



# Magnetismo ambiental y sedimentología en una sucesión del Pleistoceno Temprano - Antropoceno, en la costa sur del Río de la Plata: implicancias estratigráficas y paleoambientales.

**Mauro GÓMEZ SAMUS<sup>1</sup>, Mariana OLIVO<sup>2</sup>, Yamile RICO<sup>3,4</sup>, Francisco CELLONE<sup>4,5</sup> y Juan Carlos BIDEGAIN<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales, Universidad Nacional de Tierra del Fuego (ICPA – UNTDF), Ushuaia, Tierra del Fuego. <sup>2</sup> Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires, Universidad de Buenos Aires – CONICET, Ciudad Autónoma de Buenos Aires. <sup>3</sup> LEMIT-CIC, Laboratorio de Paleomagnetismo, La Plata, Buenos Aires.

<sup>4</sup> FCNyM-UNLP, Cátedra Geología del Cuaternario, La Plata, Buenos Aires.

<sup>5</sup> Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), La Plata, Buenos Aires.

E-mail: mlgomezsamus@untdf.edu.ar; olivomariana@gmail.com

**Editores invitados:** Adriana Mehl, Francisco Córdoba y Andrés Bilmes

Recibido: 7 junio, 2019  
Aceptado: 17 octubre, 2019

## RESUMEN

Se estudió una sucesión sedimentaria expuesta en la localidad de Punta Piedras (provincia de Buenos Aires), con la finalidad de dar respuesta a interrogantes de índole estratigráfico y paleoambiental. Se emplearon técnicas del magnetismo ambiental y análisis sedimentológicos, geoquímicos y paleomagnéticos. Se reconocieron cuatro intervalos estratigráficos, cuyas señales magnéticas son contrastantes y están en relación con sus características litológicas y sedimentológicas. El intervalo basal presenta la señal magnética más elevada ( $\chi = 135 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ), dominada por titanomagnetitas, tiene características loessicas y se asigna a la Formación Ensenada. En este intervalo se registra una inversión magnética coincidente con un paleosuelo. La inversión se asigna al límite Brunhes-Matuyama (0.78 Ma) y el paleosuelo a un nivel guía regional para el límite Pleistoceno Temprano - Pleistoceno Medio. Los intervalos siguientes corresponden al Cron Brunhes (< 0.78 Ma) y se vinculan a la evolución de la llanura costera del estuario del Río de la Plata desde los 3 ka hasta la actualidad. Se asignan al Miembro Canal 15 de la Formación Canal de las Escobas y a los miembros arcilloso y arenoso de la Formación Río Santiago. Se diferencian de la unidad basal por sus características magnéticas y sedimentológicas. Presentan señal magnética más baja ( $\chi = 44 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ), con menos magnetita y mayor participación de minerales de alta coercitividad (goethita/hematita). Se destaca la participación de artefactos en la Formación Río Santiago, que permite asignarla al Antropoceno, constituyendo una unidad litoantropogénica natural. Esto resulta de interés para el desarrollo de estudios sobre el registro del Antropoceno en Argentina y de las modificaciones en la dinámica costera por actividad antrópica.

**Palabras clave:** Unidades Litoantropogénicas, límite Brunhes-Matuyama, dinámica costera, parámetros magnéticos.

## ABSTRACT

*Environmental magnetism and sedimentology in an Early Pleistocene -Anthropocene succession at the Southern Coast of Río de la Plata. Stratigraphic and paleoenvironmental implications.*

With the aim to solve stratigraphic and paleoenvironmental questions, a sedimentary succession in Punta Piedras (Argentina) was studied, using environmental magnetism techniques and sedimentological, geochemical and paleomagnetic analyses. Four stratigraphic intervals were recognized, with contrasting magnetic signals related to their lithological and sedimentological characteristics. The

basal interval shows the highest magnetic signal ( $\chi = 135 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) which is related to an increase of the ferrimagnetic minerals. It presents the characteristics of Pampean loess and was assigned to the Ensenada Formation. Moreover, reverse polarity directions determined in the paleosoil of this interval may be assigned to the Brunhes-Matuyama boundary (0.78 Ma), representing the regional guide-horizon for the Early Pleistocene - Middle Pleistocene boundary. The following intervals correspond to the Brunhes Chron (< 0.78 Ma) and are linked to the coastal plain evolution of the Río de la Plata estuary, from Late Holocene until today. The latter intervals were assigned to the Canal 15 Member (Canal de las Escobas Formation) and the clayish and sandy members of the Río Santiago Formation. They show a lower magnetic signal ( $\chi = 44 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) due to the minor content of titanomagnetite but an increase of high coercivity minerals. Besides, it should be pointed out the presence of several anthropogenic materials in the Río Santiago unit, which allows us to assign these levels to the Anthropocene, being a lithoanthropogenic unit. Finally, we consider this contribution of interest in order to encourage further studies affecting Holocene-Anthropocene deposits in Argentina, particularly considering the modifications carried out in the natural coastal dynamic, increased noteworthy by the human activity during the Anthropocene.

**Key words:** *Litoanthropogenic units, Brunhes-Matuyama boundary, coastal dynamics, magnetic parameters.*

## INTRODUCCIÓN

El magnetismo ambiental es una disciplina que ha contribuido de manera eficaz a la interpretación paleoambiental de sucesiones cuaternarias, tanto marinas como continentales, fundamentalmente cuando se combina con análisis sedimentológicos y estratigráficos (Thompson y Oldfield 1986, Evans y Heller 2003, Liu et al. 2012, entre muchos otros). El origen de los depósitos en estudio se vincula a una dinámica sedimentaria y geomorfológica ligada a las fluctuaciones del nivel del mar durante el Holoceno (Cavallotto 1995, Cavallotto y Violante 2005), pero también a la acción humana durante el siglo XX (Marcomini y López 2011, D'Amico et al. 2016, 2019); un ejemplo de esto corresponde a los cambios en la línea de costa desencadenados a partir de modificaciones en los humedales costeros de Punta Indio (Cellone et al. 2016).

El área de estudio se ubica en el extremo norte de la Bahía Samborombón (Fig. 1), la cual se caracteriza por el carácter erosivo de la costa y por presentar afloramientos de depósitos continentales, marinos marginales y estuáricos, éstos últimos con evidencia de actividad antrópica. El presente trabajo constituye el primer estudio de magnetismo ambiental realizado en depósitos de la costa sur del estuario del Río

de la Plata, cuyo objetivo es contribuir al conocimiento paleoambiental, estratigráfico y geocronológico de los depósitos costeros. Para ello, el trabajo se complementó con análisis sedimentológicos de detalle, granulométricos, magnetoestratigráficos y geoquímicos.

## MARCO GEOLÓGICO

El Río de la Plata constituye un estuario con una superficie de 30420 km<sup>2</sup>, que corresponde al tramo final de la cuenca hidrográfica del Plata, la segunda más grande de Sudamérica (3.17 millones de km<sup>2</sup>). Se caracteriza por un régimen de cuña salina (*salt-wedge*), baja estacionalidad en el caudal, baja amplitud de marea, conexión amplia y permanente con el mar y una elevada susceptibilidad al forzamiento atmosférico debido a su escasa profundidad y su ancho creciente aguas abajo (Acha et al. 2008). La amplitud de las mareas varía a lo largo del estuario, con valores mayores en costa argentina (amplitud 1 m) que en la uruguay (amplitud de 0.3 m), y puede ser fuertemente modificada por eventos meteorológicos (Sepúlveda et al. 2004). A menudo el estuario es barrido por tormentas debido a los fuertes vientos, como los del sudeste y noroeste (D'Onofrio et al. 2008). Los vientos del sudeste, acompañados por lluvias persistentes, empujan las aguas río arriba, incrementando la posibilidad de inundaciones en las áreas costeras. Este fenómeno es frecuente y se conoce localmente como sudestada (Servicio de Hidrografía Naval 1999).

El registro sedimentario y estratigráfico de la margen sur del Río de la Plata es el resultado de una interacción compleja entre distintos elementos morfogénicos, tales como la geometría del sustrato, la tectónica, las variaciones relativas del nivel del mar, las condiciones hidrometeorológicas y la dinámica costera (Cavallotto 1995, Cavallotto y Violante 2005).



**Figura 1.** Ubicación del área de estudio (perfil El Descanso)

La unidad estratigráfica donde se apoyan los depósitos vinculados al estuario del Río de la Plata corresponde a la denominada Formación Pampeano (Gonzalez Bonorino 1965), que se compone de depósitos de loess en gran parte redepositados por acción fluvial (Teruggi 1957) y constituyen una sucesión sedimento-pedológica, con presencia de paleosuelos conspicuos, así como niveles con escaso grado pedogénético (Zarate e Imbellone 1998, Blasi et al. 2001). Riggi et al. (1986) subdividieron a la Formación Pampeano en dos unidades: Formación Ensenada (sección basal y media) y Formación Buenos Aires (sección superior). En función de análisis paleomagnéticos, la Formación Ensenada fue asignada al intervalo Pleistoceno Temprano - Pleistoceno Medio (Bobbio et al. 1988, Bidegain 1991); en su sector superior se determinó el límite Brunhes-Matuyama (0.78 Ma), coincidente con un paleosuelo de extensión regional (Bidegain 1991, 1998, Nabel 1993). Formación Buenos Aires fue asignada con seguridad al cron Brunhes (< 0.78 Ma), de polaridad normal (Bobbio et al. 1988, Bidegain 1991, 1998). Por su parte, Bidegain y Rico (2004) señalaron la existencia de una clara discordancia erosiva entre la Formación Ensenada y Buenos Aires; además aclararon que la parte cuspidal de la Formación Ensenada es de polaridad normal (Brunhes), con edades OSL mayores a los 200 ka (Bidegain com. pers.). No hay diferencias notables entre la litología de las formaciones Ensenada y Buenos Aires, siendo el principal criterio para su identificación cuando no está presente el contacto entre ambas, el contenido fosilífero y la posición estratigráfica relativa (Zarate 2005). Por esta razón, la designación Formación Pampeano es preferida por algunos autores para estudiar la estratigrafía de la zona (Fucks et al. 2010). Sin embargo, distintos autores indicaron que el sustrato donde se apoya la sucesión estuárico-marina vinculada al Río de la Plata corresponde a la Formación Ensenada, esto en función de la posición altimétrica, que suele ser más baja que la correspondiente al contacto entre las formaciones Ensenada y Buenos Aires (Cavallotto 1995, Gómez Samus et al. 2017a).

La evolución del Río de la Plata abarca los últimos 2 Ma (Cavallotto y Violante 2005), no obstante, el registro estratigráfico en la costa sur corresponde al Pleistoceno Tardío - Holoceno (Schnacks et al. 2005). Para el área de estudio, la estratigrafía de los depósitos transgresivos-regresivos fue ordenada en distintos esquemas estratigráficos (Fidalgo et al. 1973a, 1973b, Tricart 1973, Cavallotto 1995, Violante et al. 2001, entre otros). Posteriormente, Fucks et al. (2010) efectuaron un reordenamiento, donde ampliaron la caracterización litológica y biogénica de las unidades, con sustento cronológico numérico, y siguiendo las recomendaciones del Código

Argentino de Estratigrafía (1992). En el presente trabajo se seguirá la nomenclatura presentada por Fucks et al. (2010), incorporando además, designaciones que involucran depósitos más modernos, en equilibrio con la dinámica reciente del estuario del Río de la Plata (Cavallotto 1995) (Cuadro 1).

Los depósitos marinos asignados al Pleistoceno Tardío corresponden a aquellos vinculados a la transgresión marina del piso isotópico 5e (ca. 120 ka), conocida tradicionalmente como Belgranense (Ameghino 1889), donde la elevación máxima del mar habría alcanzado los 8 m s.n.m. (Fucks et al. 2010). Estos depósitos se distribuyen en forma saltuaria a lo largo de gran parte del litoral bonaerense (Schnack et al. 2005) y en el área de estudio fueron re-designados como Formación Puente de Pascua (Fucks et al. 2010). Se componen por arenas finas, limos y arcillas, con niveles con abundante participación de valvas enteras y fragmentadas de moluscos, principalmente bivalvos, y con presencia de rodados retrabajados de calcretas continentales. En el ámbito de la Bahía Samborombón, estos depósitos presentan características litológicas asociadas a ambientes estuáricos y litorales (Fucks et al. 2010). Esta unidad se encuentra generalmente a cotas relativamente elevadas (mayores a 5 m s.n.m.), allí donde las ingresiones marinas posteriores no han llegado. Por encima suelen hallarse depósitos de material loessoide, asignable a la Formación Buenos Aires (Pleistoceno Tardío) y/o Formación La Postera (Pleistoceno Tardío - Holoceno) (Fidalgo et al. 1973a).

