

CAMBIOSPALEOCLIMÁTICOS DURANTE EL PLEISTOCENO TARDIO (MIS5) EN EL SUDESTE DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Ofelia Rita TOFALO¹, María Julia ORGEIRA², Liliana Norma CASTRO^{2,3}, Haroldo VIZÁN² y Carlos AZCUY¹

¹ Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN). Buenos Aires. E-mail: rtofalo@gl.fcen.uba.ar

² Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Instituto de Geociencias Básicas y Aplicadas (IGIBA) Buenos Aires.

³ Universidad de Buenos Aires. Facultad de Agronomía. Departamento de Ingeniería Agrícola y uso de la tierra, Buenos Aires.

RESUMEN

Se realizó el estudio estratigráfico de detalle de un perfil aflorante en las proximidades de Claromecó, provincia de Buenos Aires. El mismo incluye el análisis de facies continentales y marinas, que proporcionan un conocimiento paleoambiental y paleoclimático detallado del registro geológico cuaternario del sudeste de la provincia de Buenos Aires, y datos de luminiscencia ópticamente estimulada. Sobre la base de las superficies de discontinuidad en la sedimentación y los estudios realizados en campo y laboratorio, se ha dividido la sucesión en cinco unidades a las que suprayace el suelo actual. Los sedimentos de la unidad A se cementaron en un ambiente diagenético freático marino con circulación activa de agua. La unidad B comprende dos etapas pedosedimentarias, en las que se registran paleosuelos generados bajo clima semiárido estacional. Las unidades C y D son marinas, la primera corresponde a una planicie submareal mixta y la segunda a canales mareales. El conjunto es cubierto por un flujo denso correspondiente a la unidad E. En el perfil se registran 4 pulsos que identificarían períodos cálidos o de mejoramiento climático, dos vinculados con el ascenso del mar y otros dos con paleosuelos. De los relacionados con ingresiones marinas, el más antiguo corresponde a la unidad A y el más moderno a las unidades C y D, mientras que los paleosuelos se desarrollaron sobre sedimentos loésicos, ambos en la unidad B. Se interpreta que estos 4 pulsos corresponderían a 4 de los 5 subestadios en que es dividido el Estadio Isotópico Marino 5.

Palabras clave: Cuaternario, facies continentales y marinas, paleosuelos, MIS 5, subestadios, Buenos Aires.

ABSTRACT

Late Pleistocene paleoclimatic changes, southeast Buenos Aires province

Stratigraphic detail study of an outcropping profile in the area of Claromecó, Buenos Aires province was performed. This research included the analysis of continental and marine facies, which provided a detailed paleoenvironmental, and paleoclimatic information of the Quaternary geological record of the southern Buenos Aires province area. Correspondingly, an optically stimulated luminescence age was obtained. Based on the surfaces of discontinuity in sedimentation and field and laboratory studies, the succession has been divided into five units to which overlie the present soil. Sediments from unit A cemented in a diagenetic phreatic marine environment with active water circulation. The unit B comprised two pedosedimentary stages, where paleosols were recorded, generated under seasonal semiarid climate. Units C and D are marine, the first corresponds to a mixed subtidal plain and the second to tidal channels. All of them are covered by a density flow corresponding to the Unit E. Four pulses that would identify warm periods or improvement in climate are recorded. Two of them are linked with the rise of the sea level and two with paleosols. From those related to marine ingressions, the oldest corresponds to unit A and the second to units C and D, while both associated to paleosols, developed on loess sediments, are represented in unit B. These four pulses correspond to 4 of the 5 substages in which it is divided the Marine Isotopic Stage 5.

Keywords: Quaternary, marine and continental facies, paleosols, MIS 5, substages, Buenos Aires.

INTRODUCCIÓN

El calentamiento global es actualmente aceptado por la mayoría de la comunidad científica, y está avalado tanto en base a observaciones directas sobre las temperaturas

atmosféricas (Pachauri *et al.* 2015) y oceánicas promedio, como también mediante la propuesta de ascenso del nivel medio de los océanos (Stocker *et al.* 2013). Como consecuencia de esto, la vulnerabilidad de ciertas zonas del planeta ante el cambio climático,

en términos de impacto ecológico, económico y social, ha generado gran preocupación mundial.

Varios eventos de calentamiento y enfriamiento han sido registrados a nivel global a través del tiempo geológico. El estudio de

estos cambios climáticos del pasado y su conexión con los forzantes del clima son de gran importancia para evaluar la evolución, el tiempo estimado y el impacto ambiental del calentamiento global en curso.

En particular, uno de los forzantes más relevantes sugeridos para evidenciar las glaciaciones del Cuaternario es la variación de los parámetros orbitales de la Tierra. Como ha sido ampliamente difundido, Milankovitch (1920) sugirió que la periodicidad de las glaciaciones cuaternarias está influenciada por ciclos orbitales. A pesar de que la actividad solar y los ciclos orbitales parecen ser los forzantes climáticos más importantes y pertinentes en los ciclos glaciares e interglaciares, ellos tienen diferentes variaciones de frecuencia. Como consecuencia de ello, en función del lapso de tiempo analizado sólo uno de ellos podría ser relevante.

Otros forzantes han sido mencionados, entre ellos Orgeira *et al.* (2016) proponen una relación entre las variaciones del campo magnético terrestre durante reversiones de su polaridad y cambios en el clima. El mecanismo por el cual las variaciones del campo magnético interno podrían desencadenar cambios climáticos estaría relacionado a la proporción de rayos cósmicos que atraviesan la atmósfera, ya que el campo geomagnético proporciona blindaje a dicha radiación. Recientemente, Kitaba *et al.* (2013) sugirieron que las reversiones de campo magnético terrestre inducen al aumento del flujo de rayos cósmicos, el cual produce a su vez un incremento en la formación de nubes con el consiguiente enfriamiento climático. Ney (1959) propone que los rayos cósmicos al impactar con la atmósfera inducen una ionización. Los rayos cósmicos inician una cascada nucleónico-electromagnética en la atmósfera, afectando a sus propiedades físicas y químicas, en particular el equilibrio iónico (Dorman 2004). Los datos registrados de nubes del océano Pacífico Sur indican que los efectos sobre el flujo de radiación neta en la atmósfera están relacionados con la intensidad del campo magnético de la Tierra (Vieira y Da Silva 2006). Esto se vería afectado por efectos de los rayos cósmicos en la baja atmósfera.

Las variaciones en campo magnético terrestre pueden ser grandes o pequeñas. El campo externo puede haber sufrido variaciones rápidas vinculadas a la actividad solar. En cuanto al campo interno, puede tener pe-

queñas fluctuaciones de intensidad y dirección (paleo variaciones seculares), que son lentas y progresivas. También hay variaciones sustanciales de estos parámetros que conducen a la reversión de polaridad (Guyodo y Valet 1999, Valet *et al.* 2005, entre otros).

Channell *et al.* (2012), entre muchos otros, presentaron una propuesta cronológica para los eventos magnéticos de reversión de polaridad registrados en testigos marinos dentro del Cron Brunhes. Los intervalos de polaridad reversa fueron relacionados con los eventos magnéticos Laschamp (41 ka), Blake (116 ka), Islandi Basin (190 ka) y Pringle Falls (239 ka).

Tal como lo han expresado numerosos autores, el Estadio Isotópico Marino 5 (MIS 5, último interglacial antes del presente) representa un caso de estudio excepcional para la comprensión de la respuesta del sistema terrestre a un calentamiento global, tal como ocurre en el presente (Govin *et al.* 2015, entre otros). Si bien se considera que los forzantes principales de este interglacial fueron los parámetros orbitales y la consecuente variación de irradiancia (Claussen 2007, Berger *et al.* 2007, entre otros), la influencia del campo magnético terrestre aún no ha sido analizada.

Por otra parte, la subdivisión del MIS 5 en 5 subestadios está justificada en los isótopos de oxígeno extraídos de organismos bentónicos de prácticamente todos los océanos (Shackleton *et al.* 2003). El MIS 5e es el subestadio durante el cual el nivel global del mar alcanzó su punto más alto respecto al presente, para el lapso inscripto desde el Pleistoceno tardío a la actualidad. Sobre la base de las interpretaciones efectuadas por diferentes autores, entre ellos, Siddall *et al.* (2007), se encuentra una convergencia para la edad del MIS 5e entre los 128±1 ka y 116±1 ka. Asimismo, estos autores destacan que la edad del inicio es miles de años más joven que la predicha por cambios orbitales. En forma consistente, Dutton y Lambeck, (2012), postulan que el nivel máximo marino se extendió un lapso aproximado entre los 129 y 116 ka AP. Sin embargo, se destaca que tal intervalo temporal está sujeto a las fuertes limitaciones que poseen gran parte de los métodos de datación que se emplean usualmente para dicho lapso (Govin *et al.* 2015), así como impedimentos en el propio registro geológico-paleontológico.

