores desde 3 hasta 25 cm y un variado desarrollo de formas cristalográficas en los cristales de yeso. En las granulometrías finas (0.1–0.5 mm) abundan los hábitos lenticulares con contornos pseudo-hexagonales (Figura 9c) y los prismáticos cortos (Figura 9d). En las granulometrías más gruesas (0.5–5 mm) dominan los hábitos lenticulares con formas discoidales achatadas o contornos pseudo-hexagonales, hábitos prismáticos cortos y largos, tabulares y aciculares. Los cristales son euhedrales, límpidos y a menudo poseen inclusiones fluidas en el núcleo de los cristales. Los sedimentos de la Facies 8 se disponen en bandas variables entre 3 y 5 cm, y se caracterizan por presentar un aumento leve en los valores de la SM, un decrecimiento en el contenido de LOI_{550} y valores elevados de LOI_{1000} , alcanzando un máximo de 11%. La composición de los sedimentos muestra un aumento de minerales siliciclásticos (*i.e.*, plagioclasa Ca-Na: 40%) y un alto contenido de halita (17%). La Facies 9 o de micro-láminas limo-yeso se caracteriza por un ligero aumento en la SM con respecto a las facies ubicadas a mayores profundidades (Facies 10 y 11) y por el desarrollo de laminación fina (espesor 0.1–0.3 cm; ver radiografía de RX en la Figura 7). Los cristales de yeso presentan hábito len-



ticular con contornos pseudo hexagonales. La Facies 10 o de limo masivo a bandeado rico en yeso, presenta laminación difusa dada por la alternancia de niveles limosos y costras de yeso. Las láminas evaporíticas se componen de cristales de yeso con hábito lenticular e inclusiones fluidas en sus núcleos. La Facies 11 o de ritmitas limo-yeso se caracteriza por presentar la alternancia regular de láminas oscuras y claras –constituidas por limo y yeso respectivamente– con espesores variables entre 0.5 y 1 cm. Esta facies registra valores muy bajos de SM asociado a altos contenidos de LOI₅₅₀ (11–17%). El LOI₅₅₀ y LOI₁₀₀₀ presentan comportamientos opuestos, registrando el LOI₅₅₀ picos máximos en coincidencia con el desarrollo de niveles evaporíticos en los sedimentos. En las costras de evaporitas, además de yeso (máximo: 83%), fueron reconocidas por DRX celestina, barita, thenardita, calcita y halita. En particular, en esta facies existe una población de yeso dominante, caracterizada por su granulometría fina (Figura 9e) y hábito lenticular con formas discoidales o con contornos pseudo hexagonales (Figura 9f). Los cristales son euhedrales, equidimensionales, límpidos y en su mayoría presentan centros nubosos debido a la presencia de inclusiones fluidas.

Asociación de facies AB-2-A (678–538 cm; Figura 8). Agrupa a las Facies 9, 10 y 11 conformando secuencias laminadas caracterizadas por la alternancia de limos oscuros y costras yesíferas, con edades de ca. 33,514 y 30,579 años cal. AP, a los 638 y 612 cm de profundidad, respectivamente. La disminución de los valores de SM se relaciona directamente con un contenido mayor de LOI₅₅₀ y evaporitas (i.e., yeso). El desarrollo de cristales de yeso límpidos, caracterizados por sus granulometrías finas y uniformidad de hábitos cristalinos (Figuras 9e y 9f), evidencia una precipitación directa a partir de salmueras someras con condiciones de sobresaturación durante periodos breves. Con base en las características sedimentarias y mineralógicas se interpreta a la asociación de facies AB-2-A como un ambiente de laguna efímera somera con precipitación sulfatada dominante.

Asociación de facies AB-2-B (537–476 cm; Figura 8). Esta asociación de facies agrupa a las Facies 7 y 8, correspondiéndole una edad de ca. 25,607 años cal. AP, a los 514 cm. AB-2-B está compuesta de costras yesíferas microcrenuladas (Facies 7) que alternan con limos masivos (Facies 8), reflejando en su conjunto la dinámica de un ambiente lacustre efímero sujeto a eventos de concentración evaporítica y a episodios transgresivos de diferente duración. La secuencia evolutiva en la sedimentación de este intervalo laminado se resume de la siguiente manera: 1) durante la etapa de inundación, la laguna recibe un importante aporte siliciclástico depositando las láminas limosas con posterior desarrollo de ecosistemas microbianos que colonizan el fondo de las salmueras; 2) en la etapa de concentración evaporítica, precipita el yeso sobre los tapices microbianos, y 3) durante la retracción de la laguna, los cristales precipitan sobre las láminas orgánicas secas y arrugadas, dando lugar a estructuras tipo “tepee” incipientes (micro-crenulación;

ver Figura 7). Esta estrecha asociación entre costras evaporíticas y comunidades microbacterianas explicaría la concomitancia observada entre los valores altos de LOI₅₅₀ y los niveles yesíferos de la Facies 7. Descripciones similares en ambientes hipersalinos han sido reportadas por Rothschild et al. (1994) y Canfield et al. (2004).

Asociación de facies AB-2-C (476–374 cm; Figura 8). Esta asociación de facies incluye a la Facies 6 cuyas características sugieren sedimentación en un ambiente de laguna efímera que alterna con una planicie fangosa salina. La gran variabilidad que registran los valores de la SM reflejaría un ambiente sujeto a episodios recurrentes de inundación con desarrollo de cuerpos lacustres intermitentes. El desarrollo de cristales de yeso con inclusiones fluidas indica una precipitación a partir de columna de agua. La notable fluctuación del contenido de LOI₅₅₀ puede asociarse a la existencia de bio-láminas microbianas desarrolladas durante las etapas expansivas de las lagunas efímeras. Por su parte, la sedimentación en un ambiente de planicie fangosa salina se pone de manifiesto por la presencia de cristales de yeso con inclusiones arcillosas en sus núcleos, indicando un crecimiento intrasedimentario de los cristales producido por bombeo evaporítico.

Asociación de facies AB-2-D (374–176 cm; Figura 8). Incluye a la Facies 5 representando exclusivamente la sedimentación en un ambiente de planicie fangosa salina, caracterizado por crecimiento de yeso intrasedimentario. La presencia de arcillas en el interior de los cristales de yeso avala la interpretación de un crecimiento intersticial por bombeo evaporítico (Figuras 9a y 9b), a partir de salmueras que fluctúan cercanas a la superficie (Teller et al., 1982).