Con posterioridad al Último Máximo Glacial (18-20 ka), el nivel del mar comenzó un ascenso hasta alcanzar alturas entre 4 y 6 m sobre el nivel medio actual (Isla 1989, Cavallotto 1995, Prieto et al. 2017), cuyo máximo habría ocurrido en torno a los 6 ka, luego el mar comenzó a descender hasta su posición actual (Cavallotto 1995, Violante et al. 2001, Parker et al. 2008). En el área de la bahía Samborombón, los depósitos vinculados a este ciclo transgresivo - regresivo, fueron agrupados bajo la designación de Formación Canal de las Escobas, e incluye cuatro miembros (Fucks et al. 2010). El más antiguo corresponde al Miembro Destacamento Río Salado, conocido también como Formación Destacamento Río Salado (Fidalgo et al. 1973a) o Formación Atalaya (Cavallotto 1995). Se apoya mediante discordancia erosiva sobre la Formación Pampeano o la Formación Puente de Pascua. El contacto superior es transicional o discordante con cualquiera de los miembros más jóvenes de la Formación Canal de las Escobas, o con depósitos fluviales correspondientes a la Formación Luján (Fidalgo et al. 1973a, 1973b). El Miembro Destacamento Río Salado es esencialmente arcillo arenoso, de color negro a negro grisáceo, con estratificación lenticular

a ondulosa, a menudo con bioturbación. Constituye el cortejo transgresivo (Cavallotto 1995), alcanzando el estadio de mar alto (Richiano et al. 2012). Fue asociado a un ambiente intermareal de llanura costera, de baja energía, con sub-ambientes restringidos de lagunas costeras, barras y también estuáricos (Fucks et al. 2010). Las edades radiocarbónicas indican una edad entre los 7 y 5.9 ka (Cortezzi 1977, Fidalgo et al. 1981, Cavallotto 1995, Figini et al. 2003, Fucks et al. 2010).

La unidad siguiente corresponde al Miembro Canal 18, que se apoya en discordancia sobre el Miembro Destacamento Río Salado y se encuentra en una posición interior, es decir hacia el continente, respecto al Miembro Cerro de la Gloria (Fucks et al. 2010). Se compone de sedimentos areno-limosos con intercalaciones de arcillas, color gris castaño, masivo o con estratificación fina. En ocasiones presenta acumulaciones de conchillas con poco transporte. El ambiente sedimentario se asocia a llanuras de marea en ambientes abiertos, restringida por la formación de una barrera con cordones de tormenta correspondientes al Miembro Cerro de la Gloria. Las edades radiocarbónicas indican una edad entre los 6.5 y 5.5 ka (Fidalgo et al. 1981, Fucks et al. 2007, 2010).

El Miembro Cerro de la Gloria aflora al este del Miembro Canal 18, y ocupa una posición más interior que el Miembro Canal 15 (Fucks et al. 2010). Corresponde a cordones litorales conformados por acumulaciones de valvas de moluscos enteras y fragmentadas, con participación de rodados de calcretas de la Formación Pampeano y arenas (Fucks et al. 2010, Richiano et al. 2012). Se asocia a ambientes de playa de alta energía, con eventos de tormenta (sudestadas) (Bertola et al. 1994, Fucks et al. 2010), originados durante el descenso relativo del nivel del mar, registrados como respuesta a una regresión forzada (Richiano et al. 2012). Los fechados radiocarbónicos de esta unidad indican edades entre los 4.8 y 4.2 ka (Gómez et al. 1988), aunque no se descartan edades más antiguas, alcanzando los 8 ka (Richiano et al. 2012). De esta manera, la depositación de los miembros Canal 18 y Cerro de la Gloria habría sido parcialmente coetánea.

El Miembro Canal 15 se reconoce al este de los cordones conchiles del Miembro Cerro de la Gloria (Fucks et al. 2010). Presenta hasta dos metros de espesor. Se compone de sedimentos arcillosos, homogéneos. De colores grises, verdes y castaños grisáceos, con gran cantidad de materia orgánica parcialmente descompuesta y óxidos de hierro (Fucks et al. 2010). Representaría el proceso de caída del nivel del mar que traslada la sedimentación costera a su posición actual (Richiano et al. 2012), conformando ambientes de llanuras de marea que han gradado a marismas, en una costa en re-

troceso (Fucks et al. 2010). La edad de esta unidad fue estimada entre los 3.5 y 2.5 ka mediante relaciones estratigráficas (Cavallotto 1995).

Finalmente, cabe hacer mención a unidades más jóvenes, depositadas recientemente, que se vinculan a la dinámica del estuario del Río de la Plata. Estas fueron descritas por Cavallotto (1995); corresponden a la Formación Río Santiago, de posición subaérea, y a la Formación Playa Honda, de posición subárea. La llamada Formación Río Santiago presenta dos facies, una arenosa y otra arcillosa; la primera, corresponde a arenas con estratificación paralela, que constituyen el denominado "albardón costero", descrito en la costa de la localidad de Ensenada; se lo vincula a fenómenos de desbordes y crecidas que ocurren durante episodios de tormenta. La facies arcillosa es limo arcillosa, con presencia de arena, y suele presentar restos de vegetación y materiales artificiales en la mitad superior. El ambiente de depositación estaría vinculado a la evolución actual de la llanura costera, con floculación de arcillas por incremento de la salinidad en un ambiente de mezcla. Por su parte, los depósitos de la Formación Playa Honda, corresponden a sedimentos activos, que representan el relleno actual del Río de la Plata, e incluyen los sedimentos de playa.

## METODOLOGÍA

La sección estratigráfica analizada se ubica en el balneario El Descanso de la localidad de Punta Piedras, Argentina (Fig. 1). Las coordenadas son 35°21'19.7"S y 57°10' 26.8"O. En una primera instancia se relevó un perfil a escala 1:10 de la sección estratigráfica (Fig. 2), se describieron las facies sedimentarias y se delimitaron diferentes intervalos (IE) en función de las relaciones estratigráficas y de los atributos faciales de cada uno de ellos.

Siete muestras representativas de las unidades litológicas (EDT1 a EDT7, Fig. 2) de aproximadamente 1 kg, fueron destinadas a la determinación de parámetros magnéticos, elementos químicos y al análisis granulométrico. Previo a los análisis, las muestras fueron secadas al aire, cuarteadas y molidas.

El análisis textural se efectuó en primera instancia durante el trabajo de campo, en forma táctil y visual. Este mismo procedimiento fue realizado nuevamente en el laboratorio, utilizando además lupa binocular. Los porcentajes de arena, limo y arcilla fueron cuantificados mediante la técnica del hidrómetro (Bouyoucos 1936). En primer lugar, cada muestra fue desagregada en forma mecánica mediante rodillo de madera;

**Cuadro 1.** Cuadro estratigráfico para la costa sur del estuario del Río de la Plata, basado en Cavallotto 1995 y Fucks et al. 2010.

Unidad litoestratigráfica	Litología	Ambiente	Elevación máxima del nivel del mar	Epoca	Edad numérica	
Fm Río Santiago (Cavallotto 1995)	Facies arenosa	Arenas con estratificación paralela	1 m	Antropoceno	Actualidad	
	Facies arcillosa	Limo arcillosos, con restos de vegetación y materiales artificiales en la mitad superior				
Fm Canal de las Escobas (Fucks et al. 2010)	Mb Canal 15	Arcillas grises, verdes y castañas grisáceas, con abundante materia orgánica y óxidos de hierro	Llanuras de marea que gradan a marismas	3 a 4 m	Holoceno	3,5 - 2,4 Ka
	Mb Cerro de la Gloria	Acumulaciones de valvas de moluscos con estratificación cruzada de bajo ángulo	Playa de alta energía			5 - 4 Ka
	Mb Canal 18	Arenas limosas gris castañas, masivas o con estratificación fina.	Llanuras de marea			5,5 - 6,5 Ka
	Mb Destacamento Río Salado	Arcillas y arcillas arenosas estratificadas, de color oscuro.	Intermareal de llanura costera, con subambientes restringidos			6 - 7 Ka
Fm Puente de Pascua (Fucks et al. 2010)	Arenas finas, limos y arcillas. Niveles con valvas moluscos	Estuarico a litoral	6 a 8 m	Pleistoceno Tardío	ca. 130 Ka	

posteriormente, 40 g de material fueron tratados químicamente en un vaso de precipitados con agua destilada, utilizando peróxido de hidrógeno ( $H_2O_2$ ) para eliminar los aglutinantes orgánicos, y ácido clorhídrico (HCl) para eliminar cementos carbonáticos; finalmente como dispersante se utilizó hexametáfosfato de sodio  $[(NaPO_3)_6]$  al 5%. Las mediciones fueron tomadas a 40 s y a 2 h. Los valores fueron corregidos en función de la temperatura.

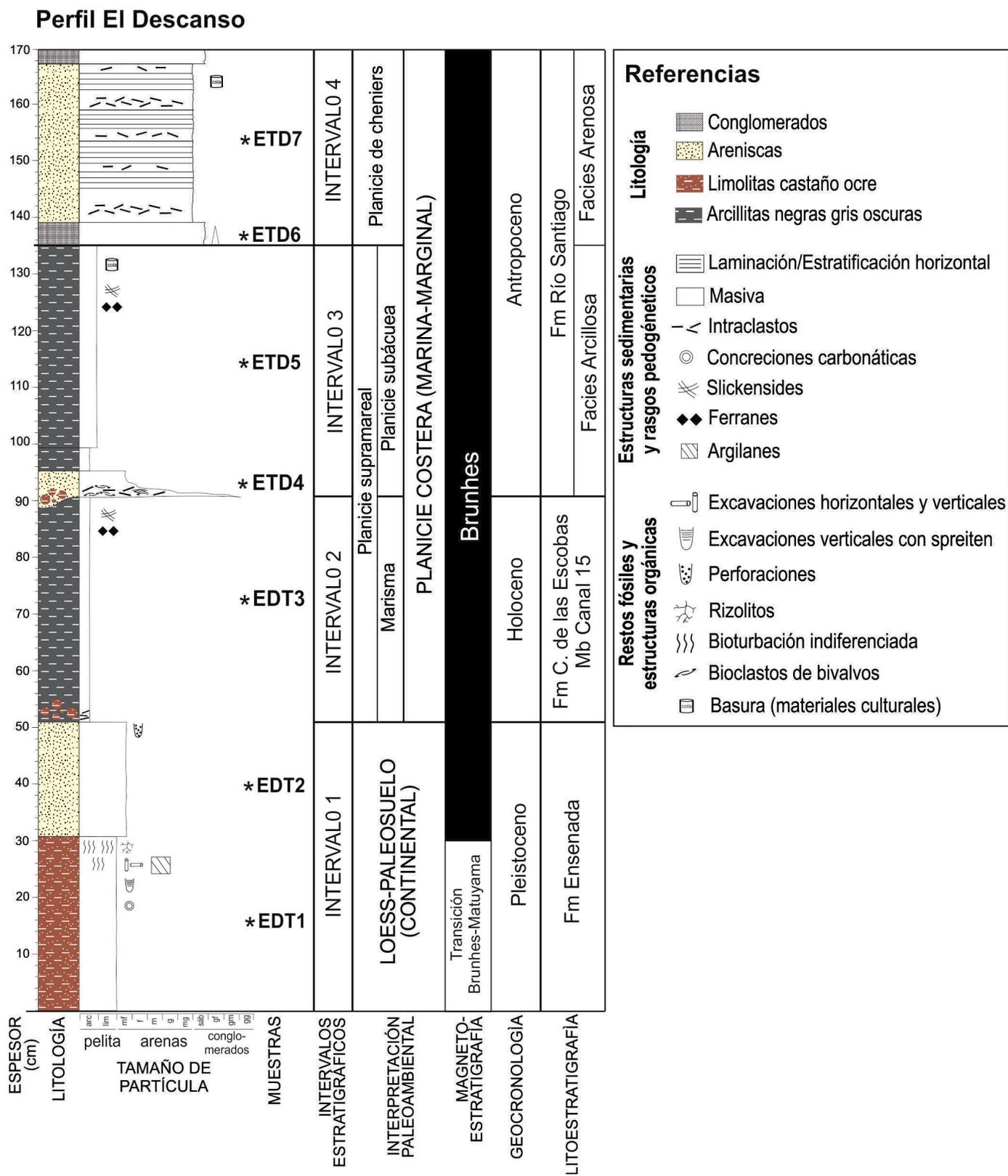
El muestreo paleomagnético incluyó la extracción de 34 muestras a una equidistancia vertical inferior a 4 cm. Para ello, se utilizó un muestreador de hidrobronce. El material fue colocado en cajas cúbicas de plástico de  $8\text{ cm}^3$ . Las muestras fueron tratadas con un desmagnetizador por campos alternos Molspin Ltd. y un magnetómetro minispin de la misma marca. Con posterioridad a la determinación de la magnetización remanente natural (MRN), se determinó la magnetización remanente luego de desmagnetizarlas a 2.5, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80 y 100 mT de campo magnético alterno pico. La magnetización remanente característica (MRC) fue determinada con el software Super-IAPD (Torsvik et al. 2000).