Recientemente, en las proximidades de la localidad de Claromecó (provincia de Buenos Aires), Vizán *et al.* (2015) encontraron evidencias del registro de direcciones oblicuas reversas del magnetismo remanente característico, en un perfil cercano al faro de Claromecó. En esa misma localidad, Isla *et al.* (2000) han asignado el registro marino al Estadio Isotópico 5. Dada la hipótesis propuesta por Orgeira *et al.* (2016), se decidió realizar un estudio estratigráfico de detalle del perfil aflorante en Claromecó. El objetivo de esta contribución es, por lo tanto, evaluar si existe una correlación entre las evidencias del cambio climático significativo allí registrado y el evento geomagnético reportado por Vizán *et al.* (2015). Este estudio incluye datos de luminiscencia ópticamente estimulada y el análisis de facies continentales y marinas. Proporciona un conocimiento paleoambiental y paleoclimático más detallado del registro geológico cuaternario del sur de la provincia de Buenos Aires, dado que se registran cuatro pulsos que identificarían períodos cálidos o de mejoramiento climático, dos vinculados con el ascenso del mar y otros dos con desarrollo de suelos. Se propone en este trabajo que estos cuatro pulsos corresponderían a cuatro de los cinco subestadios en que es dividido el MIS 5.

MARCO GEOLÓGICO

En un perfil ubicado en las cercanías del faro de Claromecó (38°51'29"S 60°03'07"O), en el sur de la provincia de Buenos Aires, Argentina (Fig. 1), puede observarse una exposición parcial del intervalo de sedimentación continental Plioceno tardío-Pleistoceno tardío (*ca.* 3,2 Ma-40/30 ka) propuesto por Zárate (2005) para la región Pampeana de la provincia de Buenos Aires. Suprayacen depósitos marinos equivalentes a los asignados por Isla *et al.* (2000), en esta localidad, al Estadio Isotópico 5 (MIS 5), sobre la base de una datación U/Th en conchillas.

Las facies continentales están principalmente compuestas por limos con porcentajes menores de arena y arcillas y una composición mineralógica relativamente homogénea de procedencia volcánico-piroclástica (Teruggi 1957). En los acantilados de Mar del Plata-Miramar, niveles equivalentes a los aquí analizados fueron interpretados como depósitos de relleno de canal, de desborde

y loess, seguidos por sedimentos de planicie de inundación. Los mismos presentan frecuentes superficies de erosión, paleosuelos y costras carbonáticas, que sugieren varios hiatus estratigráficos (Zárate 2005).

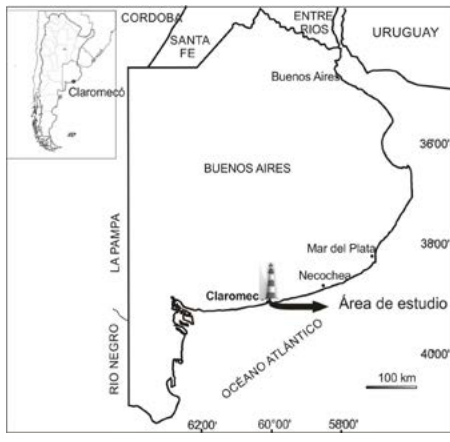


Figura 1 : Mapa de ubicación.

Los sedimentos marinos costeros, denominados “Belgranense” por Ameghino (1889), han sido objeto de numerosas contribuciones (Weiler *et al.* 1987, Etchichury *et al.* 1998, Isla *et al.* 2000, Schnack *et al.*, 2005, entre otros) y afloran en diferentes localidades del litoral de la provincia de Buenos Aires. Isla *et al.* (2000) realizaron un análisis de depósitos “belgranenses” en distintas localidades, entre ellas los sedimentos marinos aflorantes en Claromecó, en los que efectuaron una datación por U/Th en valvas de *Tegula patagonica*, contenidas en gravas arenosas, que arrojó una edad de $93,5 \pm 3,5$ ka. Estos autores consideraron que la concentración de U fue superior a la esperable en organismos vivos, debido a un enriquecimiento post-mortem, por lo que estiman que los depósitos tendrían una edad aproximada de 120 ka. Según Frenguelli (1928), por debajo de los depósitos “belgranenses” habría sedimentos “prebelgranenses” con conchillas, depositados en planicies mareas y marismas.

METODOLOGÍA

Se realizó un relevamiento sedimentológico del perfil anteriormente ubicado, donde se reconocieron superficies de erosión, las que separan distintas unidades sedimentarias. Cada una se describió en base a espesor, geometría de los bancos, color, estructuras

sedimentarias y pedogénicas, grado de consolidación, tamaño de grano y composición. El color se determinó usando los estándares cromáticos de Rock Color Chart Committee y el código de litofacies fue modificado del propuesto por Miall (1996).

Teniendo en cuenta que las edades obtenidas por U/Th (Isla *et al.* 2000), en valvas de moluscos que componen facies conglomerádicas ubicadas en la zona media del perfil, podían representar edades mínimas, se decidió extraer dos muestras para datar por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL), una cercana a la base y otra al techo del afloramiento. Previo a la extracción de las muestras, se limpió el perfil retirando la capa meteorizada (alrededor de 30 cm) para luego hincar el tubo donde se tomó la mues-

tra a datar. Las muestras tomadas a 0,75 y 8 m desde la base de la sección y fueron procesadas por el Department of Geology, Baylor University (Cuadro 1). Las edades se obtuvieron en un separado de cuarzo de la fracción fina, siguiendo el protocolo SAR (single-aliqout regenerative-dose, Prescott y Hutton (1994) Murray y Wintle (2003), Walker 2005, Wintle y Murray (2006), Galbraith y Roberts (2012).

De cada unidad sedimentaria se colectaron muestras representativas y en los niveles con paleosuelos, se tomaron muestras orientadas en intervalos verticales de 25 cm y también allí donde se observaron cambios sedimentológicos conspicuos. Se realizaron cortes delgados orientados, que fueron estudiados con microscopio petrográfico, para determi-

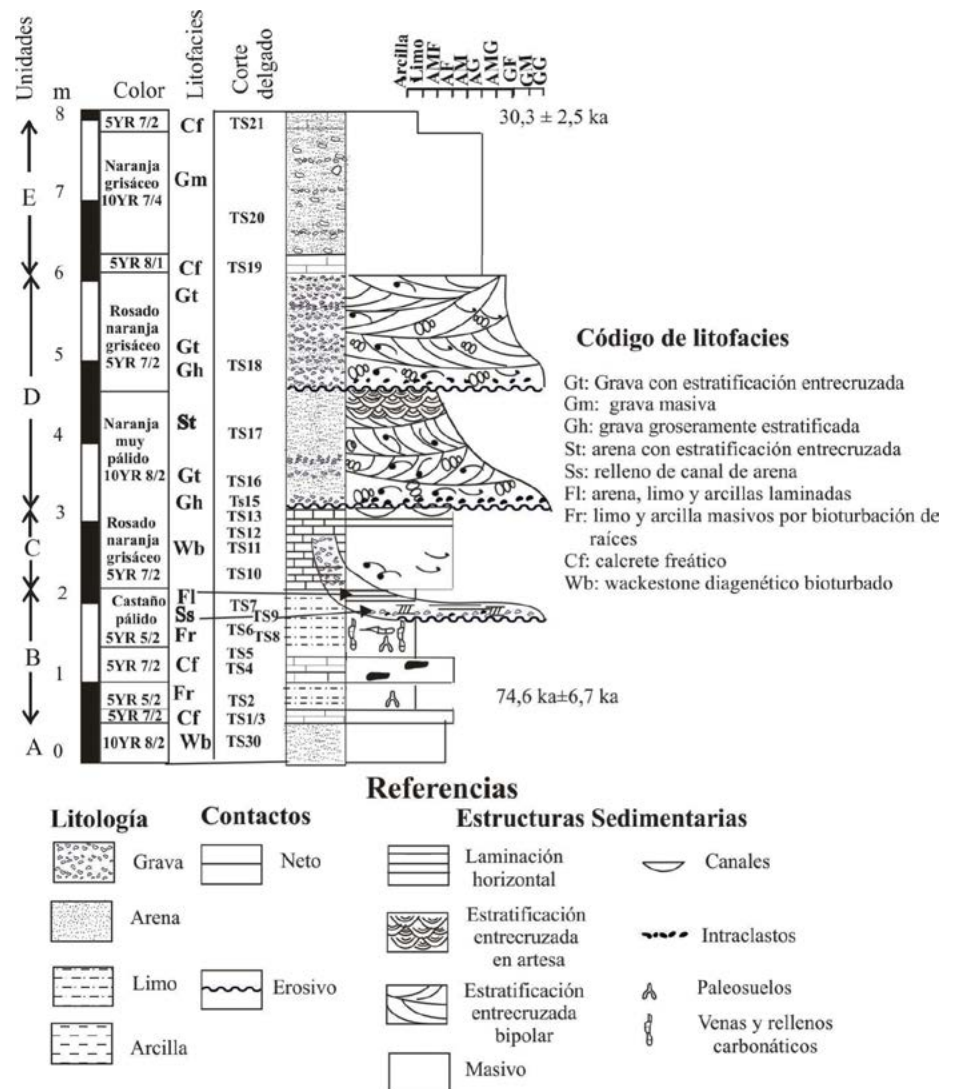


Figura 2 : Perfil estratigráfico, litofacies, edades OSL, ubicación de los cortes delgados.

CUADRO 1: Códigos de las muestras analizadas por luminiscencia óptica y resultados obtenidos.