Asociación de facies AB-2-E (176–0 cm; Figura 8). Está formada por las Facies 1 (subfacies 1a), 3 y 4. La presencia de la subfacies 1a permite interpretar una sedimentación en un ambiente de planicie fangosa capilar, con predominio de sedimentación física sobre la química, afectado por eventos de crecida extraordinarios (Facies 3) y acumulación de depósitos piroclásticos (Facies 4). Al igual que en el testigo AB-1, las composiciones, las características morfológicas y ausencia de estructuras de las tefras permiten inferir que estos niveles son depósitos de caída y poseen un origen primario.

DISCUSION

Historia paleohidrológica desde el Pleistoceno tardío en Argentina central

El relleno sedimentario de la Salina de Ambargasta constituye un detallado registro de la variabilidad hidrológica de baja frecuencia (10³ años) ocurrida en la región central de Argentina desde el Pleistoceno tardío. Su ubicación al este de la DA, permite analizar la fluctuación del balance hidrológico, el cual está controlado por la variabilidad del Sistema Climático de tipo Monzónico Sudamericano. Para el

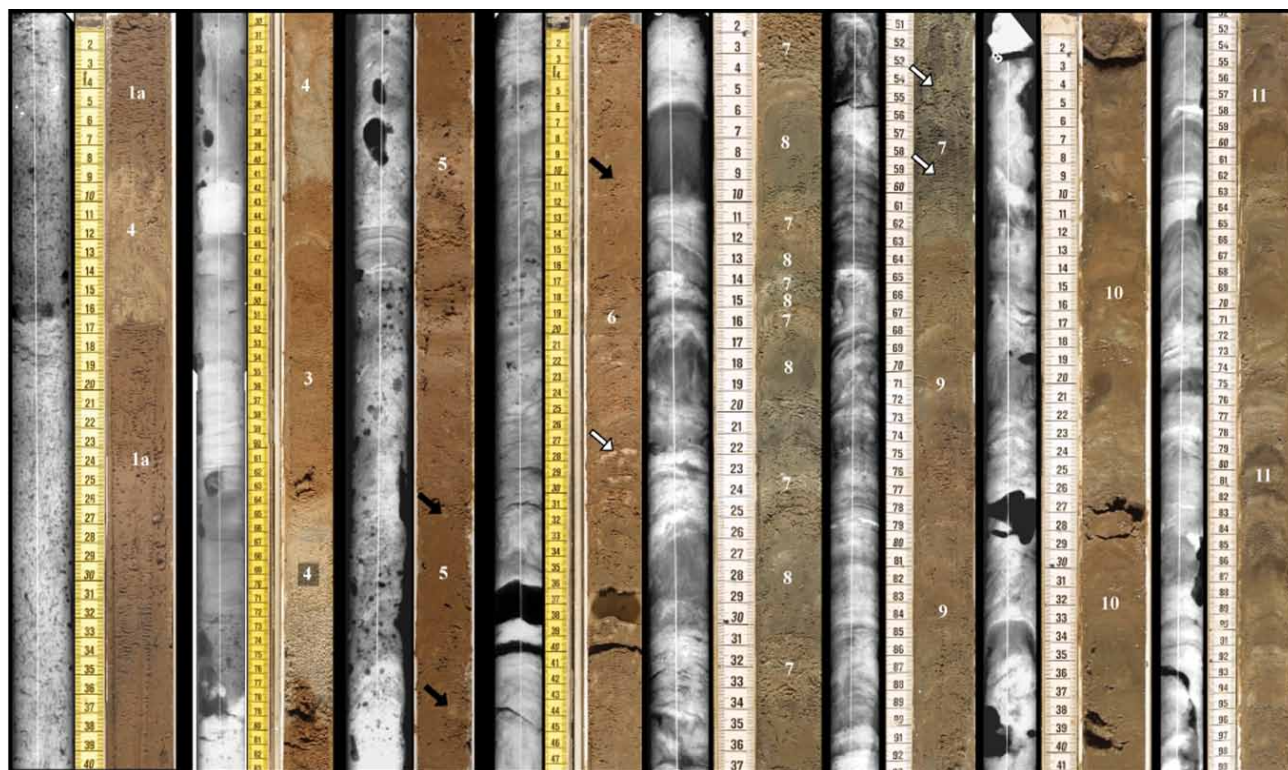


Figura 7. Radiografías de rayos X y fotografías de los sedimentos del testigo AB-2, mostrando las facies sedimentarias identificadas (ver sus descripciones en la Tabla 2). En las Facies 5 y 6, las flechas negras muestran nódulos evaporíticos; en la Facies 6, la flecha blanca indica una costra de yeso; en la Facies 7 las flechas blancas muestran morfologías de microrenulación.

subtrópico, la procedencia atlántica del aporte de humedad controla el signo del balance hídrico durante una fase fría o cálida. En la región Pampeana (Argentina central), las condiciones secas-frías o húmedas-cálidas corresponden con una disminución o intensificación del régimen monzónico, respectivamente (Doyle y Barros, 2002; Piovano *et al.*, 2009; Zech *et al.*, 2009). Los arreglos verticales de las distintas asociaciones de facies a lo largo de los testigos AB-1 y AB-2 representan la dinámica de depósito de los diferentes subambientes del complejo salino de Ambargasta. Ambos testigos fueron correlacionados en función de criterios estratigráficos, combinando dataciones radiocarbónicas y las interpretaciones de las secuencias de facies. Con base en la sucesión de paleoambientes identificados en ambos testigos, se plantea la evolución paleohidrológica de la Salina de Ambargasta para los últimos *ca.* 45,000 años, reconociendo seis etapas principales (Figura 10). Adicionalmente, las reconstrucciones de AB-1 y AB-2 fueron comparadas con otros archivos paleoclimáticos regionales.

Etapas 1: *ca.* 44,700–39,600 años cal. AP

Entre los 44,700 y los 39,600 años cal. AP se infiere un período de déficit hídrico durante el cual se desarrolla una planicie fangosa capilar (asociación de facies AB-1-A: 894–792 cm; Figuras 6 y 10), con sedimentación física predominante, asociada a procesos eólicos y en menor medida, a la acción de corrientes mantiformes. La acumulación de

material siliciclástico en la planicie fangosa capilar podría atribuirse a la sedimentación eólica (*i.e.*, depósitos de *loess*) ocurrida a gran escala en la región Pampeana durante esta etapa (Zárate, 2003; Zárate y Tripaldi, 2012). El dominio de componentes terrígenos (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa Ca-Na) se refleja en los altos valores de SM de AB-1-A (Figura 6). Este período más seco está también reflejado por la ausencia de facies lacustres, falta de laminación en los sedimentos y contenidos bajos de LOI₅₅₀. La mineralogía de la tefra intercalada indicaría que deriva de un magma félsico, con probable procedencia andina.

