

Facultade de Ciencias
Departamento de Ciencias da Navegación e da Terra
Área de Paleontoloxía

Evolución holocena do lago costeiro de Doniños (Ferrol, A Coruña, NO de España) inferida por diatomeas

Evolución holocena del lago costero de Doniños (Ferrol, A Coruña, NO de España) inferida por diatomeas

Diatom-inferred Holocene evolution of Lake Doniños (Ferrol, A Coruña, NW Spain)



Noé Sar Haz

Traballo de fin de grao

Data de defensa: 29 de xullo de 2015

Dirixido polo Dr. Roberto Bao Casal e por David Vázquez Loureiro

ÍNDICE

Pág.

1. Resumen/ Resumo/ Summary	1
2. Introducción	3
3. Objetivos	5
4. Área de estudio	5
5. Material y métodos	6
5.1. Obtención del testigo y litología.....	6
5.2. Cronología.....	7
5.3. Análisis de diatomeas.....	7
6. Resultados	8
6.1. Unidades litológicas y facies sedimentarias.....	8
6.2. Cronología de la serie, tasas de sedimentación.....	10
6.3. Biofacies de diatomeas.....	11
7. Discusión	13
7.1. Reconstrucción paleoambiental.....	13
7.2. Comparación con otros sistemas similares en la costa de Galicia.....	16
8. Conclusiones/ Conclusións/ Conclusions	16
9. Agradecimientos	17
10. Bibliografía	19

1. Resumen/Resumo/Summary

Resumen

Las lagunas costeras o *lagoons* son cuerpos de agua someros situados en la costa pero separados del mar por una barrera que permite una conexión intermitente con él a través de bocanas más o menos restringidas. Se originan cuando una barrera arenosa se desarrolla durante el ascenso postglacial del nivel del mar hasta que se ancla en una bahía costera. En este trabajo se realiza una reconstrucción paleoambiental inferida por diatomeas del sistema de playa-barrera-*lagoon* de Doniños (NO de España) durante el Holoceno. Las asociaciones fósiles de diatomeas y los datos sedimentológicos muestran que el inicio de la sedimentación propia de *lagoon* tuvo lugar en los c. 9.000 a 8.400 años cal BP. Desde entonces se desarrollan tres cuerpos de agua de condiciones ambientales distintas a partir de una bahía costera original. En primer lugar se forma un *lagoon* abierto que evoluciona a un *lagoon* de bajo rango mareal entre c. 9.000 a 3.900 años cal BP. A este sistema le sigue un *lagoon* somero con apenas influencia mareal que evoluciona a un lago costero de agua dulce moderadamente profundo sin comunicación con el mar entre c. 3.400 y 1.800 cal BP. El actual lago de agua dulce se origina en los c. 700 años cal BP, en un momento en que todavía existía una pequeña comunicación con el mar, pero restringida a momentos de fuertes temporales. La presencia de dos hiatos entre 3.900 a 3.400 años cal BP y 1.800 a 700 años cal BP indican la probable desaparición de los *lagoons* que los anteceden como consecuencia de una intensificación de la erosión marina, falta de sedimentos o influencia antrópica. Los resultados obtenidos concuerdan con el modelo evolutivo general para los *lagoons* de Galicia. El registro sedimentario de Doniños demuestra que el origen asincrónico de estos sistemas en la región se debe a diferencias en la topografía heredada.

Resumo

As lagoas costeiras ou *lagoons* son corpos de auga superficiais situados na costa pero separados do mar por unha barreira que permite unha conexión intermitente con él a través de bocanas máis ou menos restrinxidas. Orixínanse cando unha barreira de area se desenvolve durante o ascenso postglacial do nivel do mar ata que se ancora nunha baía costeira. Neste traballo realízase unha reconstrución paleoambiental inferida por diatomeas do sistema de praia-barreira-*lagoon* de Doniños (NO de España) durante o Holoceno. As asociacións fósiles de diatomeas e os datos sedimentolóxicos mostran que o inicio da sedimentación propia de *lagoon* tivo lugar nos c. 9.000 a 8.400 anos cal BP. Dende entón desenvólvense tres corpos de auga de condicións ambientais distintas a partir dunha baía costeira orixinal. En primeiro lugar fórmase un *lagoon* aberto que evoluciona a un *lagoon* de baixo rango mareal entre c. 9.000 a 3.900 anos cal BP. A este sistema séguelle un *lagoon* superficial con apenas influencia mareal que evoluciona a un lago costeiro de auga doce moderadamente profundo sen comunicación co mar entre c. 3.400 e 1.800 cal BP. O actual lago de auga doce, orixínase en c. 700 anos cal BP, nun momento en que aínda existía unha pequena comunicación co mar, pero restrinxida a momentos de fortes temporais. A presenza de dous hiatos entre 3.900 a 3.400 anos cal BP e 1.800 a 700 anos cal BP indican a probable desaparición dos *lagoons* que os anteceden como consecuencia dunha intensificación da erosión mariña, falta de sedimentos ou influencia antrópica. Os resultados obtidos concordan co modelo evolutivo xeral para os *lagoons* de Galicia. O rexistro sedimentario de Doniños demostra que a orixe asincrónica destes sistemas na rexión se debe a diferenzas na topografía herdada.

Summary

Coastal lagoons are shallow water bodies separated from the ocean by a barrier, connected at least intermittently to the ocean by one or more restricted inlets. They originate when a sand barrier develops during post-glacial sea-level rise until it attaches to an embayment in the coastline. In this study a diatom-based paleoenvironmental reconstruction of the Doniños lagoon barrier system (NW Spain) throughout the Holocene is performed. Fossil diatom assemblages and sedimentological data show that lagoonal sedimentation started in this system at c. 9,000-8,000 cal yr BP. Since then, three different coastal lagoon systems developed from a former coastal embayment. A tidal lagoon that evolved into a lagoon of small tidal range was established between c. 9,000 and 3,900 cal yr BP. This system was followed by a shallow lagoon with very small tidal influence that was transformed into a moderately deep freshwater coastal lake between 3,400 and 1,800 cal yr BP. The present-day freshwater coastal lake, that shows no connection with the sea, originated at c. 700 cal yr BP when some marine influence was still possible, but restricted to heavy storms. Hiatuses between 3,900 and 3,400 cal yr BP and 1,800 and 700 cal yr BP indicate that the two former lagoon systems probably disappeared during those periods as a consequence of intensified marine erosion, lack of sediments, or anthropogenic activity. The results agree with the known evolutionary model for the Galician coastal lagoons. The Doniños sedimentary record demonstrates that the asynchronous origin of these systems in the region is due to differences in inherited topography.

2. Introducción

Las lagunas litorales (*coastal lagoons*) pueden definirse como cuerpos de agua relativamente someros situados en la costa, pero separados del mar por una barrera que permite una conexión limitada con él (Newton et al., 2014). Así, al conjunto formado por los diferentes subsistemas de los que la laguna forma parte se le denomina sistema de isla o playa-barrera-lagoon (Dabrio, 2010). La formación de estos sistemas está íntimamente ligada a los procesos de migración de material sedimentario desde la plataforma continental hacia el continente tras el Último Máximo Glacial (*Last Glacial Maximum*, LGM), coincidente con la subida del nivel del mar durante el Holoceno (últimos 11.700 años). Durante el LGM, ocurrido entre los 26.500 y 19.000 años calibrados antes del presente (cal BP), el nivel del mar se encontraba unos 130 m por debajo del nivel actual, experimentando con la deglaciación subsiguiente, una subida muy rápida entre los 19.000 y 7.000 años cal BP (Clark et al. 2009). Para el caso de la costa de Galicia, se estima que el nivel del mar se encontraba aproximadamente unos 7-5 m por debajo del nivel medio actual en torno a los 7.000 años cal BP (Alonso & Pagés, 2010). Tras este momento, la subida se ralentiza. El material sedimentario transportado desde la plataforma continental durante el anterior ascenso acaba aproximadamente en este momento fijándose a la costa, modelando una barrera paralela a la misma que acaba encerrando un cuerpo de agua continental (González-Villanueva, 2013). Así, favorecido por la ralentización de la subida del nivel del mar se configura un sistema característico de playa-barrera-lagoon que, progresivamente, irá alcanzando un mayor aislamiento con respecto al mar con el paso del tiempo. Se produce de este modo una transición desde un ambiente claramente salobre hasta estadios evolutivos más recientes donde la influencia marina desaparece (González-Villanueva, 2013).

