

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

Paleoecoloxía do Lago de Doniños (Ferrol, A Coruña) durante o Holoceno a partires da análise xeoquímica dos seus sedimentos

Paleoecología del Lago de Doniños (Ferrol, A Coruña) durante el Holoceno a partir del análisis geoquímico de sus sedimentos

Paleoecology of Lake Doniños (Ferrol, A Coruña) during the Holocene from sediment geochemical analyses



Pablo Fernández Pena

Traballo de fin de grao

Data de defensa: 21 de setembro de 2015

Dirixido polo Dr. Roberto Bao Casal e polo Dr. Armand Hernández Hernández

ÍNDICE

	Pág.
1. Resumen/Resumo/Abstract.....	1
1.a. Resumen	1
1.b. Resumen	1
1.c. Abstract	2
2. Introducción	3
3. Objetivos	5
4. Área de estudio	5
5. Material y Métodos	6
5.a. Obtención del testigo y litología	6
5.b. Cronología	7
5.c. Análisis geoquímico	7
6. Resultados	8
6.1. Unidades litológicas y facies sedimentarias	8
6.2. Cronología de la series. Tasas de sedimentación	10
6.3. Contenido en TOC y TN. Señales isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$) en la materia	11
7. Discusión	13
7.1. Interpretación geoquímica	13
7.2. Reconstrucción paleoambiental	15
7.3. Comparación con otros sistemas similares en la costa gallega	16
8. Conclusiones/Conclusións/Conclusions	17
8.a. Conclusiones	17
8.b. Conclusións	17
8.c. Conclusions	18
9. Agradecimientos	19
10. Bibliografía	19

1. Resumen/Resumo/Abstract

1.a. 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 del sistema de playa-barrera-*lagoon* de Doniños (NO de España) durante el Holoceno analizando el contenido en carbono orgánico (TOC), nitrógeno total (TN) y las relaciones isotópicas de ambos elementos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$) en los sedimentos depositados en el sistema desde el Holoceno. Se han usado los cambios en la relación TOC/TN y el $\delta^{15}\text{N}$ como indicadores de origen algal frente a terrestre de la materia orgánica, y el $\delta^{13}\text{C}$ para reconstruir los aportes marinos frente a los continentales del carbono orgánico. La integración de estos datos geoquímicos con datos sedimentológicos, micropaleontológicos y geocronológicos permiten diferenciar tres grandes fases en la evolución del sistema estudiado. Durante la Fase 1 (9.000 a 3.900 años cal BP) se produce la evolución desde una bahía costera a un *lagoon* abierto que reduce progresivamente su rango mareal. El anclaje de la barrera arenosa a la costa sucede en algún momento entre los 9.000 y 8.400 años cal BP. Durante la Fase 2 se desarrolla un *lagoon* somero de reducida influencia mareal que se transforma en un lago costero sin conexión con el mar entre los 3.400 y 1.800 años cal BP. El actual lago costero de agua dulce, que no muestra comunicación con el mar, se desarrolla durante la Fase 3, que comenzó en los 700 años cal BP. La presencia de hiatos en el testigo estudiado, datados entre los 3.900-3.400 años cal BP y los 1.800-700 años cal BP, indican la existencia de dos eventos de intensa erosión o falta de depósito de sedimentos. El registro sedimentario de Doniños confirma el origen asincrónico de estos sistemas en la región debido a diferencias en la topografía heredada.