Muestra	Nro. Lab	Alicuota ^a	Tamaño de grano (µm)	Dosis equivalente (Gray) ^b	sobre-dispersión (%) ^c	U (ppm) ^d	Th (ppm) ^d	K (%) ^d	H2O (%)	Dosis Cosmica (mGray/año) ^e	Tasa de dosis (mGray/año) ^f	Edad OSL (año) ^f
OSL-1	UIC3473	29/30	150-250	135.6 ± 6.85	19 ± 3	1.4 ± 0.1	5.2 ± 0.1	1.34 ± 0.01	15 ± 5	0.15 ± 0.015	1.82 ± 0.09	74,635 ± 6,7 ka
OSL-2	UIC3472	28/30	100-150	53.58 ± 5.41	50 ± 7	2.1 ± 0.1	5.4 ± 0.1	1.34 ± 0.01	15 ± 5	0.17 ± 0.017	2.02 ± 0.10	30,310 ± 2,5 ka

a. Alicuotas utilizadas en los cálculos de dosis equivalentes en comparación con alícuotas originales medidas. b. Dosis equivalente calculada sobre una fracción de cuarzo puro con aproximadamente 100-300 granos / alícuota, analizada bajo excitación de luz azul (470 ± 20 nm) por protocolos de regeneración de alícuota única. (Murray y Wintle, 2003). Se utilizó el modelo central y máximo de edad para dosis equivalente calculada para 3473 UIC UIC n 3472, con respeto y en referencia a los valores de sobredispersión (Galbraith Roberts, 2012) c. Los valores reflejan la precisión más allá de los errores instrumentales; valores de ≤ 20% (a los 2 límites sigma) indican una baja dispersión en los valores de dosis equivalente y una distribución unimodal. d. El contenido de U, Th y K se analizó por ICP- MS fue realizado en Activation Laboratory LTD, Ontario, Canada. e. Tasa de dosis Cómica calculada a partir de parámetros de Prescott y Hutton (1994). f Se incluyen los errores sistemáticos y aleatorios, se informan que los errores están en un sigma; año de referencia para las edades es 2010 dC.

nar sus características texturales y composicionales. Los paleosuelos se describieron siguiendo la terminología propuesta por Stoops (2003). Se registraron las relaciones microestratigráficas y los porcentajes de las características micromorfológicas observadas en sección delgada, para ser usadas en la reconstrucción pedosedimentaria. Las rocas carbonáticas se clasificaron de acuerdo a Dunham (1962), en el sentido de Wright (1992), ya que en el perfil hay calizas (más de 50% de carbonato), ricas en matriz (material de grano fino menor de 62 µm), que es de origen diagenético. La micromorfología de los calcretes se analizó siguiendo la propuesta de Wright (1990), que plantea dos términos extremos: calcretes alfa, que consisten en una matriz densa de micrita o microesparita en la que flotan granos desplazados y corroídos y son comunes las cristalarías irregulares y circumgranulares, y los calcretes beta con características biogénicas como rizoconcreciones, calcita fibrosa, textura alveolar-septal entre otras. El contenido de CaCO₃ fue estimado ópticamente.

RESULTADOS

La sección estudiada tiene un espesor de 8m, con base cubierta. Teniendo en cuenta las superficies de discontinuidad, interpretadas como hiatos en la sedimentación y las distintas características de campo y laboratorio mencionadas en Metodología, la sucesión fue dividida en cinco unidades estratigráficas (Fig. 2). La muestra tomada en un paleosuelo ubicado a 75 cm de la base al ser datada por OSL, arrojó una edad de

74,6 ± 6,7 ka, mientras que la extraída a 8m de la base, en el tope de un flujo denso calcretizado, dio una edad de 30,3 ± 2,5 ka (Cuadro 1).

Unidad A

La unidad A, con base y techo cubiertos, tiene 50 cm de potencia y es en general masiva por bioturbación y extensa cementación carbonática, aunque en algunos sectores se observan escasos remanentes de laminación paralela y cruzada muy deformada (Fig. 3a). Está constituida por un *wackestone* diagenético (litofacies Wb, Cuadro 2), de color naranja muy pálido (10YR 8/2), en el que se destacan poros biogénicos verticales o subverticales. En el material carbonático (65%) predomina la micrita, parcialmente recristalizada a microesparita y rellenando parcialmente los poros se observa esparita primaria. Es muy común el cemento isopáquico (Fig. 3b), generado por agujas o cristales de carbonato que forman bandas alrededor de los granos. Entre los elementos terrígenos (35%), textural y mineralógicamente inmaduros, dominan los fragmentos líticos volcánicos (48%), acompañados por plagioclasas, vitroclastos (9%), cuarzo policristalino (5%), feldespato potásico (4%), cuarzo (4%) y minerales pesados (píroxenos, hornblenda, epidoto y opacos, 1%). Los feldespatos se encuentran parcialmente alterados y remplazados por calcita.

Dado el escaso espesor de esta unidad, su reducida continuidad lateral y el elevado porcentaje de carbonato, que oblitera completamente la fábrica primaria del material clástico (provocando deformación o borran-

do las estructuras primarias), no es posible determinar el ambiente de depositación. Las texturas observadas indican que, una vez depositados los sedimentos, se cementaron en un ambiente diagenético freático marino con circulación activa de agua y precipitación de carbonato intergranular.

Unidad B

Esta unidad de 1,50 m de potencia está integrada por sedimentos pelítico-arenosos entre los que se intercalan dos bancos carbonáticos. Es tabular, carece de estructuras sedimentarias primarias, y tiene base cubierta y techo neto. Los elementos terrígenos de toda la unidad son textural y mineralógicamente inmaduros y mal seleccionados, en la fracción arena y limo grueso dominan los fragmentos líticos volcánicos, acompañados por plagioclasas y menor cantidad de vitroclastos, cuarzo policristalino, feldespato potásico, cuarzo y minerales pesados (píroxenos, hornblenda, epidoto y opacos).

Dada la geometría mantiforme y las características texturales, con predominio de sedimentos pelíticos y participación de arena muy fina, sumado a la falta de estructuras sedimentarias primarias, se interpretan como sedimentos loésicos depositados en regiones de escasa pendiente y parcialmente retrabajados por agua. La composición mineralógica de la fracción arena y limo grueso indica clara procedencia volcánico-piroclástica.

Los 15 cm basales, de color naranja rosado grisáceo (5YR 7/2) debido a la concentración de carbonato de calcio (Fig. 3c, sector inferior), corresponden a un calcrete masivo

con fábrica alfa (litofacies Cf, Cuadro 2), en el cual los clastos detríticos (11%), flotan en calcita (89%), tamaño micrita con importante cantidad de material arcilloso y cristalarias esparíticas. El carbonato corroe los bordes de los granos y los reemplaza parcialmente, particularmente a las plagioclasas. Tiene fábrica-b cristalítica y las cristalarias son tanto irregulares como circumgranulares. Numerosos poros verticales y subverticales, están rellenos con cemento esparítico. Los 20 cm suprayacentes están constituidos por material pelítico-arenoso (Fig. 3c, zona central de la foto), de color castaño pálido (5YR 5/2). Las evidencias pedogenéticas son muy escasas en la base, pero se incrementan hacia el techo (litofacies Fr, Cuadro 2), donde se observan fábricas chitónica, porfirica y en sectores enáulica. En este último caso los agregados (0,1 a 0,2 mm), suelen presentarse parcialmente soldados y tienen fábrica-b moteada con relación $g:f=5:95$. La masa basal tiene relación $g:f=65:35$, presenta fábrica-b granoestriada y también moteada. Cabe destacar que se han observado cristales ideomorfos neoformados de magnetita de 1 a 2 μm de diámetro, generalmente asociados a fragmentos líticos volcánicos. En este tramo de la sección se tomó una muestra que fue datada por OSL y arrojó una edad de $74,635 \pm 6,7$ ka (Cuadro 1).

Le sigue otro calcrete con fábrica alfa (litofacies Cf, Cuadro 2) de 0,45 m de potencia y color naranja rosado grisáceo (5YR 7/2), que engloba fragmentos irregulares del material hospedador (Fig. 3c, zona superior), dando origen a una morfología fragmentosa (Tofalo, 2015). Microscópicamente los clastos detríticos y fragmentos de paleosuelos, están heterogéneamente distribuidos (25%) y flotan en calcita (75%), principalmente tamaño micrita, con muy escasa recrystalización a subesparita. La fábrica-b es cristalítica y se observa corrosión de los bordes clásticos y reemplazo por carbonato. Se destacan en la masa micrítica una serie de canales subverticales probablemente originados por raíces y rellenos por esparita.