Sin embargo, trabajos previos realizados en el NO de la Península Ibérica en los sistemas de playa-barrera-lagoon de Traba (Bao et al., 2007), Islas Cíes (Costas et al., 2009) y Louro (González-Villanueva et al., 2015) demuestran un origen asincrónico de estos sistemas, oscilando entre los 8.000 y 4.000 años cal BP, según su altura relativa con respecto al nivel del mar. La topografía antecedente es, por tanto, el factor forzador más importante en la evolución temprana de estos sistemas (Bao et al., 2007; Costas et al., 2009; Alonso & Pagés, 2010). Su historia posterior está, sin embargo, más condicionada por factores climáticos y puramente locales, como la disponibilidad de sedimentos, la orientación de la costa, o la influencia antrópica, entre otros (Bao et al., 2007; Costas et al., 2009).

Los humedales costeros son particularmente vulnerables a los impactos asociados al cambio climático actual, como la tasa acelerada del nivel del mar, el incremento de la temperatura, los cambios en los aportes de agua continental y la frecuencia e intensidad de las tormentas, todos ellos procesos que operan, no sólo a diferentes escalas espaciales, sino también temporales (Day et al., 2008). Por este motivo, su respuesta a los cambios ambientales futuros exige el conocimiento de su morfodinámica, tanto presente como pasada, un aspecto para el cual el uso del registro fósil de las diatomeas ha resultado muy revelador (Cooper et al., 2010).

Las diatomeas son organismos eucariotas unicelulares fotosintetizadores y microscópicos pertenecientes al Reino Chromista (Cavalier-Smith, 2004). Su pared celular está dotada de un esqueleto silíceo denominado frústulo constituido por dos mitades llamadas valvas. La superficie valvar de cada esqueleto se encuentra finamente ornamentada, sirviendo como la base de la clasificación a nivel específico. Por su propia naturaleza silíceas, los frústulos de las diatomeas pueden conservarse, si las condiciones son adecuadas, en el registro sedimentario de los ambientes costeros. Dadas sus estrechas tolerancias a diferentes variables ambientales (salinidad, pH, concentración de nutrientes, profundidad de la masa de agua, etc.) y su rápida respuesta a los cambios en el medio en que habitan, las diatomeas son excelentes indicadores paleoecológicos (Smol & Stoermer, 2010). En concreto, la utilidad de las diatomeas como indicador paleoambiental (*proxy*) en la evolución de humedales costeros se ve respaldada por una considerable bibliografía, habiendo sido utilizadas en la reconstrucción de cambios en el nivel del mar, aislamiento de cuencas por fenómenos de isostasia, estabilidad de las barreras sedimentarias en albuferas, lagunas y lagos, grado de intensidad de tormentas, o el impacto de tsunamis, entre otros (Cooper et al., 2010; Horton & Sawai, 2010).

En este Trabajo de Fin de Grado (TFG) se estudia la evolución del lago costero de Doniños (Ferrol, A Coruña, NO de España), desde su origen, mediante el uso del registro fósil de las diatomeas conservadas en sus sedimentos.

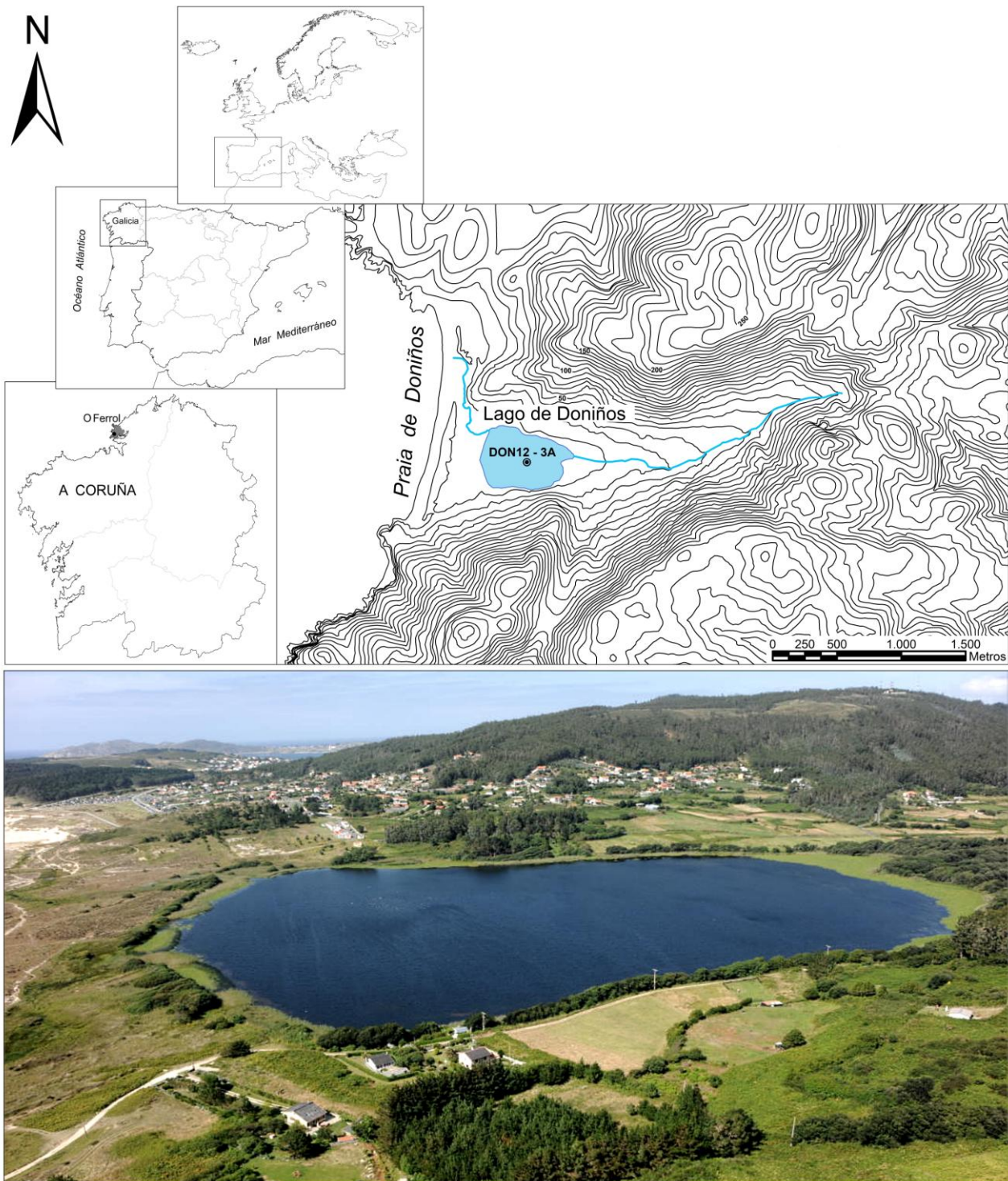


Figura 1: Mapa de situación y foto del lago de Doniños mostrando la localización del testigo DON12-3A

3. Objetivos

- 1) Caracterizar las asociaciones fósiles de diatomeas contenidas en el registro sedimentario del lago de Doniños desde su origen,
- 2) Integrar un conjunto de datos provenientes de varios campos científicos (geocronología, sedimentología y paleontología) para obtener una visión multidisciplinar de la evolución de este sistema de playa-barrera-*lagoon*,
- 3) Comparar los resultados con los obtenidos en otros sistemas similares de la región para verificar o rechazar el modelo evolutivo general preestablecido para estos sistemas.

4. Área de Estudio

La laguna costera de Doniños (UTM 27TNJ51, 4,4 m s.n.m.) se encuentra en el noroeste de la Península Ibérica, en la línea de costa norte de Ferrol (A Coruña, España) (Fig. 1). Ocupa un valle, con una anchura aproximada de 800 m, sobre el Macizo de Ferrol, constituido por granitoides hercínicos. El origen tectónico de este valle explica los fuertes desniveles que lo cierran, su forma y su orientación, así como la profundidad máxima de la laguna, mayor que en otros sistemas similares de la región (Xunta de Galicia, 2010). La precipitación anual media en la zona ronda los 970 mm por año. La temperatura media para enero y julio se establece en los 9,3 y 17,8°C, respectivamente (Carballeira et al., 1983).

La laguna se encuentra cerrada por una flecha arenosa, playa y cordón dunar anclada a ambos extremos, constituyendo un típico complejo de playa-barrera-*lagoon* situado en una costa mesomareal. Este complejo tiene una extensión aproximada de 150 ha, de las cuales 27,53 corresponden a la lámina de agua (Ramil-Rego, 2007). En la actualidad la laguna está casi permanentemente desconectada del mar por la barrera arenosa, que se extiende a lo largo de 1.700 m y posee una anchura máxima de unos 220 m. Los aportes de agua provienen de la escorrentía y de un pequeño río de apenas 2,8 km que alimenta a la laguna desde el Este. Su profundidad máxima es de unos 10 m, y la profundidad media ronda los 4,75 m. Existe un pequeño canal de desagüe que atraviesa la barrera arenosa en el Norte y por el cual la laguna se vacía en episodios de fuerte pluviosidad o durante los temporales de invierno (Vilas & Rolán, 1985). Sin embargo, en la actualidad el intercambio con el agua de mar es prácticamente nulo.