1.b. Resumo

As lagoas costeiras ou *lagoons* son corpos de auga someros situados na costa pero separados do mar por unha barreira que permite unha conexión intermitente con o ó longo 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 ancla nunha bahía costeira. Neste traballo realízase unha reconstrucción paleoambiental do sistema de praia-barreira-*lagoon* de Doniños (NO de España) durante o Holoceno analizando o contido en carbono orgánico (TOC), nitróxeno total (TN) e as relacións isotópicas de ambos elementos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$) nos sedimentos depositados no sistema dende o Holoceno. Usáronse os cambios na relación TOC/TN e o $\delta^{15}\text{N}$ como indicadores de orixe algal fronte a terrestre da materia orgánica, e o $\delta^{13}\text{C}$ para reconstruílos aportes mariños fronte ós continentais do carbono orgánico. A integración destes datos xeoquímicos con datos sedimentolóxicos, micropaleontolóxicos e xeocronolóxicos permiten diferenciar tres grandes fases na evolución do sistema estudado. Durante a Fase 1 (9.000 a 3.900 anos cal BP) prodúcese a evolución dende unha baía costeira a un *lagoon* aberto que reduce progresivamente o seu rango mareal. A ancoraxe da barreira de area á costa sucede nalgún momento entre os 9.000 e 8.400 anos cal BP. Durante a Fase 2 desenvólvese un *lagoon* somero de reducida influencia mareal que se transforma nun lago costeiro sen conexión co mar entre os 3.400 e 1.800 anos cal BP. O actual lago costeiro de auga doce, que non mostra comunicación co mar, desenvólvese durante a Fase 3, que comezou nos 700 anos cal BP. A presenza de hiatos no testigo estudado, datados entre os 3.900-3.400 anos cal BP e os 1.800-700 anos cal BP, indican a existencia de dous eventos de intensa erosión ou falta de depósito de sedimentos. O rexistro sedimentario de Doniños confirma a orixe asincrónica destes sistemas na rexión debido a diferenzas na topografía antecedente.

1.c. Abstract

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 originated when a sand barrier developed during post-glacial sea-level rise until its attachment to an embayment in the coastline. In this study a paleoenvironmental reconstruction of the Doniños lagoon barrier system (NW Spain) is performed analyzing the total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN) and the isotopic ratios of both elements ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) in the sediments deposited since the origin of this system in Holocene times. Changes in the TOC/TN ratio and $\delta^{15}\text{N}$ are used as indicators of the different origin, algal vs. terrestrial, of the organic matter, whereas the $\delta^{13}\text{C}$ record is used to reconstruct the marine vs. continental sources of organic carbon. Integration of these geochemical plus sedimentological, micropaleontological and geochronological data allowed to distinguish three major phases in the evolution of the studied system. During Phase 1 (9,000 to 3,900 cal yr BP) a coastal embayment evolved towards an open tidal lagoon that progressively reduced its tidal range. The anchoring of a sand barrier to the coast occurred sometime between 9,000-8,400 cal yr BP. This system was followed during Phase 2 by a shallow lagoon with a small tidal influence that was transformed into a coastal lake with no connection to the sea between 3,400 and 1,800 cal yr BP. The present-day freshwater coastal lake, that shows no connection with the sea, is represented by Phase 3, which started at 700 cal yr. Hiatuses in the analyzed core between 3,900-3,400 cal yr BP and 1,800-700 cal yr BP indicate two events of significant erosion or non-deposition of sediments. The Doniños sedimentary record confirms the asynchronous origin of these systems in the region due to differences in inherited topography.

2. Introducción

Las lagunas litorales, comúnmente denominadas en la literatura geológica en español por su denominación inglesa *lagoon*, se pueden definir como cuerpos de agua relativamente someros situados en la costa, pero separados del mar por una barrera que permite una conexión limitada con él (Kjerfve, 1994; Newton *et al.*, 2014). Así, al conjunto formado por los diferentes subsistemas de los que la laguna forma parte se le denomina sistema de playa-barrera-*lagoon* (Vilas, 1992). Las lagunas litorales se pueden formar y desarrollar simultáneamente o antes que la barrera accesoria, aunque su existencia está genéticamente vinculada a las barreras de arena (Costas *et al.*, 2009).

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. 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 130-110 m por debajo del nivel actual, experimentando una subida muy rápida con la subsiguiente deglaciación 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) y que, tras ese momento, la subida se ralentizó. El material sedimentario transportado desde la plataforma continental durante el anterior ascenso acabó fijándose a la costa, modelando así diferentes barreras paralelas a la misma que acabaron encerrando cuerpos de agua continental (González-Villanueva, 2013). Favorecidos por la ralentización de la subida del nivel del mar se fueron configurando así los característicos sistemas de playa-barrera-*lagoon* que, progresivamente, irían alcanzando un mayor aislamiento con respecto al mar con el paso del tiempo. Se produce así una transición desde ambientes claramente salobres 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). No obstante, su historia posterior está 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).