Se superponen limos areno-arcillosos, de 0,75 m de espesor y color castaño pálido (5YR 5/2), cortados en el techo por numerosos tubos verticales (Fig. 3d), de los cuales se desprenden finas laminillas subhorizontales de diseño irregular y color naranja muy pálido (10YR 8/2). Tiene claras evidencias pedogénicas (litofacies Fr, Cuadro 2) y mi-

croscópicamente presenta fábricas porfirica, gefúrica (Fig. 3e) y chitónica. La masa basal tiene relación $g:f=80:20$ en el sector inferior y $65:35$ en el superior. Los agregados (2 a 7 mm) se destacan de la masa basal debido al mayor porcentaje de arcillas (re-

lación $g:f=25:75$) y la menor porosidad. La fábrica-b es predominantemente moteada y granoestriada, aunque se destaca la monoestriada. Son comunes los revestimientos arcillosos de poros, resultantes de iluviación de arcilla desde horizontes eluviales, con lá-

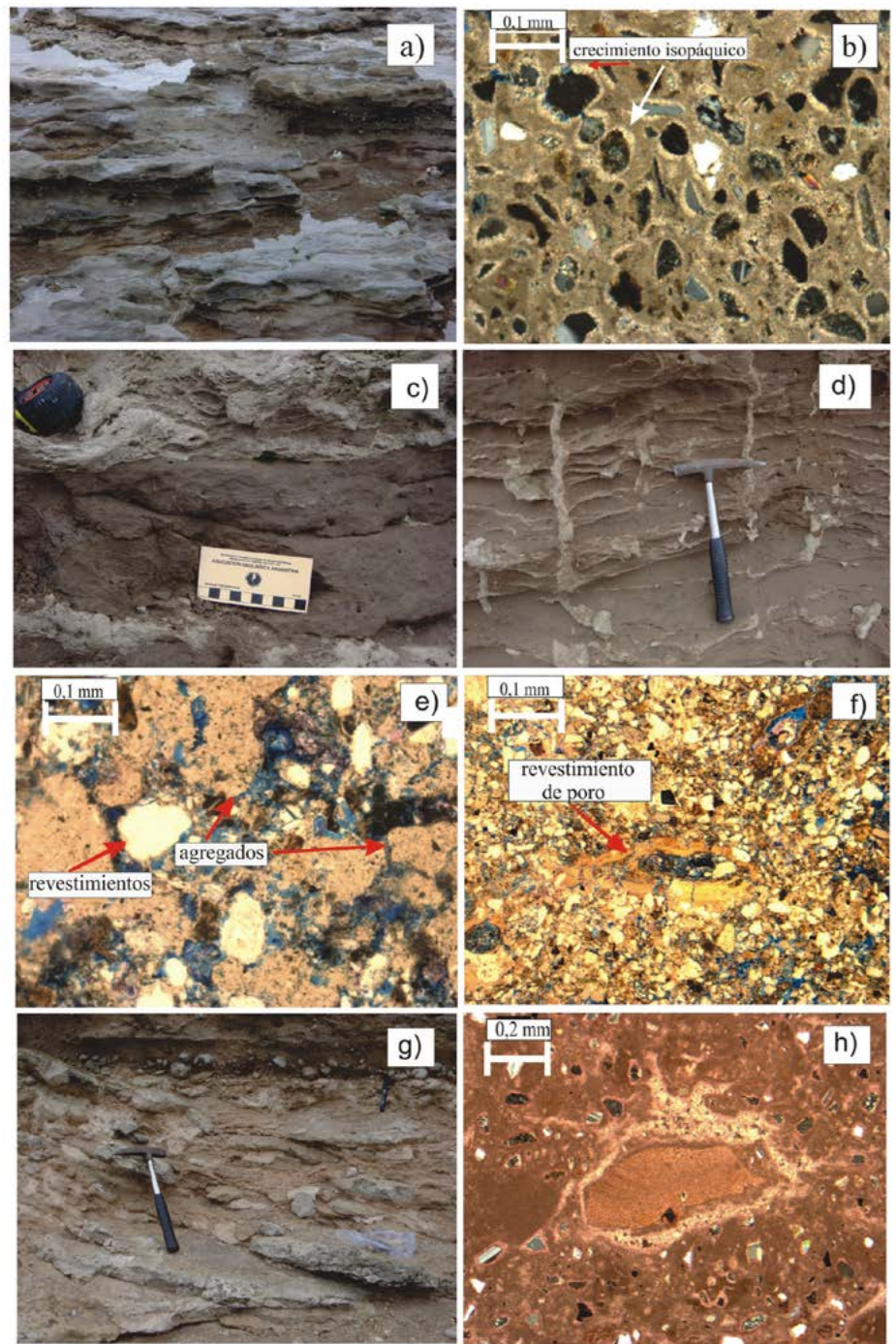


Figura 3 : a) Unidad A, afloramiento donde se observan vestigios de laminación entrecruzada; b) unidad A, *wackestone* con cemento isopáquico; c) Unidad B, sector inferior; d) Unidad B, sector superior; e) Unidad B, agregados con predominio de material fino insertados en masa basal más gruesa; f) Unidad B, revestimiento poral de arcilla compuesto por láminas lípidas e impuras; g) Unidad C, afloramiento de *wackestones*, suprayacen en contacto erosivo conglomerados basales de unidad D; h) Unidad C, bioclasto y peloides inmersos en fango carbonático.

CUADRO 2: Descripción e interpretación de litofacies

Código	Facies	Estructura	Composición	Fábrica/ micro-morfología	Fósiles	Interpretación	Proceso Posdeposicional
Gt	Grava estratificada	Estratificación entrecruzada en artesa	Partículas: 60% CO ₃ Ca: 15-25% Poros: 5-15%	Grano-sostén Cemento esparítico	Moluscos	Relleno de canal	Cementación-disolución en ambiente marino
Gm	Grava	Masiva	Fango: 65% Grava: 35%	Fango-sostén	Moluscos	Flujo denso	Cementación carbonática
Gh	Grava clasto-soportada	Estratificación grosera	Grava: 65% Arena: 15% CO ₃ Ca: 20%	Clasto-sostén Cemento isopáquico	Moluscos	Depósito residual de canal	Cementación-disolución en ambiente marino
St	Arena estratificada	Estratificación entrecruzada en artesa y bipolar	Partículas 60% CO ₃ Ca: 15-25% Poros: 5-15%	Cemento isopáquico	Moluscos	Migración de dunas 3D	Cementación-disolución en ambiente marino
Ss	Arena fina a guijarrosa	Estratificación entrecruzada grosera	Arena: 70% Grava: 20% Pelita: 10%	Grano-sostén	Moluscos	Deposición rápida de carga de lecho	Cementación
Fl	Limo-arcilla-arena	Laminación fina	Láminas de distinta granulometría	-----	-----	Suspensión o corrientes tractivas débiles	Cementación
Fr	Limo-arcilla-arena	Masiva Bioturbación	FLV, Plg, (V, Qm, Qp, FK, P)	Chitónica, porfirica, Enáulica, gefúrica	Raíces	Depósitos loésicos	Edafización
Cf	Calcrete freático	Masiva Fragmentosa	CO ₃ Ca: 75- 89% Terrígenos: 11-25%	Fábrica alfa Fábrica-b: cristalítica	-----	Depósitos loésicos	Carbonato vadoso
Wb	Wackestone diagenético	Masiva (laminación muy difusa)	CO ₃ Ca: 65- 70% Terrígenos: 30-35%	Fango- sostén Cemento isopáquico	Moluscos	Ambiente marino de baja energía, llanura submareal o intermareal baja	Ambiente freático marino bioturbación

minas arcillosas puras e impuras alternantes (Fig. 3 f).

En los tubos verticales y las laminillas sub horizontales (litofacies Cf, Cuadro 2), domina la calcita (75%), acompañada por clastos terrígenos (25%). En el carbonato predomina la micrita parcialmente recristalizada a microesparita, con usuales cristalarías irregulares y circumgranulares, generando fábrica alfa. Son comunes las drusas y rellenos de calcita primaria.

Los calcretes tienen las características micro-morfológicas típicas de fábrica alfa (fisuras complejas y cristalarías, granos flotantes y con bordes corroídos, fábrica densa), la que se origina por crecimiento desplazante de calcita en el material parental, debido a evaporación, evapotranspiración y pérdida de gases (Wright y Tucker 1991). La micrita, que constituye el principal componente, refleja rápida precipitación en la zona vadosa a partir de soluciones supersaturadas, lo que

lleva a la destrucción de la fábrica primaria y desplazamiento de los componentes del material original. La microesparita y esparita secundarias, como reemplazo del fango carbonático original, se debería a procesos de disolución y recristalización (Tandon y Narayan, 1981) y la esparita primaria que rellena poros en forma de drusa se debería a precipitación en ambiente freático. Las características micromorfológicas indican que los calcretes se formaron en ambientes diagenéticos freático y vadoso, por movimientos laterales y verticales (ascenso capilar) de la capa freática, no relacionados con el proceso pedogénico del suelo que constituye el material hospedador.

En los tubos verticales y venillas subhorizontales rellenos por calcita no se han observado evidencias micromorfológicas que avalen un origen biogénico, aunque su morfología es semejante a la que presentan raíces verticales y horizontales respectivamente. El carbona-

to procede del banco suprayacente, con el que los tubos superiores aparecen conectados. Sin embargo, no se descarta que sean huecos dejados por raíces, posteriormente cementados por carbonato procedente del banco superior, que precipitó en poros y discontinuidades del paleosuelo.

Esta unidad está cortada por un pequeño canal con base erosiva y relleno por una sucesión granodecreciente desde grava fina, gravilla o arena muy gruesa a pelitas. La fracción gruesa (litofacies Ss, Cuadro 2) está pobremente seleccionada, se presenta sobre una superficie de erosión, tiene pocos decímetros de espesor y contiene abundantes clastos de los sedimentos que corta. Las pelitas y arenas finas están laminadas (litofacies Fl, Cuadro 2) y cubren el relieve irregular de la litofacies Ss subyacente. La litofacies Ss indica rápida deposición de carga de lecho, constituida por material grueso pobremente seleccionado (Miall 1996). El material fino,

laminado, representa sedimentación desde suspensión o a partir de corrientes tractivas débiles, luego de que la depositación de la carga de lecho ha cesado.

Unidad C

Esta unidad, de 1 m de potencia, está integrada por sedimentos carbonáticos (litofacies Wb, Cuadro 2), bien consolidados, tabulares, con base y techo netos, erosivos (Fig. 3g). Los 80 cm inferiores son masivos, con colores que varían entre rosado naranja moderado (10R 7/4) y rosado naranja grisáceo (10R 8/2), mientras que los 20 cm superiores tienen láminas irregulares y difusas, unas de color castaño pálido (5YR 5/2) y otras más claras, naranja-grisáceas (10YR 7/4).

