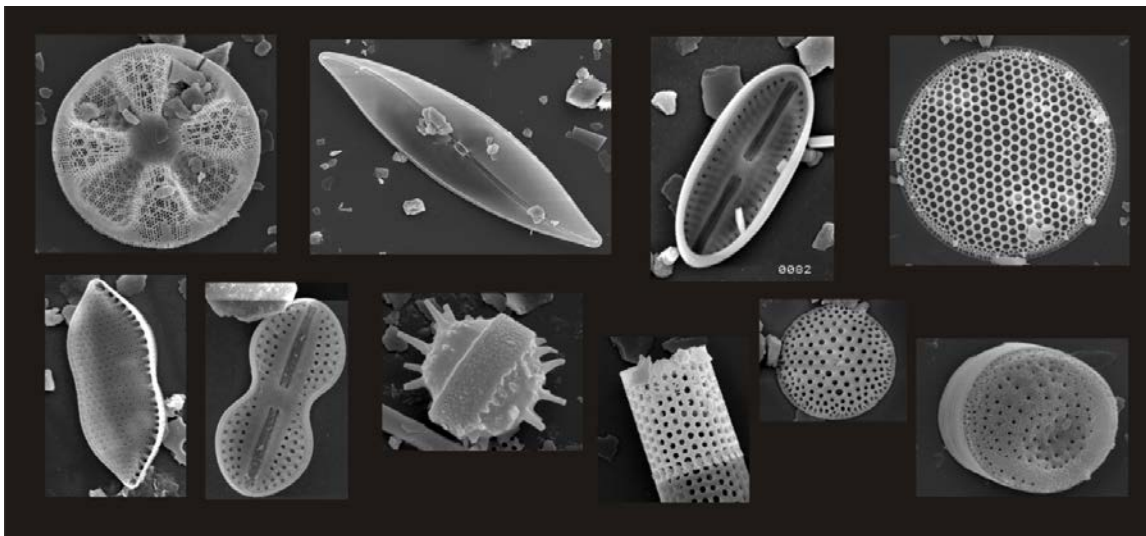


Universidad de la República (UdelaR), Facultad de Ciencias, Sección  
Oceanología.

Tesis de Maestría en Geociencias  
PEDECIBA

## ESTUDIO PALEOCEANOGRÁFICO DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA URUGUAYA



**Laura Pérez Becoña**

Tutor: Felipe García-Rodríguez, Facultad de Ciencias, UdelaR,  
Co-Tutor: Till J. J. Hanebuth, MARUM, Faculty of Geosciences, University of  
Bremen,  
Montevideo, Uruguay.

2014

## **Página de aprobación**

**Nombre del profesor guía:** Felipe García-Rodríguez y Till J. J. Hanebuth

**Tribunal:** Dermot Antoniades, Carina Lange y Michel M. Mahiques

**Fecha:** 21/03/2014

**Calificación:** Aprobado con mención

## AGRADECIMIENTOS

Estas palabras van en agradecimiento a aquell@s que con sus contribuciones, ayuda, crítica y mucho más, hicieron posible este trabajo. ¡Gracias a tod@s ell@s por ser parte del mismo!

En primer lugar quiero agradecer a mis tutores Felo y Till, ya que esencialmente fueron ellos los que lo hicieron posible. Gracias por el apoyo, la ayuda, por compartir conocimiento y experiencias, y por tenerme siempre en cuenta.

A todos mis compañeros y amigos del piso 10, por estar siempre en todas las etapas. Gracias a todos, Lo, Nuri, Cami, Noe, Anita, Ani, Adri, Andre, Mari, Maria, Caro's, Marcel, Matias, Lety, Come, Pablo, Naty, y Alicia y sus pichones. Gracias a ustedes por el apoyo, cariño, ayuda y amistad, y por inspirarme siempre.

A Ines Sunesen y Eugenia Sar, del Museo y Universidad de la Plata, quienes han sido mis guías en el mundo de las diatomeas marinas. Gracias por compartir su conocimiento y experiencia, y por todo el apoyo brindado hasta el día de hoy.

A Renata Nagai, Hendrik Lantzch, Vera Bender, Marcus Elvert, Eleonora Uliana, Till, Jorg, Anne y a muchas personas más de la Universidad de Bremen, por su amable recibimiento y por todo lo aprendido durante mi estadía allá.

A Eduardo Piovano, Fransisco Cordoba y al resto del grupo del CICTERRA por su hospitalidad y aprendizaje durante la pasantía que realice en ciudad de Córdoba. Especialmente a Carito, mi sol Boliviano por su amistad y cariño, y por compartir conmigo el maravilloso mundo de las diatomeas.

A la gente de biblioteca por siempre facilitar el trabajo de búsqueda bibliográfica.

A Viv y a Ro, mis compañeras de vida, gracias por todo, TODO!!!

A todos mis amig@s, especialmente a Emiliano, y familia, por estar siempre.

Al programa de maestria Geociencias, PEDECIBA, por esta oportunidad de crecer personal y académicamente.

A la RLB y a la DAAD, por el financiamiento de ambas pasantías en Argentina y Alemania, y la ANII por el financiamiento de la beca de posgrado nacional, gracias a la cual pude dedicarme enteramente a esta tesis.

Muchas gracias a Michel Mahiques, Carina Lange y Dermot Antoniades por aceptar ser parte del tribunal, sus críticas, y correcciones han nutrido ampliamente este manuscrito.

Por último quiero volver a agradecer a la persona que viene siendo mi guía desde hace ya unos cuantos años, con quien puedo contar siempre. Gracias por tu fe incondicional y por tu humanidad. Por muchos años más de trabajo, amistad, y de realización de sueños. ¡Gracias Felo!

## Índice

Abreviaturas	iv
Lista de figuras, láminas y tablas	vi
Introducción	vi
Figuras	vii
Capítulo 1	vii
Láminas	vii
Tablas	vii
Capítulo 2	vii
Figuras	viii
Tablas	ix
Capítulo 3	ix
Figuras	ix
Tablas	ix
Resumen general	x
Palabras claves	xi
Summary	xii
Keywords	xiii
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Marco teórico	1
1.1.1. Regiones costeras	1
1.1.2. Paleoceanografía	2
1.1.3. Geocronología	3
1.1.4. Proxies biológicos: Diatomeas	5
1.1.5. Proxies geoquímicos: C, N e isótopos $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$	8
1.1.6. Proxies geoquímicos: Elementos mayores, menores y traza	10
1.2. Marco regional	11
1.2.1. El Río de la Plata	11
1.2.2. Régimen hidrodinámico	14
1.2.3. Régimen oceanográfico	15
1.2.4. Régimen climático y atmosférico	17
1.2.5. Régimen climático durante el Holoceno tardío	20
1.2.6. Tendencias climáticas en las últimas décadas	21
1.2.7. Evolución paleogeográfica regional	22
1.2.8. Antecedentes regionales	24
1.2.8.1. Antecedentes paleoceanográficos y paleoclimáticos	24
1.2.8.2. Antecedentes diatomológicos	25
1.3. Importancia del presente estudio	26
1.4. Objetivo General	27
2.0. Materiales y Métodos	27

2.1. Área de estudio	27
2.2. Obtención de muestras	28
2.3. Análisis de laboratorio	29
2.3.1. Cronología	29
2.3.2. Geoquímica C y N	30
2.3.3. Diatomeas	31
2.3.4. Elementos mayores, menores y traza	32
2.3.5. Bases de datos climáticos	32
2.3.6. Análisis estadísticos	33
<b>2. Capítulo 1</b>	<b>34</b>
Resumen	34
1.0. Objetivo y estrategia	34
2.0. Resultados	35
2.1. Riqueza específica de diatomeas	35
2.2. Especies mejor representadas	39
2.3. Caracteres genéricos y ecología de especies significativas	49
3.0. Discusión	63
4.0. Consideraciones finales	65
<b>3. Capítulo 2</b>	<b>66</b>
Resumen	66
1.0. Objetivo y estrategia	67
2.0 Resultados	67
2.1. Litología, cronología y sedimentación	67
2.2. Carbono, nitrógeno, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$	70
2.3. Diatomeas	72
2.4. Elementos químicos (Ca, K, Ti, Fe)	78
3.0. Discusión	80
4.0. Consideraciones finales	85
<b>4. Capítulo 3</b>	<b>87</b>
Resumen	87
1.0. Objetivo y estrategia	89
2.0. Resultados	89
2.1 Modelo de edad y tasa de sedimentación	89
2.2 Diatomeas	90
2.3 Diatomeas e índices climáticos	93
3.0. Discusión	101
4.0. Consideraciones finales	107
<b>5. Bibliografía</b>	<b>109</b>

6. Anexo I	127
------------	-----

Material publicado	127
--------------------	-----

## Abreviaturas

AAO	Oscilación de la Antártida
AAS	Anticiclón del Atlántico Sur
ACC	Análisis de Correspondencia Canónica
ACP	Análisis de Componentes Principales
AMS	Espectrometría de aceleración de masas
Cal a AP	Años Calibrados para C <sup>14</sup> antes del presente
B	Diatomeas bentónicas
B-M	Brasil-Malvinas
C	Carbono
$\delta^{13}\text{C}$	Isótopo estable del carbono
C <sub>3</sub>	Plantas con metabolismo C <sub>3</sub>
C <sub>4</sub>	Plantas con metabolismo C <sub>4</sub>
COD	Carbono Orgánico Disuelto
COP	Carbono Orgánico Particulado
COT	Carbono Orgánico Total
CSR	Modelo tasa de suministro de <sup>210</sup> Pb constante
D	Grupo de diatomeas dulceacuícolas
ENOS	El Niño/La Niña Oscilaciones del Sur
HCl	Ácido Clorhídrico
HN	Hemisferio Norte
HS	Hemisferio Sur
M	Grupo de diatomeas marinas
M-S	Grupo de diatomeas marinas-salobres
MEB	Microscopio Electrónico de Barrido
MO	Materia Orgánica
N	Nitrógeno
NO <sub>3</sub>	Nitratos
NT	Nitrógeno Total
$\delta^{15}\text{N}$	Isótopo estable del nitrógeno
Na <sub>2</sub> P <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	Pirofosfato de Sodio
OASO	Océano Atlántico Sudoccidental
P	Diatomeas planctónicas



PCM	Período Cálido Medieval
PEH	Pequeña Edad del Hielo
PDO	Oscilación Decadal del Pacífico
Q	Caudal
RdIP	Río de la Plata
$\lambda$	Constante de desintegración radiactiva
SAMSA	Sistema Monzónico Sudamericano
SE	Sudeste
SESA	Sudeste de Sudamérica
SOI	Índice de Oscilación Sur
SVO-HS	Sistema de Vientos Oeste del Hemisferio Sur
ZCIT	Zona de Confluencia Intertropical
ZAD	Zona de Asociaciones de Diatomeas

## Lista de figuras, láminas y tablas

### Introducción

### Figuras

**Fig. 1 (a)** Morfología general de un frústulo de diatomea. **(b)** Estructura básica de un frústulo de diatomeas céntrica. **(c)** Estructura básica de un frústulo de diatomeas pennada. Modificado a partir de Kandari et al. (2009). 6

**Fig. 2.** Rangos típicos en las relaciones C/N versus  $\delta^{13}\text{C}$  provenientes de la materia orgánica en ambientes costeros. Figura extraída del trabajo de Lamb et al. (2006). 9

**Fig. 3.** Imagen satelital del Río de la Plata (RdIP) y su desembocadura en el Océano Atlántico Sudoccidental (OASO), tomada por el satélite-sensor Terra-Modis de la NASA en mayo del año 2002. Se puede apreciar el desarrollo de las dos ciudades capitales localizadas a sus márgenes, Montevideo (Uruguay) y Buenos Aires (Argentina), (estrellas), y de los frentes de turbidez y salinidad ([VisibleEarth.Nasa.Gov](http://VisibleEarth.Nasa.Gov)). 13

**Fig. 4.** Extensión de la Cuenca de drenaje del RdIP sobre el continente sudamericano y variaciones en la salinidad superficial del RdIP y OASO adyacente, asociada a la descarga del RdIP y la laguna Patos-Merín. Figura extraída de Piola (2002). 15

**Fig. 5.** Régimen oceanográfico en el SE del Océano Atlántico SO. Se observa la confluencia de las corrientes Brasil-Malvinas, el frente de plataforma subtropical y la extensión de la pluma del RdIP. Extraído y modificado del trabajo de Bender et al. (2013). 17

**Fig. 6.** Componentes climáticos más importantes del continente sudamericano (Zona de Confluencia Intertropical, Sistema de Vientos O del HS y Anticiclón del Atlántico Sur) y su variabilidad estacional (las condiciones típicas de verano se encuentran representadas en color anaranjado y las de invierno en color celeste). Figura modificada a partir del trabajo de Córdoba (2010). 18

**Fig. 7.** Modelo climático regional para el Holoceno tardío, modificado a partir del trabajo de del Puerto et al. (2011). Se observan dos oscilaciones climáticas durante los últimos 1200 a AP (Período Cálido Medieval y Pequeña Edad del Hielo). 21

**Fig. 8.** Evolución paleogeográfica del RdIP y del OASO: **(a)** previo a los 14000 a AP, **(b)** entre los 14000 y los 6000 a AP **(c)** entre los 6000 y los 4000 a AP y **(d)** los 4000 a AP hasta el presente. Figura obtenida de López-Laborde et al. (1998), modificado a partir de Urien y Ottman (1971). 23

**Fig. 9.** Área de estudio, se representa con un círculo negro la posición del testigo de sedimento (GeoB 13813-4). 28

**Fig. 10.** Perfil sísmico de parasonido a lo ancho del cinturón de barro del RdIP, plataforma continental interna Uruguay. Se indica la posición del testigo GeoB 13813-4. Figura modificada de Krastel et al. (2012). 29

## Capítulo 1

### Láminas

**Lámina I-** Especies de diatomeas dulceacuícolas, bentónicas (1-18) y plantónicas (19-32) y cisto de crisofita (33). 41

**Lámina II-** Especies de diatomeas marinas y bentónicas 43

**Lámina III-** Especies de diatomeas marinas y planctónicas (1). 45

**Lámina IV-** Especies de diatomeas marinas y plantónicas (2). 47

### Tablas

**Tabla 1-** Diatomeas identificadas a nivel de especie y de género, con sus respectivos dominios B y P (bentónicas y plantónicas) y sus preferencias de salinidad D, M, S (dulceacuícolas, marinas y salobres). Las especies de diatomeas fueron identificadas de acuerdo a Frenguelli (1941, 1945), Müller-Melchers (1945, 1953, 1959), Hasle y Syvertsen (1996), Witkowski et al. (2000), Metzeltin and García-Rodríguez (2003), Metzeltin et al. (2005), Sar et al. (2010) y otra literatura estándar. 36

## Capítulo 2

### Figuras

**Fig. 1.** Descripción del testigo GeoB 13813-4. Se detalla la litología y las estructuras asociadas a la izquierda de la figura, mientras que a la derecha se encuentra la leyenda interpretativa. Modificado a partir de Krastel et al. (2012). 68

**Fig.2.** Modelo de edad/profundidad generado a partir de siete dataciones de  $^{14}\text{C}$ . 69

**Fig.3 (a)** Relación C/N versus  $\delta^{13}\text{C}$  posicionadas en el diagrama de Lamb et al. (2006). **(b)** Distribución vertical de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  a lo largo del testigo GeoB 13813-4. **(c)** Distribución vertical de la relación C/N, los valores menores a 10 se representan con color gris oscuro, mientras que aquellos valores mayores a 10 están representados con gris claro. 71

**Fig. 4.** Perfiles de abundancias de las especies de diatomeas más significativas, agrupadas en base a sus preferencias de salinidad y su forma de vida (parte superior de la figura). El análisis de *cluster* y las Zonas de Asociaciones de Diatomeas (Z1 a Z4) resultantes se muestran a la derecha de la figura. Los valores propios (*scores/eigenvalues*) del eje 1 del ACP de la Fig. 5 y los perfiles de los grupos indicadores de salinidad también se presentan a la derecha del diagrama. 73

**Fig. 5.** Análisis de Componentes Principales (ACP), mostrando la relación entre las especies más representativas de diatomeas (representadas con flechas) con las profundidades (representadas mediante círculos). 75

**Fig. 6(a).** Variaciones en la insolación total recibida durante los últimos 1200 años AD, en función de los cambios climáticos regionales (Período Cálido Medieval y Pequeña Edad del Hielo). Curva reconstruida a partir de datos de  $^{10}\text{Be}$  obtenidos de un testigo de sedimento extraído de Groenlandia (Steinhilber y Beer 2011). Las letras capitales (O,W,S,M y D), indican los cinco mayores mínimos de actividad solar ocurridos durante este período de tiempo (*Oort, Wolf, Spörer, Maunder, y Dalton*, respectivamente). **6(b)** Variaciones en la abundancia de las endosporas de *Chaetoceros* spp. (línea negra) y el su promedio móvil correspondiente (línea gris clara), en función de los años AD. 77

**Fig. 7.** Distribución vertical de las relaciones Fe/K, Ti/K, las diatomeas D, las relaciones C/N, Ca/Ti, las diatomeas M y en las esporas de *Chaetoceros* (presentados de izquierda a derecha en la figura). A la derecha se presenta el análisis de *cluster* con las agrupaciones generadas a partir de las relaciones Fe/K, Ti/K y Ca/Ti. Las edades calibradas para  $^{14}\text{C}$  a AP se presentan a la derecha del testigo. 79

## Tablas

**Tabla 1.** Dataciones del testigo GeoB 13813-4, realizadas mediante la técnica de Radiocarbono, y sus respectivas edades calibradas. 69

## Capítulo 3

### Figuras

**Fig.1.** Actividades (Bq/kg w.m.) de las siete muestras de  $^{210}\text{Pb}$ , obtenidas de los 120 cm superficiales del testigo GeoB 13813-4. 90

**Fig. 2.** Perfiles de abundancias de las especies de diatomeas más significativas, agrupadas en base a sus requerimientos de salinidad y su forma de vida (parte superior). El análisis de *cluster* y las Zonas de Asociaciones de Diatomeas Contemporáneas (ZADc) se muestran a la derecha. 91

**Fig. 3.** Variaciones en: las anomalías de los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay, el índice PDO, las abundancias de diatomeas D, M-S, M, el índice SOI, el índice AAO, y las relaciones Ti/Ca, Ca/Fe, y Si/Al, en función de los años AD (presentados de izquierda a derecha en la figura). A su vez se muestran las ZAD obtenidas en la Fig. 2. 94

**Fig. 4.** Análisis de Correspondencia Canónica (ACC). Se muestra la relación entre las especies más representativas de diatomeas (representadas con triángulos) y los índices climáticos: SOI (*Southern Oscillation index*), PDO (*Pacific Decadal Oscillation*), las anomalías en los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay y las relaciones Ca/Fe y Ti/Ca (representados con flechas), en función de los años AD (representados con círculos). 96

### Tablas

**Tabla I** Coeficientes de correlación ( $r^2$ ) entre: **(a)** Las anomalías de caudal de los Ríos Paraná y Uruguay (promedio anual). **(b)** Las anomalías de los mismos, y los índices de circulación atmosférica: SOI (*Southern Oscillation Index*), PDO (*Pacific Decadal Oscillation*), y AAO (*Antarctic Oscillation*), promedio anual. A su vez se presenta la correlación entre el PDO y el resto de los dos índices atmosféricos. **(c)** La relación Ti/Ca, Ca/Fe, Si/Al, y las anomalías de los Ríos Paraná y Uruguay, e índices de circulación atmosférica. Los coeficientes mostrados en negrita indican correlaciones estadísticamente significativas, \*  $p < 0,05$ , \*\*  $p < 0,01$ . 98

**Tabla II.** Coeficientes de correlación lineal ( $r^2$ ) entre las especies de diatomeas y los grupos indicadores de salinidad (D, M y M-S) y de dominio (P, B y T), frente a las anomalías de caudal de los Ríos Paraná y Uruguay (promedio anual), los índices de circulación atmosférica: SOI (*Southern Oscillation Index*), PDO (*Pacific Decadal Oscillation*), y AAO (*Antarctic Oscillation*), promedio anual y la relación Ti/Ca, Ca/Fe, Si/Al, para los últimos 50 años. Los coeficientes mostrados en negrita indican correlaciones estadísticamente significativas, \*  $p < 0,05$ , \*\*  $p < 0,01$ . 100

## Resumen general

La zona de plataforma continental adyacente al Río de la Plata (RdIP), presenta características hidrográficas y biológicas muy complejas, siendo de gran importancia socio-económica. Hasta el momento no han sido estudiadas las variaciones de salinidad de largo plazo en este sistema. El objetivo general fue inferir la evolución ambiental de la plataforma continental interna Uruguaya, y el análisis de las posibles causas forzantes de dicha evolución (antrópicas y naturales), durante el Holoceno tardío. Fueron analizadas muestras de un testigo de sedimento de 10 m de largo, extraído del cinturón de barro del RdIP. Se analizó la composición de diatomeas, agrupadas según sus preferencias de salinidad, en dulceacuícolas (D), marinas (M), y marinas-salobres (M-S) y datos geoquímicos (i.e. C, N,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ , Ca, Ti, Fe, Al, Si y K). Esta tesis está dividida en tres capítulos. El primero versa sobre la taxonomía y ecología de las especies de diatomeas, para su utilización como *proxies* de salinidad, información que luego se extrapoló al resto de la tesis. Los capítulos 2 y 3 se enfocaron en las variaciones de salinidad del sistema durante los últimos 1200 cal a AP, y en las variaciones ambientales y correlación con las bases de datos climáticas a partir del año 1960.

El testigo de sedimento GeoB 13813-4 presentó una tasa de sedimentación de  $8 \text{ mm año}^{-1}$ , según medidas de radiocarbono, pero en la época contemporánea se detectó un aumento de la misma (i.e.,  $13 \text{ mm año}^{-1}$ ) según mediciones realizadas por  $^{210}\text{Pb}$ . Los análisis diatomológicos y geoquímicos indican un ambiente de depósito fluvio-marino, el cual está asociado a la hidrodinámica de la región. Este estudio reveló la influencia directa de la descarga del RdIP y los patrones de vientos, como controladores de la salinidad registrada sobre la plataforma continental adyacente, y sus variaciones en el tiempo. Los cambios ambientales inferidos a partir del registro diatomológico y geoquímico fueron contrastantes a lo largo del testigo, y estuvieron principalmente asociados a los cambios en la salinidad del sistema, pero también al impacto antrópico, a partir del año 1960.

Las variaciones de salinidad intercentenales estuvieron asociadas a los grandes cambios climáticos que han ocurrido a nivel regional y mundial, i.e. Período Cálido Medieval (PCM) y Pequeña Edad del Hielo (PEH), los cuales han repercutido en los patrones de precipitaciones y vientos sobre la región. Se infirió que una prevalencia de vientos con componente norte y débil actividad ENOS durante el PCM, determinó una mayor influencia de aguas cálidas-marinas entre 1200-365 cal a AP. Por el contrario, fuertes eventos ENOS y prevalencia de vientos sur durante la PEH, generaron un desplazamiento hacia el norte de la pluma del RdIP, entre 365-65 cal a AP. Por otro lado, se indicó una transición hacia condiciones más estuarinas a partir del año 1960, e indicios de impacto antrópico. A escala interdecadal e interanual durante los últimos 50 años, las variaciones de salinidad se asociaron fuertemente a los cambios de los índices climáticos, Índice de Oscilación Sur (SOI) y Oscilación Decadal del Pacífico (PDO). La zona correspondiente entre 1960-1975 se desarrolló bajo fases frías ENOS y PDO, asociadas a anomalías negativas de los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay, registrándose dominancia de especies M. Por otro lado, entre 1976-2009 se desarrolló bajo fases cálidas ENOS y PDO, asociadas a anomalías positivas en los caudales de ambos ríos, donde se registró dominancia de especies D M-S.

### **Palabras clave**

Paleoceanografía, Paleosalinidad, Diatomeas, Geoquímica, Holoceno tardío, Cinturón de barro, Río de la Plata, Uruguay.

## Abstract

The continental shelf, adjacent to the Río de la Plata (RdIP), exhibits extremely complex hydrographic and biological characteristics, which are of great socio-economic importance. The long-term salinity variations in the system have not been studied yet. The aim of this work is to reconstruct the environmental evolution of the inner Uruguayan continental shelf, and the analysis of the forces behind that evolution (taking in consideration both anthropogenic and natural causes) during the Late Holocene. To achieve this goal, we retrieved a 10 m-long sediment core from the mudbelt of RdIP. We analyzed the composition of diatoms according to their salinity requirements: freshwater (D), marine-brackish (M-S), and marine (M), as well as geochemical data such as C, N,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ , Ca, Ti, Fe, Al, Si and K. We have divided this work into three chapters. The first one, deals with the taxonomy and ecology of the diatom species, in order to use them as salinity proxies. Once this information was compiled, it was used as a modern analogue throughout the work. Chapters 2 and 3 focus on the salinity variations of the system for the last 1200 cal yr BP, but also the environmental variability, and its correlation with the historical climatic data for 1960-2009.

The sediment core GeoB 13813-4 showed a constant sedimentation rate of 8 mm yr<sup>-1</sup> according to radiocarbon ages. We have detected, however, an increasing rate of 13 mm yr<sup>-1</sup>, over the last 50 years, according to <sup>210</sup>Pb data. Diatomological and geochemical analyses indicated a fluvio-marine deposit, which has been associated with the hydrodynamics of the region. This study reveals the direct influence of the RdIP discharge and wind patterns on the inferred historical salinity within the system. The environmental changes inferred from diatomological and geochemical data were and have been associated to changes in the system's salinity, as well as to anthropogenic impact since 1960.

Comparisons between centuries have shown that variations in salinity, appear to be associated with extensive regional climatic changes, such as the Medieval Warm Period (MWP) and the Little Ice Age (LIA). Such climatic changes impacted the rainfall and wind patterns over the region. We put forward the



hypothesis that there was a prevalence of northerly winds with little ENOS activity during the MWP, which may have caused a major oceanic warm-waters phenomena for 1200-365 cal yr BP. On the contrary during the LIA, a stronger ENOS activity and a prevalence of a strong, southerly wind pattern may have caused a northward spreading of the RdIP river plume for 365-65 cal yr BP. On the other hand since 1960, it was shown an environmental transition to brackish conditions, and an anthropogenic impact. On a yearly and decadal scales for the last 50 years, diatom composition has been strongly associated with the indices of climatic change, i.e., SOI and PDO. The period from 1960 to 1975 was developed under cold-phase ENOS and PDO conditions, associated with negative anomalies in the discharge of the Paraná and Uruguay rivers, and the diatom composition was dominated by M species. From 1976-2009 it was developed under warm phases ENOS and PDO conditions, associated with positive anomalies in the discharge of the same two rivers, and diatom composition was dominated by D and M-S species.

## **Keywords**

Paleoceanography, Paleosalinity, Diatoms, Geochemistry, Late Holocene, Mud Depocenter, La Plata River, Uruguay.

## **1. Introducción**

### **1.1.0. Marco teórico**

#### **1.1.1. Regiones costeras**

Las regiones costeras y los estuarios se encuentran entre los ecosistemas más productivos del mundo, siendo regiones de gran importancia económica a nivel mundial (Day et al. 1986; Bianchi 2007). Son zonas de transición entre ambientes dulceacuícolas y marinos, donde se produce una mezcla de aguas oceánicas con aguas continentales (Nybakken 1997; Gilberto et al. 2007). Dicha mezcla provoca importantes gradientes ambientales (Gilberto et al. 2007), los cuales generan una gran heterogeneidad espacial y temporal que afecta a las poblaciones biológicas (Adams 2005; Bianchi 2007). Además de aportar agua dulce a las regiones costeras, los ríos transportan limos y arcillas en su contenido en suspensión, siendo este transporte el responsable del 84 % del aporte de material terrestre a los océanos (Libes 2009). La mayor parte de este material limo-arcilloso es retenido dentro de las zonas costeras, siendo comúnmente depositado en los deltas de estuarios y plataformas continentales internas, bajo la forma de depocentros fangosos (Libes 2009).

Estos ecosistemas presentan variaciones ambientales de origen natural, asociadas a las condiciones oceanográficas, descarga de agua dulce, la marea y eventos meteorológicos, como los vientos (Bianchi 2007). Por otro lado, existen variaciones de origen antrópico, las cuales también repercuten sobre las condiciones ambientales existentes. Como resultado del continuo desarrollo humano, grandes ciudades se han establecido en las regiones costeras y más específicamente en los márgenes de estuarios, produciéndose de esta manera la degradación ambiental de estos ecosistemas (Lalli y Parson 1997; Nybakken 1997). De esta manera, hay un aporte constante y directo de nutrientes (principalmente de nitrógeno y fósforo) proveniente de la cuenca de drenaje, que intensifica el proceso natural de eutrofización (Cooper 1999; Bianchi 2007). La eutrofización (proceso de aumento del estado trófico de los sistemas acuáticos, Bricker et al. 2003, 2008) genera grandes problemas ambientales, al

provocar entre otros, cambios en la estructura de las comunidades, pérdida de biodiversidad y de la producción pesquera (Cooper 1999; Paerl et al. 2005; Rabalais et al. 2007). A su vez, las actividades humanas afectan la descarga y la calidad del agua transportada por los ríos directamente a través de los embalses, la contaminación y la eutrofización, e indirectamente, a través del uso de la tierra y del calentamiento global (Depetris y Pasquini 2007 a). Así, existen repercusiones sobre la carga sedimentaria al incrementarse la erosión de los suelos, consecuencia del uso agrícola/forestal generándose un aumento de las tasas de sedimentación (Cooper 1999). Por otro lado, los embalses disminuyen el transporte de sedimentos de los ríos, generando el patrón opuesto (Libes 2009).

Para desarrollar estudios de impacto ambiental en el tiempo, se debe determinar la evolución ambiental de los sistemas acuáticos, a partir del estudio de perfiles sedimentarios (Henderson 2002). Mediante el proceso de sedimentación se deposita y acumula en orden cronológico diversos materiales en los fondos de los sistemas, quedando las capas recientes depositadas sobre aquellas más antiguas (Appleby 2008). De esta manera, los perfiles de sedimento contienen *proxies* biológicos (i.e. diatomeas, foraminíferos, moluscos), sedimentológicos (i.e. limos, arcillas, arenas) y geoquímicos (i.e. nutrientes, metales, materia orgánica), los cuales responden sistemáticamente a 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 históricas (Appleby 2001; Burone et al. 2011). Asimismo los sedimentos actúan como sumideros de contaminantes orgánicos e inorgánicos provenientes de actividades productivas, por lo que el estudio de los mismos tiene el potencial de determinar impacto antrópico en los sistemas acuáticos (Appleby 2001; Burone et al. 2003, 2011; Libes 2009).

### **1.1.2. Paleoceanografía**

A la rama de la ciencia que estudia los testigos sedimentarios costeros y marinos se la denomina paleoceanografía (Libes 2009). Esta disciplina se encarga del estudio de la historia geológica de los océanos, haciendo hincapié

en los cambios de la circulación oceánica, patrones de sedimentación, cambios en el medio físico, biológico y químico, así como también de los cambios en la productividad biológica (Toledo et al. 2007; Mahiques et al. 2008; 2009). Respecto a la salinidad, no existen métodos directos cuantitativos para reconstruirla, utilizándose la composición de microfósiles (i.e. diatomeas) e isótopos de oxígeno medidos en conchillas de foraminíferos para realizar inferencias sobre dicho cambios (Wefer et al. 1999; Wolff et al. 1999; LeGrande y Schmidt 2011). La paleoceanografía produce conocimiento significativo sobre los cambios climáticos y las condiciones continentales históricas (Rein et al. 2005), por lo que la misma está estrechamente relacionada a la paleoclimatología (Walker 2005; Libes 2009).

La importancia de esta disciplina radica en que permite reconstruir los cambios ambientales ocurridos en los sistemas marinos y continentales e inferir sus causas (Wefer et al. 1999). A su vez, generan información de línea de base, la cual es imprescindible para suplir la carencia de información histórica mediante observaciones directas (Burone et al. 2012). De esta manera, permite comprender el pasado y contextualizar el presente, resultando una pieza fundamental para elaborar planes de manejo ambiental costeros.

### **1.1.3. Geocronología**

Para llevar a cabo estudios paleoceanográficos, es necesario tener conocimiento de la edad de las distintas capas de sedimento, para así asignar eventos puntuales o cambios ambientales a una época de tiempo determinada (Appleby 2001; 2008). En este sentido la geocronología es la ciencia que tiene como objetivo determinar la edad y sucesión cronológica de los acontecimientos geológicos (Cooper 1999; Bernal et al. 2010).

Los métodos geocronológicos permiten medir la edad y duración de eventos geológicos, y los más ampliamente utilizados son los radio isotópicos (Bernal et al. 2010). Estos métodos se basan en la formación de isotopos radiactivos hijos, asociados a una tasa de desintegración ( $\lambda$ ), constante para cada elemento (Bianchi 2007). Debido a las diferencias en los valores de

semidesintegración de los distintos elementos (tiempo que demoran en transmutar la mitad del isótopo padre en isótopo hijo), se realizan dataciones de determinado elemento, dependiendo de la escala temporal del estudio a llevarse a cabo (Walker 2005). A partir de los datos proporcionados por varias dataciones a lo largo de los testigos de sedimento, se construye el modelo cronológico teórico, comúnmente llamado modelo de edad-profundidad. De aquí se extrapolan las distintas profundidades y se les asignan edades de depósito. De esta manera es posible datar cambios ambientales inferidos mediante *proxies* (i.e. biológicos, geoquímicos y/o sedimentológicos) en estudios paleoceanográficos y/o paleoclimáticos (Piovano et al. 2009; del Puerto et al. 2011, 2013; Bender et al. 2013; Lantzch et al. 2014).

La técnica de datación por  $^{14}\text{C}$  (radiocarbono) tiene una resolución de hasta 50.000 años, ya que  $\lambda = 5730$  años, por lo que la misma es comúnmente utilizada en estudios del Pleistoceno-Holoceno (Bernal et al. 2010). El  $^{14}\text{C}$  se forma en la atmósfera superior como consecuencia de la radiación cósmica proveniente del espacio, y posteriormente el mismo se asocia al oxígeno formando  $^{14}\text{CO}_2$  (Walker 2005). De esta manera, el  $^{14}\text{C}$  pasa a formar parte del ciclo del carbono global, y es asimilado por la biosfera a través de la fotosíntesis en plantas y fitoplancton (Walker 2005). El radiocarbono decae de manera espontánea, emitiendo una partícula beta negativa y transformándose en  $^{14}\text{N}$ , proceso que ocurre con una vida media de 5730 años (Bianchi 2007). Con la muerte de los organismos, los mismos dejan de incorporar carbono del medio circundante, generándose una disminución exponencial del  $^{14}\text{C}$  debido al decaimiento radiactivo (Bernal et al. 2010).

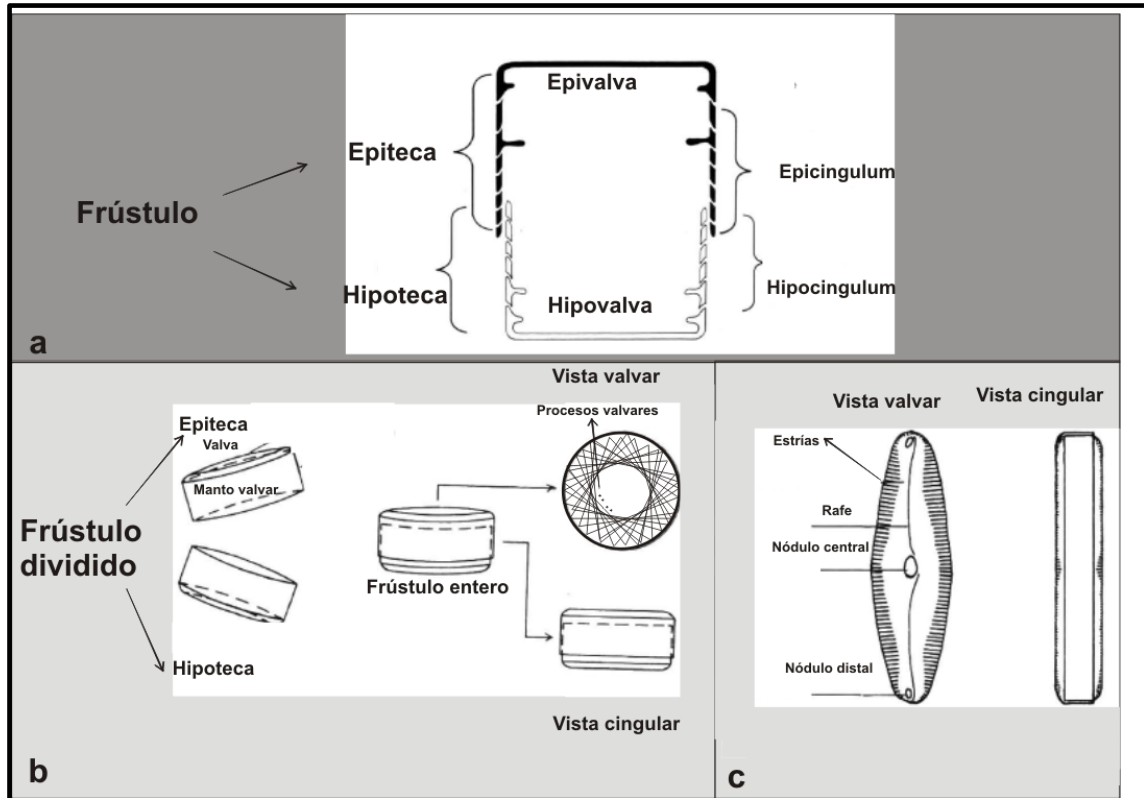
Las técnicas utilizadas para sedimentos recientes (i.e. 100-150 años) son las dataciones por el isótopo natural  $^{210}\text{Pb}$  y el isótopo artificial  $^{137}\text{Cs}$  (producido en las reacciones termonucleares), ya que los mismos tienen  $\lambda = 22,23$  y 30 años, respectivamente (Appleby 2001; Walker 2005; Bianchi 2007; Pittauerová et al. 2011). Estos estudios se enfocan principalmente en los cambios recientes asociados mayoritariamente al impacto antrópico (Soto et al. 2000; Burone et al. 2011; Córdoba 2011). El  $^{210}\text{Pb}$  se forma dentro de la serie de desintegración del  $^{238}\text{U}$  (Appleby 2001; Bianchi 2007). La actividad del  $^{210}\text{Pb}$  presenta dos

componentes, el  $^{210}\text{Pb}$  soportado, el cual se considera constante en la columna de sedimento, y es el resultado del decaimiento natural del  $^{226}\text{Ra}$  en los sedimentos (Appleby 2008). Por otro lado, existe el  $^{210}\text{Pb}$  aportado por precipitación atmosférica ( $^{210}\text{Pb}$  no soportado o en exceso), el cual es finalmente depositado en los sedimentos de los sistemas acuáticos (Appleby 2001; Córdoba 2011). Debido al proceso de sedimentación, el  $^{210}\text{Pb}$  no soportado actúa como un reloj natural, registrando el tiempo ocurrido desde su depósito (Appleby 2008). Así, el  $^{210}\text{Pb}$  no soportado presenta valores exponencialmente decrecientes con respecto a la profundidad, de acuerdo a su constante de decaimiento radiactivo, a diferencia de lo que sucede con el  $^{210}\text{Pb}$  soportado (Córdoba 2011). Las desviaciones de esta distribución exponencial permiten identificar posibles alteraciones en el ambiente sedimentario (Bernal et al. 2010).

#### **1.1.4. Proxies biológicos: Diatomeas**

Las diatomeas pertenecen a la clase Bacillariophyceae y son uno de los grupos microalgales con mayor riqueza específica, estimándose en la actualidad aproximadamente 10000 especies (Round et al. 1990; Mann 2010). Las mismas se encuentran en todos los ambientes acuáticos y en ambientes con un mínimo de humedad, existiendo taxa y en algunos casos géneros exclusivos de agua dulce, salobre o marina (de Wolf 1982; Round et al. 1990; Van Dam et al. 1994; Hasle y Syvertsen 1996; Metzeltin y García-Rodríguez 2003; Mann 2010). Se calcula que las diatomeas contribuyen con un 20-25% a la productividad primaria neta mundial, siendo el grupo dominante de fitoplancton en los sistemas costeros y oceánicos (Werner 1977; Hasle y Syvertsen 1996; Killops y Killops 2005). Las diatomeas presentan dos formas de vida: las pelágicas (se incluyen las formas de vida planctónicas y ticoplanctónicas) y las bentónicas (viven adheridas o asociadas a los substratos) (Snoeijs 1999; Mann 2010). A su vez, existen dos órdenes de diatomeas: las Centrales y las Pennales (simetría bilateral y radial, respectivamente), siendo generalmente las primeras planctónicas y las segundas bentónicas (Kandari et al. 2009). Las diatomeas están formadas por un frústulo de composición silíceo, el cual consta de dos tecas (epiteca e hipoteca, Fig. 1). Para la correcta identificación

de los taxones se requiere analizar la forma del frústulo, contorno de la valva, datos morfométricos, morfología de las valvas, tipos de procesos y posicionamiento de los mismos (Stoermer y Smol 1999; Mann 2010).



**Fig. 1 (a)** Morfología general de un frústulo de diatomea. **(b)** Estructura básica de un frústulo de diatomeas céntrica. **(c)** Estructura básica de un frústulo de diatomeas pennada. Modificado a partir de Kandari et al. (2009).

Las diatomeas son ampliamente utilizadas como bioindicadoras ambientales en estudios de monitoreo ambiental (de Wolf 1982; Van Dam et al. 1994; Romero et al. 1999; Stevenson y Pan 1999; Coste 2000; Dell'Uomo 2004; Gaiser et al. 2005), así como en estudios paleoceanográficos y geológicos (Cheng et al. 1996; Sancetta 1999; Onodera y Takahashi 2008). Lo expuesto anteriormente se debe a que las diatomeas son muy abundantes en los sistemas acuáticos, se preservan muy bien en los sedimentos debido a su naturaleza silíceas y las distintas especies presentan especificidad de nicho y diferentes óptimos y tolerancias ambientales (Denys y de Wolf 1999; Stevenson y Pan 1999; Hassan 2010; Mann 2010). En este sentido son indicadoras de pH, salinidad, estado trófico y contaminación, entre otros (De Wolf 1982; Van Dam et al.

1994; Smol 2008). Debido a su corto ciclo de vida, rápidamente las comunidades se pueden adaptar al estrés ambiental cambiando la composición de especies, hacia especies tolerantes a un determinado disturbio (Stevenson y Pan 1999; Smol 2008). Es así que monitoreando la sucesión de especies en las comunidades de diatomeas, se puede detectar cambios ambientales, ya sea por causas naturales o por efectos antropogénicos (Stevenson y Pan 1999; Coste y Prygiel 2000; Siqueiros-Beltrone 2002; Licursi et al. 2006; García-Rodríguez et al. 2011).

El análisis de la composición de diatomeas no solo permite descifrar patrones en los cambios ambientales y oceanográficos actuales, sino que también permite reconstruir su variación histórica, a través de estudios paleoceanográficos (Onodera y Takahashi 2008). En estudios del Cuaternario, los científicos infieren las condiciones paleoambientales a partir del registro diatomológico, mediante el principio del actualismo, donde las especies actuales actúan como análogas (Hassan 2010). De esta manera, se extrapolan las características ambientales bajo las cuales se encuentran las especies modernas, al registro fósil (Hassan 2010). Es por esta razón, que dichos estudios se han enfocado principalmente en el Holoceno (Vos y de Wolf 1993). Para poder realizar estudios paleoambientales utilizando diatomeas como *proxies*, es fundamental una correcta identificación taxonómica de las especies y conocimiento sobre su ecología (Mann 2010). En este sentido, existen estudios disponibles que contienen información autoecológica de las diferentes especies actuales de agua dulce y salobre (Van Dam et al. 1994), así como para especies marinas litorales y oceánicas (de Wolf 1982; Romero y Hensen 2002).

A partir del análisis de la composición de diatomeas en los testigos de sedimento, se puede inferir los cambios de salinidad y/o aporte continental en los sistemas costeros y estuarinos en el tiempo (Cooper 1999; Romero y Hensen 2002). En este sentido, se puede determinar los cambios en la dirección de las plumas de descarga de los ríos (asociadas a aguas de bajas salinidades y alto contenido de material particulado) sobre las regiones costeras (Sancetta 1999). Romero et al. (1999) en la costa E del Atlántico Sur,



determinaron un aumento en el flujo de las diatomeas dulceacuícolas en función de la cercanía de las muestras al continente, determinándose variaciones en el aporte continental a partir del registro de diatomeas dulceacuícolas.

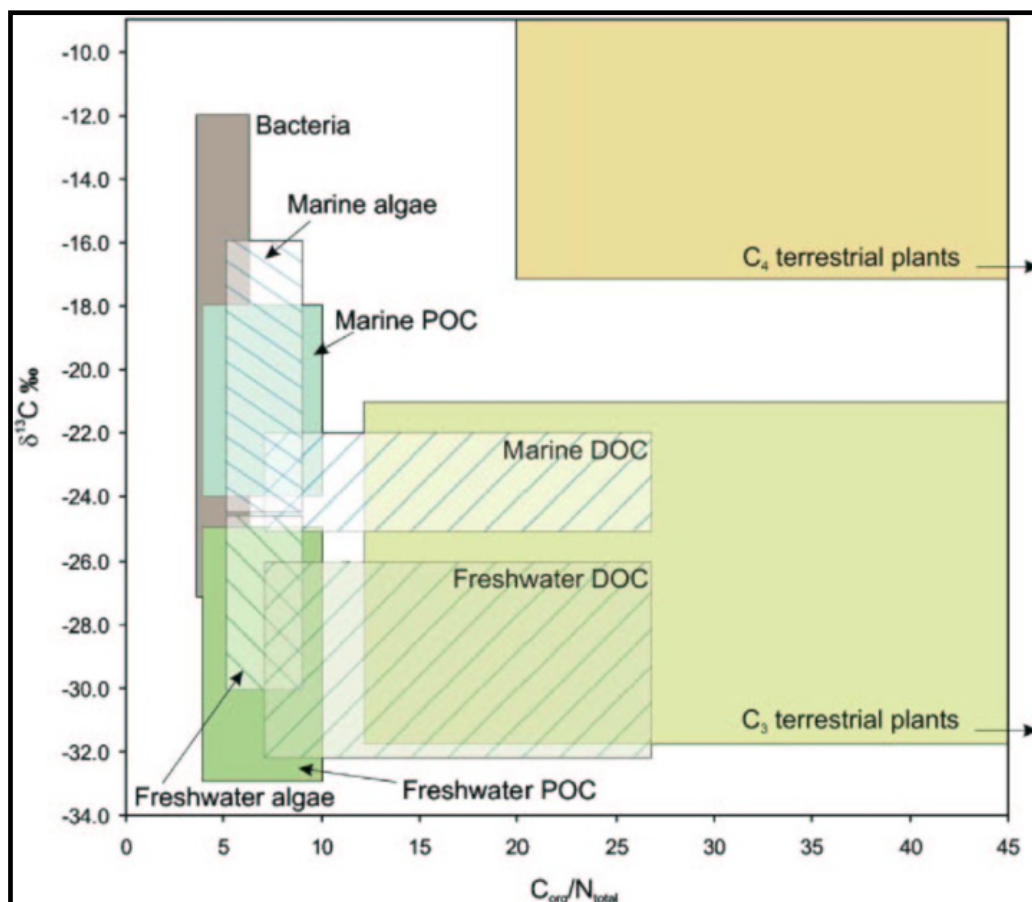
#### **1.1.5. Proxies geoquímicos: C, N e isótopos $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$**

La información generada por los *proxies* biológicos, como las diatomeas, es particularmente sólida cuando se la combina con análisis geoquímicos, ej. C, N, y sus isótopos estables asociados (Zech y Glaser 2008; Rosenbauer 2009).

Al presentar una conexión con los ambientes marinos y dulceacuícolas, los estuarios reciben sedimentos y MO proveniente de ambas fuentes. A través de la descarga de los ríos y de la influencia marina, reciben COP (principalmente derivado del fitoplancton marino y/o dulceacuícola) y MO terrestre, así como carbono orgánico disuelto (COD), (Yamaguchi et al. 2003; Lamb et al. 2006). Al depositarse la MO en los sedimentos costeros, se genera un registro de las diversas fuentes de MO aportadas al sistema, ya sean autóctonas y/o alóctonas (Wilson et al. 2005).

En las últimas décadas, el análisis de los elementos C y N, e isótopos ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$ ) en la MO, ha sido una exitosa herramienta utilizada en estudios paleoambientales, paleoclimáticos y paleoceanográficos (Hassan et al. 1997; Piovano et al. 2004 a; Mahiques et al. 2007; Zech y Glaser 2008; Brodie et al. 2011), para inferir los distintos aportes de MO terrestre y marina (Müller y Mathesius 1999; Wagner y Dupont 1999; Libes 2009; Rosenbauer et al. 2009; Burone et al. 2013). Las principales fuentes de MO presentes en los sistemas acuáticos tienen diferentes valores de  $\delta^{13}\text{C}$  versus C/N, dependiendo de su origen (Wagner y Dupont 1999; Lamb et al. 2006, Fig. 2). La explicación a lo expuesto anteriormente se basa en que las plantas vasculares prefieren fijar  $^{12}\text{C}$  atmosférico, por lo cual presentan en sus tejidos un déficit de  $^{13}\text{C}$  comparado con la concentración atmosférica (equivalente a -8‰). A su vez las plantas C3 tienen menos concentración de  $^{13}\text{C}$  con respecto a las plantas C4, ya que las primeras contienen un complejo enzimático que tiene un alto poder

discriminatorio contra el  $^{13}\text{CO}_2$  (Hassan et al. 1997). Por otro lado, las plantas vasculares presentan valores más elevados en la relación C/N (mayores a 12) con respecto al fitoplancton (entre 5-7), ya que las plantas vasculares están compuestas principalmente por lignina y celulosa, compuestos con déficit de N (Hassan et al. 1997). La MO continental presenta menor contenido de N, con respecto a la marina (Wagner y Dupont 1999). En las plantas acuáticas los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  dependen de la incorporación de bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ) o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) del medio acuático (Lamb et al. 2006). El  $\text{CO}_2$  presenta una proporción menor de  $^{13}\text{C}$  con respecto al  $\text{HCO}_3^-$  al estar el  $\text{CO}_2$  en equilibrio con la presión atmosférica. Como en los ambientes marinos existe una menor concentración de  $\text{CO}_2$  con respecto a los ambientes dulceacuícolas, el plancton marino presenta una mayor concentración de  $^{13}\text{C}$ , ya que necesitara incorporar en mayor medida  $\text{HCO}_3^-$  (Lamb et al. 2006).



**Fig. 2.** Rangos típicos en las relaciones C/N versus  $\delta^{13}\text{C}$  provenientes de la materia orgánica en ambientes costeros. Figura extraída del trabajo de Lamb et al. (2006).

Los rangos de  $\delta^{13}\text{C}$  versus C/N de las principales fuentes de carbono en ambientes costeros según Lamb et al. (2006) se muestran en la Fig. 2. Dicho trabajo es una revisión bibliográfica donde se evaluó la aplicación de los isótopos estables en reconstrucciones paleoambientales, llevadas a cabo en diversos ambientes costeros. A partir de dicha figura se puede recurrir a la relación C/N y  $\delta^{13}\text{C}$  para inferir las fuentes de MO y distinguir sus orígenes (acuático vs terrestre) y los tipos de vegetación (plantas C3 vs plantas C4).