Las lagunas litorales proporcionan un ambiente sedimentario adecuado para el estudio paleoecológico porque están relativamente protegidas de la exposición al oleaje y la marea (Bennion & Battarbee, 2007), y están influenciadas por cambios que afectan tanto a ambientes dulceacuícolas como marinos (Ryves *et al.*, 2004). Tradicionalmente, en estos estudios paleoecológicos se ha hecho un uso amplio de los microfósiles para reconstruir los cambios en el nivel del mar y los paleoambientes de las zonas costeras. Sin embargo, como los microfósiles son susceptibles de no ser conservados por circunstancias tafonómicas no es raro encontrarse con la ausencia de ellos en el registro sedimentario, dificultando la reconstrucción de los paleoambientes costeros (e.g., Cooper *et al.*, 2010). Por este motivo, cada vez se utilizan más diferentes tipos de indicadores geoquímicos (Lamb *et al.*, 2006; Mancinelli & Vizzini, 2015).

Los indicadores geoquímicos asociados a la materia orgánica contenida en los sedimentos del pasado son probablemente los más empleados en reconstrucción paleoambiental. La materia orgánica constituye una fracción minoritaria pero importante de los sedimentos lacustres (Meyers & Teranes, 2001). Ésta tiene su origen en la mezcla compleja de lípidos, hidratos de carbono, proteínas y otros componentes de la materia orgánica producida por los organismos que han vivido en y alrededor de la laguna (Meyers, 1997). El contenido en materia orgánica de los sedimentos lacustres ofrece una variedad de indicadores, o *proxies*, que se pueden utilizar para reconstruir paleoambientes en lagunas (Meyers & Teranes, 2001).

Lamb *et al.* (2006) y Mancinelli & Vizzini (2015) han revisado las aplicaciones principales del uso de los indicadores geoquímicos asociados a la materia orgánica en sedimentos costeros. La

relación entre el carbono orgánico total (TOC) y el contenido en nitrógeno (TN) se utiliza para diferenciar la fuente de materia orgánica terrestre de la acuática. Por su parte, la isotopía de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) no sólo también puede usarse para conocer la procedencia terrestre frente acuática de la materia orgánica, sino también para distinguir entre la materia orgánica formada en ambientes marinos frente a continentales, y el nivel de productividad de los lagos. Utilidades parecidas ofrece el estudio de la señal isotópica del nitrógeno ($\delta^{15}\text{N}$) en sedimentos del pasado.

En este Trabajo de Fin de Grado (TFG) se estudia la evolución paleoambiental del lago costero de Doniños (Ferrol, A Coruña) a partir del análisis del contenido en C y N orgánicos de sus sedimentos y de la señal isotópica que rinden ambos elementos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$).