Los parámetros magnéticos determinados incluyeron susceptibilidad magnética ( $\chi$ ), magnetización remanente anhistrérica (MRA) y los derivados de la magnetización remanente isotérmica (MRI), como la magnetización remanente a campo

máximo ( $MRI_{2.5T}$ ), la coercitividad de la remanencia ( $H_{cr}$ ), el coeficiente  $S_{-300}$ , la magnetización remanente residual (MRR) y la coercitividad de la remanencia de la fase residual ( $H_{cr}$ -dura).

La  $\chi$  se determinó en las muestras paleomagnéticas ( $8\text{ cm}^3$ ) y en las siete muestras EDT. Este parámetro se corresponde con la facilidad de los materiales para magnetizarse en presencia de un campo magnético externo. Depende de los minerales presentes, de su concentración, y del tamaño y la forma de los granos (Walden et al. 1999). Se determinó con un susceptibilímetro MS2 marca Bartington Ltd con un sensor MS2b, a una frecuencia de 470 Hz. Los valores fueron corregidos por la masa.

La MRA es la magnetización remanente que adquiere un material cuando es sometido a un campo magnético directo, continuo y débil, sobreimpuesto a un campo magnético alterno (AF) más intenso, que cumple la función de relajar el sistema, permitiendo la magnetización de las partículas cuya coercitividad es igual o menor al AF aplicado (Walden et al. 1999). La MRA resulta de especial interés en este trabajo, pues se utilizó para analizar el espectro de coercitividades de los minerales ferrimagnéticos en el rango entre 0 y 100 mT, es decir, MRA parcial (MRAp) en ventanas de AF, que está relacionado con la distribución de tamaños de grano magnéti-



**Figura 2.** Perfil sedimentológico, ubicación de las muestras EDT, intervalos estratigráficos, paleoambientes, columna magnetoestratigráfica, edades y litoestratigrafía de los depósitos que afloran en el balneario El Descanso.



**Figura 3.** Imágenes de los afloramientos muestreados e intervalos estratigráficos.

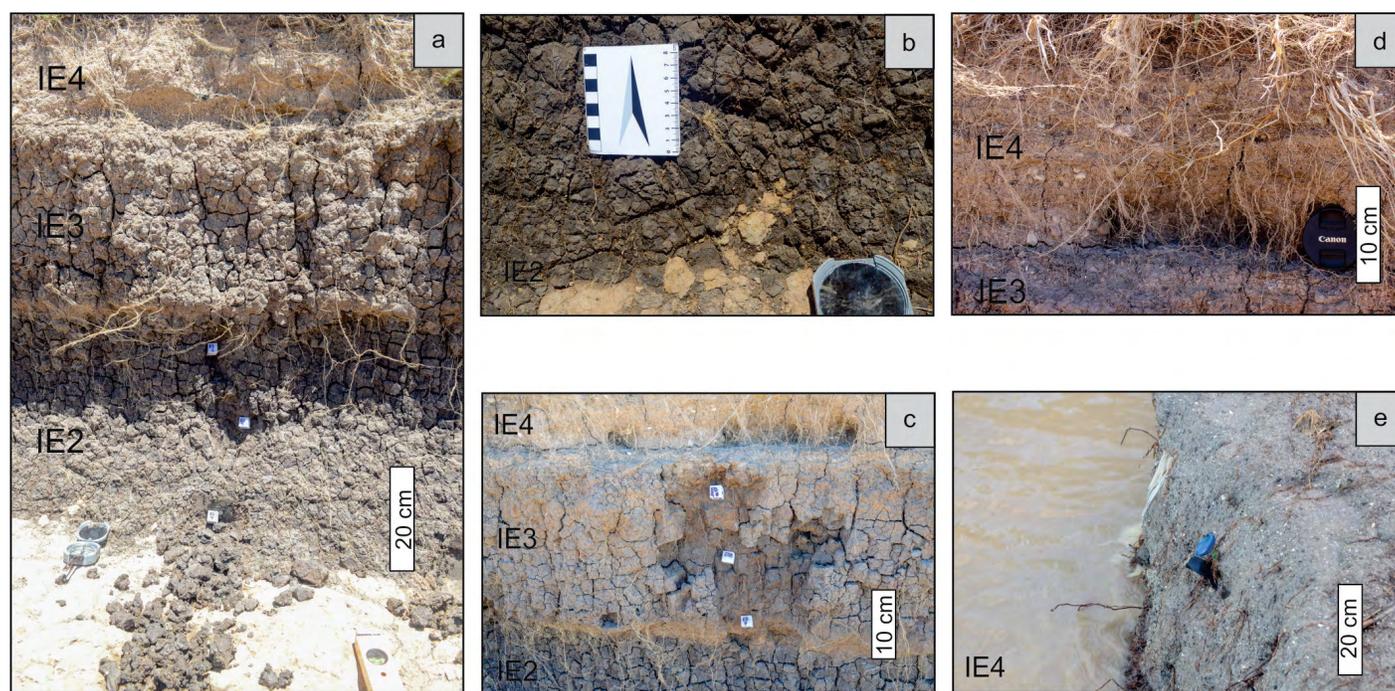
co (Jackson et al. 1988, Chaparro et al. 2003, Liu et al. 2005, Chaparro 2005, 2006). Para ello se aplicó un campo directo continuo de 50  $\mu$ T y se determinó MRA para AF sucesivos de 10 mT, 20 mT, 30 mT, 40 mT, 50 mT, 60 mT, 70 mT, 80 mT, 90 mT y 100 mT. La MRA a AF de 100 mT se corrigió por la masa y se expresa como MRA. Para analizar los espectros de coercitividad se calculó la MRap porcentual para los rangos 0 - 10 mT, 10 - 20 mT, 20 - 30 mT, 30 - 40 mT, 40 - 50 mT, 50 - 60 mT, 60 - 70 mT, 70 - 80 mT, 80 - 90 mT y 90 - 100 mT. Las determinaciones se efectuaron mediante un equipo pARM adosado a un desmagnetizador por campos magnéticos alternos y un magnetómetro minispin (ambos de marca Molspin Ltd.).

La MRI constituye otra forma en la que los materiales adquieren remanencia magnética. En este caso la inducción magnética se realiza por medio de un campo directo mucho

más intenso, seis ordenes de magnitud mayor que en MRA y sin aplicación de AF. La aplicación de campos de intensidad creciente permite la construcción de curvas de adquisición de MRI y la obtención de la magnetización remanente a un campo máximo aplicado de 2.5 T ( $MRI_{2.5T}$ ). Una vez alcanzado el campo máximo, mediante la aplicación de campos inversos (*backfield*), de intensidad creciente, es posible obtener el valor de coercitividad de la remanencia ( $H_{cr}$ ), que corresponde al campo inverso necesario para reducir la magnetización remanente a cero, y el coeficiente  $S_{-300}$  ( $MRI_{-0.3T}/MRI_{2.5T}$ ) (Walden et al. 1999). Se utilizó un magnetizador de pulso (AC Scientific modelo IM-10-30) y el mismo magnetómetro empleado para MRA.

A partir de las muestras magnetizadas hasta 2.5 T con el magnetizador de pulso, se efectuó la desmagnetización progresiva por AF hasta 100 mT con el desmagnetizador Molspin Ltd. El valor de magnetización luego de la desmagnetización a 100 mT se conoce como magnetización remanente residual (MRR), que es expresado en forma porcentual. Además se empleó el método de separación de fases (Chaparro y Sinito 2004), para determinar la coercitividad de la remanencia de la fase residual ( $H_{cr}$ -dura). Este se determinó mediante la construcción de la curva *backfield*, habiendo aplicado campos AF de 100 mT luego de cada pulso de magnetización.

El análisis químico se efectuó mediante la utilización de un espectrómetro para fluorescencia de rayos-X modelo



**Figura 4.** Detalle de los intervalos estratigráficos vinculados a la evolución de la llanura costera del estuario del Río de la Plata. a) Intervalos IE2, IE3 e IE4; b) Intervalo IE2; c) Intervalo IE3 y contactos con los intervalos subyacente y suprayacente; d) Intervalo IE4 y contacto con el intervalo IE3; e) Detalle de la presencia de materiales culturales en el IE4.

SPECTRO IQ. A 5 g de cada muestra se le adicionó un ligante (Binder BM-0002 Fluxana) en relación 5:1 en peso, con la finalidad de impedir el movimiento de los granos durante el manejo de las muestras y posterior medición. De esta forma se confeccionaron pastillas de 32 mm de diámetro y de 3 a 5 mm de espesor mediante una prensa con presión de 15 t. De esta manera fue posible la determinación y cuantificación de Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ti, Mn y Fe, expresados como óxidos. Además, se calculó la relación  $Al_2O_3/SiO_2$ , conocida como índice de arcillocidad (Retallack 2000, Sheldon et al. 2003, Sheldon y Tabor 2009).

## RESULTADO

En función de las relaciones estratigráficas y de los atributos faciales se definieron cuatro intervalos estratigráficos (IE1, IE2, IE3 e IE4), cuyas características se indican en la columna estratigráfica de la figura 2.

### Análisis sedimentológico

El intervalo estratigráfico 1 (IE1) está representado por una sucesión tabular de base neta a transicional y tope truncado por una superficie erosiva (Fig. 3). Esta sucesión alcanza hasta 0.51 m de espesor y comprende un paquete tabular (0.3 m de espesor) de limos y arenas muy finas subordinadas, de color castaño-ocre, moderada consolidación, masivas e intensamente bioturbadas (*Skolithos*, *Taenidium*), las cuales hacia el tope exhiben concreciones carbonáticas y rasgos pedogenéticos como estructuración en bloques subangulares, barnices de arcillas iluviales, rizolitos y bioturbación indiferenciada. Las características señaladas sugieren que la sucesión descrita representaría un paleosuelo desarrollado sobre un depósito de planicie de inundación subaérea (Wright y Marriott 1993, Beilinson y Raigemborn 2013). Luego, mediante un contacto neto, continúa otro paquete tabular de arenas muy finas (0.2 m de espesor), masivas, notoriamente consolidadas, y con rasgos de bioturbación moderada representados por perforaciones verticales cilíndricas, rellenas con materiales de la unidad suprayacente. La sucesión representaría la acumulación de limo y arenas muy finas sobre una planicie aluvial (Beilinson y Raigemborn 2003, Beilinson et al. 2015), mientras que las coloraciones castaño-ocre y la presencia de rasgos de trazas fósiles, rizolitos y concreciones localizadas hacia el tope de la sucesión, sugieren la ocurrencia de procesos post-depositacionales como oxidación, bioturbación y cementación, durante condiciones de exposición aérea e intemperismo. Las características de la IE1 son consistentes

con la de los depósitos loésicos de la llanura pampeana, con presencia de paleosuelos (Zarate 2003).