El  $\delta^{15}\text{N}$  es menos utilizado que el  $\delta^{13}\text{C}$  y C/N para la determinación del origen de la MO (Carvalho 2008). No obstante, el  $\delta^{15}\text{N}$  se utiliza como indicador de contaminación por nitrógeno de origen antrópico, tanto en la atmósfera como en la hidrosfera (Papanicolaou y Fox 2004; Botto et al. 2011). Las actividades humanas intensifican fuertemente la entrada de N a los ecosistemas acuáticos produciendo la eutrofización de los mismos (Savage 2005). En los sistemas costeros con aportes significativos de efluentes aumenta el contenido de  $\delta^{15}\text{N}$  (Kuramoto y Minagawa 2001). Lo expuesto anteriormente se debe a que, durante el proceso de tratamiento de efluentes, ocurre la desnitrificación, donde el  $\text{NO}_3$  es reducido a N gaseoso (Savage 2005). Durante este proceso, se produce fraccionamiento isotópico, dado que la desnitrificación ocurre más rápidamente con N más liviano, y consecuentemente  $\text{NO}_3$  rico en  $^{15}\text{N}$  escapa al ambiente acuático (Savage 2005; Carvalho 2008). Los valores de  $^{15}\text{N}$  varían de acuerdo al uso de la tierra de la cuenca de drenaje, registrándose altos valores de  $\delta^{15}\text{N}$  en cuencas destinadas a la agricultura, consecuencia de la elevada cantidad de  $^{15}\text{N}$  presente en los fertilizantes (Kuramoto y Minagawa 2001). Por lo expuesto anteriormente, los cambios en los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  se utilizan como herramienta de monitoreo ambiental (Kuramoto y Minagawa 2001; Savage 2005). A su vez, se utilizan en estudios paleoambientales para determinar las condiciones ambientales existentes antes y después del impacto antrópico (Papanicolaou y Fox 2004; Savage 2005; Savage et al. 2010).

#### **1.1.6. Proxies geoquímicos: Elementos mayores, menores y traza**

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 al momento del depósito (Tribovillard et al. 2006). En este sentido, los cationes principales que se encuentran en las aguas marinas son: el K, Na, Ca y Mg, siendo las relaciones Ca/Ti y Ca/Fe ampliamente utilizadas como proxy para reconstruir influencia marina versus continental (Mahiques et al. 2009; Bender et al. 2013; Burone et al. 2013).

Las variaciones relativas en las concentraciones de los elementos químicos presentes en los sedimentos, pueden ser detectadas mediante análisis de fluorescencia de rayos X (Lowemark et al. 2011). Esta es una técnica rápida y no destructiva, ampliamente utilizada en sedimentos limo-arcillosos, que permite detectar la mayoría de los elementos químicos presentes en los sedimentos (Francus et al. 2009). Es ideal para detectar los elementos mayores y menores tales como el Si, Al, Mg, Ca, Fe, K, Na, pero también sirve para detectar elementos traza (Pb, Zn, Cr, Mn; Fairchild 1988).

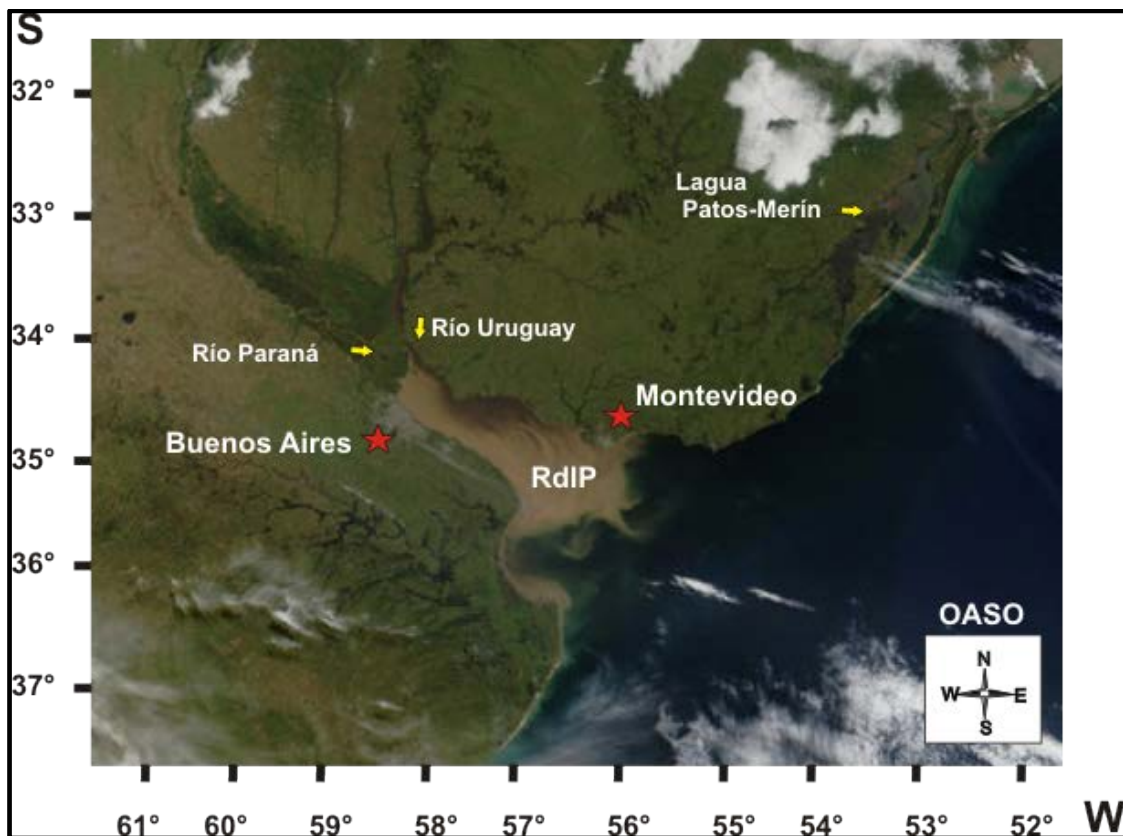
A partir de esta técnica pueden realizarse análisis de alta resolución (hasta milímetros), con gran utilidad para inferir variaciones en la productividad primaria de los ecosistemas y en el sílice biogénico (Goldberg y Arrhenius 1958; Croudace et al. 2006; Tribovillard et al. 2006; Francus et al. 2009). Asimismo, las variaciones de los elementos pueden dar pistas sobre los cambios ambientales, cambios climáticos y posible impacto antrópico registrado en los sedimentos (Piovano et al. 2004 b; Lowemark et al. 2011; Bender et al. 2013). Los sedimentos presentan una composición química variable dependiendo de su origen (Depetris y Pasquini 2007a), es así que conociendo la misma puede determinarse el aporte continental a las regiones marinas (Rein et al. 2005). Por lo tanto el estudio de la composición química se los sedimentos marinos es una herramienta útil para inferir la magnitud de la descarga de grandes ríos (i.e. el RdIP).

### **1.2.0. Marco regional**

#### **1.2.1. El Río de la Plata**

Los Ríos Uruguay y Paraná confluyen aproximadamente a los 33°S, formando uno de los estuarios más grandes a nivel mundial: el estuario RdIP (Bisbal 1995; Acha et al. 2003). El RdIP se encuentra localizado entre los 34°00'-36°10'S y los 55°00'-58°10'W (López-Laborde 1998), presentando aproximadamente 100 km de ancho y 250 km de largo (Depetris y Pasquini 2007 a). El RdIP está caracterizado por gradientes verticales y horizontales de salinidad, nutrientes y turbidez, los cuales son generados por la mezcla de agua dulce rica en nutrientes con agua marina del Océano Atlántico Sudoccidental (OASO, Fig. 3, Méndez et al. 1998; Acha et al. 2003; Burone et al. 2013). Debido a la mezcla de estas aguas, se forman los frentes de turbidez y salinidad (Fig. 3), los cuales están relacionados entre sí, ubicándose en la zona intermedia del RdIP y variando su posición según los vientos y los valores diferenciales de la descarga de los ríos (Guerrero et al. 1997; Nagy et al. 2004). Estos frentes son los responsables de la dinámica de las zonas de alta producción en el sistema. De esta manera, las mediciones de clorofila *a* indican que el mismo tiene una productividad media a alta, encontrándose los máximos valores en la zona comprendida entre ambos frentes (Méndez et al. 1998; Nagy et al. 2004; Burone et al. 2013). A su vez, existen altos valores de clorofila *a* y productividad primaria en la región de la plataforma continental adyacente, principalmente consecuencia del aporte de nutrientes de origen continental proveniente del RdIP (Ciotti et al. 1995; Acha et al. 2004; Calliari et al. 2009).

El RdIP 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 (Fig. 3, Acha et al. 2003; Licursi et al. 2006). Este sistema presenta gran importancia socio-económica, no solamente para el país sino para la región en general (Kurucz et al. 1998). Sus aguas se utilizan para comercio (i.e. tráfico marítimo, pesca artesanal e industrial), turismo y recreación (Bisbal 1995; López-Laborde et al. 2000). Todas estas actividades conjuntamente con las actividades industriales asociadas a las regiones urbanas generan una presión ambiental constante sobre el ecosistema (López-Laborde 1998; Kurucz et al. 1998; López-Laborde et al. 2000; Nagy et al. 2002; Acha et al. 2003).



**Fig. 3.** Imagen satelital del Río de la Plata (RdIP) y su desembocadura en el Océano Atlántico Sudoccidental (OASO), tomada por el satélite-sensor Terra-Modis de la NASA en mayo del año 2002. Se puede apreciar el desarrollo de las dos ciudades capitales localizadas a sus márgenes, Montevideo (Uruguay) y Buenos Aires (Argentina), (estrellas), y de los frentes de turbidez y salinidad ([VisibleEarth.Nasa.Gov](http://VisibleEarth.Nasa.Gov)).

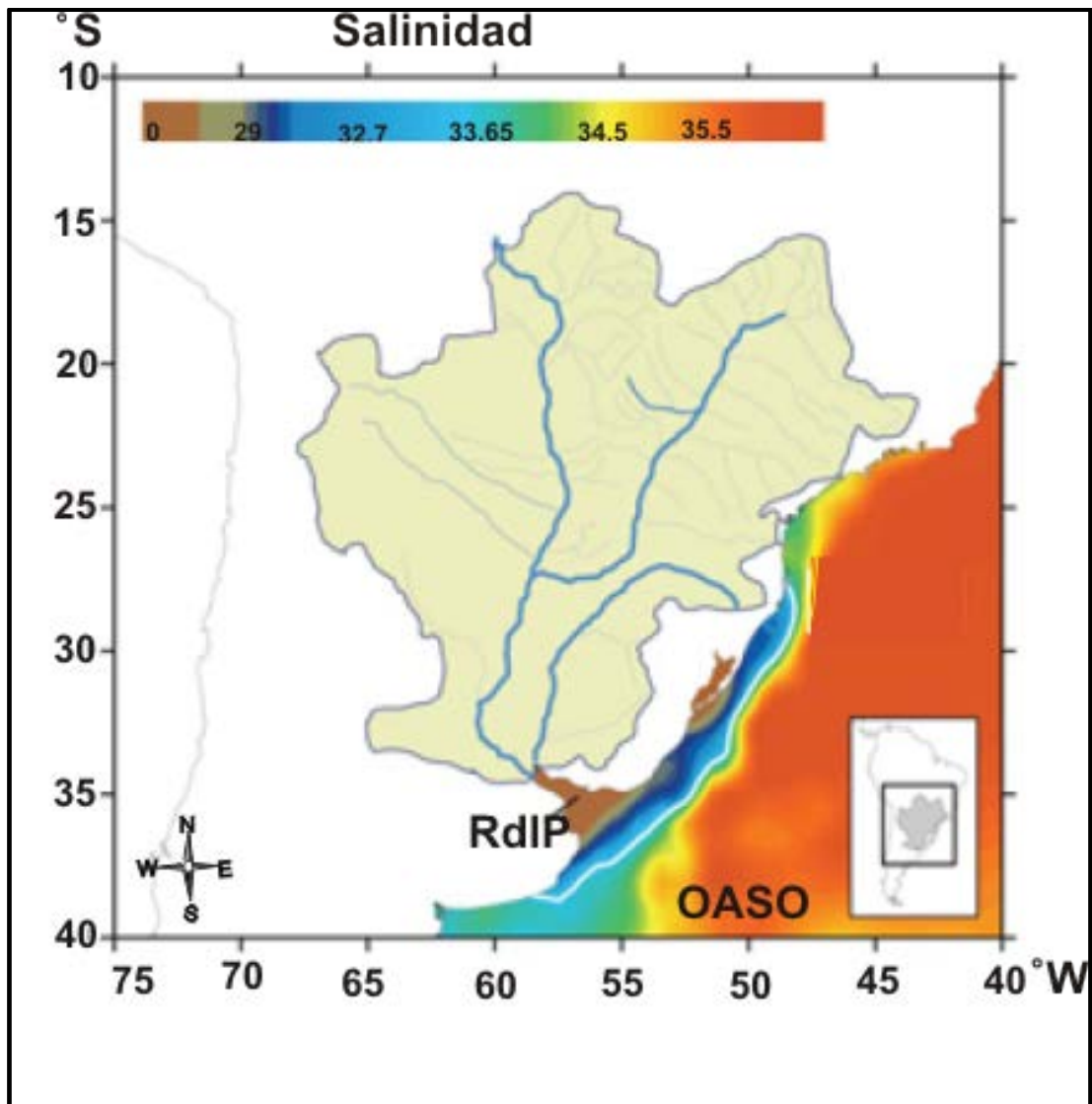
La cuenca de drenaje del RdIP (que abarca cinco países de Sudamérica) contiene una población de aproximadamente 65 millones de habitantes (Kurucz et al. 1998). Por lo tanto, se encuentra antrópicamente modificada (principalmente en los últimos 40 años), al presentar embalses significativos en sus tributarios (Bonachea et al. 2010). En este sentido, el Río Paraná superior tiene actualmente en operación 130 embalses, de los cuales 14 de ellos son considerados mayores (utilizando como criterio que los mismos tengan una altura mayor a los 150 m). Por otro lado el Río Uruguay solo cuenta con un embalse mayor (Depetris y Paquini 2007 a). Estas modificaciones antrópicas, sumadas al uso de la cuenca de drenaje (agricultura, ganadería y forestación) y al dragado, modulan la descarga del RdIP, secuestran sedimentos, y alteran su

biogeoquímica (Kurucz et al. 1998; Depetris y Paquini 2007 a; Bonachea et al. 2010). A su vez, el RdIP representa el principal contribuyente de agua con bajos tenores de salinidad y sedimentos hacia la región de plataforma continental adyacente (Piola et al. 2008; Lantzsich et al. 2014; Nagai et al. en prensa), y consecuencia del impacto antrópico sobre sus márgenes y cuenca de drenaje, aporta a su vez contaminantes a esta región (Bisbal 1995; Bonachea et al. 2010).

### **1.2.2. Régimen hidrodinámico**

La cuenca hidrográfica del RdIP cubre aproximadamente un 20 % del área del continente sudamericano (Fig. 4., Acha et al. 2004; 2008). El promedio de descarga anual es de  $22000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  (Guerrero et al. 1997), de los cuales 79% es aportado por el Río Paraná, mientras que el 21% restante es aportado por el Río Uruguay (Depetris y Paquini 2007 b). De esta manera, el Río Paraná es el sistema más importante, cubriendo un 88% del área de la cuenca de drenaje del RdIP (Depetris y Pasquini 2007 a).

La máxima descarga del RdIP ocurre durante la estación de verano ( $28000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) y la mínima durante invierno ( $17500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ), (Depetris y Pasquini 2007 a). Este patrón estacional en la descarga ocurre principalmente debido a los valores diferenciales en las precipitaciones que se dan sobre la cuenca de drenaje (Guerrero et al. 1997; García-Rodríguez et al. 2014). Esta variabilidad intranual está asociada a la migración latitudinal de la zona de confluencia intertropical (ZCIT, Fig. 8), la cual es de tipo monzónica, siendo denominada sistema monzónico sudamericano (SAMSA, por sus siglas en ingles, Córdoba 2010). El SAMSA está caracterizado por una intensa actividad convectiva y precipitaciones sobre la cuenca de drenaje del RdIP durante el verano (Carvalho et al. 2010). A su vez, el RdIP presenta variaciones decadales en su caudal (asociadas a cambios en las forzantes climáticas), existiendo 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 2007 a).



**Fig. 4.** Extensión de la Cuenca de drenaje del RdIP sobre el continente sudamericano y variaciones en la salinidad superficial del RdIP y OASO adyacente, asociada a la descarga del RdIP y de la laguna Patos-Merín. Figura extraída de Piola (2002).

### 1.2.3. Régimen oceanográfico

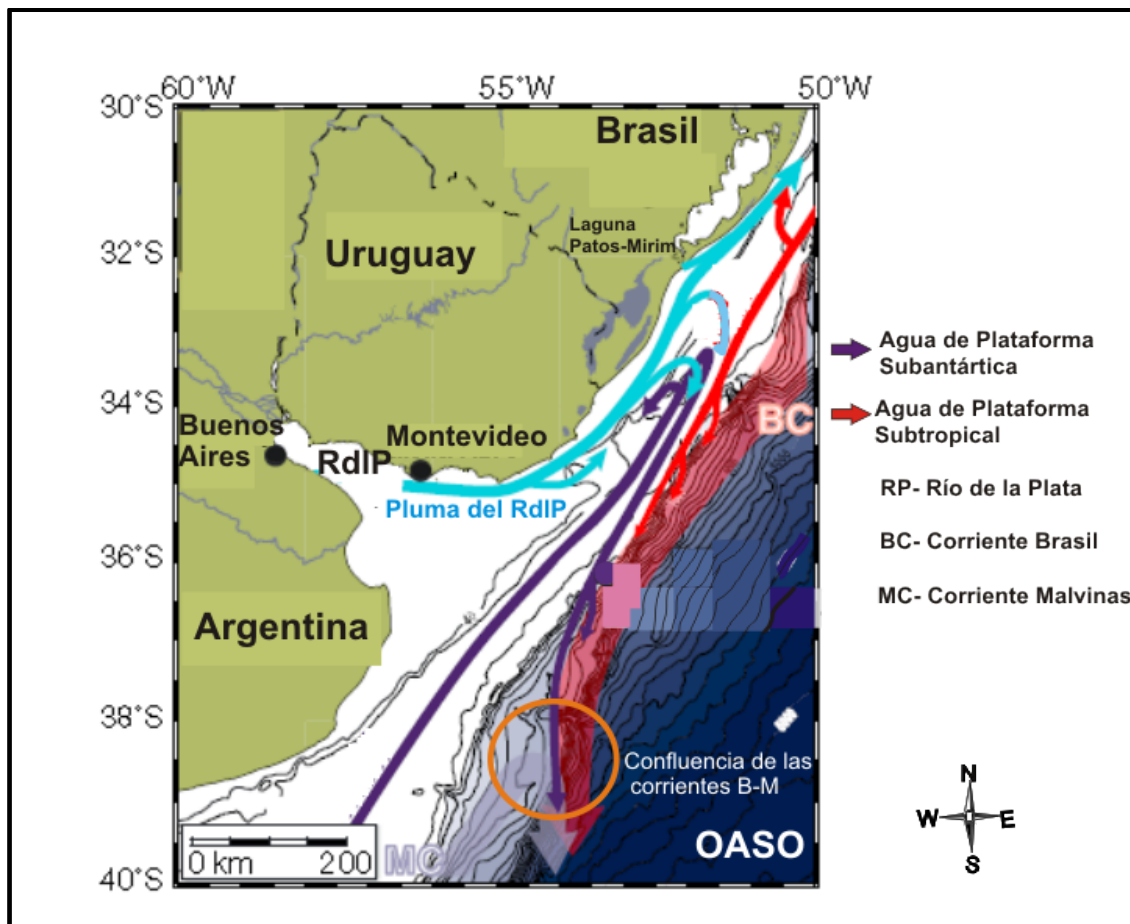
El OASO está caracterizado por la colisión a nivel del talud de las Corrientes Brasil y Malvinas (B-M), formándose la Confluencia Subtropical B-M (Fig. 5, Piola et al. 2000). Estas corrientes presentan condiciones contrastantes de salinidad, registrándose mayores valores de salinidad y temperatura y menores niveles de nutrientes en la corriente Brasil, mientras que la corriente Malvinas, muestra el patrón opuesto. La confluencia subtropical B-M exhibe variaciones intranuales en su posición latitudinal, asociadas a cambios en la circulación



atmosférica sobre la región (Bisbal 1995). El desplazamiento hacia el norte del sistema de vientos oeste del HS (SVO-HS) y del Anticiclón del Atlántico Sur (AAS) durante el invierno, genera una extensión más al norte de la corriente Malvinas y por lo tanto de la confluencia. Durante el verano se observa el patrón opuesto (Sijp y England 2008).

A nivel oceanográfico en la plataforma continental y talud superior uruguayo se desarrolla el frente de plataforma subtropical (Fig. 5, Piola et al. 2008). Este frente se genera como la extensión de la confluencia B-M sobre la plataforma continental (Piola et al. 2000) y la colisión del agua de plataforma subantártica (iguales condiciones termohalinas que la corriente Malvinas) con el agua de plataforma subtropical (equivalente a la corriente Brasil) (Piola et al. 2008). La posición de este frente está asociada a la migración de la confluencia B-M sobre la plataforma (Piola et al. 2000). Es así que durante el verano-otoño, existe prevalencia de agua de plataforma subtropical en la plataforma continental uruguaya, mientras que durante invierno-primavera, domina el agua de plataforma subantártica (Ortega y Martínez 2007). Por otro lado, se determina que dicho frente varió en posición a lo largo del Holoceno, asociado a variaciones en la confluencia B-M consecuencia de cambios en la circulación atmosférica del HS (Bender et al. 2013; Razik et al. 2013).

La circulación en la plataforma continental interna uruguaya está fuertemente influenciada por la pluma de descarga del RdIP y en menor medida por la descarga de la laguna Patos-Merín (Fig. 5, Ciotti et al. 1995; Acha et al. 2004; Burrage et al. 2008; Moller et al. 2008; Piola et al. 2008). Esta pluma caracterizada por bajas salinidades, penetra en aguas de plataforma con un componente norte, extendiéndose más allá de los 28°S (Fig. 4, Piola et al. 2000; Moller et al. 2008; Piola et al. 2008). La misma es afectada por el caudal del RdIP, y a su vez por la prevalencia de los vientos sobre la región (Piola et al. 2008). Simulaciones numéricas realizadas a partir del *Princeton Ocean Model*, revelan que la distribución espacial de la pluma es más sensible a la dirección de los vientos que a la variabilidad en la descarga del RdIP (Pimenta et al. 2008).

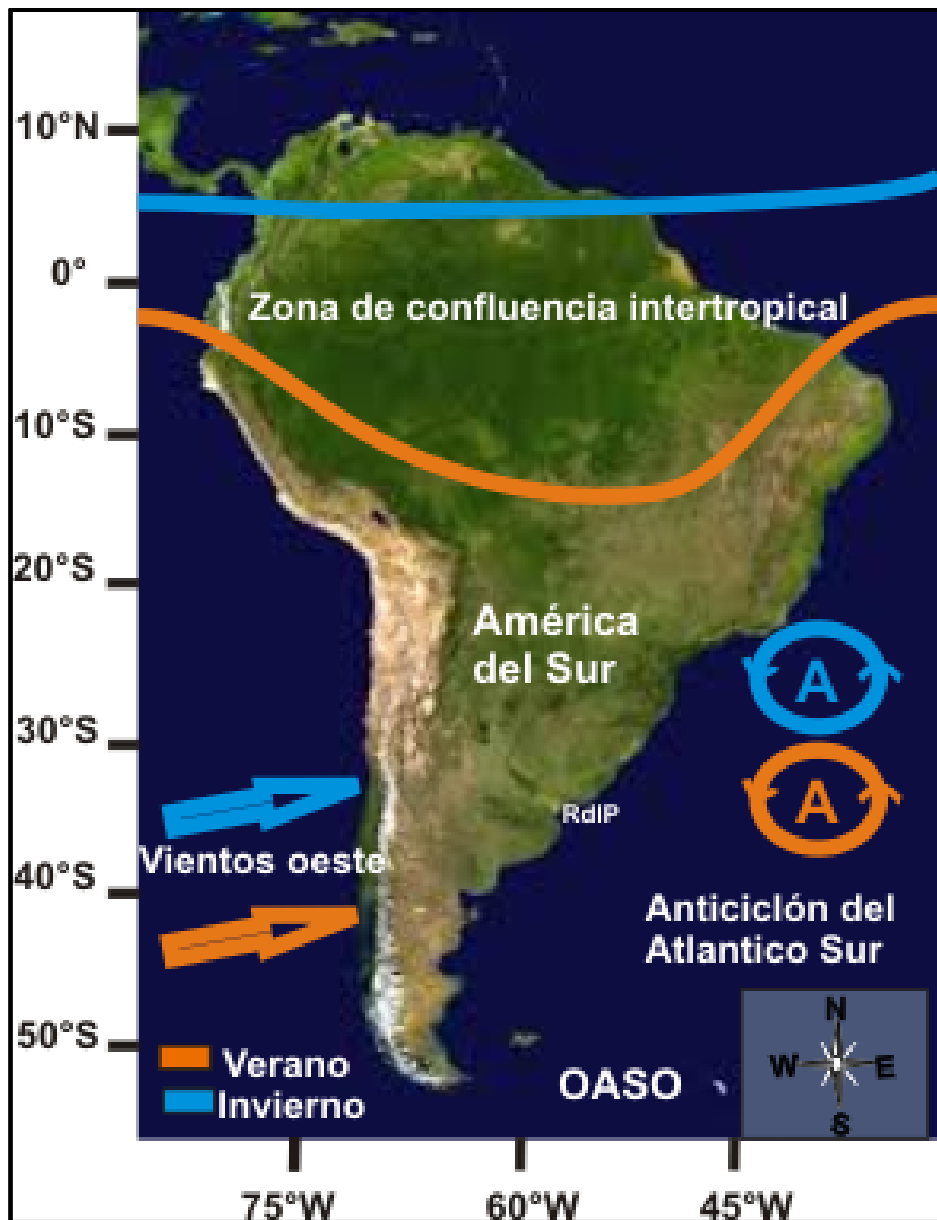


**Fig. 5.** Régimen oceanográfico en el SE del Océano Atlántico SO. Se observa la confluencia de las corrientes Brasil-Malvinas, el frente de plataforma subtropical y la extensión de la pluma del RdIP. Extraído y modificado del trabajo de Bender et al. (2013).

A modo de resumen, a través de un gradiente costa-océano existe influencia de aguas salobres hasta los 50 m de profundidad, luego existe una interacción de aguas con contrastantes niveles de salinidad, nutrientes y temperatura, generando una región extremadamente heterogénea y dinámica (Fig. 5, Ciotti et al. 1995; Calliari et al. 2009).

#### 1.2.4. Régimen climático y atmosférico

En la Fig. 6 se observan los principales elementos determinantes del clima de Sudamérica y su variabilidad intranual. Los más importantes son: la ZCIT, el AAS y el SVO-HS (Garreaud et al. 2009; Córdoba 2010).



**Fig. 6.** Componentes climáticos más importantes del continente sudamericano (Zona de Confluencia Intertropical, Sistema de Vientos O del HS y Anticiclón del Atlántico Sur) y su variabilidad estacional (las condiciones típicas de verano se encuentran representadas en color anaranjado y las de invierno en color celeste). Figura modificada a partir del trabajo de Córdoba (2010).

La circulación atmosférica sobre el RdIP y la región oceánica adyacente, está controlada por el AAS, influyendo en el patrón de vientos que afectan al estuario RdIP (Nagy et al. 1998; Camilloni 2005). El sistema climático exhibe un patrón estacional marcado en los vientos, el cual genera variaciones en la salinidad de la plataforma continental adyacente a la desembocadura del RdIP (Guerrero et al. 1997; Moller et al. 2008). Es así que durante el invierno,

cuando el AAS se posiciona en los 30°S, existe una dominancia de vientos suroeste (SW), los cuales desplazan la pluma del RdIP hacia los 28°S (Piola et al. 2008). Este hecho conlleva a una mayor influencia estuarina sobre la costa uruguaya (Guerrero et al. 1997). Durante el verano, el AAS se posiciona en los 35°S, generando una prevalencia de vientos noreste (NE) (Camilloni 2005) y un desplazamiento hacia el sur de la pluma del RdIP (~32°S) y transporte *offshore* de estas aguas de menor salinidad (Moller et al. 2008; Piola et al. 2008). De esta manera, se produce una mayor intrusión de aguas de plataforma en la costa de Uruguay (Guerrero et al. 1997; Moller et al. 2008). Este patrón de vientos es, a su vez, probablemente forzado por el desplazamiento que ocurre hacia el norte (hacia los 30°S) durante el invierno del SVO-HS (Garreaud et al. 2009). Dicho sistema de vientos se presenta como una de las características climáticas más importantes sobre el continente de Sudamérica (Meyer y Wagner 2009). Así las precipitaciones sobre gran parte del continente son fuertemente influenciadas por la distribución latitudinal de dicho cinturón de vientos (Moy et al. 2008). Bender et al (2013) determinaron que la posición de la Confluencia Subtropical B-M e indirectamente del frente de plataforma subtropical, están determinados por el posicionamiento de dicho cinturón de vientos.

Existen otras forzantes que juegan un rol significativo dentro de la variabilidad climática registrada para Sudamérica, entre las que se destacan a nivel interdecadal: el AAO (*Antarctic Oscillation*), PDO (*Pacific Decadal Oscillation*), (Garreaud et al. 2009). Por otra parte, existe una variabilidad interanual (2-7 años) relacionada a El Niño/La Niña *Southern Oscillation* (ENOS) (Piola 2002; Depetris y Pasquini 2007 b; Garreaud et al. 2009). Dicha oscilación modifica los patrones normales de precipitaciones y vientos sobre la región del Sudeste de Sudamérica (SESA; Ciotti et al. 1995; Iriando 1999; Barreiro 2010), determinando condiciones anómalas de caudal y corrimiento de la pluma del RdIP (Camilloni 2005 b; García-Rodríguez et al. 2014; Machado et al. 2013). En este sentido, ha sido bien documentado en la literatura un aumento del caudal del RdIP, respuesta a un incremento en las precipitaciones sobre la cuenca de drenaje durante los eventos El Niño, mientras que la tendencia opuesta fue registrada para los eventos La Niña (Ciotti et al. 1995; Piola 2002; Depetris y

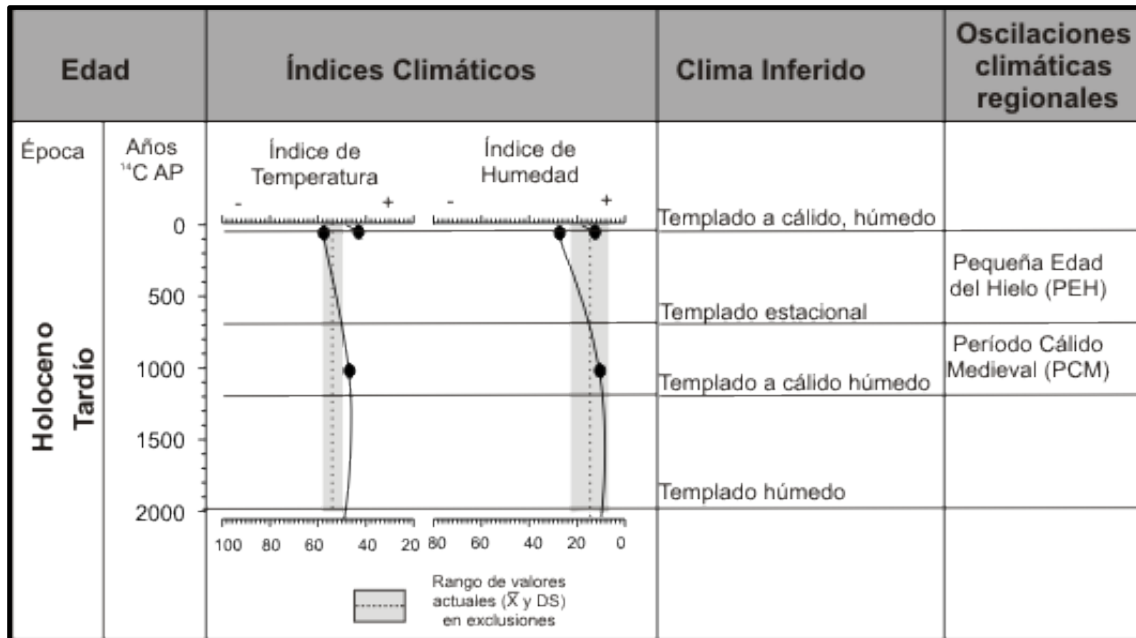
Pasquini 2007 b; Garreaud et al. 2009). Por otro lado, las variaciones interanuales asociadas al ENOS son de mayor amplitud con respecto a las interdecadales (Garreaud et al. 2009).

### **1.2.5. Régimen climático durante el Holoceno tardío**

El modelo de evolución climática del Holoceno para el Uruguay fue elaborado por del Puerto et al. (2011). El mismo se basa en datos provenientes de silicofitolitos (*proxies* biológicos asociados a restos silicificados de gramíneas) de testigos de sedimento extraídos de lagunas costeras del sudeste de Uruguay. En la Fig. 7 se muestra dicho modelo climático para el Holoceno tardío (modificado a partir de del Puerto et al. 2011). Este modelo propone, en concordancia con otros autores de la región, que las condiciones de temperatura y de humedad actuales se establecieron después de los 2000 cal a AP (Iriondo 1999; Mahiques et al. 2009; Lantzsch et al. 2013).

En los últimos 2000 años de evolución climática fue inferido un pulso más cálido y húmedo cerca de los 1000 cal a AP y un pulso frío y seco, cercano a los 700 cal a AP (del Puerto et al. 2011). Estos pulsos climáticos también fueron ampliamente registrados en otros estudios regionales (Cioccale 1999; Iriondo 1999; Piovano et al. 2009), y fueron asociados al Periodo Cálido Medieval (PCM) y a la Pequeña Edad del Hielo (PEH), registrados respectivamente para el HN (Bradley et al. 2003). Se observó una correspondencia entre cambios climáticos (ocurridos durante el último milenio) y las variaciones en la actividad solar para el HN (Blackford y Chambers 1995), y a su vez entre estas últimas y las anomalías de caudal del RdIP (Mauas et al. 2010). En este sentido, fue registrada una relación positiva entre altas descargas del Río Paraná y altas actividades solares, a escalas decadales (Mauas et al. 2008). Por otro lado estos cambios climáticos estuvieron asociados a variaciones en la circulación atmosférica sobre el continente sudamericano (Piovano et al. 2009), principalmente asociados a movimientos latitudinales del SVO-HS, consecuencia de cambios en la actividad solar (Lamy et al. 2001; Meyer y Wagner 2009). Durante las fases de alta insolación ocurridas en el Holoceno, se infirió una intensificación y desplazamiento hacia

el sur de la celda de Hadley, generando un aumento de las precipitaciones sobre la región, representando una situación característica del verano (Cruz et al. 2009).



**Fig. 7.** Modelo climático regional para el Holoceno tardío, modificado a partir del trabajo de del Puerto et al. (2011). Se observan dos oscilaciones climáticas durante los últimos 1200 a AP (Período Cálido Medieval y Pequeña Edad del Hielo).

A su vez ha sido bien documentado que la actividad ENOS ha cambiado durante el Holoceno, registrándose la máxima actividad durante el Holoceno temprano y tardío (Rein et al. 2005).

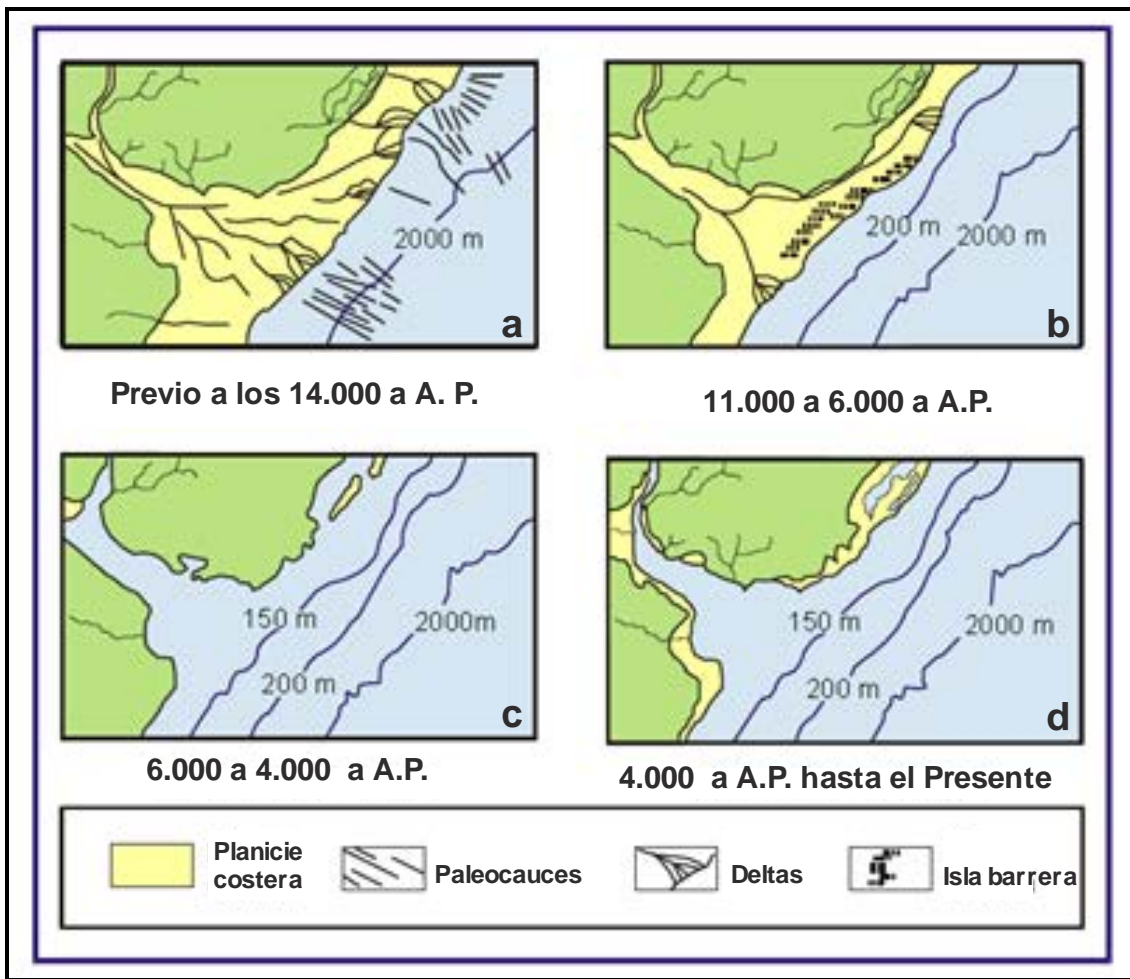
### 1.2.6. Tendencias climáticas en las últimas décadas

Durante los últimos 100 años ha sido registrado un cambio significativo en la circulación atmosférica sobre Sudamérica, especialmente a partir de la década del 70, asociado al desplazamiento del AAS hacia latitudes sur (Camilloni 2005). También se registró un cambio significativo en las características del SAMSA (Carvalho et al. 2010). Lo anterior conllevó a un aumento de las precipitaciones sobre gran parte del continente sudamericano, aportando mayor humedad de las regiones tropicales a las subtropicales (Compagnuci et

al. 2002; Piovano et al. 2004 a). Este cambio climático es concordante con el cambio de polaridad registrado para el PDO (de frío a cálido), el cual tuvo lugar a mediados de la década del 70. Por otro lado los eventos El Niño fueron más frecuentes e intensos en esta época (Garreaud et al. 2009), con una progresiva migración del SVO-HS hacia el sur durante los últimos 30 años (Biastoch et al. 2009). Dicho desplazamiento genera mayor advección de humedad proveniente del Atlántico Sur sobre la región del este y centro de Sudamérica (Lamy et al. 2001; Meyer y Wagner 2009). Así, el aumento en las precipitaciones sobre el SESA durante las últimas décadas, es concordante con la tendencia positiva registrada para el caudal del RdIP, a partir de 1970 (Camiloni 2005 b). En este sentido se registró un caudal del RdIP mayor al 20% de su valor promedio, para los últimos 30 años del siglo XX (Mauas et al. 2008).

### **1.2.7. Evolución paleogeográfica regional**

La evolución paleogeográfica de la región está principalmente relacionada a los cambios relativos en el nivel del mar durante el Holoceno (Fig. 8, Urien et al. 1980a; López-Laborde 1998; Lantsch et al. 2014). Previo a los 14000 cal a AP, el nivel del mar se encontraba a 150 m por debajo del nivel actual, presentándose una extensa planicie costera a la cual el RdIP se asociaba formando el cono de Rio Grande do Sul (Fig. 8 a, Urien et al. 1980-a; López-Laborde et al. 2000; Lantsch et al. 2014). Entre los 11000 y los 6000 cal a AP ocurrió un evento transgresivo inicial rápido luego de la última glaciación, alcanzándose un máximo nivel del mar (+ 6,5m) a los 6000 cal a AP (Fig. 8 b y c, Urien y Ottman 1971; López-Laborde et al. 2000, Cavallotto et al. 2004). Durante la transgresión del Holoceno se sugiere una temperatura más cálida y un desplazamiento del frente de salinidad del RdIP hacia el oeste con respecto al presente (Martínez et al. 2006, 2011). Se plantea que la fase regresiva subsiguiente a la transgresión holocénica fue caracterizada por una caída discontinua en el nivel del mar (Cavallotto et al. 2004).



**Fig. 8.** Evolución paleogeográfica del RdIP y del OASO. **(a)** Previo a los 14000 a AP. **(b)** Entre los 14000 y los 6000 a AP. **(c)** Entre los 6000 y los 4000 a AP, y **(d)** entre los 4000 a AP hasta el presente. Figura obtenida de López-Laborde et al. (1998), modificada a partir de Urien y Ottman (1971).

Urien y Ewing (1974) proponen que a partir de los 2000 cal a AP el nivel del mar se estabilizó en el nivel actual. Consecuencia de una mejora climática, se produce un aumento del caudal del RdIP, el ambiente salobre se confina a la zona externa del RdIP y se forma el actual delta Paraná (Urien et al. 1980a). Además de los cambios relativos del nivel del mar, se sugiere la intervención de otros eventos durante la evolución de la plataforma continental, tales como las variaciones en el régimen hidrodinámico y el aporte de sedimentos fluviales (Urien et al. 2003; Cavallotto et al. 2003, 2004, 2005; Lantzsch et al. 2014). En este sentido, se identificaron a las variaciones del nivel del mar y la entrada fluvial del RdIP como los principales factores forzantes en la evolución ambiental de la región costera sur del RdIP, durante el Holoceno tardío y medio



(Espinosa et al. 2003; Laprida et al. 2007). Como consecuencia de la anteriormente mencionada evolución paleogeográfica, existen paleocauces asociados a procesos de depósito de origen fluvial (Urien y Ewing 1974). El ejemplo más significativo es el del cinturón de barro del RdIP (Urien y Ottman 1971; Lantzsck et al. 2014).

## **1.2.8. Antecedentes regionales**

### **1.2.8.1. Antecedentes paleoceanográficos y paleoclimáticos**

A gran escala, se han desarrollado una cantidad importante de estudios paleoceanográficos en la región del OASO. Se destacan en los últimos años, para el margen continental del Norte de Argentina y Sur de Brasil, los trabajos de: Mahiques et al. (2007), Toledo et al. (2007), Nagai et al. (2009), Mahiques et al. (2009), Gyllencreutz et al. (2010), Hernández-Molina et al. (2010), Burone et al. (2011), Bozzano et al. (2011), Laprida et al. (2011) y Lantzsck et al. (2014). Contrastantemente, a partir del proyecto “Programa oceanográfico de caracterización del margen continental uruguayo-ZEE” se hace evidente la carencia de estudios paleoceanográficos para el RdIP, Plataforma Continental y Talud Uruguayo (Burone et al. 2012). En este sentido, únicamente han sido llevados a cabo tres estudios paleoceanográficos a nivel del talud superior Uruguayo (Krstel et al. 2011; Bender 2012; Bender et al. 2013). A partir de estos se determina que los cambios paleoceanográficos surgidos durante el Holoceno están fuertemente asociados a los cambios en los patrones atmosféricos del HS y a la circulación atmosférica (Bender 2012; Bender et al. 2013).

A partir de la revisión bibliográfica realizada en el trabajo de Newkom y Gergis (2011) se identifica una carencia absoluta de estudios paleoclimáticos de alta resolución temporal, para el OASO y la región del SESA. Consecuentemente, existe una necesidad de nuevos registros provenientes de regiones dinámicas claves para el HS. A su vez, las bases de datos ambientales históricas son muy escasas para esta región y las mismas se remontan al Siglo XX (ej. datos de caudales y precipitaciones). De esta manera, existe poca información sobre la

variación ambiental del sistema en el tiempo, consecuencia de cambios naturales y producto de las actividades humanas en las zonas costeras y cuenca de drenaje.

Por lo expuesto anteriormente, es evidente la necesidad de un mayor esfuerzo de estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos a nivel del margen continental Uruguayo (Newkom y Gergis 2011; Burone et al. 2012). Estos estudios son importantes para determinar procesos que involucran escalas a nivel local y regional, asociados a los cambios climáticos que han ocurrido en el pasado geológico reciente o lejano, consecuencia del acoplamiento atmósfera-océano, característico del sistema climático.

#### **1.2.8.2. Antecedentes diatomológicos**

Gómez y Bauer (2000) y Méndez et al. (1998), determinaron que las diatomeas son el grupo dominante en la costa sur y norte del RdIP. A su vez, Licursi et al. (2006) determinaron que en la zona dulceacuícola del RdIP las diatomeas constituyen un 28% de la masa fitoplanctónica, mientras que para la zona mixohalina las mismas representan el 78 % de esta biomasa.

Para la región del RdIP y plataforma continental adyacente, los estudios diatomológicos han consistido básicamente en trabajos taxonómicos de los grupos bentónicos y planctónicos presentes (Méndez et al. 1998; Hassan 2010). Entre los que se encuentran los trabajos de Frenguelli (1941, 1945), Müller-Melchers (1945, 1953, 1959), Burone (1984), Gómez y Bauer (2000), Metzeltin y García-Rodríguez (2003), y Sar et al. (2001, 2007 y 2010). Por otro lado, han sido poco recurrentes los trabajos donde se han utilizado diatomeas como indicadores ambientales o proxies biológicos en la región. De esta manera, existe carencia de información ecológica sobre las especies que comúnmente habitan este sistema (Hassan 2010). En este sentido, Licursi et al. (2006) y Pérez (2010) identificaron distintas condiciones ambientales, a partir del estudio de sedimentos superficiales en el RdIP, las cuales quedaron representadas por grupos específicos de diatomeas. A partir de estos trabajos se determinó que las variables ambientales que más influyen la distribución

de las especies de diatomeas en el RdIP, son la salinidad y el estado trófico del sistema. A su vez Ferrando (1962), ya había determinado que la salinidad es el factor determinante de la ocurrencia de especies de diatomeas en la zona costera de Montevideo.

Por otro lado, García-Rodríguez et al. (2004 a, b, c) estudiaron los cambios relativos en el nivel del mar y estado trófico asociado, para la zona costera de Uruguay, durante el Holoceno. Estos estudios fueron llevados a cabo utilizando el registro de diatomeas como *proxies* en estudios paleolimnológicos, provenientes del sistema de lagunas costeras del SE de Uruguay. A partir de estos trabajos fueron identificados grupos de diatomeas característicos de transgresiones (asociadas a menores niveles de trofía y mayores salinidades) y regresiones marinas (asociadas a un mayor nivel trófico y menores salinidades). La información generada por los estudios anteriormente mencionados representa un insumo importante para la interpretación de los datos diatomológicos obtenidos en este estudio paleoceanográfico.

### **1.3. Importancia del presente estudio**

A pesar del valor socio-económico y ambiental que tiene la región, existen muy pocos estudios paleoceanográficos que determinen los cambios ambientales ocurridos en el pasado geológico en el sistema. En este sentido el presente trabajo representa una primera aproximación a los cambios paleoambientales, paleoceanográficos y paleoclimáticos que han ocurrido en la plataforma continental uruguaya durante los últimos 1200 a AP, a partir de un análisis basado en diatomeas y variables geoquímicas.

Por otra parte, las bases de datos históricas para la región son escasas e incompletas. Este estudio contribuye a crear nueva información de línea de base, utilitaria para una mejor elaboración e implementación de planes de manejo ambiental. De esta manera, el presente estudio pretende generar una aproximación al entendimiento de los cambios ambientales históricos que han ocurrido en el sistema, permitiendo discriminar entre los cambios naturales y los cambios antrópicos.

## **1.4. Objetivo General**

Inferir la evolución ambiental de la plataforma continental interna Uruguay y identificar las posibles causas forzantes de dichas condiciones (antrópicas y naturales), durante el Holoceno tardío.

Esta tesis está dividida en 3 capítulos, cada uno de ellos con objetivos de trabajo específicos dentro de este objetivo general. Es así que el primer capítulo tiene como objetivo realizar un análisis taxonómico para identificar las especies de diatomeas provenientes del testigo de sedimento GeoB 13813-4 y determinar sus preferencias ecológicas, haciendo hincapié en las preferencias de salinidad. El capítulo 2 tiene como objetivo inferir los cambios de salinidad del sistema para los últimos 1200 a AP. El capítulo 3 tiene por objetivo hacer un análisis de impactos humanos por técnicas paleoambientales y estudiar la relación entre eventos climáticos contemporáneos y los cambios de salinidad.

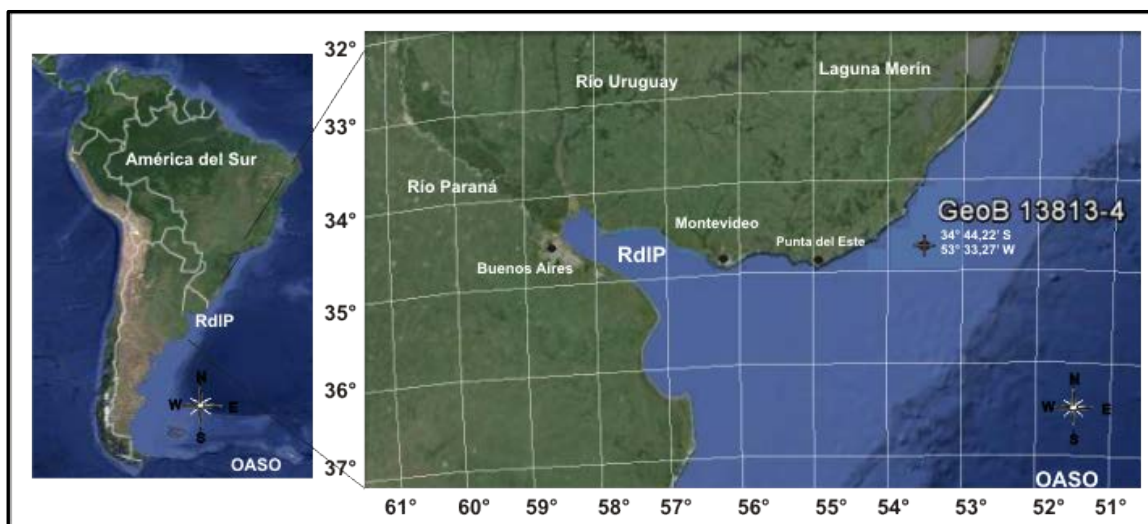
## **2.0. Materiales y Métodos**

### **2.1.0. Área de estudio**

El área de estudio se localiza en el cinturón de barro del RdIP, plataforma continental interna uruguaya, a 50 m profundidad del nivel del mar (Fig. 9).

Los sólidos en suspensión acarreados por el RdIP son depositados formando facies limo-arcillosas dentro del estuario (dando lugar al delta Paraná), en la plataforma continental interna Uruguay y hacia la plataforma continental Brasileira, cerca de Rio Grande do Sul (Fig. 5, Urien y Ewing 1974; Mahiques et al. 2009; Correa et al. 2008). Este patrón de sedimentación se hace evidente bajo la presencia de un área fangosa paralela a la costa con dirección norte (Fig. 5, Masello y Menafra 1998; Martins et al. 2003). Dicho depocentro se construyó sobre el paleocanal del RdIP, donde el Río Paraná transportaba y descargaba su aporte de sedimentos en Rio Grande do Sul (formando el cono de Rio Grande do Sul) durante niveles de mar más bajos, consecuencia de el

último máximo glacial (Fig. 8, Urien y Ottman 1971; Martins et al. 2003; Lantzh et al. 2013). Estos depósitos sedimentarios son denominados pozos de barro y forman el cinturón de barro del RdIP (Masello y Menafrá 1998). Este depocentro sedimentario está compuesto principalmente por limos y arcillas y en menor medida por arenas (Martin y Urien 2004).