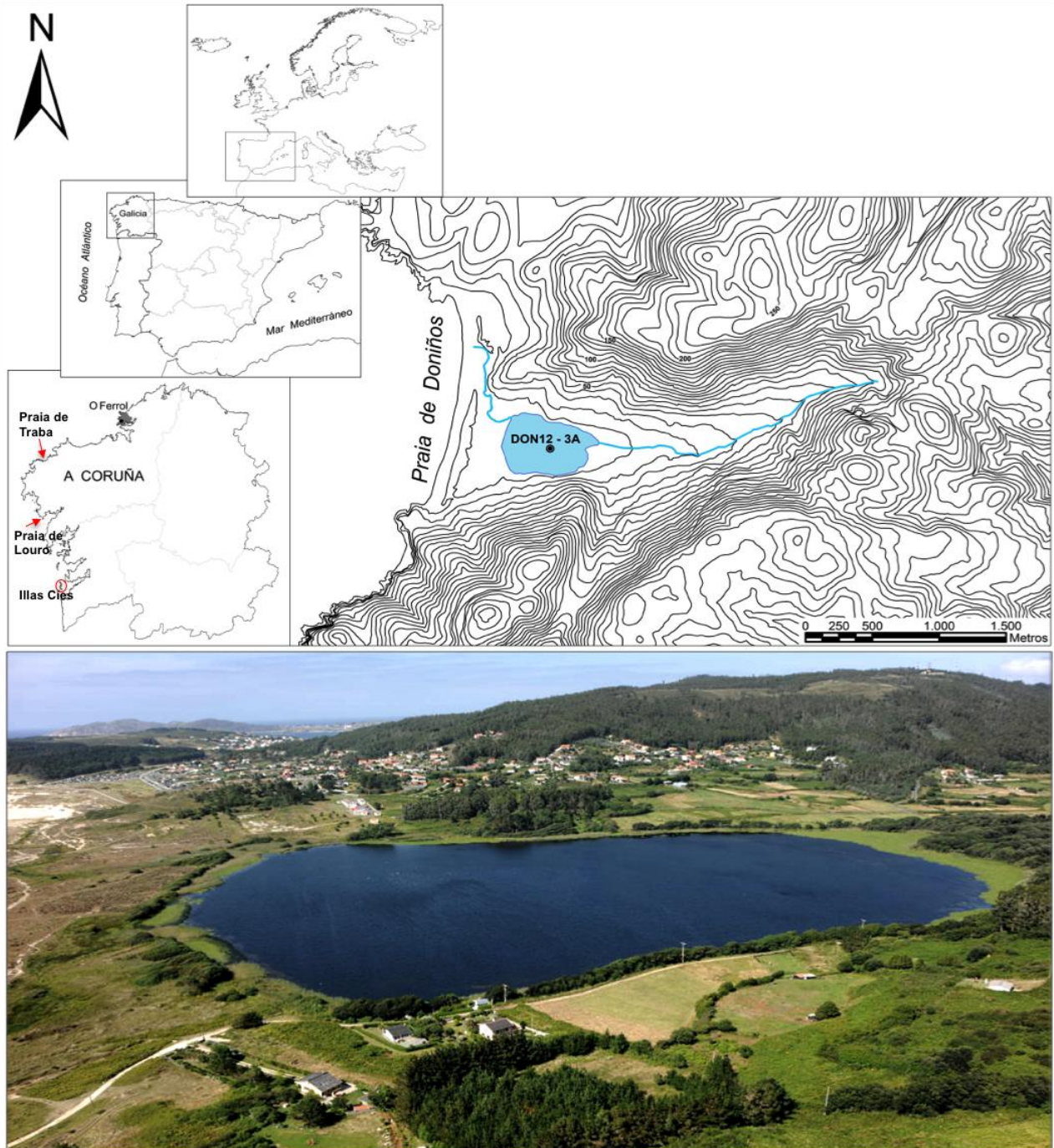


Figura 1: Mapa de situación y foto del lago de Doniños mostrando la localización del testigo DON12-3A. Véase que se indica la localización de Traba, Louro y Cíes.

3. Objetivos

Los principales objetivos de este TFG son:

1) Verificar la utilidad del estudio del contenido en carbono y nitrógeno orgánicos en los sedimentos de la laguna costera de Doniños (Ferrol, A Coruña), así como su isotopía, como indicadores paleoambientales desde su origen.

2) Obtener una visión multidisciplinar de la evolución de este sistema de playa-barrera-*lagoon* mediante la integración de un conjunto de datos provenientes de diversos campos científicos (geocronología, sedimentología, geoquímica y paleontología).

3) Comparar los resultados e interpretación obtenidos con los de 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 (43°30'N; 81°19'W, 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 un ancho aproximado 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 anclado 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 de longitud que alimenta a la laguna desde el Este (Fig. 1). La profundidad máxima de la laguna 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, actualmente el intercambio con el agua de mar es prácticamente nulo.

