

CAMBIOS HISTÓRICOS EN EL APORTE TERRÍGENO DE LA CUENCA DEL RÍO DE LA PLATA SOBRE LA PLATAFORMA INTERNA URUGUAYA

Analía MARRERO ^{1*}, Adriana TUDURÍ ¹, Laura PÉREZ ^{1,2}, Carolina CUÑA ³, Pablo MUNIZ ¹,
Rubens C. LOPES FIGUEIRA ⁴, Michel MICHAELOVITCH de MAHIQUES ⁴, Paulo ALVES de LIMA
FERREIRA ⁴, Daniela PITTAUEROVÁ ^{5,6}, Till HANEETH ^{5,7}, Felipe GARCÍA-RODRÍGUEZ ^{1,2}

¹ Oceanografía y Ecología Marina, Facultad de Ciencias, Universidad de la República. Iguá 4225 (11400),
Montevideo, Uruguay. amarrero@fcien.edu.uy

² Centro Universitario Regional Este (CURE), Sede Rocha. Ruta 9 y Ruta 15, Rocha, Uruguay.

³ CICTERRA, Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sarsfield 1611 (X5016GCA), Córdoba, Argentina.

⁴ Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. Praça do Oceanográfico 191 (05508-120) São Paulo, SP, Brasil.

⁵ MARUM, Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen. Leobener Strasse (28359), Bremen, Germany.

⁶ Institute of Environmental Physics, University of Bremen. Otto-Hahn-Alle 1 (28359), Bremen, Germany.

⁷ School of Coastal and Marine Systems Sciences, Coastal Carolina University. South Carolina, USA.

Resumen: El Río de la Plata (RdLP) presenta significativas variaciones naturales (hidrodinámicas y oceanográficas) asociadas a diferentes condiciones climáticas. El propósito de este trabajo es inferir los cambios de aportes continentales de sedimentos y su relación con las variaciones hidrológicas del Río de la Plata, a través del análisis de *proxies* sedimentológicos y geoquímicos en testigos de sedimentos de la plataforma interna uruguaya que registran los últimos 100 años, aproximadamente. A partir de la datación por ²¹⁰Pb de dos testigos de sedimentos (GeoB 13813-4 y BAR1) se reconstruyó la geocronología del ambiente, y se relacionó con datos de las forzantes climáticas *Pacific Decadal Oscillation*, El Niño/La Niña *Southern Oscillation*, *Atlantic Multidecadal Oscillation*, y las anomalías hidrológicas de los ríos Paraná y Uruguay. Los valores más positivos y estables del *Southern Oscillation Index*, los cuales corresponden a fases La Niña, se observan en el periodo correspondiente entre 1910-1970, respecto al resto de la serie, donde se aprecia una mayor variabilidad y una tendencia hacia valores más negativos (eventos El Niño). Se hicieron dendrogramas (*clustering*) jerárquicos para ambos testigos. Para el testigo GeoB 13813-4, se utilizó la relación Ca/Ti y la granulometría, mientras que para BAR1 se recurrió a variables granulométricas y la tasa de sedimentación. El mayor aporte continental hacia la región de la plataforma adyacente al Río de la Plata registrado a partir del año 1970, podría ser el factor principal de los agrupamientos observados en los *clusters* para ambos testigos. Las agrupaciones mostraron una diferenciación en la década de 1970, lo que estaría asociado al aumento de los caudales de los ríos Paraná y Uruguay, durante las últimas tres décadas del siglo XX. Por otra parte se observa que la granulometría del testigo BAR1 presentó un mayor tamaño de grano y más variabilidad que en el caso del testigo GeoB 13813-4. También se determinó una mayor acumulación de sedimentos a través del tiempo en el cinturón de barro del Río de la Plata (plataforma continental adyacente), comparado con aquel registrado en la Barra del Indio (límite entre zona intermedia y externa del estuario). Estas diferencias podrían estar relacionadas con la influencia del Río de la Plata, el cual genera un ambiente altamente dinámico sobre la Barra del Indio y un ambiente más estable sobre el cinturón de barro en la plataforma continental.

Palabras clave: Geocronología, Anomalías de caudal, Sedimentación, Índices Climáticos, Estuario del Río de la Plata.

EXTENDED ABSTRACT

*Historical changes in terrigenous river supply
from the Rio de la Plata basin to the inner
shelf of Uruguay*

The Río de la Plata Estuary (RdLP) is a fluvio-marine system that drains into the Southwestern Atlantic Ocean with the Paraná and Uruguay rivers as main tributaries. The estuary is fed by a 3,100,000 km² catchment area which extends over the territories of Argentina, Paraguay, Brazil, Bolivia and Uruguay (Acha *et al.*, 2008). The RdLP exhibits significant natural decadal- and annual-scale, hydrodynamic and oceanographic variability associated with the Pacific Decadal Oscillation (PDO), the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and the El Niño/La Niña Southern Oscillation (ENSO) (Depetris and Pasquini, 2007b; Chiessi *et al.*, 2009; Garreaud *et al.*, 2009). Such variability affects the moisture budget over the surrounding continental areas and leads, thus, to changes in the river discharge. PDO is associated with ENSO as both appear to display similar hydrological responses, though their inherent mechanisms are not yet fully understood (Garreaud *et al.*, 2009). In this sense, warm and cold PDO phases strongly resemble El Niño and La Niña events, respectively (Garreaud *et al.*, 2009). During El Niño episodes, an increase in precipitation over the RdLP drainage basin is commonly observed (Boulanger *et al.*, 2005; Camilloni, 2005; Garreaud *et al.*, 2009; García-Rodríguez *et al.*, 2014), and consequently increased Paraná and Uruguay river discharges are displayed (Depetris and Pasquini, 2007a). Campos *et al.* (1999) have recorded a freshwater plume of low salinity and temperature (32, 18 °C respectively) associated with an increase in RdLP discharge during the El Niño event of 1997, expanding northwards up to 23°S. Furthermore, during negative AMO phases it was recorded an increasing trend on the precipitations over the SE South America (SESA) and, as a consequence, a concomitant increase in the Rivers Paraná and Uruguay discharge was recorded, while the opposite pattern was observed during positive phases (Chiessi *et al.*, 2009).

The aim of this paper is to infer the link between changes in the delivery of terrigenous sediment to the adjacent Atlantic Ocean with recorded hydrological variability of the RdLP. To achieve this, we used sedimentological and geochemical proxies from two sediment cores, which were retrieved from the inner continental shelf off Uruguay and encompass the past 100 AD.

Sediment Core GeoB 13813-4 was taken from the inner-shelf “RdLP paleo-valley mudbelt” (Fig. 1; 34°44’13”S, 53°33’16”W) during research cruise M76/3a (Krastel *et al.*, 2012; Lantzsich *et al.*, 2014). Sediment Core BAR1 was retrieved in the inner-shelf “Barra del Indio” zone (Fig. 1; 35°03’00”S, 56°09’00”W), performed by the Faculty of Sciences, Universidad de la República (Uruguay). For Core GeoB 13813-4, we analyzed the relative abundance of major elements (Ca and Ti) obtained by an X-ray fluorescent sediment core scanner AVAATECH and the Ca/Ti ratio was used to infer continental versus marine influence. This chemical elemental ratio was chosen according to previous successful applications within the Atlantic Ocean (Chiessi *et al.*, 2009; Mahiques *et al.*, 2009; Govin *et al.*, 2012; Bender *et al.*, 2013; Burone *et al.*, 2013). Furthermore, the arithmetic mean grain size distribution was studied from both sediment cores, using the GRADISTAT program (Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments) version 8 (Blott and Pye, 2001) (Fig. 4). For Core GeoB 13813-4 grain size were obtained by Laser Particle Sizer LS200 and for Core BAR1 were obtained by Malvern Mastersizer 2000 Laser analyser.

The chronology from both cores was assessed by ²¹⁰Pb_{xs} dating (Table 1 and Fig. 2; Appleby, 2001; 2008). For core BAR1 we selected the CRS (Constant Rate Supply) model (which is highly used for estuarine systems), while for GeoB 13813-4 the CF-CS (Constant Flux: Constant Sedimentation Rate) model was applied (Appleby, 2008; Bernal *et al.*, 2010). In the last case, the decision of using the CF-CS model was due to the lack of a complete ²¹⁰Pb dataset, which would bring very high sedimentation rates uncertainties (Sanchez-Cabeza and Ruiz-Fernández,

2012). To assess the climatic variability over the past century as inferred from the sediment proxies, we evaluated the climatic indices PDO and Southern Oscillation Index (SOI), of the Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean, University of Washington (<http://jisao.washington.edu>), as well as the AMO from the NOAA (http://www.aoml.noaa.gov/phod/amo_faq.php). We further compared these data with temporal series (encompassing the last century) of the Paraná and Uruguay fluvial discharges (http://www.hidricosargentina.gov.ar/acceso_bd.php), river-flow anomalies were calculated following the approach of Piovano *et al.* (2004). The generated proxy data were analyzed by running cluster analyses using the stratigraphically constrained Moristia similarity index, in PAST program version 3 (<http://folk.uio.no/ohammer/past/>). The generated groups are represented with red lines in figure 3. The sedimentation rate of core GeoB 13813-4 was assumed to be constant with a mean value of 1.3 cm yr^{-1} (Table 1; Perez Becoña, 2014), while for the sedimentation rate of core BAR1 three groups were observed: 1911-1973; 1976-1984 and 1986-2010. The mean sedimentation rate for the above groups showed an increasing trend from $0.24 \pm 0.13 \text{ cm yr}^{-1}$ to $0.31 \pm 0.14 \text{ cm yr}^{-1}$ and $0.37 \pm 0.10 \text{ cm yr}^{-1}$, respectively.