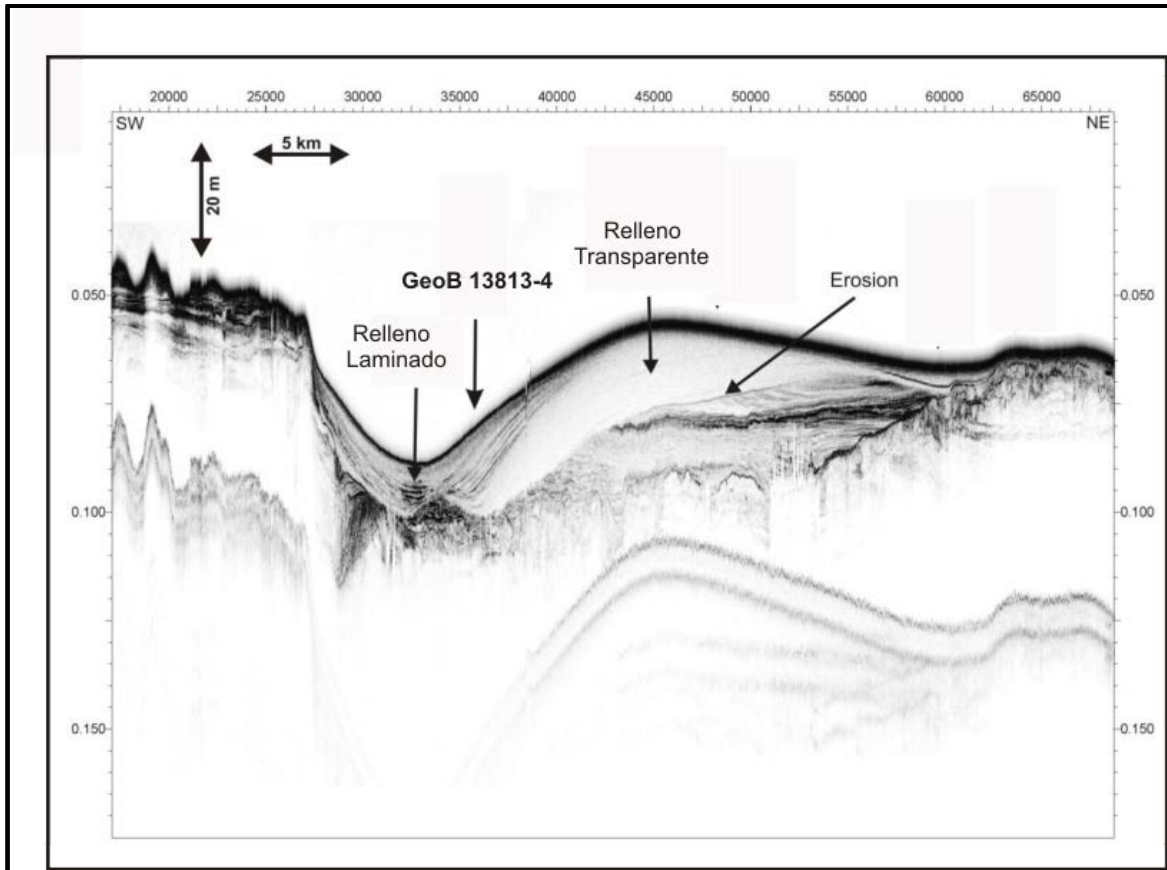


**Fig. 9.** Área de estudio. Se representa con un símbolo negro la posición del testigo de sedimento (GeoB 13813-4).

## 2.2. Obtención de muestras

Para la realización de este trabajo se tomó un testigo de sedimento de 1028 cm de longitud (GeoB 13813-4) con un *gravity corer*, extraído a 57 m de profundidad (34° 44.22' S y 53° 33.27' O, Fig. 9 y 10). El mismo fue obtenido durante la campaña oceanográfica M76/3a (MARUM, Universidad de Bremen), llevada a cabo en el Buque investigación Alemán *Meteor* en Julio del 2009.

Durante esta campaña fueron realizados perfiles sísmicos mediante la técnica de parasonido, a lo ancho del cinturón de barro del RdIP (Fig. 10). A partir de estos perfiles sísmicos fue registrada una depresión de 30 m de profundidad correspondiente al antiguo paleocanal del RdIP, la cual presentó asociada un complejo patrón de facies acústicas (Fig. 10, Krastel et al. 2012). El testigo utilizado para este trabajo fue extraído en dicha depresión (Fig. 10).



**Fig. 10.** Perfil sísmico de parasonido a lo ancho del cinturón de barro del RdIP, plataforma continental interna Uruguay. Se indica la posición del testigo GeoB 13813-4. Figura modificada de Krastel et al. (2012).

### 2.3.0. Análisis de laboratorio

#### 2.3.1. Cronología

Los modelos de edades presentados en este estudio han sido brindados por el Dr. Till Hanebuth y llevados a cabo en el MARUM *Center of Marine Environmental Sciences, University of Bremen*. Los mismos se han llevado a cabo mediante la técnica de  $C^{14}$  (capítulo 2) y mediante la técnica de  $Pb^{210}$  (capítulo 3).

Para datar los 1028 cm de testigo de sedimento se realizaron seis medidas de radiocarbono (capítulo 2), las cuales se obtuvieron a partir de conchillas de bivalvos cuidadosamente seleccionadas, encontradas a lo largo del testigo preservadas en su posición de vida. Dichas muestras fueron analizadas en el

laboratorio Poznan Radiocarbon Laboratory (Polonia) y fueron convertidas a años calibrados antes del presente (cal a AP) usando el programa CALIB versión 6.1.1 (Stuiver et al. 2006). Para medir la actividad del  $^{14}\text{C}$ , se utilizó la técnica de AMS (espectrometría de aceleración de masas), la cual utiliza un acelerador de partículas para contar el número relativos de átomos de  $^{14}\text{C}$  en una muestra (Walker 2005). Se aplicó la edad de reservorio estándar de 405 años debido a la falta de datos regionales, a pesar de que la intensa mezcla de agua en regiones poco profundas puede llevar a un depósito de edad significativamente menor (Reimer et al. 2009).

Fue datada la parte superior del mismo (100 cm, capítulo 3) mediante la técnica de  $^{210}\text{Pb}$ , utilizando espectroscopía gamma (Pittauerová et al. 2011). El modelo de edad fue realizado a partir de siete muestras de sedimento, seleccionadas aproximadamente cada 15 cm a lo largo de los 100 cm superiores del testigo. Las actividades de  $^{210}\text{Pb}$  fueron medidas en el laboratorio Bremen State Radioactivity Measurements Laboratory, usando el programa Canberra Genia 2000 y la herramienta para calibración Monte Carlo LabSOCS (Pittauerová et al. 2011). Para este estudio se utilizó el modelo de  $^{210}\text{Pb}$  CSR (modelo de tasa de suministro constante). El mismo plantea que el flujo de  $^{210}\text{Pb}$  no soportado en la superficie se mantiene constante independientemente de la tasa de sedimentación (Bernal et al. 2010).

### 2.3.2. Geoquímica C y N

Para calcular el contenido de carbono orgánico total (COT), nitrógeno total (NT), y sus isótopos estables asociados ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$ ), fueron utilizadas alícuotas frescas de las distintas capas de sedimento (cada 25 cm aproximadamente a lo largo de todo el testigo), las cuales fueron almacenadas en botellas previamente esterilizadas. Antes de los análisis geoquímicos, las muestras fueron tratadas por 24 horas con HCl al 10 %, para de esta manera remover los carbonatos. Luego, el ácido se eliminó lavando las muestras al menos tres veces con agua destilada, para ello fue utilizada una centrifugadora (dos minutos a 2000 rev/min). A continuación las muestras fueron liofilizadas y homogeneizadas utilizando un mortero. Luego se realizaron los análisis, para

los cuales se empaquetaron en cápsulas de metal alícuotas de muestra entre 15 a 20 mg. El COT y NT se midió utilizando una *Elementar Vario EL III*. Por otro lado los análisis de isótopos estables se realizaron utilizando un *Thermo Scientific Delta V plus isotope ratio mass spectrometer*. Ambos análisis fueron realizados en el MARUM, Center for Marine Environmental Science, Faculty of Geoscience, University of Bremen, durante una pasantía de tres meses de duración realizada en dicha institución.

### 2.3.3. Diatomeas

Para los análisis de diatomeas, se seleccionaron muestras cada 10 cm a lo largo del testigo (capítulo 2), y cada 1 cm en los 100 cm superficiales (capítulo 3). Las muestras fueron tratadas con pirofosfato de sodio ( $\text{Na}_2\text{P}_2\text{O}_7$ ) para desflocular el sedimento y eliminar las arcillas. Luego fueron tratadas con HCl (35%), para eliminar los carbonatos. Por último se las trató y calentó a baño María durante dos horas con  $\text{H}_2\text{O}_2$  (30%) para eliminar la MO (Metzeltin y García-Rodríguez 2003). Entre cada uno de los tres tratamientos las muestras fueron lavadas con agua destilada sucesivamente (al menos cinco veces). Una vez limpias las mismas, se realizaron los preparados permanentes con Entellan®. Dichos preparados fueron analizados en microscopio óptico a una magnificación de 1000x. Por cada una de las 200 muestras de sedimento se identificaron y contaron como mínimo 400 valvas de diatomeas. Las especies de diatomeas fueron identificadas de acuerdo a Frenguelli (1941, 1945), Müller-Melchers (1945, 1953, 1959), Hasle y Syversten (1996), Witkowski et al. (2000), Metzeltin and García-Rodríguez (2003), Metzeltin et al. (2005), Sar et al. (2010) y otra literatura estándar. El tratamiento químico, así como el análisis al microscopio óptico de las muestras fue llevado a cabo en su totalidad en el laboratorio de la sección Oceanografía y Ecología Marina, Facultad de Ciencias, UdelaR. Únicamente se utilizaron para los análisis estadísticos aquellas especies más significativas, i.e., cuya abundancia fue mayor al 2 % en al menos tres muestras, tomándose en cuenta que el porcentaje eliminado siempre fuera menor al 10 % de la abundancia total de cada muestra (Karst y Smol 2000).



#### 2.3.4. Elementos traza

La concentración relativa (expresada en conteos por segundo, cps) de los elementos menores y traza utilizados en este estudio (ej. Ca, Ti, Al, Sr, K, Fe), se obtuvieron utilizando el *scanner* de testigos fluorescente AVAATECH de rayos-X, proveniente del MARUM Center of Marine Environmental Sciences, University of Bremen. De esta manera fue escaneado el testigo en su totalidad y obtenida la abundancia relativa de los elementos cada un centímetro. Fueron utilizadas las relaciones entre los elementos traza para realizar inferencias, según se recomienda en Francus et al. (2009).

#### 2.3.5. Bases de datos climáticos

Los índices climáticos utilizados en este trabajo fueron los siguientes: SOI (*Southern Oscillation Index*; Ropelewski y Jones, 1987), PDO (*Pacific Decadal Oscillation*; Mantua et al., 1997), y AAO (*Antarctic Oscillation*; Thompson y Wallace, 2000). Los índices PDO (1900-2008) y AAO (1948-2008), se obtuvieron del Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean, University of Washington <http://jisao.washington.edu>. Asimismo, el SOI (1866-2008), se obtuvo del Climatic Research Unit University of East Anglia, UK <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/>. A partir de los valores mensuales de cada índice climático se calculó el promedio anual. La serie temporal para los Ríos Paraná y Uruguay (estaciones “Tunel subfluvial” y “Paso de los Libres”, respectivamente) se obtuvieron de la Subsecretaria de Recursos Hídricos, Argentina, de la Base de Datos Hidrológica Integrada: <http://bdhi.hidricosargentina.gov.ar/sitioweb/frmDatos.aspx>. Las anomalías de los Ríos Paraná y Uruguay fueron calculadas como se recomienda en Piovano et al. (2004 a), según la siguiente fórmula:

$$\text{Anomalía } Q = (Q_i - Q_{\text{medio}})/Q_{\text{medio}}.$$

Donde  $Q_i$  es la suma de los promedios mensuales por año y  $Q_{\text{medio}}$  es el promedio de todos los valores de la serie temporal (i.e. 1909 AD-presente).

### 2.3.6. Análisis estadísticos

Los datos resultantes (biológicos, geoquímicos y sedimentológicos) fueron trabajados en planillas Excel. Los mismos se analizaron estadísticamente mediante métodos uni y multivariados pertinentes con el fin de inferir cambios en las condiciones paleoambientales en la plataforma continental interna Uruguay. Fueron identificadas las correspondientes Zonas de Asociaciones de Diatomeas (ZAD), mediante análisis de *cluster*, utilizando el *Morisita similarity measure stratigraphically constrained*. A su vez, fueron utilizadas las técnicas de ordenación: Análisis de Componentes Principales (ACP) para identificar las especies más representativas dentro de cada ZAD, y Análisis de Correspondencia Canónica (ACC) para explorar la relación entre los *proxies* (biológicos y geoquímicos) y las bases de datos climáticos existentes para los últimos 60 años (índices atmosféricos, SOI, PDO, AAO, y anomalías de caudal de los Ríos Paraná y Uruguay). A su vez, se analizó la correlación lineal entre los datos de los *proxies* y las bases de datos climáticas.

## **2. CAPÍTULO 1**

### **REGISTRO DIATOMOLÓGICO PROVENIENTE DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA URUGUAYA DURANTE EL HOLOCENO TARDÍO**

#### **Resumen**

El presente capítulo tiene como objetivo presentar un análisis taxonómico de diatomeas provenientes de un testigo de sedimento extraído del cinturón de barro del RdIP, el cual se extiende durante el Holoceno tardío. A su vez, se presenta información ecológica de aquellas especies significativas, obtenida a partir de una exhaustiva revisión bibliográfica.

Fueron identificadas 137 especies de diatomeas (agrupadas en 64 géneros). Las especies significativas quedaron contenidas en 16 géneros y se separaron en tres grupos en base a sus preferencias ecológicas. El primer grupo estuvo formado por especies indicadoras de sistemas dulceacuícolas y con altos niveles de trofía, donde se observó dominancia de especies planctónicas provenientes del género *Aulacoseira*. El segundo grupo estuvo compuesto por especies de los géneros *Actinocyclus* y *Cyclotella*, indicadoras de sistemas estuarinos y probablemente con altos niveles de trofía. El tercer grupo estuvo dominado por especies marinas, observándose la mayor riqueza específica. La mayoría de estas especies correspondieron a taxones de distribución cosmopolita y en algunos casos tropical-subtropical.

#### **1.0 Objetivos y estrategia**

- 1- Hacer un relevamiento taxonómico de las especies de diatomeas provenientes del testigo GeoB 13813-4, para generar un catalogo iconográfico accesible para otros investigadores.
- 2- Hacer una revisión bibliográfica de las preferencias autoecológicas de las especies más significativas y confeccionar una base de datos cualitativos de las condiciones ambientales que representa cada especie.

Dada la carencia de especialistas nacionales y de información sobre taxonomía de diatomeas marinas, se realizó una pasantía de dos meses de duración, en el Departamento Científico de Ficología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de la Plata. Dicha pasantía fue supervisada por las Dras. Inés Sunesen y Eugenia Sar, expertas taxónomas en diatomeas planctónicas y marinas de la costa Atlántica Argentina. De esta manera se llegó a una correcta identificación de la mayoría de las especies al microscopio óptico y se recurrió al Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) en aquellas muestras con especies de diatomeas difíciles de identificar al microscopio óptico. Se trabajó por un lado en la identificación de las especies y de los caracteres distintivos de los géneros marinos. A su vez, durante dicha pasantía se definieron mediante una revisión bibliográfica exhaustiva, las preferencias autoecológicas de las especies significativas, ya que dicho Departamento cuenta con una de las bibliotecas más nutridas de América del Sur sobre la temática en cuestión (Sar y Sunesen com. pers.).

## 2.0. Resultados

### 2.1. Riqueza específica de diatomeas

A partir del análisis taxonómico de 200 muestras fueron reconocidas 137 especies de diatomeas. Dentro de estas especies, 99 de ellas fueron identificadas a nivel de especie, mediante el uso de microscopio óptico y MEB. El resto de los 38 especímenes fueron identificadas a nivel de género, estando aún en proceso de identificación (Tabla 1).

De la Tabla 1 se desprende que 56 de las especies reconocidas, indican condiciones dulceacuícolas (D), mientras que 59 representan rangos altos y relativamente altos de salinidad (M y M-S).

Los géneros D que presentaron mayor número de especies fueron: *Aulacoseira*, *Eunotia*, *Planothidium*, *Diploneis*, y *Gomphonema* (Tabla 1). Siendo los dos primeros aquellos que presentaron mayor riqueza específica.

Los géneros M que presentaron mayor número de especies fueron: *Thalassiosira*, *Coscinodiscus*, *Chaetoceros*, *Actinocyclus*, *Actinoptychus*, *Thalassionema* y *Trigonium*. Los géneros, *Azpeitia*, *Bacteriastrum*, *Cymatotheca*, *Delphineis*, *Diploneis*, *Ditylum*, *Paralia* y *Psammodictyon* presentaron una sola especie (Tabla 1), pero las mismas exhibieron muy altas abundancias.

**Tabla 1-** Diatomeas identificadas a nivel de especie y de género, con sus respectivos dominios B y P (bentónicas y plantónicas) y sus preferencias de salinidad D, M, S (dulceacuícolas, marinas y salobres). Las especies de diatomeas fueron identificadas de acuerdo a Frenguelli (1941, 1945), Müller-Melchers (1945, 1953, 1959), Hasle y Syvertsen (1996), Witkowski et al. (2000), Metzeltin and García-Rodríguez (2003), Metzeltin et al. (2005), Sar et al. (2010) y otra literatura estándar.

<b>Especies Diatomeas (GeoB 13813-4)</b>	<b>Dominio</b>	<b>Indicador</b>
<i>Achnanthes inflata</i> (Kützing) Grunow	B	D
<i>Achnanthes exigua</i> Grunow	B	D
<i>Achnanthes</i> sp.	B	-
<i>Actinocyclus curvatulus</i> Janisch	P	M/S
<i>Actinocyclus normanii</i> (Gregory) Hustedt	P	S/D
<i>Actinocyclus octonarius</i> Ehrenberg	P	M/S
<i>Actinocyclus</i> sp.	P	-
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	P	M
<i>Actinoptychus splendens</i> (Shadbolt) Ralph in Pritch	P	M
<i>Actinoptychus</i> sp.	P	-
<i>Amphora</i> sp.	B	-
<i>Azpeitia tabularis</i> (Grunow) Fryxell y Sims	P	M
<i>Asteromphalus</i> sp.	P	M
<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grunow) Simonsen	P	D
<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehrenberg) Simonsen	P	D
<i>A. granulata</i> var. <i>angustissima</i> (O.Müller) Simonsen	P	D
<i>Aulacoseira herzoggi</i> (Lemmerman) Simonsen	P	D
<i>Aulacoseira muzzaensis</i> (Meister) Krammer	P	D
<i>Aulacoseira</i> sp.	P	D
<i>Bacillaria paradoxa</i> Gmelin	B	M/S
<i>Bacteriastrum</i> sp.	P	M
<i>Bidulphia</i> sp.	B	-
<i>Caloneis kateri</i> Lange-Bertalot	B	D

Tabla I continuación

<i>Cavinula</i> sp.	B	-
<i>Cocconeis disculoides</i> Hustedt	B	M
<i>Cocconeis placentula</i> Ehrenberg	B	S/D
<i>Cocconeis</i> sp.	B	-
<i>Coscinodiscus asteromphalus</i> Ehrenberg	P	M
<i>Coscinodiscus granii</i> Gough	P	M
<i>Coscinodiscus commutatus</i> Greville	P	M
<i>Coscinodiscus radiatus</i> Ehrenberg	P	M/S
<i>Coscinodiscus</i> sp.	P	M
<i>Cyclotella</i> cf. <i>littoralis</i> Lange y Syvertsen	P	M/S
<i>Cyclotella meneghiniana</i> Kützing	P	D/S
<i>Cyclotella stelligera</i> Cleve y Grunow	P	D
<i>Cyclotella striata</i> (Kütz.) Grunow	P	M/S
<i>Cyclotella</i> sp.	P	-
<i>Cymatotheca weissfloggi</i> Hende y	P	M
<i>Cymatosira belgica</i> Grunow in Van Heurck	B	M/S
<i>Cymbella</i> sp.	B	D
<i>Chaetoceros endosporas</i> sp.	P	M
<i>Chaetoceros didymus</i> Ehrenberg	P	M
<i>Chaetoceros lorenzianus</i> Grunow	P	M
<i>Chaetoceros seiracanthus</i> Gran	P	M
<i>Delphineis surirella</i> (Ehrenberg) Andrews	T	M
<i>Diploneis bombus</i> Ehrenberg	B	M/S
<i>Diploneis chilensis</i> (Hustedt) Lang-Bertalot	B	S/D
<i>Diploneis smithii</i> (Brébisson) Cleve	B	S/D
<i>Diploneis subovalis</i> Cleve	B	S/D
<i>Diploneis didyma</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	B	M
<i>Diploneis</i> sp.	B	-
<i>Ditylum brightwelli</i> (T. West.) Grunow	P	M/S
<i>Dichtyocha fibula</i> (silicoflagelado) Ehrenberg	P	M/S
<i>Encyonema</i> sp.	B	D
<i>Epithemia adnata</i> (Kütz.) Brébisson	B	D
<i>Epithemia hindami</i> Smith	B	D
<i>Eunotia camelus</i> Ehrenberg	B	D
<i>Eunotia didyma</i> Hustedt	B	D
<i>Eunotia epithemoides</i> Hustedt	B	D
<i>Eunotia guianense</i> (Ehrenberg) De Toni	B	D
<i>Eunotia joaquinii</i> Lange-Bertalot	B	D
<i>Eunotia monodon</i> Ehrenberg	B	D
<i>Eunotia tridentula</i> Ehrenberg	B	D
<i>Eunotia yberai</i> Frenguelli	B	D
<i>Eunotia</i> sp.	B	D
<i>Eunotogramma marinum</i> (W.S. mith) Pergallo	B	M

Tabla 1 cont.

<i>Fallacia</i> sp.	B	-
<i>Fragilaria capucina</i> Desmazières	B	D
<i>Fragilaria ulna</i> (Nitzsch) Lange-Bertalot	B	S/D
<i>Fragilaria</i> sp.	B	-
<i>Fragilariopsis antarctica</i> (Castracane) Hustedt	B	M
<i>Fragilariopsis doliolus</i> (Wallich) Medlin y Sims.	B	M
<i>Gyrosigma</i> sp.	B	-
<i>Gomphonema anglicum</i> Ehrenberg	B	D
<i>Gomphonema augur</i> Ehrenberg	B	D
<i>Gomphonema brasilense</i> Grunow	B	D
<i>Gomphonema brasilensoide</i> Lange-Bertalot	B	D
<i>Gomphonema parvulum</i> Kützing	B	D
<i>Gomphonema turris</i> var. <i>brasiliense</i> Frenguelli	B	D
<i>Gomphonema</i> sp.	B	
<i>Gramatophora oceanica</i> (Ehrenberg) Grunow	B	M
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehrenberg) Grunow	B	S/D
<i>Hantzschia</i> sp.	B	-
<i>Hyalodiscus radiatus</i> (O' Meara) Grunow	B	M
<i>Hyalodiscus subtilis</i> Bailey	B	M
<i>Hyalodiscus</i> sp.	B	-
<i>Lithodesmium undulatum</i> Ehrenberg	P	M
<i>Luticola</i> sp.	B	
<i>Lyrella</i> sp.	P	M
<i>Martyana martyi</i> (Heribaud) Lange-Bertalot	B	D
<i>Minidiscus chilensis</i> Rivera & Koch	P	M
<i>Navicula</i> sp.	B	-
<i>Nitzschia solgensis</i> Cleve-Euler	B	D
<i>Nitzschia</i> sp.	B	-
<i>Odontella atlantica</i> (Frenguelli) Sar	B	M
<i>Opephora pacifica</i> (Grunow) Petit	B	M
<i>Opephora mutabilis</i> (Grunow) Sabbe y Wyverman	B	M
<i>Orthoseira roseana</i> (Rabenhorst) O' Meara	P	D
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	P	M/S
<i>Pinnularia boraleis</i> Ehrenberg	B	M/S
<i>Pinnularia</i> sp.	B	D
<i>Placoneis serena</i> (Frenguelli) Metzeltin	B	D
<i>Placoneis</i> sp.	B	-
<i>Planothidium heteromorphum</i> (Grunow) Lange-Bert.	B	D
<i>Planothidium quarnensis</i> Lange-Bertalot	B	D
<i>Planothidium rostratum</i> (Oestrup.) Lange-Bertalot	B	D
<i>Planothidium</i> sp.	B	-
<i>Pleurosigma</i> sp.	B	-
<i>Pleurosira laevis</i> Kützing	P	M/S

Tabla 1 cont.

<i>Psammodictyon</i> sp.	B	-
<i>Pseudopodosira</i> sp.	B	M
<i>Rabdhonema arcuatum</i> (Lyngbye) Kützing	B	M
<i>Raphoneis amphiceros</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	B	M
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehrenberg) Müller	B	D
<i>Rhopalodia gibberula</i> (Ehrenberg) Müller	B	D
<i>Rhizosolenia setigera</i> Brightwell	P	M
<i>Rhizosolenia calcaravis</i> Schultze	P	M
<i>Rhizosolenia</i> sp.	P	M
<i>Staurosira brevistriata</i> Grunow	B	D
<i>Staurosira construens</i> (Ehrenberg) Williams & Round	B	D
<i>Staurosira pinnata</i> Ehrenberg	B	D
<i>Staurosira longirostris</i> Frenguelli	B	D
<i>Staurosira</i> sp.	B	-
<i>Stephanodiscus</i> sp.	P	D
<i>Surirella</i> sp.	B	-
<i>Skeletonema costatum</i> Greville	P	M
<i>Thalassionema frauenfeldii</i> (Grunow) Hallegraeff	P	M
<i>Thalassionema pseudonitzschooides</i> Hasle	P	M
<i>Thalassiosira angulata</i> (Gregory) Hasle	P	M
<i>Thalassiosira baltica</i> (Grunow) Ostefeld	P	S/D
<i>Thalassiosira eccentrica</i> (Ehrenberg) Cleve	P	M
<i>Thalassiosira nanolineata</i> (Mann) Fryxell & Hasle	P	M
<i>Thalassiosira nodulolineata</i> (Hendey) Hasle & Fryxell	P	M
<i>Thalassiosira oestrupii</i> var. <i>venrickae</i> Fryxell & Hasle	P	M
<i>Thalassiosira simonsenii</i> Hasle & Fryxell	P	M
<i>Thalassiosira</i> sp.	P	-
<i>Terpsinoë musica</i> Ehrenberg	B	S/D
<i>Trachyoneis</i> sp.	B	-
<i>Triceratium favous</i> Ehrenberg	B	M/S
<i>Trigonium alternans</i> Cleve	B	M
<i>Trigonium reticulm</i> Ehrenberg	B	M

## 2.2. Especies mejor representadas

A continuación se presentan cuatro láminas que contienen 106 fotografías de las especies con mayores abundancias registradas en este estudio. Es importante destacar que las especies no fueron ordenadas en base a su taxonomía o filogenia, sino que fueron organizadas de acuerdo a sus preferencias de salinidad y dominio. Este formato fue adoptado para que los

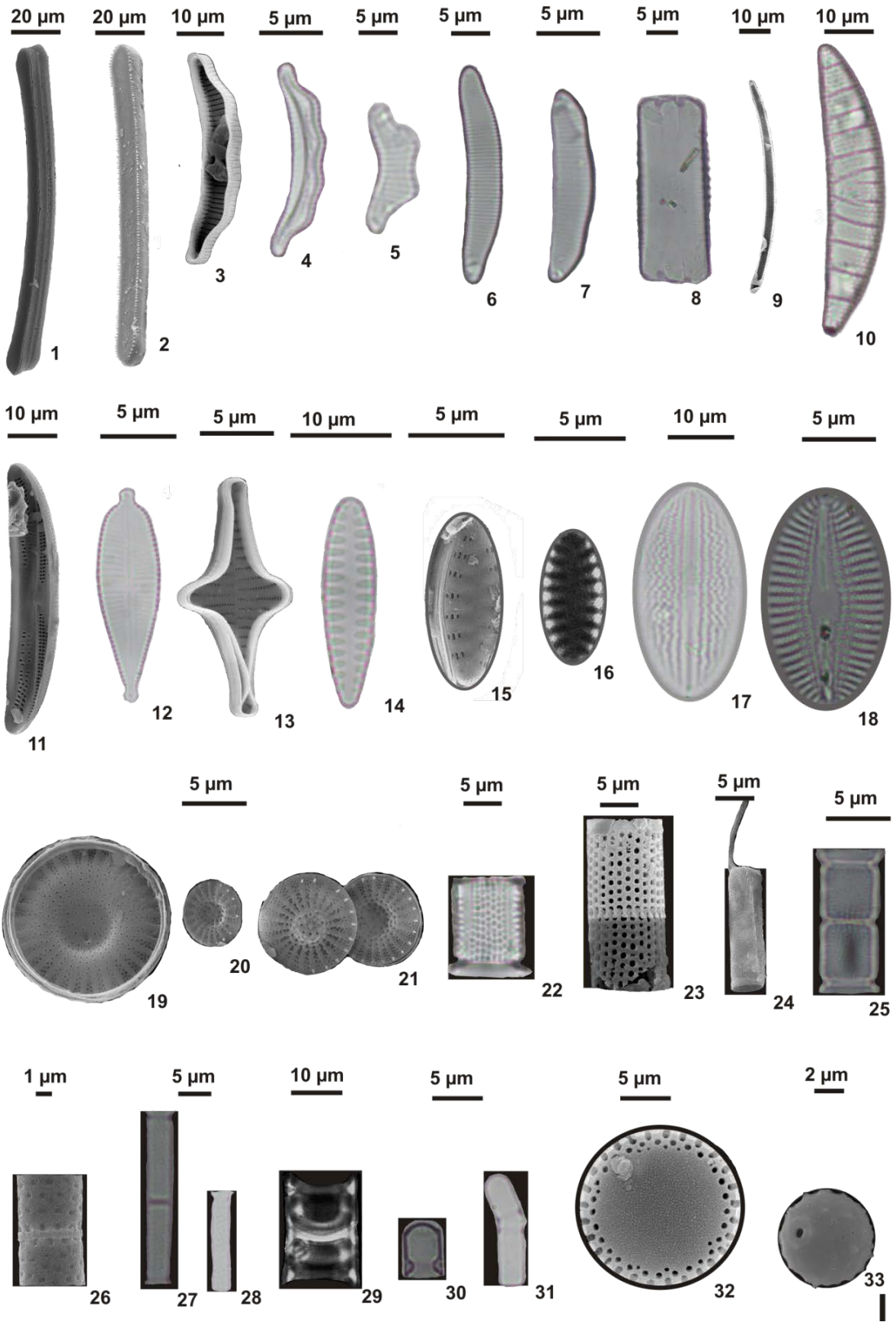


resultados taxonómicos estén acordes a la información presentada en los capítulos 2 y 3.

La Lámina I contiene especies dulceacuícolas (D), que se separan en bentónicas (B), representadas por los géneros *Eunotia*, *Epithemia*, *Gomphonema*, *Staurosira*, *Fragilaria*, *Diploneis* y *Cocconeis* (fotografías 1-18), y plantónicas (P), asociadas a los géneros *Stephanodiscus* y *Aulacoseira* (fotografías 19-33). En la lámina II se presentan las diatomeas marinas (M) y B, contenidas en los géneros *Fragilariopsis*, *Navicula*, *Diploneis*, *Psamodictyon*, *Raphoneis*, *Lyrella*, *Hyalodiscus*, *Pseudopodosira*, *Pleurosigma*, *Fallacia*, *Trigonium*, *Triceratium* y *Litodesmium*. Por último, las Láminas III y IV contienen las fotografías de las especies M y P. Las anteriores integraron a los géneros: *Actinocyclus*, *Coscinodiscus*, *Azpeitia*, *Thalassiosira* (Lámina III), *Thalassionema*, *Delphineis*, *Odontella*, *Cymatosira*, *Bacteriastrum*, *Cyclotella*, *Cymatotheca*, *Minidiscus*, *Actinoptychus* y *Paralia* (Lámina IV).

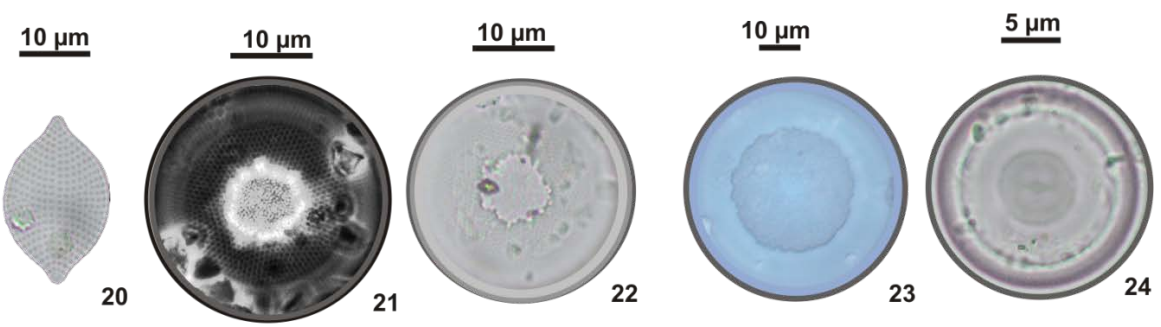
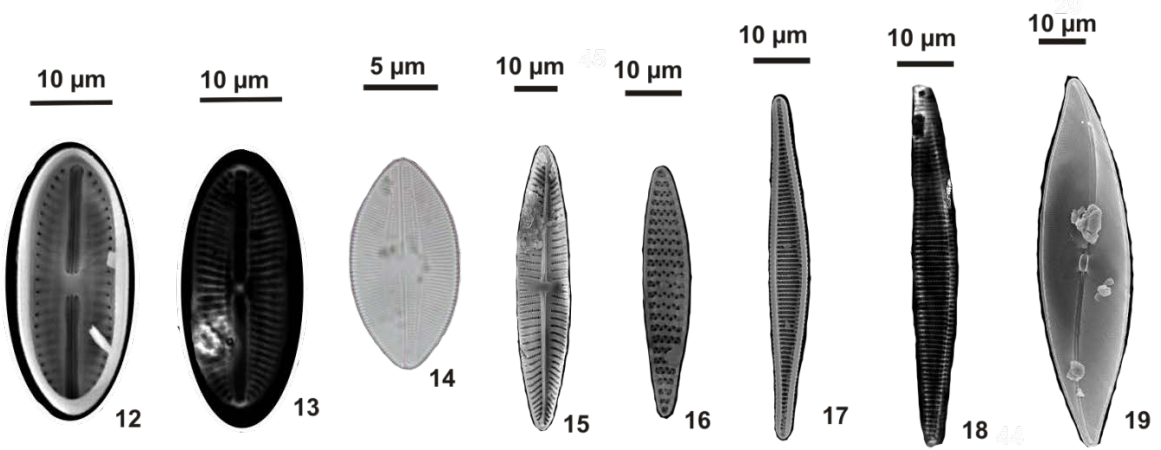
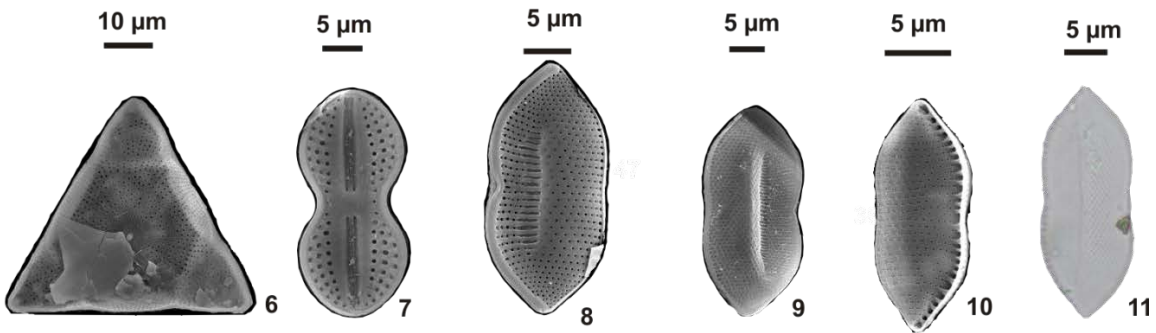
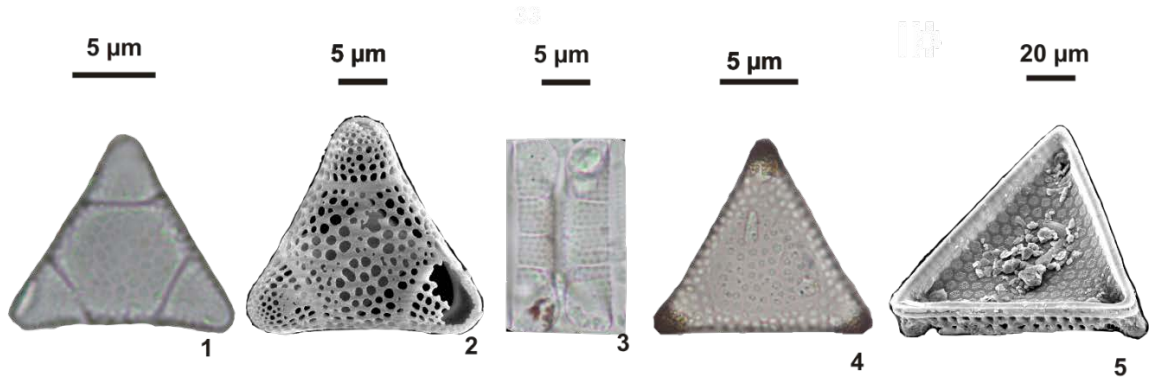
**Lámina I-** Especies de diatomeas dulceacuícolas, bentónicas (1-18) y plantónicas (19-32) y cisto de Crisofita (33).

- 1-2. *Eunotia guianense* (Ehrenberg) De Toni
- 3-4. *Eunotia camelus* Ehrenberg
5. *Eunotia didyma* Hustedt
6. *Eunotia monodon* Ehrenberg
7. *Eunotia yberai* Frenguelli
8. *Eunotia* sp.
9. *Eunotia* sp.
10. *Epithemia adnata* (Kütz.) Brébisson
11. *Amphora* sp.
12. *Gomphonema parvulum* Kützing
13. *Staurosira construens* (Ehrenberg) Williams & Round
- 14-16. *Martyana martyi* (Heribaud) Round
17. *Cocconeis placentula* Ehrenberg
18. *Diploneis subovalis* Cleve
- 19-21. *Stephanodiscus* sp.
- 22-23. *Aulacoseira granulata* (Ehrenberg) Simonsen
24. *Aulacoseira herzoggi* (Lemmerman) Simonsen
25. *Aulacoseira ambigua* (Grunow) Simonsen
- 26-28. *Aulacoseira granulata* var. *angustissima* (O.Müller) Simonsen
- 29-32. *Aulacoseira* sp.
33. Cisto de Crisofita



**Lámina II- Especies de diatomeas marinas y bentónicas.**

- 1-3. *Trigonium alternans* Cleve
4. *Trigonium reticulm* Ehrenberg
5. *Triceratium favous* Ehrenberg
6. *Lithodesmium undulatum* Ehrenberg
7. *Diploneis bombus* Ehrenberg
- 8-11. *Psamodictyon* sp.
- 12-13. *Fallacia* sp.
14. *Lyrella* sp.
15. *Navicula* sp.
16. *Fragilariopsis antarctica* (Castracane) Hustedt
- 17-18. *Fragilariopsis doliolus* (Wallich) Medlin y Sims.
19. *Pleurosigma* sp.
20. *Raphoneis ampiceros* (Ehrenberg) Ehrenberg
- 21-22. *Hyalodiscus radiatus* (O' Meara) Grunow
23. *Hyalodiscus subtilis* Bailey
24. *Pseudopodosira* sp.

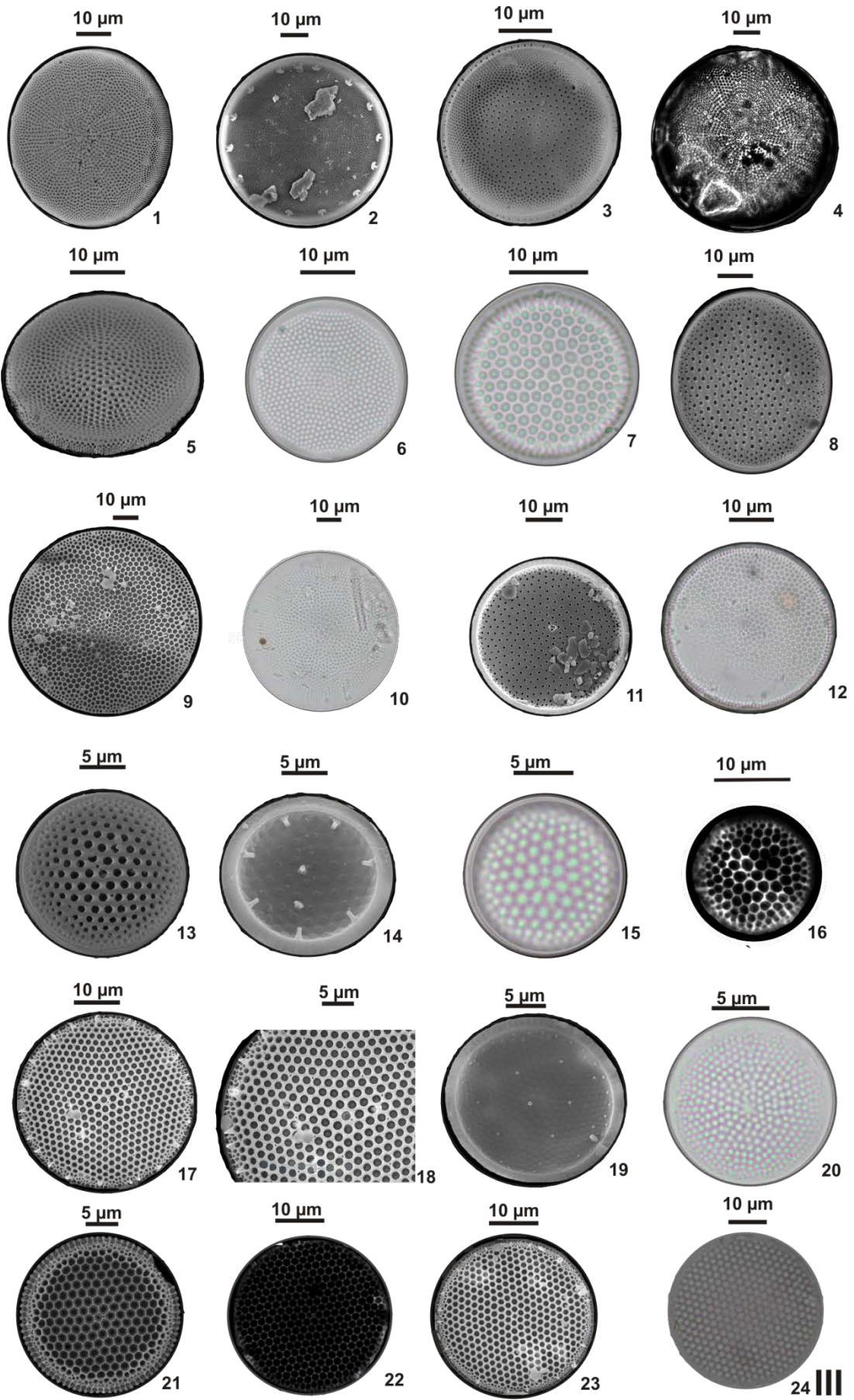


||

**Lámina III-** Especies de diatomeas marinas y planctónicas (1).

- 1-4. *Actinocyclus octonarius* Ehrenberg
- 5-6. *Actinocyclus normanii* fo *subsalsa* (Juhlin-Dannfelt) Hustedt
- 7-9. *Coscinodiscus radiatus* Ehrenberg
- 10. *Coscinodiscus commutatus* Greville
- 11-12. *Azpeitia tabularis* (Grunow) Fryxell y Sims
- 13-16. *Thalassiosira oestrupii* var. *venrickae* Fryxell & Hasle
- 17-19. *Thalassiosira eccentrica* (Ehrenberg) Cleve
- 20. *Thalassiosira baltica* (Grunow) Ostenfeld
- 21-22. *Thalassiosira simonsenii* Hasle & Fryxell
- 23-24. *Thalassiosira nodulolineata* (Hendey) Hasle & Fryxell

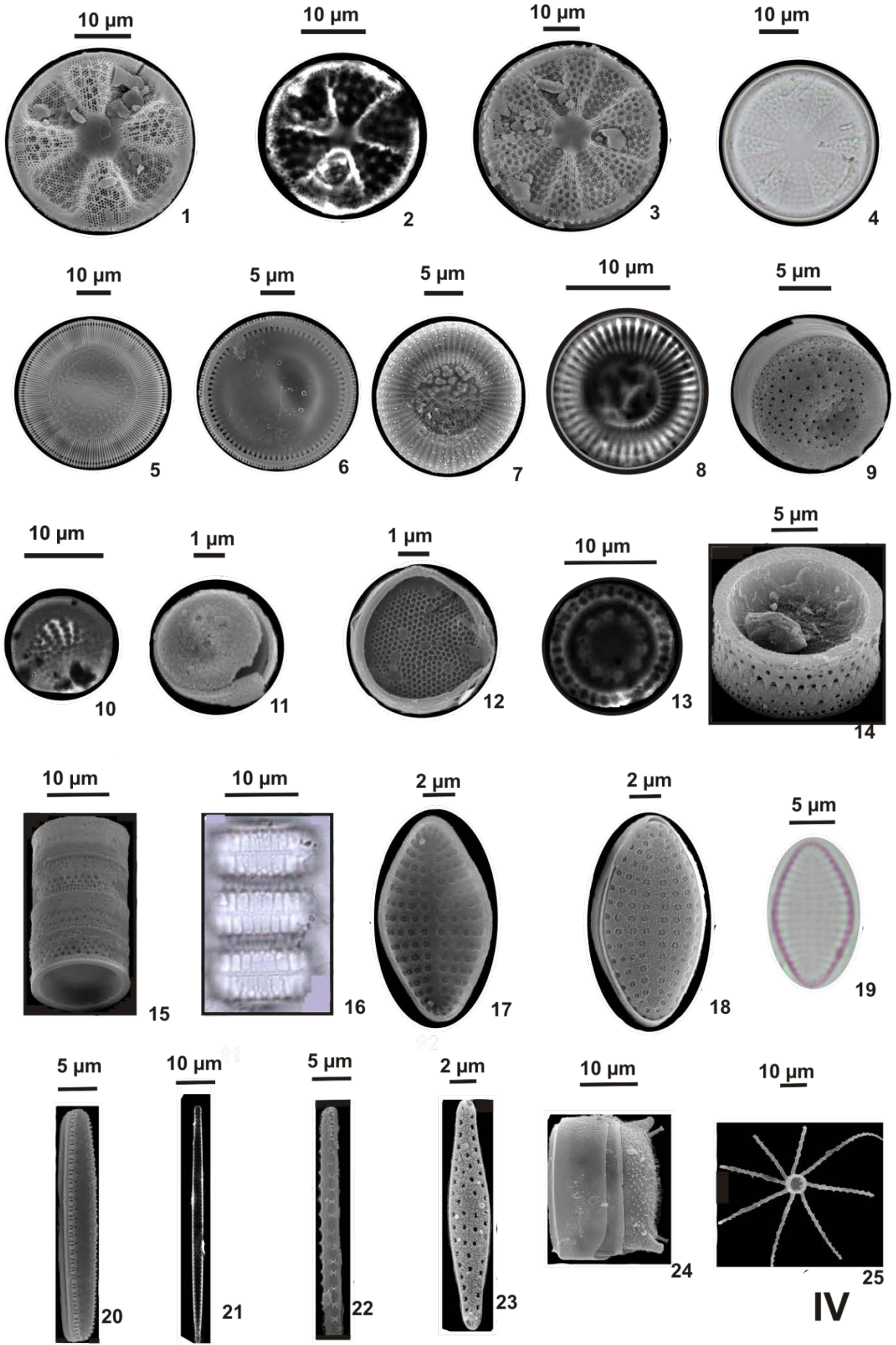




**Lámina IV- Especies de diatomeas marinas y plantónicas (2).**

- 1-2.** *Actinoptychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg
- 3-4.** *Actinoptychus splendens* (Shadbolt) Ralph in Pritch
- 5-6.** *Cyclotella striata* (Kütz.) Grunow
- 7-8.** *Cyclotella cf. littoralis* Lange y Syvertsen
- 9-10.** *Cymatotheca weissfloggi* Hendey
- 11-12.** *Minidiscus chilensis* Rivera & Koch
- 13-16.** *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve
- 17-19.** *Delphineis surirella* (Ehrenberg) Andrews
- 20-21.** *Thalassionema pseudonitzschoides* Hasle
- 22.** *Thalassionema frauenfeldii* (Grunow) Hallegraeff
- 23.** *Cymatosira belgica* Grunow in Van Heurck
- 24.** *Odontella atlantica* (Frenguelli) Sar
- 25.** *Bacteriastrum* sp.





### 2.3. Caracteres genéricos y ecología de las especies significativas

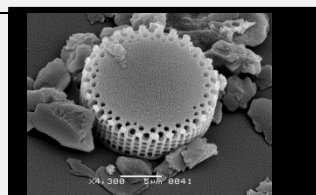
A continuación, se presenta la ecología de las especies más significativas y sus caracteres genéricos, ilustrados mediante fotografías MEB.

***Aulacoseira*** Thwaites 1848

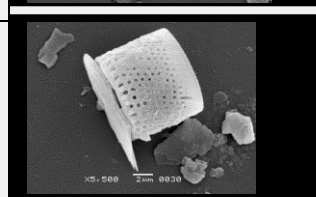
(Lámina I: 22-32)

Especie tipo: *A. crenulata*. Células unidas formando filamentos rectos o curvados, interconectadas a través de espinas (Stoermer y Julius 2003). Generalmente presentan espinas cortas, pero especies como *A. granulata* y *A. muzzanensis* presentan espinas largas. Previamente posicionado dentro del género *Melosira*, pero actualmente se diferencia de este por presentar velo interno y foramen externo (Round et al. 1990). *Aulacoseira* es uno de los géneros de diatomeas planctónicas y dulceacuícolas más exitoso, en términos de distribución espacial y temporal (Stoermer y Julius 2003). Habitan en aguas turbulentas, y es gracias a esta turbulencia que se mantienen en suspensión. De esta manera, sus representantes están adaptados a vivir en lagos y grandes ríos. Caracteres genéricos:

Detalle de vista valvar. Valvas circulares, usualmente planas, o con poros generalmente restringidos a la periferia. ***Aulacoseira* sp.**



Detalle de valva en vista conectival. Manto valvar profundo, con filas de areolas verticales, rectas o curvadas. ***Aulacoseira ambigua***



Especies identificadas: *A. granulata*, *A. granulata* var. *angustissima*, *A. muzzanensis*, *A. ambigua* (significativas) y *A. herzogii*. A continuación se indican las respectivas preferencias ecológicas de las especies significativas.

***Aulacoseira granulata*** (Ehrenberg) Simonsen

(Lámina I: 22-23)

***A. gran. var. angustissima*** (O. Müller) Simonsen .

(Lámina I: 26-28)

***Aulacoseira ambigua*** (Grunow) Simonsen

(Lámina I: 25)

Estas tres especies presentan similares preferencias ecológicas. Son indicadoras de sistemas dulceacuícolas, con menos de 0.9 de salinidad. Son alcalófilas (pH mayor a 7) y requieren moderados niveles de O<sub>2</sub> (50%). A su vez, son indicadoras de condiciones eutróficas, tolerando altas concentraciones de N orgánico (Van Dam et al. 1994).