La laguna es 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. La transparencia es relativamente alta durante el verano, alcanzando el 10% de la irradiación a los 5 m de profundidad durante esa estación. No obstante, 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 que las clorofíceas muestran la distribución contraria, alcanzado su mayor presencia en los meses de primavera y verano (Carballeira *et al.*, en prep.). 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 solo 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 depocentro de la laguna y con un sólido modelo cronológico, permitió conocer la evolución detallada del sistema desde c. 400 AD hasta el 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 c. 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 2012 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 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 (Fig. 1 y 3), de 445 cm de longitud, para el análisis geoquímico 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 11 muestras de concentrado polínico (Tabla 1) 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 6.0 y tomando como patrón la curva de calibración IntCal09 (Stuiver *et al.*, 1998; 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 geoquímico

Con el objetivo de realizar el análisis elemental e isotópico de la materia orgánica (TOC, TN, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$) únicamente sobre carbono de origen orgánico, las muestras se sometieron a descarbonatación mediante digestión ácida durante 2 minutos, para eliminar la presencia de posibles carbonatos inorgánicos en los sedimentos lacustres. Para la eliminación del ácido, las muestras se sometieron a cinco lavados con agua destilada mediante centrifugación durante cinco minutos a 3.000-4.500 rpm.

Todos los análisis se realizaron en los Servicios de Apoyo á Investigación (SAI) de la Universidade da Coruña. El análisis elemental de carbono y nitrógeno se llevó a cabo mediante un analizador elemental FlashEA1112 (ThermoFinnigan), mientras que la determinación de las relaciones isotópicas $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ se realizó mediante combustión en un analizador elemental EA1108 (Carlo Erba Instruments) acoplado mediante una interfase ConFloIII (ThermoFinnigan) a un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas MAT253 (ThermoFinnigan).

Dado que la medida de cantidades absolutas de isótopos en el laboratorio es compleja, se suelen expresar las relaciones entre isótopos en forma de medida relativa con respecto a las de materiales conocidos utilizando la notación δ en ‰ (Cohen, 2003). El estándar utilizado para la medida de la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ es el belemnites *Belemnitella americana* de la Formación Pee Dee del Cretácico de Carolina del Sur (PDB). Así, resulta:

$$\delta^{15}\text{C}_{\text{PDB}} = \left\{ \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{muestra}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}} - 1 \right] \times 1000 \right.$$

Por su parte, la abundancia promedio de ^{15}N en el aire es constante, rindiendo una relación $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}=1/272$. De modo similar a los isótopos de carbono, la relación $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ se mide en ‰ con respecto a la del aire (AIR), utilizando la notación $\delta^{15}\text{N}$:

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{AIR}} = \left\{ \left[\frac{(^{15}\text{N}/^{14}\text{N})_{\text{muestra}}}{(^{15}\text{N}/^{14}\text{N})_{\text{AIR}}} - 1 \right] \times 1000 \right.$$

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 de 69 cm en el sondeo 3A. Está compuesta por arenas gruesas, verdes y bioclásticas (Facies A). Los bioclastos son principalmente fragmentos y conchas enteras de bivalvos marinos de color blanco (*Pecten* spp.) que se encuentran tanto dispersos como formando horizontes de acumulación. Esta 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. Esta unidad yace sobre la unidad 1 por medio de una superficie irregular, probablemente 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 depósitos de esta unidad se interpretan como depositados en un *lagoon* alimentado tanto por aguas continentales como marinas. La barrera de playa en este periodo debía tener una anchura menor que en el periodo de deposición de la unidad 3.

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: una laguna costera con alimentación hídrica continental que desagua hacia el mar a través de un cauce de caudal intermitente. En la laguna se depositan eventualmente granos de arena por transporte eólico durante los temporales mayores, sin formar capas arenosas continuas.