Etapas 2: *ca.* 39,600–26,700 años cal AP

Posteriormente a la etapa de déficit hídrico, finalizada a los *ca.* 39,600 años cal. AP, el análisis de facies y de multi-indicadores sugiere la instalación de una fase húmeda de gran extensión temporal en la región de la Salina de Ambargasta (Figura 10). Las asociaciones de facies de los testigos AB-1 y AB-2 (Figuras 6 y 8), caracterizadas por la ocurrencia de sedimentos laminados, permiten inferir el desarrollo de ambientes lacustres, indicando el dominio de condiciones con balance hídrico más positivo. Esta situación resultaría de un sistema monzónico fortalecido que advecta más humedad hacia las latitudes subtropicales de Argentina. Según Barros *et al.* (2000), el incremento de las precipitaciones en el SESA está acompañado por un desplazamiento hacia el sur de la ZCAS y por anomalías

positivas en la temperatura de la superficie del mar.

La asociación de facies AB-2-A (678–538 cm; Figura 8), interpretada como el depósito de una laguna efímera somera con precipitación sulfatada, indica una alta variabilidad hidrológica durante un intervalo con tendencia húmeda entre *ca.* 33,514–30,579 años cal. AP, acorde a la alta fluctuación observada a nivel superficial en el sistema actual (Zanor *et al.*, 2012). Las áreas centrales topográficamente más deprimidas de la salina habrían permitido el estancamiento de cuerpos de agua someros, cuya sedimentación está representada por la alternancia de láminas siliciclásticas y evaporíticas. El desarrollo de facies lacustres para este periodo es avalado por la presencia de cristales de yeso con inclusiones fluidas indicando una precipitación directa a partir de columna de agua. La repetición cíclica de duplas limo-yeso a escala centimétrica y milimétrica indica episodios de expansión y retracción lacustre de corta duración. Esto es evidenciado por las características homométricas de los cristales de yeso que sugieren una nucleación masiva y un crecimiento muy rápido en el seno de la salmuera (Bowler y Teller, 1986). A diferencia del modelo sedimentario actual, el registro de las fases evaporíticas sugiere una alimentación importante desde el acuífero freático aportando Ca^{2+} y SO_4^{2-} , constituyentes principales de las costras de yeso.

Simultáneamente, en el borde centro-este de la salina, a los *ca.* 32,506 años cal. AP, se instala una laguna perenne con precipitación carbonática, rica en tapices microbianos (asociación de facies AB-1-B: 792–694 cm; Figura 6). La contribución sostenida de aguas más diluidas controlaría la permanencia del cuerpo lacustre y constituiría la fuente del Ca^{2+} , CO_3^{2-} y HCO_3^- que dan lugar a la formación de láminas de calcita. En este sector marginal de la salina, las vertientes sumadas al aporte de agua subterránea, serían los componentes principales en el mantenimiento del volumen de agua, que de acuerdo a la continuidad del registro permite inferir un tiempo relativamente prolongado de funcionamiento. Como fuera determinado por Dargám y Depetris (1995), en las Salinas Grandes de Córdoba (ver su ubicación en la Figura 1a), el Ca^{2+} llegaría al complejo salino a través de los acuíferos subterráneos como un producto de la meteorización de las rocas graníticas-metamórficas en las áreas fuente (ver Figura 3). La correlación positiva entre el LOI_{550} y el LOI_{1000} indicaría que la precipitación de la calcita se asocia al crecimiento de tapices microbianos durante las etapas de mayor aporte de agua, a partir de reacciones microbianas-geoquímicas (Dupraz *et al.*, 2004).

Etapa 3: *ca.* 26,700–23,600 años cal. AP

Entre *ca.* 26,700 y 23,600 años cal. AP ocurre un cambio hidrológico registrado claramente en los sedimentos por contenidos elevados de LOI_{550} , una disminución abrupta en la SM y gran diversidad de tamaños y morfologías de los cristales de yeso (Figuras 8 y 10). En efecto, a los *ca.* 25,607 años cal. AP (asociación de facies AB-2-B: 538–476 cm), se registra la fase de mayor humedad del registro de AB-2, representada por un ambiente de laguna efímera con preci-

pitación sulfatada, relativamente profunda, dominada por tapices microbianos. La alternancia rítmica de laminaciones milimétricas constituidas por limo-tapiz microbiano-yeso permite inferir una alta variabilidad en el balance hídrico del sistema lacustre. El depósito de esta etapa registra los valores máximos de LOI_{550} (hasta 18%) encontrados en el registro de Ambargasta. Esta situación indica una alta productividad primaria dada por el florecimiento de tapices microbianos y diatomeas durante periodos con mayor contribución de agua dulce. Procesos similares pueden ser observados en el funcionamiento actual de la salina. El amplio rango de granulometrías y la multiplicidad de hábitos del yeso (lenticular, prismático corto y largo, tabulares, aciculares; Figuras 9c y 9d), evidenciaría la existencia de una fuente de alimentación continua que mantiene las condiciones de sobresaturación en la laguna. Según Rosen (1994), una gran acumulación de evaporitas subácueas (hasta 25 cm en el registro de Ambargasta) indicaría su precipitación a partir de un cuerpo de agua relativamente profundo y persistente a lo largo del tiempo. Durante este intervalo de tiempo, el medio probablemente estuvo sometido a muy altas temperaturas ($\sim 60^\circ\text{C}$) y a altas tasas de EVT, ya que en las costras evaporíticas es común la presencia de cristales de yeso con hábito prismático (Cody y Cody, 1988). Esta etapa que exhibe una fase de mayor humedad asociada a un intervalo cálido podría ser el resultado de una intensificación de las corrientes en chorro que transportan humedad hacia las latitudes medias de Argentina (Doyle y Barros, 2002).

El intervalo sedimentario entre 694 y 489 cm del testigo AB-1, que es sincrónico con los cuerpos lacustres registrados en el testigo AB-2, indicaría la instalación de un ambiente de planicie fangosa capilar marginal con lagunas efímeras alimentadas por agua subterránea (asociación de facies AB-1-A: subfacies 1c; Figura 6).