The most positive and stable values of SOI (La Niña events) were recorded during 1910-1970. After 1970, a higher variability and a trend towards more negative values was observed (El Niño events). After the year 2005, very negative SOI values occurred (Fig. 4). PDO showed either negative or close to zero values during the early period 1910-1970 (cold phase). During the subsequent interval, i.e., 1970-2005, positive values (warm phase) were observed. Regarding with AMO, a positive phase was observed from 1925-1960, followed by a negative phase (1960-2000), but then a shift to a positive phase until the present was observed. The Paraná river discharge anomalies for the years 1910-1970 were mostly associated with negative values (Fig. 4), while between 1970 and 2010 positive anomalies were documented. Between the years 2000 and 2010, we mostly registered values close to zero. Furthermore, the trends in AMO and SOI indices were negatively associated with the anomalies of both Paraná and Uruguay rivers flows, while PDO index were positive associated with such anomalies.

A change in mode polarity observed for PDO and

AMO took place by the middle 1970s, in addition to more frequent and intense El Niño events that led to the increased rainfall over SESA (Garreaud *et al.*, 2009). Thus, the increase in rainfall over SESA was concomitant with positive anomalies in the Paraná and Uruguay river discharge rates after 1970 (Camilloni, 2005). In this sense, the Paraná river discharge was 20% higher during the past 30 years than the historical average of the 20th century (Mauas *et al.*, 2008).

The results of the cluster analyses groups (Fig. 3) showed a differentiation in both sediment cores that corresponds to the beginning of the 1970s, which could be associated with the increasing discharge trend recorded for the Parana and Uruguay rivers over the last three decades. The increase in RdIP discharge led to a higher accumulation rate of terrigenous sediments, as inferred from the high sedimentation rate and mean grain size (BAR1), and the lowest Ca/Ti ratio (GeoB 13813-4), and explains both the spatial and temporal sedimentological and geochemical variability. Ca/Ti ratio in the RdIP was successfully used to infer marine vs. continental influence, as Ti is associated with a continental RdIP discharge, while Ca is associated with autochthonous marine productivity (e.g. foraminifera, Burone *et al.*, 2013). Thus, the highest continental sediment supply to the inner continental shelf is observed in GeoB 13813-4 after 1970, associated with a decrease in the Ca/Ti ratio (Fig. 4). Regarding with Core BAR1 the grain-size distribution and the sedimentation rate were both associated with the estuarine hydrodynamic changes. After 1970, the highest and most variable sedimentation rate and mean grain size was found, probably associated to an increase in both the Paraná and Uruguay river discharges during the past three decades, while the lowest and more stable sedimentation rates and mean sediment grain size recorded before 1970, is indicating a reduced RdIP freshwater supply to the study area.

This study shows that both sediment cores contain a distinct continental runoff record as the result of climatic changes (PDO, AMO and ENOS), which have influenced the precipitation patterns over SESA. Both sites reflect similar responses to these environmental changes for the last 100 yr in continental terrigenous sediment supply from the RdIP watershed towards the inner continental shelf. We conclude that it is possible to assess the temporal? RdIP discharge patterns variability within

the estuarine and adjacent oceanic area through the study of terrigenous proxies from sediment cores retrieved within the continental shelf.

Keywords: Geochronology, River Flow Anomalies, Sedimentation, Climate Indices, Río de la Plata Estuary.

INTRODUCCIÓN

La evolución ambiental de los sistemas acuáticos de largo plazo puede estudiarse a partir de perfiles en testigos sedimentarios (Henderson, 2002). Los perfiles de sedimentos contienen *proxies* biológicos (i.e. diatomeas, foraminíferos, moluscos), físicos (i.e. limos, arcillas, arenas) y geoquímicos (i.e. compuestos químicos, indicadores de estado trófico, metales y materia orgánica), los cuales permiten reconstruir las condiciones ambientales existentes al tiempo de depósito (Wefer *et al.*, 1999; Walker, 2005). Es así que el análisis estratigráfico de los perfiles permite inferir las condiciones ambientales pasadas (Appleby, 2001; Burone *et al.*, 2011). El estudio de las concentraciones de los elementos en los sedimentos es importante para determinar las fuentes de los mismos (Goldberg y Arrhenius, 1958) y las condiciones ambientales al momento del depósito (Tribovillard *et al.*, 2006). En este sentido, se utiliza la variación en la relación Ca/Ti en testigos costeros y oceánicos para inferir variaciones en la influencia marina vs. continental, ya que el Ti es un elemento de origen continental aportado por descarga fluvial, mientras que el Ca está asociado a la productividad marina (Govin *et al.*, 2012).

El Río de la Plata (RdLP) y la región costera contigua se encuentran asociados a dos ciudades capitales (Montevideo y Buenos Aires), las cuales sustentan más de 15 millones de habitantes (Acha *et al.*, 2003; Licursi *et al.*, 2006). Este sistema presenta gran importancia socio-económica para la región (Kurucz *et al.*, 1998), ya que sus aguas se utilizan para comercio, turismo y recreación (Bisbal, 1995; López-Laborde *et al.*, 2000). A su vez, el Río de la Plata es el principal contribuyente de agua con bajos tenores de salinidad y sedimentos hacia la región de plataforma continental adyacente (Piola *et al.*, 2005; Krastel *et al.*, 2012; Lantzsich *et al.*, 2014; Nagai *et al.*, 2014).

El Río de la Plata presenta significativas variaciones naturales (hidrodinámicas y oceanográficas) asocia-

das a cambios de las condiciones climáticas. En este sentido existe variabilidad climática a nivel intranual, asociada con la migración latitudinal de la Zona de Confluencia Intertropical (Zhou y Lau, 1998). La migración latitudinal hacia el sur de esta zona durante el verano, genera un aumento de las precipitaciones sobre la cuenca de drenaje del Río de la Plata y, en consecuencia, un aumento del caudal, mientras que en invierno se observa un patrón opuesto (Zhou y Lau, 1998; Carvalho *et al.*, 2010). La migración latitudinal y estacional de la Zona de Confluencia Intertropical ha sido caracterizada como de tipo monzónica (*South American Monsoon System*; Zhou y Lau, 1998; Garreaud *et al.*, 2009). La Zona de Convergencia del Atlántico Sur, rasgo típico de este sistema monzónico, es una banda de actividad convectiva que se registra en el verano austral, la cual se extiende desde el Amazonas hasta el Atlántico Sudoccidental (Kodama, 1992). Robertson y Mechoso (2000) registraron una variabilidad interanual e interdecadal de la misma y se plantea que su intensificación está asociada a anomalías negativas de la temperatura superficial del Océano Atlántico Sudoccidental. Asimismo, estos autores registraron un aumento del caudal de los ríos Paraná y Paraguay y una disminución en los ríos Negro y Uruguay durante eventos de intensificación de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur.

Asimismo, como se muestra a continuación, existen modos climáticos que operan en la variabilidad temporal registrada para el Río de la Plata. Así, existe una variabilidad interanual (2-7 años) relacionada a *El Niño/La Niña Southern Oscillation* (ENSO) (Piola, 2002; Depetris y Pasquini, 2007b; Garreaud *et al.*, 2009) y a nivel interdecadal se destacan las forzantes AAO (*Antarctic Oscillation*), PDO (*Pacific Decadal Oscillation*) y AMO (*Atlantic Multidecadal Oscillation*) (Chiessi *et al.*, 2009; Garreaud *et al.*, 2009), que también juegan un rol significativo dentro de la variabilidad climática registrada para Sudamérica.

Se ha documentado que las variaciones climáticas producen cambios en el caudal del Río de la Plata, donde el aumento en la descarga puede provocar una lengua de agua con salinidad y temperatura bajas (~32 y 18°C respectivamente) hasta los 23° S (Campos *et al.*, 1999). Por otra parte, un aumento del caudal también se produce en respuesta a un incremento en las precipitaciones sobre la cuenca de drenaje durante los eventos El Niño, mientras que la

tendencia opuesta se registra para los eventos La Niña (Ciotti *et al.*, 1995; Piola, 2002; Depetris y Pasquini, 2007b; Garreaud *et al.*, 2009; García-Rodríguez *et al.*, 2014). El sistema también experimenta variaciones decadales y multidecadales en su caudal, hallándose, por ejemplo, una tendencia positiva en los valores de descarga a partir de la segunda mitad de siglo XX, principalmente durante el invierno (Depetris y Pasquini, 2007a).

El propósito de este trabajo es inferir los cambios de aportes continentales terrígenos de sedimentos desde la cuenca del Plata a la plataforma interna y su relación con las variaciones hidrológicas del Río de la Plata a través del análisis de *proxies* sedimentológicos y geoquímicos en testigos de sedimentos de la plataforma interna uruguaya que registran los últimos 100 años. Para ello se utilizó información preexistente obtenida a partir del estudio de dos testigos de sedimento ubicados en zonas con diferente influencia del estuario del Río de la Plata (transición entre zona media y externa del mismo, y zona adyacente de la plataforma continental).