La laguna es hoy en día monomíctica, habiéndose medido una termoclina $>1^{\circ}\text{C}/\text{m}$ entre los 6 y 7 m de profundidad durante el verano de 2010 (Carballeira et al., en prep.). Durante la estratificación térmica se desarrollan en el hipolimnion condiciones anóxicas por debajo de los 7 m. La transparencia es relativamente alta durante el verano, alcanzando el 10% de la irradiación a los 5 m de profundidad en esta época. Esta transparencia se reduce mucho durante los meses de otoño e invierno. Los valores de salinidad se sitúan entre los 94-135 mg L^{-1} mientras que la conductividad varía entre 199-311 $\mu\text{S cm}^{-1}$ y el pH en el rango de 6,6-9,1.

Las comunidades de fitoplancton en la laguna varían considerablemente a lo largo del año. Las cianofíceas son el grupo más importante durante el otoño e invierno, mientras las clorofíceas muestran la distribución contraria, alcanzado su mayor presencia en los meses de primavera y verano (Carballeira et al., en prep.). Los otros grupos algales (Chrysophyta, Euglenophyta y Pyrrophyta) son, también, más abundantes durante el verano. Las diatomeas, por el contrario, muestran un patrón bastante estable a lo largo del año, aunque varía la composición de especies en cada momento. Las diatomeas fitoplanctónicas incluyen una mezcla de diatomeas centrales y pennales que presentan dos momentos de proliferación. El primero tiene lugar en invierno y el segundo en primavera-verano.

El estudio polínico y de diatomeas de un testigo marginal situado en el extremo este de la laguna muestra una compleja historia paleoambiental desde 1420–1460 AD, con importantes cambios en el grado de conexión de la laguna con el mar y en su grado de colmatación, bien natural, o inducida por el hombre (Santos et al., 2001). Sin embargo, la posición marginal del testigo estudiado y su pobre control cronológico sólo permitieron inferir grandes tendencias generales en la evolución del sistema. Por el contrario, el estudio *multiproxy* (diatomeas e indicadores geoquímicos) de un testigo corto obtenido en el punto de máxima profundidad de la laguna y con un sólido modelo cronológico, permitió conocer la evolución detallada del sistema desde c. 400 AD hasta el momento presente (Vázquez-Loureiro, 2011). A lo largo de este

período de estudio la laguna se comportó siempre como un sistema de agua dulce, sometido sin embargo a variaciones en su grado de conexión con el mar. Los momentos de mayor intrusión marina, probablemente de moderada intensidad, pero siempre episódicos, tuvieron lugar entre 1100 y 1810 AD, momento en el que el grado de conexión con el mar se reduce progresivamente hasta el momento presente. El registro de los últimos 60 años refleja también una progresiva eutrofización de la laguna.

El complejo de playa-barrera-lagoon de Doniños forma parte de la Zona de Especial Conservación ES1110002 bajo la Directiva de Hábitats de la Unión Europea (Directiva 92/43 de 21 de Mayo de 1992 relativa a la conservación de los hábitats naturales y de la fauna y flora silvestres).

5. Material y métodos

5.1 Obtención del testigo y litología

En septiembre del 2011 se obtuvieron, en el marco del proyecto GRACCIE, cinco testigos de sedimento de más de 1,4 m de longitud en la laguna costera de Doniños, empleando un sondeador y plataforma acuática UWITEC (Fig. 2).



Figura 2: Plataforma flotante UWITEC en el lago de Doniños utilizada para la extracción del testigo

Todos los testigos se dividieron longitudinalmente en dos partes iguales y fotografiaron con un AVAATECH XRF II core scanner en los laboratorios del Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas de la Universitat de Barcelona y se realizó su descripción sedimentológica en función de la composición, clasificación y naturaleza de los materiales encontrados. Una vez descritos, se seleccionó el testigo DON12-3A, de 4,45 m de longitud y situado en el lago a 9,20 m de profundidad, para el análisis de diatomeas que forma parte del presente TFG.

5.2 Cronología

El marco cronológico de la secuencia sedimentaria de la laguna de Doniños se construyó a partir de la datación de muestras de concentrado polínico obtenidas del testigo DON12-3A a diferentes profundidades por el método del ^{14}C (Björck & Wohlfarth, 2001) utilizando espectrometría de masas con aceleradores (AMS ^{14}C) en el Poznan Radiocarbon Laboratory (Polonia). Las edades de ^{14}C obtenidas por este método se corrigieron por calibración de edad conocida (Björck & Wohlfarth, 2001). Así, la edad ^{14}C obtenida para la muestra analizada se transformó en edad calibrada (años cal BP) con el programa Calib 7.1 y tomando como patrón la curva de calibración IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009).

El modelo de edad utilizado en este TFG se construyó mediante interpolación lineal simple entre pares de niveles estratigráficos datados utilizando el programa AnalySeries 2.0.4.2.

5.3 Análisis de diatomeas

Las muestras de sedimento, tomadas a intervalos de 4 cm en el testigo, se trataron siguiendo un procedimiento estándar (Battarbee *et al.*, 2001). Aproximadamente 20 mg de sedimento seco se introducen en tubos de centrífuga de 15 ml a los que se les añade 1 ml de H_2O_2 al 30% con el fin de eliminar la mayor parte de la materia orgánica. La reacción se acelera en un baño María a 85 °C durante 2-3 horas. A continuación se realizan dos lavados del precipitado centrifugando las muestras durante 3 minutos a 1200 rpm con agua destilada. Posteriormente tiene lugar un segundo tratamiento con HCl al 10% con el fin de eliminar carbonatos, precipitados de hierro, y de disgregar las colonias de diatomeas. Tras el tratamiento con HCl se realizan nuevos lavados con agua destilada hasta que el pH alcance un valor de 6-7. Las muestras se almacenan finalmente en duquesas de plástico hasta su posterior uso en la elaboración de preparaciones microscópicas.

Las preparaciones microscópicas se realizaron tomando 0,5 ml de cada muestra previamente tratada resuspendida sobre un portaobjetos, dejando que la gota se evapore a temperatura ambiente. Una vez evaporada la fase líquida, al material particulado adherido al cubreobjetos se le añade una gota de una resina con alto índice de refracción (Naphrax[®], i.r.=1,74). El cubreobjetos con la muestra se coloca sobre un portaobjetos y se deja evaporar el tolueno que actúa como disolvente de la resina a baja temperatura sobre una placa calefactora.

Una vez realizadas las preparaciones de los 114 niveles estratigráficos muestreados, se observaron bajo un microscopio Nikon Eclipse E600 con óptica de contraste diferencial-interferencial Nomarski a 1.000 aumentos. De este estudio preliminar se seleccionaron para estudio cuantitativo aquellos niveles representativos de cambios significativos en las biofacies de diatomeas y/o en la litología del testigo. Para estimar la abundancia de diatomeas se han contado, al menos, 100 valvas en cada uno de los niveles estratigráficos seleccionados. Aunque se estima que el número de valvas contadas para caracterizar correctamente una asociación de diatomeas no debe bajar de 400 (Battarbee *et al.*, 2001), se ha considerado que para los objetivos de un TFG y de caracterización de grandes cambios en las biofacies un número de 100 valvas es suficiente. Los taxones se determinaron a partir de diferentes fuentes bibliográficas, principalmente Krammer & Lange-Bertalot (1986–1991), Witkowski *et al.* (2000) y Lange-Bertalot (2000-2005). Los datos de abundancia obtenidos se transformaron a valores porcentuales (Battarbee *et al.*, 2001).

La reconstrucción paleoambiental inferida por diatomeas se ha basado, esencialmente, en la agrupación de diatomeas por afinidades según sus formas de vida y tolerancia a la salinidad (Vos & De Wolf, 1993). Los diagramas de abundancia de diatomeas se construyeron con el programa C2 1.4 (Juggins, 2003), utilizando aquellos taxones que alcanzaron un 5% de abundancia en al menos una muestra. Se han establecido diferentes Zonas de Asociación de Diatomeas (Diatom Assemblage Zones, DAZs), basadas en el concepto de Zona de Apogeo, definida en la Guía Estratigráfica Internacional como un “cuerpo de estratos que representa el apogeo o desarrollo máximo, por lo general la máxima abundancia o frecuencia de presencias, pero no la extensión total de alguna especie, género o taxon” (Hedberg, 1980).