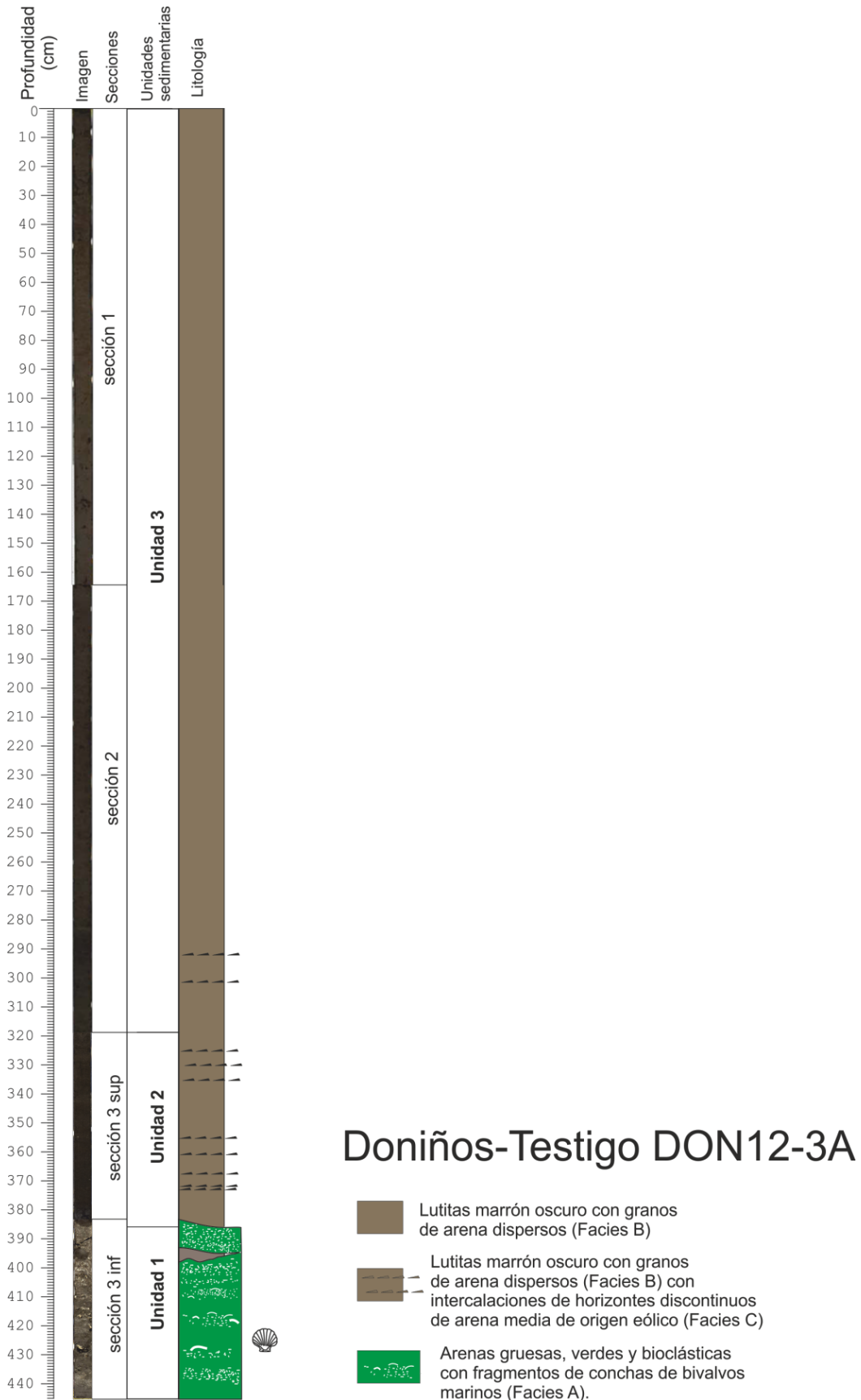


Figura 3: Imagen digital del XRF core scanner del testigo DON12-3A con identificación de las principales unidades litológicas y facies sedimentarias

6.2. Cronología de la serie. Tasas de sedimentación

Se han utilizado 11 dataciones AMS ^{14}C para la construcción del modelo cronológico (Tabla 1). Los resultados muestran que el inicio de la sedimentación propia de *lagoon* (Unidad 2, Facies B) debió tener lugar a partir de 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

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 sugieren la presencia de dos importantes hiatos en el registro estudiado.