***Aulacoseira muzzanensis*** (Meister) Krammer

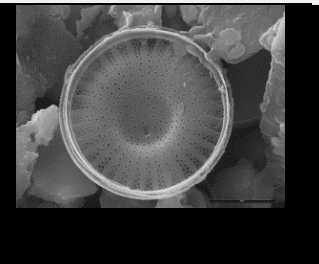
Probablemente cosmopolita e indicadora de condiciones dulceacuícolas y condiciones de eutrofia, ticoplantónica (Gómez y Bauer 2000).

***Stephanodiscus*** Ehrenberg 1845

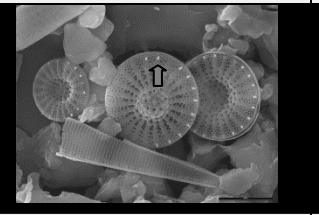
(Lámina I: 19-21)

Especie tipo: *S. niagarae*. Células discoideas con fultoportulas (procesos reforzados) presentes alrededor del manto valvar. *Stephanodiscus* es uno de los géneros de diatomeas dulceacuícolas y planctónicas, conjuntamente con *Aulacoseira*, mejor distribuido a nivel mundial. Sus especies habitan lagos, grandes ríos y reservorios de agua dulce (Round et al. 1990). No existe un patrón definido de preferencias ecológicas consistentes a nivel de género (Stoermer y Julius 2003). Caracteres genéricos:

Detalle de vista valvar. Valvas concéntricamente onduladas o casi planas. Areolas arregladas en filas simples, que parten desde el centro y se transforman en dobles o múltiples hacia la periferia. ***Stephanodiscus*. sp.**



Vista valvar. Presencia de un anillo de espinas en la cara valvar (flecha). ***Stephanodiscus*. sp.**



Especies identificadas: se encontraron al menos dos especies provenientes de este género, las cuales no fueron identificadas aún.

**Eunotia** Ehrenberg 1837

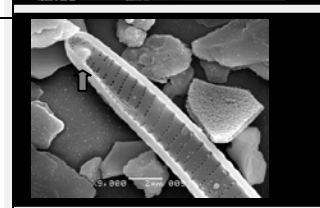
(Lámina I: 1- 9)

Especie tipo: *E. arcus*. Células solitarias o formando colonias. Raramente, presentan espinas cortas en las uniones. El género *Eunotia* está restringido a los sistemas dulceacuícolas (Round et al. 1990). El mismo es un buen indicador de ambientes de aguas someras, lénticas, ácidas, con bajas concentraciones de nitrógeno orgánico (oligotróficas) y ricas en oxígeno (Van Dam et al. 1994). Las especies dentro del género *Eunotia* son epífitas de un amplio rango de briofitas y plantas vasculares acuáticas (Round et al. 1990; Kociolek y Spaulding 2003). Caracteres genéricos:

Vista valvar. Células lunadas o asimétricas lateralmente en vista valvar. Cara valvar y manto ancho, usualmente diferenciados. ***Eunotia camelus***



Detalle de vista valvar. Rafe ubicado en el manto valvar (flecha). ***Eunotia* sp.**



Especies identificadas: *E. camelus*, *E. dídimá*, *E. guianense*, *E. mondo* y *E. yberai* (ninguna de ellas presentó abundancia significativa). Las especies que presentaron mayores abundancias fueron *E. monodon* y *E. camelus*. Para los análisis estadísticos fueron sumadas las abundancias relativas de todas las especies encontradas (*Eunotia* spp.), dado la concordante autoecología de las especies dentro del género y las bajas abundancias relativas individuales.

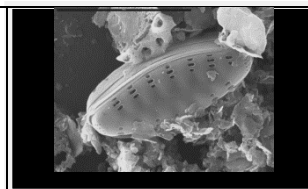
**Martyana** Round 1987

(Lámina I: 14-16)

Especie tipo: *M. martyi* (*Staurosira martyi*). Células pequeñas con valvas ovales a elípticas. Género dulceacuícola y bentónico. Caracteres genéricos:

Frústulo. Superficie valvar plana sin espinas de unión. No existen rimoportulas en las valvas. Sternum ancho.

***Martyana martyi***



Especies identificada: *M. martyi* (significativa).

***Martyana martyi*** Heribaud (Round)

(Lámina I: 14-16)

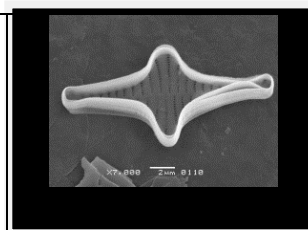
*Martyana martyi* es una especie dulceacuícola, epífita, alcalófila e indicadora de sistemas meso a eutróficos, someros y de regiones templadas (Frenguelli 1941; de Wolf 1982).

***Staurosira*** Ehrenberg (William y Round) 1987

(Lámina I: 13)

Especie tipo: *S. construens* (*Fragilaria construens*). Células solitarias o formadoras de cadenas cortas, rectas o en filamentos zig-zag. No presentan rimoportulas (procesos labiados). Espinas marginales conspicuas. Al igual que *Martyana* es un género dulceacuícola y bentónico. Caracteres genéricos:

Valva en vista interna. Valvas ovales, elípticas, cruciformes o raramente triangulares. Areolas en la superficie valvar, dispuestas hasta el manto. Sternum variable pero nunca angosto. ***Staurosira construens***



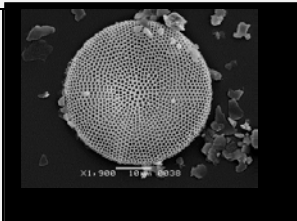
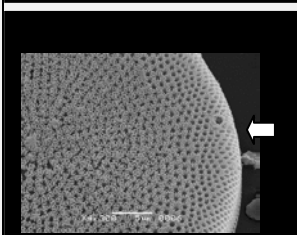
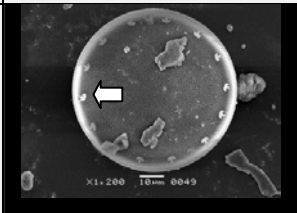
Especies identificada: *S. construens* (significativa).

***Staurosira construens*** William y Round

(Lámina I: 13)

*Staurosira construens* es una especie cosmopolita, dulceacuícola, comúnmente encontrada en ríos y lagos de poca profundidad, alcalófila e indicadora de sistemas meso a eutróficos (Frenguelli 1941; Van Dam et al. 1994; Kingston 2003).

Especie tipo: *A. octonarius*. Género probablemente epífito pero usualmente encontrado en el plancton de zonas costeras. Es un género estuarino, cuyas especies pasan la mayor parte de su ciclo de vida en la columna de agua pero regularmente retornan a la interfase sedimento-agua (ticoplanctónico). También existen especies de este género que habitan en cuerpos de agua continentales, con altas salinidades y/o características eutróficas (Stoermer y Julius 2003).  
Caracteres genéricos:

Valva en vista externa. Valvas circulares, con sectores radiales. Cara valvar plana o concéntricamente ondulada. Annulus central variable en tamaño y presencia. <b>Actinocyclus octonarius</b>	
Detalle de valva en vista externa. Presentan un único pseudonódulo marginal (tamaño variable, flecha blanca). Velo externo, forámen interno. Zona marginal usualmente con areolas más densas. <b>A. octonarius</b>	
Vista interna. Manto usualmente distinto, profundo, con un anillo de procesos labiados los cuales presentan grandes aberturas externas (flecha blanca). No existe proceso labiado en la cara valvar. <b>A. octonarius</b>	

Especies identificadas: *A. curvatulus*, *A. octonarius* y *A. normanii* var. *subsalsa* (significativas).

**Actinocyclus normanii fo subsalsa** (Juhlin-Dannfelt) Hustedt (Lámina III: 5-6)

Especie planctónica, indicadora de aguas salobres, sistemas eutróficos y de regiones templadas (de Wolf 1982; Gómez y Bahuer 2000).

Especie planctónica, nerítica (comúnmente encontrada en las costas), cosmopolita e indicadora marina-salobre (de Wolf 1982; Hasle y Syvertsen 1996; Kandari et al. 2009).

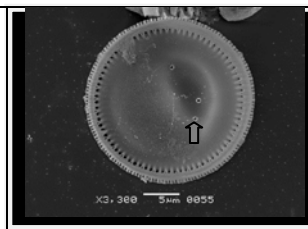
***Cyclotella* (Kutzing) Brebisson 1938**

(Lámina III: 5-8)

Especies tipo: *C. operculata*. Células cortas, solitarias o formadoras de filamentos. Zona central diferente del resto de la superficie valvar. Planctónicas, principalmente de agua dulce, con unas pocas especies que ocurren en aguas marinas someras costeras. Caracteres genéricos:

Valva en vista interna. Valvas circulares y tangencialmente onduladas mostrando procesos reforzados sobre la superficie valvar (flecha gris).

***Cyclotella striata***



Especie identificada y significativa en este estudio: *C. striata* y *C. cf. litoralis*.

***Cyclotella striata* (Kutzing) Grunow**

(Lámina IV: 6-8)

Especie planctónica, nerítica (usualmente registrada en las zonas costeras), cosmopolita, indicadora de condiciones marinas/salobres (eurihalina), e indiferente a las condiciones de pH (de Wolf 1882; Hasle y Sylversten 1996; Gómez y Bauer 2000). Usualmente abundante en estuarios durante la primavera y en lagunas costeras (Frenguelli 1941; Kandari et al. 2009).

***Ditylum* Bailey 1861**

Células con formas de vida libre. Usualmente se las registra en vista conectival, la cual es rectangular, y presenta una espina conspicua sobresaliendo del centro de la valva. Usualmente en vista valvar es triangular. Género con pocas especies. Especie registrada: *D. brightwelli* (significativa).

***Ditylum brightwelli* (West) Grunow**

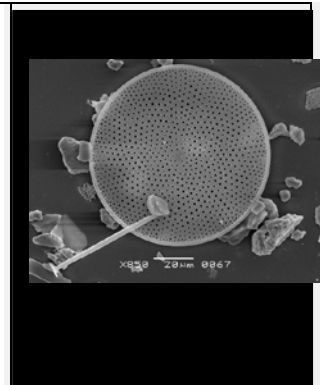
Especie planctónica, nerítica (comúnmente encontrada en las costas y en grandes estuarios), eurihalina y de regiones templadas (Frenguelli 1941; de Wolf 1982, Kandari et al. 2009).

**Coscinodiscus** Ehrenberg 1938

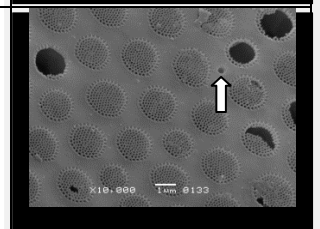
(Lámina III: 7-10)

Especie tipo: *C. argus*. Células discoidales, algunas veces con poco espesor, con forma de barril u ocasionalmente con manto valvar más profundo de un lado (*C. grani*). Organismos marinos, solitarios y abundantes en el plancton. Unas pocas especies reportadas en lagos pero con altas conductividades. Ampliamente distribuidas en el registro fósil. Caracteres genéricos:

Valva en vista interna. Valvas circulares, con cara valvar plana, algunas veces deprimida en su parte central. Areolas que irradian desde el centro (areolación radial), a partir de un área hialina o de una roseta central de areolas de mayor tamaño. Foramen interno y velo externo. Procesos labiados marginales. ***Coscinodiscus radiatus***



Detalle de valva en vista externa. Velo tipo criba externa. Procesos labiados esparcidos en ocasiones entre el centro y el margen de la valva (flecha blanca). ***Coscinodiscus radiatus***.



Especies identificadas: *C. radiatus* (especie significativa), *C. asteromphalus*, *C. commutatus* y *C. grani* (no significativa).

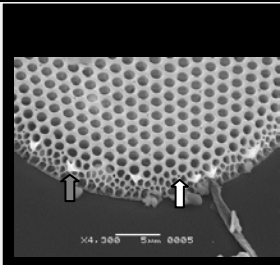
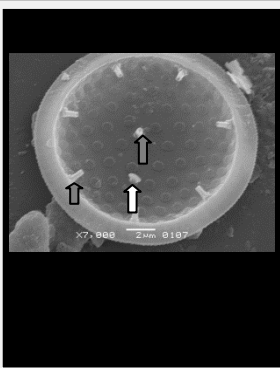
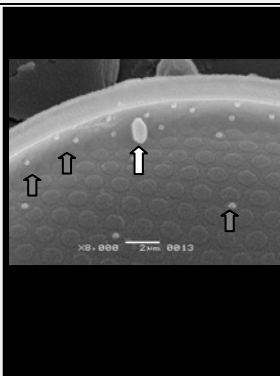
***Coscinodiscus radiatus*** Ehrenberg

(Lámina III: 7-9)

Especie planctónica, oceánica y nerítica, con amplia distribución y gran rango de tolerancia de temperatura (cosmopolita) (Frenguelli 1941; de Wolf 1982; Hasle y Sylversten 1996; Kandari et al. 2009).



Especie tipo: *T. nordenskiöldii*. Células discoidales a cilíndricas, solitarias, unidas en cadena o inmersas en masas mucilaginosas. Presentan procesos reforzados y labiados ordenados siguiendo un patrón variable de especie a especie en el manto valvar. Es un género muy grande y complejo. Con más de 100 especies es probablemente uno de los géneros marinos más estudiado mediante los métodos modernos (Hasle y Syvertsen 1996). Género planctónico, principalmente nerítico, de aguas templadas a cálidas (Kandari et al. 2009). A pesar de ser un género marino, 12 especies han sido reportadas en estuarios y sistemas acuáticos continentales, con altas conductividades y sujetos a impacto antrópico (Stoermer y Julius 2003). Caracteres genéricos:

<p>Detalle de valva en vista externa, presenta un anillo (o más) de procesos reforzados (fultoportula) en la zona periférica (flecha blanca) y un anillo de espinas en el límite entre superficie valvar y manto (flecha gris).</p> <p><b><i>Thalassiosira eccentrica</i></b>.</p>	
<p>Valva en vista interna, presenta un anillo de procesos reforzados con tubo interno largo, un proceso reforzado central (flecha gris) y un proceso labiado (rimoportula, flecha blanca) a medio camino entre el proceso central y el anillo de reforzados.</p> <p><b><i>Thalassiosira oestrupii</i> var. <i>venrickae</i></b>.</p>	
<p>Valva en vista interna, presenta dos anillos de procesos reforzados marginales (flechas grises), procesos reforzados esparcidos sobre la superficie de la valva (flechas grises) y un proceso labiado marginal que se abre externamente a través de un tubo más largo y evidente que el resto de los procesos (flecha blanca).</p> <p><b><i>Thalassiosira eccentrica</i></b></p>	

Especies identificadas: *T. angulata*; *T. eccentrica*; *T. oestrupii* var. *venrickae*; *T. simonsenii*; *T. nodulolineata*; *T. nanolineata*. Especies significativas: *T. eccentrica* y *T. oestrupii* var. *venrickae*.

***Thalassiosira eccentrica*** (Ehrenberg) Cleve

(Lámina III: 17-19)

Especie marina, ticoplanctónica, cosmopolita y nerítica (Hasle y Sylversten 1996; Gómez y Bauer 2000; Sar et al. 2001; Kandari et al. 2009).

***Thalassiosira oestrupi* var. *venrickae*** Fryxell y Hasle (Lámina III: 13-16)

Especie con distribución tropical a subtropical, presente en las plataformas continentales, principalmente costera y raramente oceánica (Fryxell y Hassle 1980; Sar et al. 2001; Kandari et al. 2009).

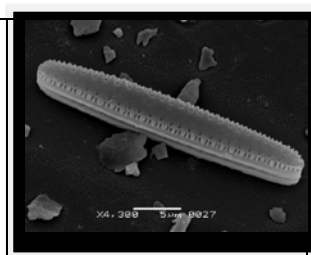
***Thalassionema*** Grunow 1932

(Lámina IV: 20-22)

Especie tipo: *T. nitzschioides*. Células lineares, isopolares, formadoras de colonias con forma estrellada o en zig-zag, unidas por mucilago. Es un género muy común, marino y planctónico. Consta de pocas especies. Caracteres genéricos:

Valva en vista externa. Células rectangulares en vista conectival. Células isopolares o heteropolares. Sternum ancho. Filas marginales de areolas.

***T. pseudonitzschioides***



Especies identificadas: *T. frauenfeldii*, *T. nitzschioides*, *T. pseudonitzschioides* (significativa).

***Thalassionema pseudonitzschioides*** (Schuette y Schrader) Hasle

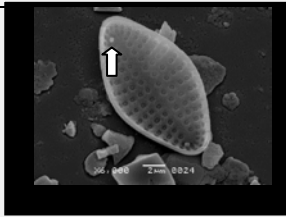
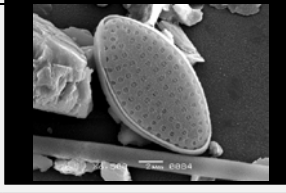
(Lámina IV: 20-21)

Especie marina, planctónica, probablemente habita en regiones de aguas cálidas pero su ecología es poco conocida (Hasle y Syvertsen 1996, Kandari et al. 2009).

***Delphineis*** Andrews 1977

(Lámina IV; 17-19)

Especie Tipo: *D. angustata*. Género marino. Las formas planctónicas forman cadenas largas, mientras que las formas bentónicas crecen formando cortas cadenas. Caracteres genéricos:

Valva en vista interna. Valvas elongadas, elípticas o circulares. Superficie valvar plana. Estrías paralelas a apenas radiadas. Procesos labiados en los ápices (flecha blanca). <b><i>Delphineis surirella</i></b>	
Valva en vista externa. Mantos poco profundos y sternum prominente, el cual usualmente se agranda hacia los polos. <b><i>Delphineis surirella</i></b>	

Especie identificada: *D. surirella* (significativa).

***Delphineis surirella*** (Ehrenberg) Grunow

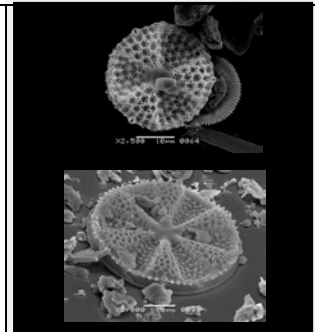
(Lámina IV; 17-19)

Especie epífita, marina, de aguas frías a templadas y marinas a salobres (de Wolf 1982; Hasle y Syvertsen 1996; Sar et al. 2007).

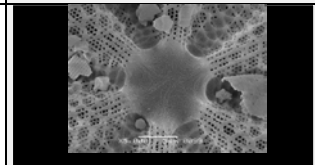
***Actinoptychus*** Ehrenberg 1843.

Especie tipo: *A. senarius*. Células discoideas, solitarias. Género muy común en el plancton nerítico, usualmente se encuentra adherido a otras algas en sedimentos costeros. Existe registro de muchas especies fósiles. Caracteres genéricos:

Valvas en vista externa. Valvas con sectores (variables), 6 sectores en la especie tipo (*Actinoptychus senarius*, superior), pudiendo presentar 20 sectores en otras especies (*Actinoptychus splendens*, inferior). Las porciones se alternan repetidamente entre sectores elevados y sectores deprimidos.

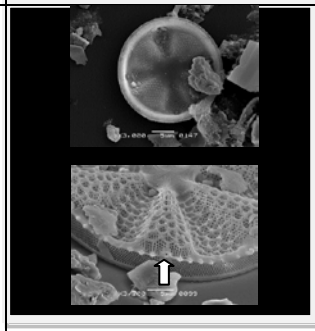


Detalle de valva en vista externa. El área central es plana o granulada. Las areolas se encuentran formando estrías radiales. El foramen es externo.



Valva en vista interna. Velo interno (superior, *Actinoptychus senarius*).

Detalle de valva en vista externa. Presentan procesos labiados con prominentes tubos externos, usualmente localizados en los sectores elevados (flecha blanca, inferior)



Especies identificadas: *A. senarius* (significativa) y *A. splendens*.

***Actinoptychus senarius*** (Ehrenberg) Ehrenberg

(Lámina IV: 1-2)

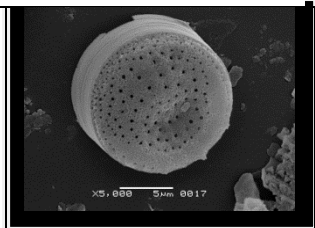
Especie marina, planctónica/ticoplantónica, aguas templadas, probablemente de distribución cosmopolita (de Wolf 1982).

***Cymatotheca*** Hendey 1958

(Lámina IV: 9-10)

Valvas tangencialmente onduladas. Sector elevado de la valva presenta un manto más profundo. Presencia de un anillo de procesos reforzados en el manto valvar. Caracteres genéricos:

Valva en vista externa. Valvas circulares o elípticas, tangencialmente onduladas. Foramen externo, velo interno. Presencia de un solo proceso labiado en el sector deprimido de la valva. ***C. weisfloggi***



Especie identificada: *C. weisfloggi* (significativa).

***Cymatotheca weisfloggi*** (Grunow) Hendey

(Lámina IV: 9-10)

Especie bentónica, tropical, comúnmente encontrada en el plantón (ticoplantónica). Registrada a partir de Sar et al. (2010) por primera vez para la costa Argentina.

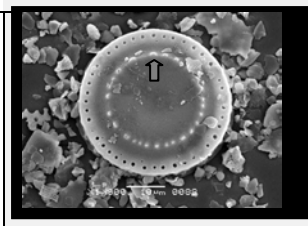
***Paralia*** Heiberg 1863

(Lámina IV: 13-16)

Especie tipo: *P. marina*. Células cortas cilíndricas, unidas formando cadenas rectas. Comúnmente encontrado en las zonas costeras, integrando al plancton, pero probablemente perteneciente a los sedimentos arenosos (ticoplanctónica). Caracteres genéricos:

Valva en vista externa. Células circulares más anchas que largas. Valvas robustas, circulares, con marcas radiales en la cara valvar (flecha gris).

***Paralia sulcata***



Especie identificada y significativa en este estudio: *P. sulcata*, muy abundante en todas las muestras.

***Paralia sulcata*** (Ehrenberg) Cleve

(Lámina IV: 13-16)

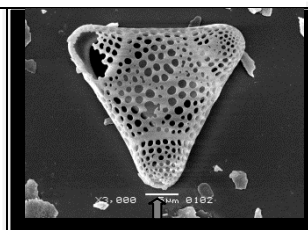
Es una especie bentónica, comúnmente encontrada en el plancton costero, principalmente después de tormentas de invierno (ticoplanctónica), probablemente cosmopolita (Hasle y Syvertsen 1996; Kandari et al. 2009).

**Trigonium** Cleve 1868

(Lámina II: 1-4)

Especie tipo: *T. arcticum*. Genero marino que crece en cadenas zig-zag sobre algas marinas, principalmente distribuido en aguas cálidas. Caracteres genéricos:

Valvas triangulares a multiangulares con mantos profundos y verticales, y esquinas elevadas con ángulos formando pseudonódulos (flecha). Areolas en disposición radial desde el centro. ***Trigonium alternans***



Especies identificadas: *T. reticulum* (significativa) y *T. alternans*.

**Trigonium reticulum** Ehrenberg

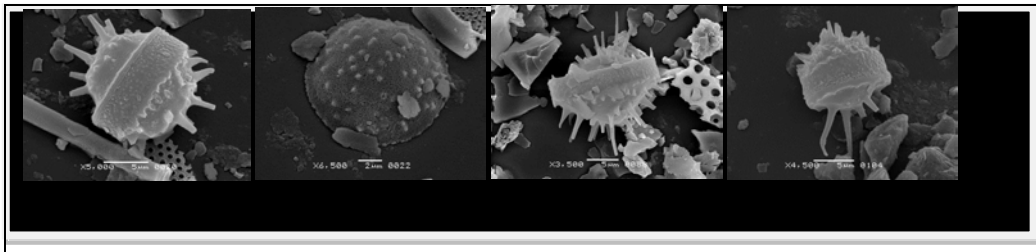
(Lámina II: 4)

Especie marina, litoral, bentónica, indicadora de aguas cálidas (de Wolf 1982; Kandari et al. 2009).

**Chaetoceros** Ehrenberg 1844

Especie Tipo: *C. tetrachaeta*. Células unidas en filamentos rectos o curvos, raramente solitarios. Unidas por fusión o enganche de setas, las cuales se extienden desde las valvas. Células elípticas a circulares en vista valvar. Es uno de los géneros planctónicos marinos más abundantes (en la actualidad se conocen más de 400 especies; Kandari et al. 2009). Las especies forman colonias lineales, con espinas muy largas para disminuir las tasas de hundimiento. Sin embargo, existen algunos representantes en cuerpos de agua continentales (Stoermer y Julius 2003). Es muy frecuente la formación de endosporas en las especies pertenecientes a este género, asociada a condiciones desfavorables, tales como un aumento en la radiación ultravioleta, y estabilización de la columna de agua (Crosta et al. 1997; Sancetta 1999; Snoeijs 1999; Ishii et al. 2011).

En las muestras analizadas se encontró gran abundancia de endosporas de diferentes especies de *Chaetoceros* pero no frústulos ni valvas, probablemente debido a que son muy frágiles y no se preservan en los sedimentos (Ishii et al. 2011). Los caracteres morfológicos de las endosporas permiten en algunos casos, determinar las especies a las que pertenecen (Ishii et al. 2011). En otros casos es necesario observar los caracteres de frústulos y las colonias para poder identificar las especies (Hasle y Syvertsen 1996). Es por este motivo que solo han sido identificadas tres especies dentro del género, a partir de las endoesporas. A continuación se presentan algunas de algunas fotografías al MEB de las endosporas halladas.

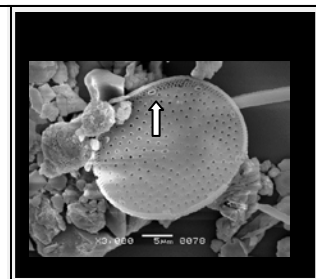


Especies identificadas: *Ch. didymus*, *Ch. lorenzianus* y *Ch. seiracanthus*.

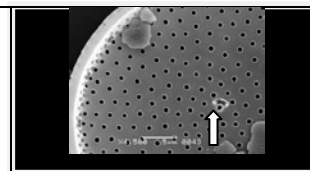
### ***Azpeitia*** Pergallo 1912

Especie tipo: *A. obscurum*. Células solitarias, discoidales. Primeramente dentro de *Coscinodiscus*, luego separada de este grupo debido a la presencia de un proceso labiado central. Género Marino, planctónico. Las especies modernas tienden a estar asociadas a climas tropicales-subtropicales y muchas especies fósiles fueron encontradas en supuestas regiones tropicales. Especie identificada *A. tabularis* (Grunow, no significativa). Caracteres genéricos:

Valva en vista interna. Valvas circulares (triangulares y rectangulares en algunos fósiles). Caras planas, mantos pocos profundos pero distinguibles. Anillo marginal de grandes procesos labiados (flecha blanca). Areolas en hileras radiales. ***Azpeitia tabularis***



Detalle de valva en vista interna. Proceso labiado central. *Azpeitia tabularis*



### 3.0. Discusión

La riqueza específica de diatomeas registrada en este trabajo (137 spp.) es atribuida probablemente a la alta productividad y dinámica de la región, asociada a la mezcla de masas de agua (Lange y Mostajo 1985; Negri et al. 1988; Méndez et al. 1998; Acha et al. 2004). A nivel de plataforma y talud continental se genera el frente de plataforma subtropical y la confluencia de las corrientes Brasil-Malvinas, respectivamente. Por otro lado, la pluma del RdIP influencia significativamente a la región (Moller et al. 2008; Piola et al. 2008). De esta manera, la zona de plataforma continental adyacente al RdIP es una zona de características oceanográficas y biológicas muy dinámicas y complejas (Negri et al. 1988; Méndez et al. 1998; Acha et al. 2004). La dominancia de especies cosmopolitas en este estudio es por lo tanto atribuida a la gran heterogeneidad espacial y temporal presente en la región. Estos resultados fueron previamente expuestos por Lange y Mostajo (1985).

A partir de la identificación de las especies de diatomeas y de la determinación de las preferencias ecológicas de las especies significativas, se observa que existen tres grupos de diatomeas. El primer grupo está formado por especies indicadoras de condiciones dulceacuícolas, en su mayoría de condiciones meso a eutróficas. Este grupo quedó compuesto por las especies: *Aulacoseira granulata*, *A. gran. var. angustissima*, *Aulacoseira ambigua*, *Aulacoseira muzzanensis*, *Stephanodiscus*, *Eunotia*, *Martyana martyi* y *Staurosira construens*. Estas especies fueron previamente registradas para el RdIP (costas norte y sur, Frenguelli 1941; Gómez y Bauer 2000; Ferrari y Pérez 2002; Licursi et al. 2006; Pérez 2010), con la excepción de las especies pertenecientes al género *Stephanodiscus*, las cuales fueron identificadas a nivel de género. Dentro de este grupo, las especies que se encuentran mejor representadas en las costas del RdIP (en frecuencia y dominancia), son las pertenecientes al género planctónico y dulceacuícola, *Aulacoseira*:



principalmente *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* var. *angustissima* y *A. ambigua* (Gómez y Bauer 2000; Licursi et al. 2006; Hassan 2010). Estas especies céntricas, formadoras de largas cadenas, presentan una morfología que les permite tener una mayor superficie de absorción de la luz, además de poseer pigmentos accesorios que aumentan su espectro de absorción (Gómez y Bauer 2000). Consecuentemente, están adaptadas a vivir en sistemas con alta cantidad de material sólido en suspensión, como es el caso del RdIP (Licursi et al. 2006). A su vez, las mismas son indicadoras de sistemas eutróficos (Van Dam et al. 1994), al igual que lo son *Martyana martyi* y *Staurosira construens* (Frenguelli 1941). Por lo tanto, este grupo de diatomeas sería indicador de elevados niveles de trofía, consecuencia de la intrusión de aguas continentales, ricas en nutrientes, acarradas por el RdIP.

El segundo grupo de diatomeas estuvo integrado por las especies *Actinocyclus normanii* fo. *subsalsa*, *Actinocyclus octonarius*, *Cyclotella striata* y *Ditylum brightwellii*. Este grupo de especies ha sido registrado anteriormente para la zona mixohalina del RdIP (Frenguelli 1941; Gómez y Bauer 2000; Licursi et al. 2006; García-Rodríguez et al. 2010; Hassan 2010; Pérez 2010). Las mismas son especies indicadoras de sistemas estuarinos, al ser el género *Actinocyclus* un indicador de estos sistemas transicionales y *Cyclotella striata* una especie muy abundante en los mismos. A su vez, Lange y Mostajo (1985), determinaron que *Cyclotella striata* es una especie indicadora de advección de aguas salobres al océano Atlántico por parte de la descarga del RdIP. Por otro lado, *A. normanii* es una especie primariamente marina que hoy en día se ha establecido en sistemas dulceacuícolas, probablemente dado la creciente eutrofización de los medios acuáticos (Van Dam 1994; Hasle y Syvertsen 1996). Dicha especie, en conjunto con las especies del género *Aulacoseira* presentes en el primer grupo, son las especies de diatomeas P dominantes en el RdIP (Hassan 2010). Es así, que este segundo grupo sería indicador de procesos de mezcla de aguas del RdIP con aguas marinas adyacentes.

Por último, el tercer grupo presentó especies con afinidades a altas salinidades (indicadoras marinas), y estuvo integrado por las especies: *Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira eccentrica*, *Thalassiosira oestrupi* var. *venrickae*,

*Thalassionema pseudonitzschoides*, *Delphineis surirella*, *Actinoptychus senarius*, *Cymatotheca weisfloggi*, *Paralia sulcata*, *Trigonium reticulum* y endoesporas de *Chaetoceros*. La mayoría de este grupo de especies ha sido registrado para las costas de Uruguay (Müller-Melchers 1955; Ferrando 1962; Hasle y Syvertsen 1996; Ferrari y Pérez 2002; Pérez 2010) y para las regiones costeras y oceánicas adyacentes (Lange y Mostajo 1985; Negri et al. 1988; Sar et al. 2001, 2007). Por otro lado, especies como *Thalassiosira oestrupi* var. *Venrickae*, *Thalassionema pseudonitzschoides* y *Cymatotheca weisfloggi* se observaron por primera vez en aguas uruguayas. Estas últimas especies en conjunto con *Trigonium reticulum* son indicadoras de sistemas tropicales-subtropicales (Hasle y Syvertsen 1996; Méndez et al. 1998; Sar et al. 2001, 2007, 2010), mientras que el resto de las especies son probablemente de distribución cosmopolita (Hasle y Syvertsen 1996; Kandari et al. 2009). La presencia de este grupo de diatomeas puede indicar una mayor influencia de aguas más cálidas y salinas proveniente de la corriente Brasil. El hecho de que los géneros con mayores especies marinas fueran *Thalassiosira*, *Coscinodiscus* y *Chaetoceros* es concordante, ya que estos géneros planctónicos son los que más éxito tienen en aguas neríticas y oceánicas a nivel mundial (Hasle y Syvertsen 1996).

#### 4.0. Consideraciones finales

A partir de este estudio se observó una fuerte dominancia de especies planctónicas frente a las bentónicas. Dicho registro es concordante con la profundidad a la cual se extrajo el testigo (57 m) y con las aguas del RdIP ricas en material en suspensión que influyen esta región. Indicando una influencia significativa del RdIP sobre la plataforma continental uruguaya. Se observó a su vez alta riqueza de especies marinas, de las cuales algunas han sido registradas por primera vez para Uruguay. Por ello, este estudio representa una aproximación inicial al conocimiento de las diatomeas marinas de la plataforma continental interna Uruguay y su autoecología (determinada a partir de una revisión bibliográfica). La información generada en este capítulo será utilizada en los próximos dos capítulos para extrapolarla al registro fósil e inferir las variaciones paleoambientales, principalmente variaciones de salinidad.

### 3. CAPÍTULO 2

## ANÁLISIS *MULTIPROXY* DE SALINIDAD EN EL CINTURÓN DE BARRO DURANTE LOS ÚLTIMOS 1200 CAL A AP

### Resumen

El presente capítulo presenta una reconstrucción de los cambios ambientales, principalmente de salinidad, que han ocurrido sobre la plataforma continental uruguaya en los últimos 1200 a AP. Se realizaron análisis de diatomeas (cada 10 cm), y análisis geoquímicos (i.e. C, N, e isotopos estables cada 25 cm, y elementos químicos cada 1 cm)

Los análisis diatomológicos son concordantes con el resto de los *proxies*, y revelan la presencia de cuatro zonas de asociaciones de diatomeas (Z1-Z4). Las mismas indican cuatro regímenes de salinidad distintos, ocurridos durante los últimos 1200 cal a AP. En la sección basal (1005 cm, no datada), fueron registradas solo especies dulceacuícolas (géneros *Aulacoseira* y *Stephanodiscus*), indicando condiciones dulceacuícolas. Z1 y Z2 estuvieron dominadas por especies marinas (*Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira eccentrica* y *T. oestrupii* var. *venrickae*), altas relaciones Ca/Ti y bajas relaciones C/N, sugiriendo así condiciones oceánicas entre 1200-365 cal a AP. Por otra parte, Z3 contuvo principalmente taxones dulceacuícolas pertenecientes a los géneros *Aulacoseira* y *Eunotia*, menores relaciones Ca/Ti y mayores relaciones C/N que las observadas en Z1 y Z2. Lo anterior, sugiere menores niveles de salinidad debido a una mayor influencia de la descarga del RdIP sobre la plataforma continental uruguaya entre los 365 y los 65 cal a AP. Finalmente, la zona más superficial Z4, indicó una transición hacia condiciones más estuariales a partir de 1945, revelado por las altas abundancias de las especies M y M-S, principalmente de los géneros *Cyclotella* y *Actinocyclus*, y altas relaciones C/N.

A partir de este trabajo se infiere que los cambios en las forzantes climáticas, tales como el sistema de vientos y El Niño/La Niña Oscilaciones del Sur

(ENOS) fueron los principales factores determinantes de las variaciones de salinidad ocurridas en la plataforma continental uruguaya, durante los últimos 1200 a AP. En este sentido, una prevalencia de vientos norte y débil actividad ENOS durante el Período Cálido Medieval, determinó probablemente una mayor influencia de aguas cálidas-marinas. Por el contrario, fuertes eventos ENOS y prevalencia de vientos sur durante la Pequeña Edad del Hielo, generó un desplazamiento hacia el norte de la pluma del RdIP.

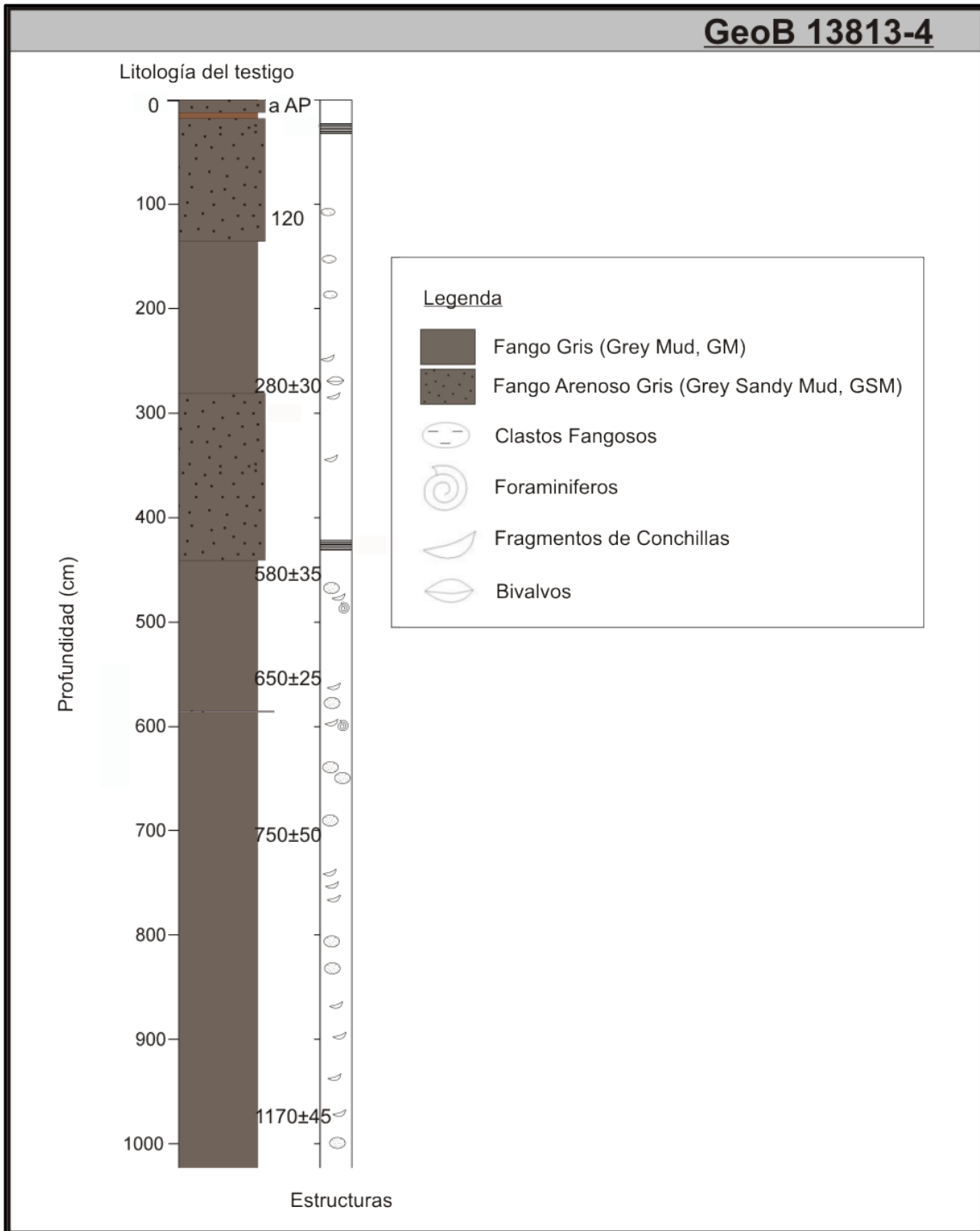
## **1.0. Objetivo y estrategia**

Este capítulo tiene como objetivo determinar los cambios de salinidad en el sistema para los últimos 1200 cal a AP, en la plataforma continental interna Uruguay. Para cumplir dicho objetivo, fue realizado un análisis *multiproxy*, que incluyó diatomeas, CT, NT e isótopos  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  y elementos químicos (i.e. Ca, Ti, Fe, Al y K), de un testigo de sedimento extraído del cinturón de barro del RdIP (34° 44.22' S y 53° 33.27' O).

## **2.0.Resultados**

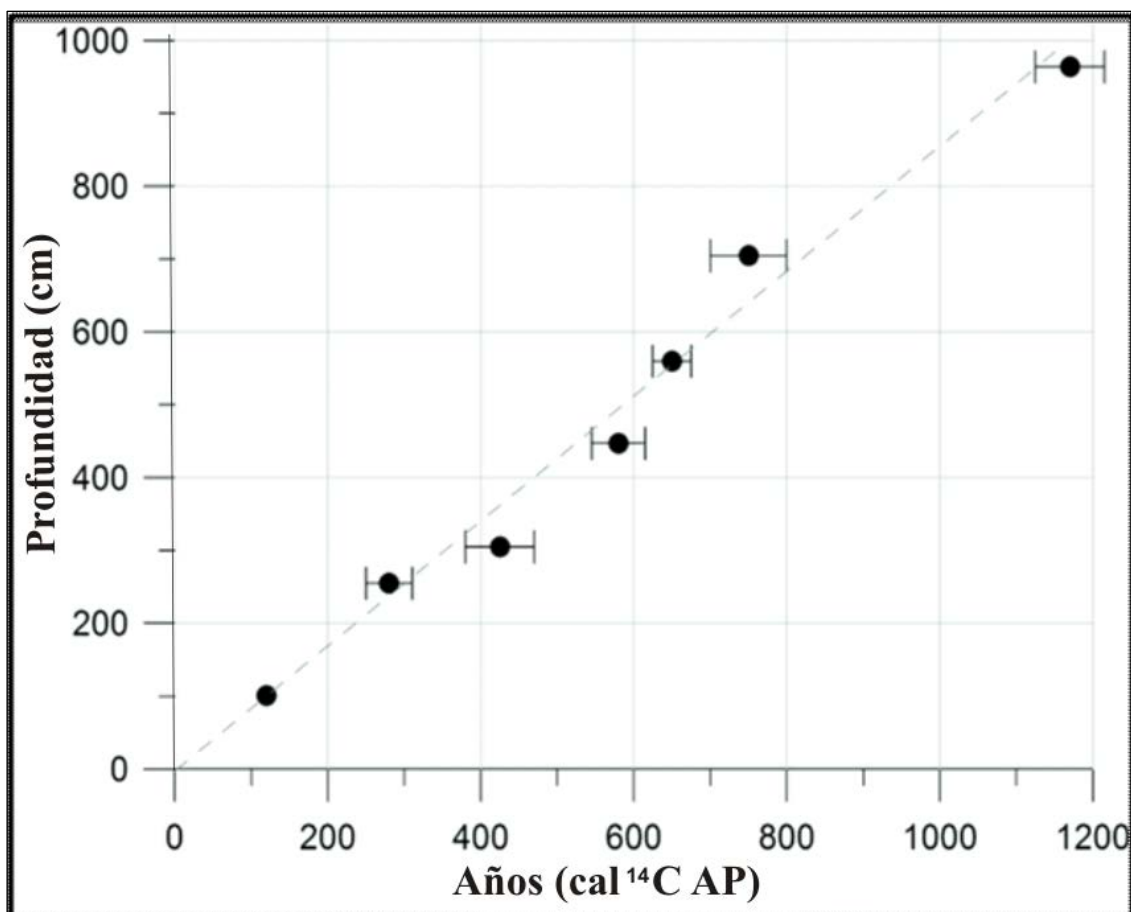
### **2.1. Litología, cronología y sedimentación**

En la Fig. 1, extraída de Krastel et al. (2012), se observa que la composición sedimentológica del testigo es homogénea. Los sedimentos mostraron un persistente tamaño de grano de alrededor de las 3  $\mu\text{m}$  con casi ningún grano mayor a las 12  $\mu\text{m}$ , determinando un depósito arcilloso. A su vez, el testigo presentó bivalvos, foraminíferos y restos de conchillas en su extensión, principalmente localizados en la capa acotada entre los 1000 y los 500 cm de profundidad (Fig. 1).



**Fig. 1.** Descripción del testigo GeoB 13813-4. Se detalla la litología y las estructuras asociadas a la izquierda de la figura, mientras que a la derecha se encuentra la leyenda interpretativa. Modificado a partir de Krastel et al. (2012).

Las siete dataciones de  $^{14}\text{C}$ , sugieren un modelo de edad-profundidad muy consistente, como se muestra en la Fig.2.



**Fig.2.** Modelo de edad/profundidad generado a partir de siete medidas de <sup>14</sup>C.

**Tabla 1.** Dataciones del testigo GeoB 13813-4, realizadas mediante la técnica de Radiocarbono, y sus respectivas edades calibradas.

Lab. Num. (Poz)	Profundidad (cm)	Edad <sup>14</sup> C (a AP)	1 <sup>o</sup> Edad <sup>14</sup> C (cal a AP)	2 <sup>o</sup> Edad <sup>14</sup> C (cal a AP)
	101		120	
35198	255	640 ± 30	280 ± 30	228-403
47935	305	775 ± 35	425 ± 35	317-445
42428	447	1000 ± 40	580 ± 35	517-648
35199	560	1090 ± 30	650 ± 25	594-715
47937	705	1220 ± 40	750 ± 50	675-872
42429	964	1600 ± 30	1170 ± 45	1072-1247

La base del testigo (964 cm) fue datada en 1170 cal a AP, mientras que la sección superior (101 cm) se dató en 120 cal a AP (Tabla 1). Las restantes cinco dataciones realizadas en profundidades intermedias, indican una tendencia lineal y constante de las tasa de sedimentación a lo largo del testigo

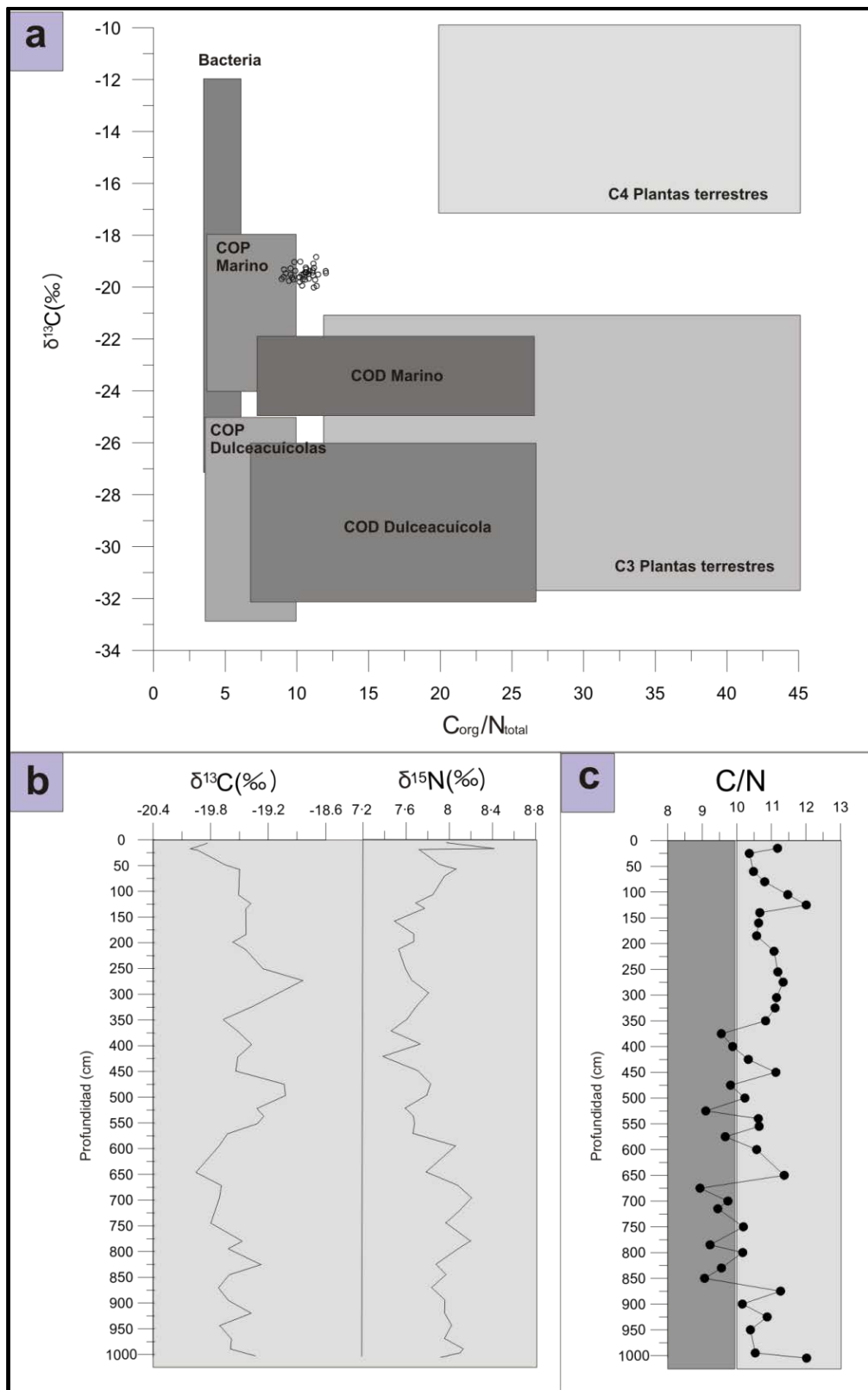
(Fig. 2), la cual es concordante con la litología homogénea del testigo (Fig. 1). A partir de las dataciones se calculó una tasa neta de sedimentación de 8 mm año<sup>-1</sup> (Fig.2).

## 2.2. Carbono, nitrógeno, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$

La relación C/N a lo largo del testigo varió entre 9 y 12 (Fig. 3c). Fueron observados tres picos de C/N cercanos a 12, en la base del testigo (1005 cm), a los 650 cm y a los 120 cm de profundidad, respectivamente. Se observó una disminución en los valores desde los 1000 cm (C/N=12) hasta los 650 cm de profundidad (C/N=8,8). Entre los 600-320 cm la relación C/N fluctuó entre 9 y 11,8, y desde los 320 hasta la parte superior, la relación C/N presentó los máximos valores registrados (los cuales oscilaron entre 10,4 y 12), (Fig. 3c).

El  $\delta^{15}\text{N}$  osciló entre 7,3 y 8,4 ‰ a lo largo de todo el testigo. Fueron registrados altos valores (7,8-8,2 ‰) en el intervalo 1000-600 cm de profundidad, mientras que entre los 600-120 cm, fueron registrados los menores valores (7,3-7,8 ‰). La parte superior del testigo (i.e., 120 cm hasta la superficie) presentó una tendencia creciente en los valores de  $\delta^{15}\text{N}$ , alcanzando el máximo valor a los 18 cm de profundidad (8,4 ‰; Fig. 3b).

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  oscilaron entre -20 y -18,8 ‰ a lo largo del testigo, y se registró la tendencia opuesta a la observada para los valores de  $\delta^{15}\text{N}$ . La zona basal del testigo (1000-600 cm) exhibió los menores valores (oscilando entre -20 y -19,2 ‰), mientras que entre los 600-100 cm, se observaron los valores más altos (oscilando entre -19,7 y -18,8 ‰). En la sección superior (desde los 100 cm hasta la superficie) fue observada una tendencia decreciente en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , presentándose el mínimo valor a los 18 cm de profundidad (-20‰; Fig. 3b).



**Fig.3 (a)** Relación C/N versus  $\delta^{13}\text{C}$  posicionadas en el diagrama de Lamb et al. (2006). **(b)** Distribución vertical de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  a lo largo del testigo GeoB 13813-4. **(c)** Distribución vertical de la relación C/N, los valores menores a 10 se representan con color gris oscuro, mientras que aquellos valores mayores a 10 están representados con gris claro.