6. Resultados

6.1 Unidades litológicas y facies sedimentarias

De la observación macroscópica del testigo (Fig. 3) han podido diferenciarse las siguientes unidades litológicas y facies sedimentarias:

Unidad 1. Tiene una potencia mínima de 69 cm. Está compuesta por arenas gruesas, verdes y bioclásticas (Facies A). Los bioclastos son predominantemente fragmentos y conchas enteras de bivalvos marinos de color blanco (*Pecten* sp.) que se encuentran dispersos y también formando horizontes de acumulación. Estas facies se interpreta como depósitos de playa retrabajados eólicamente. Cerca del techo se registra una intercalación erosionada a techo de lutitas arenosas gris oscuro (Facies B).

Unidad 2. Tiene una potencia de 67 cm. Se apoya sobre la unidad 1 por medio de una superficie irregular, quizás erosiva. Está compuesta por lutitas marrón oscuro grisáceas masivas con granos de arena dispersos (Facies B). Intercala 8 horizontes discontinuos de arena gruesa de origen eólico (Facies C), más frecuentes hacia la base de la unidad. Los sedimentos de esta unidad se interpretan como depositados en un *lagoon* alimentado, tanto por aguas continentales, como marinas.

Unidad 3. Tiene una potencia de 319 cm. Está compuesta por lutitas marrón oscuro con granos de arena dispersos (Facies B), sin intercalaciones de horizontes eólicos reconocibles a simple vista. El ambiente de deposición durante esta etapa es parecido al que actualmente se puede reconocer en el paisaje de la zona: un lago costero con alimentación hídrica continental que desagua hacia el mar a través de un cauce de caudal intermitente. En este lago se depositan eventualmente granos de arena por transporte eólico durante los temporales mayores, sin formar capas arenosas continuas.

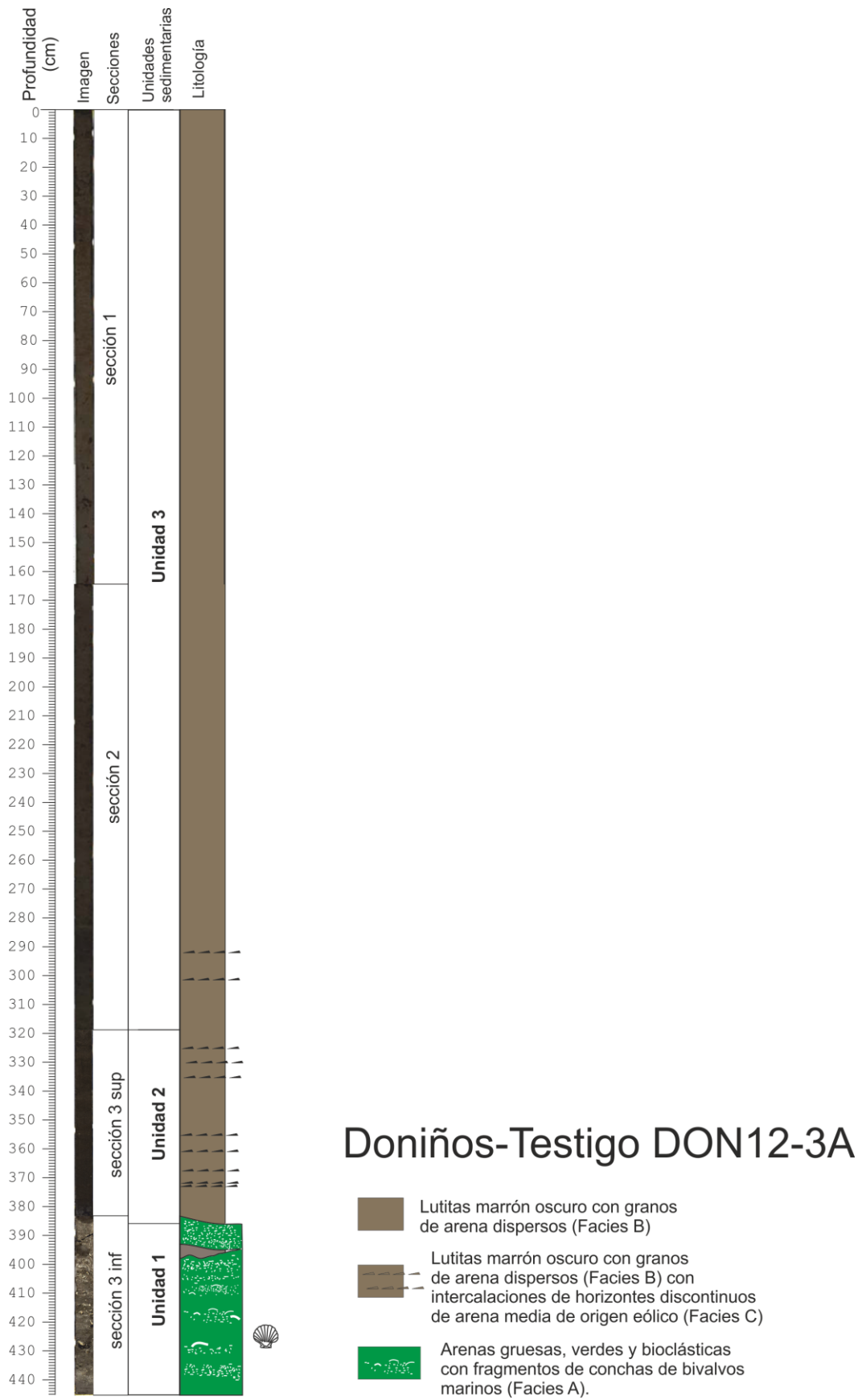


Figura 3: Imagen digital del XRF core scanner del testigo DON12-3A con identificación de las principales unidades litológicas y facies sedimentarias

6.2 Cronología de la serie. Tasas de sedimentación

Se han utilizado 11 dataciones AMS ^{14}C para la construcción de un modelo cronológico provisional (tabla 1). Los resultados muestran que el inicio de la sedimentación propia de *lagoon* (Unidad 2, Facies B) tuvo lugar en torno a los 8.900 años cal BP, tras una fase de desarrollo de depósitos de playa (Unidad 1, Facies A) más antiguos (datados en, al menos, unos 9.100 años cal BP, tabla 1).

Código de laboratorio	Profundidad (cm)	Edad ^{14}C (años BP $\pm 1\sigma$)	Probabilidad mediana (años cal BP)
Poz-70237	10	110,25 \pm 0,36 pMC	-47
Poz-70238	146	630 \pm 30 BP	600
Poz-70239	164	775 \pm 30 BP	700
Poz-70240	200,4	2620 \pm 30 BP	2752
Poz-70241	222,4	2705 \pm 30 BP	2804
Poz-70243	286,4	3180 \pm 35 BP	3406
Poz-70244	317,4	3415 \pm 35 BP	3665
Poz-70245	363,8	7650 \pm 50 BP	8446
Poz-70246	372,8	7660 \pm 50 BP	8455
Poz-70247	383,7	8010 \pm 40 BP	8881
Poz-70249	425,2	8150 \pm 50 BP	9094

Tabla 1: Edades radiocarbónicas y calibradas para el testigo DON12-3A situado a 9,20 m de profundidad de agua

Las tasas de sedimentación a lo largo del testigo son variables, oscilando entre los 0,10 y 10 mm a $^{-1}$ (Fig. 4). Los valores más bajos se registran entre los niveles 317 y 364 cm y entre los 164 y 200 cm, con valores de 0,10 y 0,18 mm a $^{-1}$, respectivamente. Estos valores son indicativos de la presencia de dos importantes hiatos en la serie estudiada.