Etapa 4: 23,600–18,500 años cal. AP

Los indicadores ambientales señalan para este periodo un cambio paulatino hacia un régimen de déficit hídrico dominante, con pulsos húmedos intercalados (Figura 10). Los archivos climáticos desarrollados en la región central de Argentina para el periodo correspondiente al Último Máximo Glacial (20,000 años AP; Zech *et al.*, 2009) reflejan condiciones de sequía (Prieto *et al.*, 2004; Piovano *et al.*, 2006) con final aproximado a los 13,000 años AP (Piovano *et al.*, 2009).

En el testigo AB-2, entre los 476 y 374 cm de profundidad, se reconoce el depósito de una planicie fangosa salina que alterna con sedimentación en una laguna efímera somera (asociación de facies AB-2-C; Figura 8). El registro del ambiente lacustre presenta laminación difusa, rica en cristales de yeso con inclusiones fluidas indicando su precipitación bajo capa de agua. En el correspondiente a la planicie fangosa salina se identifica el desarrollo de cristales de yeso discoidales con inclusiones sólidas. Según Handford (1982), la precipitación intersticial de evaporitas en las planicies fangosas salinas está íntimamente relacionada con

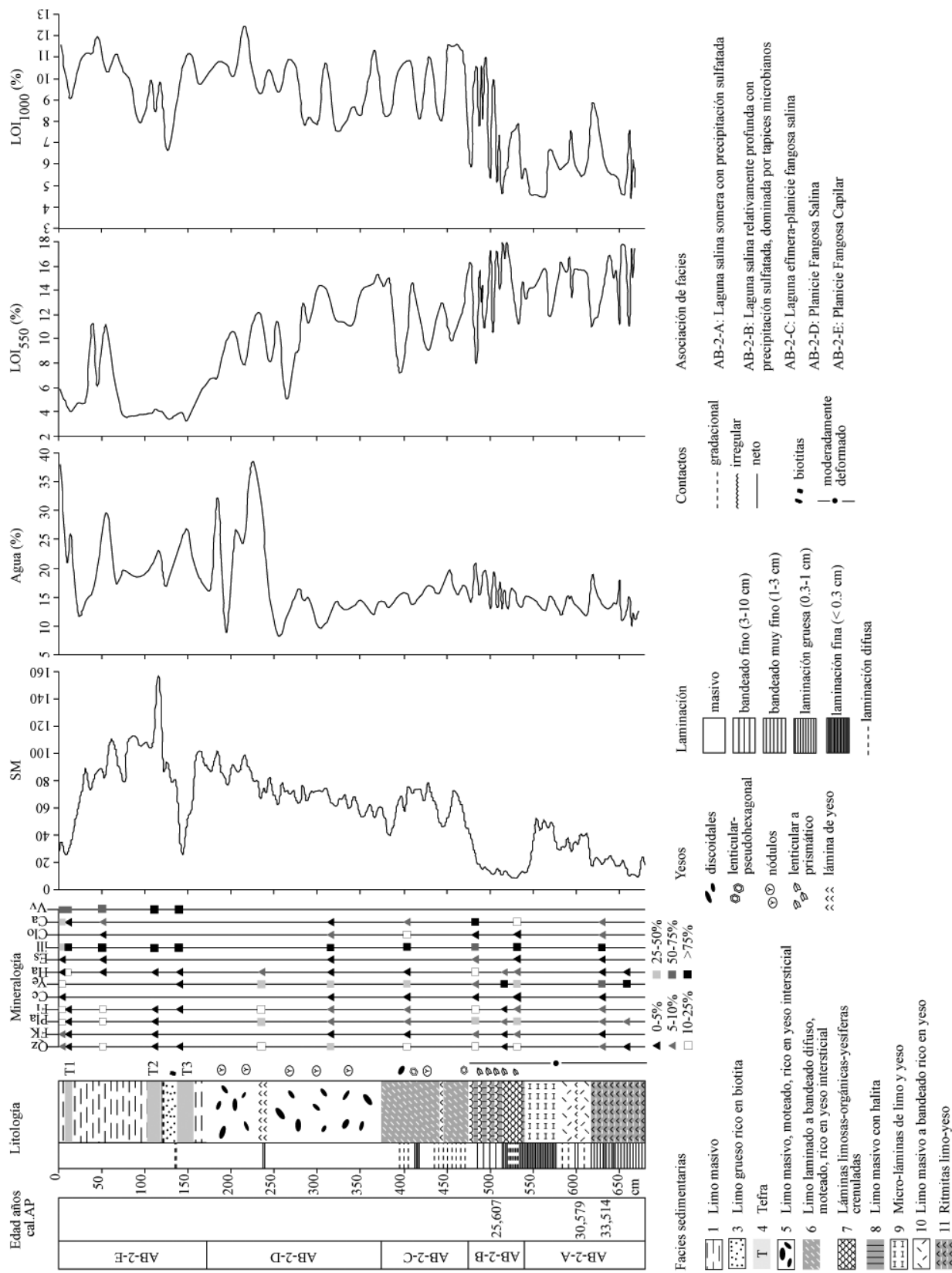


Figura 8. Facies sedimentarias, asociaciones de facies, composición y abundancia de minerales (SM), contenidos de agua, LOI₅₅₀ y LOI₁₀₀₀ (%) en los sedimentos del testigo AB-2. Qz: cuarzo; FK: feldespato K; Pl: plagioclasa Ca-Na; F: filossilicatos; Cc: calcita; Ye: yeso; Ha: halita; Es: esmectita; Ill: illita; Clo: clorita; Ca: caolinita; V: vidrio volcánico.