Tienen textura fango-sostén por lo que se clasifican como *wackestones* diagenéticos con *calcimudstones* subordinados, dependiendo del porcentaje de terrígenos y partículas carbonáticas. Microscópicamente se observa predominio de micrita, íntimamente asociada a abundante material arcilloso, parcialmente recrystalizada a microesparita, mientras que los poros irregulares, de origen biogénico, están parcialmente rellenos por cristales límpidos de esparita primaria. Flotando en el fango carbonático se observan elementos terrígenos con tamaño muy variable de limo grueso a gránulo, integrados por fragmentos líticos (rocas volcánicas, cuarzo policristalino y chert), que predominan en las fracciones arena gruesa y gránulo, y ortosa, plagioclasas y cuarzo, acompañados por trizas vítreas y minerales pesados en la fracción arena mediana y fina. Dispersos y en reducido porcentaje (5 a 10%), pueden observarse fragmentos de moluscos parcialmente recrystalizados y peloides (Fig. 3h). Cabe destacar que se ha observado la presencia de pequeños cristales neofrmados de magnetita de 2 μm de diámetro, incluidos en clastos volcánicos alterados o insertos en el fango carbonático.

En el tramo basal hay dendritas de óxidos de hierro y en toda la unidad son comunes los poros de origen biogénico, en muchas ocasiones parcial o totalmente rellenos con cristales claros de esparita primaria. Los poros se hallan totalmente aislados entre sí. El sector superior tiene laminación dada por la alternancia de bandas de micrita con otras ricas en terrígenos. Es común el cemento isopáquico, originado por el crecimiento de agujas o cristales de carbonato, que generan

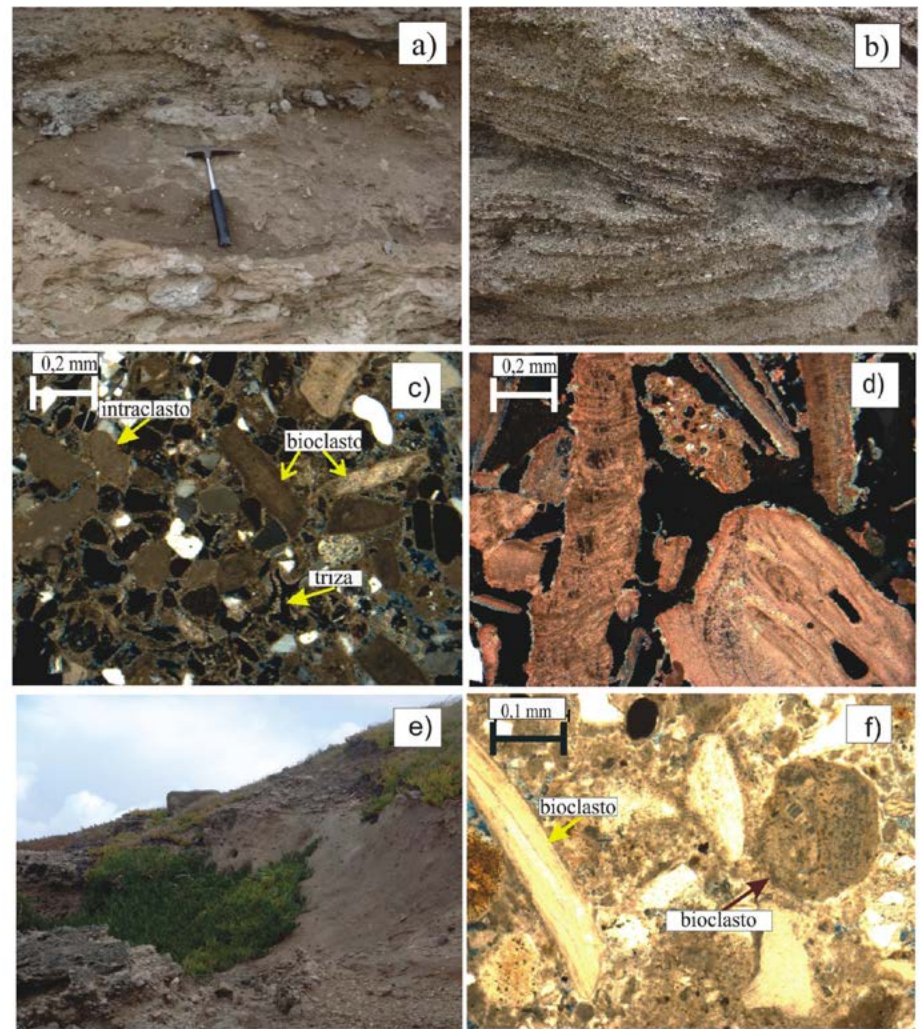


Figura 4 : a) techo de unidad C cortado por pequeño canal (piqueta), por encima conglomerado basal de unidad D; b) Unidad D, estratificación entrecruzada en *grainstones* y *packstones*; c) Unidad D, *rudstone* integrada principalmente por bioclastos carbonáticos y algunos intraclastos; d) Unidad D, *packstone* integrada por intraclastos y bioclastos cementados por fango carbonático; e) Unidad E, aspecto general del paraconglomerado; f) Unidad E, tope de la unidad donde aumenta el porcentaje de carbonato.

bandas de espesor constante alrededor de los granos terrígenos.

El predominio de micrita con arcillas y la textura fango-sostén, la bioturbación, la presencia de *pellets* y de bioclastos (fragmentos de organismos bentónicos), indican un ambiente de baja energía característico de llanura submareal o intermareal baja (Prat *et al.* 1992). Las planicies mareales son áreas casi planas, alternativamente cubiertas o expuestas por las mareas y que se forman por acumulación de material fino transportado y depositado en ausencia de apreciable energía de oleaje, en ambiente de baja energía. Esta interpretación está avalada también por la presencia de depósitos de canales mareales con estratificación entrecruzada

comúnmente bipolar, que constituyen la unidad D, inmediatamente yacente.

En el tope de la unidad se observan lentes con estructura de corte y relleno de alrededor de 2 m de longitud visible en el perfil, correspondientes a otros canales de escasa envergadura (Fig. 4a, sector medio).

Unidad D

Esta unidad, de 3 m de potencia, está integrada por dos sucesiones granodecrescentes: la basal de 1,70 m de potencia y color naranja muy pálido (10YR 8/2), y la superior de 1,30 m de espesor y color rosado naranja grisáceo (5YR 7/2). Ambas presentan base erosiva, cóncava, sobre la que se observa un depósito residual de 10 a 15 cm de poten-

cia, integrado por clastos tamaño grava fina a gruesa (litofacies Gh, Cuadro 2) (Fig. 4a). Son ricas en material bioclástico, particularmente restos enteros y fragmentados de *Tegula patagonica*. En niveles correlacionables, por sus características texturales y composicionales, estos gastrópodos fueron datados por U/Th arrojando una edad de 93,5 ± 3,5 ka (Isla *et al.*, 2000).

En la sucesión inferior puede observarse esporádicamente y en la base, un depósito residual de canal formado por conglomerados constituidos por clastos de calcretes, calizas, areniscas, volcanitas y bioclastos, con matriz de arena gruesa a mediana formada predominantemente por 35% de terrígenos (feldespatos: 40%, fragmentos líticos: 35%, vitroclastos: 15%, cuarzo: 10%), y 10% de bioclastos, aglutinados por 55% de micrita, parcialmente recristalizada a microesparita y con cemento isopáquico común. Pasan a *rudstones* con estratificación entrecruzada (litofacies Gt, Cuadro 2), compuestos por 60% de partículas (bioclastos: 40%, intraclastos: 40%, terrígenos: 20%), con 25% de cemento predominantemente esparítico y 15% de poros heterogéneamente distribuidos y con escasas interconexiones. Parte de la porosidad es secundaria por disolución.

Gradan a *grainstones* y *packstones* con estratificación entrecruzada (Fig. 4b), dispuesta en sets lenticulares, con contactos erosivos con respecto al set inferior (litofacies St, Cuadro 2) y es común la estratificación cruzada bipolar. La composición es similar a la de la litofacies Gt, los tamaños de las partículas corresponden a arena mediana gruesa (Fig. 4c) y es común el tamaño sábulo en la base de los sets.

La sucesión superior tiene similares características, con amplio predominio de *rudstones* con estratificación entrecruzada comúnmente bipolar (facies Gt, Cuadro 2), compuestos por 60% de partículas (bioclastos: 65%, intraclastos: 25%, terrígenos: 10%), con escaso cemento esparítico (5%) y elevada porosidad (35%), primaria y secundaria por disolución (Fig. 4d).

La litofacies Gt está compuesta por cuerpos con forma de artesas que se cortan unos a otros y representan rellenos de canal que gradan a litofacies St que se forman por migración de dunas 3D. La base de los canales puede reconocerse por la superficie cóncava, erosiva, que indica flujos confinados.

Las características antes analizadas revelan que ambos corresponden a relleno de canales mareales.

Unidad E

Esta unidad, de 2 m de espesor, está compuesta por un banco que se acuña lateralmente, masivo, con clastos de hasta 20 cm que flotan en matriz pelítica, su base es neta, no erosiva y está calcretizada (Fig. 4e).