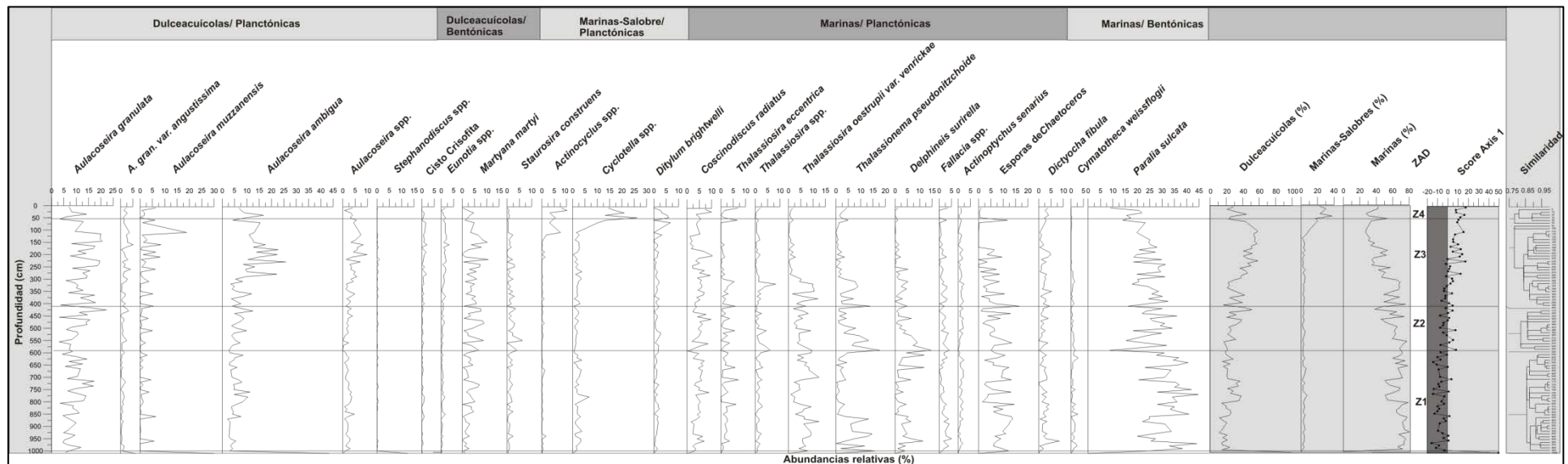


La Fig.3a muestra la distribución de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  versus C/N a lo largo del testigo, dentro del modelo de Lamb et al. (2006). A partir de esta figura se observa que, 11 de las 41 muestras, se distribuyeron dentro del compartimento de carbono orgánico particulado (COP) de origen marino, mientras que las restantes 30 muestras estuvieron solamente asociadas a este compartimento, al presentar relaciones C/N mayores a 10. La Fig.3c muestra las relaciones C/N menores a 10 representadas con color gris oscuro y aquellas mayores a 10 representadas con gris claro. Se observa que todas las muestras que se distribuyeron dentro del compartimento de COP marino correspondieron al intervalo 850-375 cm de profundidad.

### 2.3. Diatomeas

La Fig. 4 muestra los cambios de las abundancias relativas de grupos de rangos de salinidad de diatomeas (i.e., D, M-S y M) a lo largo del testigo. En la sección basal (1005 cm de profundidad) quedó representada exclusivamente por especies D, en contraste con el resto del testigo donde se registró co-ocurrencia de los tres grupos indicadores de rangos de salinidad.

El grupo M quedó representado por ocho especies (*Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira eccentrica*, *T. oestrupii* var. *venrickae*, *Thalassionema pseudonitzchoides*, *Delphineis surirella*, *Cymatotheca weissflogii*, *Paralia sulcata* y *Actinoptychus senarius*), endoesporas de *Chaetoceros* spp. y un silicoflagelado (*Dictyocha fibula*) (Fig. 4). El grupo M presentó una tendencia decreciente desde la parte basal del testigo hasta la superficie, encontrándose los máximos valores (80%) entre los 950-800 cm, y los mínimos (25%) a los 115 cm. Se observó una tendencia creciente dentro de este grupo en los últimos 115 cm superiores, con un pico de 55 % a los 55 cm de profundidad (Fig.4). Dentro las especies correspondientes al grupo M, *Paralia sulcata* fue la especie más abundante y mostró una tendencia decreciente desde los 975 cm (45%) hasta los 15 cm (8%, Fig.4). Esta misma tendencia fue registrada para las esporas de *Chaetoceros* spp., decreciendo desde los 875 cm (15 %) hasta los 15 cm (2%). A su vez, se registraron tres picos máximos de abundancia en las especies M planctónicas *Delphineis surirella*, *Thalassionema*



**Fig. 4.** Perfiles de abundancias relativas de las especies de diatomeas más significativas, agrupadas en base a sus preferencias de salinidad y su forma de vida (parte superior de la figura). El análisis de *cluster* y las Zonas de Asociaciones de Diatomeas (Z1 a Z4) resultantes se muestran a la derecha de la figura. Los valores propios (*scores/eigenvalues*) del eje 1 del Análisis de Componentes Principales (ACP) del la Fig. 5 y los perfiles de los grupos indicadores de salinidad también se presentan a la derecha del diagrama.

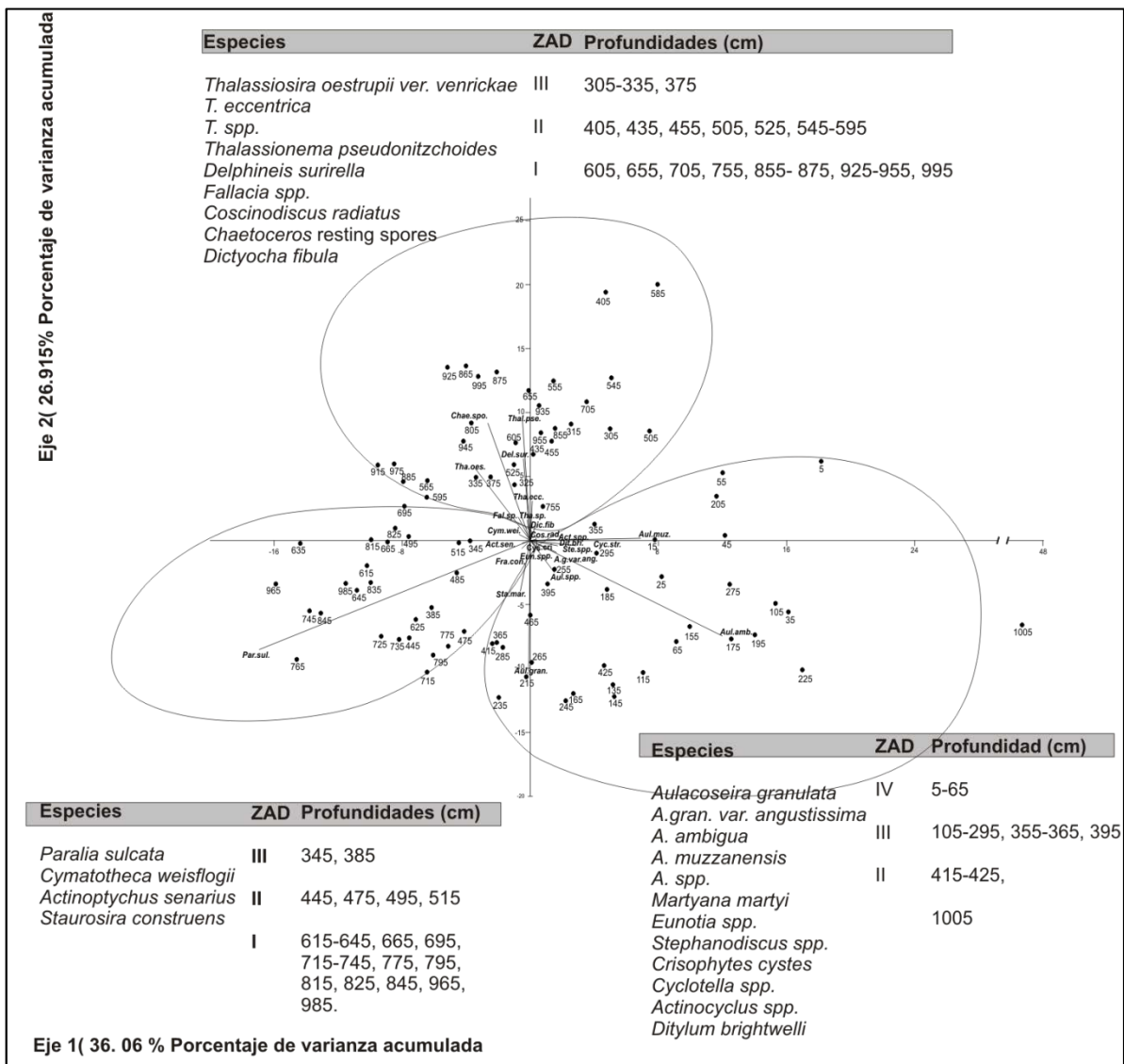
*pseudonitzchoides* y *Thalassiosira oestrupii* var. *venrickae*, en los intervalos los 975-800 cm, 700-525 cm y a los 400-325 cm (Fig.4).

El grupo D mostró una distribución opuesta a la registrada para el grupo M. Se observó una tendencia creciente en las abundancias relativas desde los 995 cm (20%) a los 100 cm de profundidad (55%) (Fig.4). A su vez, fueron observados tres picos de abundancia relativa en las especies D (55%, 40% y 30%) a los 225 cm, 425 cm y 775 cm respectivamente (Fig.4). Las especies más representativas dentro de este grupo pertenecieron al género *Aulacoseira* (*A. granulata*, *A. granulata* var. *angustissima*, *A. muzzanensis* y *A. ambigua*, Fig.5). Se observó una importante contribución de especies del género *Stephanodiscus* a los 1005 cm de profundidad y de *Martyana martyi* a lo largo de todo el testigo (Fig.4).

La tendencia creciente en el grupo M a partir de los 100 cm de profundidad fue acompañada por un notable aumento de las especies M-S (Fig. 4). Las últimas quedaron representadas por especies del género *Cyclotella* (*C. cf. litoralis* y *C. cf. striata*), *Actinocyclus* (*A. octonarius* y *A. normanii*) y *Ditylum brightwelli*. Se registraron bajos valores de estas especies desde la zona basal del testigo hasta los 145 cm (cerca de 5 %), y luego se observó un aumento significativo de las mismas hacia la superficie, incluyendo dos picos máximos de abundancia de 40% y 30 %, a los 45 cm y 5 cm (Fig. 4).

El análisis de *cluster* permitió detectar cuatro zonas de asociaciones de diatomeas (ZAD) (Fig. 4). La ZAD 1 (Z1) abarcó el intervalo 995-595 cm y las especies dominantes fueron M: *Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira eccentrica*, *T. oestrupii* var. *venrickae*, *T. spp*, *Thalassionema pseudonitzchoides*, *Delphineis surirella*, *Fallacia* sp., *Cymatotheca weissflogii*, *Paralia sulcata*, *Actinoptychus senarius*, esporas de *Chaetoceros* spp. y *Dictyocha fibula* (Fig. 5). La ZAD 2 (Z2) correspondió a los 595-415 cm y las especies más representativas fueron M, similares a Z1, pero también se registró influencia de especies D: *Martyana martyi*, *Staurosira construens*, *Eunotia* spp. y *Aulacoseira granulata* (Fig. 5). La ZAD3 (Z3, 395-105 cm) y la ZAD 4 (Z4, 65-5 cm) estuvieron principalmente caracterizadas por las especies

D tales como: *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* var. *angustissima*, *A. ambigua*, *A. muzzanensis*, *A. spp.*, *Eunotia spp.*, *Martyana martyi*. A su vez Z4, quedó representada por las especies M y M-S tales como *Actinocyclus spp.*, *Cyclotella spp.*, *Ditylum brightwelli*, *Coscinodiscus radiatus* y *Dictyocha fibula* (Fig. 5).

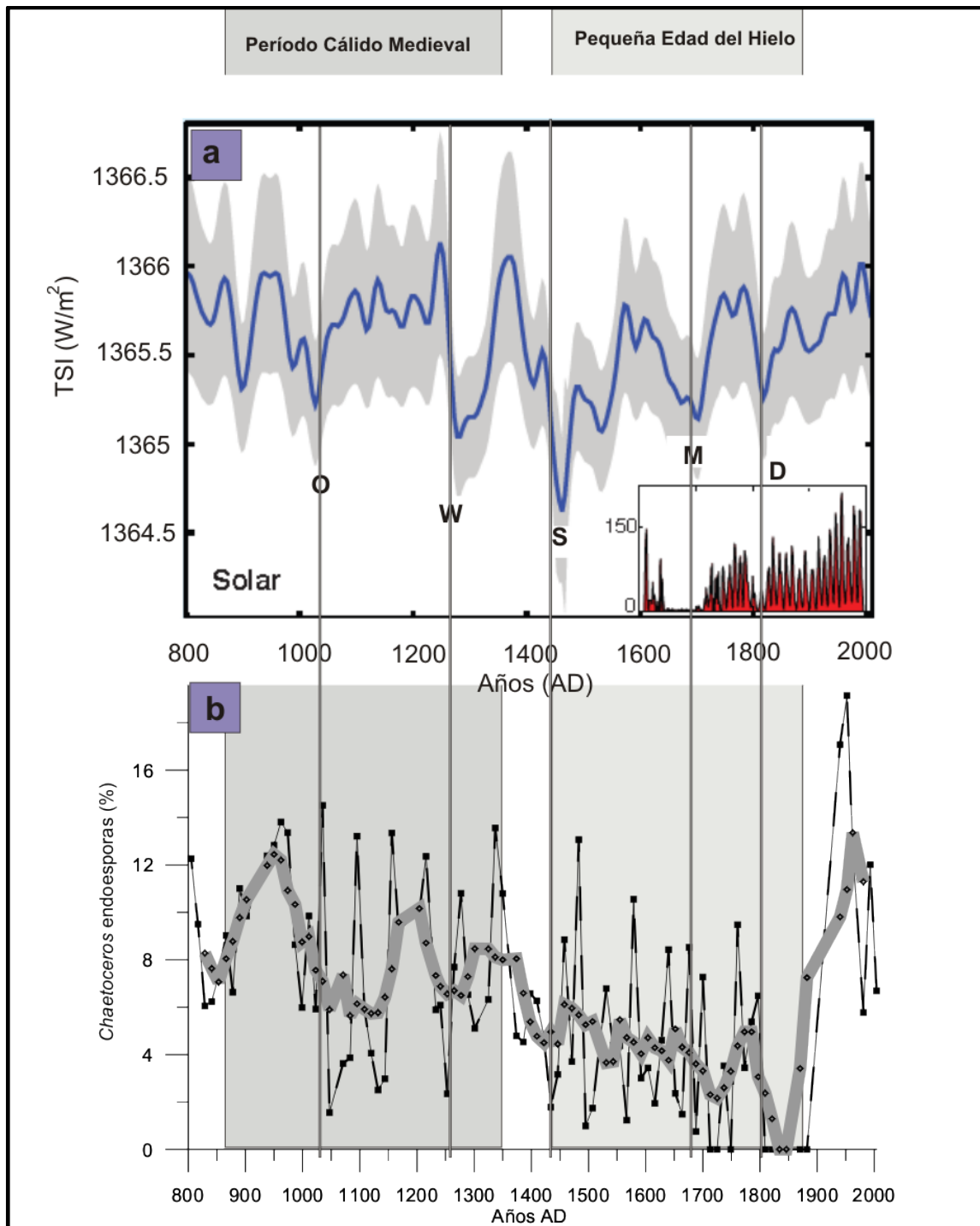


**Fig. 5.** Análisis de Componentes Principales (ACP), mostrando la relación entre las especies más representativas de diatomeas (representadas con flechas) con las profundidades (representadas mediante círculos).

Se constató una estrecha relación entre los cambios principales en los valores propios de las profundidades en el eje 1 para el diagrama ACP, y las ZAD identificadas mediante el análisis de *cluster* (Fig. 4). La sección basal (1005

cm), reveló los mayores valores propios (50) dentro de las muestras. A su vez, Z1 presentó casi todos los valores propios menores a 0, con valores oscilando entre -16 y -0,1 y solo cinco de 36 muestras presentaron valores positivos (oscilando entre 0,7 y 3,5). Además, Z2 exhibió valores menores a 0 en nueve de las 15 muestras (oscilando entre -8 y 0), mientras que el resto de las seis muestras osciló entre 0,1 y 7. Por otra parte, 20 de las 29 muestras pertenecientes a Z3, presentaron valores propios mayores a 0 (oscilando entre 0,1 y 17), mientras que el resto de las nueve muestras presentaron valores entre -6 y -0,3. Asimismo, Z4 estuvo caracterizada por valores que oscilaron entre 8 y 18 (Fig. 4).

En la Fig. 6b se muestran las variaciones en la abundancia relativa de las endosporas de *Chaetoceros* spp. (línea negra) y el promedio móvil de las mismas (línea gris clara), en función de los años AD. Asimismo, la Fig. 6a presenta la curva de irradiancia solar total (TSI por sus siglas en inglés), reconstruida a partir de datos de <sup>10</sup>Be provenientes de un testigo de hielo, durante los últimos 1200 a AP, y el número de manchas solares medidas a partir del 1600 AD (Steinhilber y Beer 2011). A partir de la Fig. 6 se observan tendencias similares entre las variaciones en la abundancia de endosporas de *Chaetoceros* y la insolación total recibida para los últimos 1200 a AP. Durante el PCM (900-1450 AD) se registraron altos valores de endosporas de *Chaetoceros* spp. (10% en promedio), acompañados por altos valores en la insolación recibida (Fig. 6). Por otro lado, durante la PEH (1500-1900 AD) se observó una disminución de las abundancias (4%), la cual alcanzó valores de 0% entre los años 1800 y 1900 AD, correspondiendo a menores valores en la insolación recibida. Se registró un aumento muy notorio (12%) desde el 1900 hasta el 2000 AD, registrándose en este período altos valores de insolación total (Fig. 6a). Se observaron mínimos valores en las abundancias de esporas de *Chaetoceros* (entre 2% y 0%), durante todos los mínimos en la actividad solar ocurridos en los últimos 1200 a AP (O=Oort, W=Wolf, S=Spörer, M=Maunder, D=Dalton, Fig.6).

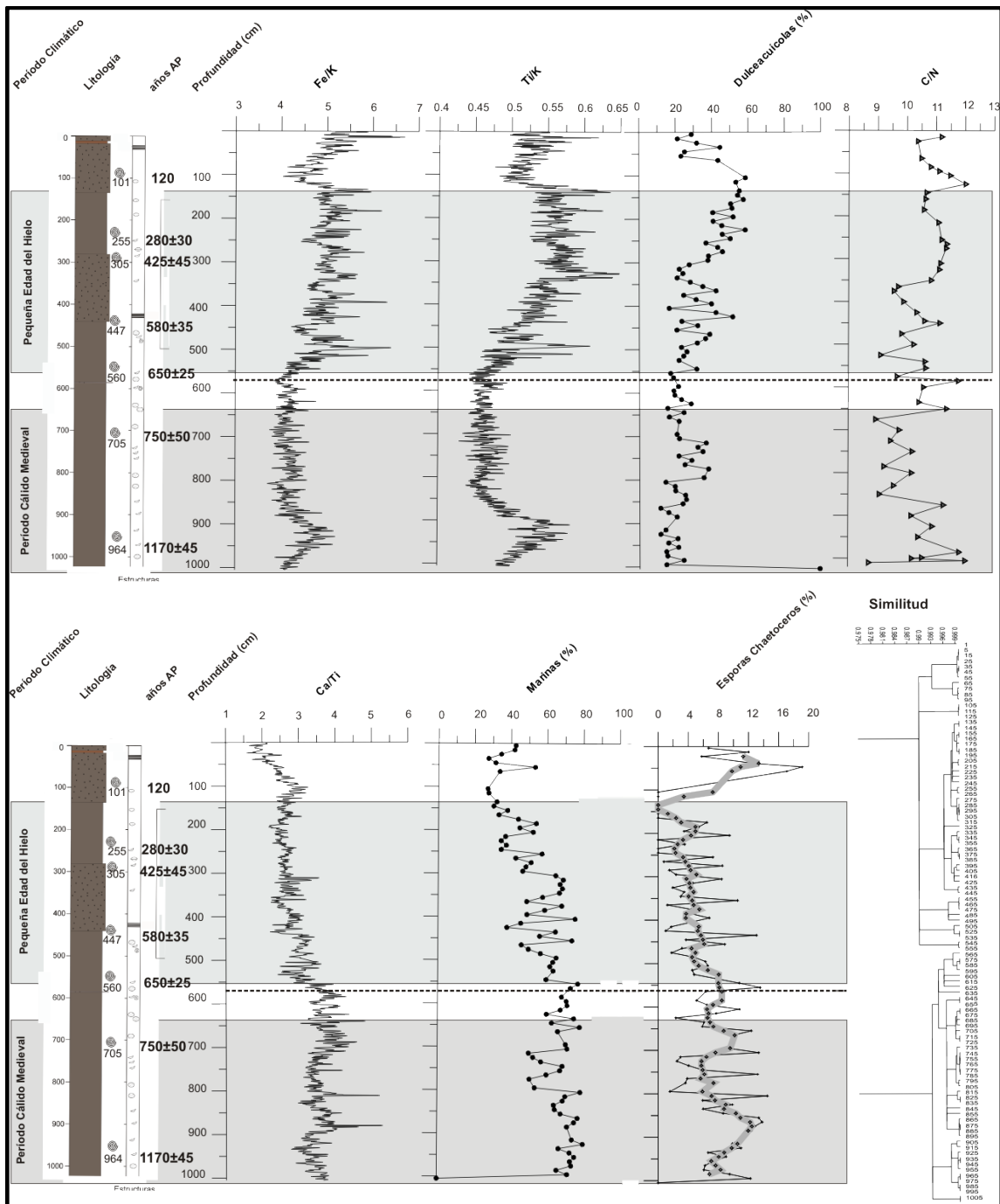


**Fig. 6(a).** Variaciones en la insolación total recibida durante los últimos 1200 años AD, en función de los cambios climáticos regionales (Período Cálido Medieval y Pequeña Edad del Hielo). Curva reconstruida a partir de datos de  $^{10}Be$  obtenidos de un testigo de sedimento extraído de Groenlandia (Steinhilber y Beer 2011). Las letras capitales (O,W,S,M y D), indican los cinco mayores mínimos de actividad solar ocurridos durante este período de tiempo (Oort, Wolf, Spörer, Maunder, y Dalton, respectivamente). **6(b)** Variaciones en la abundancia de las endosporas de *Chaetoceros* spp. (línea negra) y el su promedio móvil correspondiente (línea gris clara), en función de los años AD.

## 2.4. Elementos químicos (Ca, K, Ti, Fe)

En la Fig. 7 se presentan las variaciones en las relaciones de los elementos Ca, K, Ti, Fe versus profundidad. En la parte inferior y a la derecha de la Figura , se exhibe el análisis de *cluster* con las agrupaciones generadas a partir de las relaciones de estos elementos (i.e. Fe/K, Ti/K y Ca/Ti), en función de la profundidad. Asimismo, se muestran los perfiles de abundancia de las especies de diatomeas D y M. De izquierda a derecha, se presentan: las relaciones Fe/K, Ti/K, las variaciones en las especies D, las relaciones C/N (parte superior), las relaciones Ca/Ti, las especies M, y las abundancias de esporas de *Chaetoceros* (parte inferior).

El diagrama de *cluster* generó dos grandes zonas comprendidas entre los 0-600 cm y 600-1000 cm (línea punteada, Fig. 7). Se observa que los perfiles de las relaciones Fe/K y Ti/K mostraron una tendencia similar, y a su vez, con el grupo de diatomeas D. Se registraron los mayores valores en los 400 cm superficiales y en los 100 cm inferiores de la zona basal. Se observó una región de valores intermedios entre los 400 y los 600 cm (Fig. 7). Los menores valores fueron registrados en el intervalo 600-900 cm (Fig. 7). La relación Ca/Ti, mostró una tendencia opuesta a aquella registrada para las relaciones Fe/K y Ti/K, y se observaron tendencias similares entre Ca/Ti y las especies M (Fig. 7). Los menores valores se registraron en los 400 cm superiores, mientras que los mayores se registraron en los 400 cm basales. Al igual que para los perfiles de Fe/K y Ti/K, fue registrada una zona con valores intermedios, transicionales, entre los 400 y los 600 cm.



**Fig. 7.** Distribución vertical de las relaciones Fe/K, Ti/K, las diatomeas D, las relaciones C/N (parte superior), Ca/Ti, las diatomeas M y en las esporas de *Chaetoceros* (parte inferior), perfiles presentados de izquierda a derecha en la figura. A la derecha en la parte inferior de la figura se presenta el análisis de *cluster* con las agrupaciones generadas a partir de las relaciones Fe/K, Ti/K y Ca/Ti, las cuales se representan mediante una línea punteada transversalmente a los perfiles. Las edades calibradas para  $^{14}\text{C}$  a AP se presentan a la derecha del testigo.



### 3.0. Discusión

Se registró una litología homogénea, predominantemente fangosa, con algunos fragmentos de conchillas. Este tipo de litología es típica del canal principal del RdIP externo (Urien 1967). Este depocentro, corresponde al Holoceno tardío (i.e. 1200 a AP), y constituye un depósito de sedimentos continentales dentro del paleocanal del Río Paraná, con una alta tasa de sedimentación (Lanztsch et al. 2014). El comienzo de esta sedimentación continental estuvo probablemente asociado a la estabilización del nivel del mar, a partir de 2000 años a AP (Urien y Ewing 1974; Bender et al. 2013). La alta tasa de sedimentación registrada, es consecuencia de la enorme cantidad de sedimentos acarreados por los Ríos Paraná y Uruguay, que son transportados hacia el RdIP y luego hacia el OASO (Krastel et al. 2011). La descarga media anual del RdIP se calcula en  $59 \times 10^6$  ton año<sup>-1</sup> (Ayup-Zouain 1988). Este material arcilloso de origen continental se flocula en la zona de los frentes (i.e. de turbidez y de salinidad, Cavalotto et al. 2005) contribuyendo así a la formación de este depocentro fangoso. La fuerte influencia que tiene el RdIP sobre la alta tasa de sedimentación registrada para el depósito, se hace evidente al comparar los datos de este trabajo, con aquellos de Mahiques et al. (2009), quienes determinaron tasas de sedimentación mucho menores (desde 0.25 hasta 2.5 mm año<sup>-1</sup>) en un testigo de la plataforma continental del Sur de Brasil (60 m profundidad, 26°59' S y 48°04' W; Cabo Santa Marta). A su vez, Bender et al. (2013) calcularon una tasa de sedimentación mucho menor (0.5 mm año<sup>-1</sup>) para un testigo del talud superior Uruguayo correspondiente al Holoceno.

El tamaño de grano, la alta tasa de sedimentación, la posición geográfica, la composición de especies de diatomeas y los análisis geoquímicos, permiten inferir un ambiente de depósito fluvio-marino en el cinturón de barro del RdIP. Los mismos se definen como depósitos marinos bajo la influencia directa de un potente y continuo régimen de aporte fluvial (Urien y Ewing 1974; Urien et al. 1980 a), tal como el RdIP. La presencia de un depósito marino se corresponde con la dominancia de COP marino en la MO del testigo (Fig. 3a, Lamb et al. 2006). El  $\delta^{13}\text{C}$  es igualmente indicador de origen marino (Fig. 3b, Rosenbauer et al. 2009). Sin embargo, la relación C/N revela origen

marino pero también indica una significativa influencia continental (Fig.3c, Lamb et al. 2006). Asimismo, la composición de las especies de diatomeas sugiere influencia marina, pero con una contribución fluvial importante, al registrarse mezcla de especies M y M-S, pero también especies D (Fig. 4). Las relaciones de los elementos traza, revelaron cambios en la influencia continental y oceánica sobre el sistema, concordante con lo revelado a partir del registro diatomológico (Fig. 7). Como se demuestra a continuación, todos los *proxies* utilizados en este trabajo (biológicos, geoquímicos y sedimentológicos) revelan la existencia de diferentes regímenes de salinidad, ocurridos en la plataforma continental uruguaya, durante los últimos 1200 a AP.

El registro de diatomeas de la sección basal del testigo (i.e., 1005 cm) reveló la ocurrencia de condiciones completamente dulceacuícolas, y continentales/límnicas. Por lo tanto, es posible que se hubiera formado antes de la transgresión del Holoceno, y por lo tanto exista un hiato en el registro sedimentario. Desafortunadamente, debido a la falta de material carbonático, esta hipótesis no pudo ser testeada, ya que no fue posible datar esta capa mediante AMS. Aquí, la composición de diatomeas quedó enteramente dominada por especies D del género *Aulacoseira* y *Stephanodiscus* (Fig. 5). La mayoría de las especies, tales como *Aulacoseira granulata*, *A. muzzanensis* y *A. ambigua* son indicadoras de altos niveles de trofia en los sistemas acuáticos continentales (De Wolf 1982; Van Dam et al. 1994; Coste y Prygiel 2000; Gómez y Bauer 2000). Las mismas son comúnmente encontradas en la zona interna del RdIP, ya que estas especies se encuentran adaptadas a vivir en aguas turbias, ricas en nutrientes (Licursi et al. 2006). Este mismo patrón fue observado en estudios paleolimnológicos llevados a cabo en lagunas costeras Uruguayas, donde fueron registrados niveles tróficos más altos durante el surgimiento de condiciones dulceacuícolas (García-Rodríguez et al. 2004 a). Esta condición dulceacuícola es sugerida a su vez por la relación C/N cercana a 12, la cual indica influencia continental en la composición de la MO sedimentaria (Lamb et al. 2006; Rosenbauer et al. 2009).

**Z1** (1200-720 cal a AP) y **Z2** (720-365 cal a AP). Los análisis diatomológicos y geoquímicos, revelan que durante este período (principalmente asociado a Z1), la

plataforma continental uruguaya estuvo fuertemente influenciada por condiciones marinas. Los bajos valores de C/N, mayoritariamente menores a 10, son indicadores de las condiciones prevalecientes (Fig. 3c, Müller y Mathesius 1999; Rosenbauer et al. 2009). La mayoría de las muestras de Z1 y Z2 se posicionaron dentro de compartimento de COP marino del diagrama de Lamb et al. (2006) (Fig.3a). Las altas relaciones Ca/Ti indican claramente un mayor aporte de material particulado marino (Fig. 7, Bender et al. 2013; Burone et al. 2013). La composición de diatomeas registrada presentó muchas especies marinas planctónicas, indicadoras de aguas cálidas, tales como *Thalassiosira oestrupii* var. *venrickae*, *Thalassionema pseudonitzchoides*, *Cymatotheca weisfloggi* y esporas de *Chaetoceros* (*Ch. costatus*, *Ch. seiracantus*, *Ch. lorenzianus* y *Ch. didymus*) (Lange y Mostajo 1985; Hasle y Syversten 1996; Kandari et al. 2009; Sar et al. 2010). Lo anterior implica una significativa influencia de aguas tropicales y subtropicales en la plataforma continental uruguaya, entre los 1200 y los 365 cal a AP, y es posiblemente consecuencia de una mayor influencia de la corriente Brasil sobre el área de estudio.

Posterior a los 1400 a AP, el clima en la región del SESA se volvió más húmedo y cálido (período asociado al PCM registrado para el HN), comparado con el período climático frío y seco registrado anteriormente (3500-1400 a AP), (Iriando 1999; Piovano et al. 2009; del Puerto et al. 2011). Desde el punto de vista climático, durante el PCM, el AAS intensificó su influencia sobre la región, generándose una migración de este centro de altas presiones hacia latitudes más al sur (Cioccale 1999; Iriando 1999). Esta es la situación característica de los veranos actuales (Camilloni 2005 a), la cual conlleva a una prevalencia de vientos norte, generando un desplazamiento de la pluma del RdIP hacia las costas argentinas (Piola et al. 2008). En consecuencia, se infiere que la corriente Brasil o el agua de plataforma subtropical probablemente ejercieron una mayor influencia durante todo el año, relacionada a la prevalencia de vientos NE. En este sentido, Chiessi et al. (2013) determinaron un fortalecimiento en la corriente Brasil durante este período, asociado a un aumento de las precipitaciones sobre el SESA.

Además del fortalecimiento del AAS durante el PCM, éste periodo climático estuvo caracterizado por condiciones El Niño anómalas, al ser estos eventos persistentemente débiles entre 1200-760 años cal AP (Rein et al. 2004; Rein et al. 2005). Estas condiciones generan actualmente, bajos niveles de precipitaciones sobre la cuenca de drenaje del RdIP, lo cual conlleva a una menor descarga continental (Piola 2002; Camilloni 2005 b; Garreaud et al. 2009). Dicha reducción pudo resultar en condiciones de mayor influencia marina en la transición estuario-plataforma durante el PCM. Esta fuerte influencia marina fue también inferida en un estudio paleoambiental (Fontana 2005) en el margen sur del RdIP, donde se infirieron condiciones más estables y altos valores de salinidad entre los 1940 y los 900 años a AP.

Se registraron altas abundancias de endoesporas de *Chaetoceros* en Z1 y Z2. El mismo es un género típicamente costero y oceánico, cuyas especies producen endoesporas bajo condiciones ambientales desfavorables (Crosta et al. 1997; Sancetta 1999; Ishii et al. 2011). Las altas abundancias registradas en estas zonas, podrían ser atribuibles al agotamiento de nutrientes posterior a las floraciones de diatomeas, indicando entonces eventos de alta productividad y un fuerte transporte lateral (i.e. plataforma continental brasilera, Saino et al. 1998; Sancetta 1999). Se demostró que la radiación ultravioleta induce la formación de endoesporas de *Chaetoceros* (Snoeijs, 1999), así como también una intensa estabilización de la columna de agua y calentamiento de la superficie de la misma (Crosta et al. 1997). De esta manera, las variaciones en las abundancias de las endoesporas de *Chaetoceros* podrían tener el potencial de ser utilizadas como *proxies* de cambios en la insolación recibida, aunque esta hipótesis debe de ser testada a futuro. En consecuencia, durante el PCM (asociado a una mayor actividad solar, Blackford y Chambers 1995) se registraron altas abundancias de esporas de *Chaetoceros* en el sistema, mientras que el patrón opuesto fue registrado durante la PEH (Fig. 6).

**Z3 (365-65 a AP).** Esta zona se caracterizó por un aumento de las diatomeas D y por lo tanto una disminución del grupo M (Fig. 4). Las especies más representativas de esta zona fueron *Aulacoseira granulata*, *A. ambigua* y *Martyana martyi*, todas ellas

indicadoras de condiciones dulceacuícolas, y eutrofía (De Wolf 1982; Van Dam et al. 1994; Coste and Prygiel 2000; Gómez y Bauer 2000). Asimismo, la relación C/N indica indicio de influencia continental en la composición de la MO, al presentar valores mayores a 10 (Fig.3c, Wagner y Dupont 1999; Lamb et al. 2006). A su vez, las altas relaciones Ti/K y Fe/K también permiten inferir un mayor aporte continental, al ser los sedimentos acarreados por el Río Paraná ricos en Fe y Ti (Fig. 7, Depetris and Pasquini, 2007a). Esta mayor influencia de aguas continentales, podría ser potencialmente atribuida a un aumento de la precipitación sobre la cuenca de drenaje del RdIP (generando un aumento del caudal) y/o a la prevalencia de vientos SO (los cuales generan actualmente un corrimiento de la pluma del RP hacia el Norte). Fue registrada una fase fría y seca en la región continental sudeste del Uruguay entre los 700 y los 100 a AP (del Puerto et al. 2011). Esta fase climática estuvo asociada a un aumento de la cobertura de los glaciares Andinos (Iriando 1999; Espizua y Pitte 2009), y coincide con la PEH, registrada para el HN (del Puerto et al. 2011). Durante la PEH, el SVO-HS se vio intensificado (Moy et al. 2009). A su vez, todas las reconstrucciones paleolimnológicas realizadas en el SESA, sugieren un desplazamiento hacia el norte de este sistema de vientos durante la PEH, condicionando las precipitaciones registradas para Sudamérica (Meyer y Wagner 2009). Consecuentemente, el registro de diatomeas y análisis geoquímicos podría sugerir la prevalencia de vientos con un componente SO, inyectando aguas continentales provenientes de la pluma de bajas salinidades del RdIP hacia la plataforma continental uruguaya adyacente. Actualmente, la prevalencia de estos vientos durante el invierno causan el corrimiento de la pluma del RdIP hacia el Norte, incluso durante períodos de baja descarga del RdIP (Piola et al. 2005).

A partir de los 760 a AP fue registrada una fuerte actividad en los eventos El Niño (Rein et al. 2005), provocando un aumento en la descarga del RdIP y un aumento en el registro de las especies D en Z3. A su vez, el comienzo de la fuerte actividad El Niño después de los 760 a AP (Rein et al. 2005) explicaría el relativo aumento de las especies D en Z2 comparado con Z1. En este sentido, Z2 puede interpretarse como una zona transicional, depositada entre las dos fases climáticas (PCM y PEH), la cual presentó valores intermedios de los *proxies* (diatomeas y relaciones de los elementos

químicos), indicando el comienzo de un mayor aporte continental sobre la plataforma continental uruguaya (Fig. 7).

**Z4.** La etapa más reciente dentro de la evolución del sistema abarca los 65 cm superficiales, y según el modelo de edad-profundidad generado en la Fig. 2, Z4 se desarrolla a partir del 1930 AD. Pero como se expone en el próximo capítulo, la edad calculada a partir del modelo de datación por  $^{210}\text{Pb}$  para los 100 cm superficiales, indica que dicha profundidad corresponde a 1960 AD. Esta zona se diferencia del resto probablemente debido al establecimiento de las condiciones climáticas actuales, pero también debido al impacto antrópico sobre el sistema. En este sentido, se registraron altos valores de  $\delta^{15}\text{N}$ , probablemente asociado con las actividades humanas sobre la cuenca de drenaje. Bender et al. (2013) también registraron una señal antropogénica en la parte superficial de un testigo de sedimento extraído del talud superior uruguayo. Z4 se caracterizó por un aumento en la abundancia de especies M y M-S, el cual indica una mayor influencia oceánica-estuarial comparado con Z3. Asimismo, las relaciones C/N (mayores a 10) al igual que en Z3 indican influencia continental en la MO sedimentaria (Lamb et al. 2006). Esta zona contemporánea se discute con mayor detenimiento en el próximo capítulo, donde se estudió el impacto antrópico y variabilidad natural intrínseca del sistema, durante los últimos 50 años.

#### 4.0. Consideraciones finales

El testigo GeoB 13813-4 representa un registro sedimentario excepcional por su alta tasa de sedimentación. Se identificaron 4 ZAD, las cuales representaron contrastantes condiciones de salinidad. Estas ZAD fueron concordantes con los *proxies* geoquímicos y sedimentológicos. Observándose una buena relación entre dichas ZAD, y los cambios climáticos regionales, registrados durante el Holoceno Tardío. Se infiere que dichos cambios habrían modificado el patrón de los vientos y precipitaciones, influenciando el desplazamiento de la pluma del RdIP. Es así que Z1 (1200-720 años AP) estuvo asociada al PCM, el cual generó una mayor influencia de aguas oceánicas sobre la plataforma uruguaya, consecuencia de la dominancia de vientos con componente NE y

baja actividad ENOS. Z3 (500-120 años AP) estuvo asociada a la PEH, en la cual se habrían intensificado los vientos con componente SW e intensificado los eventos ENOS, desplazando la pluma del RdIP hacia el norte. Z2 (720-500 años AP) representó un período de transición entre ambos períodos climáticos.

## **4. CAPÍTULO 3**

### **CAMBIOS DE SALINIDAD OCURRIDOS EN EL CINTURON DE BARRO DEL RDLP Y SU RELACIÓN FRENTE A LAS FORZANTES CLIMÁTICAS (1960-2009)**

#### **Resumen**

El presente capítulo presenta una reconstrucción de los cambios ambientales históricos, principalmente de salinidad, que han ocurrido sobre la plataforma continental uruguaya, en los últimos 50 años. Se realizaron análisis de diatomeas y datos geoquímicos (i.e. Ca, Ti, Fe, Si y Al) cada un cm, y se los correlacionó con bases de datos climáticos (i.e. índices SOI, PDO, AAO y datos de anomalías en los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay). Los *proxies* biológicos y geoquímicos sugieren impacto antrópico en la cuenca de drenaje del RdLP y estuario, consecuencia de los cambios en el aporte de nutrientes, modificaciones de la cuenca de drenaje, y también a cambios en el sistema de vientos.

A partir del registro diatomológico, fueron observadas dos grandes zonas en la época contemporánea (Z1c y Z2c). Las mismas estuvieron asociadas a los cambios en las tendencias de las anomalías registradas para los Ríos Paraná y Uruguay. Así, Z1c (1960-1975), se asoció a anomalías negativas en el caudal del Río Paraná, a altas relaciones Ca/Fe, a SOI positivos y PDO negativos. Las diatomeas que integraron esta zona fueron especies del grupo M, principalmente P, tales como *Thalassiosira oestrupii* var. *venrickae*, *Thalassiosira eccentrica*, *Thalassionema pseudonitzchoides*, esporas de *Chaetoceros* (*Ch. costatus*, *Ch. seiracantus*, *Ch. lorenzianus* y *Ch. didymus*), *Rhizosolenia* sp., *Ditylum brightwelli*, *Delphineis surirella*, y *Actinoptychus senarius*. Las cuales indican condiciones marinas en la plataforma continental, dadas por anomalías negativas en el caudal del Río Paraná, asociadas a fases frías del PDO y del ENOS. Por el contrario Z2c (1976-2009), estuvo asociada a anomalías positivas en los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay, ocurridas a partir del año 1970, y presentó un mayor registro de especies D y M-S. Asimismo Z2c se dividió en dos subgrupos. El



subgrupo 1 (1976-1989), se asoció positivamente al PDO y a las anomalías positivas en el caudal del Río Paraná. Las especies más representativas fueron D, tales como *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* var. *angustissima*, *A. ambigua*, *A. muzzanensis*, *A. spp.*, *Eunotia spp.*, *Martyana martyi*, *Staurosira construens*, y *Cyclotella meneghiniana*. De esta manera, se infirió una mayor influencia continental en la plataforma, asociada a períodos de mayor caudal del Río Paraná, consecuencia de fases positivas del PDO y del ENOS. El subgrupo 2 (1990-2009), se asoció positivamente a las anomalías en el caudal del Río Uruguay, al PDO, y a la relación Ti/Ca. Las especies de diatomeas fueron principalmente M-S, provenientes de los géneros *Cyclotella* (*C. cf. striata* y *C. cf. litoralis*) y *Actinocyclus* (*A. octonarius* y *A. normanii*), y M: *Coscinodiscus radiatus*, *Diploneis bombus*, *Thalassiosira simonsenii* y *Paralia sulcata*. Así, esta composición de especies refleja condiciones estuarinas, pero de mayor influencia marina respecto al período precedente (1976-1989).

A partir de este estudio se halló evidencia para proponer que el patrón observado en la distribución temporal de las diatomeas está relacionado a las fases ENOS y PDO. Esto se explica porque la pluma de descarga del RdIP se encuentra correlacionada a los patrones de vientos y precipitación controlados por estos eventos climáticos, y la distribución de diatomeas está controlada mayoritariamente por la salinidad en este sistema.

## 1.0. Objetivo y estrategia

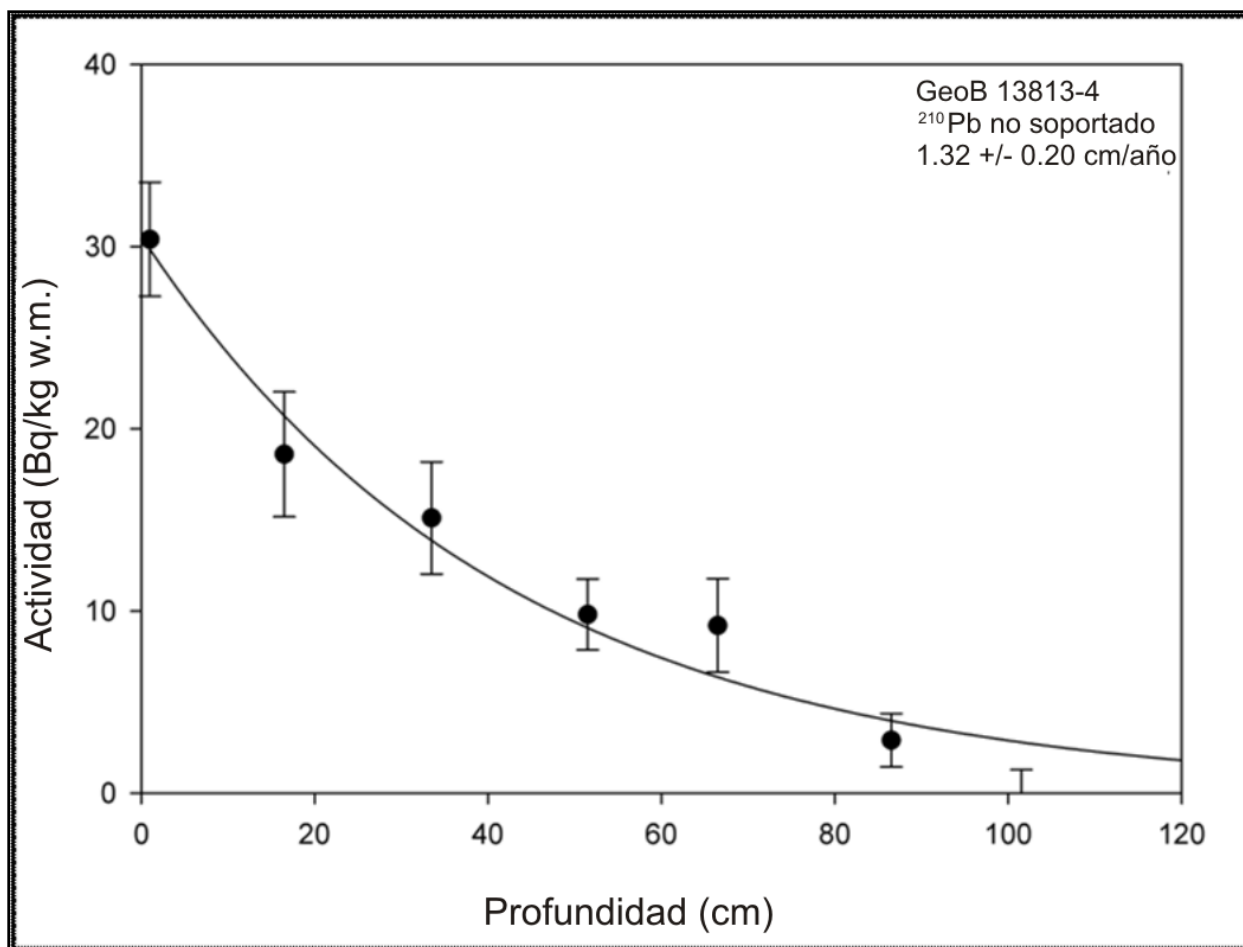
Este capítulo tiene como objetivo hacer una evaluación paleoceanográfica de impactos humanos e inferir las variaciones naturales intrínsecas del sistema RdIP-plataforma continental uruguaya, haciendo hincapié en los cambios de salinidad. A su vez, se estudia la relación entre las variaciones ambientales y la variabilidad climática, utilizándose información obtenida de las bases de datos históricas contemporáneas.

Para cumplir con este objetivo, se realizó un análisis de alta resolución (i.e. interanual) de diatomeas (agrupadas según sus rangos de salinidad en D, M-S y M), y elementos químicos (i.e. Ca, Ti, Fe, Si y Al). A su vez, se utilizaron índices climáticos (i.e. SOI, AAO, PDO), y anomalías de los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay, para explicar e interpretar los cambios ambientales naturales y antrópicos inferidos.

## 2.0. Resultados

### 2.1. Modelo de edad y tasa de sedimentación

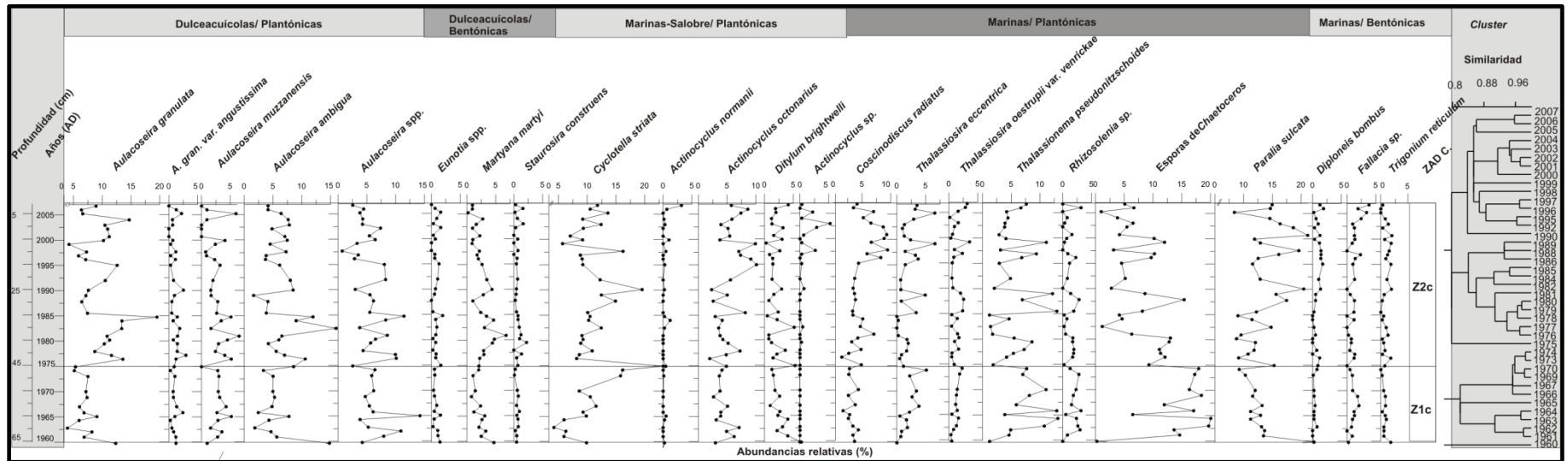
Las siete muestras utilizadas para datar los 100 cm superficiales, a partir de la técnica de  $^{210}\text{Pb}$ , sugieren un decaimiento constante en las actividades del  $^{210}\text{Pb}$  no soportado (Fig.1), determinándose una tasa de sedimentación de  $13 \text{ mm año}^{-1}$  para los últimos 50 años (época contemporánea, Fig. 1).



**Fig.1.** Actividades (Bq/kg w.m.) de las siete muestras de  $^{210}\text{Pb}$ , obtenidas de los 100 cm superficiales del testigo GeoB 13813-4.

## 2.2. Diatomeas

La Fig. 2 muestra los cambios en las abundancias relativas de grupos de rangos de salinidad de diatomeas (i.e., D, M-S y M) para los 65 cm superficiales del testigo (i.e. Z4, en el capítulo 2). A partir de la misma se observa que los tres grupos de diatomeas (D, M, M-S) estuvieron bien representados en todos los intervalos, observándose variaciones en sus abundancias (Fig.2).



**Fig. 2.** Perfiles de abundancias de las especies de diatomeas más significativas, agrupadas en base a sus requerimientos de salinidad y su forma de vida (parte superior). El análisis de *cluster* y las Zonas de Asociaciones de Diatomeas Contemporáneas (ZADc) se muestran a la derecha.

El grupo M quedó representado por las especies de diatomeas: *Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira eccentrica*, *T. oestrupii* var. *venrickae*, *Thalassionema pseudonitzschoides*, *Paralia sulcata*, *Trigonium reticulum*, *Diploneis bombus*, *Rhizosolenia* sp., *Fallacia* sp., y endoesporas de *Chaetoceros* spp. (Fig. 2).

Las esporas de *Chaetoceros* spp., junto a *Thalassionema pseudonitzschoides* y *Paralia sulcata*, fueron las especies más abundantes dentro del grupo M. Las dos primeras presentaron tendencias muy similares con altas abundancias (20 y 15 %, respectivamente), entre los 65-45 cm, pero luego decrecieron en abundancia hacia la parte superior (llegando a 5% de abundancia en los 5 cm superiores). Asimismo, se registraron dos picos de alta abundancia de estas especies, a los 10 cm y 27 cm (10 y 15% de abundancia, respectivamente). Por otro lado, *Paralia sulcata* presentó los menores valores de abundancia (10 %) entre los 65-30 cm y los mayores (15 % en promedio) entre los 30-10 cm, observándose dos picos de alta abundancia (~20%) a los 10 y 25 cm (Fig. 2).