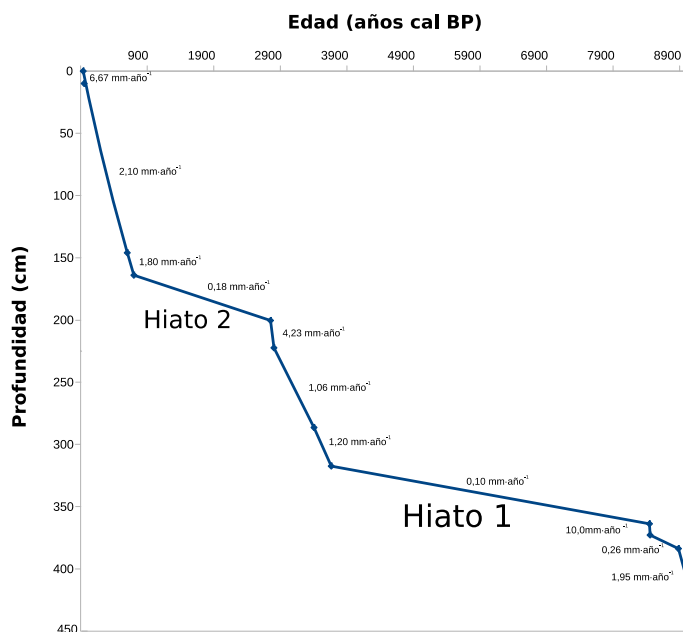


Figura 4: Curva de tasas de sedimentación para el testigo DON12-3A con identificación de hiatos

6.3. Contenido en TOC y TN. Señales isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$) en la materia orgánica

Los valores de TOC (Fig. 5) oscilan entre 0,1% y 15,6%, mostrando una tendencia positiva desde la parte inferior del testigo (429,2 cm) hasta la superficie (1,5 cm). Más detalladamente, se observan dos zonas en las que la curva muestra una tendencia negativa:

- 11,4% (340,8cm) → 8,9 % (320,8 cm)
- 14,9 % (295,4 cm) → 9,0% (132 cm)

La curva de TN muestra tendencias paralelas a la gráfica de TOC, con unos valores que oscilan desde el mínimo de 0,01 % en la parte inferior del testigo (429,2 cm) hasta el máximo de 1,4 % a 1,5 cm de profundidad.

La relación TOC/TN muestra unos valores mínimos y máximos de 10,0 y 15,6, a 429,2 cm y 307,4 cm de profundidad respectivamente. La curva muestra una tendencia negativa desde la parte inferior del testigo (15,0 a 405,2 cm) hasta el techo del mismo (11,1 a 1,5 cm). Se observan desviaciones de esta tendencia general, donde los valores de TOC/TN tienden a aumentar:

- 10 (429,2 cm) → 15 (405,2 cm)
- 14,8 (320,8 cm) → 15,6 (307,4 cm)
- 12,6 (215,4 cm) → 14,4 (195,4 cm)

La curva de $\delta^{13}\text{C}$ sigue un patrón casi inverso a los valores de TOC, ya que se observa una clara tendencia negativa desde la parte inferior del testigo (-19,9‰ a 429,2 cm) hasta el techo (-29,0‰ a 1,5 cm).

La gráfica de $\delta^{15}\text{N}$ muestra un valor mínimo a 340,8 cm de profundidad (-0,2‰) y un máximo a 183,4 cm (7,9‰). Se pueden observar tres grandes tendencias en los valores:

- Negativa: desde 3,9‰ a 429,2 cm hasta -0,2‰ a 340,8 cm.
- Positiva: desde -0,2‰ a 340,8 cm hasta 7,9‰ a 183,4 cm.
- Estacionaria/ Constante: desde los 160 cm de profundidad hasta el techo del testigo.