En los 20 cm basales se incrementa notablemente el porcentaje de carbonato, generándose un banco masivo, consolidado, de color gris amarillento (5Y 8/1), que sobresale en el perfil. Composicionalmente predomina la micrita (65%), escasamente recristalizada a microesparita, donde flotan clastos terrígenos mal seleccionados (35%), cuyo tamaño de grano varía entre grava gruesa y arena fina (feldespatos: 60%, fragmentos líticos: 25%, cuarzo: 10% y vitroclastos 5%). La mayor parte de la unidad corresponde a un paraconglomerado polimíctico (litofacies Gm, Cuadro 2), friable, de color naranja grisáceo (10YR 7/4). En su composición domina el material arcilloso heterogéneamente asociado a micrita (65%), con clastos de grava, predominantemente gruesa, dispuestos caóticamente (35%; terrígenos: 60%, bioclastos: 20% y fragmentos carbonáticos: 20 %).

En el techo, de color rosado naranja grisáceo (5YR 7/2), vuelve a aumentar el porcentaje de carbonato que está íntimamente asociado al material arcilloso (70%), en los que flotan clastos detríticos y vitroclastos (30%), (Fig. 4f). Del tope se tomó una muestra que fue datada por luminiscencia ópticamente estimulada y arrojó una edad de 30,310 ± 2,5 ka (Cuadro 1).

La diversa composición sedimentaria de este banco, indica que proviene de materiales removilizados de los bancos infrayacentes y por sus características se infiere que se trata de un depósito dejado por flujos densos.

DISCUSIÓN

Inferencias paleoambientales y eventos pedogénicos

El elevado porcentaje de carbonato de las sedimentitas de la unidad A (Fig. 2), que oblitera la fábrica depositacional, impide interpretar los procesos de acumulación y por tanto inferencias paleoambientales.

Suprayacen facies continentales pleistocenas, que constituyen la unidad B (Fig. 2). Tienen geometría mantiforme, carecen de estructuras sedimentarias primarias y están constituidas por limo y arcilla acompañados por arena fina, por lo que se atribuyen

m	Horizonte edáfico	g/f 2µm	Micro-estructura	fábrica-b	Agregados			Mineralogía					Carbonato		
					revesti- mientos	fábrica-b moteada	fábrica-b indiferen- ciada	Q	F	FL	V	P	%	rellenos	reempla- zos
6	Bt1	70/30	ChP	mpg	*****	*****	**	5	34	54	6	1	—	—	—
					***	*****	***	4	34	53	+8	1	—	—	—
7	Bt2	85/15	Ch/En	pgm	*****	**	—	4	36	50	9	1	—	—	—
					*****	*****	**	5	35	51	8	1	—	—	—
7	C/AE	20/80	αC	cu	—	—	—	4	32	54	9	1	80	*****	*****
					***	***	**	5	34	53	7	1	—	—	—
1	2Bt	65/35	P/En	i/m	*****	***	**	6	32	51	10	1	—	—	—
					*****	*****	**	5	30	53	10	2	—	—	—
8	2C	89/11	En	eggm	*****	*****	**	7	35	50	7	1	89	*****	*****
					*****	*****	**	4	33	53	9	1	70	*****	*****

Microestructura	Fábrica-b	—	No detectado
α Fabrica alfa	c Cristalítica	*	raro (< 0,5%)
C Canales	g Granoestriada	**	Muy escasos (0,5 - 3%)
Ch Chitónica	p Porostriated	***	Escasos (3 - 5%)
En Enáulica	m Moteada	****	Comunes (> 5%)
P Porfírica	i Indiferenciada		

Figura 5 : Características micromorfológicas

a depósitos loésicos. Fueron afectados por procesos pedogénicos y de calcretización. Por su mineralogía resulta correlacionable con la Formación Buenos Aires que aflora en el sector norte de la provincia de Buenos Aires (Tofalo *et al.* 2011).

De acuerdo con el perfil de campo y las características micromorfológicas resumidas en la figura 5, es posible determinar la evolución pedosedimentaria de la sucesión continental que integra la unidad B, por dos etapas (Fig. 6).

El primer estadio comienza con un período de sedimentación eólica y probable retrabajo por agua de los sedimentos, que constituyen el material parental. Le sigue un período de estabilidad y escaso aporte sedimentario, propicio para el desarrollo de suelos. Se generan agregados por bioturbación y eluviación de arcillas desde los horizontes superficiales (AE) hacia los subsuperficiales (Bt), lo que dio origen a revestimientos de macroporos. Presiones, probablemente debidas a procesos de contracción-expansión, generaron fábricas-b moteada y granoestriada. Bajo la influencia de clima semiárido estacional, movimientos laterales y ascenso capilar desde la capa freática generaron un calcrete de aguas subterráneas en la base del horizonte Bt, afectando al horizonte C cuyas características edáficas fueron obliteradas.

Una etapa erosiva, seguida por un incremento en la sedimentación dio origen al inicio de la segunda etapa pedosedimentaria, con amplio predominio de depositación eólica y retrabajo por agua de los sedimentos (estadio 2 a). Al mermar la velocidad de acumulación, durante un nuevo período de estabilidad, se activaron los procesos pedogénicos, transformando el horizonte AE en un horizonte C/AE, y con el desarrollo de un horizonte eluvial AE sobre un Bt iluvial (estadio 2b); dominan la argiluviación y la bioturbación, la primera origina importantes revestimientos compuestos de poros y la segunda determina la formación de agregados. Procesos de contracción-expansión generaron fábricas-b moteada, granoestriada y estriada paralela muy destacadas. Fluctuaciones de la capa freática bajo un clima semiárido estacional, cementaron el horizonte C y el AE del paleosuelo infrayacente generando un segundo calcrete de aguas subterráneas. El horizonte subsuperficial AE, fue eliminado por erosión, antes de la depositación de la unidad C (Fig. 2).

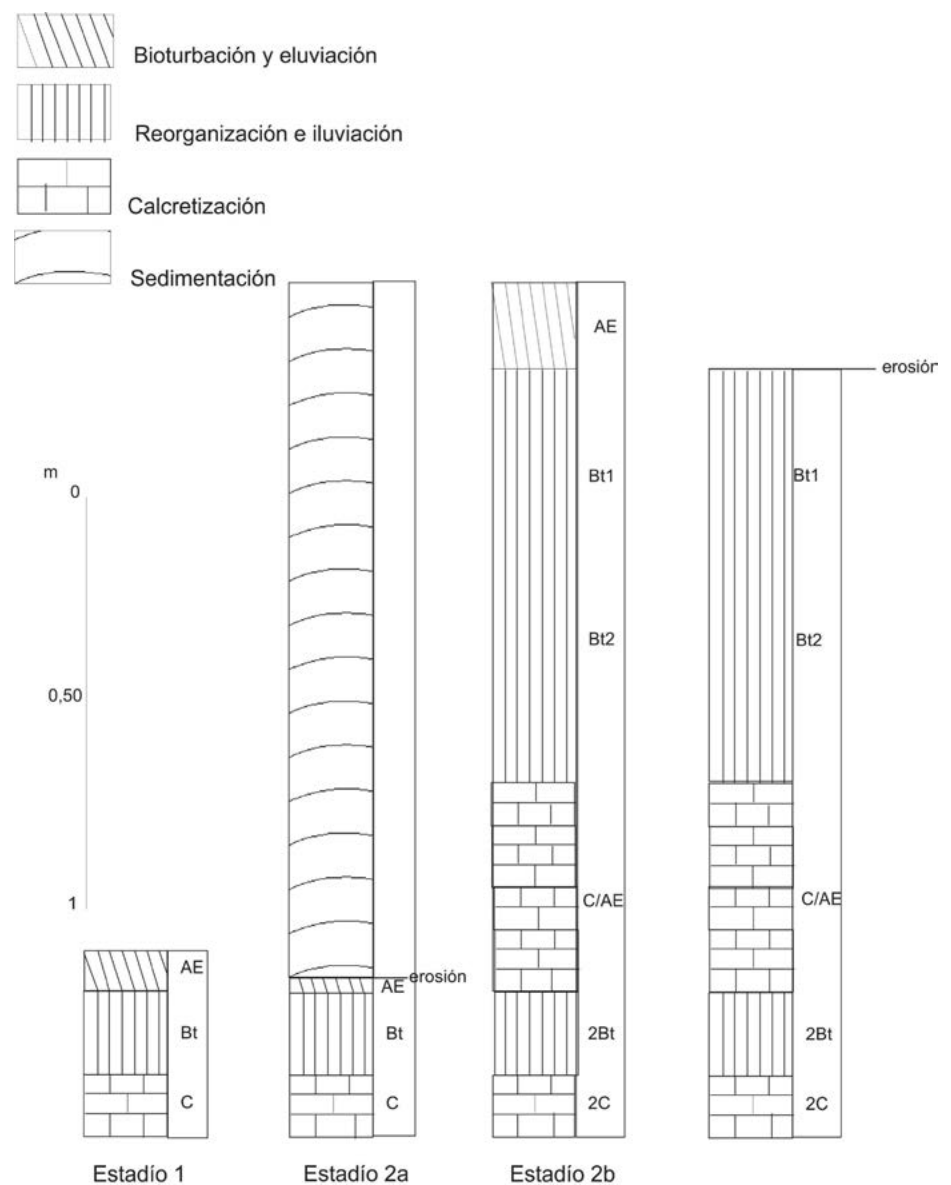


Figura 6 : Reconstrucción de la secuencia de estadios pedosedimentarios. Estadio 1: estabilidad del paisaje y escasa sedimentación, con desarrollo de horizontes Bt, AE y calcretización. Estadio 2a: erosión y luego incremento de la sedimentación, Estadio 2a: merma en la sedimentación, relativa estabilidad, transformación de AE en C/AE y desarrollo de nuevos horizontes Bt (Bt1 y Bt2) y AE. Posteriormente una ingesión marina eroda el horizonte AE y posiblemente parte del Bt.