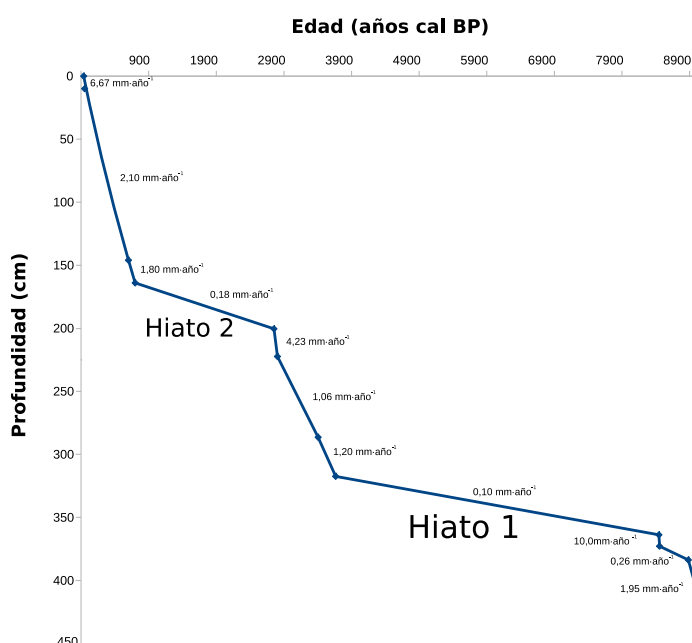


Figura 4: Curva de tasas de sedimentación para el testigo DON12-3A con identificación de hiatos

6.3 Biofacies de diatomeas

Se han identificado un total de 46 taxones de diatomeas en las 16 muestras analizadas. También se han encontrado estomacistos de crisofíceas en baja abundancia en toda la serie. La conservación de los frústulos de diatomeas es en general buena a lo largo del testigo. La abundancia relativa de los taxones más abundantes ($\geq 5\%$ en al menos una muestra) se ilustra en la forma de diagramas (Figs. 5 y 6), agrupándolos conforme a sus afinidades de modo de vida y tolerancia salina (Vos & De Wolf, 1993).

DAZ-I (429,2 - 380 cm; edad desconocida - ca. 9.000 años cal BP): Esta zona está caracterizada por especies marinas, siendo la planctónica *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve 1873 la especie dominante, con abundancias relativas que oscilan entre el 50 y algo más del 80%. Las epipsámicas marino-salobres *Dimmeregramma minus* (Gregory) Ralfs ex Pritchard 1861 y *Planothidium delicatulum* (Kützing) Round & Bukhtiyarova 1996 son subdominantes, junto con la ticoplanctónica salobre-dulceacuícola *Pseudostaurosira subsalina* (Hustedt) Morales 2005, con abundancias en torno al 10%. La influencia salina de esta zona se ve reflejada por la presencia de otras especies y géneros típicamente marinos como *Grammatophora* y *Raphoneis*, así como la epipsámica marino-salobre *Opephora mutabilis* (Grunow) Sabbe & Wyverman 1995. Se observa además una reducción de la abundancia de los grupos bentónicos en favor de los planctónicos hacia el techo de la zona.

DAZ-II (380 - 280cm.; ca. 9.000 - 3.400 años cal BP): Esta zona está codominada por *P. subsalina*, con valores máximos de abundancia en torno al 60% en niveles intermedios, junto con especies de carácter marino o marino-salobre en la base de la zona, y taxones de carácter dulceacuícola o salobre-dulceacuícola hacia el techo de la misma. Las especies marinas reducen su abundancia, encontrándose como grupos codominantes la especie *P. sulcata*, con valores inferiores al 10%, y formas ticoplanctónicas marinas del género *Raphoneis* spp., así como estatosporas de *Chaetoceros* spp. en baja abundancia. Estos taxones se ven reemplazados en el tramo superior por otros de carácter salobre-dulceacuícola, como la ticoplanctónica *Diatoma tenuis* Agardh 1812 y la epífita *Cocconeis placentula* Ehrenberg 1838, y las también bentónicas dulceacuícolas *Achnanthis minutissimum* (Kützing) Czarnecki 1994 y *Stauroforma exiguiiformis* Flower, Jones & Round 1996. El resto de especies subdominantes se distribuyen entre representantes del epipsamon marino-salobre como *Achnanthis lemmermanii* Hustedt 1933, *P. delicatulum*, *D. minus* y *O. mutabilis*, epifiton marino-salobre como *Ctenophora pulchella* (Ralfs ex Kützing) Williams & Round 1986, *Pseudostaurosira elliptica* (Schumann) Edlund, Morales & Spaulding 2006, *C. placentula* y *Nitzschia elegantula* Grunow in van Heurck 1881, esta última formando parte del epipelon marino-salobre. Los demás taxones pertenecen al ticoplancton dulceacuícola, como *S. exiguiiformis*, epifiton dulceacuícola como *A. minutissimum* y *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kützing 1844 hacia niveles superficiales, y dos representantes del plancton dulceacuícola, *Aulacoseira ambigua* (Grunow) Simonsen 1979 y *Aulacoseira granulata* (Ehrenberg) Simonsen 1979 también hacia niveles superficiales. Todas las especies subdominantes presentan abundancias que no superan el 10%, exceptuando *C. placentula* y *A. minutissimum* que se acercan al 20%.

DAZ-III (280-90 cm; ca. 3.400 - 400 años cal BP): Esta zona muestra una clara dominancia de taxones dulceacuícolas en la mitad inferior, alcanzando la planctónica *A. ambigua* abundancias del 80%, siendo acompañantes las también planctónicas *A. granulata* y *Aulacoseira valida* (Grunow) Krammer 1991. Desaparecen casi por completo las especies marinas y marino-salobres, que quedan restringidas a apariciones muy puntuales. Lo mismo ocurre con las estatosporas de *Chaetoceros* spp. que aparecen en un nivel intermedio (160 mm; ca. 1000 cal yr BP) con una abundancia en torno al 10%. A partir de este nivel se produce un cambio de dominancia del plancton al ticoplancton salobre-dulceacuícola representado por *D. tenuis*, con una abundancia en torno al 50%. El taxón subdominante es *A. minutissimum*, principalmente en niveles intermedios, con una abundancia en torno al 20% y perteneciente al epifiton dulceacuícola.

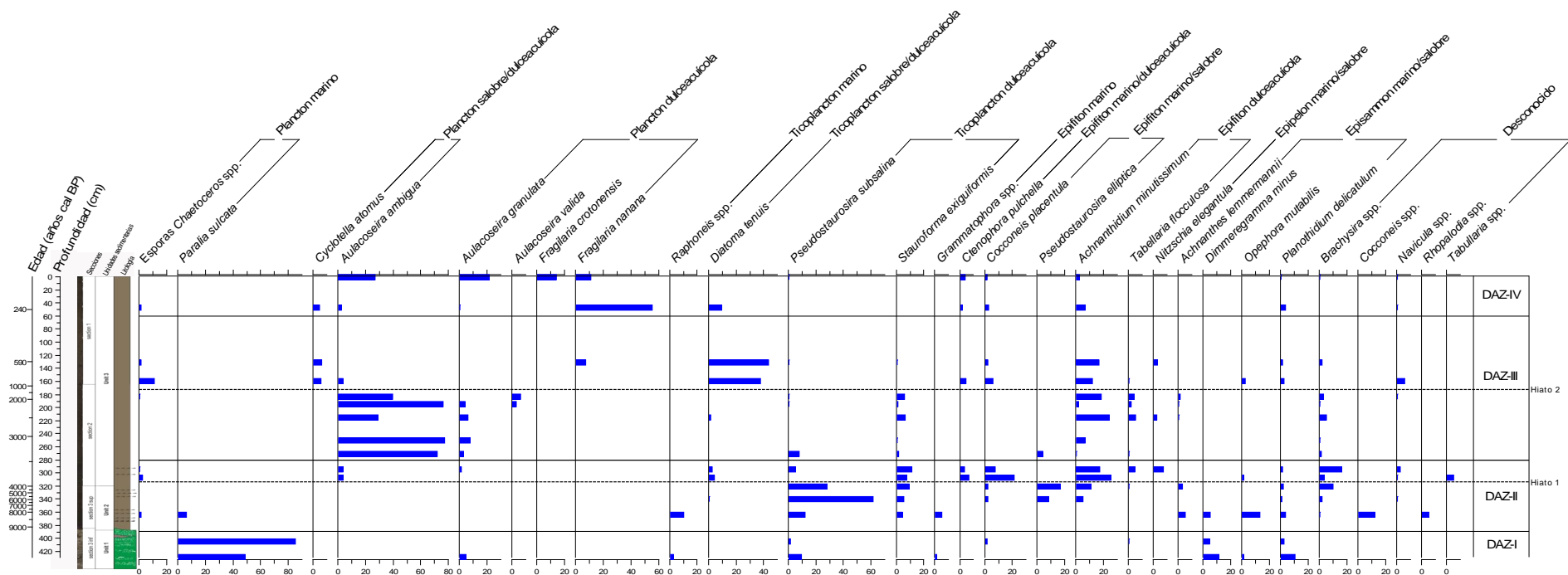


Figura 5: Perfil estratigráfico con las abundancias relativas de los taxones de diatomeas más comunes ($\geq 5\%$ en al menos una muestra) en el testigo DON12-3A agrupados por los grupos ecológicos según Vos & Wolf (1993). Se indica la más probable posición de los hiatos identificados

DAZ-IV (90-0 cm; ca. 400 años cal BP – presente): En esta zona, a techo de testigo, se observa una clara dominancia del plancton dulceacuícola, siendo dominante *Fragilaria nanana* Lange-Bertalot 1993, con una abundancia de hasta un 60% en el nivel más basal, y codominantes *A. ambigua*, *A. granulata*, *F. crotonensis* y *F. nanana* en el nivel más reciente. Acompañan taxones salobre-dulceacuícolas como la planctónica *Cyclotella atomus* Hustedt 1937, restringida a un nivel basal en donde aparece también *D. tenuis* como representante del ticoplancton. Compartiendo los mismos tres niveles aparecen en abundancias inferiores al 10% representantes del epifiton marino, marino-salobre y dulceacuícola, como *C. pulchella*, *C. placentula* y *A. minutissimum*, respectivamente. Finalmente, se observa un nivel intermedio que presenta estatosporas de *Chaetoceros* spp., claramente de procedencia alóctona al tratarse de un representante del plancton marino, en baja abundancia.