Las especies más significativas del grupo D pertenecieron al género *Aulacoseira* (*A. granulata*, *A. granulata* var. *angustissima*, *A. muzzanensis* y *A. ambigua*), *Eunotia* spp., *Martyana martyi* y *Staurosira construens*. Las especies que presentaron mayores abundancias fueron: *Aulacoseira granulata*, *A. ambigua* y *A. spp.*, y al contrario de lo registrado para *Chaetoceros* spp. y *Thalassionema pseudonitzschoides*, estas especies D y P, presentaron los menores valores de abundancia (10%, 5% y 5%, respectivamente), en la zona comprendida entre los 65-45 cm. Por otro lado, se registraron tres picos de altas abundancias a los 10 cm, 15 cm y a los 35 cm (Fig. 2).

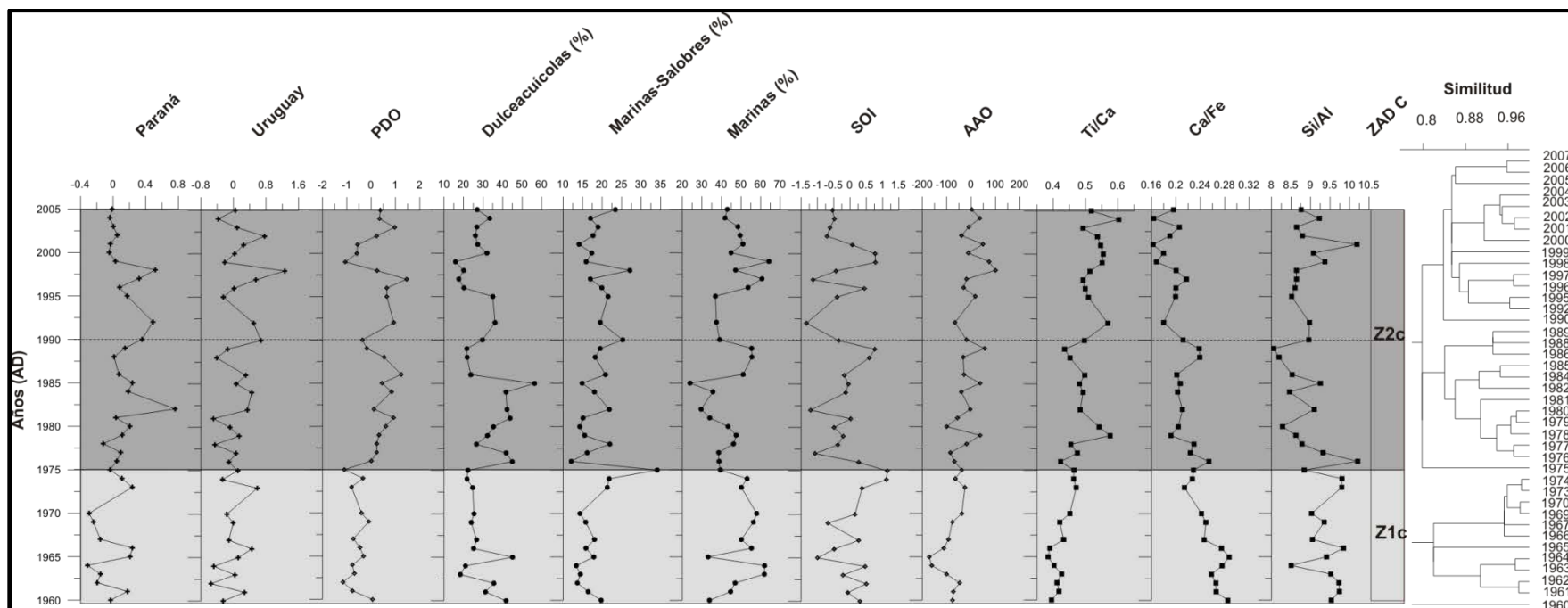
El grupo M-S estuvo representado por especies del género *Cyclotella* (*C. cf. striata*), *Actinocyclus* (*A. octonarius*, *A. normanii* y *A. sp.*) y *Ditylum brightwelli*. La especie que presentó mayores abundancias dentro del grupo fue *Cyclotella striata*, con valores que rondaron el 10%, y se observaron tres picos de alta abundancia a los 45 cm, 25 cm y 12cm (25%,20% y 15%, respectivamente).

El análisis de *cluster* que se muestra a la derecha de la Fig. 2, permitió detectar dos zonas de asociaciones de diatomeas (ZAD), nombradas ZAD contemporáneas (ZADc) para diferenciarlas de aquellas obtenidas en el capítulo anterior. La ZADc 1 (Z1c) abarcó el intervalo entre los 65-45 cm (1960-1975), mientras que la ZADc 2 (Z2c) abarcó de los 45 cm hasta la superficie (1976-2007). A su vez, esta última zona se puede dividir en dos sub-grupos menores (1976-1989 y 1990-2007).

### 2.3. Diatomeas e índices climáticos

La Fig. 3 muestra las variaciones: de las anomalías de los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay, del índice PDO, de las abundancias de diatomeas D, M-S, M, del índice SOI, del índice AAO y de las relaciones Ti/Ca, Ca/Fe, y Si/Al, en función de los años AD. A su vez se muestran las ZAD obtenidas en la Fig. 2.

Se observa que el perfil de las variaciones en las abundancias del grupo M-S se mantuvo relativamente constante para los últimos 50 años, oscilando entre 15% y 30%, con el máximo valor alcanzado en el año 1975 (Fig. 3). El grupo D presentó bajas abundancias entre el 1960-1975 (promedio~20%), mientras que las máximas abundancias fueron registradas entre 1975-1985, donde se alcanzó el máximo valor (60%) en 1985. Fueron registrados dos picos secundarios con altos valores de las abundancias del grupo D, entre 1990-1995 (~35%), y entre 2000-2005 (30%), (Fig. 3). Asimismo, el grupo M presentó altas abundancias entre el 1960-1975 (60%), y además se registraron dos picos de ~50 % y 55% entre el 1985-1990 y el 1995-2000, respectivamente.



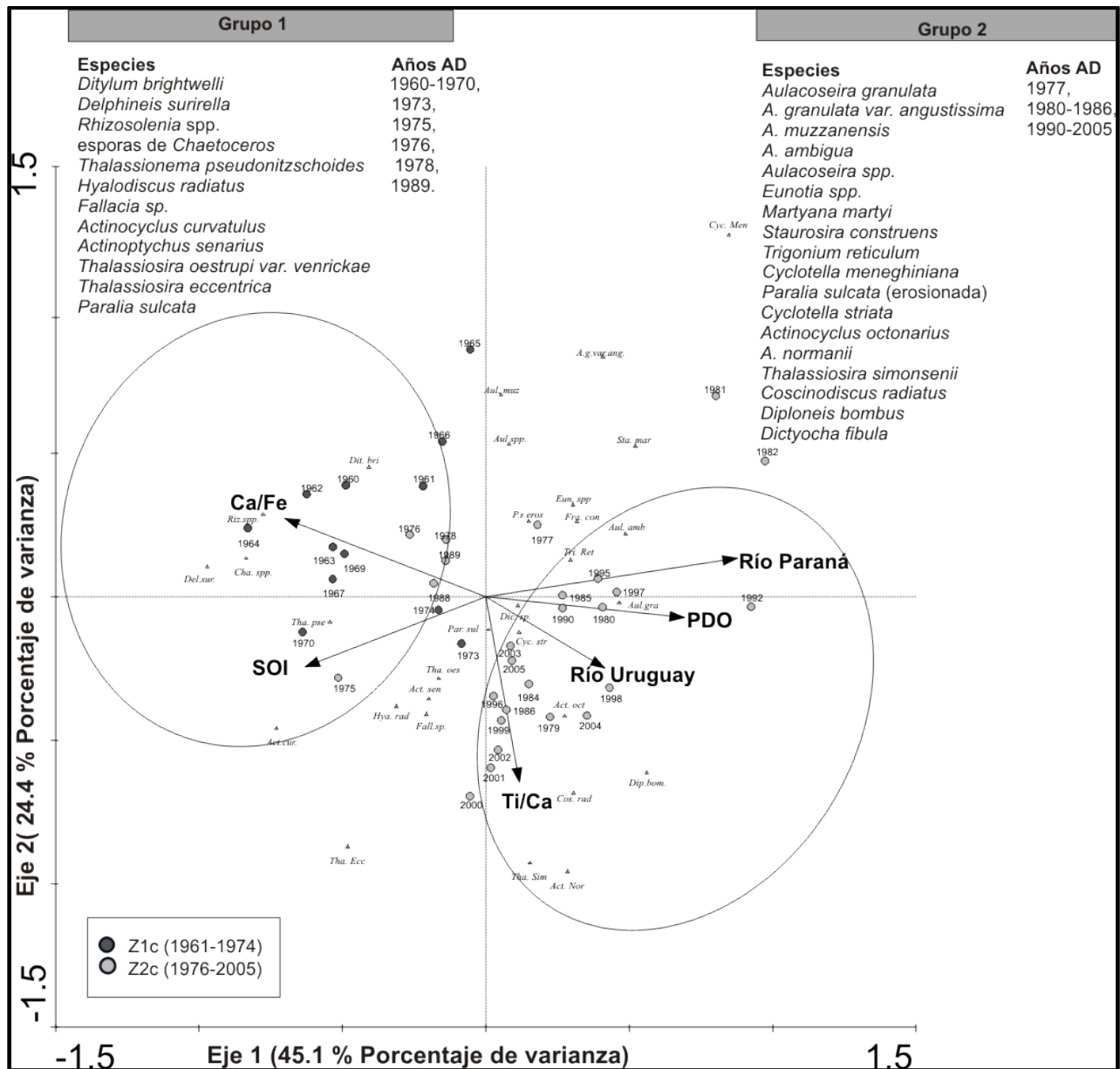
**Fig. 3.** Variaciones en: las anomalías de los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay, el índice PDO, las abundancias de diatomeas D, M-S, M, el índice SOI, el índice AAO, y las relaciones Ti/Ca, Ca/Fe, y Si/Al, en función de los años AD (presentados de izquierda a derecha en la figura). A su vez se muestran las ZAD obtenidas en la Fig. 2.

A partir del ACC que se muestra en la Fig. 4, se investigó la relación entre el registro de diatomeas y las variables ambientales, en función del tiempo (años AD). El primer y segundo eje explican el 45,1% y el 24,4% de la varianza, respectivamente. Se registraron dos grupos (grupo 1 y 2, Fig.4).

El grupo 1 estuvo asociado positivamente a la relación Ca/Fe y al SOI, y se asoció a la Z1c generada a partir del diagrama de *cluster* (Fig.1). Las especies que se relacionaron al grupo 1 fueron las especies M: *Thalassiosira eccentrica*, *T. oestrupii* var. *venrickae*, *Thalassionema pseudonitzchoides*, *Delphineis surirella*, *Fallacia* sp., *Paralia sulcata*, *Actinoptychus senarius*, esporas de *Chaetoceros* spp., *Actinocyclus curvatulus*, *Hyalodiscus radiatus*, y *Rhizosolenia* spp. (Fig. 4).

El grupo 2 se asoció positivamente a las anomalías positivas de los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay, al índice PDO, a las relaciones Ti/Ca, y negativamente al SOI, y se asoció a Z2c generada en la Fig.2 (Fig.4). El mismo quedó representado por las especies mayoritariamente D: *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* var. *angustissima*, *A. ambigua*, *A. muzzanensis*, *A. spp.*, *Eunotia spp.*, *Martyana martyi*, *Staurosira construens*, *Trigonium reticulum*, *Cyclotella meneghiniana*, *Paralia sulcata* erosionada, y por las especies M/S y M: *Coscinodiscus radiatus*, *Cyclotella striata*, *Actinocyclus normanii*, *A. octonarius*, *Diploneis bombus*, *Thalassiosira simonsenii* y *Dictyocha fibula* (Fig. 4).





**Fig. 4.** Análisis de Correspondencia Canónica (ACC). Se muestra la relación entre las especies más representativas de diatomeas (representadas con triángulos) y los índices climáticos: SOI (*Southern Oscillation index*), PDO (*Pacific Decadal Oscillation*), las anomalías en los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay y las relaciones Ca/Fe y Ti/Ca (representados con flechas), en función de los años AD (representados con círculos).

A partir de la Fig. 3, se observaron tendencias similares entre los valores del índice PDO y el registro de las especies D, aunque dicha correlación positiva no fue estadísticamente significativa (Tabla II). Se registraron bajas abundancias del grupo D, entre el 1960-1980, período correspondiente a valores negativos del índice PDO. A su vez, se registraron valores constantes, positivos del índice PDO, entre el 1975-1987, acompañados por los máximos valores registrados para el grupo D. Además el PDO mostró dos picos de valores positivos aproximadamente en el 1995 y 2002. Se observaron tendencias similares entre el SOI y el grupo M (Fig. 3). La correlación positiva entre ambos no fue estadísticamente significativa, pero sí lo fue entre el grupo M, P (Tabla II). Se registraron SOI mayoritariamente positivos entre el 1960-1975, donde a su vez se observó el mayor registro del grupo M. Se constataron bajos valores del grupo M entre el 1977-1987, asociado a valores positivos del PDO y mayor registro de especies D.

Se registraron tendencias similares entre las anomalías del caudal de los Ríos Paraná y Uruguay (Fig. 3), y esta correlación positiva fue estadísticamente significativa (Tabla I a). Se observaron las anomalías más negativas para ambos ríos entre el 1960-1975. Se observó una tendencia creciente hacia valores positivos hasta el 1998, y posteriormente los valores disminuyeron hacia el 2007. Pueden reconocerse además tres picos de anomalías positivas en los años 1982, 1992 y 1997, los cuales coinciden con valores negativos del índice SOI (Fig. 3). En este sentido, se registró una correlación negativa significativa entre ambos caudales de los ríos y el SOI (Tabla I b). Se observaron valores de AAO negativos en 1960-1977, y posteriormente se registró una tendencia creciente, alcanzando valores principalmente positivos entre el 1997-2005. Se observó la misma tendencia entre el AAO y la relación Ti/Ca y tendencias opuestas entre el AAO y la relación Ca/Fe. Se registraron valores crecientes desde el 1960 hasta el 2005 para la relación Ti/Ca, mientras que lo opuesto fue registrado para la relación Ca/Fe (Fig. 4). Esta correlación positiva (entre AAO y Ti/Ca) y negativa (entre AAO y Ca/Fe), fueron estadísticamente significativas (Tabla I c). Por último, se identificaron tendencias similares entre la relación Si/Al y el grupo M y tendencias

opuestas entre estos y el índice PDO. Existiendo una correlación negativa entre la relación Si/Al y el PDO (Tabla I c).

**Tabla I.** Coeficientes de correlación ( $r^2$ ) entre: **(a)** Las anomalías de caudal de los Ríos Paraná y Uruguay (promedio anual). **(b)** Las anomalías de los mismos, y los índices de circulación atmosférica: SOI (*Southern Oscillation Index*), PDO (*Pacific Decadal Oscillation*), y AAO (*Antartic Oscillation*), promedio anual. A su vez se presenta la correlación entre el PDO y el resto de los dos índices atmosféricos. **(c)** La relación Ti/Ca, Ca/Fe, Si/Al, y las anomalías de los Ríos Paraná y Uruguay, e índices de circulación atmosférica. Los coeficientes mostrados en negrita indican correlaciones estadísticamente significativas, \*  $p < 0,05$ , \*\*  $p < 0,01$ .

a	Uruguay
Paraná	<b>**0.64356</b>

b	SOI	PDO	AAO
Paraná	<b>** -0.46058</b>	<b>*0.34771</b>	0.25874
Uruguay	<b>** -0.42813</b>	0.15814	0.21454
PDO	<b>** -0.52755</b>		0.15811

c	Paraná	Uruguay	SOI	PDO	AAO
Ti/Ca	0.18395	<b>*0.33283</b>	-0.13137	0.03654	<b>*0.40676</b>
Ca/Fe	-0.15954	-0.000941	0.057867	<b>* -0.39877</b>	<b>** -0.43544</b>
Si/Al	0.003256	0.21678	0.000515	<b>* -0.38356</b>	-0.01218

A partir de la Tabla I b, se observó que el índice SOI, se correlaciona negativamente con las anomalías positivas del caudal de los Ríos Paraná y Uruguay. La misma correlación negativa fue registrada con el índice PDO. A su vez, el índice PDO se correlacionó positivamente y de manera significativa con el caudal del Río Paraná.

La relación Ti/Ca presentó una correlación positiva y significativa con las anomalías del caudal del Río Uruguay, y el AAO. La relación Ca/Fe mostró correlaciones negativas y significativas con el PDO y con el AAO, y la relación Si/Al presentó una correlación significativa y negativa con el PDO (Tabla I c).

Respecto a las abundancias relativas de las especies de diatomeas, se observó que el grupo D no presentó ninguna correlación con las variables utilizadas en la Tabla II. Por

el contrario, las diatomeas del grupo D, B, presentaron una correlación negativa con la relación Ti/Ca, Ca/Fe, y Si/Al, siendo esta última la más significativa. A su vez *Martyana martyi* presentó una correlación negativa con la relación Si/Al. El grupo D, P, no presentó correlaciones significativas, pero si algunas de las especies que lo integran. Así, *Aulacoseira granulata* (*Aul. gra.*) mostró una correlación positiva con el PDO y negativa con el SOI (Tabla II), y *Aulacoseira granulata* var. *angustissima* y *Aulacoseira ambigua* (*Aul. amb.*), exhibieron una correlación positiva con la descarga del Río Paraná. A su vez, *Aulacoseira muzzanensis* (*Aul. muz.*) presentó correlaciones negativas con el Río Uruguay, con la relación Ti/Ca y con el AAO (tabla II).

El grupo M-S mostró una correlación positiva, significativa, con las anomalías en el caudal de los Ríos Paraná y Uruguay (Tabla II). Lo mismo ocurre para la especie *Cyclotella striata* (*Cyc. str.*). A su vez, *Actinocyclus octonarius* (*Act. oct.*) mostró una correlación positiva con el AAO, mientras que *Cyclotella meneghiniana* (*Cyc. men.*) presentó correlaciones negativas con Ti/Ca, Ca/Fe, y Si/Al. Por último, dentro de este grupo *Ditylum brightwelli* (*Dit. bri.*) mostró una correlación positiva con la relación Ca/Fe, y negativa con el PDO (tabla II).

**Tabla II.** Coeficientes de correlación lineal ( $r^2$ ) entre las especies de diatomeas y los grupos indicadores de salinidad (D, M y M-S) y de dominio (P, B y T), frente a las anomalías de caudal de los Ríos Paraná y Uruguay (promedio anual), los índices de circulación atmosférica: SOI (*Southern Oscillation Index*), PDO (*Pacific Decadal Oscillation*), y AAO (*Antarctic Oscillation*), promedio anual y la relación Ti/Ca, Ca/Fe, Si/Al, para los últimos 50 años. Los coeficientes mostrados en negrita indican correlaciones estadísticamente significativas, \*  $p < 0,05$ , \*\*  $p < 0,01$ .

Diatomea	Paraná	Uruguay	SOI	PDO	AAO	Ti/Ca	Ca/Fe	Si/Al
D	0.25684	-0.11336	-0.28834	0.21393	-0.14391	-0.22008	-0.12537	-0.15237
M	<b>**0.43905</b>	-0.071846	0.2911	0.0060042	-0.010423	0.11812	0.20461	0.20461
M-S (P)	<b>*0.33879</b>	<b>*0.35438</b>	0.090628	-0.25497	0.27368	0.16919	-0.01943	0.019118
D P	0.25384	-0.096812	-0.28482	0.22332	-0.099136	-0.14762	-0.11795	-0.08884
D B	0.21895	-0.10686	-0.20064	0.26334	-0.16225	<b>*-0.36564</b>	<b>*-0.28303</b>	<b>**0.47714</b>
M T	0.11662	0.31879	-0.040203	-0.026428	0.25267	0.14277	0.055238	0.10103
M P	<b>**0.46755</b>	-0.19822	<b>*0.33295</b>	-0.2655	-0.14749	0.013399	0.20705	0.11465
M B	-0.013416	0.076134	-0.18449	0.20747	0.22901	0.21409	-0.18202	0.060041
<i>Aul. gra.</i>	0.26748	-0.0063414	<b>*-0.32654</b>	<b>*0.39745</b>	0.2111	0.1381	-0.27762	-0.04882
<i>Aul. gra.</i>	<b>*0.33185</b>	0.15428	-0.27931	0.012748	-0.092931	-0.21267	0.048362	-0.08604
<i>Aul. muz</i>	-0.1135	<b>*-0.33761</b>	0.043628	-0.005106	<b>*-0.34828</b>	<b>*-0.44085</b>	-0.07159	-0.30413
<i>Aul. amb</i>	<b>*0.37864</b>	0.10122	-0.26831	0.17421	0.080942	0.065722	-0.08424	0.047093
<i>Sta. mar.</i>	0.24647	-0.12982	-0.14704	0.26292	-0.10679	-0.37901	-0.32856	<b>**0.49181</b>
<i>Cyc. mer</i>	0.2565	0.011859	-0.12169	0.18775	-0.02423	<b>**0.54937</b>	<b>*-0.32056</b>	<b>**0.5156</b>
<i>Par.sul.</i>	0.13224	<b>*0.31971</b>	-0.010391	-0.072675	0.29631	0.16485	0.10681	0.15066
<i>Del. sur.</i>	<b>*-0.31432</b>	-0.16293	0.15278	-0.19042	-0.2546	-0.0398	0.26574	0.058502
<i>Act. sen.</i>	-0.089081	0.28106	-0.15976	0.031636	0.0047832	0.089648	-0.01709	0.017725
<i>Act. oct.</i>	0.051797	0.019373	-0.086365	0.22477	<b>*0.38711</b>	0.29333	-0.22725	-0.00652
<i>Cos. rad.</i>	0.033648	0.25246	0.03173	0.1481	<b>**0.5242</b>	0.16665	<b>**0.54974</b>	-0.24385
<i>Tha. pse.</i>	<b>*-0.32075</b>	-0.15152	0.19474	-0.11735	-0.13873	0.026312	0.28639	0.12831
<i>Cyc. str.</i>	<b>*0.31056</b>	<b>*0.31664</b>	0.15288	-0.007837	0.16208	0.075156	-0.00427	-0.01609
<i>Rhi. spp</i>	<b>*-0.3574</b>	-0.30409	0.20819	-0.18802	-0.31684	-0.10201	<b>*0.31799</b>	0.15924
<i>Dit. Bri.</i>	0.013184	0.14491	0.019725	<b>*-0.33674</b>	-0.2489	-0.08527	<b>*0.3997</b>	0.21093
<i>Cha. spp</i>	<b>**0.49131</b>	-0.29485	<b>*0.35972</b>	<b>**0.41668</b>	<b>*-0.39747</b>	-0.14767	<b>*0.35539</b>	0.14884
<i>Dip. bom</i>	0.15429	0.090308	-0.0062263	0.16691	<b>*0.35016</b>	0.17135	-0.19994	0.001547
<i>Hay. rad.</i>	-0.2229	-0.22109	<b>*0.31903</b>	-0.2425	0.027984	0.030993	-0.07309	-0.03374
<i>Nav. Sp.</i>	0.0019514	-0.07877	-0.095114	0.059382	0.21227	<b>*0.32638</b>	-0.3165	0.036317

El grupo M exhibió una correlación negativa con las anomalías del caudal del Río Paraná. Lo mismo se observó en el grupo MP, en conjunto con una correlación positiva con el SOI (Tabla II). Las especies M, *Delphineis surirella* (*Del. sur.*), *Thalassionema pseudonitzschooides* (*Tha. pse.*) y *Rhizosolenia* sp. (*Riz. sp.*), presentaron una correlación negativa con los caudales del Río Paraná. A su vez, *Rhizosolenia* sp. también presentó una relación positiva con la relación Ca/Fe. Se observó una correlación negativa entre las esporas de *Chaetoceros* y, el Río Paraná, el PDO, y el AAO. A su vez, se observó una correlación positiva entre éstas esporas y el SOI, y la relación Ca/Fe. Por otro lado, *Paralia sulcata* (*Par. sul.*) presentó una correlación positiva con el Río Uruguay, mientras que *Coscinodiscus radiatus* (*Cos. rad.*) indicó una correlación positiva con el AAO, al igual que *Diploneis bombus* (*Dip. bom.*) y una correlación negativa con la relación Ca/Fe (Tabla II).

### 3.0. Discusión

A partir de las dataciones realizadas mediante la técnica de  $^{210}\text{Pb}$  se observa que la tasa de sedimentación fue significativamente mayor en esta zona superficial (i.e. 13 mm año<sup>-1</sup>, últimos 100 cm), con respecto al resto del testigo (i.e. 8 mm año<sup>-1</sup>). Esta diferencia registrada, podría deberse al impacto antrópico sobre el sistema, durante los últimos 50 años (Soto et al. 2000). En este sentido, el uso de la cuenca de drenaje con fines agrícola-ganaderos, podría conllevar a un aumento en la erosión, y consecuentemente de la tasa de transporte y sedimentación (Cooper 1999). Bonachea et al. (2010) determinaron una tasa de sedimentación en el estuario RdIP de 12 mm año<sup>-1</sup>, entre 1987-2007, respecto a una tasa de 3 mm año<sup>-1</sup> precedente (1900-1985). Este aumento en la tasa de sedimentación en los últimos 20 años, lo atribuyen al aumento de la erosión, asociada: al incremento de las áreas cultivadas, de la población y del consumo energético, en la cuenca de drenaje. A partir de este nuevo modelo de edad-profundidad, a los 65 cm, se le asigna una edad de 1960. Determinando que la Z4, identificada en el capítulo 2, se haya depositado entre el 1960-presente (i.e. 2009).

Z4 indica influencia oceánica-estuarial en la plataforma continental uruguaya, con influencia variable del aporte continental. Esta condición ambiental puede inferirse a partir de los grupos de diatomeas indicadores de salinidad. Asimismo, las relaciones C/N (mayores a 10) indican aporte continental a la MO sedimentaria (capítulo 2, Lamb et al. 2006). Estas variaciones en los grupos de diatomeas pueden ser asociadas a cambios en los valores de las descarga del RdIP y/o en los vientos predominantes (asociados a la circulación atmosférica, i.e. ENOS, PDO, AAO, Garreaud et al. 2009). En este sentido, existe una progresiva migración del SVO-HS hacia latitudes más al sur, en las últimas tres décadas, consecuencia del impacto antrópico global (Blastoch et al. 2009). Consecuentemente, se observa un mayor registro de especies M, M-S en la plataforma continental, al igual que lo observado durante el PCM (período a su vez caracterizado por un desplazamiento hacia el sur del SVO-HS, Lamy et al. 2001), donde se registró dominancia de especies M (capítulo 2).

La presencia de especies como *Actinocyclus normanii* y *Cyclotella meneghiniana* exclusivamente en esta zona, puede estar indicando a su vez presión antrópica, al ser las mismas indicadoras de altas concentraciones de nutrientes en los sistemas acuáticos, bajo influencia antrópica (Coste y Prygiel 2000; Gómez y Bauer 2000; García-Rodríguez et al. 2007). Estas especies son comúnmente encontradas en las aguas eutróficas de la zona costera de Montevideo (Gómez y Bauer 200; Pérez 2010; García-Rodríguez et al. 2011). A su vez, los altos valores detectados de  $\delta^{15}\text{N}$  en esta zona, pueden estar sugiriendo un aumento de nutrientes de origen antropogénico en el sistema, durante la segunda mitad del siglo XX (capítulo 2, Botto et al. 2011). El aumento en los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  en las regiones costeras ha sido bien documentado y es atribuido al tratamiento de las aguas residuales en regiones urbanizadas (i. e. Buenos Aires y Montevideo) y a las actividades agropecuarias en las cuencas de drenaje (Kuramoto y Minagawa 2001).

Las relaciones de los elementos químicos (i.e. Fe, Ca, K, Ti, Al) en Z4, no son tan concordantes con el registro de diatomeas, como lo son en el resto del testigo (Fig. 7, capítulo 2). Esta discordancia entre ambos registros puede ser consecuencia de la

influencia antrópica bien marcada sobre el sistema en los últimos 50 años (probablemente asociada a la sobre-represación del Río Paraná. A su vez, fue registrada una fuerte tendencia incrementante del Fe, producto de las actividades humanas (i.e. actividad industrial, urbana y de navegación), a partir del año 1960 (García-Rodríguez et al. 2010).

Para estudiar la relación entre los eventos ENOS y el registro diatomológico, se realizó una correlación entre el registro de diatomeas y el índice SOI. 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 2011). Así, el SOI se correlacionó negativamente con las anomalías de los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay (las cuales están positivamente correlacionadas entre sí) y con el índice PDO. De esta manera, durante los episodios El Niño (equivalentes a SOI negativos), se produce un incremento de la precipitación en el SESA (Camilloni 2005 b; Garreaud et al. 2009; Córdoba 2011; García-Rodríguez et al. 2014), y consecuentemente se dan anomalías positivas en los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay (Depetris y Pasquini 2007 a). Este aumento en las precipitaciones sobre SESA, conduce a un aumento en la descarga del RdIP (Piola et al. 2005), que puede inducir una lengua de agua de baja salinidad y temperatura ( $\sim 32$  y  $18^{\circ}\text{C}$ ) hasta los  $23^{\circ}$  S (Campos et al. 1999). Por el contrario, los eventos la Niña, vinculados a valores positivos del SOI, generan una disminución en las precipitaciones (Barreiro 2010).

Se observa que existe una correlación positiva entre el ENOS y el PDO (Tabla 1), y aunque las causas no han sido totalmente entendidas, al PDO se lo asocia a los patrones ENOS, ya que las fases frías y cálidas en ambos modos climáticos presentan efectos similares (Garreaud et al 2009). Se observó que las anomalías en las precipitaciones durante El Niño/La Niña tienden a ser más fuertes/débiles, en las fases cálidas/frías del PDO (Garreaud et al. 2009). A partir de este trabajo se observa que las anomalías del Río Paraná están correlacionadas positivamente con el PDO y negativamente con el SOI (Tabla 1). Las mayores anomalías positivas de los caudales de ambos ríos se produjeron en los años 1965, 1982, 1992 y 1997 (Fig. 3), siendo la



anomalía de menor magnitud correspondiente al año 1965. Cabe destacar que estas anomalías fueron acompañadas por picos de alta abundancia del grupo D, con excepción del año 1997 que presentó un mayor registro de especie M-S (Fig. 3). Estos años con anomalías positivas en los caudales coincidieron con eventos El Niño, y a su vez, los eventos ocurridos en el 1982, 1992 y 1997 se presentaron bajo fase cálida del PDO (Compagnuci et al. 2002). Determinándose de esta manera, que efectivamente existen mayores anomalías de precipitación y de caudal durante los eventos El Niño asociados a fases cálidas del PDO (Garreaud et al. 2009), y que estos eventos quedan registrados en los sedimentos a partir del análisis de la composición de diatomeas (Fig.3). Por otro lado, no se observó correlación entre el AAO y los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay, ni con el resto de los índices climáticos utilizados. Por lo que dicho modo de oscilación podría no influir significativamente sobre las condiciones de precipitación registradas sobre el SESA.

El grupo MP presentó una correlación positiva con el SOI, lo cual sugiere una mayor influencia oceánica sobre la plataforma continental, durante períodos de bajo caudal del RdIP, asociados a eventos La Niña. Dentro del grupo M, las esporas de *Chaetoceros* y *Hyalodiscus radiatus* también presentaron una correlación positiva con el SOI, y las primeras en conjunto con *Ditylum brightwelli*, una correlación negativa con el PDO. Por lo tanto, este grupo de diatomeas podría ser un buen indicador de fases negativas del PDO y del ENOS, las cuales estarían generando un aumento de la salinidad en la plataforma continental uruguaya, consecuencia de la disminución en el aporte continental. Asimismo *Aulacoseira granulata* se correlacionó negativamente con el SOI y positivamente con el PDO. Esta especie, ampliamente registrada para el RdIP (Gómez y Bauer 2000; Licursi et al. 2006; Hassan 2010; García-Rodríguez et al. 2011), podría ser indicadora de períodos con aumento en las precipitaciones y caudal del RdIP, durante fases cálidas del ENOS y del PDO.

A partir de las variaciones en las abundancias de las especies de diatomeas, se diferenciaron dos períodos contemporáneos (Z1c y Z2c), los cuales estuvieron

estrechamente asociados con las tendencias observadas en los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay, durante los últimos 50 años.

**Z1c (1960-1975 AD).** La composición de diatomeas registrada presentó muchas especies marinas plantónicas, cosmopolitas o indicadoras de aguas cálidas, tales como *Thalassiosira oestrupii* var. *venrickae*, *Thalassiosira eccentrica*, *Thalassionema pseudonitzschoides*, esporas de *Chaetoceros* (*Ch. costatus*, *Ch. seiracantus*, *Ch. lorenzianus* y *Ch. didymus*), *Rhizosolenia* sp., *Ditylum brightwelli*, *Delphineis surirella*, y *Actinoptychus senarius* (Lange y Mostajo 1985; Hasle y Syversten 1996; Kandari et al. 2009; Sar et al. 2010). De esta manera, se infieren condiciones más marinas en la plataforma continental uruguaya durante este período.

Como se observa en el ACC de la Fig. 4, Z1c se asoció positivamente al índice SOI (presentando eventos persistentes La Niña) y a las relaciones Ca/Fe (las cuales se encuentran correlacionadas negativamente con el PDO y el AAO). Asimismo, Z1c se asoció negativamente al PDO (fase fría), y al caudal del Río Paraná (anomalías negativas) (Fig. 3 y 4). El grupo de especies MP presentó una correlación negativa con las anomalías del Río Paraná, y una correlación positiva con el SOI. Dentro de este grupo, las especies *Delphineis surirella*, *Thalassionema pseudonitzschoides*, *Rhizosolenia* sp., y las esporas de *Chaetoceros* sp. presentaron correlaciones negativas con las anomalías en el caudal del Río Paraná y *Chaetoceros* sp. y *Rhizosolenia* sp. correlaciones positivas con la relación Ca/Fe (Tabla II). De esta manera, el grupo MP y particularmente las especies indicadas anteriormente, y las relaciones Ca/Fe, podrían identificarse como *proxies* de condiciones marinas en la plataforma continental. Estos períodos de mayor salinidad se presentan como consecuencia de los bajos caudales registrados para el Río Paraná, principalmente asociados a fases frías del ENOS y del PDO.

**Z2c (1976-2009 AD).** Se observó una mayor variabilidad ambiental, con una fuerte influencia continental. Esta zona está asociada probablemente a la fuerte tendencia positiva registrada en las precipitaciones sobre el SESA, y en los caudales de los Ríos

Paraná y Uruguay, a partir del año 1970 (Compagnuci et al. 2002; Piovano et al. 2004 a; Camilloni 2005 b; Mauas et al. 2008; Carvalho et al. 2010). Se registró no solamente un aumento del caudal medio anual sino también aumento en la variabilidad del mismo a partir de 1970 AD (Camilloni 2005 b). Esta variabilidad se refleja en los grupos de diatomeas D, al observarse oscilaciones bien definidas en las abundancias durante este período. Aquí las anomalías positivas de las precipitaciones sobre el SESA, están asociadas a cambios en la circulación atmosférica tales como la migración hacia latitudes más al sur, del AAS (Camilloni 2005), y del SVO-HS (Biastoch et al. 2009). Asimismo, se asocian a una fase positiva del índice PDO, y a eventos El Niño más frecuentes e intensos (Garreaud et al. 2009).

Z2c se dividió a su vez en dos subgrupos (Fig. 3). El grupo 1 (1976-1989) se asoció a las especies mayoritariamente D, tales como *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* var. *angustissima*, *A. ambigua*, *A. muzzanensis*, *A. spp.*, *Eunotia spp.*, *Martyana martyi*, *Staurosira construens*, *Trigonium reticulum*, *Cyclotella meneghiniana* y *Paralia sulcata* erosionada. Estas especies fueron previamente registradas para el RdIP (costas norte y sur, Frenguelli 1941; Gómez y Bauer 2000; Ferrari y Pérez 2002; Licursi et al. 2006; Pérez 2010). En el diagrama ACC Z2c, se asoció positivamente al caudal del Río Paraná, Uruguay y al PDO, y negativamente al índice SOI (Fig. 3). Dentro de las especies asociadas a este grupo, *Aulacoseira granulata* presentó correlaciones significativas, positivas con el PDO, y negativas con el SOI. A su vez las especies *A. granulata* var. *angustissima* y *A. ambigua* presentaron una correlación positiva con el caudal del Río Paraná. Por lo tanto, este conjunto de especies pertenecientes al género *Aulacoseira*, las cuales dominan ampliamente en el RdIP (Gómez y Bauer 2000; Licursi et al. 2006; Hassan 2010), podrían ser utilizadas como *proxies* indicadores de períodos con una fuerte influencia continental sobre la plataforma. Consecuencia del aumento del caudal del Río Paraná, registrado en las fases cálidas del ENOS y del PDO (Garreaud et al. 2009). En este período de tiempo fue donde se observó la mayor anomalía en el caudal del Río Paraná, y por lo tanto del RdIP (Depetris y Paquini 2007 b), asociada al fuerte evento El Niño que ocurrió en el 1982 (Fig. 4, Nagy et al. 1998;

Compagnucci et al. 2002). Aquí, también se observó la mayor abundancia de especies D, principalmente *Aulacoseira ambigua* (Fig. 2).

El segundo subgrupo dentro de Z2c (1990-2007) estuvo asociado a las especies M-S del género *Cyclotella* (*C. cf. striata* y *C. cf. litoralis*), *Actinocyclus* (*A. octonarius* y *A. normanii*), y las M *Coscinodiscus radiatus*, *Diploneis bombus*, *Thalassiosira simonsenii* y *Paralia sulcata* (Fig.2). La mayoría de estas especies son planctónicas y han sido registradas anteriormente para la zona mixohalina del RdIP (Frenguelli 1941; Gómez y Bauer 2000; Licursi et al. 2006; García-Rodríguez et al. 2011; Hassan 2010; Pérez 2010). El grupo de diatomeas M-S, principalmente *Cyclotella striata*, se correlacionó positivamente con los caudales de ambos Ríos Paraná y Uruguay (Tabla II). Este subgrupo se asoció positivamente al caudal del Río Uruguay y a las relaciones Ti/Ca (Fig. 3), y a partir de la Tabla Ic se observa que, la relación Ti/Ca se correlacionó positivamente con el caudal del Río Uruguay. Esto es concordante con el hecho de que el Río Uruguay, dentro de la cuenca del RdIP, presenta un mayor contenido de Ti en la composición química de sus sedimentos (más de un orden de magnitud), respecto al resto de los tributarios de la cuenca del RdIP (Depetris y Pasquini 2007 a). A su vez, se observa que las mayores anomalías en el caudal del Río Uruguay durante los últimos 50 años, se dan en este período (1990-2007). Por lo tanto es esperable encontrar una mayor influencia estuarial-marina, en períodos de alta caudal del Río Uruguay (i.e. 1990-2007), con respecto a períodos de alto caudal del Río Paraná, ya que el primero contribuye únicamente con un 21 % de la descarga anual del RdIP, en comparación con el 79% restante que es aportado por el Río Paraná (Depetris y Pasquini 2007 b). De esta manera, el grupo 1 de Z2c (1976-1989) está asociado a mayores anomalías positivas en el caudal del Río Paraná y un mayor registro de especies D, mientras que el grupo 2 (1990-2007) se asoció a mayores anomalías en el caudal del Río Uruguay, y consecuentemente un mayor registro de especies M-S.

#### 4.0. Consideraciones finales

El registro de diatomeas en la plataforma continental uruguaya, estuvo fuertemente asociado a los cambios en los índices climáticos (i.e. SOI y PDO), que a su vez repercuten en las anomalías registradas en los caudales de los Ríos Uruguay y Paraná. El patrón en la distribución de las diatomeas en el testigo GeoB 13813-4 está relacionado a las fases del ENOS y del PDO.

A partir de este trabajo se infiere que las diatomeas pertenecientes al género *Aulacoseira*, en especial *A. granulata* son muy buenas indicadoras de condiciones de aumento del caudal del Río Paraná, bajo regímenes cálidos del PDO y ENOS, en la plataforma continental adyacente. Asimismo, se infiere que *Cyclotella striata* (especie M-S) es una especie indicadora de eventos de mayor descarga del RdIP, asociada a aumento del caudal de ambos Ríos Paraná y Uruguay. A su vez, se determinó a la especie *Paralia sulcata* como buena indicadora de condiciones más estuariales sobre la plataforma continental, asociadas a aumentos en el caudal del Río Uruguay. Por esta razón dicha especie debe de ser incluida dentro del grupo de las especies indicadoras M-S. Por otro lado, se determinó que el grupo M (principalmente MP) es un buen indicador de condiciones de caudal bajo del Río Paraná, determinando una mayor influencia de aguas con altas salinidades en la plataforma continental. Dentro de este grupo tan diverso, las especies que son buenas indicadoras de estas condiciones ambientales son: *Delphineis surirella*, *Thalassionema pseudonitzschoides*, *Rhizosolenia* spp. y esporas de *Chaetoceros*. Siendo estas últimas excelentes indicadores de esta condición de bajo caudal, asociado a fases frías del PDO y del ENOS. Debido a la buena correlación encontrada en este trabajo entre las esporas de *Chaetoceros* y las variables ambientales, es que se requiere de estudios actuales donde se evalúe la producción, sedimentación y preservación de las mismas frente a las variaciones ambientales. Por otro lado la especie *Ditylum brightwellii* a su vez resultó ser buena indicadora de condiciones de bajo caudal, por que la misma debe de ser incluida dentro del grupo de las especies indicadoras M.

## 5. Bibliografía

Acha E, Mianzan H, Iribarne O, Gagliardini D, Lasta C, Daleo P (2003) The role of the Río de la Plata bottom salinity front in accumulating debris. *Mar. Poll. Bull.* 46:197-202

Acha E M, Mianzan H W, Guerrero R A, Favero M, Bava J (2004) Marine fronts at the continental shelves of austral South America: Physical and ecological processes. *J. Marine Syst.* 44:83-105

Acha E, Mianzan H, Guerrero R, Carreto J, Giberto D, Montoya N, Carignan M (2008) An overview of physical and ecological processes in the Rio de la Plata Estuary. *Cont. Shelf Res.* 28:1579-1588

Adams S M (2005) Using multiple response bioindicators to assess the health of estuaries ecosystem: an operational framework. En: Bortone S E (ed) *Estuarine Indicators*. CRC Press, New York, pp 5-18

Appleby P G (2001) Chronostratigraphic techniques in recent sediments. En: Last W. M. y Smol J. P. (eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 1: Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp 171-201

Appleby P G (2008) Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review. *The Holocene* 18(1):83-93

Ayup-Zouain R N (1988) Algunas consideraciones sobre o intercâmbio sedimentar entre o Río de La Plata exterior e a plataforma Continental adjacente. Informe Unesco sobre Ciencias del Mar, pp 38-47

Barreiro M (2010) Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. *Clim. Dyn.* 35:1493-1508. Doi:10.1007/S00382-009-0666-9

Bender V B (2012) From shelf dynamics to shelf export: evidences from sedimentologic and paleoceanography slope record. Dissertation, University of Bremen, pp 120

Bender V B, Hanebuth T, Chiesi C M (2013) Holocene shifts of the subtropical shelf front off Southeastern South America controlled by high and low latitude atmospheric forcings. *Paleoceanography* 28:1-10. Doi: 10.1002/palo.20044

Bernal J P, Beramendi L, Lugo-Ibarra K, Daessle L W (2010) Revisión a algunos geocronómetros aplicables al Cuaternario. *B. Soc. Geol. Mex.* 62(3):305-323

Bianchi T S (ed) (2007) Biogeochemistry of estuaries. Oxford University Press, Texas, pp 700

Biaostoch A, Boning C W, Shwarzcopf F U, Lutjcharm J R E (2009) Nature 462:26. Doi: 10.1033/nature08519

Bisbal G A (1995) The southeast South American shelf large marine ecosystem: Evolution and components. Mar. Policy 19(1):21-38

Blackford J J, Chambers F M (1995) Proxy climate record for the last 1000 years from Irish blanket peat and a possible link to solar activity. Earth Planet Sci. Lett. 133:145-150

Bonachea J, Bruschi V M, Hurtado M A, Forte L M, da Silva R, Etcheverry M, Cavallotto J L, Dantas M F, Pejon O J, Zuquette L Z, Bezerra M A O, Remondo J, Rivas V, Gómez-Arozamena J, Fernández G, Cendrero A (2010) Natural and human forcing in recent geomorphic change; case studies in the Rio de la Plata basin. Sci. Total Environ. 408:2674-2695. doi:10.1016/J.SCITOTENV.2010.03.00

Botto F, Gaitán E, Mianzan H, Acha M, Giberto D, Schiariti A, Iribarne O (2011) Origin of resources and trophic pathways in a large SW Atlantic estuary: An evaluation using stable isotopes. Estuar. Coast Shelf Sci. 92: 70-77

Bozzano G, Violante R A, Cerredo M E (2011) Middle slope contourite deposits and associated sedimentary facies off NE Argentina. Geo-Mar. Lett. 31:495-507. DOI 10.1007/s00367-011-0239-x

Brodie C R, Casford J S L, Lloyd J M, Leng M J, Heaton T H E, Kendrick C P, Yongqiang Z (2011). Evidence for bias in C/N,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  values of bulk organic matter, and on environmental interpretation, from a lake sedimentary sequence by pre-analysis acid treatment methods. Quaternary Sci. Rev. 30:3076-3087

Burone F (1984) Estudio taxonómico de las Bacillriophyceae de la Bahía de Montevideo (República Oriental del Uruguay). Tesis de Licenciatura, Facultad de ciencias, Montevideo, Uruguay. pp.230

Burone L, Muniz P, Pires-Vanin A M, Rodriguez M (2003) Spatial distribution of organic matter in the surface sediments of Ubatuba Bay (Southeastern–Brazil). An. Acad. Bras. Cien. 75(1): 1-14

Burone L, Mahiques M M, Figueira R C L, García-Rodríguez F, Sprechmann P, Alvarez Y, Muniz P, Brugnoli E, Venturini N, Sousa S H, Centurion V (2011) Evolución paleoambiental de la Bahía de Montevideo. En: García-Rodríguez (ed) El Holoceno en la zona costera de Uruguay. Universidad de la Republica (UdelaR), pp:197-227

Burone L, Sousa S H M, Mahiques M M, Valente P, Ciotti A, Yamashita C (2011) Benthic foraminiferal distribution on the southeastern Brazilian shelf and upper slope. *Mar. Biol.* 158:159-179. DOI 10.1007/s00227-010-1549-7

Burone L, Centurión V, Cibils L, Franco-Fraguas P, García-Rodríguez F, García G, Pérez L (2012) Sedimentología y Paleoceanografía. En: Programa oceanográfico de caracterización del margen continental uruguayo-ZEE, pp 373

Burone L, Ortega L, Franco-Fraguas P, Mahiques M, García-Rodríguez F, Venturini N, Marin Y, Brugnoli E, Nagai R, Muniz P, Bicego M, Figueira R, Salaroli A (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. *Cont. shelf Res.* 55:141-154

Burrage D, Wesson J, Martinez C, Pérez T, Moller O, Piola A (2008) Patos Lagoon outflow within the Río de la Plata plume using an airborne salinity mapper: Observing an embedded plume. *Cont. Shelf Res.* 28:1625-1638

Bradley R S, Hughes M K, Diaz H F (2003) Climate in Medieval times. *Science* 302:404-405

Bricker S B, Ferreira J G, Simas T (2003) An integrated 55 methodology for assessment of estuarine trophic status. *Ecological Modelling* 169: 39-60. doi:10.1016/S0304-3800(03)00199-6

Bricker S B, Longstaff B, Dennison W, Jones A, Boicourt K, Wicks C, Woerner J (2008) Effects of nutrient enrichment in the nation's estuaries: a decade of change. *Harmful Algae* 8: 21-32. doi:10.1016/J.HAL.2008.08.028

Calliari D, Brugnoli E, Ferrari G, Vizziano D (2009) Phytoplankton distribution and production along a wide environmental gradient in the South-West Atlantic off Uruguay. *Hydrobiologia* 620:47-61. DOI 10.1007/s10750-008-9614-7

Camilloni I (2005 a) Tendencias climáticas. En: Barros V, Menendez A. Nagy G (eds) *El cambio climático en el Río de la Plata*. CIMA. Buenos Aires 13:19

Camilloni I (2005 b) Variabilidad y tendencias hidrológicas en la cuenca del Plata. En: Barros V, Menendez A. Nagy G (eds) *El cambio climático en el Río de la Plata*. CIMA. Buenos Aires 20:31

Campos E, Lentini C D, Miller J L, Piola A. R. (1999) Interannual variability of the sea surface temperature in the South Brazil Bight. *Geophys. Res. Lett.* 26(14):2061-2064

Carvalho, M. C. 2008. Uso dos isotopos estaveis de Carbono, Nitrogenio e Enxofre em estudos de ecologia costeira. *Oecol. Bras.* 12(4): 694-705



Carvalho L M V, Jones C, Silva A E, Liebmann B, Silva Días P L (2010) *Int J Climatol*, published online ([www.interscience.wiley.com](http://www.interscience.wiley.com)). Doi: 10.1002/Joc.2147

Cavallotto J L (2002) Evolución Holocena de la Llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 57(4):376-388

Cavallotto J L, Violante R, Parker G (2004) Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina). *Quat Int* 114:155-165

Cavallotto J L, Violante R, Colombo F (2005) Evolución y cambios ambientales de la llanura costera de la cabecera del Río de la Plata. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 60(2):353-367

Chiessi, C M, Miltza S G, Jeroen S J B., Campos M C., Gurgel M H C (2013) Variability of the Brazil Current during the late Holocene. *Palaeo3*. Doi: 10.1016/j.palaeo.2013.12.005

Cioccale M (1999) Climatic conditions in the central region of Argentina in the last 1000 years. *Quat. Int.* 62:35-47

Ciotti A M, Odebrecht C, Fillmann G, Moller O O (1995) Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. *Cont. Shel. Res.* 15(14): 1737-1756

Compagnucci R H, Agosta E A, Vargas W M (2002) Climate change and quasi-oscillations in central West Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with Southern African region. *Clim. Dynam.* 18: 421-435

Cooper S R (1999) Estuarine paleoenvironmental reconstructions using diatoms. En: Stroemer E F, Smol J (eds) *The diatoms: applications for the environmental and earth science*. Cambridge Univ. Press, New York, pp 352-373

Córdoba F (2011). 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 de Doctorado en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, pp 263

Correa I C S, Ayup-Zouain R N, Weschenfelder J, Tomazelli L J (2008) Areas fontes dos minerais pesados e sua distribuição sobre a plataforma continental sul-brasileira, uruguaia e norte-argentina. *Revista Pesquisas em Geociencias* 35(1): 137-150

Coste M, Prygiel J (eds) (2000) *Guide méthodologique pour la mise en oeuvre de l'Indice biologique diatomées*. Cemagref, Bordeaux, pp134

Cheng Z, Gao Y, Dickman M (eds) (1996) *Colour Plates of the Diatoms*. China, Beijing, pp120

Crosta X, Pichon J J, Labracheriem M (1997) Distribution of *Chaetoceros* resting spores in modern periantartic sediments. *Mar. Micropaleontol.* 29:283-299

Croudace I W, Rindby A, Rothwell G (2006) ITRAX: Description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. En: Rothwell RG (ed) *New techniques in sediment core analysis*. Special publication, 267, Geological Society, London pp: 51-63

Cruz F W, Wang X, Auler A, Vuille M, Burns S, Edwards R, Karmann, Cheng H (2009) Orbital and millennial-scale precipitation changes in Brazil from speleothem records. En: Vimeux F, Sylvestre F, Khodri M (eds) *Past climate variability in South America and surrounding regions, from the last glacial maximum to the Holocene*. Springer, pp 29-60

Day J W, Hall A S, Kemp M W, Yañez-Aranciva A (1986) *Estuarine Ecology*. John Wiley and sons, New York, pp 558