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de estudio

El estuario del Río de la Plata está contenido en la “Cuenca del Plata”, la segunda más grande de Sudamérica en extensión, con una superficie aproximada de 3,1 millones de km² (Acha *et al.*, 2008) y cubre parte de los territorios de Argentina, Paraguay, Bolivia, Brasil y Uruguay. Es un sistema fluvio-estuarino que desemboca en el Océano Atlántico Sudoccidental, y sus principales tributarios son los ríos Paraná y Uruguay, con un promedio de descarga anual de 16.000 y 6.000 m³ s⁻¹, respectivamente (CARP, 1989). El rango del caudal de descarga del Río de la Plata es de 20.000-25.000 m³ s⁻¹ (Guerrero *et al.*, 2007). El estuario es un cuerpo de agua con forma de embudo con orientación NW-SE, de 320 km de longitud y un ancho que varía entre 2 km en su nacimiento y 230 km en su boca, en la línea que une Punta del Este (Uruguay) con Punta Rasa (Argentina), con una superficie de 38.800 km² y profundidad media de 5 m.

El Río de la Plata es considerado desde el punto de vista geológico una unidad que contiene sedimentos no consolidados, en equilibrio con la masa líquida

contenida en la cuenca, así como al conjunto de sistemas fluvio-estuarinos que evolucionaron desde el Plioceno al presente (Cavallotto y Violante, 2005). Desde el punto de vista geomorfológico es parte de un conjunto de formas vinculadas genéticamente con la transgresión holocena, integradas por el Delta del Paraná (subaéreo y subáqueo) y por las llanuras costeras del sur de la Provincia de Entre Ríos y el noreste bonaerense (República Argentina), y de reducidos sectores costeros de Uruguay que conforman la llamada “Unidad Geomorfológica Río de la Plata” (Cavallotto, 2002).

Los sedimentos del estuario han sido condicionados por la influencia fluvial, a través de la descarga de los principales tributarios, así como por los aportes de materiales marinos. Además han sido redistribuidos y redepositados por el efecto de mareas y olas (Cavallotto y Violante, 2005). Por lo tanto, la distribución actual de las facies sedimentarias del Río de la Plata y la plataforma continental adyacente (Fig.1) es reflejo de una sedimentación selectiva y gradual, producida por la interacción de varios procesos dinámicos (CARP, 1989). Los sedimentos se encuentran en equilibrio con las actuales condiciones hidrológicas del río y constituyen la extensión subáerea del delta del Paraná (Parker y Marcolini, 1992), donde sus depósitos terminan en un frente de progradación en la plataforma continental interior (prodelta) (Parker y Marcolini, 1992; Cavallotto y Violante, 2005). Los sólidos en suspensión acarreados por el Río de la Plata son depositados formando facies limo-arcillosas dentro del estuario (dando lugar al delta Paraná), en la plataforma continental interna uruguaya y hacia la plataforma continental brasilera, próximo a Río Grande do Sul (Urien y Ewing, 1974; Correa *et al.*, 2008; Mahiques *et al.*, 2009).

Este patrón de sedimentación se hace evidente bajo la presencia de un área fangosa paralela a la costa con dirección norte (ver Fig. 1, Masello y Menafra, 1998; Martins *et al.*, 2003). Dicho depocentro se construyó sobre el paleocanal del Río de la Plata, donde el río Paraná transportaba y descargaba su aporte de sedimentos en Río Grande do Sul (formando el cono de Río Grande do Sul) durante niveles de mar más bajos, consecuencia del último máximo glacial (Urien y Ottman, 1971; Martins *et al.*, 2003; Lantzch *et al.*, 2013).

Dentro del estuario, los sedimentos finos se depositan en la zona de máxima turbidez, la cual

generalmente coincide con la zona de máximo gradiente salino, donde las aguas presentan condiciones diferenciales entre la superficie y el fondo de la columna de agua (CARP, 1989). En esta zona es donde se produce la mayor floculación de los sólidos en suspensión, formando un tapón fangoso que representa la barra exterior del río, denominada "Barra del Indio". La misma separa un ámbito con características netamente fluviales de otro con características marinas (FREPLATA, 2004).

Colecta y procesamiento de muestras

El testigo GeoB 13813-4 fue obtenido durante la campaña oceanográfica M76/3a (MARUM, Universidad de Bremen), llevada a cabo en el buque de investigación alemán Meteor en julio del 2009 (Krstel et al., 2012). El mismo fue tomado con un *gravity corer* a 57 m de profundidad y se obtuvo un testigo de sedimento de 1.028 cm de longitud (34°44'13"S, 53°33'16"O). El área de muestreo del testigo se localiza en el cinturón de barro del Río de la Plata de la plataforma continental interna uruguaya (Fig. 1). Se estudió la concentración relativa (expresada en conteos por segundo, cps) de los elementos mayoritarios Ca y Ti, con un scanner de fluorescencia de rayos X AVAATECH, del MARUM *Center of Marine Environmental Sciences*. Previo al escaneo, la superficie del sedimento fue cuidadosamente nivelada. Cada área (de aproximadamente 1 cm²) se midió durante 30 segundos a 10 kV y 350 μ A. Antes y después del escaneo, se midió un estándar (que consiste en cinco muestras de composición previamente definidas) para asegurar la calidad de los datos. De esta manera, el testigo fue escaneado en su totalidad y se obtuvo la abundancia relativa de los elementos cada 1 cm y se utilizó la relación de los mismos como lo indica Francus et al. (2009). Se recurrió a la relación Ca/Ti para determinar cambios en la relación de influencia marina *versus* continental (Govin et al., 2012). Asimismo, se realizaron análisis granulométricos cada 10 cm en los primeros 100 cm del testigo. Para este análisis se empleó un *Coulter Laser Particle Sizer* LS200, en un rango de 0.4 – 2000 μ m, en el MARUM *Center of Marine Environmental Sciences*.

El testigo BAR1 se extrajo en octubre del 2013 durante una campaña de colecta (Intendencia de Montevideo) con el Grupo de Buceo y Salvamento de la Armada de Uruguay (GRUBU). La extracción

se realizó de forma manual a 10 m de profundidad y se recuperó un testigo de sedimento de 115 cm de largo y 8 cm de diámetro (35°03'S, 56°09'O). El sitio de muestreo se localizó sobre la Barra del Indio a 11 km de la costa de Montevideo (Fig. 1), donde se ubica la zona de máxima turbidez del estuario y los sedimentos en suspensión floculan mayormente. Posteriormente, el testigo fue seccionado longitudinalmente en intervalos de 1 cm de espesor. Las submuestras fueron refrigeradas para su posterior análisis. Se realizaron análisis granulométricos al testigo BAR1 cada 1 cm en los primeros 24 cm. Las muestras fueron tratadas con H₂O₂ al 30% para eliminar el contenido orgánico y con HCl 1M para eliminar los carbonatos. La granulometría se obtuvo con un Analizador Láser *Malvern Mastersizer 2000*, del Instituto Oceanográfico de la Universidad de São Paulo (IO-USP), para estudiar variaciones en la selección y tipo de acumulación según el tamaño de grano.

Para ambos testigos se calculó la media aritmética del tamaño de grano por el método de momentos. Para ello se utilizó el programa GRADISTAT (*Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments*) versión 8 (Blott y Pye, 2001). Luego se describió el sedimento en base a los resultados de la media y utilizando la escala propuesta por Blott y Pye (2001).

Geocronología radioisotópica

El marco geocronológico de los testigos sedimentarios fue desarrollado mediante el análisis radioisotópico del ²¹⁰Pb (radionucleido natural, vida media 22,3 años), técnica ampliamente utilizada para obtener edades correspondientes a los últimos 100-150 años (Appleby, 2001, 2008; Pittauerová et al., 2011). Además, se corroboraron los modelos de edad a través de la medición de la actividad del ¹³⁷Cs (radionucleido artificial, vida media 30 años), marcador cronoestadigráfico complementario, donde el pico de la actividad del ¹³⁷Cs corresponde al año 1963 (máximo *fallout* debido a pruebas nucleares) para el hemisferio Sur (Bernal et al., 2010).

Las submuestras fueron secadas en horno a 40°C por 48 hs luego fueron pulverizadas, pesadas y transferidas a recipientes cilíndricos de polietileno para conteo mediante espectrometría gamma (γ) de alta resolución. Esta técnica es actualmente la más utilizada para la medición de decaimiento radioactivo

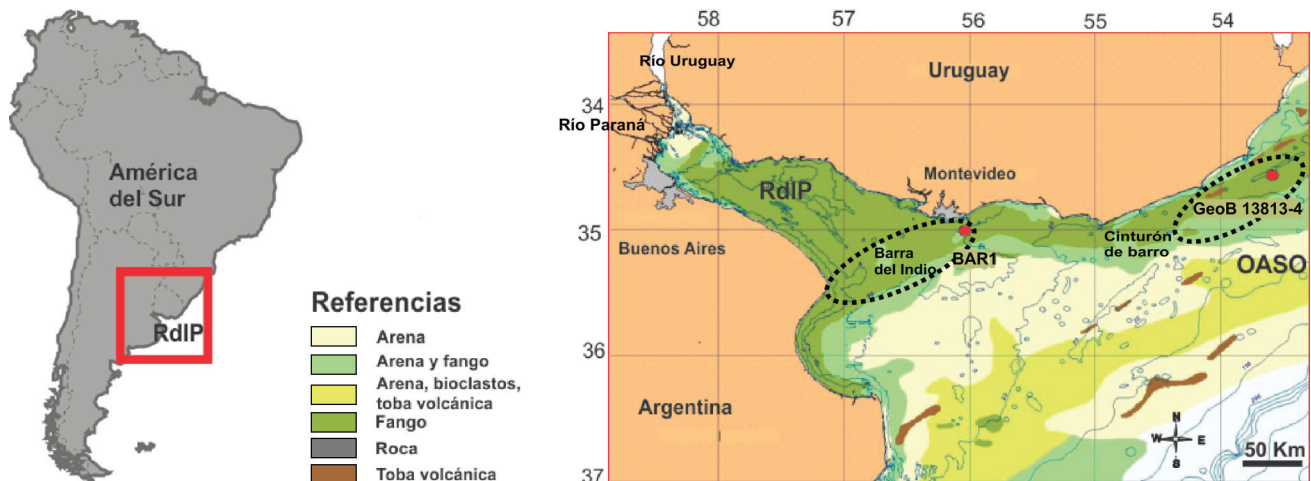


Figura 1. Área de estudio y sitios de perforación de los testigos GeoB 13813-4 (dentro del Cinturón de barro del Río de la Plata) y BAR1 (en la Barra del Indio). Mapa modificado de FREPLATA (2004). RdIP: Río de la Plata; OASO: Océano Atlántico SudOccidental.