El intervalo estratigráfico 2 (IE2) (Fig. 4a, b) se apoya mediante discordancia erosiva sobre el anterior. Está representado por una sucesión de aproximadamente 0.50 m de espesor, de base neta y erosiva, donde se concentran intraclastos de arenas muy finas consolidadas y de color castaño-ocre correspondientes al IE1. El IE2 comprende principalmente arcillas color gris verdoso oscuro, masivas, que exhiben diferentes rasgos pedogenéticos (*slickensides*, ferranes y materia orgánica humificada en toda la masa). Representaría la acumulación a partir de la decantación de suspensiones en ambientes marino-marginales de baja energía, como marismas o sectores supramareales de planicies costeras fangosas (Cooper 2001, Wang et al. 2002, Bartholdy et al. 2010, Prasad et al. 2013, Alexander et al. 2017). La presencia de *slickensides* y ferranes sugieren la ocurrencia de procesos pedogenéticos, tales como vertisolización e hidromorfismo (Chesworth 2008), que indicarían la ocurrencia de episodios de desecamiento (de Souza-Júnior 2010, Gómez Samus et al. 2017a). Teniendo en cuenta las bajas tasas de depositación asociadas a los depósitos descritos, correspondientes a un ambiente de aguas muy someras, es posible considerar que la pedogénesis habría sido simultánea con la sedimentación (Ferreira et al. 2007).

El intervalo estratigráfico 3 (IE3) (Fig. 4a, c) alcanza los 0,50 m de espesor. Su base es erosiva. La sucesión es grano decreciente (Fig. 2). Comprende principalmente arcillas-limosas de color gris castaño oscuro con intercalaciones de arena fina (capas de menos de 0.05 m de espesor), masivas, que portan bioclastos fragmentados e intraclastos del IE1 sin

**Cuadro 2.** Composición granulométrica de las muestras del perfil El Descanso.

Muestra	Arcilla %	Limo %	Arena %
EDT1	49	45	6
EDT2	38	51	11
EDT3	73	23	4
EDT4	37	31	32
EDT5	42	38	20
EDT6	36	23	41
EDT7	19	9	72
Promedio	42	31	27
$\sigma$	16.4	14.5	24.2

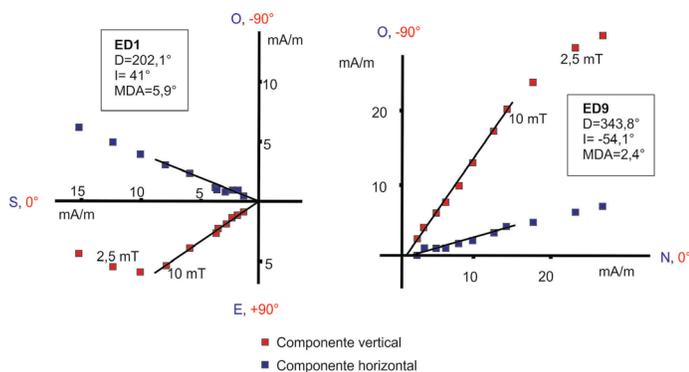
**Cuadro 3.** Elementos químicos expresados como óxidos de las muestras del perfil El Descanso.

Muestras	Na <sub>2</sub> O %	MgO %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	SiO <sub>2</sub> %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	SO <sub>2</sub> %	K <sub>2</sub> O %	CaO %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> %
EDT1	3.37	4.66	15.25	57.45	0.34	0.11	2.75	1.93	0.59	0.10	9.34	0.27
EDT2	3.70	4.04	14.27	59.46	0.40	0.13	2.98	2.72	0.51	0.20	7.14	0.24
EDT3	3.09	4.32	18.45	54.83	0.48	0.17	2.99	0.78	0.71	0.12	11.32	0.34
EDT4	3.72	4.14	16.60	55.05	0.86	0.18	3.10	2.69	0.50	0.14	8.09	0.30
EDT5	3.70	4.43	17.07	56.81	0.80	0.23	3.21	1.70	0.57	0.09	8.43	0.30
EDT6	3.78	4.38	14.77	59.28	0.85	0.17	2.62	3.20	0.58	0.12	7.64	0.25
EDT7	5.52	1.65	10.46	70.49	1.88	0.23	1.63	3.92	0.28	0.03	0.92	0.15
Promedio	3.84	3.94	15.27	59.05	0.80	0.17	2.76	2.42	0.53	0.12	7.55	0.26
σ	0.78	1.03	2.57	5.36	0.52	0.04	0.53	1.04	0.13	0.05	3.23	0.06

orientación preferencial. Estas capas pasan verticalmente a paquetes tabulares de arcillas inconsolidadas. El intervalo presenta gran cantidad de pátinas anaranjadas a rojizas, correspondientes a oxihidróxidos de hierro de origen pedogenético (ferranes), que evidencian procesos redoximórficos (Chesworth 2008), y presencia de tejidos orgánicos; hacia la parte cuspidal se hallaron materiales de origen antrópico (artefactos, Soil Survey Staff 2014), tipo polietileno en escasa cantidad. El dominio de facies pelíticas portadoras de rasgos hidromórficos sugieren que la sucesión representaría la acumulación en una planicie subacua vegetada (Whigham et al. 2019), mientras que las delgadas capas de arenas masivas, portadoras de bioclastos, representarían la ocurrencia de procesos tractivos vinculados a episodios de tormentas (Goodbred y Hine 1995).

El intervalo estratigráfico 4 (IE4) (Fig. 4d,e) comprende la unidad más joven registrada. Yace por encima de una discordancia erosiva y comprende una sucesión de espesores inferiores a los 0.40 m integrada por capas alternantes de grava fina a gruesa (poco seleccionadas, con estructura masiva y

gradación normal) y capas de arena gravosa y mediana (masivas y con estratificación horizontal). Ambas capas portan intraclastos gravosos de los intervalos IE1, IE2 y IE3, incluyendo osteodermos rodados de gliptodontes, como así también una gran cantidad de artefactos, como polietileno, hojalata, rodados de ladrillo y vidrio, además de dientes de animales introducidos (vacas y caballos), entre los cuales se destaca el hallazgo de envolturas de golosinas cuya fecha de caducidad corresponde a la década del 90'. Las capas de grava masiva serían producto de una acumulación súbita de flujos turbulentos, con una alta proporción de carga de lecho y de poca profundidad, bajo condiciones de alto régimen de flujo (Ramos y Sopeña 1983), mientras que la gradación normal tendría lugar durante la desaceleración de dichos flujos. Por su parte, las capas areno-gravosas con estructura capa plana representarían la acumulación por parte de flujos tractivos unidireccionales en condiciones de alto régimen, vinculados a procesos de *washover* sobre planicies de *cheniers* (Augustinus 1989, Goodbred y Hine 1995, Anthony 1989, Colombo et al. 1999).


**Figura 5.** Diagramas de Zijderveld de las muestras ED1 (polaridad inversa) y ED9 (polaridad normal).

### Análisis granulométrico y geoquímica

El análisis granulométrico (Cuadro 2) es consistente con las características litológicas descritas en el campo. En el IE1 domina la fracción limo (prom. 48 %), en concordancia con el origen loésico de esta unidad. El paleosuelo de la base del intervalo presenta un incremento de la fracción arcilla, que constata el proceso de argiluvación. En los intervalos IE2 y IE3 domina la fracción arcilla, aunque en el IE3 se incrementa el contenido de limo y arenas. Finalmente, en el intervalo IE4 predomina la fracción arena.

Los resultados del análisis químico se presentan en el

Cuadro 3. Los elementos dominantes (expresados como óxidos) corresponden a  $\text{SiO}_2$  (59 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15.3 %) y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (7.5 %). El índice de arcillocidad ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ) es más elevado en los intervalos donde predomina la fracción arcilla según los análisis granulométricos (IE2 y IE3), alcanzando valores de 0.34 en el intervalo IE2 y 0.30 en el intervalo IE3; los valores más bajos corresponden al intervalo IE4, con mayor contenido de arenas (0.20 %), según los mismos análisis. El contenido de hierro presenta un patrón similar al índice de arcillocidad; el coeficiente de correlación lineal entre ambos es muy fuerte y positivo ( $R^2 = 0.88$ ). El  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  alcanza el valor máximo en el intervalo IE2 (11.3 %), pero también es elevado en la muestra del paleosuelo de la base y en el intervalo IE3. En estos niveles, el incremento de hierro puede estar relacionado con la participación de ferranes (como los observados en IE2 e IE3), con la presencia de sesquióxidos vinculados al proceso de iluviación (como en el paleosuelo del intervalo IE1), así como también con la incorporación de

hierro en la estructura de los argilominerales (Gómez Samus et al. 2017a). Resulta llamativa la baja participación de hierro en la muestra del tope del perfil. Este es semejante a los valores obtenidos por los autores de este trabajo en muestras de arena de playa actuales del mismo balneario (0.48 %). Tanto los álcalis como los elementos alcalino térreos presentan escasa variación, con promedios de 3.8 % ( $\text{Na}_2\text{O}$ ), 2.8 % ( $\text{K}_2\text{O}$ ), 3.9 % ( $\text{MgO}$ ) y 2.4 % ( $\text{CaO}$ ). Se destaca un incremento de  $\text{Na}_2\text{O}$ , así como una brusca disminución de  $\text{MgO}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  en la muestra más arenosa (intervalo IE4), esto es también consistente con los valores obtenidos en las arenas de playa actuales. La presencia de  $\text{CaO}$  estaría condicionada directamente por la presencia de  $\text{CaCO}_3$ , ya sea en forma de concreciones o nódulos en el intervalo IE1, como de rodados de calcretas y presencia de conchillas en los intervalos IE3 e IE4. Por su parte, el  $\text{P}_2\text{O}_5$  presentó valores bajos en los intervalos estratigráficos inferiores (IE1 = 0.37 %, IE2 = 0.48 %), intermedios en el IE3 (0.83 %) y elevados

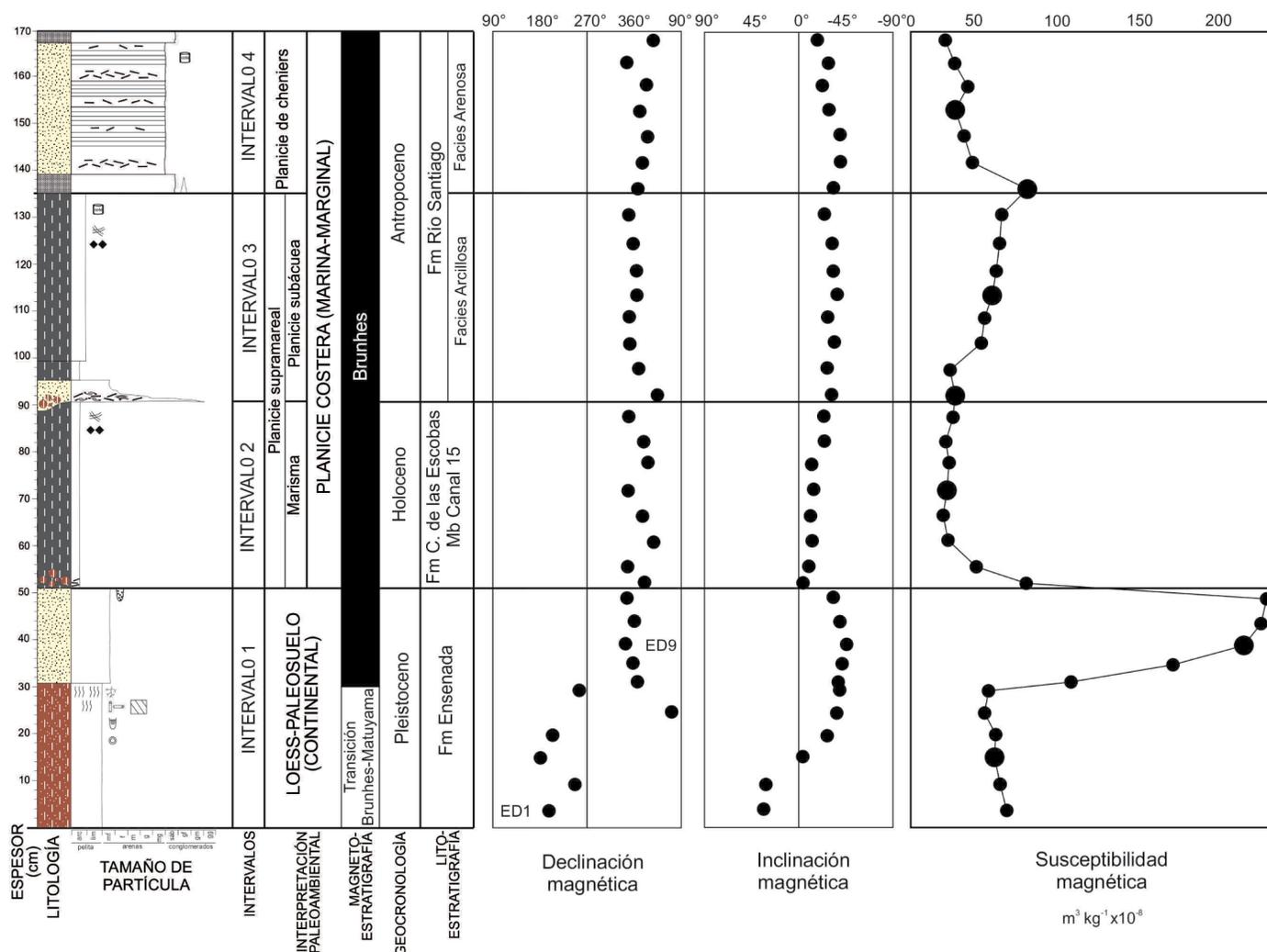


Figura 6. Direcciones de polaridad magnética (declinación e inclinación) y susceptibilidad magnética del perfil El Descanso.