Una transgresión dio origen a depósitos en planicies submareales carbonáticas correspondientes a la unidad C, las que comúnmente están formadas por fango peloidal con fragmentos esqueléticos dispersos y se encuentran extensivamente bioturbadas (Rankey y Berkeley 2012). Algunas planicies mareales tienen composición mixta, carbonática y siliciclástica, lo que indica proximidad a sistemas eólicos o fluviales (Lasemi *et al.* 2012).

Canales mareales de diversa jerarquía corta-

ban la planicie submareal, (unidad D; Fig. 2). Comparado con otros tipos de flujos canalizados, en los canales mareales suele invertirse periódicamente la dirección del flujo, lo que puede generar estructuras sedimentarias bidireccionales (Wang 2012). Contrastando con la planicie submareal, los depósitos de canales submareales incluyen depósitos residuales, con fragmentos líticos de rocas más antiguas y bioclastos (Rankey y Berkeley, 2012).

El conjunto culmina con la depositación

de paraconglomerados generados por flujos densos. Depósitos de este tipo han sido descritos en otras localidades como Chapadmalal (Zárate y Orgeira 2010).

Implicancias paleoclimáticas

En el perfil se registran cuatro pulsos probablemente relacionados con períodos cálidos, dos vinculados con el ascenso del mar y otros dos con episodios de pedogénesis asociados a planicies loésicas. Los vinculados a intrusiones marinas se asocian con períodos cálidos, en tanto la localidad se encuentra actualmente en el área litoral emergida y debido a que el área corresponde a un margen pasivo en el que, hasta el presente, no se han encontrado evidencias de neotectónica. De estas sucesiones la más antigua corresponde a la cementación de la unidad A (Fig. 3b), ocurrida en un ambiente diagenético freático marino con circulación activa de agua, y el segundo a las unidades C (llanura submareal o intermareal baja, Fig. 3h) y D (canales mareales, Fig. 4c y d).

Los paleosuelos reconocidos se desarrollaron sobre sedimentos loésicos de la unidad B (Fig. 2). La presencia de revestimientos en los niveles edáficos (Fig. 3f), indica que se trata de horizontes Bt, por lo que el régimen de lluvias imperante durante el desarrollo de los mismos debe haber sido estacional. Por su parte, los niveles de calcretes sugieren clima de tipo semiárido y confirman la estacionalidad. El conjunto de paleosuelos y calcretes indican que se desarrollaron durante períodos de estabilidad geomorfológica y climas semiáridos estacionales.

Si se considera que las dataciones por OSL aquí obtenidas ($74,6 \pm 6,7$ ka, y $30,3 \pm 2,5$ ka, Cuadro 1) son edades mínimas y que Isla *et al.* (2000) asignan, a sedimentos correlacionables con la unidad D de este trabajo, una edad ~ 120 ka, estos 4 pulsos corresponderían a 4 de los 5 subestadios en que es dividido el MIS 5. La datación de este período cálido depende principalmente de la naturaleza del registro con que se cuente. Las dataciones más precisas son aquellas obtenidas por la serie de U en arrecifes coralinos de aguas someras. Sin embargo, es imprescindible que el sistema quede química y físicamente cerrado, es decir sin pérdida o ganancia de U, ni adición de isótopo hijo (Zazo *et al.* 2002). Efectos

frecuentes ocurren en carbonatos biogénicos, incluidos valvas aragoníticas de moluscos, las que pueden contener cantidades variables de U incorporado por diagénesis lo cual no provee suficiente precisión en la determinación de la edad absoluta (Zazo *et al.* 2002).

Si bien esta propuesta debe ser fortalecida por nuevos registros en la región pampeana para sustentar el esquema isotópico global, se destaca que esta contribución es la primera que asigna, sobre la base de una estratigrafía de detalle, estos depósitos a varios subestadios del MIS 5.

La más antigua de las edades OSL obtenidas en este trabajo, es relativamente más joven que la edad de $93,5 \pm 3,5$ ka por U/Th aportada por Isla *et al.* (2000) en sedimentos marinos correlacionables a los que se encuentran en la zona media del perfil aquí analizado. A su vez, ambas edades son más jóvenes que las esperables para registros de la transgresión marina asignable al MIS 5. Estas discrepancias pueden atribuirse a diferentes causas que se explican a continuación.

Si bien las edades por luminiscencia son adecuadas para determinación de registros geológicos correspondientes al Pleistoceno tardío, también tienen sus limitaciones tal como lo señalan Forman *et al.*, (2000) y Degering y Krbetschek, (2007). Los sedimentos depositados en períodos cálidos muestran una serie de peculiaridades que deben ser consideradas para arribar a resultados confiables; en particular los efectos de desequilibrio radioactivo y borrado ó blanqueo parcial deben ser cuidadosamente analizados (Degering y Krbetschek, 2007). Tal como fue mencionado precedentemente, Orgeira *et al.* (2016) proponen una relación entre las variaciones del campo magnético terrestre durante reversiones de su polaridad y cambios en el clima. La ponderación de esta hipótesis presenta varias dificultades en este caso de estudio. Por una parte, el análisis detallado de la estratigrafía muestra discontinuidades temporales en el registro, así como una superposición tanto de procesos pedogenéticos como diagénéticos, en un lapso reducido en una secuencia estratigráfica condensada. Esta sucesión de procesos podría generar alteraciones en la mineralogía magnética detrítica (titano-magnetitas y/o magnetitas, silicatos paramagnéticos, etc) la que se transforma en

nuevos minerales magnéticos (maghemitización, neoformación de magnetita diagenética, entre otros posibles, Evans y Heller 2003) y la consecuente superposición de magnetizaciones secundarias.

Por otro lado, en el nivel datado con una edad de aproximadamente 75ka, se encontraron direcciones del campo magnético terrestre con inclinaciones positivas muy diferentes al presente, que podrían corresponder al Evento Blake registrado en diferentes litologías con edades de alrededor de 120 ka en otros lugares del planeta (Vizán *et al.* 2015). Las variaciones en la dirección del magnetismo remanente característico comienzan a registrarse en el sector inferior de la secuencia (Vizán *et al.* 2015) (unidad B) y a lo largo de parte de los depósitos marinos (unidad C). Al presente, no ha sido posible establecer fehacientemente la naturaleza primaria o secundaria de las magnetizaciones aisladas. Se están llevando a cabo estudios detallados de propiedades magnéticas de tal forma de establecer la génesis de tales magnetizaciones. Las posibles magnetizaciones secundarias sospechadas estarían vinculadas a los procesos exógenos descritos precedentemente. Por lo anteriormente expuesto, hasta el momento no es posible establecer en este caso de estudio una vinculación causal directa entre la reversión de campo magnético terrestre y un cambio climático significativo, hasta tanto no finalicen los estudios magnéticos en curso, los que serán presentados en una futura contribución geofísica.

En resumen, sobre la base de los estudios paleomagnéticos y de magnetismo de rocas hasta hoy disponibles, no es posible determinar en registros asignables al MIS 5, la validez de la hipótesis de Orgeira *et al.* (2016). Sin embargo, se destaca que mecanismos que vinculan reversiones de polaridad y cambios climáticos han sido recientemente demostrados para otros lapsos (MIS 19 y MIS 31) (Kitaba *et al.* 2017)

CONCLUSIONES

-El elevado porcentaje de carbonato de las sedimentitas de la unidad A y su escaso espesor, impide realizar interpretaciones relacionadas con el paleoambiente deposicional. Esta unidad fue cementada en ambiente diagenético freático marino con circulación activa de agua.

-Suprayacen depósitos loésicos que constituyen la unidad B, en la cual se determinaron dos etapas pedosedimentarias, que dieron origen a sendos paleosuelos. En la sucesión se intercalan calcretes freáticos. El conjunto de paleosuelos y calcretes sugieren que su sedimentación se desarrolló durante períodos de estabilidad tectónica y climas semiáridos estacionales. Los dos paleosuelos representan períodos de mejoramiento climático con respecto al depósito del material parental a partir del cual se generaron. -La unidad C está constituida por depósitos de planicies submareales mixtas, cortados por canales mareales de diversa jerarquía, que constituyen la unidad D.

-El conjunto es cubierto por un flujo denso que constituye la unidad E.

- Por lo tanto, en el perfil analizado se identifican cuatro depósitos vinculados con períodos cálidos o de mejoramiento climático, dos asociados con el ascenso del mar y otros dos con paleosuelos. De los relacionados con ingresiones marinas el más antiguo corresponde a la cementación de la unidad A y el segundo a las unidades C y D, mientras que los paleosuelos se desarrollan sobre sedimentos loésicos, ambos en la unidad B.

-Si se considera que las dataciones por OSL obtenidas ($74,6 \pm 6,7$ ka, y $30,3 \pm 2,5$ ka) son edades mínimas y que Isla *et al.* (2000) asignan, a depósitos correlacionables con la unidad D de este trabajo, una edad ~ 120 ka, estos 4 períodos cálidos corresponderían a 4 de los 5 subestadios en que es dividido el MIS 5.