Figure 1. Study area and the GeoB 13813-4 (in the Cinturón de barro in the Río de la Plata) and BAR1 (in the Barra del Indio) coring sites, adapted from FREPLATA, 2004. RdIP: Río de la Plata; OASO: Southwestern Atlantic Ocean.

(Saito *et al.*, 2001; Neves *et al.*, 2014). Debido a las ventajas que presenta su uso no es necesario tratamiento previo ni concentración de las muestras de sedimento (Appleby, 2001). Para el testigo GeoB 13813-4 se midió la actividad del radionucleido ^{210}Pb en siete muestras de sedimento, seleccionadas aproximadamente cada 15 cm a lo largo de los 100 cm superiores del testigo. De estas siete muestras fueron utilizadas seis para realizar el modelo de edad ya que la última presentó actividad negativa. Dichos análisis fueron llevados a cabo en el laboratorio *Bremen State Radioactivity Measurements Laboratory*, usando el programa Canberra Genie 2000 y la herramienta para calibración Monte Carlo LabSOCS (Pittauerová *et al.*, 2011). Por otro lado, para el BAR1 se utilizaron 10 muestras obtenidas de los primeros 25 cm del testigo, las cuales fueron medidas con un equipo de conteo γ EG&G ORTEC® (Ge hiperpuro, modelo GMX25190P) del IO-USP, según describe Neves *et al.* (2014).

Para la datación geocronológica del BAR1 se utilizó el modelo matemático CRS (*Constant Rate of Supply*), donde se puede relacionar el $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (no soportado, alóctono) con tasas de sedimentación recientes para el sistema (Appleby, 2008). El modelo plantea que la tasa de sedimentación es variable en el tiempo, y que el $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ tiene una tasa de suministro constante (Appleby y Oldfield, 1978; Bernal *et al.*, 2010). Por otro lado, para la datación del testigo GeoB 13813-

4 se utilizó el modelo matemático CF:CS (*Constant Flux, Constant Sedimentation*), el cual plantea flujo constante de ^{210}Pb y tasas de sedimentación constantes a lo largo del testigo (Krishnaswamy *et al.*, 1971; Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández, 2012). En este caso se aplicó este modelo dado que solo se midió la actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ de forma no continua, generando vacíos a lo largo del perfil del testigo. Por lo tanto, se siguió la recomendación de Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández (2012) sobre la utilización de este modelo con el fin de obtener la tasa de sedimentación media. También se obtuvieron datos de actividad del ^{137}Cs para respaldar la cronología basada en el ^{210}Pb (Appleby, 2008), lo cual representa mayor dificultad para el hemisferio Sur por la baja intensidad de la señal (Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández, 2012).

Forzantes climáticas e hidrológicas

Los índices climáticos a evaluar fueron el *Atlantic Multidecadal Oscillation*, el *Pacific Decadal Oscillation* y el *Southern Oscillation Index*, referidos en este trabajo con sus formas abreviadas AMO, PDO y SOI, respectivamente. Los datos del PDO y el SOI fueron obtenidos del *Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean*, University of Washington (<http://jisao.washington.edu>). Asimismo, los datos para calcular el índice AMO fueron obtenidos de la

Testigo GeoB 13813-4		
Profundidad (cm)	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (Bq kg ⁻¹)	Edad (año)
1	30,4 ± 3,1	2008
16	18,6 ± 3,4	1997
33	15,1 ± 3,1	1984
51	9,8 ± 1,9	1970
66	9,2 ± 2,6	1958
86	2,9 ± 1,5	1943

Testigo BAR1		
Profundidad (cm)	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (Bq kg ⁻¹)	Edad (año)
3	52,3 ± 3,3	2004
4	40,9 ± 5,4	2001
5	41,5 ± 5,5	1997
6	30,9 ± 4,0	1995
10	25,5 ± 3,3	1984
11	19,7 ± 2,7	1980
12	17,5 ± 2,3	1976
14	11,3 ± 1,5	1970
16	10,7 ± 1,4	1964
22	3,5 ± 0,5	1919

Tabla 1. Actividad del ^{210}Pb no soportado (en Bq kg⁻¹) y edad estimada (en años) de los estratos de GeoB 13813-4 y BAR1.

Table 1. Unsupported ^{210}Pb activity (in Bq kg⁻¹) and the estimated age (in years) of the cores GeoB 13813-4 and BAR1.

National Oceanic and Atmospheric Administration (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>). La serie temporal de los últimos 100 años para los ríos Paraná y Uruguay (estaciones “Túnel subfluvial” y “Paso de los Libres”, respectivamente) se obtuvieron de la Base de Datos Hidrológica

Integrada de la Subsecretaria de Recursos Hídricos de la Argentina (http://www.hidricosargentina.gov.ar/acceso_bd.php). Las anomalías de caudal (Q') de los ríos Paraná y Uruguay fueron calculadas como recomienda Piovano *et al.* (2004), según la ec. (1).

$$Q' = (Q_a - Q_m) \div Q_m \quad (1)$$

Donde Q_a es la descarga anual y Q_m es el promedio de la serie temporal (i.e., 1909 AD-presente). De esta manera, este índice ayuda a visualizar cuanto se desvían los caudales anuales respecto al promedio de la serie temporal, siendo los valores positivos correspondientes con anomalías positivas en el caudal y lo opuesto para los valores negativos.

Los datos de los *proxies* provenientes de cada testigo fueron posteriormente tratados estadísticamente mediante análisis de dendrograma (*clustering*), utilizando el índice de similitud Morisita y el *measure stratigraphically constrained*, a partir del software libre PAST versión 3 (<http://folk.uio.no/ohammer/past/>). Se utilizó el índice de Morisita porque es un índice de asociación inter-específica y de similitud entre datos ambientales, biológicos o sedimentológicos, el cual no solo dimensiona la fuerza de relación entre valores sino que incorpora a la profundidad en la ecuación de relación (Morisita, 1959). Por un lado, se utilizaron como variables la relación de Ca/Ti y la media aritmética del tamaño de grano en el testigo GeoB 13813-4. Por su parte, para el BAR1 las variables utilizadas fueron los contenidos de las diferentes fracciones granulométricas (arena, limo y arcilla) y la tasa de sedimentación. Los dendrogramas permitieron identificar grandes grupos asociados a las variaciones de los *proxies* en el registro sedimentario de cada testigo.

RESULTADOS

Actividad del ^{210}Pb

En la Tabla 1 se presentan los resultados de la actividad del ^{210}Pb determinada para establecer el modelo cronológico más adecuado para cada testigo. La actividad del $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (*unsupported*) en ambos testigos presentó una tendencia exponencial negativa en el perfil de profundidad (Fig. 2a), por lo que es posible utilizar dicho marcador para la estimación de edades. Según el modelo aplicado para GeoB 13813-4 la tasa de sedimentación se consideró constante