en el intervalo superior (1.36 %). El azufre (SO<sub>2</sub>) presentó los valores más bajos en la unidad inferior (0.12 %) y algo más elevados en los intervalos siguientes (0.17, 0.20 y 0.20 % respectivamente). Su presencia más elevada en los intervalos hidromórficos podrían sugerir la presencia de sulfuros (ej. pirita), aunque en escasa proporción. El contenido de titanio (TiO<sub>2</sub>) varió entre 0.28 % y 0.71 %; el valor más bajo se obtuvo en la muestra más arenosa, del tope del perfil (IE4), y el más elevado en la unidad con mayor cantidad de arcilla (IE2). El MnO no presentó un comportamiento definido, varió entre 0.03 % en la muestra más arenosa (EDT7) y 0.20 % en el nivel de loess (EDT2).

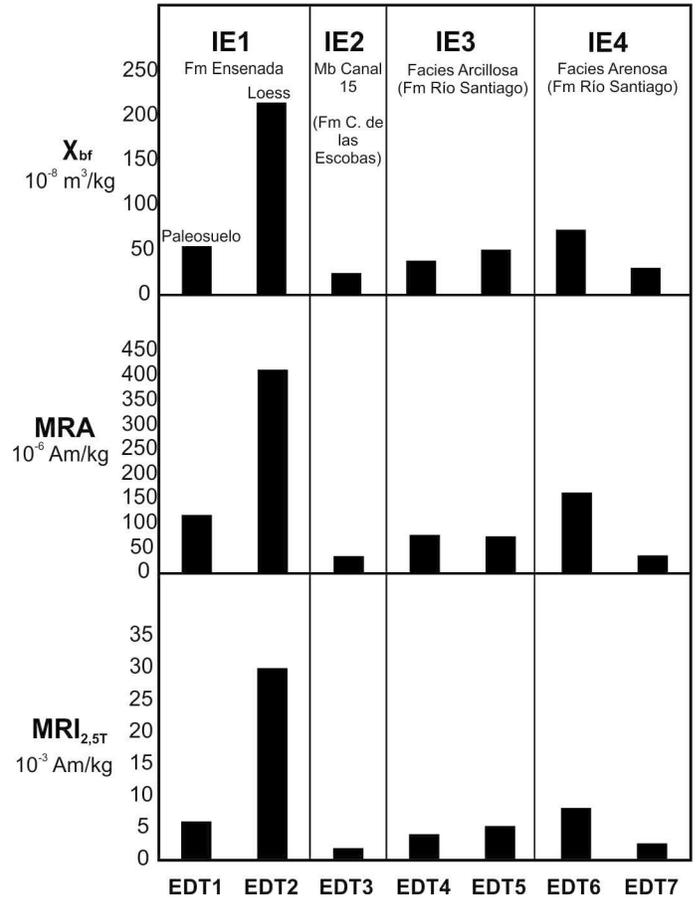
### Análisis paleomagnético y parámetros magnéticos

Los resultados del análisis paleomagnético resultaron confiables, en la figura 5 se indican dos diagramas de Zijderveld, que corresponden una muestra de polaridad inversa de la base del perfil, y una muestra de polaridad normal ubicada hacia el tope del intervalo IE1. La magnetización remanente característica fue aislada entre los 5 y 15 mT de campo pico, con máximos desvíos angulares (MDA) inferiores a 15°. El registro de polaridades magnéticas evidenció un dominio de direcciones normales, que abarcan desde la mitad superior del intervalo IE1 hasta el tope del perfil (Fig. 6). La mitad inferior del IE1, coincidente con un paleosuelo, registró direcciones oblicuas e inversas. Estas, como será discutido más adelante, correspondan probablemente al límite Brunhes-Matuyama (0.78 Ma).

El registro de susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) (Fig. 6, Cuadro 4) evidencia valores contrastantes. El intervalo IE1 presenta los valores más elevados del perfil ( $> 200 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) en su sector superior, donde la pedogénesis fue menos intensa. La base de IE1, correspondiente a un paleosuelo, presenta valores bajos, del orden de los  $60 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . El intervalo IE2 presenta los valores más bajos del perfil, del orden de los  $25 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . En el IE3 los valores se incrementan superando valores de  $60 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Finalmente, el intervalo IE4 presenta valores bajos, del orden de los  $30 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . El resto de los parámetros extensivos, es decir que dependen de la concentración magnética (MRA y MRI<sub>2.5T</sub>) (cuadro 4), presentan un patrón similar al descrito para la susceptibilidad (Fig. 7), evidenciando señales magnéticas más elevadas en el nivel de loess del intervalo IE1, así como la señal más baja en el intervalo IE2.

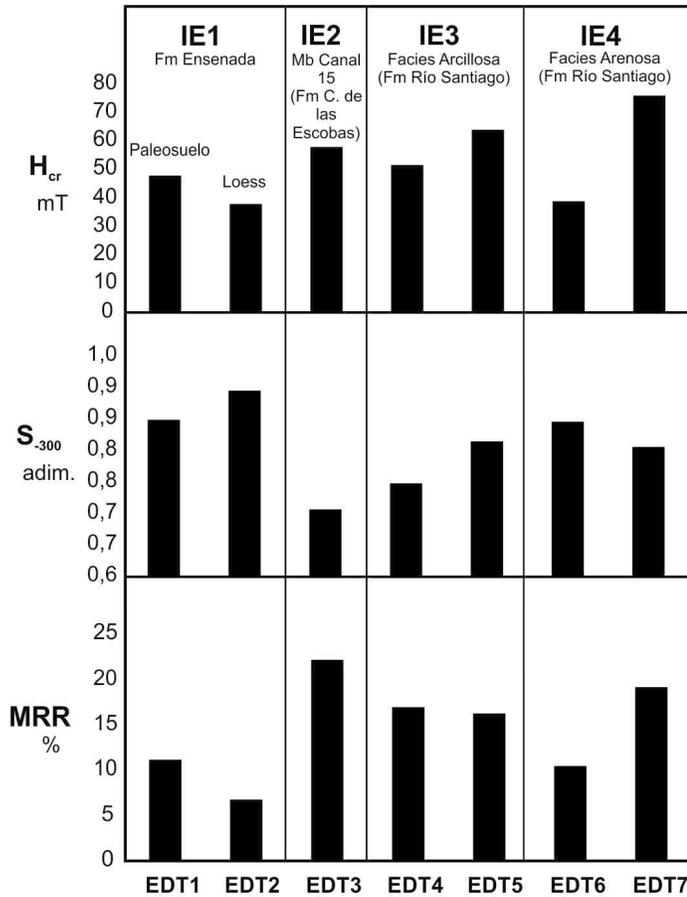
En la figura 7, se presentan los valores de los parámetros intensivos ( $H_{cr}$ ,  $S_{-300}$  y MRR), es decir, que no dependen de la concentración magnética. La coercitividad de la remanencia

( $H_{cr}$ ) (Cuadro 4, Fig. 8), que depende tanto del carácter antiferromagnético/ferrimagnético de los minerales, así como de su tamaño de grano (Walden et al. 1999), es relativamente baja en la mayoría de las muestras (promedio 53.5 mT), es decir, está condicionada por la señal ferrimagnética. El intervalo IE1 es el que presenta los valores más bajos de este parámetro,



**Figura 7.** Parámetros magnéticos extensivos de las muestras totales (EDT).  $\chi$ = susceptibilidad magnética, MRA= magnetización remanente anhistérica, MRI<sub>2.5T</sub>= magnetización remanente isotérmica a 2.5 T de campo aplicado.

con incremento en el nivel más pedogenizado. Los intervalos IE2 e IE3 presentan valores relativamente más elevados, en torno a los 58 mT. Estos estarían condicionados por la presencia de ferranes, donde se concentran los minerales antiferromagnéticos. El intervalo IE4 presenta valores contrastantes, desde relativamente bajos en la base (38 mT) a elevados en el tope del perfil (76 mT). El coeficiente  $S_{-300}$  y la MRR confirman lo apreciado a partir de la  $H_{cr}$ . El coeficiente  $S_{-300}$ , que responde a la relación entre sustancias antiferromagnéticas y ferrimagnéticas (Walden et al. 1999), presenta los valores más elevados en el intervalo IE1 (prom. 0.87) y los más bajos en el resto de los intervalos (prom. 0.76). Esto evidencia una mayor participación relativa de sustancias ferrimagnéticas

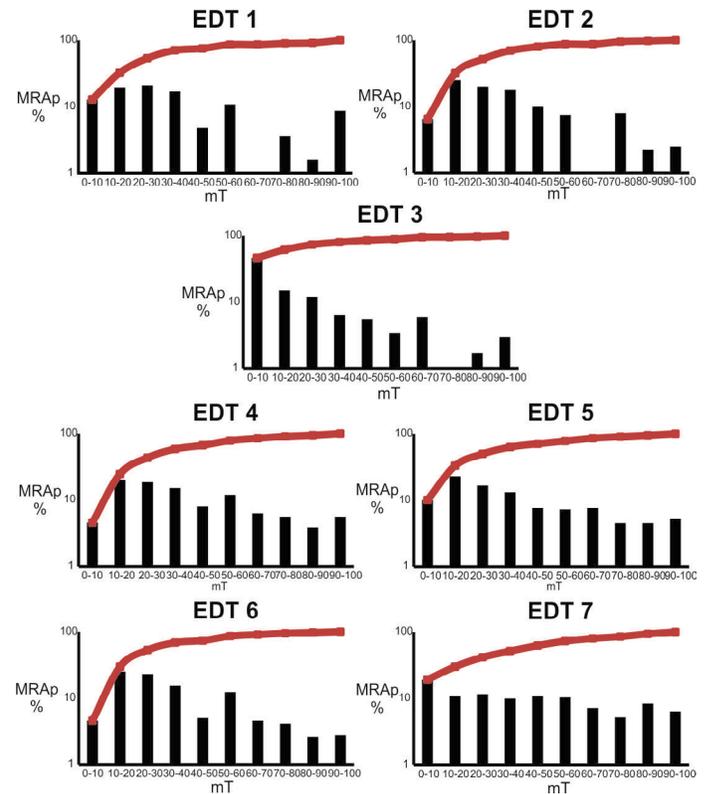


**Figura 8.** Parámetros magnéticos intensivos de las muestras totales (EDT).  $H_{cr}$ = coercitividad de la remanencia,  $S_{-300}$ = coeficiente S, MRR= magnetización remanente residual.

en el IE1 y un incremento relativo de sustancias de elevada coercitividad (antiferromagnéticas) en IE2, IE3 e IE4. El magnetismo remanente residual expresado en forma porcentual (MRR), indica la señal de las sustancias cuya coercitividad es mayor a 100 mT (rango donde dominan los minerales de elevada coercitividad); en tal sentido, el MRR aumenta con el aporte de antiferromagnéticos. El valor porcentual más bajo de este parámetro (mayor proporción relativa de minerales ferrimagnéticos) se registró en la muestra del tope del intervalo IE1, y los más elevados (mayor proporción relativa de minerales de alta coercitividad) corresponden a los intervalos IE2, IE3 e IE4. Por su parte, cabe señalar, que si bien el intervalo IE1 está claramente dominado por minerales ferrimagnéticos, en el paleosuelo de la base se registra un incremento relativo de antiferromagnéticos. El parámetro  $H_{cr}$  dura (Cuadro 4) permite analizar la coercitividad de la remanencia de la fase antiferrimagnética (o fase dura), por encima de los 100 mT. Los valores de este parámetro son en general uniformes, variando entre 316 y 450 mT. Si bien resulta necesario efectuar análisis complementarios para la identificación exacta de la

mineralogía de alta coercitividad dominante, cabe mencionar que para los niveles hidromórficos (IE2 e IE3) es posible esperar la presencia de fases hidratadas, como goethita (Chesworth 2008). En este sentido, Gómez Samus et al. (2017a) indicaron mediante análisis magnéticos, espectroscopia Mossbauer, análisis termogravimétricos/termicodiferenciales y difracción de rayos X efectuados en una unidad que, como se verá más adelante se considera equivalente a la IE2, el dominio de goethita.