-Hasta el momento, en este caso de estudio, no es posible probar la hipótesis de trabajo, la que establece una vinculación causal directa entre una reversión de campo magnético terrestre y un cambio climático significativo.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su gratitud a la Universidad de Buenos Aires, que posibilitó la realización del trabajo, el cual se llevó a cabo en el marco de los Proyectos UBACyT 020130100146BA y W/585. Asimismo, agradecen a los Dres. Elisa Belinson y Gustavo Martínez por sus valiosas sugerencias, las que sin duda contribuyeron a mejorar la versión original.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles en la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 6: 1-1028, Córdoba.
- Berger, A., Loutre, M.F., Kaspar, F. y Lorenz, S.J. 2007. Isolation during interglacial Developments in *Quaternary Sciences* 7: 13-29.
- Claussen, M. 2007. Introduction to climate forcing and climate feedbacks. *Developments in Quaternary Sciences* 7: 3-11.
- Chanell, J.E.T., Hodell D.A. y Curtis J.H. 2012. ODP Site 1063 (Bermuda Rise) revisited: oxygen isotopes, excursions and paleointensity in the Brunhes. *Chron geochemical geophysical geosystems* 13: 27.
- Degering, D. y Krbetschek, M.R. 2007. Dating of interglacial sediments by luminescence methods. *Developments in Quaternary Sciences* 7: 157-171.
- Dorman, L.I. 2004. *Cosmic Rays in the Earth's Atmosphere and Underground* 12, 855 p., Springer, New York.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. En: Han, W.E. (Ed.), *Classification of carbonate rocks*. American Association Petroleum Geologists, *Memoir* 1: 108-121, Tulsa.
- Dutton, A. y Lambeck, K. 2012. Ice volume and sea level during the last interglacial. *Science* 337: 216-219.
- Etchichury, M.C. Nabel, P., Tofalo, O. R. y Vargas, D. 1998. Semejanzas y diferencias sedimentológicas y magnetoestratigráficas del Belgranense y la Formación Pascua. *5 Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerense*: 95-104.
- Evans, M. y Heller, F. 2003. *Environmental magnetism: principles and applications of environmental magnetism*. Academic press 86, 299 p., Oxford.
- Forman S.L., Pierson, J. y Lepper, K. 2000. Luminescence Geochronology. En: Noller, J., Sowers, J., y Lettis, W. (eds.) *Quaternary Geochronology, Methods and applications*: 157-176, Washington.
- Frenguelli, J. 1928. Observaciones geológicas en la región costera sur de la Provincia de Buenos Aires. *Universidad Nacional del Litoral. Facultad de Ciencias de la Educación, Anales* 2, 145 p., Santa Fe.
- Galbraith, R.F. y Roberts, R.G. 2012. Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: an overview and some recommendations. *Quaternary Geochronology* 11: 1-27.
- Govin, A., Capron, E., Tzedakis, P.C., Verheyden, S., Ghaleb, B., Hillaire-Marcel, C. y Blunier, T. 2015. Sequence of events from the onset to the demise of the Last Interglacial: Evaluating strengths and limitations of chronologies used in climatic archives. *Quaternary Science Reviews* 129: 1-36.
- Guyodo, Y. y Valet, J.P. 1999. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature* 399: 249-252.
- Isla, F.I., Rutter, N., Schnack, E.J. y Zárate, M. A. 2000. La transgresión belgranense en Buenos Aires. Una revisión a cien años de su definición. *Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales, Publicación Especial* 4: 3-14.
- Kitaba I., Hyodo M., Katoh S., Dettman D.L. y Sato H. 2013. Midlatitude cooling caused by geomagnetic field minimum during polarity reversal. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 110: 1215-1220.
- Kitaba, I., Hyodo, M., Nakagawa, T., Katoh, S., Dettman, D. L. y Sato, H. 2017. Geological support for the Umbrella Effect as a link between geomagnetic field and climate. *Scientific reports* 7. Doi:10.1038/srep40682
- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H. y Lasemi, Z. 2012. Ancient carbonate tidalites. En: Davis, R.Jr. y Dalrymple, R. (eds), *Principles of tidal sedimentology*. Springer, 567-608, New York.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, 582 p., Berlin.
- Milankovitch, M. 1920. *Théorie Mathématique de phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*, Gauthiers-Volars, 340 p., Paris.
- Murray, A.S. y Wintle, A.G. 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation measurements* 37: 377-381.
- Ney, E.P. 1959. Cosmic radiation and the weather, *Nature* 183: 451-452.
- Orgeira, M.J., Sinito, A.M. y Compagnucci, R.H. 2016. The Influence of the Geomagnetic Field in Climate Changes. En: Gasparini, G.M., Rabassa, J., Deschamps, C. y Tonni, E.P. (eds.), *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America*, 60 KA BP-30 KA BP 49-80, 49-80, Springer.
- Pachauri, R. K., Meyer, L., Plattner, G. K. y Stocker, T. 2015. IPCC, 2014: *Climate Change 2014: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC.
- Pratt, B.K., James, N.P. y Cowan, C.A. 1992. Peritidal carbonates. En Walker, R.G. and James, N.P. (eds) *Facies models. Response to sea level*

- change. Geological Association of Canada, 454 p., St. John's.
- Prescott, J.R. y Hutton, J.T. 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation measurements* 23: 497-500.
- Rankey, E. y Berkeley, A. 2012. Holocene carbonate tidal flats. En: Davis Jr, R. y Dalrymple, R. (eds), *Principles of tidal sedimentology*. Springer, 507-536, New York.
- Schnack, E., Isla, F., De Francesco, F. y Fucks, E. 2005. Estratigrafía del Cuaternario marino tardío en la provincia de Buenos Aires. En: Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. y Llambías, E. (eds), *Geología y recursos minerales de la provincia de Buenos Aires*. 26 Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 159-181, La Plata.
- Shackleton, N.J., Sánchez-Goni, M.F., Pailler, D., y Lancelot, Y. 2003. Marine isotope substage 5e and the Eemian interglacial. *Global and Planetary change* 36: 151-155.
- Siddall, M., Chappell, J. y Potter, E.K. 2007. Eustatic sea level during past interglacials. *Developments in Quaternary Sciences* 7: 75-92.
- Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia Y., Bex V. y Midgley P.M. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 1535 p., New York.
- Stoops, G. 2003. *Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections*. Soil Science Society of America Madison, 184 p., Wisconsin.
- Tandon, S. y Narayan, D. 1981. Calcrete conglomerate, case - hardened conglomerate and cornstone, Siwalik Group, Punjab, India. *Sedimentology* 28: 353-367.
- Teruggi, M.E. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 322-332.
- Tofalo, O.R. 2015. Morfología de calcretes pedogénicos variedad fragmentosa: casos de estudio en Argentina y Uruguay. VI Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 49-50.
- Tofalo, O.R., Orgeira, M.J., Compagnucci, R., Alonso, M.S. y Ramos A. 2011. Characterization of a loess-paleosols section including a new record of the Last Interglacial in Pampean Plain, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 31: 81-92.
- Valet, J. P., Meynadier, L. y Guyodo, Y. 2005. Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years. *Nature* 435: 802-805.
- Vieira, L.E.A. y da Silva, L.A. 2006. Geomagnetic modulation of cloud effect in the southern Hemisphere magnetic anomaly through lower atmosphere cosmic ray effects. *Geophysical Research Letters* 33 L 14802. doi:10.1029/2006GL026389.
- Vizán, H., Tofalo, O.R., Orgeira, M.J. y Panarello, H. 2015. El perfil faro Claromecó: dataciones y estudio paleomagnético en una sucesión pleistocena. VI Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 127-128, Usuahia
- Walker, M. 2005. *Quaternary Dating Methods*. J. Wiley & Son, 286 p., Chichester.
- Wang, P. 2012. Principles of sediment transport applicable in tidal environments. En: Davis Jr, R. y Dalrymple, R. (eds), *Principles of tidal sedimentology*. Springer, 19-34, New York.
- Weiler, N. E., González, M. y Guida, N. 1987. Niveles marinos del Pleistoceno tardío en Cañada de Arregui, Partido de Magdalena, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 92-98.
- Wintle, A.G. y Murray, A.S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41: 369-391.
- Wright, V. 1990. A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. En: Douglas, L. (ed.), *Soil micromorphology: A Basic and Applied Science*. Development in Soil Science 19: 401-407, Amsterdam.
- Wright, V.P. 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology* 76: 177-185.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E. 1991. Calcretes: An introduction. En: Wright, V.P. and Tucker, M.E. (Eds.), *Calcretes*. International Association of Sedimentologists, Reprint Series, 1-22. Oxford.
- Zárate, M. 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En: Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. y Llambías, E. (eds), *Geología y recursos minerales de la provincia de Buenos Aires*. 26 Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 139-158, La Plata.
- Zárate, M. y Orgeira, M.J. 2010. Sedimentación y edades magnéticas del Cenozoico tardío continental de Argentina. Escenarios de cambio ambiental: registros del Cuaternario en América Latina. Ed. Fondo de Cultura Económico por iniciativa de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y Unión Mexicana de Estudios del Cuaternario (UMEC): 271-294.
- Zazo, C., Goy, J. L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P. Y., Soler, V., González, J. Á. y Ghaleb, B. 2002. Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited—a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews* 21: 2019-2046.

Recibido: 26 de octubre, 2016

Aceptado: 14 de junio, 2017