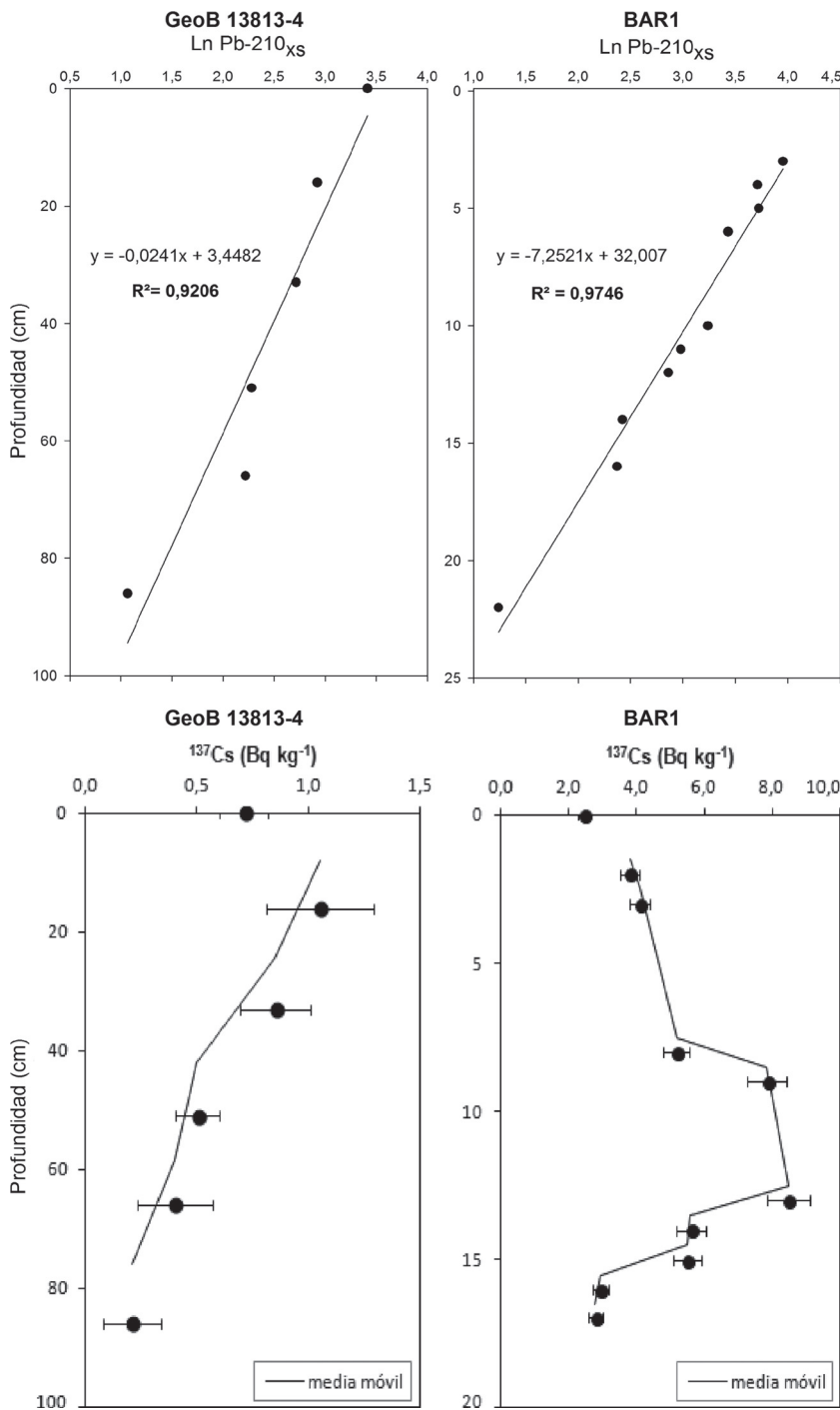


Figura 2. A) Variación de la actividad del $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ a lo largo de los testigos GeoB 13813-4 y BAR1. Se observa en ambos testigos el decaimiento exponencial negativo de la actividad del $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. B) Perfil de actividad de ^{137}Cs (en Bq kg^{-1}) de ambos para la validación cronoestratigráfica.

Figure 2. A) Variation in $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity throughout the cores GeoB 13813-4 and BAR1. The negative exponential decay of $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity of both corers is observed. B) ^{137}Cs activity (in Bq kg^{-1}) throughout the corers validating the age model.

con un valor de $1,3 \text{ cm a}^{-1}$ (Perez Becoña, 2014). Para BAR1 se estableció una tasa de sedimentación variable, hasta los 25 cm de profundidad ($0,48 - 0,08 \text{ cm a}^{-1}$), y una tasa de sedimentación media de $0,30 \text{ cm a}^{-1}$. El decaimiento de la actividad del ^{137}Cs (Fig. 2b) es una evidencia cronoestratigráfica que apoya la datación realizada por ^{210}Pb . En el caso de BAR1 se registra un pico máximo de actividad a los 17 cm

de profundidad (Fig. 2b), mientras que para GeoB 13813-4 no se observó un máximo asociado al pico de precipitación del radionucleido correspondiente a 1963. Según Leslie y Hancock (2008), el ^{137}Cs proveniente de la precipitación atmosférica aparece en los registros sedimentarios a partir del 1955. En las muestras del testigo GeoB 13813-4 el ^{137}Cs es encontrado a los 86,5 cm, que corresponde a los

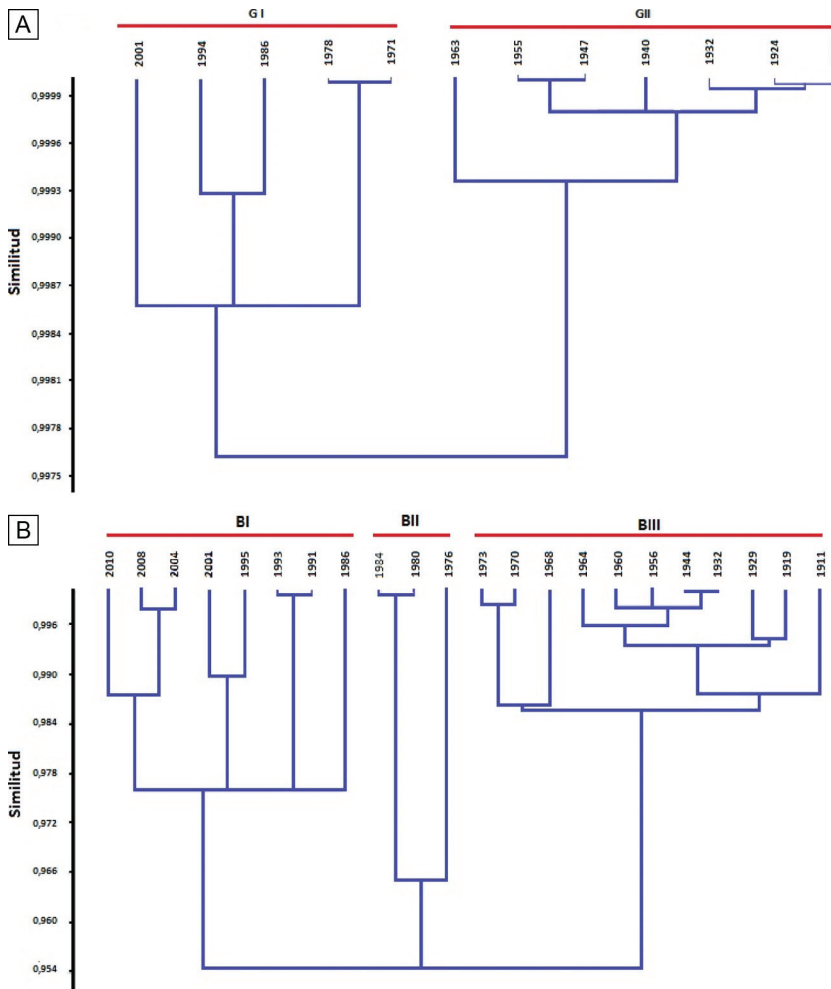


Figura 3. Cluster jerárquico según algoritmo UPGMA (*paired group*) e índice de similitud Morisita. A) Para el testigo GeoB 13813-4 se utilizaron las variables: relación Ca/Ti y la media aritmética del tamaño de grano. Se obtuvieron dos grupos, GI y GII; B) En el testigo BAR1 las variables utilizadas fueron: fracciones granulométricas (arena, limo y arcilla) y la tasa de sedimentación. Se obtuvieron tres agrupaciones, BI, BII y BIII. Los grupos se indican con líneas rojas.
Figure 3. Hierarchical clustering using the UPGMA (*paired group*) algorithm and Morisita similarity index. A) For core GeoB 13813-4 the ratio Ca/Ti and the arithmetic mean of grain size were used and two groups were distinguished (GI and GII); B) for core BAR1, the percentages of sand, silt, clay and sedimentation rate were used, and three groups were identified (BI, BII and BIII). The red lines indicate those groups.

años 1943 ± 10 . Asumiendo que el ^{137}Cs puede difundir algunos centímetros hacia los sedimentos más antiguos, se puede considerar que los valores de Cs validan el modelo de edad.

Análisis de agrupamiento

Los resultados del análisis de *cluster* se presentan en la figura 3. Para el testigo GeoB 13813-4 se obtuvo dos agrupaciones, una entre los años 1917-1963 y la segunda entre 1971- 2001. El promedio de Ca/Ti para los grupos asociados en el *cluster* son $2,54 \pm 0,2$ y $2,11 \pm 0,25$ respectivamente. Las relaciones Ca/Ti calculadas para GeoB 13813-4 mostraron una tendencia decreciente desde la base al tope del testigo (Fig. 4). Por otra parte, la media aritmética del tamaño de grano para el tramo superior es $5,02 \pm 0,44 \mu\text{m}$, mientras que para el tramo inferior es $5,41 \pm 0,36 \mu\text{m}$. Por otro lado, el testigo BAR1 presentó tres agrupaciones entre los años 1911-1973,

1984 y 1986-2010 (Fig. 3). El promedio de la tasa de sedimentación para dichas agrupaciones mostró un aumento temporal, con valores de $0,24 \pm 0,13 \text{ cm a}^{-1}$, $0,31 \pm 0,14 \text{ cm a}^{-1}$ y $0,37 \pm 0,10 \text{ cm a}^{-1}$, respectivamente. Además la media aritmética del tamaño de grano de cada grupo fue $51, 82 \pm 14,20 \mu\text{m}$, $81,86 \pm 25,40 \mu\text{m}$ y $51,62 \pm 16,95 \mu\text{m}$, respectivamente.