Dell'Uomo A (2004) L'indice diatamico di eutrofizzazione/polluzione (EPI-D) nel monitoraggio delle acque correnti. Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici Centro Tematico Nazionale "Acque Interne e Marino Costiere", pp 107

del Puerto L, García-Rodríguez F, Bracco R, Castiñeira C, Blasi A, Inda, Mazzeo N, Rodríguez A (2011). Evolucion climatica holocenica para el sudeste de Uruguay, Analisis multi-proxy en testigos de lagunas costeras. En: García-Rodríguez (ed) *El Holoceno en la zona costera de Uruguay*. Universidad de la Republica (UdelaR), pp:117-154

del Puerto L, Bracco R, Inda H, Gutierrez O, Panario D, García-Rodríguez F (2013) Assessing links between late Holocene climate change and paleolimnological development of Peña Lagoon using opal phytoliths, physical, and geochemical proxies. *Quat. Int.* 287:89-100. doi:10.1016/j.quaint.2011.11.026

Denys L, De Wolf H (1999) Diatoms as indicators of coastal paleoenvironments and relative sea-level change. En: Stoermer E F, Smol J (eds) *The Diatoms: applications for the environmental and earth science*. Cambridge Univ. Press, New York, pp 265-277

Depetris P J, Pasquini A I (2007 a) The geochemistry of the Paraná river: an overview. En: Parma M J (eds) *Limnology of a subtropical wetland*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp144-174

Depetris P J, Pasquini A I (2007 b) Discharge trends and flow dynamics of southern southamerican rivers draining the southern Atlantic seaboard: an overview. *J. Hidrol.* 333: 385-399. doi: 10.1016/j.hydrol.2006.09005

De Wolf H (1982) Method of coding of ecological data from diatoms for computer utilization. *Med. Rijks. Geol. Dienst.* 36:95-99

Espinosa M (2003) Paleoenvironmental reconstruction of Holocene coastal deposits from the southeastern Buenos Aires province, Argentina. *J. Paleolimnol.* 29:49-60

Espizua L E, Pitte P (2009) The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes (35°S), Argentina. *Palaeogeogr. Palaeocl.* 281:345–350

Fairchild I J (1988) Techniques in sedimentology. En: Tucker M (ed) *Chemical analysis of sedimentary rocks* cap10

Ferrando H J (1962) Frecuencia estacional del microplancton costero de Montevideo durante el año 1959. *Contribuciones planctológicas I*, Servicio Oceanográfico y de Pesca

Ferrari G, Pérez M C (2002) Fitoplancton de la costa platense Atlántica de Uruguay (1993-1994). *Iheringia Ser. Bot.* 57(2): 263-278

Fontana S L (2005) Holocene vegetation history and palaeoenvironmental conditions on the temperate Atlantic coast of Argentina, as inferred from multi-proxy lacustrine records. *J. Paleolimnol.* 34:445–469. DOI 10.1007/s10933-005-5792-8

Francus P, Lamb H, Nakawaga T, Marshall M, Brown E (2009) The potential of high resolution X-ray fluorescence core scanning: Applications in paleolimnology. *PAGES news* 17(9):93-95

Frenquelli J (1941) Diatomeas del Río de la Plata. *Revista Museo Nacional La Plata* III:213-334

Frenquelli J (1945) Diatomeas del Platense. *Revista Museo Nacional La Plata* III:77-221

Fryxell G A, Hasle G R (1980) The marine diatom *Thalassiosira oestrupii*: structure, taxonomy and distribution. *Amer. J. Bot.* 67(5):804-814

Gaiser E, Wachnicka A, Ruiz P, Tobias F, Ross M (2005) Diatom indicators of ecosystem change in subtropical coastal wetlands. En: Stephen A. Bortone (ed.). *Estuarine Indicators*. CRC Press, New York, pp 127-144

García-Rodríguez F, Metzeltin D, Sprechmann P, Trettin R, Stams G, Beltrán-Morales L F (2004 a) Upper Pleistocene and Holocene paleosalinity and trophic state changes in relation to sea level variation in Rocha Lagoon, southern Uruguay. *J. Paleolimnol.* 32:117-135

García-Rodríguez F, Sprechmann P, Metzeltin D, Scafati L, Melendi D L, Volkheimer W, Mazzeo N, Hiller A, Von Tümpling W, Scasso F (2004 b) Holocene trophic state changes in relation to sea level variation in Lake Blanca, SE Uruguay. *J. Paleolimnol.* 31:99-115

García-Rodríguez F, Metzeltin D, Sprechmann P, Beltrán-Morales LF (2004 c) Upper Pleistocene and Holocene development of Castillos Lagoon in relation to sea level variation, SE Uruguay. *N. J. Geol. Paläont. Mhft.* 641-661

García-Rodríguez F, Anderson C R, Adams J B (2007) Paleolimnological assessment of human impacts on an urban south African lake. *J. Paleolimnol.* 38(3): 297-308

García-Rodríguez F, Hutton M, Brugnoli E, Venturini N, del Puerto L, Inda H, Bracco R, Burone L, Muniz P (2010) Assessing the effect of natural variability and human impacts on the environmental quality of a coastal metropolitan area (Montevideo Bay, Uruguay). *PANAMJAS* 5(1):90–99

García-Rodríguez F, del Puerto L, Pita A L, Brugnoli E, Burone L, Muniz P (2011) Diatoms, protein and carbohydrate sediment content as proxies for coastal eutrophication in Montevideo, Río de la Plata estuary, Uruguay. *Braz. J. Oceanogr.* 59(4): 293-310

García-Rodríguez F, Brugnoli E, Muniz P, Venturini N, Burone L, Hutton M, Rodríguez M, Pita A, Kandravicius N, Perez L, Verocai J (2014) Warm-phase ENSO events modulate the continental freshwater input and the trophic state of sediments in a large South American estuary. *Mar. Freshwater Res.* 65:1-11

Garreaud R D, Vuille M, Compagnucci R, Marengo J (2009) Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* 281(3-4):180-195

Giberto D A, Bremec C S, Cortelezzi A, Rodrigues C A, Brazzeiro A (2007) Ecological boundaries in estuaries: macrobenthic  $\beta$ -diversity in the Río de la Plata system (34–36°S). *J. Mar. Biol. Assoc. UK* 87:377-381. Doi:10.1017/S0025315407050126

Goldberg E D, Arrhenius G O S (1958) Geochemistry of pacific pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 13: 153-212

Gómez N, Bauer D E (2000) Diversidad fitoplanctónica en la franja costera Sur del Río de la Plata. *Biol. Acuát.* 19:7-26

Guerrero R, Acha E, Framiñan M, Lasta C (1997) Physical oceanography of the Rio de la Plata Estuary, Argentina. *Cont. Shelf. Res.* 17(7):727-742

Gyllencreutz R, Mahiques M M, Alves D V P, Wainer I K C (2010) Mid- to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size records. *The Holocene* 20(6):863-875

Hasle G R, Syvertsen E E (1996) Marine diatoms. En: Tomas C R (ed) *Identifying marine phytoplankton*. Academic Press, San Diego, California

Hassan K M, Swinehart J B, Spalding R F (1997) Evidence for Holocene environmental change from C/N ratios,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  values in Swan Lake sediments, western Sand Hills, Nebraska. *J. Paleolimnol.* 18: 121-130

Hassan, G. 2010. Paleoeological significance of diatoms in argentinean estuaries. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), pp 113

Henderson G H (2002) New oceanic proxies for paleoclimate. *Earth Planet Sc. Lett.* 203:1-13

Hernández-Molina F J, Paterlini C M, Violante R A, Somoza L, Ribesco M, Uenzelman-Neben J (2010) Giant Mounted drifts in the argentine continental margin. International geological congress on the Southern Hemisphere, Mar del Plata, Argentina

Iriondo M (1999) Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quatern. Int.* 57/58:93-112

Ishii K-I, Iwataki M, Matsuoka K, Imai I (2011) Proposal of identification criteria of resting spores of *Chaetoceros* species (Bacillariophyceae) from a temperate coastal sea. *Phycol.* 50(4):351-362. DOI: 10.2216/10-36.1

Kandari M, Rifaie K, Yamani F Y (eds) (2009) Diatoms. En: *Marine phytoplankton atlas of Kuwait's water*. Kuwait Institute for Scientific Research, Kuwait

Karst T L, Smol J P (2000) Paleolimnological evidence of limnetic nutrient concentration equilibrium in a shallow, macrophyte-dominated lake. *Aquat. Sci.* 62:20-38

Killops S, Killops V (eds) (2005) *Introduction to Organic Geochemistry*. 2<sup>da</sup> edición. Blackwell Science Ltd, Oxford, pp 393

Kingston J C (2003) Araphid and monoraphid diatoms. En: Wehr J D, Sheath R G (eds) *Freshwater algae of North America, ecology and classification*. Elsevier Science pp 596-636

Kociolek J D, Spaulding S A (2003) Eunotioid and symmetrical Naviculoid diatoms. En: Wehr J D, Sheath R G (eds) *Freshwater algae of North America, ecology and classification*. Elsevier Science, pp 655-668

Krastel S, Wefer G, Hanebuth T J J, Antobreh A A, Freudenthal T, Preu B, Schwenk T, Strasser M, Violante R, Winkelmann D (2011) Sediment dynamics and geohazards off Uruguay and the de la Plata River region (northern Argentina and Uruguay). *Geo-Mar. Let.* 31(4):271-283. DOI 10.1007/s00367-011-0232-4

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) – Montevideo (Uruguay). *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 285, pp 79

Kuramoto T, Minagawa M (2001) Stable Carbon and Nitrogen isotopic characterization of organic matter in a mangrove ecosystem on the Southwestern Coast of Thailand. *J. Oceanogr.* 57:421-431

Kurucz A, Massello A, Méndez S, Cranston R, Wells P (1998) Calidad ambiental del Río de la Plata. En: Wells P G, Daborn G R (eds) *Río de la Plata una revisión ambiental*. University of Dalhousie, pp 248

Lalli C M, Parson T (eds) (1997) *Biological Oceanography: An introduction*. Oxford, Butterworth-Heinemann, pp 226

Lamb A L, Wilson G P, Leng M J (2006) A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}C$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Sci. Rev.* 75:29-57

Lamy F, Hebborn D, Rohn U, Wefer G (2001) Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the southern westerlies. *Earth Planet Sc. Lett.* 185: 369-382

Lange C B, Mostajo E L (1985) Phytoplankton (diatoms and silicoflagellates) from the south western Atlantic Ocean. *Bot. mar.* 27: 469-476

Lantsch H, Hanebuth T J J, Chiessi C M, Schwenk T, Violante R (2014) A high-supply sedimentary system controlled by strong hydrodynamic conditions (the continental margin off the Plata Estuary during the late Quaternary. *Quat. Res.* 81(2):339-354

Laprida C, García Chaporí N, Violante R A, Compagnucci R H (2007) Mid Holocene evolution and paleoenvironments on the shore face-offshore transition, north eastern Argentina: new evidence base on benthic microfauna. *Mar. Geol.* 240:43-56

Laprida C, García Chaporí N, Chiessi C M, Violante R A, Watanabe S, Totah V (2011) Middle Peistocene sea surface temperature in the Brazil-Malvinas Confluence

Zone: Paleoceanographic implications based in planktonic foraminifera. *Micropaleontology* 57(2):183-196

LeGrande A N, Schmidt G A (2011) Water isotopologues as a quantitative paleosalinity proxy. *Paleoceanography* 26, PA3225, doi:10.1029/2010PA002043

Libes S (2009) Introduction to marine biogeochemistry, segunda edicion, ELSEVIER, Academic Press, pp 893

Licursi M, Sierra M V, Gómez N (2006) Diatom assemblages from a turbid coastal plain estuary: Río de la Plata (South America). *J. Marine Syst.* 62:33-45

Lopez-Laborde J (1998) Marco geomorfológico y geológico del Río de la Plata. En: Wells P G, Daborn G R (eds) *Río de la Plata una revisión ambiental*, University of Dalhousie pp 248

Lopez-Laborde J, Perdomo A, Gómez-Erache M. (eds) (2000) Diagnostico ambiental y socio-demográfico de la zona costera Uruguaya del Río de la Plata. Informe ECOPLATA, pp180

Lowemark C, Chen H, Yang T-N, Kylander M, Yu E-F, Hsu Y-W, Lee T-Q, Song S-R, Jarvis S (2011) Normalizing XRF scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *J Assia Earth Sci.* 40:1250-1256

Mahiques M M, Fukumoto M, Silveira I L A, Figueira R C L, Bicego M, Lourenco R, Sousa S H H (2007) Sedimentary changes of the south eastern brazilian upper slope, during the last 35000 years. *An Acad Bras Ciênc* 79(1):171-181

Mahiques M M, Marcolini S, Violante R A, Lopes Figueira R C, Almeida da Silveira I C, Burone L. de Mello S H (2008) Nd and Pb isotope signatures on the Southeastern South American upper margin: Implications for sediment transport and source rocks. *Mar. Geol.* 250:51-63

Mahiques M M, Wainer I K C, Burone L, Nagai R, Sousa S H M, Lopes Figueira R C, da Silveira I C A, Bicego M C, Alves D P V, Hammer O (2009) A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. *Quatern. Int.* 206:52-61

Mann D G (2010) Diatoms. Version 07 february 2010 (under construction). <http://tolweb.org/Diatoms/21810/2010.02.07> in the tree of life Web Project, <http://tolweb.org/>

Mantua NJ, Hare SR, Zhang Y, Wallace JM, Francis RC. 1997. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with impacts on salmon production. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 78: 1069–1079

Martínez S, Rojas A, Ubilla M, Verde M, Perea D, Piñeiro G (2006) Molluscan assemblages from the marine Holocene of Uruguay: composition, geochronology, and paleoenvironmental signals. *Ameghiniana* 43(2):1-15

Martins L R, Martins I R, Urien C M (2003) Aspectos sedimentares da plataforma continental na área de influencia de Rio de La Plata. *Gravel* 1:68-80. ISSN1678-5975

Masello A, Menafrá R (1998) Macrobenthic communities of the Uruguayan coastal zone and adjacent areas. En: Wells P G, Daborn G R (eds) *Río de la Plata una revisión ambiental*, University of Dalhousie pp 248

Mauas P J D, Flamenco E, Buccino A P (2008) Solar forcing of the stream flow of a continental scale South American river. *Phys. Rev. Lett. (PRL)* 101

Mauas P J D, Buccino A P, Flamenco E (2010) Long-term solar activity influences on South American rivers. *J. Atmos. and Solar-Terr. Phy.* 73: 377-382

Méndez S, Gómez M, Ferrari G (1998) Planktonic studies of the Río de la Plata. En: Wells P G, Daborn G R (eds) *Río de la Plata una revisión ambiental*, University of Dalhousie, pp 248

Metzeltin D, García-Rodríguez F (2003) *Las Diatomeas Uruguayas*. Facultad de Ciencias, Montevideo, Uruguay, pp 208

Metzeltin D, Lange-Bertalot H, García-Rodríguez F (2005) Diatoms of Uruguay - Taxonomy, Biogeography, Diversity. In: Lange-Bertalot H, Gantner Verlag A R G (eds) *Iconographia Diatomologica* (15). Koenigstein, Germany, pp 737

Meyer I, Wagner I (2009) The Little Ice Age in Southern South America: Proxy and model based evidence. En: Vimeux F, Sylvestre F, Khodri M (eds) *Past climate variability in South America and surrounding regions, from the last glacial maximum to the Holocene*. Springer, pp 395-412

Moller Jr O O, Piola A R, Freitas A C, Campos E (2008) The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Cont. Shelf Res.* 28(13):1603-1624

Moy C M, Dunbar R B, Moreno P I, Francois J-P, Villa-Martínez R, Mucciarone D M, Guilderson T P, Garreaud R D (2008). Isotopic evidence for hydrologic change related to the Westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millennium. *Quaternary Sci. Rev.* 27: 1335-1349

Moy C M, Moreno P I, Dunbar R B, Kaplan M R, Francois J-P, Villalba R, Haberzettl T (2009) Climate change in Southern South America during the last two millennia. En: Vimeux F, Sylvestre F, Khodri M (eds) *Past climate variability in South*



America and surrounding regions. *Developments in paleoenvironmental research* (14). Springer, pp 353-393

Müller A, Mathesius U (1999) The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, I. The application of sedimentary Corg/N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* 145:1-16

Müller-Melchers P (1945). Diatomeas procedentes de algunas muestras de turba del Uruguay. *Comunicaciones Botánicas del Museo de Historia Natural de Montevideo* 1(17):1-25

Müller-Melchers P (1953) Sobre algunas diatomeas planctónicas de Atlántida (Uruguay), *Physis* 20(59):459-466

Müller-Melchers P (1959) Plankton diatoms of the Southern Atlantic of Argentina and Uruguay coast. *Comunicaciones Botánicas del Museo de Historia Natural de Montevideo* 3(38):1-53

Nagai R H, Sousa S H M, Burone L, Mahiques M M (2009) Paleoproductivity changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian continental margin: Benthic foraminifera and sedimentological proxies. *Quatern. Int.* 20:62-71

Nagai R H, Ferreira P A L, Mulkherjee S, Martins V M, Figueira R C L, Sousa S H M, Mahiques M M (in press) Hidrodinamic controls on the distribution of surface sediments from the southeast South American continental shelf between 23 S and 38 S. *Cont. Shelf. Res.* doi.org/10.1016/j.csr.2013.09.016

Nagy G J, Martinez C M, Caffera R M, Pedrosa G, Forbes E A, Perdomo A, Lopez Laborde J (1998) The hydrological and climatic setting of the Rio de la Plata. En: Wells P G, Daborn G R (eds) *Río de la Plata una revisión ambiental*, University of Dalhousie pp 248

Nagy G J, Gómez-Erache M, Lopez C H, Perdomo A C (2002) Distribution patterns of nutrients and symptoms of eutrophication in the Rio de la Plata River Estuary System. *Hydrobiologia* 475/476:125-139

Nagy G J, Lappo S, Morozov E G, Severov D N, Sokov A V, Klyuvitkin A A (2004). Frontal mixing of river and sea water in Rio de la Plata. *Dokl. Earth Sci.* 401: 226-228.

Negri R M, Benavides H R, Carreto J I (1988) Algunas características del fortalecimiento del fitoplancton en el frente del Río de la Plata: Las asociaciones fitoplanctónicas. *Publ. Com. Téc. Mar.* 4:151-161

Newkom R, Gergis J (2011) Southern Hemisphere high-resolution paleoclimatic records of the last 2000 years. *The Holocene* 22(5):501-524

Nybakken, J. W. 1997. *Marine Biology: An Ecological Approach*. 4<sup>ta</sup> edición. Adisson-Wesley Educational Publishers Inc, pp 481

Onodera J, Takahashi K (2008) Long-term diatom fluxes in response to oceanographic conditions at stations AB and SA in the central subarctic Pacific and the Bering Sea, 1990–1998. *Deep-Sea Res. PTI* 56 (2):189-211. Doi:10.1016/j.dsr.2008.08.006

Ortega L, Martínez A (2007) Multiannual and seasonal variability of water masses and fronts over the Uruguayan shelf. *J Coastal Res* 23(3):618–629

Otmann F, Urien C M (1966) Sur quelques problèmes sédimentologiques dans le Rio de la Plata. *Rev Geol Dyn Geogr* 8(3):209-224

Paerl H W, Dyle J, Pinckney J L, Valdes L M, Millie D F, Moisander P H, Morris J T, Bendis B, Piehler M F (2005). Using microalgal indicators to asses human and climate induced ecological change in Estuaries. En: Stephen A. Bortone (ed.) *Estuarines Indicators*. CRC PRESS, New York (11), pp 145-174

Papanicolaou T, Fox J (2004) Tracing sediment sources by using stable carbon and nitrogen isotopes: an exploratory research. IIHR-Hydroscience & Engineering College of Engineering, Technical Report 437, pp15

Parker G (1990) Estratigrafía del Río de la Plata. *Rev Asoc Geol Argent* 3/4:193-304

Parker G, Violante R A, Paterlini C M, Costa I P, Marcolini S I, Cavallotto J L (2008) Las secuencias depositacionales del plioceno-cuaternario en la plataforma submarina adyacente al litoral del este bonaerense. *Lat. Am. J. Sedimentol. Basin Anal* 15(2):105-124. ISSN 1669 7316

Perez L. 2010 Distribución de diatomeas en sedimentos superficiales a través de un gradiente trófico y de salinidad, en el Río de la Plata. Bachelor Dissertation, Facultad de ciencias, Montevideo, Uruguay, pp 47

Pimenta F M, Campos E, Miller J, Piola A A (2008) numerical suty of the la Plata River plume along the southeastern South American continental shelf. *Braz. J. Oceanogr.* 53(3-4)129:146

Piola A, Campos D, Moller O, Charo M, Martinez C (2000) Subtropical shelf front off eastern South America. *J. Geoph. Res.* 105(C3):6565-6578

Piola A R (2002) El impacto del Plata sobre la plataforma continental. Taller "El Niño: sus impactos en el Río de la Plata y en la región pampeana", pp 28-39

Piola A R, Matano R P, Palma E D, Moller Jr O O, Campos E J D (2005) The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophys. Res. Lett.* 32 L01603. Doi:10.1029/2004GL021638

Piola A R, Moller O O, Guerrero R A, Campos E J D (2008) Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: Winter 2003 and summer 2004. *Cont. Shelf Res.* 28: 1639-1648. DOI: 10.1016/j.csr.2008.03.013

Pittauerová D, Hettwig B, Fischer H G (2011) PB-210 sediment chronology: Focused on supported lead. *Radioprotection* 46(6):277-282. DOI:10.1051/radiopro/20116666s

Piovano E L, Ariztegui D, Bernasconi S M, Mckenzie J A (2004 a) Stable isotopic record of hydrological changes in subtropical laguna Mar Chiquita (Argentina) over the last 230 years. *The Holocene* 14(4):525-535

Piovano E L, Larizzatti F E, Fávoro O I T, Olivera S M B, Damatto S R, Mazzilli B P, Ariztegui D (2004 b) Geochemical response of a closed-lake basin to 20<sup>th</sup> Century recurring droughts, wet intervals in the subtropical Pampean plains of South America. *J. Limnol.* 63(1):21-32

Piovano E L, Ariztegui D, Cordoba F, Cioccale, Sylvestre F (2009) Hydrological variability in South America below the tropic of Capricorn (Pampas and Patagonia, Argentina) during the Last 13.0 Ka. En: Vimeux F, Sylvestre F, Khodri M (eds) *Past climate variability in South America and surrounding regions, from the last glacial maximum to the Holocene.* Springer, pp 323-352

Rabalais N N, Turner R E, Gupta B K, Platon E, Parson M L (2007) Sediments tell the history of eutrophication and hypoxia in the northern Gulf of Mexico. *Ecol. Appl.* 17(5):129-143

Razik S, Chiessi C M, Romero O E, von Dobeneck T (2013) Interaction of the South American Monsoon System and the South Westerly Wind Belt during the last 14kyr. *Palaeo.* 374:28-40

Reimer P J, Baillie M G L, Bard E, Bayliss A, Beck J W, Blackwell P G, Ramsey B, Buck C E, Burr G S, Edwards R L, Friedrich M, Grootes P M, Guilderson T P, Hajdas I, Heaton T J, Hogg A G, Hughen K A, Kaiser K F, Kromer B, McCormac F G, Manning S W, Reimer R W, Richards D A, Southon J R, Talamo S, Turney C S M, van der Plicht J, Weyhenmeyer C E (2009) IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 51 (4):1111-1150

Rein B, Luckage A, Frank S (2004) A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval Period. *Geophys. Res. Lett.* 31. Doi: 10.1029/2004GLO2016

Rein B, Luckge A, Reinhardt L, Sirocko F, Wolf A, Dullo W C (2005) El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography* 20 PA4003. Doi:10.1029/2004PA001099

Romero O E, Lange C B, Fischer G, Treppke U F, Wefer G (1999) Variability in export production documented by downward fluxes and species composition of marine planktonic diatoms: Observations from the tropical and equatorial Atlantic. En: Fischer G, Wefer G (eds) *Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Universitat Bremen, Springer, pp 734

Romero O E, Hensen C (2002) Oceanographic control of the biogenic opal and diatoms in surface sediments of the Southwestern Atlantic. *Mar. Geol.* 186(3-4):263-280

Ropelewski C F, Jones P D (1987). An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation index. *Mon. Weather Rev.* 115: 2161–2165

Rosenbauer R J, Swarzenski P W, Kendall C, Orem W H, Hostettler F D, Rollog M E (2009) A carbon, nitrogen, and sulfur elemental and isotopic study in dated sediment cores from the Louisiana Shelf. *Geo-Mar. Lett.* 29:415-429. DOI 10.1007/s00367-009-0151-9

Round F E, Crawford R M, Mann D G (eds) (1990) *The Diatoms: Biology and Morphology of the genera*. Cambridge University Press, pp 747

Saino T, Shang S, Mino Y, Suzuki K, Nomura H, Saitoh S, Miyake H, Masuzawa T, Harada K (1998) Short term variability of particle fluxes and its relation to variability in sea surface temperature and chlorophyll *a* field detected by Ocean Color and Temperature Scanner (OCTS) off Sanriku, northwestern North Pacific in the spring of 1997. *J. Oceanogr.* 54(5):583-592. DOI: 10.1007/BF02742460

Sancetta C (1999) Diatoms and marine paleoceanography. En: Stoermer E F, Smol J (eds) *Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Science*. Cambridge Univ. Press, New York, pp 374-388

Sar E A, Sunesen I, Castaños C (2001) Marine diatoms from Buenos Aires waters (República Argentina). I. *Thalassiosiraceae*. *Nova Hedwigia* 73(1-2):199-228

Sar E A, Sunesen I, Fernandez P V (2007) Marine diatoms from Buenos Aires waters (República Argentina). II. *Thalassionemataceae* and *Rhaphoneidaceae*. *Rev. Chil. Hist. Nat.* 80:63-79

Sar E A, Sunesen I, Lavigne A S (2010) *Cymatotheca*, *Tryblioptychus*, *Skeletonema* and *Cyclotella* (Thalassiosirales) from Argentinian coastal waters. Description of *Cyclotella cubiculata* sp. nov. *Vie milieu* 60 (2):135-156

Savage C (2005) Tracing the influence of sewage Nitrogen in a coastal ecosystem using stable Nitrogen isotopes. *Ambio*. 34(2): 145-150.

Savage C, Leavitt P R, Elmgren R (2010) Effects of land use, urbanization, and climate variability on coastal eutrophication in the Baltic sea. *Limnol. Oceanogr.* 55(3):1033-1046

Siqueiros-Beltrones D A (2002) *Diatomeas bentónicas de la península de baja California, diversidad y potencial ecológico*. 1<sup>ra</sup> edición. Cicimar-Ipn, México, pp 137

Sijp W P, England M H (2008) The effect of a northward shift in the southern hemisphere westerlies on the global ocean. *Prog. Oceanogr.* 79:1-19

Smol J P (2008) *Pollution of lakes and rivers, a paleoenvironmental perspective*. 2<sup>da</sup> edición. Editorial Blackwell, pp 383

Snoeijs P (1999) Diatoms and environmental change in brackish waters. In: Stoermer E F, Smol J (eds) *Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Science*. Cambridge Univ. Press, New York, pp 374-388

Soto J, Gómez J, Díaz O, Golen A (2000). Estudio de tasas de sedimentación y datación de sedimentos de la Bahía de Santander (España). *Revista Cubana de Física* 12(1-2)

Steinhilber F, Beer J (2011) Solar activity - the past 1200 years. *PAGES news* 19(1):5-6

Stevenson R J, Pan Y (1999) Assessing environmental conditions in rivers and streams with diatoms. En: Stoermer E F y Smol J P (eds). *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Science*. Cambridge University Press, (2) pp:11-40

Stoermer F, Smol J P (1999) Applications and uses of diatoms: prologue. En: Stoermer E F y Smol J P (eds). *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Science*. CAMBRIDGE University Press (1), pp:3-10

Stoermer E F, Julius M (2003) Centric diatoms. En: Wehr J D, Sheath R G (eds) *Freshwater algae of North America, ecology and classification*. Elsevier Science, pp 559-594

Stuiver M, Reimer P, Bard E, Beck J (2006) INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal 865 BP. *Radiocarbon* 40:1041-1083

Toledo F, Cachão M, Costa K B, Pivel M A G (2007) Planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton and ascidian variations during the last 25kyr in the southwestern atlantic: a paleoproductivity signature?. *Mar. Micropaleontol.* 64:67-79

Thompson D W J, Wallace J M (2000) Annular modes in the extratropical circulation: Part I: Month-to-month variability. *J. Climate* 13:1000-1016

Tribovillard N, Argeo T O, Lyons T, Riboulleau A (2006) Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology* 232: 12-13

Urien C M (1967) Los sedimentos modernos del Río de la Plata exterior. *Servicio de Hidrología Naval* 4(2):113-213

Urien C M, Ottman F (1971) Histoire du Río de la Plata au Quaternaire. *Quaternaria*

Urien C M, Ewing M (1974) Recent sediments and environment of southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires, and Rio Negro continental shelf. En: Burk C A, Drake C L (eds) *The Geology of Continental Margins*. Springer, New York, pp157-177

Urien C M, Martins L R, Martins I R (1980 a) Evolução geológica do Quaternário do litoral atlântico uruguaio, plataforma continental e regiões vizinhas. *Notas Técnicas, CECO/URFGS* 3:7-43

Urien C M, Martins L R, Martins I R (1980b) Modelos deposicionais na plataforma continental do Rio Grande do Sul (Brasil), Uruguai e Buenos Aires. *Notas Técnicas, CECO/URFGS* 3:13-25

Urien C M, Martins L R, Martins I R (2003) Paleoplataformas e progradacao deltaica do Neogeno na margen continental do Uruguai e Norte da Argentina. *Notas Técnicas, CECO/URFGS* 3:40-46

Van Dam H, Mertens A, Sinkeldam J (1994) A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Aquat. Ecol.* 28(1):117-133. DOI: 10.1007/bf02334251

Vos P C, De Wolf H (1993) Reconstruction of sedimentary environments in Holocene coastal deposits of the southwest Netherlands; the Poortvliet boring, a case study of palaeoenvironmental diatom research. *Hydrobiologia* 269:270-297

Wagner T, Dupont L M (1999) Terrestrial organic matter in marine sediments: Analytical approaches and eolian-marine records in the central equatorial Atlantic. En: Fischer G, Wefer G (eds) *Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Universitat Bremen, Springer, pp 734

Walker M (2005) *Quaternary dating methods*. Wiley, pp 286

Wefer G, Berger W H, Bijma J, Fischer G (1999) Clues to ocean history: a brief overview of proxies. En: Fischer G, Wefer G (eds) Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Universitat Bremen, Springer, pp 734

Werner D (1977) The biology of diatoms. Botanical Monographs. University of California Press, Berkeley, pp 498

Wilson G P, Lamb A L, Leng M J, Gonzalez S, Huddart D (2005)  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. Quaternary Sci. Rev. 24: 2015–2029

Witkowski A, Lange-Bertalot H, Metzeltin D (2000) Diatom flora of marine coasts 1. En: Lange-Bertalot H (ed) Iconographia Diatomologica, vol7, A.R.G. Gantner Verlag, pp 925

Wolff T, Grieger B, Hale W, Durkoop A, Patzold J, Wefer G (1999) On the reconstruction of paleosalinities. En: Fischer G, Wefer G (eds) Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Universitat Bremen, Springer, pp 734

Yamaguchi H, Montani S, Tsutsumi H, Hamada K, Ueda N (2003) Estimation of particulate organic carbon flux in relation to photosynthetic production in a shallow coastal area in the Seto Inland Sea. Mar. Poll. Bull. 47:18-24

Zech M, Glaser B (2008) Improved compound-specific  $\delta^{13}\text{C}$  analysis of n-alkanes for application in palaeoenvironmental studies. Rapid Commun Mass Spectrom 22:135-142. DOI:10.1002/rcm.3342

## 6. Anexo I

### Material Publicado

El siguiente manuscrito ha sido aceptado para publicación como capítulo del siguiente libro: “*Kaarina Weckström, Peter Gell Krystyna Saunders, Greg Skilbeck (Eds) Applications of paleoenvironmental techniques in estuarine studies, Developments in Paleoenvironmental Research (DPER), Springer.*”



1 **19 Paleosalinity changes in the Río de la Plata estuary and on the adjacent Uruguayan**  
2 **continental shelf over the past 1,200 cal ka BP: an approach using diatoms as proxy**

3

4 Laura Pérez<sup>1</sup>, Felipe García-Rodríguez<sup>1</sup>, Till J J Hanebuth<sup>2</sup>

5

6 (1) Sección Oceanología, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Iguá 4225,  
7 Montevideo (11400), Uruguay.

8 (2) Marine Sedimentation Systems Group, MARUM - Center for Marine Environmental  
9 Sciences, University of Bremen, Leobener Strasse, 28359, Germany.

10

11 **Laura Pérez** (corresponding author)

12 **E-mail:** [lp3\\_3@hotmail.com](mailto:lp3_3@hotmail.com)

13 **Felipe García-Rodríguez**

14 **E-mail:** [felipegr@fcien.edu.uy](mailto:felipegr@fcien.edu.uy)

15 **Till J J Hanebuth**

16 **E-mail:** [thanebuth@marum.de](mailto:thanebuth@marum.de)

17

18 **Table of contents**

19 19 Paleosalinity changes in the Río de la Plata estuary and on the adjacent Uruguayan  
20 continental shelf over the past 1,200 cal ka BP: an approach using diatoms as proxy

21 19.0 Abstract

22 19.1 Introduction

23 19.2 Regional settings

24 19.2.1 The hydrodynamic regime

25 19.2.2 The climatic system

26 19.2.3 Study area

27 19.3 Methods

28 19.3.1 Dating

29 19.3.2 Carbon and nitrogen analyses

30 19.3.3 Diatom analysis

31 19.4 Results

32 19.4.1 Age model and sedimentation rate

33 19.4.2 Carbon and nitrogen data

34 19.4.3 Diatom data

35 19.5 Discussion

36 19.6 Final Remarks

37 19.7 Acknowledgments

38 19.8 Figure captions

39 19.9 Artwork for figures

40 19.10 Reference list

41 19.11 Index keywords

42

### 43 **19.0 Abstract**

44 Despite the socio-economical importance of one of the world's largest estuaries,  
45 paleoenvironmental studies providing insight into natural and man-made changes, are  
46 absent in the Río de la Plata estuary (RP) and on the adjacent inner continental shelf. This  
47 study aims to reconstruct salinity changes over the past 1,200 years. Samples from a 10-m-  
48 long sediment core retrieved from a mud depocenter just off the RP were analyzed for  
49 diatoms and organic geochemical data (C, N,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ). The results showed a  
50 constant/high sedimentation rate of  $8 \text{ mm yr}^{-1}$ . We identified four consecutive zones (Z1-  
51 Z4), which contained different diatom assemblages indicating the presence of four distinct  
52 salinity regimes in the past. The basal section (1,005cm, not dated), contained only  
53 freshwater species (genera *Aulacoseira* and *Stephanodiscus*) indicating permanent, full  
54 freshwater conditions. Zones Z1 and Z2 were dominated by marine species such as  
55 *Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira eccentrica* and *T. oestrupii* var. *venrickae* suggesting  
56 marine conditions between 1,200 to 365 cal yr BP. In contrast, Z3 contained mostly  
57 freshwater taxa belonging to the two genera, *Aulacoseira* and *Eunotia*, implying an  
58 influence of freshwater discharge from RP between 365 to 65 cal yr BP. Finally, the  
59 uppermost Z4 indicated a development towards more estuarine conditions since 1945 AD,  
60 as revealed by a higher abundance of marine and marine-brackish species, particularly that  
61 of *Cyclotella* and *Actinocyclus* genera. We formed the hypothesis that changes in climatic  
62 forces such as the wind systems and the El Niño/La Niña Southern Oscillation (ENSO)

63 were the main factors determining variations in salinity during the last 1,200 ka. In this  
64 sense, a weak ENSO activity and a northerly wind system during the Medieval Warm  
65 Period would probably have exerted a major influence from Brazilian waters into the  
66 Uruguayan coastal system. On the contrary, a stronger ENSO activity and southerly wind  
67 system during the Little Ice Age would have displaced the RP low salinity plume towards  
68 the north. Moreover, biological and geochemical proxies suggest an increased human  
69 influence within the RP catchment and estuary, over the past 65 years, most probably  
70 associated with changes in nutrient input, catchment modification and even with changes in  
71 the wind system.

72

### 73 **19.1 Introduction**

74 Estuaries are transitional and highly variable systems, with a significant mixture of  
75 marine waters with continental runoff from the adjacent drainage basin (Bianchi 2007;  
76 Gilberto et al. 2007). The combination of these waters depends mainly on the volume of the  
77 continental freshwater supply, oceanographic conditions and meteorological conditions,  
78 such as the winds fields (Bianchi 2007). These environmental factors generate a spatial-  
79 temporal aquatic heterogeneity and variability, which affect biological communities (Adam  
80 2005). In addition, the human activity on the coasts leads to degradation of these  
81 ecosystems (Lalli and Parsons 1997). Such is the case of the Río de la Plata estuary (RP)  
82 region, which has two major cities, Buenos Aires and Montevideo, with more than 15  
83 million inhabitants on its western and northern shores (Licursi et al. 2006). High population  
84 densities along the coast of the estuary degrade the ecosystem and lead to eutrophication of  
85 its water (Kurucz et al. 1998). Moreover, such eutrophic conditions could deteriorate over  
86 the coming decades (Nagy et al. 2002).

87 The study of sedimentary deposits is fundamental to deciphering and understanding  
88 the evolution of aquatic systems since they contain biological, physical and chemical  
89 records of the depositional moment (Cooper 1999; García-Rodríguez et al. 2004a, 2004b,  
90 2004c). In this sense diatom species are powerful environmental proxies because of their  
91 specific environmental niche (different optimums and environmental tolerances, Denys and  
92 de Wolf 1999). They have been successfully used to reconstruct past salinity fluctuations in  
93 estuarine and coastal ecosystems around the world (Cooper 1999; Espinoza et al 2003;

94 García-Rodríguez et al. 2004a, 2004b, 2004c; Hassan et al. 2009), such as changes in the  
95 direction of a river plume (Sancetta 1999). Since salinity and trophic states represent the  
96 major variables influencing diatom distribution in coastal ecosystems (Denys and de Wolf  
97 1999), diatom records can provide valuable information about paleosalinity gradients and  
98 trophic states in those ecosystems (Vos and de Wolf 1993, García-Rodríguez et al. 2004a,  
99 2004b, 2004c).

100         The information obtained from diatom records is particularly useful and effective  
101 when combined with analyses of carbon (C), nitrogen (N) and their stables isotopes ( $\delta^{13}\text{C}$   
102 and  $\delta^{15}\text{N}$ ) (Yamaguchi et al. 2003; Lamb et al. 2006; Zech and Glaser 2008; Rosenbauer et  
103 al. 2009). The C/N ratio and  $\delta^{13}\text{C}$  values are used to understand the origin of organic matter  
104 (OM) (i.e. aquatic vs terrestrial). In this sense Lamb et al. (2006) determined the typical  
105  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ranges for different sources of OM within coastal environments.  
106 Additionally,  $\delta^{15}\text{N}$  data has been used as a proxy for anthropogenic nitrogen pollution  
107 within the atmosphere and the hydrosphere (Papanicolaou and Fox 2004). High values of  
108  $\delta^{15}\text{N}$  were recorded in the particulate organic matter of RP, indicating a strong impact of  
109 anthropogenic nitrogen (Botto et al. 2011).

110         Concerning paleoceanographic reconstructions for the south-eastern part of South  
111 America, several important studies have been carried out over the past decade in southern  
112 Brazil and northern Argentina (Mahiques et al. 2007; Toledo et al. 2007; Nagai et al. 2009;  
113 Mahiques et al. 2009; Gyllencreutz et al. 2010; Hernandez-Molina et al. 2010; Burone et al.  
114 2011; Bozzano et al. 2011; Laprida et al. 2011; Krastel et al. 2011; Bender et al. 2013;  
115 Voigt et al. 2013). On the contrary, paleoceanographic studies from the Uruguayan  
116 continental shelf are absent, and only a few studies have been undertaken at the Uruguayan  
117 continental slope (Krastel et al. 2011; Bender et al. 2013). Nevertheless, marine geological  
118 studies do exist for the Uruguayan continental shelf (Urien and Ewing 1974; Urien et al.  
119 1980a, 1980b; Parker 1990; Cavallotto 2002; Cavallotto et al. 2004; Parker et al. 2008;  
120 Lantzsich et al., accepted). Analyses of cored sediments indicated successive depositional  
121 environments such as deltas, coastal plains and fluvio-marine deposits, associated with  
122 facies and minor sedimentary structures (Urien and Ewing 1974). These studies also  
123 revealed how several sedimentation-controlling drivers have dominated the evolution of the  
124 continental shelf, such as variations in the hydrodynamic regime, fluvial sediment input and

125 relative sea level changes (Urien and Ewing 1974, Urien et al. 1980b, 2003; Cavallotto  
126 2002; Cavallotto et al. 2004, 2005; Lantzsich et al., accepted). Furthermore, the RP fluvial  
127 input has been identified as the major factor forcing the environmental evolution of the RP  
128 during late Holocene epoch (Espinosa et al. 2003; Laprida et al. 2007).

129         Until now, changes in salinity in the RP and adjacent SW Atlantic Ocean during late  
130 Holocene epoch have not been investigated. Information regarding changes in salinity over  
131 the last few thousand years will provide significant input into the history of the plume  
132 intensity in association with the precipitation, the oceanic and the wind system. As a result,  
133 the aim of this study was to reconstruct the salinity changes over the inner Uruguayan  
134 continental shelf over the last 1,200 years. To achieve this objective a 10-m-long sediment  
135 core was taken, and analyzed for diatoms and additional geochemical conventional proxies.

136

## 137 **19.2 Regional settings**

138

### 139 **19.2.1 The hydrodynamic system**

140         The RP estuary is located between 34°00'-36°10'S and 55°00'-58°10'W (Fig. 1) and  
141 represents one of the largest estuaries in the world (Acha et al. 2003). The hydrographic  
142 basin (related to the Uruguay and Paraná Rivers) covers about 20% of the South American  
143 continent (Acha et al. 2008). The mean annual water discharge is about 22,000 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>  
144 (Guerrero et al. 1997), with the maximum discharge in June (28,000 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) and the  
145 minimum in January (17,500 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>; Piola et al. 2005). This seasonality in discharge occurs  
146 mainly because of differential precipitation over the drainage basin (Guerrero et al. 1997).  
147 The freshwater discharge strongly influences the inner continental shelf, leading to a low  
148 salinity plume, which can reach northerly areas up to 28° latitude south (Piola et al. 2000).  
149 The low-salinity waters in the inner part of the continental shelf extend downwards to an  
150 approximate depth of 50 m, while the outer part of the continental shelf (from 50 m to 200  
151 m) is influenced by the Subtropical Confluence, where the warm, salty southward-flowing  
152 Brazil Current collides with the cold and less salty northward-flowing Malvinas Current  
153 (Calliari et al. 2009; Klicpera et al., accepted).

154

### 155 **19.2.2 The climatic system**

156 The climatic system exhibits marked seasonal patterns; during winters prevailing  
157 southwesterly winds displace the RP plume northwards, whereas during summers the  
158 prevailing northeasterly winds displace the plume southwards (Moller et al. 2008).  
159 Moreover, inter-annual variability related to the El Niño/La Niña Southern Oscillation  
160 (ENSO) (Piola 2002; Garreaud et al. 2009) modifies rain and wind patterns in the region  
161 (Iriondo 1999). During El Niño events, RP displays a caudal increase but the opposite  
162 happens during La Niña events (Piola 2002). ENSO activity changed during Holocene  
163 period, recording a maximum activity during the early and late Holocene age (Rein et al.  
164 2005). There is also evidence that the marine front (related to the RP turbidity front)  
165 changed its position during that time. Martinez et al. (2006) has proposed that this front was  
166 located 300 km further north-west during the early to middle Holocene epoch, which  
167 resulted in the warming of waters along the Uruguayan coast.

168 In relation to the climatic changes during the Holocene epoch, a regional climatic  
169 model was elaborated with data obtained from Uruguayan coastal lagoons (Del Puerto et al.  
170 2011). This model revealed that the recent temperature and humidity conditions developed  
171 approximately 2,000 cal yr before the present (BP). Similar results were also reported by  
172 Iriondo (1999), Mahiques et al. (2009) and Bender et al. (2013). Del Puerto et al. (2011)  
173 noted an occurrence of warmer and more humid conditions around 1,000 cal yr BP, which  
174 was related to the Medieval Warm Period (MWP). These conditions persisted until the  
175 onset of the Little Ice Age (LIA) around 700 cal yr BP, characterized by significantly  
176 colder conditions.

177

### 178 **19.2.2 Study area**

179 The study site is situated on the inner Uruguayan continental shelf just outside the  
180 RP at a depth of 50 m (Fig. 19.1), where a mud depocenter (composed of silty-clay facies)  
181 has developed. These facies are found on the inner Uruguayan continental shelf and stretch  
182 up to the southern part of the Brazilian continental shelf (Mahiques et al. 2009; Correa et al.  
183 2008). This depocenter has built up in the RP paleo-channel, where the Paraná river once  
184 discharged its sediment load into Rio Grande do Sul, South Brazil, during the last glacial  
185 maximum (Martins et al. 2003).

186

187 **19.3 Methods**

188 A 1,028cm-long sediment core (Core GeoB 13813-4) was collected in the RP mud  
189 depocenter on the inner Uruguayan continental shelf at a depth of 50 m water depth during  
190 a scientific cruise of the German research vessel, “Meteor” (Cruise #M76/3a of the  
191 University of Bremen’s Center of Marine Environmental Sciences (MARUM)) in July  
192 2009 (Fig. 19.1). The core was composed of homogenous, fine grained clayey material with  
193 an average grain-size of ~3  $\mu\text{m}$  and almost no material coarser than 12  $\mu\text{m}$ . Sediment  
194 samples for diatom analyses were taken from this core at 10 cm intervals, whereas for the  
195 total organic carbon (TOC), the total nitrogen (TN) and stable isotope analyses ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ )  
196 were taken at 25 cm intervals.

197

198 **19.3.1 Dating**

199 Material from bivalve shells found in seven core samples, which were distributed  
200 evenly throughout the core and preserved in their life positions, were used for radiocarbon  
201 ( $^{14}\text{C}$ ) dating. The samples were analyzed using AMS (accelerated mass spectrometry) at  
202 the Poznan Radiocarbon Laboratory in Poland and converted into calibrated years before  
203 present (cal yr BP) using CALIB version 6.1.1 (Stuiver et al. 2006). The standard reservoir  
204 age of 405 years was applied due to a lack of regional data, although intense water mixing  
205 in shallow waters might lead to a significantly smaller reservoir age.

206

207 **19.3.2 Carbon and nitrogen analyses**

208 Fresh aliquots were taken from the samples and stored in previously sterilized glass  
209 bottles to measure the TOC, TN,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  present in the organic material. Inorganic  
210 material was removed from the samples by treating them with 10% hydrochloric acid (HCl)  
211 for 24 hours. Subsequently, samples were rinsed at least three times using DI water,  
212 centrifuged for two minutes at 2,000 g, and freeze-dried over night and homogenized.  
213 Between 15 and 20 mg of cleaned samples were placed hermetically into tin capsules and  
214 subjected to TOC and TN analyses using an Elementar Vario EL III. Stable isotope  
215 analyses were performed using the Thermo Scientific Delta V Plus isotope ratio mass  
216 spectrometer. Next, samples were inserted via a Flash 2000 elemental analyzer and a

217 Conflo IV interface. Analytical errors of measurements were 0.05‰ for  $\delta^{13}\text{C}$  and 0.15‰  
218 for  $\delta^{15}\text{N}$ .

219

### 220 **19.3.3 Diatom analysis**

221 Diatoms samples were first treated with  $\text{Na}_2\text{P}_2\text{O}_7$  to deflocculate the sediment and  
222 eliminate clay particles. Then, the samples were treated with 35% HCl to remove inorganic  
223 carbonate material. Finally, the samples were boiled with 30%  $\text{H}_2\text{O}_2$  for two hours to  
224 eliminate OM (Metzeltin and García-Rodríguez 2003). Between each treatment samples  
225 were rinsed at least four times with distilled water. Permanent slides were mounted using  
226 Entellan® mounting medium. A minimum of 400 valves was counted on each slide with a  
227 light microscope at 1,250 x magnification. Diatom species were identified according to  
228 Frenguelli (1941, 1945), Muller-Melchers (1945, 1953, 1959), Hasle and Syversten (1996),  
229 Witkowski et al. (2000), Metzeltin and García-Rodríguez (2003), Metzeltin et al. (2005),  
230 Sar et al. (2010) and other standard diatom literature. Diatom Association Zones (DAZ)  
231 were determined using strati-graphically constrained cluster analyses and the Moristia  
232 method in the Past, statistical program, version 1.81. To identify the most representative  
233 species of each DAZ, a Principal Component Analysis (PCA) was performed using the  
234 same program.

235

## 236 **19.4 Results**

237

### 238 **19.4.1 Age model and sedimentation rate**

239 An age/depth model was successfully developed based on  $^{14}\text{C}$  analyses of the seven  
240 bivalve samples (Fig. 19.2). The core base was dated at ca. 1,200 cal yr BP, while the top  
241 section was dated at 100 cal yr BP. According to the linear trend observed in the  
242 sedimentation rate and also given by the homogeneous lithology, we can assume a constant  
243 net sediment deposition rate of  $8 \text{ mm yr}^{-1}$ , based on the age/depth modeling (Fig. 19.2).

244

### 245 **19.4.2 Carbon and nitrogen data**

246 The C/N ratios ranged between 9 and 12 throughout the core (Fig. 3c). Three C/N  
247 peaks of almost 12 occurred at approximately 1000 cm, 600 cm and 120 cm depths. There



248 was also a general decrease in C/N ratio from 12 to 8.8 between 1000 cm and 600 cm.  
249 Between 600 and 320 cm, the C/N values ranged between 9 and 11.8 and from 320 cm to  
250 the top of the core between 10.4 and 12.

251 The  $\delta^{15}\text{N}$  ranged between 7.3 and 8.4 ‰. High  $\delta^{15}\text{N}$  values (7.8-8.2 ‰) were  
252 observed between 1000 cm and 600 cm, while the lowest values (7.3-7.8 ‰) were recorded  
253 between 600cm to 120 cm. The uppermost part of the core (from 120 to the top) displayed  
254 an increasing trend in values, reaching a maximum peak at a depth of 18 cm (8.4 ‰; Fig.  
255 19.3a).

256 The  $\delta^{13}\text{C}$  values ranged between -20 and -18.8 ‰, showing an opposite trend  
257 compared to the  $\delta^{15}\text{N}$  values. The basal interval (i.e., from 1000 to 600 cm) exhibited the  
258 lowest values (from -20 to -19.2 ‰) of  $\delta^{13}\text{C}$ , while the interval between 600-100 cm  
259 displayed the highest values (from -19.7 to -18.8 ‰). A decreasing trend (from -19.4 to -20  
260 ‰) in the  $\delta^{13}\text{C}$  values was observed in the uppermost section of the core (from 100 cm to  
261 the top), with a minimum value recorded at a depth of 18 cm (-20‰; Fig. 19.3a).

262 Figure 19.3b shows the distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  vs. C/N values over the core, by  
263 integrating them into Lamb's et al. (2006) model. We observed that 11 out of 41 samples,  
264 fell into the marine POC compartment, while the remaining 30 samples, with C/N ratios  
265 higher than 10, were positioned near the compartment. Values of the C/N ratio lower than  
266 10 are displayed in a dark grey color on Figure 19.3c, while those higher than 10 are  
267 marked using a light grey color. In addition, all samples that fell into the marine POC  
268 compartment corresponded to the layer found 850-375 cm deep.

269

### 270 **19.4.3 Diatom data**

271 A total of 120 diatom species representing 59 genera were identified. The most  
272 representative species (i.e. 2% in at least three samples, Karst and Smol (2000)) belong to  
273 17 genera, from which nine genera included marine species (M), five genera included  
274 freshwater species (F), and the remaining three genera included marine-brackish species  
275 (M-B, Fig. 19.4). Figure 19.4 shows the changes in relative abundance of the diatom-  
276 salinity-groups (i.e., F, M-B, and M) throughout the sediment core. The section at the base  
277 (i.e., 1005 cm deep) is represented entirely by F species, in contrast to the rest of the core,  
278 where a mixture of the three salinity groups are present (i.e., F, M-B, and M).