7. Discusión

7.1 Reconstrucción paleoambiental

La integración de los datos sedimentológicos, micropaleontológicos y cronológicos obtenidos ha permitido diferenciar tres fases principales en la evolución del sistema durante el Holoceno.

Fase 1: Formación de un sistema de playa-barrera-lagoon con influencia mareal (edad desconocida – 3.900 años cal BP) y posterior desmantelamiento de la barrera

Esta fase se inicia con la dominancia de diatomeas planctónicas (*P. sulcata*) y otras también propiamente marinas (e. g., *Raphoneis* spp. y *Grammatophora* spp.) que revelan la existencia de un ambiente de bahía costera que coincide con la transgresión marina tras el LGM (Clark *et al.*, 2009). El sedimento de este período inicial (Unidad 1) está compuesto por arenas gruesas y bioclastos de bivalvos que confirman la naturaleza marina del ambiente (Fig. 3).

Tras este período inicial, coincidente con la DAZ-1, se produce una sustitución progresiva de las diatomeas planctónicas marinas por otras de carácter fundamentalmente ticoplanctónico y epipsámico, desde marinas, hasta salobre dulceacuícolas (Fig. 6, base de la DAZ-II). Las abundancias relativas de los distintos grupos son propias de ambientes de llanura arenosa a fangosa intermareal o submareal de baja profundidad (Vos & De Wolf, 1993). A su vez, éstas se ven posteriormente sustituidas por diatomeas ticoplanctónicas salobre-dulceacuícolas (fundamentalmente *P. subsalina*), en porcentajes propios de ambientes de lagoon de bajo rango mareal (Vos & De Wolf, 1993), hasta la aparición del primer hiato. Estos cambios son coincidentes con un cambio en la sedimentología (Unidad 2) también compatible con el desarrollo de un ambiente de *lagoon*.

El tránsito desde asociaciones dominadas por *P. sulcata* a otras dominadas por *Fragilaria* s. l. (género al que estuvo adscrita *P. subsalina*) es característico del progresivo aislamiento de una antigua bahía costera del mar circundante (Zong, 1997). El anclaje a la costa de una barrera arenosa es la explicación más verosímil para dicho aislamiento en el caso de Doniños, como lo es en otros sistemas similares de la costa iberoatlántica (e. g., Freitas *et al.*, 2002; Cearreta *et al.*, 2003; González-Villanueva *et al.*, 2015). El inicio de la sedimentación propia de lagoon, con desarrollo de las asociaciones de diatomeas típicas de ambientes de llanura arenosa a fangosa intermareal o submareal de baja profundidad, tendría lugar entre los c. 9.000 a 8.400 años cal BP.

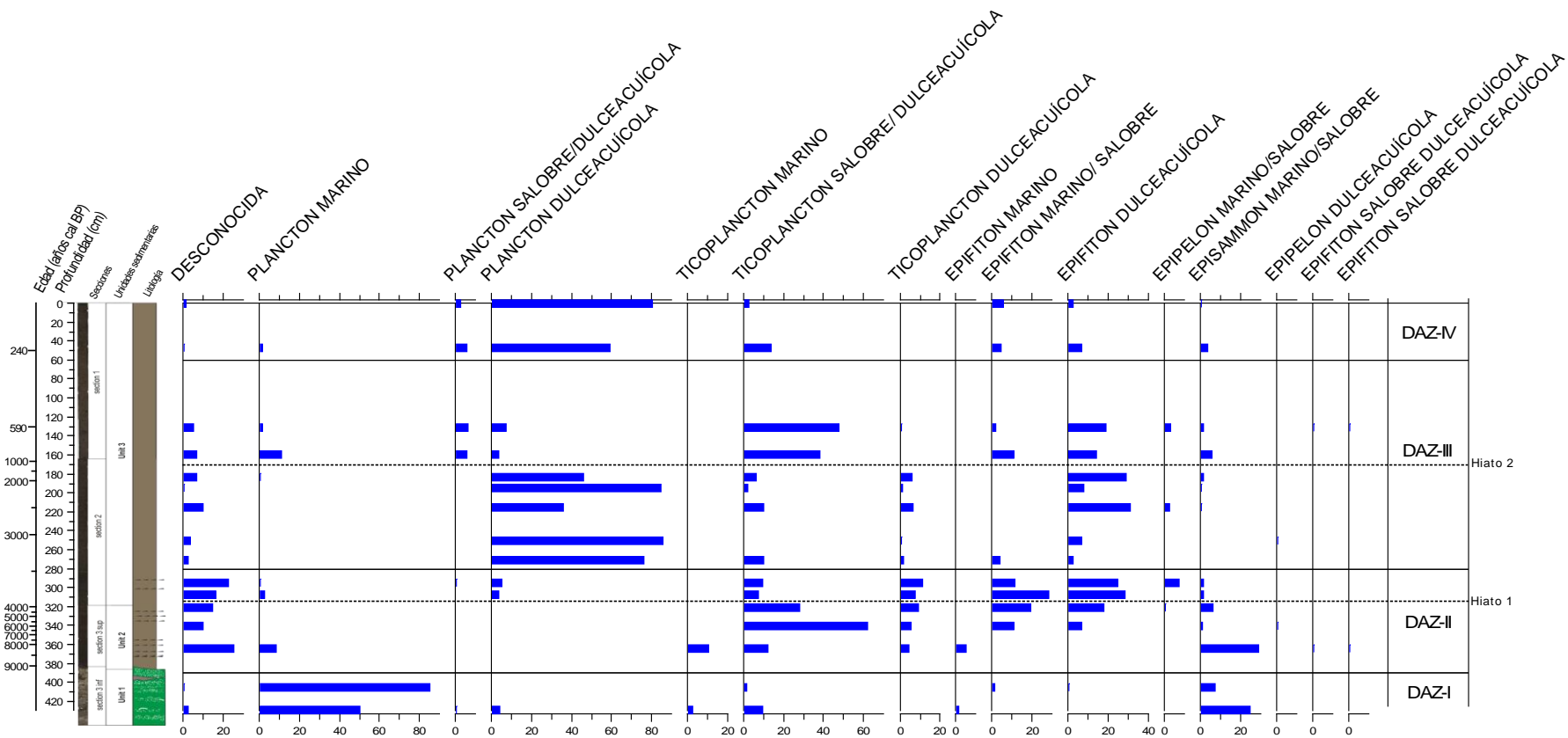


Figura 6: Perfil estratigráfico con las abundancias relativas de los grupos ecológicos de diatomeas según Vos & Wolf (1993). Se indica la más probable posición de los hiatos identificados

Esta fase termina con un hiato que el modelo cronológico, en ausencia de más dataciones, establece en un rango máximo entre los c. 8.500 y 3.400 años cal BP. Los resultados obtenidos del análisis de diatomeas permiten sin embargo reducir la incertidumbre de este intervalo. La existencia de un hiato es reveladora de un cambio muy significativo en las condiciones paleoambientales. El registro de diatomeas revela que, en el intervalo considerado, el cambio paleoecológico más importante tiene lugar entre los c. 3.900 y 3.400 años cal BP, cuando las diatomeas ticoplanctónicas dominantes en la Fase 1 son sustituidas fundamentalmente por diatomeas de carácter epifítico en la Fase 2, cuando un nuevo sistema de *lagoon*, con características diferentes, se forma (ver siguiente). Puede hipotetizarse que el hiato se corresponde con una fase de erosión marina que dismanteló la barrera y cuyo elevado hidrodinamismo no permitió el depósito de sedimentos durante unos 500 años. Alternativamente, una menor disposición de sedimentos, pudo haber contribuido a la destrucción de la barrera (González-Villanueva *et al.*, 2015).