Las relaciones interparamétricas  $MRA/MRI_{2.5T}$  y  $MRA/\chi$  (Cuadro 4), son útiles para hacer estimaciones acerca de la distribución de tamaños de grano magnéticos, particularmente cuando la mineralogía magnética de las muestras es homogénea (Walden et al. 1999). Un incremento en los valores de  $MRA/MRI_{2.5T}$  así como un aumento en los de  $MRA/\chi$  se asocian a un incremento relativo de especies magnéticas de tamaño de grano fino. Por un lado cabe aclarar que ambas relaciones interparamétricas no muestran relación de proporcionalidad ( $R^2 = 0.012$ ), y por otro, que los valores no son consistentes con el tamaño de grano litológico (Cuadro 2). Esto se debería a que los valores estarían afectados por la heterogeneidad en la composición magnética de las muestras, así como por la desigual concentración relativa de minerales de



**Figura 9.** Espectros de coercitividad (MRAp) de las muestras EDT representados por histogramas en escala logarítmica. Las curvas rojas corresponden a la frecuencia acumulada.

**Cuadro 4.** Parámetros magnéticos de las muestras del perfil El Descanso.

Muestras	$\chi$ $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$	MRA $10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$	$\text{MRI}_{2,5\text{T}}$ $10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$	$H_{\text{cr}}$ mT	$S_{-300}$ adim	MRR %	$H_{\text{cr-dura}}$ mT	$\text{MRA}/\text{MRI}_{2,5\text{T}}$ adim ( $10^{-3}$ )	$X_{\text{ARM}}/X$ adim
EDT1	54.8	118.9	6.1	48.0	0.85	11.2	425.0	19.5	0.55
EDT2	215.6	413.7	30.1	38.0	0.90	6.8	319.3	13.7	0.49
EDT3	24.7	35.1	1.9	58.0	0.71	22.2	450.0	18.2	0.32
EDT4	38.5	78.3	4.1	51.7	0.75	17.0	316.0	19.1	0.51
EDT5	50.9	75.4	5.4	64.0	0.81	16.3	341.0	14.0	0.36
EDT6	73.2	164.2	8.2	39.0	0.85	10.5	380.0	20.0	0.59
EDT7	30.4	36.5	2.7	76.0	0.81	19.2	390.0	13.7	0.48
Promedio	69.7	131.7	8.4	53.5	0.8	14.7	374.5	16.9	0.5
$\sigma$	66.3	132.4	9.8	13.7	0.1	5.4	51.8	2.9	0.1

$\chi$ = susceptibilidad magnética, MRA= magnetización remanente anhistérica,  $\text{MRI}_{2,5\text{T}}$ = magnetización remanente isotérmica a 2,5 T de campo aplicado,  $H_{\text{cr}}$ = coercitividad de la remanencia,  $S_{-300}$ = coeficiente S, MRR= magnetización remanente residual,  $H_{\text{cr-dura}}$ = coercitividad de la remanencia de la fase dura (mayor a 100 mT).

alta coercitividad. Los parámetros involucrados en estas relaciones están afectados en diferente medida por la presencia de minerales de alta coercitividad, mientras  $\text{MRI}_{2,5\text{T}}$  y  $\chi$  son los más afectados, MRA y  $\chi_{\text{MRA}}$  responden a minerales cuyas coercitvidades son inferiores a 100 mT, es decir, no responden a los minerales de alta coercitividad. De este modo, se considera que para analizar la distribución de tamaños de granos magnéticos de la fase ferrimagnética de estos materiales, deben ser utilizadas técnicas que estén influenciadas por la presencia de minerales de alta coercitividad, como por ejemplo el análisis de espectros de coercitvidades a través de MRAp.

Los espectros de coercitvidades (MRAp) se presentan en la figura 9. Las muestras del intervalo IE1 (EDT1 y EDT2) evidencian dos poblaciones bien diferenciadas, una dominante, de coercitvidades inferiores a 60 mT, y una secundaria de mayor coercitvidades entre 70 y 100 mT. Cabe resaltar que en el paleosuelo de la base (EDT1) la participación de partículas de coercitvidades inferiores a 10 mT supera el 12 %, mientras que en la muestra de loess (EDT2) están por debajo del 7 %. En el nivel muy arcilloso (IE2) predominan las partículas de menos de 10 mT (45 %). En cambio en las muestras del intervalo IE3 dominan las partículas de coercitvidades mayores a 10 mT. El intervalo IE4 presenta muestras contrastantes; en la base presenta las mayores concentraciones magnéticas en el rango entre 10 y 40 mT (EDT6), mientras que la muestra EDT7 presenta un espectro de coercitvidades relativamente homogéneo, con un dominio de partículas de baja coercit-

vidad (<10 mT). Los valores bajos de coercitvidades registrados en los espectros pueden interpretarse de dos maneras. Por un lado pueden atribuirse a la presencia de magnetita de tamaño de grano grueso, multidominio (MD) (Thompson y Olfield 1986, Jackson et al. 1988, Liu et al. 2005); por el contrario, en ambientes pedogenéticos puede deberse a la presencia de partículas ferrimagnéticas de tamaño de grano muy fino, probablemente maghemita de dominio simple (DS) (Liu et al. 2005, Avramov et al. 2006, Zhang et al. 2007). De esta manera, es posible interpretar los valores obtenidos teniendo en cuenta el contexto sedimentario. Los incrementos relativos de partículas de menos de 10 mT hallados en el paleosuelo (IE1) y en el nivel arcilloso (IE2) corresponderían a partículas magnéticas muy finas, mientras que en la unidad arenosa del tope puede deberse a magnetita gruesa.

## DISCUSIÓN

### Magnetismo ambiental, paleoambientes y estratigrafía

La señal magnética del intervalo IE1 (paleosuelo/loess retrabajado) es la más elevada del perfil y a juzgar por los parámetros intensivos ( $H_{\text{cr}}$ ,  $S_{-300}$ , MRR) está dominada por minerales ferrimagnéticos, como las titanomagnetitas. En el paleosuelo se registra un descenso de la señal magnética a pesar del incremento hierro, con enriquecimiento relativo en partículas de muy baja coercitvidades (probablemente maghe-

mita), así como en minerales de elevada coercitividad (goethita y/o hematita). El comportamiento magnético descrito es consistente con el registrado en sucesiones de loess-paleosuelo y suelos actuales del norte de la provincia de Buenos Aires (Orgeira et al. 1988, 2008, 2009, 2011, Nabel et al. 1999, Bidegain et al. 2001, 2005, 2007, 2009, 2012, Bidegain y Rico 2004, Bartel et al. 2005). El registro de direcciones de polaridad inversa, indica que al menos la base del intervalo IE1 se habría depositado durante el cron Matuyama (2.6 - 0.78 Ma). En la región, los depósitos loésicos portadores de polaridades inversas corresponden a la Formación Ensenada, mientras que en la Formación Buenos Aires solo se registra polaridad normal y corresponden a Brunhes (< 0.78 Ma) (Bobbio et al. 1986, Bidegain 1991, 1998, Nabel et al. 1993, Bidegain y Rico 2004, Bidegain et al. 2007, 2012). Distintos autores (Bidegain 1991, 1998, Nabel et al. 1993, Bidegain y Rico 2004, Gómez Samus et al. 2017b) coinciden en ubicar el límite Brunhes-Matuyama (0.78 Ma) en el sector superior de la Formación Ensenada y en coincidencia con un paleosuelo de extensión regional y polaridad inversa, nombrado como Geosol Hisisa (Nabel et al. 1993). De este modo es posible afirmar que los depósitos del intervalo IE1 corresponden a la Formación Ensenada. Teniendo en cuenta que el cambio de polaridad fue detectado en un paleosuelo, es posible asignarlo al límite Brunhes-Matuyama y asignar el paleosuelo al denominado Geosol Hisisa.

El intervalo IE2 se interpreta como una acumulación de arcillas a partir de la decantación de suspensiones en un ambiente marino-marginal, de baja energía (marisma). Este intervalo, en función de sus características litológicas y posición estratigráfica puede atribuirse con seguridad al Miembro Canal 15 de la Formación Canal de las Escobas (Fucks et al. 2010). La unidad presenta una notable participación relativa de minerales de elevada coercitividad (probablemente goethita), baja señal magnética, así como participación de ferrimagnéticos de muy baja coercitividad (probablemente maghemita) y elevado contenido de hierro. Se destaca la similitud con los registros magnéticos obtenidos por Gómez Samus et al. (2017a) en la Facies Villa Elisa de la Formación Las Escobas (Cavallotto 1995), descrita 90 km al noroeste (Berisso y Ensenada) del área de estudio. Ésta fue interpretada como sedimentos de ambiente de marisma, con incorporación pedogenética de hierro en la estructuras de las esmectitas (Gómez Samus et al. 2017a). Esto, sumado a la posición estratigráfica semejante, refuerza la idea de que el Miembro Canal 15 aquí descrito y las Facies Villa Elisa son equivalentes. De acuerdo a Cavallotto (1995), estas unidades se habrían depositado durante el Holoceno, entre los 3.5 y 2.5 ka. Siguiendo las consideraciones de Cavallotto (1995) y Gómez Samus et al. (2017a), es

posible suponer que el Miembro Canal 15 representaría una regresión normal, con acumulación lenta y continua de sedimentos finos, en un cuerpo somero, salobre y de baja energía, donde la pedogénesis habría actuado en forma simultánea a la depositación.

El IE3, es semejante al anterior por su dominio de la fracción arcilla, aunque presenta mayor proporción de arena y limo. Se asocia a una planicie subácuea vegetada, con ocurrencia de procesos tractivos vinculados a tormentas (sudestadas). Al igual que IE2, la señal magnética es relativamente baja, con presencia de minerales de elevada coercitividad vinculados a procesos redoximórficos. Magnéticamente se diferencia de la unidad subyacente por la mayor dispersión de coercitividades, vinculada a la presencia de partículas de magnetita de tamaños limo y arena. Un aspecto a destacar es la presencia hacia la parte superior de artefactos. Las características de la unidad permiten asignarla a la facies arcillosa de la Formación Río Santiago (Cavallotto 1995).

Finalmente el IE4, vinculado a tormentas como las sudestadas, presenta una señal magnética consistente con mezcla de partículas de distintas unidades, que incluyen participación de magnetita multidominio y minerales de elevada coercitividad. En función de su posición estratigráfica y sus características litológicas, puede ser asignada a las facies arenosa de la Formación Río Santiago (Cavallotto 1995). La participación de artefactos, particularmente las fechas de caducidad observadas en envoltorios de golosinas, indica que esta unidad se habría depositado hacia el final del siglo XX.