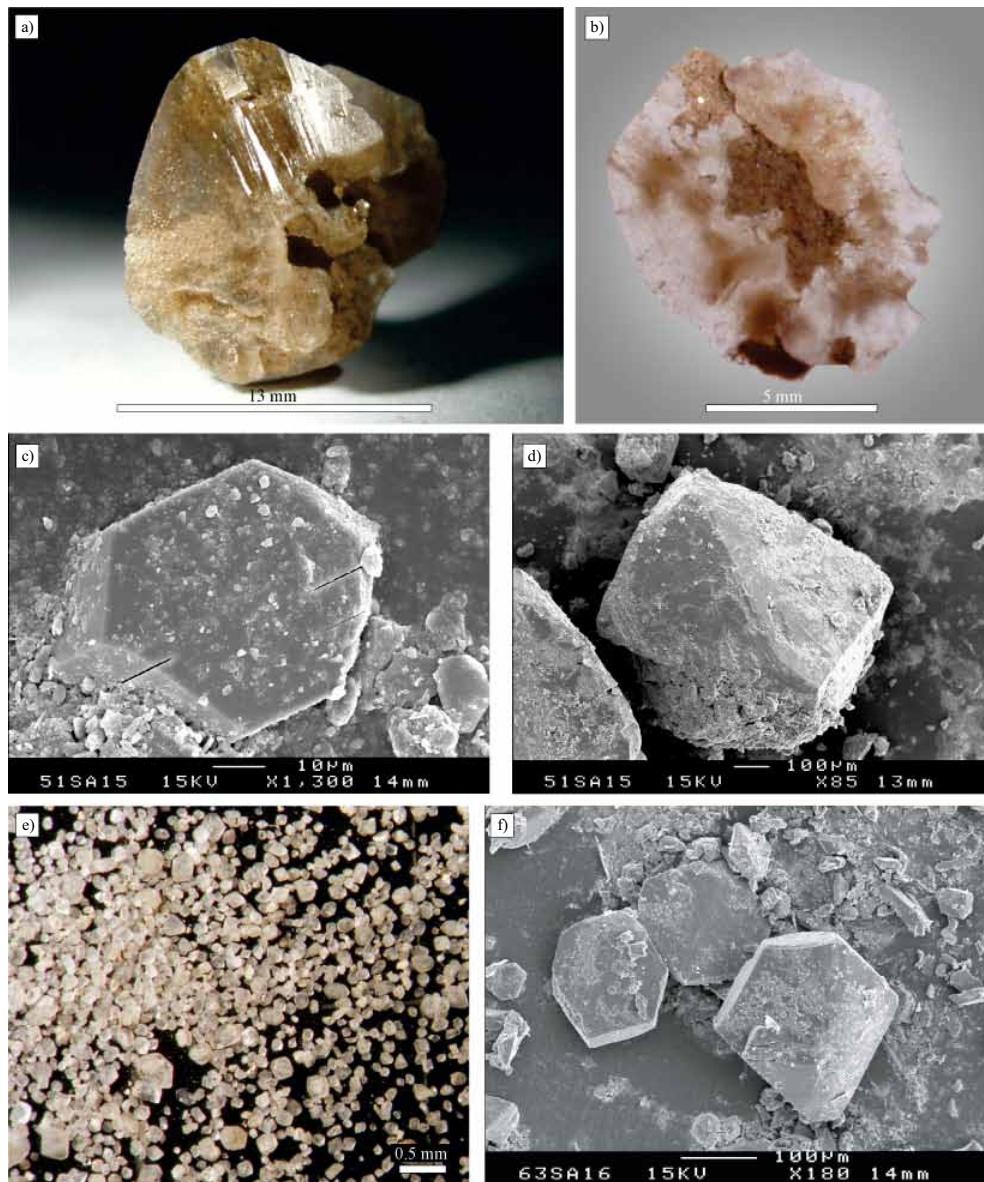


Figura 9. (a) Facies 5: Agrupación de dos cristales de yeso discoidal, con abundantes inclusiones arcillosas en su interior. (b) Facies 5: Yeso discoidal con inclusiones sólidas en su núcleo y bordes corroídos. (c) Facies 7: Detalle de un cristal de yeso lenticular con contorno seudoheagonal. (d) Facies 7: Cristal de yeso de hábito prismático corto. (e) Facies 11: Fotografía de los cristales de yeso, mostrando la uniformidad de tamaños y hábitos cristalinos. (f) Facies 11: Cristales de yeso lenticulares de caras curvas y planas, con contornos seudoheagonales.

una gran fluctuación del nivel freático.

Por su parte, la sección entre 489 y 286 cm del testigo AB-1, caracterizada por el depósito de limos masivos ricos en materia orgánica (asociación de facies AB-1-A: subfacies 1b; Figura 6), representa un ambiente de planicie fangosa capilar. En particular, los niveles con alto contenido de LOI_{550} estarían relacionados con el crecimiento de tapices microbianos en lagunas efímeras desarrolladas sobre la planicie fangosa.

Etapas 5: 18,500–8,600 años cal. AP

Entre los 18,500 y 8,600 años cal. AP se registra una fase comparativamente más seca con respecto a la etapa 4

(Figura 10). La secuencia entre 374 y 176 cm de profundidad del testigo AB-2 (asociación de facies AB-2-D; Figura 8) representa el depósito en una planicie fangosa salina con crecimiento evaporítico intersticial, bajo el efecto de una gran fluctuación del nivel freático. Estos sedimentos serían correlacionables con el intervalo entre 286 y 111.5 cm del testigo AB-1 (asociación de facies AB-1-A: subfacies 1a; Figura 6) interpretada como un ambiente de planicie fangosa capilar cuya sedimentación corresponde con limos masivos carentes de costras evaporíticas. Esta etapa de déficit hídrico sería sincrónica con fases secas registradas para el Glacial Tardío en la región subtropical de Sudamérica (Prieto, 2000).

Etapas 6: 8,600–0 años cal. AP

Las facies presentes en los tramos superiores de ambos testigos permiten inferir un período con balance hídrico marcadamente negativo (Figura 10). Tanto en el testigo AB-1 (asociación de facies AB-1-A, subfacies 1a: 111.5–0 cm) como en el testigo AB-2 (asociación de facies AB-2-E, Facies 1: 176–0 cm) se interpretan depósitos de planicies fangosas capilares, con intercalaciones de sedimentos limosos gruesos y niveles de tefras (Figuras 5 y 7). Esta situación hidrológica sería comparable con el escenario de sequía identificado para el Holoceno medio en la Laguna Mar Chiquita, con un punto extremo datado en 4,700 años cal. AP (Piovano *et al.*, 2009). El periodo seco registrado en la región Pampeana evidenciaría un debilitamiento de la actividad del sistema monzónico, asociado a una reducción en el transporte de humedad hacia el subtrópico por parte de las corrientes en chorro.