Fase 2: Formación de un nuevo sistema de playa-barrera-lagoon y un lago costero (3.400 – 1.800 años cal BP) y nuevo dismantelamiento de la barrera

La sedimentación posterior al hiato 1 se inicia con el dominio de diatomeas bentónicas de carácter epifítico, tanto marino salobres (*C. placentula*) como dulceacuícolas (*A. minutissimum*) (Fig. 6, techo de la DAZ-II). La abundancia de formas planctónicas y ticoplanctónicas es reducida. Se considera que la relación entre diatomeas planctónicas y bentónicas es un indicador general de la profundidad de la columna de agua; valores más bajos de la relación serían indicadoras de condiciones someras, mientras los altos representarían ambientes de mayor profundidad (Wolin & Stone 2010). Por otra parte, los valores porcentuales de los distintos grupos ecológicos de diatomeas son los propios de un ambiente de *lagoon* sin apenas influencia mareal (Vos & De Wolf, 1993). Tras este inicio se produce un incremento muy significativo del plancton dulceacuícola (*A. ambigua*), que aumenta la relación plancton:bentos y, por tanto, indica un incremento de la columna de agua. Los valores registrados son tan altos, que puede hablarse de la existencia de un sistema lacustre de agua dulce probablemente sin ningún grado de conexión con el mar (Vos & De Wolf, 1993). Los valores de abundancia de diatomeas planctónicas son similares a los existentes en la historia más reciente del lago (Vázquez Loureiro, 2011), sugiriendo que las condiciones de profundidad pudieron ser similares a las actuales (en torno a los 9 m).

Esta fase también termina con un hiato que el modelo cronológico establece en un rango máximo entre los 2.700 y 700 años cal BP. Como en el caso anterior, el cambio paleoecológico más significativo evidenciado por las diatomeas permite acotar más la duración del hiato. La casi desaparición de las diatomeas dulceacuícolas dominantes en la Fase 2, que son sustituidas fundamentalmente por diatomeas ticoplanctónicas y epifíticas en la Fase 3 (Fig. 6), marcan como más probable que el hiato se haya establecido entre los 1.800 y 700 años cal BP. Una nueva fase erosiva o de falta de sedimentos, asociada a otro dismantelamiento de la barrera, parecen hipótesis verosímiles para explicar este hiato. Además, no puede descartarse que la desaparición del lagoon haya podido tener un origen antrópico, ya que la apertura artificial de las barreras es una práctica habitual que evita la inundación de las tierras de labor aledañas en los sistemas de playa-barrea-*lagoon* de la costa iberoatlántica (Freitas *et al.*, 2002; Bao *et al.*, 2007).

Fase 3: Formación del actual sistema de playa-barrera-lago costero (700 años cal BP – presente)

Esta fase registra una nueva secuencia de profundización, que se inicia con la dominancia de diatomeas ticoplanctónicas (*D. tenuis*) que pasan a ser sustituidas por diatomeas planctónicas (*F. nanana*, *A. ambigua* y *A. granulata*), ambos grupos de carácter dulceacuícola.

El restablecimiento de la barrera al inicio de esta fase debió hacerse con un cierto grado de permeabilidad, como atestigua la presencia a comienzos de esta fase de diatomeas marinas alóctonas (estatosporas de *Chaetoceros* spp.). Esta permeabilidad debió quedar probablemente restringida a momentos de grandes tormentas. El posterior cierre progresivo de la

bocana es el factor que debió favorecer la acumulación de agua dulce que explica la secuencia de profundización observada, hasta formar el lago costero actual, sin comunicación con el mar.

7.2 Comparación con otros sistemas similares en la costa de Galicia

La evolución del sistema de playa-barrera-*lagoon* de Doniños encaja dentro del modelo evolutivo general de estos sistemas en la costa de Galicia, aunque con algunas diferencias. El inicio de la sedimentación de *lagoon* tuvo lugar en Doniños en torno a los 9.000 a 8.400 años cal BP, según el modelo cronológico provisional elaborado en el presente TFG. Esta sedimentación ocurrió antes de las registradas para los sistemas de *lagoon* de Cíes (3.700 años cal BP; Costas *et al.*, 2009) y Louro (8.000 años cal BP; González-Villanueva *et al.*, 2015). Por su parte, Traba nunca registró una sedimentación de tipo *lagoon* a lo largo de su historia, habiendo sido siempre de carácter lacustre o palustre (inicio a 5.700 años cal BP; Bao *et al.*, 2007). El origen asincrónico de estos sistemas radica en su altura relativa con respecto al nivel del mar. Así, en zonas de relieve bajo, como Doniños o Louro, la transgresión marina postglacial forma las barreras y provoca la retención de agua continental en edades más tempranas que en los sistemas situados a mayor altura, como Cíes o Traba. Se confirma por tanto que la topografía antecedente, junto al aumento del nivel del mar, es el factor forzador más importante en la evolución temprana de estos sistemas (Bao *et al.*, 2007; Costas *et al.*, 2009; González-Villanueva *et al.*, 2015).

Posteriormente a su formación, el sistema de playa-barrera-*lagoon* de Doniños sufre el posible desmantelamiento de la barrera a los c. 3.900-3.400 años cal BP y c. 1.800-700 años cal BP. Una período de frecuentes inundaciones marinas se registra en Louro entre los 3.500 y 1.500 años cal BP (González-Villanueva *et al.*, 2015) y también más recientemente en Cíes (Costas *et al.*, 2009). Es posible que la degradación de las barreras de estos sistemas tenga una causa de origen regional, aunque no se ha detectado para estas edades un incremento significativo en la tasa de ascenso del nivel del mar (Alonso y Pagés, 2010). Se ha hipotetizado que una menor disponibilidad de sedimentos podría causar el desmantelamiento de las barreras (González-Villanueva *et al.*, 2015). En el caso de Doniños tampoco puede descartarse para el período 1.800-700 años cal BP la apertura artificial de la barrera para evitar la acumulación de agua dulce, como ha ocurrido en otros sistemas de la costa iberoatlántica (Freitas *et al.*, 2002; Bao *et al.*, 2007).

8. Conclusiones/Conclusións/ Conclusions

Conclusiones

1. El sistema de playa-barrera-*lagoon* de Doniños tuvo su origen tras el anclaje de una barrera arenosa a la costa que encerró una bahía costera en los c. 9.000 a 8.400 años cal BP, momento en que se inicia la sedimentación propia de *lagoon*
2. Desde este momento hasta el presente se desarrollan tres cuerpos de agua de condiciones ambientales distintas: un *lagoon* abierto que evoluciona a un *lagoon* de bajo rango mareal entre c. 9.000 a 3.900 años cal BP, un *lagoon* somero con apenas influencia mareal que evoluciona a un lago costero sin comunicación con el mar entre c. 3.400 y 1.800 cal BP y un lago costero con un bajo grado de permeabilidad con el mar que evoluciona a un lago costero sin comunicación con el mar entre c. 700 años cal BP y el presente
3. El desarrollo de estos tres sistemas identificados se ve interrumpido por su probable desaparición entre 3.900 a 3.400 años cal BP y 1.800 a 700 años cal BP como consecuencia de una mayor actividad erosiva marina, o falta de disponibilidad de sedimentos o, en el caso más reciente, actividad antrópica
4. El origen del sistema encaja dentro del modelo evolutivo general conocido para la costa gallega y se confirma que el origen asincrónico de los sistemas de *lagoon* de Galicia se debe a las diferencias en la topografía antecedente

Conclusións

1. O sistema de praia-barreira-*lagoon* de Doniños tivo a súa orixe tras a ancoraxe dunha barreira de area á costa que pechou unha baía costeira nos c. 9.000 a 8.400 anos cal BP, momento en que se inicia a sedimentación propia de *lagoon*
2. Dende este momento ata o presente desenvólvense tres corpos de auga de condicións ambientais distintas: un *lagoon* aberto que evoluciona a un *lagoon* de baixo rango mareal entre c. 9.000 a 3.900 anos cal BP, un *lagoon* superficial con apenas influencia mareal que evoluciona a un lago costeiro sen comunicación co mar entre c. 3.400 e 1.800 cal BP e un lago costeiro cun baixo grao de permeabilidade co mar que evoluciona a un lago costeiro sen comunicación co mar entre c. 700 anos cal BP e o presente
3. O desenvolvemento destes tres sistemas identificados vese interrompido pola súa probable desaparición entre 3.900 a 3.400 anos cal BP e 1.800 a 700 anos cal BP como consecuencia dunha maior actividade erosiva mariña, ou falta de dispoñibilidade de sedimentos ou, no caso máis recente, actividade antrópica
4. A orixe do sistema encaixa dentro do modelo evolutivo xeral coñecido para a costa galega e confírmase que a orixe asincrónica dos sistemas de *lagoon* de Galicia se debe ás diferenzas na topografía antecedente