Variaciones hidrológicas

Las anomalías de caudal (Q') del río Paraná entre 1910-1970 fueron menores a 0,2, siendo en la mayoría de los casos negativas (Fig. 4). Por otro lado, entre los años 1970 a 2000 se registran valores positivos para el Paraná, con excepción del año 1977 ($Q' = -0,1$). La máxima se registra para el año 1982 ($Q' = 0,8$), con otros dos picos de anomalías positivas para los años 1997 y 1992 ($Q' = 0,5$). En el periodo 2000-2010 se registran valores cercanos

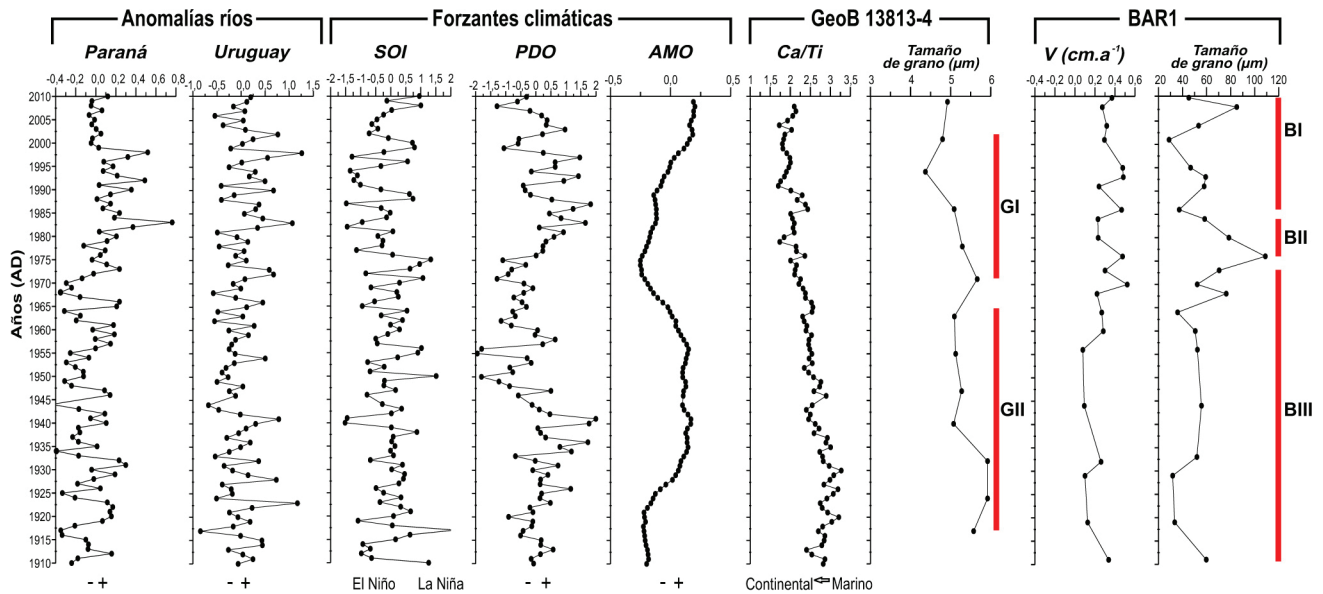


Figura 4. Variaciones experimentadas por los distintos proxies en los últimos 100 años en la región de estudio. Anomalías Q de los ríos Paraná y Uruguay (http://www.hidricosargentina.gov.ar/acceso_bd.php), índices climáticos SOI, PDO (<http://jisao.washington.edu>) y AMO (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>), relación Ca/Ti y media del tamaño de grano (en μm) del testigo GeoB 13813-4, tasa de sedimentación V (en cm a^{-1}) y media del tamaño de grano (en μm) de BAR1 (presentados de izquierda a derecha). Con líneas rojas se muestran los grupos formados a partir de los Clusters de la figure 3.

Figure 4. Variations over the last 100 years: the anomalies Q of the Paraná and Uruguay rivers (http://www.hidricosargentina.gov.ar/acceso_bd.php), the climate indexes SOI, PDO (<http://jisao.washington.edu>) and AMO (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>), Ca/Ti ratio and mean grain size (in μm) from GeoB 13813-4 corer, sedimentation rate V (in cm yr^{-1}) and mean grain size (in μm) from BAR1 corer (from left to right). Cluster analysis groups from figure 3 are displayed in red.

a 0 (oscilando entre -0,1 y 0,1). Se observa que las anomalías del caudal del río Uruguay siguen un patrón similar a aquel registrado para el río Paraná, donde los menores valores son registrados entre 1910-1970, principalmente asociados al periodo que abarca desde 1935 a 1970. Asimismo, los valores máximos de Q del Río Uruguay se observan a partir del 1970, con dos picos positivos ocurridos en los años 1982 y 1997 ($Q = 1,25$).

Índices climáticos

Los valores más positivos y menos variables del SOI (correspondientes a fases La Niña) se observan en el periodo 1910-1970, respecto al resto de la serie (Fig. 4), donde se aprecia una mayor variabilidad y una tendencia hacia valores más negativos (eventos El Niño). A partir del 2005 se registran valores negativos del SOI. Respecto al PDO, presenta valores principalmente negativos o cercanos a 0 entre 1910-1970, excepto en el periodo entre 1920 y 1940, donde presenta valores positivos (alcanzando 2,0 en

1940). Asimismo, en el lapso 1970-2005 se registran valores positivos, con picos negativos de -0,5 y -1,0 alcanzados en 1990 y 1999 respectivamente. Por su parte, el AMO presentó dos fases negativas entre 1910-1927 y 1964-1995 (oscilando entre -0,251 y -0,004) y dos fases positivas entre 1928-1963 y 1996-2009 (variando entre 0,001 y 0,203) (Fig. 4).

Características sedimentológicas

La media del tamaño de grano de GeoB 13813-4 es homogénea, registrándose una variación entre 4,37 y 5,92 μm determinando un depósito de limo fino (Fig. 4). La media presenta una disminución en su valor hacia la parte superior (granodecreciente), mientras que todas las muestras se clasifican como limo muy fino. En los últimos 20 cm (correspondientes al periodo 1994-2009) el tamaño de grano presenta un diámetro medio próximo al límite de limo-arcilla. En cuanto al testigo BAR1 la media aritmética del tamaño de grano osciló entre 28,7 y 108,8 μm lo que corresponde a limo grueso y limo medio. Se observó

una relativa constancia en los valores medios de diámetro dentro de la fracción limo grueso. Sólo una muestra (22-23 cm, año 1919) presentó un diámetro medio equivalente a los valores de limo medio, y otra (12-13 cm, año 1976), presentó un diámetro medio que corresponde aproximadamente a limo muy grueso, sin que se aprecie ninguna tendencia más evidente (Fig. 4).

DISCUSIÓN

A partir de este estudio se determinó que el cinturón de barro del Río de la Plata, el cual se ubica en la zona de plataforma continental adyacente al estuario, se caracteriza por una mayor acumulación de sedimentos a través del tiempo que la Barra del Indio, situada en el propio estuario. Este patrón de mayor sedimentación está probablemente asociado a la hidrodinámica del sistema, donde la pluma de descarga del Río de la Plata (con dirección NE), la existencia de la depresión del paleocanal del río Paraná y la mayor estabilidad ambiental, se combinarían para provocar la elevada tasa de sedimentación registrada (Lantzsch *et al.*, 2014; Hanebuth *et al.*, en prensa; Perez *et al.*, en prensa). Asimismo, las menores tasas de sedimentación registradas en BAR1, están probablemente asociadas a una mayor dinámica de esta región, relacionada a la variabilidad de la zona de Barra del Indio y condiciones hidrodinámicas de alta energía (Fossati *et al.*, 2014). El fenómeno de cambio de polaridad registrado para el PDO (de frío a cálido) y para el AMO (de cálido a frío), tuvo lugar a mediados de la década de 1970, donde además los eventos El Niño fueron más frecuentes e intensos (Garreaud *et al.*, 2009). Así, el aumento en las precipitaciones sobre el Sudeste de Sudamérica a partir de 1970 concuerda con la tendencia positiva registrada para el caudal del Río de la Plata (Barros *et al.*, 2000; Camilloni, 2005; Mauas *et al.*, 2008). En este sentido, se ha observado que en los últimos 30 años del siglo XX, el caudal del Río de la Plata fue un 20% mayor a su valor histórico promedio (Mauas *et al.*, 2008). El SOI, es uno de los índices más usados para caracterizar la variabilidad de las diferentes fases del ENOS (El Niño y La Niña) (Ropelewski y Jones, 1987; Córdoba, 2012). Por lo tanto, el SOI se asoció negativamente con las anomalías de los caudales de los ríos Paraná y Uruguay (las cuales están positivamente relacionadas entre sí) y con el

índice PDO y positivamente con el AMO. De esta manera, durante los episodios El Niño (equivalentes a SOI negativos), se produce un incremento de la precipitación en el SESA (Camilloni, 2005; Garreaud *et al.*, 2009; Córdoba, 2012; García-Rodríguez *et al.*, 2014), y consecuentemente ocurren anomalías positivas en los caudales del Paraná y Uruguay (Depetris y Pasquini, 2007a). Las mayores anomalías positivas de los ríos, principalmente del río Paraná en el periodo entre 1982 y 1997, fue bajo fases positivas del PDO y del ENOS, y negativas del AMO, caracterizados por presentar los eventos El Niño más severos registrados para el siglo XX. El aumento en las precipitaciones sobre el Sudeste de Sudamérica provocó a un aumento en la descarga del Río de la Plata (Piola *et al.*, 2005).