La acción combinada de un régimen climático seco en conjunto con la colmatación progresiva de la cuenca, serían los factores principales que influyeron en la expansión de las planicies fangosas de Ambargasta durante esta etapa. En este periodo, los principales agentes de sedimentación del gran espesor de material siliciclástico acumulado corresponderían a procesos eólicos y a la acción de corrientes mantiformes. De acuerdo a lo propuesto por Zárate y Blasi (1993), una mayor influencia de vientos locales que actúan durante fases más secas (p. ej., durante el Holoceno tardío en Argentina central) favorecería el retrabajo y redépósito de los sedimentos. Se estima que durante este periodo se habría formado el paleo-campo de dunas identificado por Zanor *et al.* (2012) en el sector occidental de la Salina de Ambargasta (ver Figura 3).

Los niveles limosos gruesos ricos en biotita, (testigo AB-1: 104.5–94.5 cm y testigo AB-2: 137–121 cm), representarían un pulso húmedo extraordinario y de corta duración (Figura 10). Los sedimentos serían depositados por corrientes difusas y mantiformes provenientes de las áreas topográficamente más elevadas al este de la salina (ver Figura 1). Otras corrientes mantiformes podrían aportar material terrígeno desde la zona norte de la salina, a través de la planicie de inundación del río Dulce (ver Figuras 1b y 3). Los niveles de tefras intercalados con los limos masivos en los dos testigos analizados serían sincrónicos (Figura 10). Las tefras corresponden a depósitos piroclásticos de caída y poseen origen primario.

El pulso húmedo reconocido en Argentina central a partir de la década de 1970 (Piovano *et al.*, 2002; Pasquini *et al.*, 2006) no se encuentra representado a nivel subsuperficial en la Salina de Ambargasta. El análisis de información cartográfica y de imágenes satelitales indican que en los últimos cuarenta años, las lagunas han mostrado una marcada variabilidad en sus extensiones (Zanor *et al.*, 2012) frente al aumento de humedad aportado por el Sistema Monzónico Sudamericano (Vera *et al.*, 2006). En la actualidad, las lagunas salinas son someras, ocupan sectores restringidos y se caracterizan por una precipitación

monomineral, principalmente halítica. Esta fase mineral se recicla estacionalmente sufriendo procesos repetitivos de precipitación-disolución, originados por fases secas y húmedas dentro de un intervalo anual.

CONCLUSIONES

Los cambios en la relación P-E ocurridos desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad en las latitudes medias de Argentina, pueden ser reconstruidos a partir del análisis del registro sedimentario de la Salina de Ambargasta. La reconstrucción por medio del análisis de facies y de múltiples indicadores indica una importante variabilidad del balance hidrológico, la cual se registra mediante el desarrollo de ambientes lacustres que evolucionan hacia planicies fangosas, típicas del sistema playa actual. En líneas generales se evidencia un cambio paulatino desde condiciones de mayor humedad durante el Pleistoceno tardío hacia condiciones comparativamente más secas para el Holoceno y presente. El arreglo vertical de las asociaciones de facies permitió definir seis etapas principales con condiciones hidrológicas contrastantes: 1) entre 44,700 y 39,600 años cal. AP se infiere un periodo seco a partir del desarrollo de una planicie fangosa capilar caracterizada por sedimentación física dominante; 2) entre 39,600 y 26,700 años cal. AP se registran condiciones relativamente más húmedas, representadas por ambientes lacustres con precipitación sulfatada y carbonática, ricos en tapices microbianos; 3) entre 26,700 y 23,600 años cal. AP ocurre la fase de mayor humedad en Ambargasta, con instalación de una laguna sulfatada, relativamente profunda y dominada por tapices microbianos. En las zonas marginales de la laguna se desarrolla una planicie fangosa capilar con lagunas menores; 4) entre 23,600 y 18,500 años cal. AP dominan condiciones comparativamente más secas intercaladas con pulsos de mayor humedad, representadas por el desarrollo de una planicie fangosa salina que alterna con una laguna efímera sulfatada. Asociado a este ambiente se desarrolla una planicie fangosa capilar en los sectores perimetrales; 5) entre 18,500 y 8,600 años cal. AP se infiere un intervalo más seco representado por el desarrollo de planicies fangosas salinas y capilares, y 6) desde los 8,600 años cal. AP hasta el presente, se registra el balance hídrico más negativo en la Salina de Ambargasta, donde el déficit de agua queda representado por el dominio de las planicies fangosas capilares. Se propone que una reducción del potencial de acomodación de la cuenca, sumado a la instalación paulatina de un régimen climático más seco, serían los factores fundamentales que explicarían la expansión de las planicies fangosas en Ambargasta.

En la actualidad el desarrollo de lagunas está restringido a los sectores topográficamente más deprimidos y presentan exclusivamente precipitación halítica, que se disuelve y precipita estacionalmente. Comparando la evolución de paleoambientes con respecto al modelo sedimentario planteado para el presente, se puede inferir

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó con el apoyo del Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA, CONICET-Universidad Nacional de Córdoba, Argentina), de la Section des Sciences de la Terre et de l'environnement y del Institute F.A. Forel, Universidad de Ginebra (Suiza). Los recursos para esta investigación fueron proporcionados por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), a través del proyecto PIP 112-200801-00808, por la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba, Argentina (2010-2011) y por el Ministerio de Ciencia y Tecnología de la Provincia de Córdoba (PID-2008). Gabriela Zanor agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) que le otorgó una beca de doctorado y a la Federal Commission for Scholarships for Foreign Students (DHA/OFES, Suiza) por la beca otorgada para su estancia en la Universidad de Ginebra. Los autores expresan su agradecimiento a Estela Martínez, por su valioso aporte en los análisis mineralógicos. Un agradecimiento especial a Santiago Palamedi y Fernando Villareal, por el trabajo realizado en la extracción de los testigos.