De aceptarse el Antropoceno como unidad formal del Cuaternario (Crutzen 2002, Zalasiewicz 2008, 2010, Zalasiewicz et al. 2008, Williams et al. 2016, Waters et al. 2016, 2018), los depósitos portadores de artefactos (IE3 y IE4) corresponderían a esta época/serie, conformando unidades litoatropogénicas naturales (Colombo et al. 2013). Un aspecto que no pasa desapercibido corresponde al espesor de las unidades antropocénicas, que en conjunto duplica a de la del Holoceno. Esto da cuenta de la magnitud de los cambios ambientales que sufre la zona litoral, donde la modificación de la dinámica costera repercute notoriamente en la acumulación sedimentaria. Por esta razón, el factor antrópico es sin duda un factor clave, que debe tenerse en cuenta para el estudio de los balances sedimentarios costeros del estuario Río de la Plata (D'Amico et al. 2019).

## CONCLUSIONES

Los depósitos presentaron señales magnéticas contras-

tantes, que se relacionan con sus características litológicas y sedimentológicas. De este modo, se corrobora la utilidad del magnetismo ambiental como soporte de la investigación paleoambiental y estratigráfica.

Se reconocieron cuatro intervalos estratigráficos. En función de sus características sedimentológicas, registro paleomagnético y parámetros magnéticos, pudieron asignarse a unidades litoestratigráficas definidas para el sector costero sur del estuario del Río de la Plata.

El intervalo estratigráfico basal presenta características que lo permiten asignar a la Formación Ensenada. Esto es: su litología, propia de un depósito loésico; su señal magnética elevada dominada por especies ferrimagnéticas (titanomagnetitas) y la presencia de direcciones de polaridad inversa.

Se interpreta que el intervalo asignando a la Formación Ensenada registra el límite Brunhes-Matuyama (0.78 Ma), coincidente con un paleosuelo de polaridad inversa (Geosol Hisisa), considerado un nivel guía regional para el límite Pleistoceno Temprano - Pleistoceno Medio.

Los intervalos que suprayacen a la Formación Ensenada corresponden al Cron Brunhes (< 0.78 Ma). Su génesis se vincula a la evolución de la llanura costera del estuario del Río de la Plata durante el Holoceno y el Antropoceno. Se reconocieron las Formaciones Canal de las Escobas (Holoceno) y Río Santiago (Holoceno? - Antropoceno). Estos depósitos se diferencian claramente de la Formación Ensenada por sus características magnéticas. Presentan señal magnética más baja, con menor participación de magnetita, y una mayor abundancia relativa de minerales de elevada coercitividad (goethita y hematita).

La Formación Canal de las Escobas incluye al Miembro Canal 15, interpretado como una marisma formada entre los 3.5 y 2.5 ka. Se caracteriza por su gran proporción de arcillas esmectíticas, presencia de materia orgánica humificada, elevado contenido de hierro y participación de minerales antiferromagnéticos (goethita y hematita). La unidad presenta abundantes rasgos pedogenéticos, vinculados a redoximorfismo y vertisolización. Se considera que la pedogénesis fue sinsedimentaria.

La Formación Río Santiago comprende dos facies, una arcillosa y una arenosa. La arcillosa tiene características magnéticas y litológicas semejantes a la unidad suprayacente (Miembro Canal 15), pero con evidencias de un ambiente más abierto, con ingreso de material grueso. La facies arenosa se asocia a la acción de tormentas y corresponde probablemente a una planicie de *cheniers*. La Formación Río Santiago presenta abundante proporción de artefactos y se asigna al Antropoceno y constituye una unidad litoantropogénica natural.

El hallazgo de artefactos es sin duda un aspecto de interés, y abre la posibilidad nuevos estudios, ya sean ligados a la propuesta del Antropoceno y su registro en Argentina, como así de las modificaciones antrópicas en la dinámica sedimentaria en la costa del Río de la Plata.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca en el proyecto PICT-2016-0146 "Magnetismo ambiental y Paleomagnetismo en suelos del partido de La Plata y alrededores". Los autores agradecen al Instituto de Física Arroyo Seco (Tandil) y al LEMIT (La Plata) por permitir el uso de su equipamiento e instalaciones. Las correcciones y sugerencias efectuadas por la Dra. Elisa Beilinson y un evaluador anónimo, así como el plantel editorial de RAGA, contribuyeron a mejorar la versión final del manuscrito.

## REFERENCIAS

- Acha, E.M., Mianzan, H., Guerrero, R., Carreto, J., Giberto, D., Montoya, N. y Carignan, M. 2008. An overview of physical and ecological processes in the Río de la Plata Estuary. *Continental Shelf Research* 28: 1579-1588.
- Alexander, C.R., Hodgson, J.Y.S. y Brandes, J.A. 2017. Sedimentary processes and products in a mesotidal salt marsh environment: insights from Groves Creek, Georgia. *Geo-Marine Letters* 37: 345-359.
- Anthony, E.J. 1989. Chenier plain development in northern Sierra Leone, West Africa. *Marine Geology* 90: 297-309.
- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias de la República Argentina* 6: 1-1027.
- Augustinus, P.G.E.F. 1989. Cheniers and chenier plains: a general introduction. *Marine Geology* 90: 219-229.
- Avramov, V., Jordanova, D., Hoffman, V. y Roesler, W. 2006. The role of dust source area and pedogenesis in three loess-paleosol sections from north Bulgaria: a mineral magnetic study. *Studia Geophysica et Geodaetica* 50: 259-282.
- Bartel, A., Bidegain, J.C. y Sinito, A.M. 2005. Propiedades magnéticas de diferentes suelos del partido de La Plata, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 591-598.
- Bartholdy, A.T., Bartholdy, J. y Kroon, A. 2010. Salt marsh stability and patterns of sedimentation across a backbarrier platform. *Marine Geology* 278: 31-42.
- Beilinson, E. y Raigemborn, M.S. 2013. High-frequency controls on alluvial successions: An integrated sedimentological and palaeopedological approach to the Plio-Pleistocene of Argentina. *Quaternary International* 317: 34-52.
- Beilinson, E., Gasparini, G.M., Soibelzon, L. y Soibelzon, E. 2015. Insights into Pleistocene palaeoenvironments and biostratigraphy in sou-

- thern Buenos Aires province (Argentina) from continental deposits. *Journal of South American Earth Sciences* 60: 82-91.
- Bértola, G. 1994. Geomorfología y sedimentología de los ambientes mareales de la Bahía Samborombón, provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 153 p., La Plata.
- Bidegain, J.C. 1991. Sedimentary development, magnetostratigraphy and sequence of events of the Late Cenozoic in Entre Ríos and surrounding areas in Argentina. Tesis Doctoral, Stockholm University 345 p., Stockholm.
- Bidegain, J. 1998. New evidence of the Brunhes/Matuyama polarity boundary in the Hernandez-Gorina quarries, northwest of the city of La Plata, Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 11: 207-229
- Bidegain, J.C. y Rico, Y. 2004. Mineralogía magnética y registros de susceptibilidad en sedimentos cuaternarios de polaridad normal (Brunhes) y reversa (Matuyama) de la cantera de Juárez, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 451-461.
- Bidegain, J.C., Evans, M.E. y van Velzen, A.J. 2005. A magnetoclimatological investigation of Pampean Loess. *Geophysics Journal international* 160: 55-62.
- Bidegain, J.C., Jurado, S., Chaparro, M.A.E., Gómez Samus, M., Zicarella, S. y Parodi, A.V. 2012. Magnetostratigraphy and environmental magnetism in a Pleistocene sedimentary sequence, Marcos Paz, Argentina. *Environmental Earth Sciences* 69: 749-763.
- Bidegain, J.C., Rico Y., Bartel, A., Chaparro, M.A.E. y Jurado, S.S. 2009. Magnetic parameters reflecting pedogenesis in Pleistocene loess deposits of Argentina. *Quaternary International* 209: 175-186.
- Bidegain, J.C., van Velzen, A.J. y Rico, Y. 2001. Parámetros magnéticos en una secuencia de loess y paleosuelos del Cenozoico tardío en la Cantera de Gorina, La Plata: su relevancia en el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 503-516.
- Bidegain, J.C., van Velzen, A.J. y Rico, Y. 2007. The Brunhes/Matuyama boundary and magnetic parameters related to climatic changes in Quaternary sediments of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 17-29.
- Blasi, A.M., Zarate, M.A. y Kemp, R.M. 2001. Sedimentación y pedogénesis cuaternaria en el noreste de la pampa bonaerense: la localidad de Gorina como caso de estudio. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 8: 77-92.
- Bobbio, M., Devincenzi, M., Orgeira, M. y Valencio D. 1986. La magnetostratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la Ciudad de La Plata (excavación Nuevo Teatro Argentino): su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 7-21.
- Bouyoucos, G.J. 1936. Directions for Making Mechanical Analysis of Soils by the Hydrometer Method. *Soil Science* 4: 225-228.
- Cavallotto, J.L. 1995. Evolución geomorfológica de la llanura costera ubicada en el margen sur del Río de la Plata. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 237 p., La Plata.
- Cavallotto, J. y Violante, R. 2005. Geología y Geomorfología del río de la Plata. En De Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. y Llambías E. (eds), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires*. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 237-253, La Plata.
- Cellone, F., Carol E. y Tosi, L. 2016. Coastal erosion and loss of wetlands in the middle Río de la Plata estuary (Argentina). *Applied Geography* 76: 37-48.
- Chaparro, M.A.E. 2005. Análisis y Estudio de Parámetros Magnéticos de Suelos y Sedimentos de Arroyos y Lagunas Relativamente Contaminados – Métodos de Mediciones Magnéticas. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Centro de la provincia de Buenos Aires (inédita), 248 p., Tandil.
- Chaparro, M.A.E. 2006. Estudio de parámetros magnéticos de distintos ambientes relativamente contaminados en Argentina y Antártida. *Monografías del Instituto de Geofísica, UNAM, México*. 107p.
- Chaparro, M.A.E. y Sinito, A.M. 2004. An alternative experimental method to discriminate magnetic phases using IRM acquisition curves and magnetic demagnetization by alternating field. *Revista Brasileira de Geofísica* 22: 17-32.
- Chaparro, M.A.E., Bidegain J.C., Sinito, A.M., Gogorza C.S.G. y Jurado, S. 2003. Preliminary results of magnetic measurements on stream-sediments from Buenos Aires Province, Argentina. *Studia Geophysica et Geodaetica* 47: 121-145.
- Chesworth, W. 2008. *Encyclopedia of Soil Science*. Springer, 902 p., Dordrecht.
- Código Argentino de Estratigrafía. 1992. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y complementaria) 20, Corv64 pp.
- Cooper, J.A.G. 2001. Geomorphological variability among microtidal estuaries from the wave-dominated South African coast. *Geomorphology* 40: 99-122.
- Cortelezzi, C. 1993. Sobre la edad de los depósitos de conchillas que afloran en las proximidades de Puente de Pascua (Partido de Castelli, Prov. de Buenos Aires). 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 249-251, Mendoza.
- Colombo, F., Riba, O., Reguant, S., Virgili, C. y Rivero, L. 2013. Anthropostratigraphy: New lithological units of the Quaternary controlled by human activity. *Journal of Iberian Geology* 39: 253-260.
- Colombo Piñol, F., Violante, R.A., Cavallotto, L. y Parker, G. 1999. Caracterización morfosedimentaria de la llanura costera entre el río Paraná Guazú y las localidades de Ibicuy y Gualeguay. Provincia de Entre Ríos, Argentina. *Geogaceta* 28: 31-34.
- Cortelezzi, C. 1977. Datación de las formaciones marinas en el Cua-