Las edades correspondientes a las muestras que integran los grupos identificados por el análisis *cluster* (Fig. 3) coinciden con los cambios climáticos e hidrológicos identificados para la década de 1970 (Barros *et al.*, 2000; Camilloni, 2005; Depetris y Pasquini 2007a; Mauas *et al.*, 2008), reflejados en las características de ambos testigos. En el testigo BAR1 se obtuvo una agrupación para los años anteriores a 1973 manifestando un comportamiento diferencial respecto a los años posteriores, donde se formaron dos agrupaciones. Los grupos más recientes (1976-1984 y 1986-2010) estuvieron determinados por un cambio en los patrones de sedimentación (aumento en la tasa de sedimentación), que está probablemente asociado a la tendencia de aumento registrada para los caudales de los ríos Paraná y Uruguay durante las últimas décadas (Mauas *et al.*, 2008). Si bien en el testigo GeoB 13813-4 no se observa un quiebre en la variación de Ca/Ti, la disminución continua acompaña la dinámica reciente de mayor aporte continental en la zona con respecto al de origen marino. Aún así, el agrupamiento correspondiente a este testigo, basado en los datos de Ca/Ti y la variación del tamaño de grano promedio, mostró diferencias entre el periodo previo a la década de 1970 y el periodo más reciente (Fig. 4). El aumento del caudal del Río de la Plata, como resultado de mayores precipitaciones sobre la cuenca, aceleraría los procesos de acumulación de sedimentos finos de origen terrígeno, dando lugar a un mayor depósito y disminución de la relación Ca/Ti, observado en GeoB 13813-4. Por otra parte, la granulometría del testigo BAR1 presentó un mayor tamaño de grano y más variabilidad que en el caso del testigo

GeoB 13813-4. Esto podría estar relacionado con la influencia diferencial que posee el Río de la Plata sobre la Barra del Indio y el cinturón de barro en la plataforma continental, que produce un ambiente de depositación más estable sobre el cinturón de barro en la costa norte de la plataforma respecto a la zona intermedia del estuario.

Los *proxies* analizados en este estudio (tasa de sedimentación, granulometría y relación Ca/Ti) han sido utilizados en el estudio paleoceanográfico de Mahiques *et al.* (2009) en la plataforma continental adyacente brasilera. Mediante los mismos fue posible determinar un mayor aporte continental proveniente del Río de la Plata en los últimos 3.000 años antes del presente. Por lo tanto, los resultados obtenidos mediante las variables analizadas en este trabajo serían adecuados para determinar cambios en los aportes continentales experimentados por el sistema del Río de la Plata.

CONCLUSIONES

Si bien los *proxies* utilizados en cada testigo no fueron exactamente los mismos, se observaron respuestas coherentes frente a los fenómenos estudiados que permiten inferir variaciones en el aporte terrígeno de la cuenca del Río de la Plata sobre la plataforma continental uruguaya. La menor tasa de sedimentación y mayor variabilidad observada en el testigo de sedimento extraído en el estuario del Río de la Plata (BAR1) estaría asociada a la influencia directa de la variabilidad hidrolimática del siglo XX en el Sudeste de Sudamérica, en conjunto con la hidrodinámica y fuerte energía del sistema, las cuales disminuyen el potencial sumidero de sedimentos dentro del estuario. Por otro lado, en el testigo de sedimento extraído en la plataforma continental adyacente al estuario del Río de la Plata (GeoB 13813-4) se observa una mayor tasa de sedimentación, siendo probablemente resultado de la mayor estabilidad ambiental en el cinturón de barro del Río de la Plata.

Este estudio indica que la composición del registro sedimentario del Río de la Plata y plataforma continental adyacente estaría influenciada por la variabilidad hidrolimática contemporánea (asociada a los oscilaciones climáticas: PDO, AMO y ENOS), la cual tiene repercusión en las precipitaciones sobre el Sudeste de Sudamérica, y por lo tanto sobre la descarga del Río de la Plata. De esta manera, dicha

variabilidad climática deja su impronta terrígena diferencial en los sedimentos depositados sobre la plataforma continental.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la ANII (Agencia Nacional de Investigación e Innovación - Uruguay) por el apoyo mediante el Sistema Nacional de Investigadores (F. García-Rodríguez y P. Muniz) y el Programa de Becas de Posgrados (L. Pérez, A. Tudurí y A. Marrero). Al PEDECIBA Área Geociencias e Intendencia de Montevideo por la financiación. Al GRUBU – Armada Nacional (Uruguay) por la asistencia en el muestreo. D. Pittauerová agradece a la German Research Foundation (DFG). También a H. W. Fischer (Institute of Environmental Physics, University of Bremen, Germany) por realizar el análisis de Pb-210 y Cs-137 en el testigo GeoB 13814-2. A los colegas del laboratorio de Oceanografía y Ecología Marina de la Facultad de Ciencias (Universidad de la República-Uruguay) que colaboraron durante el desarrollo del presente trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acha, E., H. Mianzan, O. Iribarne, D. Gagliardini, C. Lasta y P. Daleo, 2003. The role of the Río de la Plata bottom salinity front in accumulating debris. *Marine Pollution Bulletin* 46:197-202.
- Acha, E., H. Mianzan, R. Guerrero, J. Carreto, D. Giberto, N. Montoya y M. Carignan, 2008. An overview of physical and ecological processes in the Río de la Plata Estuary. *Continental Shelf Research* 28:1579-1588.
- Appleby, P.G., 2001. Chronostratigraphic techniques in recent sediments. En W.M. Last and J.P. Smol (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Vol. 1: Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht:171-201.
- Appleby, P.G., 2008. Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review. *The Holocene* 18:83-93.
- Appleby, P.G. y F. Oldfield, 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ²¹⁰Pb to the sediment. *Catena* 5:1-8.
- Barros, V., M. González, B. Liebmann y I. Camilloni, 2000. Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America. *Theoretical and Applied Climatology* 67:123-133.
- Bender, V.B., T.J.J. Hanebuth y C.M. Chiesi, 2013. Holocene shifts of the subtropical shelf front off Southeastern South America controlled by high and low latitude atmospheric forcings. *Paleoceanography* 28:1-10.
- Bernal, J.P., L. Beramendi, K. Lugo-Ibarra y L.W. Daessle, 2010. Revisión a algunos geocronómetros aplicables al Cuaternario. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 62:305-323.