REFERENCIAS

- Álvarez, L.A., Fernández-Seveso, F., Pérez, M.A., Bolatti, N.D., 1990, Estratigrafía de la Cuenca Saliniana (resumen), en XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Argentina: Actas, 2, 145-148.
- Bard, E., 1998, Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 2025-2038.
- Bard, E., Rostek F., Menot-Combes G., 2004, Radiocarbon calibration beyond 20,000 ¹⁴C yr BP by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin: *Quaternary Research*, 61, 204-214.
- Barros, V., González, M., Liebmann, B., Camilloni, I., 2000, Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America: *Theoretical and Applied Climatology*, 67, 123-133.
- Berbery, E.H., Barros, V., 2002, The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America: *Journal of Hydrometeorology*, 3, 630-645.
- Bobst, A.L., Lowenstein, T.K., Jordan, T., Godfrey, E.L., Ku, V.T., Luo, S., 2001, A 106 ka paleoclimate record from drill core of the Salar de Atacama, northern Chile: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173, 21-42.
- Bowler, J.M., Teller, J.T., 1986, Quaternary evaporites and hydrological changes, Lake Tyrell, north-west Victoria: *American Journal of Earth Sciences*, 33, 43-63.
- Bruniard, E., 1982, La diagonal árida Argentina: un límite climático real: *Revista Geográfica*, 95, 5-20.
- Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., Ortega, B., 2010, Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 359-377.
- Canfield, D.E., Sorensen, K.B., Oren, A., 2004, Biochemistry of a gypsum-encrusted microbial ecosystem: *Geobiology*, 2, 133-150.
- Cody, R.D., Cody, A.M., 1988, Gypsum nucleation and crystal morphology in analog saline terrestrial environments: *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(2), 247-255.
- Cohen, A.S., 2003, *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*: New York, Oxford University Press, 500 p.
- Dargám, R.M., Depetris, P.J., 1995, Mecanismos de control hidroquímico de aguas y salmueras de las Salinas Grandes de Córdoba: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50, 87-102.
- Douglas, M.S.V., 2007, *Paleolimnology*, in Elias, S.A. (ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*: Amsterdam, Elsevier, 2020-2029.
- Doyle, M., Barros, V.R., 2002, Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic: *Journal of Climate*, 15, 3394-3410.
- Dupraz, C., Visscher, P.T., 2005, Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats: *Microbiology*, 13, 429-438.
- Dupraz, C., Visscher, P.T., Baumgartner, L.K., Reid, R.P., 2004, Microbe-mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas): *Sedimentology*, 51, 745-765.
- Fritz, S.C., 1996, Paleolimnological records of climate change in North America: *Limnology and Oceanography*, 41, 882-889.
- Fritz, S.C., 2008, Deciphering climatic history from lake sediments: *Journal of Paleolimnology*, 39, 5-16.
- Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., McKenzie, J.A., Markgraf, V., Hajdas, I., McCulloch, R.D., 2005, Mid-Holocene strengthening of the Southern Westerlies in South America - Sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49°S): *Global and Planetary Change*, 49, 75-93.
- Giralt, S., Rico-Herrero, M.T., Vega, J.C., Valero-Garcés, B.L., 2011, Quantitative climate reconstruction linking meteorological, limnological and XRF core scanner datasets: the Lake Sanabria case study, NW Spain: *Journal of Paleolimnology*, 46, 487-502.
- Handford, R.C., 1982, *Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa basin-Bristol Dry Lake, California*: *Sedimentology*, 29, 239-253.
- Hardie, L.A., Smoot, J.P., Eugster, H.P., 1978, Saline lakes and their deposits: A sedimentological approach, in Matter, A., Tucker, M. (eds.), *Modern and ancient lake sediments: International Association of Sedimentologists Special Publication*, 2, 7-41.
- Heiri, O., Lotter, A.F., Lemcke, G., 2001, Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results: *Journal of Paleolimnology*, 25, 101-110.
- Hsü, J.K., Siegenthaler, C., 1969, Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem: *Sedimentology*, 12, 11-25.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., 1986, The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation: *American Journal of Science*, 286, 737-764.
- Kübler, B., 1983, Dosage quantitatif des minéraux majeurs des roches sédimentaires par diffraction X: *Cahier de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, Série AX N°1.1 & 1.2*.
- Labraga, J., Frumento, O., López, M., 2000, The atmospheric water vapour cycle in South America and the tropospheric circulation: *Journal of Climate*, 13, 1899-1915.
- Last, W.M., 1984, *Sedimentology of playa lakes of the northern Great Plains*: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 107-125.
- Lira, R.H., Millone, H.A., Kirschbaum A.M., Moreno, R.S., 1997, Calc-Alkaline arc granitoid in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, central Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 10, 157-177.
- Lowenstein, T.K., Hardie, L.A., 1985, Criteria for the recognition of salt-pan evaporates: *Sedimentology*, 32, 627-644.
- Lowenstein, T.K., Hein, M.C., Bobst, A.L., Jordan, T.E., Ku, T-L., Luo, S., 2003, An assessment of stratigraphic completeness in climate-sensitive closed-basin lake sediments: Salar de Atacama, Chile: *Journal of Sedimentary Research*, 73, 91-104.
- Lucero Michaut, N., 1979, Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán, en Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba, Argentina: Academia Nacional de Ciencias, Actas, 293-348.
- Markgraf, V., 2001, *Interhemispheric Climate Linkages*: New York,