- ternario de las proximidades de La Plata-Magdalena, Provincia de Buenos Aires. *Anales del Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas (LEMIT)* 2: 75-93.
- Crutzen, P.J. 2002. *Geology of mankind. Nature* 415: 23-24.
- D'Amico, G., Fucks, E., Salinas Salmuni, G. y Carut, C. 2016. Cambios en la línea de costa relacionados a procesos de erosión y deposición en el partido de Punta Indio (Buenos Aires, Argentina) mediante imágenes satelitales de resolución media. XVII Simposio Internacional SELPER 2016, actas 755-766., Iguazú.
- D'Amico, G., Fucks, E. y Carut, C. 2019. Dinamismo, complejidad y especificidad de los litorales estuarinos: análisis de la dinámica litoral en Punta Atalaya, Buenos Aires, Argentina. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 45: 729-750.
- D'Onofrio, E.E., Fiore, M.M.E. y Pousa, J.L. 2008. Changes in the regime of storm surges at Buenos Aires, Argentina. *Journal Coastal Research* 24: 260-265.
- de Souza-Júnior, V.S., Vidal-Torrado, P., García-González, M.T., Macías, F. y Otero, X.L. 2010. Smectite in mangrove soils of the State of São Paulo, Brazil. *Scientia Agricola* 67: 47-52.
- Evans, M.E. y Heller, F. 2003. *Environmental Magnetism*. Academic Press 2003, hardback, 312p., London.
- Ferreira, T.O., Vidal-Torrado, P., Otero, X.L. y Macías, F. 2007. Are mangrove forest substrates sediments or soils? A case study in southeastern Brazil. *Catena* 70:79-91.
- Fidalgo, F., Colado, U.R. y De Francesco, F.O. 1973a. Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 225-240, Carlos Paz.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U. 1973b. Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Pcia. de Bs. As.). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-39, Carlos Paz.
- Fidalgo, F., A. Figini, G. Gómez, J. Carbonari y R. Huarte, 1981. Dataciones radiocarbónicas en las Formaciones Las Escobas y Destacamento Río Salado, provincia de Buenos Aires. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:43-56, San Luis.
- Figini, A., Carbonari, J. y Huarte, R. 2003. Geosuelo Puesto Callejón Viejo. Su posición cronológica y relación con eventos paleoclimáticos y paleoambientales. 2° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 93-100, San Miguel de Tucumán.
- Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J. y Figini, A. 2007. Geocronología, Paleoambientes y Paleosuelos Holocenos en la Región Pampeana. *Revista de Asociación Geológica Argentina* 62: 425-433
- Fucks, E.E., Schnack, E.J. y Aguirre, M.L. 2010. Nuevo ordenamiento estratigráfico de las secuencias marinas del sector continental de la Bahía Samborombón, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 27-39.
- Gómez, G., Figini, A. y Fidalgo, F. 1988. Secuencia vertical de edades 14C en la las Escobas, en la localidad de Cerro de la Gloria, Bahía de Samborombón, provincia de Buenos Aires, Argentina. 2° Jornadas Geológica Bonaerense, Actas: 277-281, Bahía Blanca.
- Gómez Samus, M.L., Comerio, M., Boff, L.D., Montes, M.L., Ontivero, P.E., Mercader, R.C. y Bidegain J.C. 2017a. Minerales con hierro en arcillas vinculadas a la ingresión marina holocena en la llanura costera del estuario del Río de la Plata (Argentina): Implicancias paleoambientales. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 24: 61-83.
- Gómez Samus, M.L., Rico, Y. y Bidegain, J.C. 2017b. Magnetostratigraphy and magnetic parameters in Quaternary sequences of Balcarce, Argentina. A contribution to understand the magnetic behaviour in Cenozoic sediments of South America. *GeoResJ* 13: 62-82.
- González Bonorino, F. 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 67-148
- Goodbred, S.L. y Hine, A.C. 1995. Coastal storm deposition: Salt-marsh response to a severe extratropical storm, March 1993, west-central Florida. *Geology* 23: 679-682.
- Isla, F.I. 1989. Holocene sea-level fluctuation in the southern hemisphere. *Quaternary Science Reviews* 8: 359-368.
- Jackson, M., Gruber, W., Marvin, J. y Banerjee S.K. 1988. Partial Anhyseretic remanence and its anisotropy: aplicaciones and grainsize-dependence. *Geophysical Research Letters* 15: 440-443.
- Liu, Q., Yu, Y., Pan, Y., Zhu, R. y Zhao, X. 2005. Partial anhysteretic remanent magnetization (pARM) of synthetic single- and multidomain magnetites and its paleoenvironmental significance. *Chinese Science Bulletin* 50: 1-4.
- Liu, Q., Roberts, A.P., Larrasoña, J.C., Banerjee, S.K., Guyodo, Y., Tauxe, L. y Oldfield, F. 2012. *Environmental magnetism: Principles and applications*. *Reviews of Geophysics* 50: 1-50.
- Marcomini, S.C. y Lopez, R.A. 2011. La problemática ambiental del estuario del Río de la Plata y delta del Paraná. En: López, R. y Marcomini, S. (Eds). *Problemática de los ambientes costeros: Sur de Brasil, Uruguay y Argentina*. Croquis, 211 p., Buenos Aires.
- Nabel, P. 1993. The Brunhes-Matuyama Boundary in Pleistocene Sediments of Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary International* 17: 79-85.
- Nabel, P., Camilion, C., Machado, G., Spiegelman, A. y Mormeneo, L., 1993. Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la Ciudad de Baradero, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 193-206.
- Nabel, P., Morrás, H., Petersen, N. y Zech, W. 1999. Correlation of magnetic and lithologic features from soils and Quaternary sediments from the undulating Pampa, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 311-323.
- Parker, G., Violante, R., Costa, P., Marcolini, S., Paterlini, C. y Cavallotto, J. 1990. Evolución de la región costera del este bonaerense durante

- el Pleistoceno superior. International Symposium on Quaternary Shorelines: Evolution, Processes and Future Changes, IGCP Project 274, Actas 51-52, La Plata.
- Orgeira, M.J., Pereyra F.X., Vázquez, C., Castaneda, E. y Compagnucci, R. 2008. Rock magnetism in modern soils, Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 217-224.
- Orgeira, M.J., Egli, R. y Compagnucci, R., 2011. A quantitative model of magnetic enhancement in loessic soils. 139 Chapter in *Earth Magnetic Interior (IAGA special Sopron book series)*, Springer 25: 361-368.
- Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vázquez, C.A., di Tommaso, I., Alonso, S., Sherwood, G., Hu Y. y Vilas, J.F.A. 1998. Mineral magnetic record of paleoclimate variation in loess and paleosol from the Buenos Aires Formation (Buenos Aires, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 11: 561-570.
- Orgeira, M.J., Vázquez, C., Compagnucci, R., Raposo, I. y Pereyra, F.X. 2009. Magnetismo de rocas en suelos actuales de la Pampa Ondulada provincia de Buenos Aires, Argentina. Vinculación del clima en el comportamiento magnético. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26: 65-78.
- Parker, G., Violante, R.A., Paterlini, G.M., Costa, I.P., Marcolini, S. y Cavalotto, J.L. 2008. Las secuencias depositacionales del Plioceno-Cuaternario en la plataforma submarina adyacente al litoral del este bonaerense. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15: 105-124.
- Prasad, V., Singh, I.B., Bajpai, S., Garg, R., Thakur, B., Singh, A. y Kapur, V.V. 2013. Palynofacies and sedimentology-based high-resolution sequence stratigraphy of the lignite-bearing muddy coastal deposits (early Eocene) in the Vastan Lignite Mine, Gulf of Cambay, India. *Facies* 59: 737-761.
- Prieto, A.R., Mourelle, D., Peltier, W.R., Drummond, R., Vilanova, I., y Ricci, L. 2017. Relative sea-level changes during the Holocene in the Río de la Plata, Argentina and Uruguay: A review. *Quaternary international* 442: 35-49.
- Ramos, A. y Sopena, A. 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En: Collison, J.D. y Lewis, J (eds.) *Modern and Ancient Fluvial Systems*. IAS Special. Publ., 6: 301-312.
- Retallack, G.J. 2001. *Soils of the past. An introduction to paleopedology*. Blackwell Science Ltd., 404 p, Eugene.
- Richiano, S., Varela, A.N., D'Elia, L., Bilmes, A. y Aguirre, M. 2012. Evolución paleoambiental de cordones litorales holocenos durante una caída del nivel del mar en la Bahía Samborombón, Buenos aires, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 19: 105-124.
- Riggi, J. C., Fidalgo, F., Martínez, O. y Porro, N. 1986. Geología de los "sedimentos pampeanos" en el partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 316-333.
- Schnack, E., Isla, F., De Francesco, F. y Fucks, E. 2005. Estratigrafía del Cuaternario Marino Tardío en la Provincia de Buenos Aires. En: De Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. y Llambías E. (eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires, 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio*, 159-182, La Plata.
- Sepúlveda, H.H., Valle-Levinson, A. y Framinan, M.B. 2004. Observations of subtidal and tidal flow in the Río de la Plata Estuary. *Continental Shelf Research* 24: 509-525.
- Servicio de Hidrografía Naval 1999. *Derrotero Argentino, Parte I, Río de la Plata*. Armada Argentina, H-201, Buenos Aires, Argentina, 296 p.
- Sheldon, N.D., Retallack, G.J. y Tanaka, S. 2002. Geochemical climofunctions from North America soils and application to paleosols across the Eocene–Oligocene boundary in Oregon. *Journal Geology* 110: 687-696.
- Sheldon, N.D. y Tabor, N.J. 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth Sciences Review* 95: 1-52.
- Soil Survey Staff. 2014. *Keys to Soil Taxonomy*, 12th Edition. USDA, 362 p., Washington DC.
- Teruggi, M.E. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 322-332.
- Thompson, R. y Oldfield, F. 1986. *Environmental Magnetism*. Allen and Unwin, 227 p., London.
- Tricart, J.L.F. 1973. *Geomorfología de la Pampa Deprimida*. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Colección Científica 12: 1- 202, Buenos Aires.
- Torsvik, T.H., Briden, J.C. y Smethurst, M.A. 2000. Super-IAPD Interactive analysis of palaeomagnetic data. <http://www.geodynamics.no/software.htm>.
- Violante, R.A., Parker, G. y Cavalotto, J. 2001. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la Bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 51-66.
- Walden J., Oldfield F. y Smith J.P. 1999. *Environmental magnetism: a practical guide*. Technical Guide, No 6. Quaternary Research Association, 243 p., London.
- Waters, C.N., Zalasiewicz, J., Summerhayes, C.P. y Wolfe, A.P. 2016. The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. *Science* 351: 137.
- Waters, C.N., Zalasiewicz, J., Summerhayes, C., Fairchild, I.J., Rose, N.L., Loader, N.J., Shotyk, W., Cearreta, A., Head, M.J., Syvitski, J.P.M., Williams, M., Wagnreich, M., Barnosky, A.D., Zhisheng, A., Leinfelder, R., Jeandel, C., Gałuszka, A., Ivar do Sul, J.A., Gradstein, F., McNeill, J.R., Wing, S., Poirier, C. y Edgeworth, M. 2018. A Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) for the Anthropocene Series: Where and how to look for a potential candidate. *Earth-Science Reviews* 178: 379-429.
- Whigham, D. F., Baldwin, A. H. y Barendregt, A. 2019. Tidal Freshwater Wetlands. En: Perillo, G.M.E., Wolansky, E., Cahoon, D.R. y Hopkinson, C.S. (eds), *Coastal Wetlands. An Integrated Ecosystem Approach*. Elsevier, 619-640, Amsterdam.

- Williams, M., Zalasiewicz, J., Haywood, A. y Ellis, M. 2011. The Anthropocene: a new epoch of geological time. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 309, 279 p., London.
- Wright, V.P. y Marriot, S. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology* 83: 203-210.
- Wang, Y., Healy, T., Augustinus, P., Baba, M., Bao, C., Flemming, B., Wolanski, E. 2002. Chapter Two Definition, properties, and classification of muddy coasts. En: Healy, T., Wang, Y. y Healy, J.A. (eds.). *Muddy Coasts of the World - Processes, Deposits and Function*. Springer, 9-18, New York.
- Zalasiewicz, J. 2008. *The Earth After Us: The Legacy That Humans Will Leave In The Rocks*. Oxford University Press, 272 p., Oxford.
- Zalasiewicz, J. 2010. *The Planet in a Pebble: a Journey through Earth History*. Oxford University Press, 227 p., Oxford.
- Zárate, M. y Imbellone, P.A. 1998. Problems and concepts of paleopedology in Argentina. *Quaternary International* 51-52: 28-30.
- Zárate, M.A. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22: 1987-2006.
- Zárate, M.A. 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En: De Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. y Llam-bías E. (eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires*. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 139-149, La Plata.
- Zhang, W., Yu, L , Lu, M., Zheng, M., Shi, Y. 2007. Magnetic properties and geochemistry of the Xiashu Loess in the present subtropical area of China, and their implications for pedogenic intensity. *Earth and Planetary Science Letters* 260: 86-97.