Conclusions

1. The beach-barrier lagoon system of Doniños originated when a sand barrier anchored to a coastal embayment c. 9,000-8,400 cal yr BP starting the typical lagoon sedimentation
2. From that moment onwards three environmentally different water bodies developed: an open tidal lagoon system that evolved towards a lagoon of small tidal range between c. 9,000 and 3,900 cal yr BP, a shallow lagoon with very small tidal influence that was transformed into a freshwater coastal lake between 3,400 and 1,800 cal yr BP, and a coastal lake with sporadic communication with the sea that became a closed coastal lake system showing no connection with the sea from 700 cal yr BP to present.
3. Development of these three systems was interrupted by their likely disappearance between 3,900 and 3,400 cal yr BP and 1,800 and 700 cal yr BP, probably as a consequence of increased marine erosion, lack of sediments or, for the latter case, anthropogenic influence
4. The origin of Doniños agrees with the known evolutionary model for these systems in the Galician coast. It is also demonstrated that the asynchronous origin of Galician coastal lagoons is due to differences in the antecedent topography

9. Agradecimientos

Esta investigación se financió con fondos del Programa Incite de la Xunta de Galicia (08MDS036000PR) y del Ministerio de Educación y Ciencia mediante los proyectos GRACCIE (CONSOLIDER-INGENIO CSD2007-00067) y RapidNAO (CGL2013-40608R). Para la realización de este TFG se ha contado con datos generados por otros investigadores involucrados en estos proyectos y de instituciones ajenas. Mi agradecimiento especial a Alberto Sáez, del Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas de la Universitat de Barcelona, por la descripción de las unidades litológicas y facies sedimentarias y por facilitar la cronología basada en ^{14}C realizada en el Poznan RadioCarbon Lab (Polonia). También expreso mi agradecimiento a los directores de este TFG, Roberto Bao y David Vázquez del Departamento de Ciencias de la Navegación y de la Tierra de la Universidade da Coruña y la atención, ayuda y disposición de Armand Hernández y Rafael Carballeira durante la realización del trabajo experimental y posterior interpretación de los resultados.

El autor ha participado en la realización de los análisis micropaleontológicos en el laboratorio. Asimismo, ha analizado el conjunto de datos disponibles (sedimentológicos, geocronológicos y micropaleontológicos) y elaborado las interpretaciones.

10. Bibliografía

- Alonso, A., Pagés, J.L., 2010. Evolución del nivel del mar durante el Holoceno en el noroeste de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23, 157-167.
- Bao, R., Alonso, A., Delgado, C., Pagés, J.L., 2007. Identification of the main driving mechanisms in the evolution of a small coastal wetland (Traba, Galicia, NW Spain) since its origin 5700 cal yr BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 247, 296-312.
- Battarbee, R.W., Jones, V.J., Flower, R.J., Cameron, N.G., Bennion, H., Carvalho, L., Juggins, S., 2001. Diatoms, En: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 155-202.
- Björck, S., Wohlfarth, B., 2001. ^{14}C chronostratigraphic techniques in paleolimnology, En: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 205-245.
- Carballeira, A., Devesa, C., Retuerto, R., Santillán, E., Uceda, F., 1983. *Bioclimatología de Galicia*. Fundación Barrié de la Maza, A Coruña.
- Cearreta, A., Cachão, M., Cabral, M.C., Bao, R., Maria de Jesus Ramalho, 2003. Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 2: microfossil multiproxy reconstruction of the Santo André coastal area. *The Holocene* 13, 447-458.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710-714.
- Cooper, S., Gaiser, E., Wachnicka, A., 2010. Estuarine paleoenvironmental reconstructions using diatoms En: Smol, J.P., Stoermer, E.F. (Eds.), *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 309-323.
- Costas, S., Muñoz Sobrino, C., Alejo, I., Pérez-Arlucea, M., 2009. Holocene evolution of a rock-bounded barrier-lagoon system, Cíes Islands, northwest Iberia. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1575-1586.
- Dabrio, C.J., 2010. Playas, En: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, pp. 441-501.
- Day, J., Christian, R., Boesch, D., Yáñez-Arancibia, A., Morris, J., Twilley, R., Naylor, L., Schaffner, L., Stevenson, C., 2008. Consequences of Climate Change on the Ecogeomorphology of Coastal Wetlands. *Estuaries and Coasts* 31, 477-491.
- Freitas, M.C., Andrade, C., Cruces, A., 2002. The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International* 93-94, 161-170.
- González-Villanueva, R., 2013. Origin, evolution and processes controlling Holocene barrier-lagoon systems (NW Spain), Tesis Doctoral, Dpto. de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio. Universidade de Vigo, Vigo, p. 199.
- González-Villanueva, R., Pérez-Arlucea, M., Costas, S., Bao, R., Otero, X.L., Goble, R., 2015. 8000 years of environmental evolution of barrier-lagoon systems emplaced in coastal embayments (NW Iberia). *The Holocene*. doi: 10.1177/0959683615591351
- Hedberg, H.D., 1980. *Guía Estratigráfica Internacional*. Editorial Reverté, Barcelona, p. 205.
- Horton, B.P., Sawai, Y., 2010. Diatoms as indicators of former sea levels, earthquakes, tsunamis, and hurricanes, In: Smol, J.P., Stoermer, E.F. (Eds.), *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 357-372.
- Juggins, S., 2003. *C2 User Guide*. Software for Ecological and Paleoecological Data Analysis and Visualisation. University of Newcastle, Newcastle upon Tyne, UK, p. 69.
- Krammer, K., Lange-Bertalot, H., 1986-1991. Bacillariophyceae, In: Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H., Mollenhauer, D. (Eds.), *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Fischer-Verlag, Stuttgart.
- Lange-Bertalot, H., 2000-2005. Diatoms of the European Inland Waters and Comparable Habitats. Volumes 1, 2, 3, 4, 5. A. R. G. Gantner Verlag, Ruggell, Liechtenstein.

- Newton, A., Icely, J., Cristina, S., Brito, A., Cardoso, A.C., Colijn, F., Riva, S.D., Gertz, F., Hansen, J.W., Holmer, M., Ivanova, K., Leppäkoski, E., Canu, D.M., Mocenni, C., Mudge, S., Murray, N., Pejrup, M., Razinkovas, A., Reizopoulou, S., Pérez-Ruzafa, A., Schernewski, G., Schubert, H., Carr, L., Solidoro, C., Pierluigi Viaroli, Zaldívar, J.-M., 2014. An overview of ecological status, vulnerability and future perspectives of European large shallow, semi-enclosed coastal systems, lagoons and transitional waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 140, 95-122.
- Ramil-Rego, P., 2007. Avaliación do estado de conservación das lagoas costeiras de Galicia: Propostas de conservación e uso sostible Fundación Arao, Santiago.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.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., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Tuney, 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, 1111-1150.
- Santos, L., Bao, R., Sánchez-Goñi, M.F., 2001. Pollen record of the last 500 years from the Doniños coastal lagoon (NW Iberian Peninsula): changes in the pollinic catchment size *versus* palaeoecological interpretation. *Journal of Coastal Research* 17, 705-713.
- Smol, J.P., Stoermer, E.F., 2010. *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 667.
- Vázquez-Loureiro, D., 2011. Paleolimnología reciente (c. 600AD - presente) del lago costero/laguna de Doniños (Ferrol, A Coruña, NO de España). Tesis Fin de Máster, Facultade de Bioloxía. Santiago de Compostela, Santiago, p. 38.
- Vilas, F., Rolán, E., 1985. Caracterización de las lagunas costeras de Galicia, N.W. Península Ibérica, España, *Actas Iº Congreso Ibérico de Cuaternario*, Lisboa, pp. 253-268.
- Vos, P.C., De Wolf, H., 1993. Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands: methodological aspects. *Hydrobiologia* 269/270, 285-296.
- Witkowski, A., Lange-Bertalot, H., Metzeltin, D., 2000. *Diatom Flora of Marine Coasts I*. Koeltz Scientific Books, Königstein.
- Wolin, J.A., Stone, J.R., 2010. Diatoms as indicators of water-level change in freshwater lakes, In: Smol, J.P., Stoermer, E.F. (Eds.), *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 174-185.
- Xunta de Galicia. 2010: Plan de Ordenación do Litoral. Santiago de Compostela. <http://www.xunta.es/litoral/>
- Zong, Y., 1997. Implications of *Paralia sulcata* abundance in Scottish isolation basins. *Diatom Research* 12, 125-150.