279 The M group was represented by eight diatom species (*Coscinodiscus radiatus*,  
280 *Thalassiosira eccentrica*, *T. oestrupii* var. *venrickae*, *Thalassionema pseudonitzchoides*,  
281 *Delphineis surirella*, *Cymatotheca weissflogii*, *Paralia sulcata* and *Actinoptychus*  
282 *senarius*), *Chaetoceros* resting spores, and one silicoflagellate (*Dictyocha fibula*) (Fig.  
283 19.4). We observed a decreasing trend in M species from the base of the core to the top,  
284 with the highest values (80%) recorded at the bottom layer (950-800 cm), and the lowest  
285 (25 %) at a depth of 115 cm. In addition, an increased abundance in M species was  
286 observed from 115cm to 15 cm deep (40%), showing a remarkable peak of 55 % at 55 cm  
287 (Fig. 19.4). Within the M group, *Paralia sulcata* was the most abundant species. This taxon  
288 decreased in abundance from 975 cm (45%) to 15 cm (8%, Fig. 19.4) deep. A decrease in  
289 abundance from bottom to top was also recorded for *Chaetoceros* resting spores (from 15  
290 % at 875 cm deep to 2% at 15 cm deep). Three peaks in abundance of marine planktonic  
291 species (*Delphineis surirella*, *Thalassionema pseudonitzchoides* and *Thalassiosira*  
292 *oestrupii* var. *venrickae*) were registered at 975-800 cm, 700-525 cm and 400-325 cm depth  
293 intervals (Fig. 19.4).

294 The F group abundances showed the opposite trend compared to that of the M  
295 group (Fig. 19.4). Three peaks in abundance (55%, 40% and 30%) of freshwater taxa were  
296 detected at depths of 225 cm, 425 cm and 775 cm, respectively (Fig. 19.4). The most  
297 representative species within the F group were *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* var.  
298 *angustissima*, *A. muzzanensis* and *A. ambigua* (Fig. 19.4). Additionally, *Stephanodiscus*  
299 spp. (1005 cm deep), and throughout the entire core *Staurosira martyi* were also abundant  
300 (Fig. 19.4).

301 The increasing abundance of M taxa in the top 100 cm was accompanied by an  
302 increase in M-B taxa (Fig. 19.4). The M-B group was represented mainly by *Cyclotella* spp.  
303 (*C. cf. litoralis* and *C. cf. striata*), *Actinocyclus* spp. (*A. octonarius* and *A. normanii*) and  
304 *Ditylum brightwelli*, all of which showed low values from the bottom up to a depth of 145  
305 cm (about 5 %), and a sharp increase in relative abundance, with two peaks at 45 and 5 cm  
306 deep (40 and 30 %, respectively, Fig. 19.4).

307 The cluster analyses detected four DAZ zones (Fig. 19.4). Zone 1 (Z1) extends from  
308 a depth of 995 cm to 595 cm. The most representative species of this zone were the M  
309 species such as *Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira eccentrica*, *T. oestrupii* var.

310 *venrickae*, *T. spp.*, *Thalassionema pseudonitzchoides*, *Delphineis surirella*, *Fallacia sp.*,  
311 *Cymatotheca weissflogii*, *Paralia sulcata*, *Actinoptychus senarius*, *Chaetoceros* resting  
312 spores and *Dictyocha fibula* (Fig. 19.5). Zone 2 (Z2) at a depth of between 565 cm and 415  
313 cm was dominated by a similar mixture of M species and F species, such as *Staurosira*  
314 *martyi*, *Fragilaria construens*, *Eunotia spp.* and *Aulacoseira granulata* (Fig. 19.5). Zone 3  
315 (Z3; from 395 cm to 105 cm deep) and Zone 4 (Z4, from 65 cm to 5 cm deep) contained  
316 mostly F species, such as *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* var. *angustissima*, *A.*  
317 *ambigua*, *A. muzzanensis*, *A. spp.*, *Eunotia spp.*, *Staurosira martyi*. Z4 also contained M  
318 and M-B species such as *Actinocyclus spp.*, *Cyclotella spp.*, *Ditylum brightwelli*,  
319 *Coscinodiscus radiatus* and *Dictyocha fibula* (Fig. 19.5).

320 The main shifts in the PCA scores of axis 1 corresponded to breaks in distinct DAZ  
321 identified by the cluster analyses (Fig. 19.4). The section at the base (at a depth of 1005 cm)  
322 showed the highest PCA score values of axis 1 (50), while in Z1 almost all scores were  
323 lower than 0 (between -16 and -0.1). Only 5 out of 36 samples displayed positive values  
324 (between 0.7 and 3.5). In addition, Z2 exhibited values lower than 0 in 9 out of 15 samples  
325 (ranging between -8 and 0) and the remaining six sample scores ranged from 7 to 0.1.  
326 Additionally in Z3, 20 out of 29 samples showed values higher than 0 (ranging from 0.1 to  
327 17), while the remaining 9 samples had values from -6 to -0.3. Z 4 was characterized by  
328 high positive values ranging from 8 to 18.

329

## 330 **19.5 Discussion**

331 A homogeneous, predominantly muddy facies, with a few shell fragments recorded  
332 in the core, most likely represents deposits of the outer RP main channel (Urien 1967).  
333 Remarkably, this depocenter shows the latest Holocene age in the 10-m sediment core.  
334 Chemical and biological analyses revealed that deposits of continental sediments and the  
335 rapid build up of the RP paleochannel at about 1,200 cal yr BP, suggests that this process  
336 started much earlier in this region (Lantzsch et al., accepted). The beginning of  
337 sedimentation was most likely associated with the stabilization of the sea level, around  
338 2,000 cal yr BP (Urien and Ewing 1974). The very high net sedimentation rate is probably a  
339 consequence of the considerable amount of sediment transported by the Paraná and  
340 Uruguay Rivers to the RP, and then into Southwestern Atlantic Ocean (Krastel et al. 2011).

341 The modern mean RP supply is  $59 \times 10^6$  ton yr<sup>-1</sup> (Ayup-Zouain 1988). The terrigenous clay  
342 material is flocculating in the frontal zone (i.e., both the turbidity and marine fronts;  
343 Cavalotto et al. 2005) and is building up the present mud depocenter. The strong influence  
344 of the RP resulting in such a high sedimentation rate can be illustrated by comparing our  
345 data to those of Mahiques et al. (2009), who recorded a much lower sedimentation rate  
346 (from 0.25 mm yr<sup>-1</sup> to 2.5 mm yr<sup>-1</sup>) in a core retrieved from the Southern Brazilian  
347 continental shelf at a depth of 60 m (26°59' S and 48°04' W; Cape Santa Marta).

348 The grain size, high sedimentation rate, geographical location, and biological and  
349 geochemical analyses, indicate the presence of a fluvio-marine depositional environment in  
350 the RP mud depocenter spanning the last 1,200 years. The latter is defined as a marine  
351 deposit having a continuous, powerful fluvial input (Urien and Ewing 1974, Urien et al.  
352 1980a). The presence of a marine deposit is underlined by the dominance of marine POC  
353 within the OM sediment content (Fig. 19.3; Lamb et al. 2006), but also results of the  $\delta^{13}\text{C}$   
354 analyses indicated an input of marine algae OM (Rosenbauer et al. 2009). Nevertheless, the  
355 C/N ratio and biological analyses not only indicates a marine influence, but also a strong  
356 fluvial influence on the system, over the last 1,200 years (Fig. 19.3C and Fig. 19.4).

357 A compositional structure of diatom assemblage at the base of the core (i.e., 1,005  
358 cm) implies the dominance of continental/limnic conditions. It is possible that the bottom  
359 layer was deposited prior to the Holocene transgression, implying the presence of a hiatus  
360 in the sedimentary record. Unfortunately, this hypothesis could not be tested using the <sup>14</sup>C  
361 datings method, due to a lack of carbonate material in the bottom section of the core.  
362 Diatom assemblage from a 1,005 cm core depth was entirely dominated by planktonic  
363 freshwater taxa, from the *Aulacoseira* and *Stephanodiscus* genera (Fig. 19.4). Most of the  
364 species found in this assemblage, such as *Aulacoseira granulata*, *A. muzzanensis* and *A.*  
365 *ambigua* are all indicative of the eutrophic conditions of the continental aquatic system (De  
366 Wolf 1982; Van Dam et al. 1994; Coste and Prygiel 2000; Gomez and Bauer 2000).  
367 *Aulacoseira granulata*, *A. muzzanensis* and *A. ambigua* are commonly found in the inner  
368 RP zone, as these species are adapted to live in turbid and nutrient-rich waters (Licursi et al.  
369 2006). The same pattern has been observed in paleolimnological studies undertaken in the  
370 coastal lagoons of Uruguay, where higher trophic levels have been found during the onset  
371 of freshwater conditions (García-Rodríguez et al. 2004a, 2004b, 2004c). Freshwater

372 conditions are also suggested by the elevated C/N ratios (close to 12), which indicate  
373 increased influx of continental material into the estuary (Lamb et al. 2006; Rosenbauer et  
374 al. 2009).

375 **Z1** and **Z2** (1,200 to 365 cal yr BP) – the diatom and geochemical analyses revealed  
376 that during this period, the inner Uruguayan continental shelf was strongly influenced by  
377 marine waters (Fig. 19.3, 19.4). The low C/N values observed (mostly lower than 10) are  
378 indicative of marine conditions (Müller and Mathesius 1999; Rosenbauer et al. 2009).  
379 Moreover, most of the samples from the Z1 and Z2 stage fit into the marine POC  
380 compartment in Lamb's et al. (2006) diagram (Fig. 19.3), revealing a marine POC within  
381 the OM sedimentary record. Furthermore, diatom assemblage representative of this time  
382 period contained many warm-water marine planktonic species (Fig. 19.4) including  
383 *Thalassiosira oestrupii* var. *venrickae*, *Thalassionema pseudonitzchooides*, *Cymatotheca*  
384 *weisfloggi* and *Chaetoceros* resting spores such as *Ch. Costatus*, *Ch. Seiracantus*, *Ch.*  
385 *Lorenzianus* and *Ch. didymus*) (Hasle and Syversten 1996; Kandari et al. 2009; Sar et al.  
386 2010). Thus, the diatom record indicates an important influence of tropical and subtropical  
387 waters within the Uruguayan continental shelf, between 1,200 and 365 cal yr BP.

388 After 1,400 cal yr BP, the climate in this region became warmer and wetter (known  
389 as the WMP), compared to the period between 3,500 and 1,400 cal yr BP (Iriondo 1999;  
390 Del Puerto et al. 2011). During the MWP, the South Atlantic Anticyclone influence  
391 intensified (Iriondo 1999). We make the hypothesis that the Brazil current most likely  
392 exerted a major influence on the inner shelf of Uruguay throughout the entire year, because  
393 of the prevalence of NE winds. Besides a strengthening of the anticyclone during the MWP,  
394 this climatic period was also characterized by persistently weak El Niño events between  
395 1,200-760 cal yr BP (Rein et al. 2005). Weaker El Niño events are characterized by lower  
396 precipitation over the RP drainage basin, which leads to a lower freshwater discharge from  
397 the mainland into the RP estuary. Reduction in continental runoff could result in the  
398 development of more saline conditions in the estuary and the adjacent continental shelf.  
399 Such a high salinity influence was also recorded by Fontana (2005) during the  
400 paleoenvironmental study at the southern coastal margin of RP, where more stable  
401 conditions and higher salinity values were found, between 1,940 and 900 cal yr BP.

402           The high abundance of *Chaetoceros* resting spores could be a consequence of the  
403 aquatic environmental nutrient depletion that usually occurs after a diatom bloom, thus  
404 indicating events of high productivity (eg. upwelling) in the region, or in the surrounding  
405 coastal areas (Saino et al. 1998; Sancetta 1999). The presence of resting spores in the  
406 sediment is therefore an indicator of both bloom occurrences and of strong lateral currents  
407 from the neighboring shelf, e.g. from Brazilian continental shelf (Sancetta 1999).

408           **Z3.** The third stage in the evolution of the system developed between 365-65 cal yr  
409 BP. This zone was characterized by an increase in the abundance of the F diatom species,  
410 and the simultaneous decrease in the abundance of the M species. The most representative  
411 F species in this zone were *Aulacoseira granulata*, *A. ambigua* and *Staurosira martyi*.  
412 Additionally, the first two taxa indicate the presence of eutrophic conditions in RP during  
413 this time period (De Wolf 1982; Van Dam et al. 1994, Coste and Prygiel 2000, Gomez and  
414 Bauer 2000). Moreover, the high C/N ratio (Fig. 19.3) indicates an increased influx of  
415 material suspended in water coming from the mainland (Lamb et al. 2006). Increased influx  
416 of water from the mainland can be attributed to an increase in precipitation over the  
417 drainage basin and/or a prevalence of the SW winds, and consequently a northward  
418 displacement of the RP plume. A cold and dry climatic phase was recorded from 700 to 100  
419 cal yr BP, in the continental region of Southeastern Uruguay (Del Puerto et al. 2011). This  
420 is associated with an increasing ice sheet cover in the Andes (Iriondo 1999; Espizua and  
421 Pitte 2009), and coincides with the LIA recorded in the Northern Hemisphere (Del Puerto  
422 et al. 2011). We put forward the hypothesis that the diatom and geochemical records  
423 indicate a prevalence of winds, with a SW component, injecting freshwater from RP onto  
424 the continental shelf, during this interval. It has been determined by Moy et al. (2009) that  
425 during LIA, the strength of the South American westerly wind increased. In the present the  
426 prevalence of the SW wind causes a northward spreading of the RP plume, even during  
427 periods of low RP discharge (Piola et al. 2005). Moreover, strong El Niño activity was  
428 recorded after 760 cal yr BP (Rein et al. 2005), which most likely resulted in an increase of  
429 RP discharge, and consequently an increase in the abundance of F diatoms. The beginning  
430 of a strong El Niño activity after 760 cal yr BP could explain the increased abundance of F  
431 diatoms in Z2, in comparison with that of Z1, and the high abundance in Z3.

432           **Z4.** The most recent stage spans the last 65 years. This zone differs substantially  
433 from the preceding zones because of the establishment of the present climatic conditions,  
434 but also because of the anthropogenic impacts to the system (cp. the anthropogenic signal  
435 found in a sediment core-top at the Uruguayan uppermost slope by Bender et al. 2013).  
436 Abundance of M-B and M diatoms significantly increased during this period, which  
437 indicates a major oceanic influence. Moreover, the C/N ratios over 10 indicate a significant  
438 continental influence in the sedimentary OM composition, as found in Z3 (Lamb et al.  
439 2006). The most representative species within this zone are *Cyclotella* cf. *striata*, *C.* cf.  
440 *litoralis*, *Actinocyclus octonarius*, *A. normanii*, *Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira*  
441 *eccentrica* and *Ditylum brightwelli*. These planktonic species are commonly found in the  
442 RP system (Licursi et al. 2006) and most of them, such as *Actinocyclus octonarius*,  
443 *Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira eccentrica* and *Ditylum brightwelli*, have a  
444 cosmopolitan distribution (Hasle and Syversten 1996; Kandari et al. 2009). *Actinocyclus*  
445 *normanii* is an indicator of high nutrient concentration in water systems (Coste and Prygiel  
446 2000), being commonly found in the eutrophic coastal waters off Montevideo (García-  
447 Rodríguez et al. 2011). Thus the presence of this species indicates an anthropogenic impact  
448 on the ecosystem. The highest values of  $\delta^{15}\text{N}$  recorded in Z4 suggest an increased influx of  
449 nutrients of anthropogenic origin into the system during the second half of the 20<sup>th</sup> century  
450 (Botto et al. 2011). Increased  $\delta^{15}\text{N}$  values are related to presence of sewage treatment plants  
451 near the coast (i. e. Buenos Aires and Montevideo) and agricultural activities in the  
452 drainage basin (Kuramoto and Minagawa 2001).

453           Rein et al. (2005) has recorded a decreased El Niño activity over the last two  
454 centuries, which can be linked to a decrease in the abundance of F species due to lower  
455 freshwater influx from the mainland. The current increase in precipitation associated with  
456 stronger El Niño events in the region has been well documented by Garreaud et al. (2009).  
457 An increase in precipitation leads to greater RP discharge (Piola et al. 2005), which can  
458 induce a northward displacement of the RP plume, up to 23° S (Campos et al. 1999). In the  
459 present study we found sufficient evidence to propose that the temporal diatom distribution  
460 pattern in Core GeoB 13813-4 could be related to ENSO. The explanation is that basically,  
461 the RP plume is correlated with winds and precipitation, associated with ENSO events  
462 (Cavalotto et al. 2005). Thus, affecting the salinity and nutrient conditions, which mostly

463 control the distribution of diatoms in the RP estuary (Licursi et al. 2006, Pérez 2010). A  
464 low abundance of F diatoms and a high abundance of M and M-B diatoms (Fig. 19.4) at a  
465 depth of 55 and 45cm (1942, 1955 AD, respectively) is most likely related to La Niña  
466 events of 1942 and 1955 AD (Compagnuci et al. 2002). In contrast, at depths of 65 and 35  
467 cm (1930 and 1967 AD) we observed an increase in the abundance of F diatoms, which  
468 coincided with significant El Niño events (Compagnuci et al. 2002).

469

## 470 **19.6 Final remarks**

471 Our approach aims to a better understanding of the climatic and oceanographic processes in  
472 the RP and on the adjacent Uruguayan continental shelf over the last 1,200 cal yr BP. The  
473 paleoenvironmental changes recorded in this sedimentary archive were mainly reflected by  
474 changes in salinity and nutrient input related to natural factors, such as regional climatic  
475 changes, ENSO, but also to the anthropogenic impact (e.g. eutrophication) over the last 65  
476 cal yr BP. In this sense, our study also showed the direct influence of the RP discharge on  
477 the changes in salinity within the Uruguayan continental shelf. Moreover, we observed a  
478 positive correlation between a higher trophic state on the shelf, during times of increased  
479 freshwater influence, and with the starting anthropogenic impact. Therefore, it is important  
480 to take into account the significance of the continental runoff as a potential factor  
481 increasing the primary productivity of the marine coastal system. This effect, combined  
482 with anthropogenic stress in the drainage basin, can lead to future ecological and, thus,  
483 environmental health problems.

484

## 485 **19.7 Acknowledgments**

486 We thank the anonymous reviewer and Vivienne Pettman for their very valuable  
487 suggestions for improvement of the manuscript. The article is a publication of the DFG 543  
488 Research Center/Excellence Cluster “The Ocean in the Earth System” at the University of  
489 Bremen. TH acknowledges a DFG Heisenberg fellowship (HA 4317/4-2). PEDECIBA  
490 (Programa para el Desarrollo de las Ciencias Básicas), ANII (Agencia Nacional de  
491 Investigación e Innovación), DAAD (German Academic Exchange Service), RLB (Red  
492 Latinoamericana de Botánica) are also thanked for their financial support.

493



494 **19.8 Figure captions**

495

496 **Fig. 19.1** Study area. Black circle indicates the location of Core GeoB 13813-4 taken from  
497 the inner-shelf mud depocenter off the Uruguayan coast

498

499 **Fig. 19.2** Age/depth modeling for Core GeoB 13813-4

500

501 **Fig. 19.3 a-** Vertical distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ . **b-** C/N ratio versus  $\delta^{13}\text{C}$  Lamb's et al.  
502 (2006) model showing the position of the samples in core GeoB 13813-4. **c-** Vertical  
503 distribution of C/N ratios; values lower than 10 are depicted with dark grey and those  
504 higher than 10 are depicted with light grey

505

506 **Fig. 19.4** Relative abundance of the most representative diatom species arranged according  
507 to their salinity requirements (freshwater, marine-brackish and marine) and life form  
508 (Planktonic and Benthic), (upper part of the figure). Diatom Association Zones (DAZ) and  
509 cluster analysis are presented at the right side. Principal component analysis scores of axis  
510 1 and vertical distribution of total freshwater, marine-brackish and marine diatom groups  
511 are also presented to the right of the diagram

512

513 **Fig. 19.5** Principal Component Analyses (PCA) diagram showing the relationship between  
514 the most representative diatom species (rows) and the depth (circles)

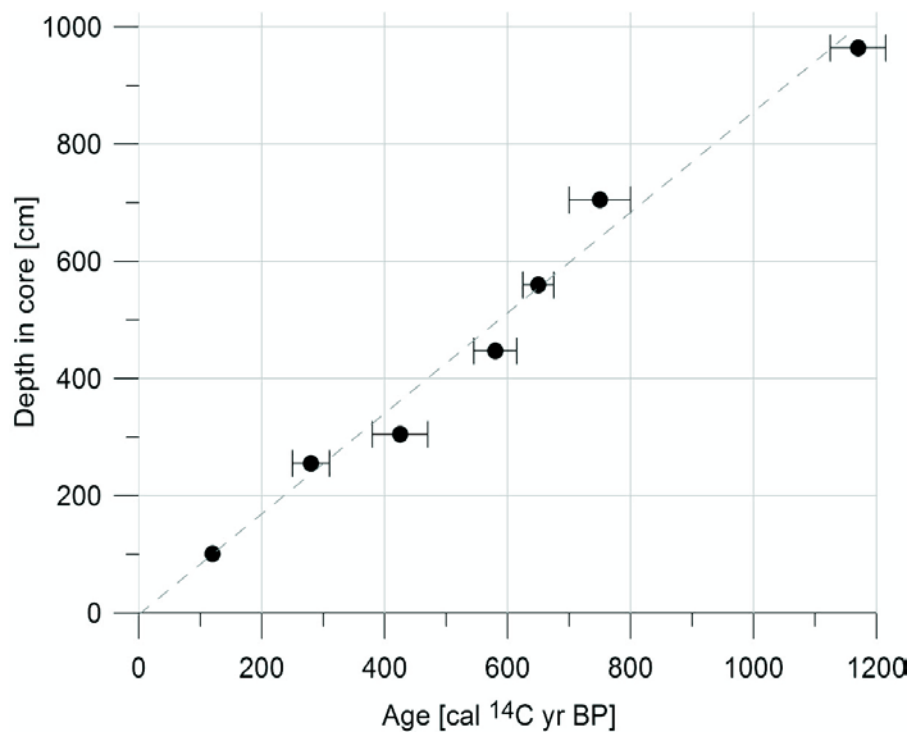
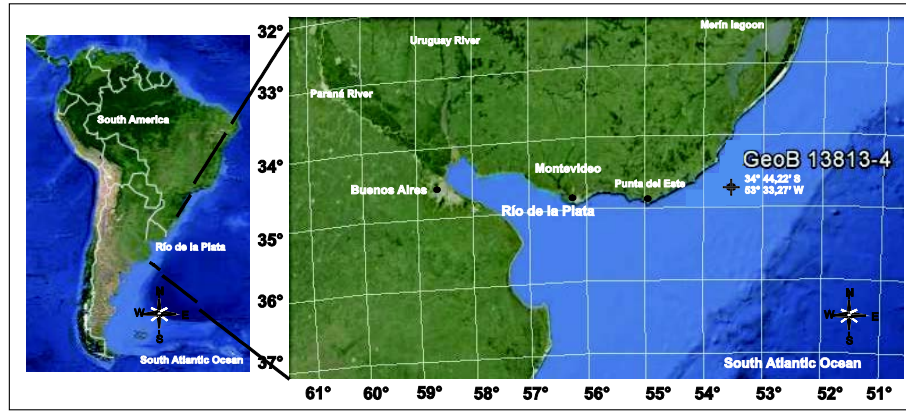
515

516 **19.9 Artwork for figures**

517

518

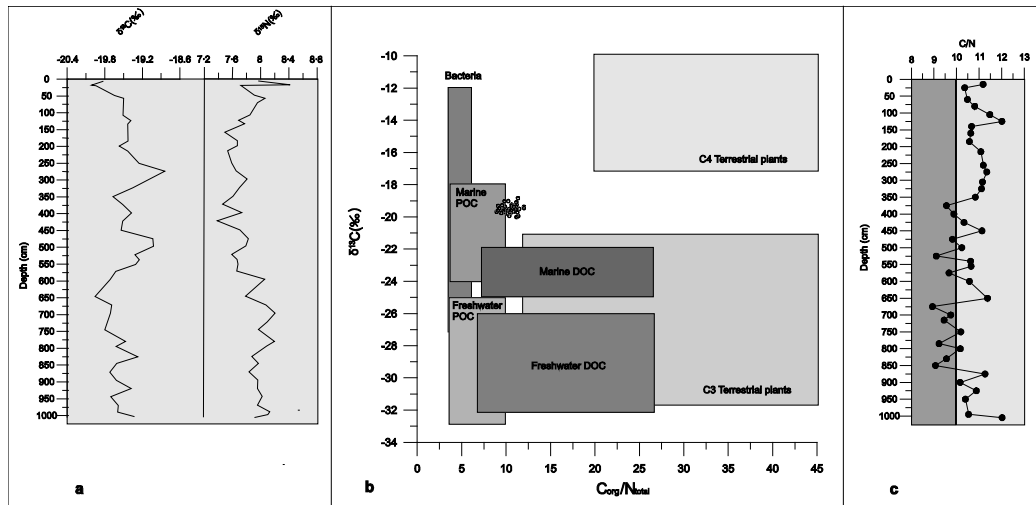
519



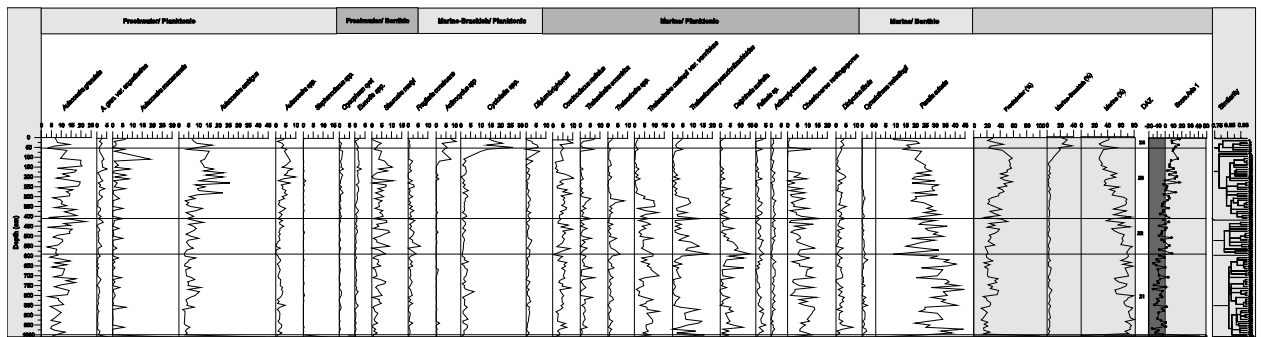
520

521

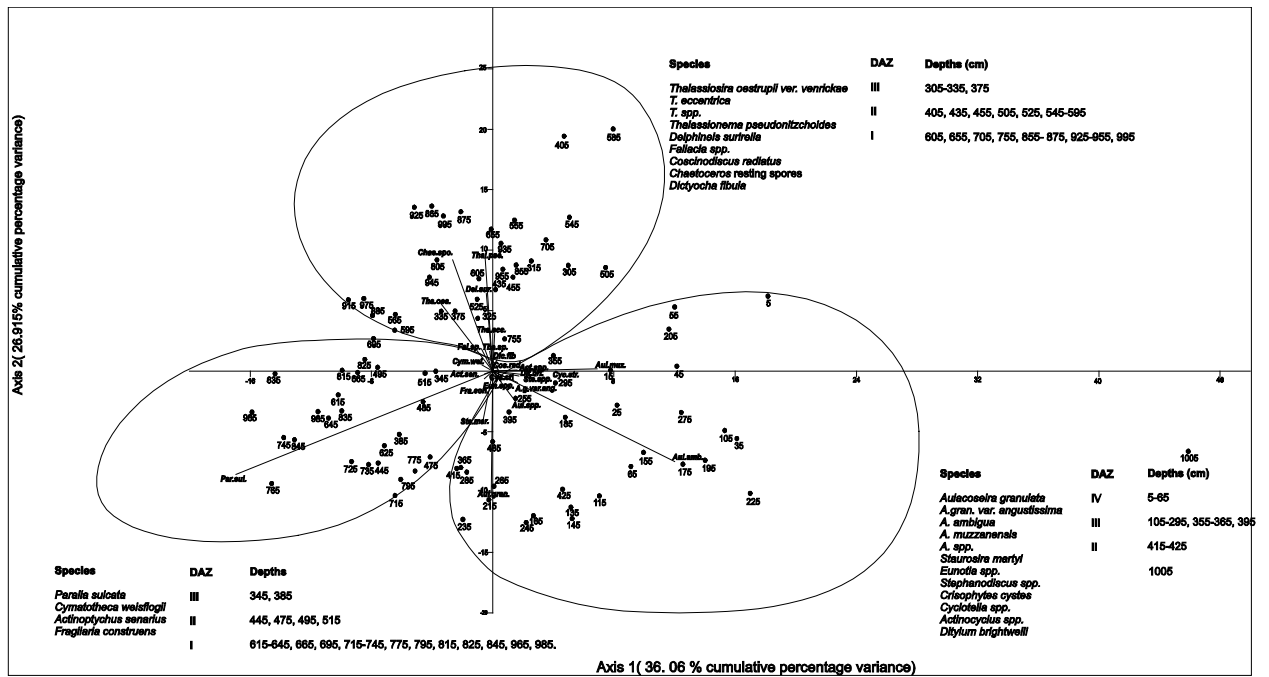
522  
523



524  
525



526  
527



528

529 **19.10 Reference list**

530 Acha E, Mianzan H, Iribarne O, Gagliardini D, Lasta C, Daleo P (2003) The role of  
531 the Río de la Plata bottom salinity front in accumulating debris. *Mar Poll Bull* 46:197-202

532

533 Acha E, Mianzan H, Guerrero R, Carreto J, Giberto D, Montoya N, Carignan M  
534 (2008) An overview of physical and ecological processes in the Rio de la Plata Estuary.  
535 *Cont Shelf Res* 28:1579-1588

536

537 Adams S M (2005) Using multiple response bioindicators to assess the health of  
538 estuaries ecosystem: an operational framework. In: Bortone S E (ed) *Estuarine Indicators*.  
539 CRC Press, New York, pp 5-18

540

541 Ayup-Zouain R N (1988) Algunas consideracoes sobre o intercâmbio sedimentar  
542 entre o Río de La Plata exterior e a plataforma Continental adjacente. Informe Unesco  
543 sobre Ciencias del Mar, pp 38-47

544

545 Bender V B, Hanebuth T J J; Chiessi C M (2013) Holocene shifts of the Subtropical  
546 Shel Front off southern South America controlled by high and low latitude forcing.  
547 *Paleoceanography* 28:1-10

548

549 Bianchi T S (ed) (2007) *Biogeochemistry of estuaries*. Oxford University Press,  
550 Texas, p710

551

552 Botto F, Gaitán E, Mianzan H, Acha M, Giberto D, Schiariti A, Iribarne O (2011)  
553 Origin of resources and trophic pathways in a large SW Atlantic estuary: An evaluation  
554 using stable isotopes. *Estuar Coast Shelf Sci* 92: 70-77

555

556 Bozzano G, Violante R A, Cerredo M E (2011) Middle slope contourite deposits  
557 and associated sedimentary facies off NE Argentina. *Geo-Mar Lett* 31:495-507. DOI  
558 10.1007/s00367-011-0239-x

559

560 Burone L, Sousa S H M, Mahiques M M, Valente P, Ciotti A, Yamashita C (2011)  
561 Benthic foraminiferal distribution on the southeastern Brazilian shelf and upper slope. *Mar*  
562 *Biol* 158:159-179. DOI 10.1007/s00227-010-1549-7

563

564 Calliari D, Brugnoli E, Ferrari G, Vizziano D (2009) Phytoplankton distribution and  
565 production along a wide environmental gradient in the South-West Atlantic off Uruguay.  
566 *Hydrobiologia* 620:47-61. DOI 10.1007/s10750-008-9614-7

567

568 Campos E, Lentini C D, Miller J L, Piola A. R. (1999) Interannual variability of the  
569 sea surface temperature in the South Brazil Bight. *Geophys Res Lett* 26(14):2061-2064

570

571 Cavallotto J L (2002) Evolución Holocena de la Llanura costera del margen sur del  
572 Río de la Plata. *Rev Asoc Geol Argent* 57(4):376-388

573

574 Cavallotto J L, Violante R, Parker G (2004) Sea-level fluctuations during the last  
575 8600 years in the de la Plata river (Argentina). *Quat Int* 114:155-165

576

577 Cavallotto J L, Violante R, Colombo F (2005) Evolución y cambios ambientales de  
578 la llanura costera de la cabecera del río de la Plata. *Rev Asoc Geol Argent* 60(2):353-367

579

580 Compagnucci R H, Agosta E A, Vargas W M (2002) Climate change and quasi-  
581 oscillations in central West Argentina summer precipitation: main features and coherent  
582 behaviour with Southern African region. *Clim Dynam* 18: 421-435

583

584 Cooper S R (1999) Estuarine paleoenvironmental reconstructions using diatoms. In:  
585 Stroemer E F, Smol J (eds) *The diatoms: applications for the environmental and earth*  
586 *science*. Cambridge Univ. Press, New York, pp 352-373

587

588           Correa I C S, Ayup-Zouain R N, Weschenfelder J, Tomazelli L J (2008) Areas  
589 fontes dos minerais pesados e sua distribuição sobre a plataforma continental sul-brasileira,  
590 uruguaia e norte-argentina. *Revista Pesquisas em Geociencias* 35(1): 137-150  
591

592           Coste M, Prygiel J (eds) (2000) *Guide méthodologique pour la mise en oeuvre de*  
593 *l'Indice biologique diatomées*. Cemagref, Bordeaux, p134  
594

595           Cheng Z, Gao Y, Dickman M (eds) (1996) *Colour Plates of the Diatoms*. China,  
596 Beijing, p120  
597

598           Del Puerto L, Bracco R, Inda H, Gutierrez O, Panario D, García-Rodríguez F (2011)  
599 *Assessing links between late Holocene climate change and paleolimnological development*  
600 *of Peña Lagoon using opal phytoliths, physical, and geochemical proxies*. *Quat Int*  
601 doi:10.1016/j.quaint.2011.11.026  
602

603           Denys L, De Wolf H (1999) Diatoms as indicators of coastal paleoenvironments  
604 and relative sea-level change. In: Stoermer E F, Smol J (eds) *The Diatoms: applications for*  
605 *the environmental and earth science*. Cambridge Univ. Press, New York, pp277-298  
606

607           De Wolf H (1982) Method of coding of ecological data from diatoms for cometer  
608 utilization. *Med Rijks Geol Dienst* 36:95-99  
609

610           Espinosa M, De Fransesco C, Isla F (2003) Paleoenvironmental reconstruction of  
611 Holocene coastal deposits from the southeastern Buenos Aires province, Argentina. *J*  
612 *Paleolimnol* 29:49-60  
613

614           Espizua L E, Pitte P (2009) The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes  
615 (35°S), Argentina. *Palaeogeogr Palaeocl* 281:345-350  
616

617 Fontana, S L (2005) Holocene vegetation history and palaeoenvironmental  
618 conditions on the temperate Atlantic coast of Argentina, as inferred from multi-proxy  
619 lacustrine records. *J Paleolimnol* 34:445-469. DOI 10.1007/s10933-005-5792-8  
620

621 Frenguelli J (1941) Diatomeas del Río de la Plata. *Revista Museo Nacional La Plata*  
622 3:213-334  
623

624 Frenguelli J (1945) Diatomeas del Platense. *Revista Museo Nacional La Plata* 3:77-  
625 221  
626

627 García-Rodríguez F, Metzeltin D, Sprechmann P, Trettin R, Stams G, Beltrán-  
628 Morales L F (2004a) Upper Pleistocene and Holocene paleosalinity and trophic state  
629 changes in relation to sea level variation in Rocha Lagoon, southern Uruguay. *J*  
630 *Paleolimnol* 32:117-135  
631

632 García-Rodríguez F, Sprechmann P, Metzeltin D, Scafati L, Melendi D L,  
633 Volkheimer W, Mazzeo N, Hiller A, Von Tümpling W, Scasso F (2004b) Holocene trophic  
634 state changes in relation to sea level variation in Lake Blanca, SE Uruguay. *J Paleolimnol*  
635 31:99-115  
636

637 García-Rodríguez F, Metzeltin D, Sprechmann P, Beltrán-Morales LF (2004c)  
638 Upper Pleistocene and Holocene development of Castillos Lagoon in relation to sea level  
639 variation, SE Uruguay. *Neues Jahrbuch für Geologie Paläontologie Monatsheft* 11:641-661  
640

641 García-Rodríguez F, del Puerto L, Pita A L, Brugnoli E, Burone L, Muniz P (2011)  
642 Diatoms, protein and carbohydrate sediment content as proxies for coastal eutrophication in  
643 Montevideo, Río de la Plata estuary, Uruguay. *Braz J Oceanogr* 59(4): 293-310  
644

645 Garreaud R D, Vuille M, Compagnucci R, Marengo J (2009) Present-day South  
646 American climate. *Palaeogeogr Palaeoclimatol* 281(3-4):180-195  
647

648 Giberto D A, Bremec C S, Cortelezzi A, Rodrigues C A, Brazzeiro A (2007)  
649 Ecological boundaries in estuaries: macrobenthic  $\beta$ -diversity in the Río de la Plata system  
650 (34–36°S). *J Mar Biol Assoc UK* 87:377-381. Doi:10.1017/S0025315407050126  
651

652 Gómez N, Bauer D E (2000) Diversidad fitoplanctónica en la franja costera Sur del  
653 Río de la Plata. *Biol Acuát* 19:7-26  
654

655 Guerrero R, Acha E, Framiñan M, Lasta C (1997) Physical oceanography of the Rio  
656 de la Plata Estuary, Argentina. *Cont Shelf Res* 17(7):727-742  
657

658 Gyllencreutz R, Mahiques M M, Alves D V P, Wainer I K C (2010) Mid- to late-  
659 Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain  
660 size records. *The Holocene* 20(6):863-875  
661

662 Hasle G R, Syvertsen E E (1996) Marine diatoms. In: Tomas C R (ed) Identifying  
663 marine phytoplankton. Academic Press, San Diego, California, pp5-360  
664

665 Hassan G S, Espinosa M A, Isla F (2009) Diatom-based inference model for  
666 paleosalinity reconstructions in estuaries along the northeastern coast of Argentina. *Palaeo3*  
667 275(1-4):77-91  
668

669 Hernández-Molina F J, Paterlini C M, Violante R A, Somoza L, Ribesco M,  
670 Uenzelman-Neben J (2010) Giant Mounted drifts in the argentine continental margin. Paper  
671 presented at the International geological congress on the Southern Hemisphere, Mar del  
672 Plata, Argentina  
673

674 Iriondo M (1999) Climatic changes in the South American plains: Records of a  
675 continent-scale oscillation. *Quatern Int* 57/58:93-112  
676

677 Kandari M, Rifaie K, Yamani F Y (eds) (2009) Diatoms. In: Marine phytoplankton  
678 atlas of Kuwait's water. Kuwait Institute for Scientific Research, Kuwait, pp26-128



679

680 Karst T L, Smol J P (2000) Paleolimnological evidence of limnetic nutrient  
681 concentration equilibrium in a shallow, macrophyte-dominated lake. *Aquat Sci* 62:20-38

682

683 Klicpera A, Hanebuth TJJ, Carranza A, Westphal H (accepted) Late Glacial and  
684 recent seasonal oceanographic cyclic shifts of the shelf front off Uruguay recorded in  
685 robust bivalves. *Cont Shelf Res*

686

687 Kuramoto T, Minagawa M (2001) Stable Carbon and Nitrogen isotopic  
688 characterization of organic matter in a mangrove ecosystem on the Southwestern Coast of  
689 Thailand. *J Oceanogr* 57:421-431

690

691 Kurucz A, Massello A, Méndez S, Cranston R, Wells P (1998) Calidad ambiental  
692 del Río de la Plata. In: Wells P G, Daborn G R (eds) *Río de la Plata una revisión ambiental*.  
693 University of Dalhousie, pp71-96

694

695 Krastel S, Wefer G, Hanebuth T J J, Antobreh A A, Freudenthal T, Preu B,  
696 Schwenk T, Strasser M, Violante R, Winkelmann D (2011) Sediment dynamics and  
697 geohazards off Uruguay and the de la Plata River region (northern Argentina and Uruguay).  
698 *Geo-Mar Let* 31(4):271-283. DOI 10.1007/s00367-011-0232-4

699

700 Lalli C M, Parson T (eds) (1997) *Biological Oceanography: An introduction*.  
701 Oxford, Butterworth-Heinemann, p286

702

703 Lamb A L, Wilson G P, Leng M J (2006) A review of coastal palaeoclimate and  
704 relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}C$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Sci*  
705 *Rev* 75:29-57

706

707 Lantsch H, Hanebuth TJJ, Chiessi CM, Schwenk T, Violante R (accepted) A high-  
708 supply sedimentary system controlled by strong hydrodynamic conditions (the continental  
709 margin off the Plata Estuary during the late Quaternary). *Quat Res*

710

711 Laprida C, García Chaporí N, Violante R A, Compagnucci R H (2007) Mid  
712 Holocene evolution and paleoenvironments on the shore face-offshore transition, north  
713 eastern Argentina: new evidence base on benthic microfauna. *Mar Geol* 240:43-56

714

715 Laprida C, García Chaporí N, Chiessi C M, Violante R A, Watanabe S, Totah V  
716 (2011) Middle Peistocene sea surface temperature in the Brazil-Malvinas Confluence Zone:  
717 Paleooceanographic implications based in planktonic foraminifera. *Micropaleontology*  
718 57(2):183-196

719

720 Licursi M, Sierra M V, Gomez N (2006) Diatom assemblages from a turbid coastal  
721 plain estuary: Río de la Plata (South America). *J Marine Syst* 62:33-45

722

723 Mahiques M M, Fukumoto M, Silveira I L A, Figueira R C L, Bicego M, Lourenco  
724 R, Sousa S H H (2007) Sedimentary changes of the south eastern brazilian upper slope,  
725 during the last 35000 years. *An Acad Bras Ciênc* 79(1):171-181

726

727 Mahiques M M, Wainer I K C, Burone L, Nagai R, Sousa S H M, Lopes Figueira R  
728 C, da Silveira I C A, Bicego M C, Alves D P V, Hammer O (2009) A high-resolution  
729 Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. *Quatern*  
730 *Int* 206:52-61

731

732 Martínez S, Rojas A, Ubilla M, Verde M, Perea D, Piñeiro G (2006) Molluscan  
733 assemblages from the marine Holocene of Uruguay: composition, geochronology, and  
734 paleoenvironmental signals. *Ameghiniana* 43(2):1-15

735

736 Martins L R, Martins I R, Urien C M (2003) Aspectos sedimentares da plataforma  
737 continental na área de influencia de Rio de La Plata. *Gravel* 1:68-80. ISSN1678-5975

738

739 Metzeltin D, García-Rodríguez F (2003) *Las Diatomeas Uruguayas*. Facultad de  
740 Ciencias , Montevideo, Uruguay, p208

741

742 Metzeltin D, Lange-Bertalot H, García-Rodríguez F (2005) Diatoms of Uruguay -  
743 Taxonomy, Biogeography, Diversity. In: Lange-Bertalot H, Gantner Verlag A R G (eds)  
744 Iconographia Diatomologica, vol 15. Koenigstein, Germany, p737

745

746 Moller Jr O O, Piola A R, Freitas A C, Campos E (2008) The effects of river  
747 discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. Cont shelf res  
748 28(13):1603-1624

749

750 Moy C M, Moreno P I, Dunbar R B, Kaplan M R, Francois J-P, Villalba R,  
751 Haberzettl T (2009) Climate change in Southern South America during the last two  
752 millennia. In: Vimeux F, Sylvestre F, Khodri M (eds) Past climate variability in South  
753 America and surrounding regions. Developments in paleoenvironmental research, vol 14.  
754 Springer, pp353-393

755

756 Müller A, Mathesius U (1999) The palaeoenvironments of coastal lagoons in the  
757 southern Baltic Sea, I. The application of sedimentary Corg/N ratios as source indicators of  
758 organic matter. *Palaeogeogr Palaeocl* 145:1-16

759

760 Müller-Melchers P (1945). Diatomeas procedentes de algunas muestras de turba del  
761 Uruguay. *Comunicaciones Botánicas del Museo de Historia Natural de Montevideo*  
762 1(17):1-25

763

764 Müller-Melchers P (1953) Sobre algunas diatomeas planctónicas de Atlántida  
765 (Uruguay), *Physis* 20(59):459-466

766

767 Müller-Melchers P (1959) Plankton diatoms of the Southern Atlantic of Argentina  
768 and Uruguay coast. *Comunicaciones Botánicas del Museo de Historia Natural de*  
769 *Montevideo* 3(38):1-53

770

771 Nagai R H, Sousa S H M, Burone L, Mahiques M M (2009) Paleoproductivity  
772 changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian  
773 continental margin: Benthic foraminifera and sedimentological proxies. *Quatern Int* 20:62-  
774 71  
775

776 Nagy G J, Gomez-Erache M, Lopez C H, Perdoma A C (2002) Distribution patterns  
777 of nutrients and symptoms of eutrophication in the Rio de la Plata River Estuary System.  
778 *Hydrobiologia* 475/476:125-139  
779

780 Onodera J, Takahashi K (2008) Long-term diatom fluxes in response to  
781 oceanographic conditions at stations AB and SA in the central subarctic Pacific and the  
782 Bering Sea, 1990–1998. *Deep-Sea Res PTI* 56 (2):189-211. Doi:10.1016/j.dsr.2008.08.006  
783

784 Papanicolaou T, Fox J (2004) Tracing sediment sources by using stable carbon and  
785 nitrogen isotopes: an exploratory research. IIHR-Hydroscience & Engineering College of  
786 Engineering, Technical Report 437, p15  
787

788 Parker G (1990) Estratigrafía del Río de la Plata. *Rev Asoc Geol Argent* 3/4:193-  
789 304  
790

791 Parker G, Violante R A, Paterlini C M, Costa I P, Marcolini S I, Cavallotto J L  
792 (2008) Las secuencias depositacionales del plioceno-cuaternario en la plataforma  
793 submarina adyacente al litoral del este bonaerense. *Lat am J Sedimentol Basin Anal*  
794 15(2):105-124. ISSN 1669 7316  
795

796 Perez L. 2010 Distribución de diatomeas en sedimentos superficiales a través de un  
797 gradiente trófico y de salinidad, en el Río de la Plata. Bachelor Dissertation, Facultad de  
798 ciencias, Montevideo, Uruguay, p 47  
799

800 Piola A, Campos D, Moller O, Charo M, Martinez C (2000) Subtropical shelf front  
801 off eastern South America. *J Geoph Res* 105(C3):6565-6578

802

803 Piola A R (2002) El impacto del Plata sobre la plataforma continental. Taller "El  
804 Niño: sus impactos en el Río de la Plata y en la región pampeana, pp 28-39

805

806 Piola A R, Matano R P, Palma E D, Moller Jr O O, Campos E J D (2005) The  
807 influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophys Res*  
808 *Lett* 32 L01603. Doi:10.1029/2004GL021638

809

810 Rein B, Luckge A, Reinhardt L, Sirocko F, Wolf A, Dullo W C (2005) El Niño  
811 variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography* 20 PA4003.  
812 Doi:10.1029/2004PA001099

813

814 Rosenbauer R J, Swarzenski P W, Kendall C, Orem W H, Hostettler F D, Rollog M  
815 E (2009) A carbon, nitrogen, and sulfur elemental and isotopic study in dated sediment  
816 cores from the Louisiana Shelf. *Geo-Mar Lett* 29:415-429. DOI 10.1007/s00367-009-0151-  
817 9

818

819 Saino T, Shang S, Mino Y, Suzuki K, Nomura H, Saitoh S, Miyake H, Masuzawa  
820 T, Harada K (1998) Short term variability of particle fluxes and its relation to variability in  
821 sea surface temperature and chlorophyll *a* field detected by Ocean Color and Temperature  
822 Scanner (OCTS) off Sanriku, northwestern North Pacific in the spring of 1997. *J Oceanogr*  
823 54(5):583-592. DOI: 10.1007/BF02742460

824

825 Sancetta C (1999) Diatoms and marine paleoceanography. In: Stoermer E F, Smol J  
826 (eds) *Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Science*. Cambridge Univ.  
827 Press, New York, pp 374-388

828

829 Sar E A, Sunesen I, Lavigne A S (2010) *Cymatotheca*, *Tryblioptychus*,  
830 *Skeletonema* and *Cyclotella* (Thalassiosirales) from Argentinian coastal waters. Description  
831 of *Cyclotella cubiculata* sp. nov. *Vie milieu* 60 (2):135-156

832

833           Stuiver M, Reimer P, Bard E, Beck J (2006) INTCAL98 radiocarbon age  
834 calibration, 24,000-0 cal 865 BP. Radiocarbon 40:1041-1083.  
835

836           Toledo F, Cachão M, Costa K B, Pivel M A G (2007) Planktonic foraminifera,  
837 calcareous nannoplankton and ascidian variations during the last 25kyr in the  
838 southwestern atlantic: a paleoproductivity signature?. Mar Micropaleontol 64:67-79  
839

840           Urien C (1967) Los sedimentos modernos del Río de la Plata exterior. Servicio de  
841 Hidrología Naval 4(2):113-213  
842

843           Urien C M, Ewing M (1974) Recent sediments and environment of southern Brazil,  
844 Uruguay, Buenos Aires, and Rio Negro continental shelf. In: Burk C A, Drake C L (eds)  
845 The Geology of Continental Margins. Springer, New York, pp157-177  
846

847           Urien C M, Martins L R, Martins I R (1980a ) Evolução geológica do Quaternário  
848 do litoral atlântico uruguaio, plataforma continental e regiões vizinhas. Notas Técnicas,  
849 CECO/URFGS 3:7-43  
850

851           Urien C M, Martins L R, Martins I R (1980b) Modelos deposicionais na plataforma  
852 continental do Rio Grande do Sul (Brasil), Uruguai e Buenos Aires. Notas Técnicas,  
853 CECO/URFGS 3:13-25  
854

855           Urien C M, Martins L R, Martins I R (2003) Paleoplataformas e progradação  
856 deltaica do Neogeno na margem continental do Uruguai e Norte da Argentina. Notas  
857 Técnicas, CECO/URFGS 3:40-46  
858

859           Van Dam H, Mertens A, Sinkeldam J (1994) A coded checklist and ecological  
860 indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. Aquat Ecol 28(1):117-133.  
861 DOI: 10.1007/bf02334251  
862

863 Voigt I, Henrich R, Preu B, Piola AR, Hanebuth TJJ, Schwenk T, Chiessi CM  
864 (2013) A submarine canyon as climatic archive – Interaction of the Antarctic Intermediate  
865 Water with the Mar del Plata Canyon (Southwest Atlantic). *Mar Geol* 341, 46-57

866

867 Vos P C, De Wolf H (1993) Reconstruction of sedimentary environments in  
868 Holocene coastal deposits of the southwest Netherlands; the Poortvliet boring, a case study  
869 of palaeoenvironmental diatom research. *Hydrobiologia* 269:270-297

870

871 Witkowski A, Lange-Bertalot H, Metzeltin D (2000) Diatom flora of marine coasts  
872 1. In: Lange-Bertalot H (ed) *Iconographia Diatomologica*, vol7, A.R.G. Gantner Verlag, p  
873 925

874

875 Yamaguchi H, Montani S, Tsutsumi H, Hamada K, Ueda N (2003) Estimation of  
876 particulate organic carbon flux in relation to photosynthetic production in a shallow coastal  
877 area in the Seto Inland Sea. *Mar Poll Bull* 47:18-24

878

879 Zech M, Glaser B (2008) Improved compound-specific  $\delta^{13}\text{C}$  analysis of n-alkanes  
880 for application in palaeoenvironmental studies. *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, 22:135-  
881 142. DOI:10.1002/rcm.3342.

882

### 883 **19.11 Index keywords**

884

885 Diatoms, Late Holocene, Paleosalinity, Río de la Plata, South Western South  
886 Atlantic.

887