- Blott, S.J.** y **K. Pye**, 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26:1237-1248.
- Boulanger, J-P., J. Leloup, O. Penalba, M. Rusticucci, F. Lafon y W. Vargas**, 2005. Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Climate Dynamics* 24:393-413.
- Burone, L., M.M. Mahiques, R.C.L. Figueira, F. García-Rodríguez, P. Sprechmann, Y. Alvarez, P. Muniz, E. Brugnoli, N. Venturini, S.H. Sousa y V. Centurion**, 2011. Evolución paleoambiental de la Bahía de Montevideo. En F. García-Rodríguez (Ed.), *El Holoceno en la zona costera de Uruguay*. Universidad de la República:197-227.
- Burone, L., L. Ortega, P. Franco-Fraguas, M. Mahiques, F. García-Rodríguez, N. Venturini, Y. Marin, E. Brugnoli, R. Nagai, P. Muniz, M. Bicego, R. Figueira y A. Salaroli**, 2013. A multiproxy study between the Río de la Plata and the adjacent South-western Atlantic inner shelf to assess the sediment footprint of river vs. marine influence. *Continental Shelf Research* 55:141-154.
- Camilloni, I.**, 2005. Variabilidad y tendencias hidrológicas en la cuenca del Plata. En V. Barros, A. Menéndez y G. Nagy (Eds.), *El cambio climático en el Río de la Plata*. CIMA, Buenos Aires:21-31.
- Campos, E., C.D. Lentini, J.L. Miller y A.R. Piola**, 1999. Interannual variability of the sea surface temperature in the South Brazil Bight. *Geophysical Research Letters* 26:2061-2064.
- C.A.R.P.**, 1989. Estudio para la Evaluación de la Contaminación en el Río de la Plata. Comisión Administradora del Río de la Plata, Informe de Avance 1:1-72.
- Carvalho, L.M.V., C. Jones, A.E. Silva, B. Liebmann y P.L. Silva Dias**, 2010. The South American Monsoon System and the 1970s climate transition. *International Journal of Climatology* 31:1248-1256.
- Cavallotto, J.L.**, 2002. Evolución Holocena de la Llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57:376-388.
- Cavallotto, J.L. y R. Violante**, 2005. Geología y Geomorfología del Río de la Plata. En R. de Barrio, R.O. Etcheverry, M.F. Caballé y E. Llambías (Eds.), *Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires*. Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino:237-253.
- Chiessi, C.M., S. Multiza, J. Patzold, G. Wefer, y J.A. Marengo**, 2009. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. *Geophysical Research Letters* 36. L21707, doi:10.1029/2009GL039914.
- Ciotti, A.M., C. Odebrecht, G. Fillmann y O.O. Moller**, 1995. Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. *Continental Shelf Research* 15:1737-1756.
- Córdoba, F.**, 2012. *El registro climático del Holoceno tardío en latitudes medias del SE de Sudamérica: limnogeología de las Lagunas Encadenadas del Oeste de Buenos Aires, Argentina*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 263 pp. (inédito).
- Correa, I.C.S., R.N. Ayup-Zouain, J. Weschenfelder y L.J. Tomazelli**, 2008. Areas fontes dos minerais pesados e sua distribuição sobre a plataforma continental sul-brasileira, uruguia e norte-argentina. *Revista Pesquisas em Geociencias* 35:137-150.
- Depetris, P.J. y A.I. Pasquini**, 2007a. The geochemistry of the Paraná river: an overview. En M.J. Parma (Ed.), *Limnology of a subtropical wetland*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg:144-174.
- Depetris, P.J. y A.I. Pasquini**, 2007b. Discharge trends and flow dynamics of southern southamerican rivers draining the southern Atlantic seaboard: an overview. *Journal of Hydrology* 333:385-399.
- Fossati, M., F. Cayocca y I. Piedra-Cueva**, 2014. Fine sediment dynamics in the Río de la Plata. *Advances in Geosciences* 39:75-80.
- Francus, P., H. Lamb, T. Nakawaga, M. Marshall y E. Brown**, 2009. The potential of high resolution X-ray fluorescence core scanning: Applications in paleolimnology. *PAGES news* 17:93-95.
- FREPLATA, 2004**. Análisis Diagnóstico Transfronterizo del Río de la Plata y su Frente Marítimo. Documento Técnico. Proyecto "Protección Ambiental del Río de la Plata y su Frente Marítimo: Prevención y Control de la Contaminación y Restauración de Hábitats". Proyecto PNUD/GEF/RLA/99/G31, 311 pp.
- García-Rodríguez, F., E. Brugnoli, P. Muniz, N. Venturini, L. Burone, M. Hutton, M. Rodríguez, A. Pita, N. Kandratavicius, L. Perez y J. Verocai**, 2014. Warm-phase ENSO events modulate the continental freshwater input and the trophic state of sediments in a large South American estuary. *Marine Freshwater Research* 65:1-11.
- Garreaud, R.D., M. Vuille, R. Compagnucci y J. Marengo**, 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281:180-195.
- Goldberg, E.D. y G.O.S. Arrhenius**, 1958. Geochemistry of pacific pelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 13:153-212.
- Govin, A., U. Holzwarth, D. Heslop, L. Ford Keeling, M. Zabel, S. Multiza, J. A. Collins y C.M. Chiessi**, 2012. Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N–49°S): Imprint of terrigenous input and continental weathering. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13:1525-2027.
- Guerrero, R., E. Acha, M. Framiñan y C. Lasta**, 1997. Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. *Continental Shelf Research* 17:727-742.
- Hanebuth, T.J.J., H. Lantzsch, F. García-Rodríguez y L. Perez Becoña**, en prensa. Currents controlling sedimentation: paleo-hydrodynamic variability inferred from the continental-shelf system off SE South America (Uruguay). En P. Muniz, D. Conde, N. Venturini y E. Brugnoli (Eds.), *Ciencias Marino Costeras en el Umbral del Siglo XXI: Desafíos en Latinoamérica y el Caribe (XV COLACMAR)*.
- Henderson, G.H.**, 2002. New oceanic proxies for paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters* 203:1-13.
- Krastel, S., G. Wefer and cruise participants**, 2012. Report and preliminary results of RV METEOR Cruise M78/3. Sediment transport off Uruguay and Argentina: From the shelf to the deep sea. 19.05.2009 - 06.07.2009, Montevideo (Uruguay). Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, 79 pp.
- Kodama, Y.M.**, 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 70:813-836.
- Krishnaswamy, S., D. Lal, J. Martin y M. Meybeck**, 1971. Geochronology of lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 11:407-414.
- Kurucz, A., A. Massello, S. Méndez, R. Cranston y P. Wells**, 1998. Calidad ambiental del Río de la Plata. En P.G. Wells y

- G.R. Daborn (Eds.), *Río de la Plata: Una revisión ambiental*. University of Dalhousie, 248 pp.
- Lantzsch, H., T.J.J. Hanebuth, C.M. Chiessi, T. Schwenk y R. Violante**, 2014. The high-supply, current-dominated continental margin of southeastern South America during the late Quaternary. *Quaternary Research* 81:339-354.
- Leslie, C. y G.J. Hancock**, 2007. Estimating the date corresponding to the horizon of the first detection of ^{137}Cs and $^{239+240}\text{Pu}$ in sediments cores. *Journal of Environmental Radioactivity* 99:483-490.
- Licursi, M., M.V. Sierra y N. Gómez**, 2006. Diatom assemblages from a turbid coastal plain estuary: Río de la Plata (South America). *Journal of Marine Systems* 62:33-45.
- Martins, L.R., I.R. Martins y C. M. Urien**, 2003. Aspectos sedimentares da plataforma continental na área de influencia de Río de La Plata. *Gravel* 1:68-80.
- Masello, A. y R. Menafra**, 1998. Macrobenthic communities of the Uruguayan coastal zona and adjacent áreas. En P.G. Wells y G.R. Daborn (Eds.), *Río de la Plata: Una revisión ambiental*. University of Dalhousie, 248 pp.
- Mahiques, M.M., I.K.C. Wainer, L. Burone, R. Nagai, S.H.M. Sousa, R.C. Lopes Figueira, I.C.A. da Silveira, M.C. Bicego, D.P.V. Alves y O. Hammer**, 2009. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. *Quaternary International* 206:52-61.
- Mauas, P.J.D., E. Flamenco y A.P. Buccino**, 2008. Solar forcing of the stream flow of a continental scale South American river. *Physical Review Letters* 101:168501.
- Morisita, M.**, 1959. Measuring of interspecific association and similarity between communities. *Memoirs of the Faculty of Science Kyushu University Series E* 3:65-80.
- Nagai, R.H., P.A.L. Ferreira, S. Mulkherjee, M.V. Martins, R.C.L. Figueira, S.H.M. Sousa y M.M. Mahiques**, 2014. Hydrodynamic controls on the distribution of surface sediments from the southeast South American continental shelf between 23°S and 38°S. *Continental Shelf Research* 89:51-60.
- Neves, P.A., P.A.L. Ferreira, M.C. Bicego y R.C.L. Figueira**, 2014. Radioanalytical assessment of sedimentation rates in Guajara Bay (Amazon Estuary, N Brazil): a study with unsupported ^{210}Pb and ^{137}Cs modeling. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 299:407-414.
- Parker, G. y S. Marcolini**, 1992. Geomorfología del Delta del Paraná y su extensión hacia el Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47:243-249.
- Perez Becoña, L.**, 2014. Estudio paleoceanográfico de la plataforma continental interna uruguaya. Tesis de Maestría, PEDECIBA, Universidad de la República, Montevideo, 127 pp. (inédito).
- Perez, L., F. García-Rodríguez y T.J.J. Hanebuth**, en prensa. Paleosalinity changes in the Río de la Plata estuary and on the adjacent Uruguayan continental shelf over the past 1200 cal ka BP: an approach using diatoms as proxy. En K. Weckström, P. Saunders y G. Skilbeck (Eds.), *Applications of paleoenvironmental techniques in estuarine studies, Developments in Paleoenvironmental Research (DPER)*, Springer Verlag, Berlín.
- Piola, A.**, 2002. El impacto del Plata sobre la plataforma continental. En E.J. Schnack, F. De Francesco y J.L. Pousa (Eds.), *Taller sobre El Niño: sus impactos en el Plata y en la Región Pampeana*. Com. Inv. Cient. de la Prov. de Buenos Aires, Asoc. Bonaerense de Científicos, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. Contribuciones:19-22, La Plata.
- Piola, A.R., R.P. Matano, E.D. Palma, O.O. Möller Jr. y E.J.D. Campos**, 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters* 32: L01603, doi:10.1029/2004GL021638.
- Piovano, E.L., D. Ariztegui, S.M. Bernasconi y J.A. Mckenzie**, 2004. Stable isotopic record of hydrological changes in subtropical laguna Mar Chiquita (Argentina) over the last 230 years. *The Holocene* 14:525-535.
- Pittauerová, D., B. Hettwig y H.W. Fischer**, 2011. Pb-210 sediment chronology: Focused on supported lead. *Radioprotection* 46:277-282.
- Robertson, A.W. y C.R. Mechoso**, 2000: Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Monthly Weather Review* 128:2947-2957.
- Ropelewski, C.F. y P.D. Jones**, 1987. An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation index. *Monthly Weather Review* 115:2161-2165.
- Saito, R.T., R.C.L. Figueira, M.G. Tessler y I.L.L. Cunha**, 2001. ^{210}Pb and ^{137}Cs geochronologies in the Cananeia-Iguape estuary (Sao Paulo, Brazil). *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 249:257-261.
- Sanchez-Cabeza, J.A. y A.C. Ruiz-Fernández**, 2012. ^{210}Pb sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 82:183-200.
- Tribouillard, N., T.O. Argeo, T. Lyons y A. Riboulleau**, 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology* 232:12-13.
- Urien, C.M. y F. Ottman**, 1971. Histoire du Río de la Plata au Quaternaire. *Quaternaria* 14:51-59.
- Urien, C.M. y M. Ewing**, 1974. Recent sediments and environment of southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires, and Rio Negro continental shelf. En C.A. Burk y C.L. Drake (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer, New York:157-177.
- Walker, M.**, 2005. *Quaternary dating methods*. Wiley & Sons, Chichester, 286 pp.
- Wefer, G., W.H. Berger, J. Bijma y G. Fischer**, 1999. Clues to ocean history: a brief overview of proxies. En G. Fischer y G. Wefer (Eds.), *Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg:1-68.
- Zhou, J. y K.M. Lau**, 1998. Does a Monsoon Climate Exist over South America? *Journal of Climate* 11:1020-1040.