- Academic Press, 454 p.
- Mayr, C., Wille, M., Habberzettl, T., Fey, M., Janssen, S., Lücke, A., Ohlendorf, C., Oliva, G., Schäbitz, F., Schleser, G.H., Zolitschka, B., 2007, Holocene variability of the Southern Hemisphere westerlies in Argentinean Patagonia (52°S): *Quaternary Science Reviews*, 26, 579-584.
- McGeehin, J., Burr, G.S., Jull, A.J.T., Reines, D., Gosse, J., Davis, P.T., Muhs, D., Southon, J., 2001, Stepped-combustion ^{14}C dating of sediment: *Radiocarbon*, 43, 255-262.
- McGeehin, J., Burr, G.S., Hodgins, G., Bennett, S.J., Robbins, J.A., Morehead, N., Markewich, H., 2004, Stepped-combustion ^{14}C dating of bomb carbon in lake sediments: *Radiocarbon*, 46, 893-900.
- Moreno, A., Giralt, S., Valero-Garcés, B., Sáez, A., Bao, R., Pueyo, J.J., González-Sampériz, P., Taberner, C., 2007, A 14 kyr record of the tropical Andes: The Lago Chungará sequence (18°S, northern Chilean Altiplano): *Quaternary International*, 161, 4-21.
- Moreno, P.I., François, J.P., Villa-Martínez, R.P., Moy, C.M., 2009, Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia: *Quaternary Science Reviews*, 28, 25-38.
- Moy, C., Dunbar, R., Moreno, P., 2008, Isotopic evidence for hydrologic change related to the westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millennium: *Quaternary Science Reviews*, 27, 1335-1349.
- Nogués-Paegle, J., Mo, K.C., 1997, Alternating wet and dry conditions over South America during summer: *Monthly Weather Review*, 125(2), 279-291.
- Ortí-Cabo, F., Pueyo-Mur, J.J., Geisler-Cussey, D., Dulau, N., 1984, Evaporitic sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain): *Revista de Investigaciones Geológicas (Barcelona)*, 38/39, 169-220.
- Pasquini, A.I., Lecomte, K.L., Piovano, E.L., Depetris, P.J., 2006, Recent rainfall and runoff variability in central Argentina: *Quaternary International*, 158, 127-139.
- Piovano, E., Ariztegui, D., Damatto-Moreira, S., 2002, Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (Central Argentina): A sedimentary model for a highly variable saline lake: *Sedimentology*, 49, 1371-1384.
- Piovano, E., Larizzatti, F.E., Fávoro, D.I.T., Oliveira, S.M.B., Damatto-Moreira, S., Mazzilli, B.P., Ariztegui, D., 2004, Geochemical response of a closed-lake basin to 20th century recurring droughts/wet intervals in the subtropical Pampean Plains of South America: *Journal of Limnology*, 63, 21-32.
- Piovano, E.L., Ariztegui, D., Cioccale, M., Córdoba, F., Zanor, G.A., 2006, Reconstrucciones paleolimnológicas desde el Último Máximo Glacial en el sur de Sudamérica: Megasistemas en antifase hidrológica?, *en* III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Córdoba, Tomo II, 659-669.
- Piovano, E.L., Ariztegui, D., Córdoba, F., Cioccale, M., Sylvestre, F., 2009, Hydrological Variability in South America Below the Tropic of Capricorn (Pampas and Patagonia, Argentina) during the Last 13.0 Ka, *in* Vimeux, F., Sylvestre, F., Khodri, M. (eds.), *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, From the Last Glacial Maximum to the Holocene*: Springer, 14, 323-351.
- Prieto, A.R., 2000, Vegetational history of the Late Glacial-Holocene transition in the grasslands of eastern Argentina: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157, 167-188.
- Prieto, A.R., Blasi, A.M., De Francesco, C.G., Fernandez, C., 2004, Environmental history since 11,000 ^{14}C y B.P. of the northeastern Pampas, Argentina, from alluvial sequences of the Lujan River: *Quaternary Research*, 62, 146-161.
- Pueyo-Mur, J.J., 1979, La precipitación evaporítica actual en las lagunas saladas del área: Bujaraloz, Vástago, Caspe, Alcañiz y Calanda (provincias de Zaragoza y Teruel): *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad de Barcelona*, 33, 5-56.
- Pueyo-Mur, J.J., Chong, G., Jensen, A., 2001, Neogene evaporates in desert volcanic environments: Atacama Desert, northern Chile: *Sedimentology*, 48, 1411-1431.
- Rolli, M., 1992, Dosage semi-quantitatif RX sur Scintag: Cahiers de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, Suisse, série ADX, 1-49.
- Rosen, M.R., 1994, The importance of groundwater in playas: a review of playa classification and the sedimentology and hydrology of playas, *in* Rosen, M.R. (ed.), *Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems: Geological Society of America Special Paper*, 289, 1-18.
- Rothschild, L.J., Giver, L.J., White, M.R., Mancinelli, R.L., 1994, Metabolic activity of microorganisms in evaporates: *Journal of Phycology*, 30, 431-438.
- Sandgren, P., Snowball, I., 2001, Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology, *in* Last, W.M., Smol, J.P. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Volume 2, Physical and Geochemical Methods*: Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 217-237.
- Saulo, A.C., Nicolini, M., Chou, S.C., 2000, Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-98 spring-summer season: *Climate Dynamics*, 16, 867-881.
- Schnurrenberger, D., Russell, J., Kelts, K., 2003, Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components: *Journal of Paleolimnology*, 29, 141-154.
- Smoot, J.P., Lowenstein, T.K., 1991, Depositional environments of non-marine evaporates, *in* Melvin, J.L. (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*: Amsterdam, Elsevier, 189-347.
- Sylvestre, F., Servant, M., Servant-Vildary, S., Causse, C., Fournier, M., Ybert, J.-P., 1999, Lake-Level Chronology on the Southern Bolivian Altiplano (18°-23°S) during Late-Glacial Time and the Early Holocene: *Quaternary Research*, 51, 54-66.
- Teller, J.T., Bowler, J.M., Macumber, P.G., 1982, Modern sedimentation and hydrology in Lake Tyrrell, Victoria: *Journal of the Geological Society of Australia*, 29, 159-175.
- Valero-Garcés, B.L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Machín, J., González-Sampériz, P., Kelts, K., 2000, Quaternary palaeohydrological evolution of a playa lake: Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain: *Sedimentology*, 47, 1135-1156.
- Valero-Garcés, B.L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Edwards, L., Schwalb, A., Ratto, N., 2003, Patterns of regional hydrological variability in central-southern Altiplano (18-26°S) lakes during the last 500 years: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194, 319-338.
- Vera, C., Baez, J., Douglas, M., Emmanuel, C.B., Marengo, J., Meitin, J., Nicolini, M., Niegues-Paegle, J., Paegle, J., Penalba, O., Salio, P., Saulo, C., Silva Dias, M.A., Zipser, E., 2006, The South American Low-Level Jet Experiment: *American Meteorological Society*, 19, 63-77.
- Zanor, G., Piovano, E., Ariztegui, D., Vallet-Coulomb, C., 2012, A modern subtropical playa complex: Salina de Ambargasta, central Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 35, 10-26.
- Zárate, M., 2003, Loess of southern South America: *Quaternary Science Reviews*, 22, 1987-2006.
- Zárate, M., Blasi, A., 1993, Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires province, Argentina: A preliminary model: *Quaternary International*, 17, 15-20.
- Zárate, M.A., Tripaldi, A., 2012, The aeolian system of central Argentina: *Aeolian Research*, 3, 401-417.
- Zech, W., Zech, M., Zech, R., Peinemann, N., Morrásd, H.J.M., Morettid, L., Oglef, N., Kalimf, R.M., Fuchsg, M., Schadh, P., Glasera, B., 2009, Late Quaternary palaeosol records from subtropical (38°S) to tropical (16°S) South America and palaeoclimatic implications: *Quaternary International*, 196, 107-120.
- Zhou, J., Lau, K.-M., 1998, Does a monsoon climate exist over South America: *Journal of Climate*, 11, 1020-1040.

Manuscrito recibido: Noviembre 18, 2012

Manuscrito corregido recibido: Marzo, 2013

Manuscrito aceptado: Abril 8, 2013