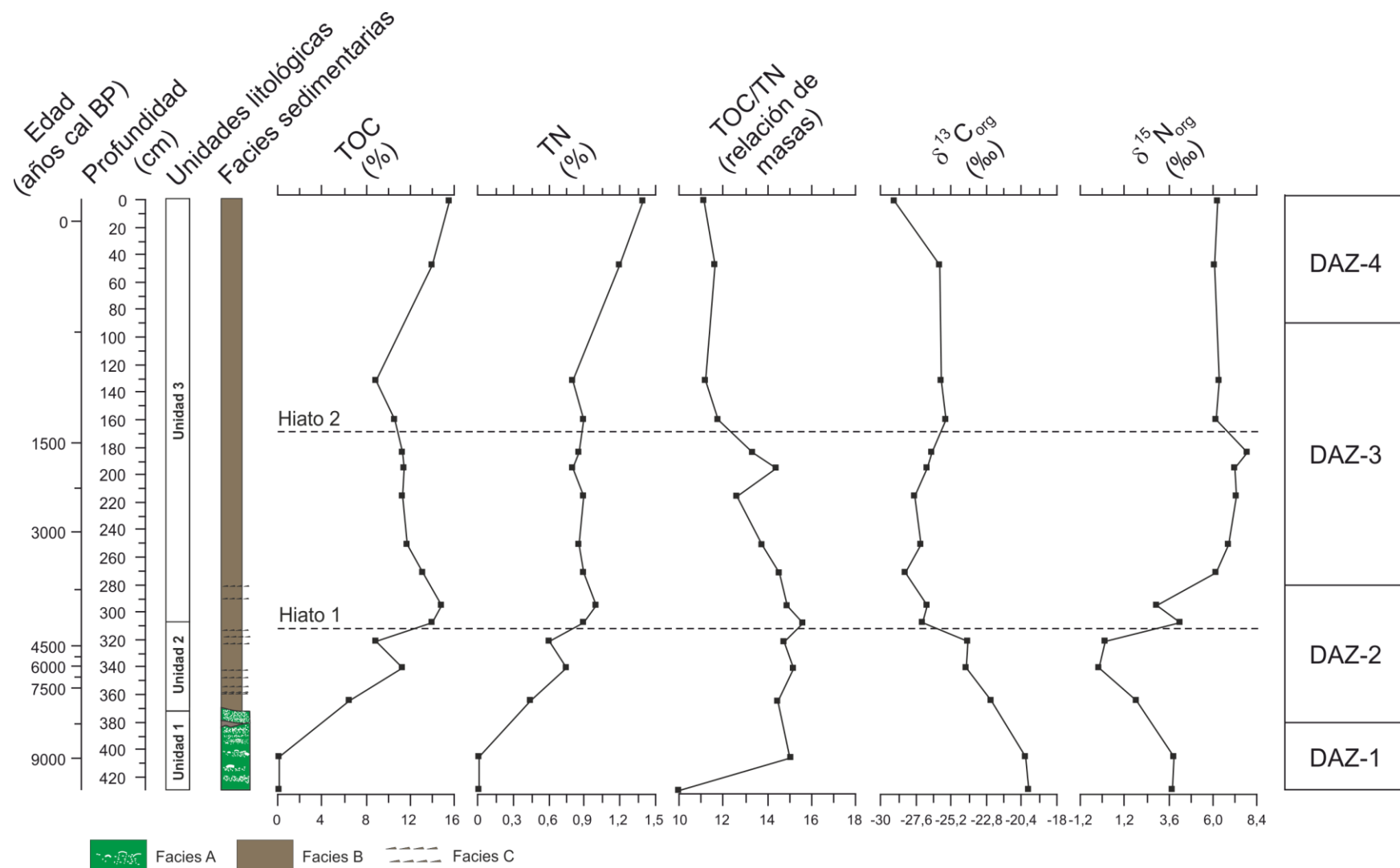


Figura 5: Evolución temporal de los indicadores geoquímicos estudiados en el testigo DON12-3A: carbono orgánico total (TOC), nitrógeno total (TN), relación TOC/TN, y relaciones isotópicas del carbono ($\delta^{13}C$) y nitrógeno orgánicos ($\delta^{15}N$). Se indican además las Zonas de Asociación de Diatomeas (DAZs) según Sar Haz (2015)

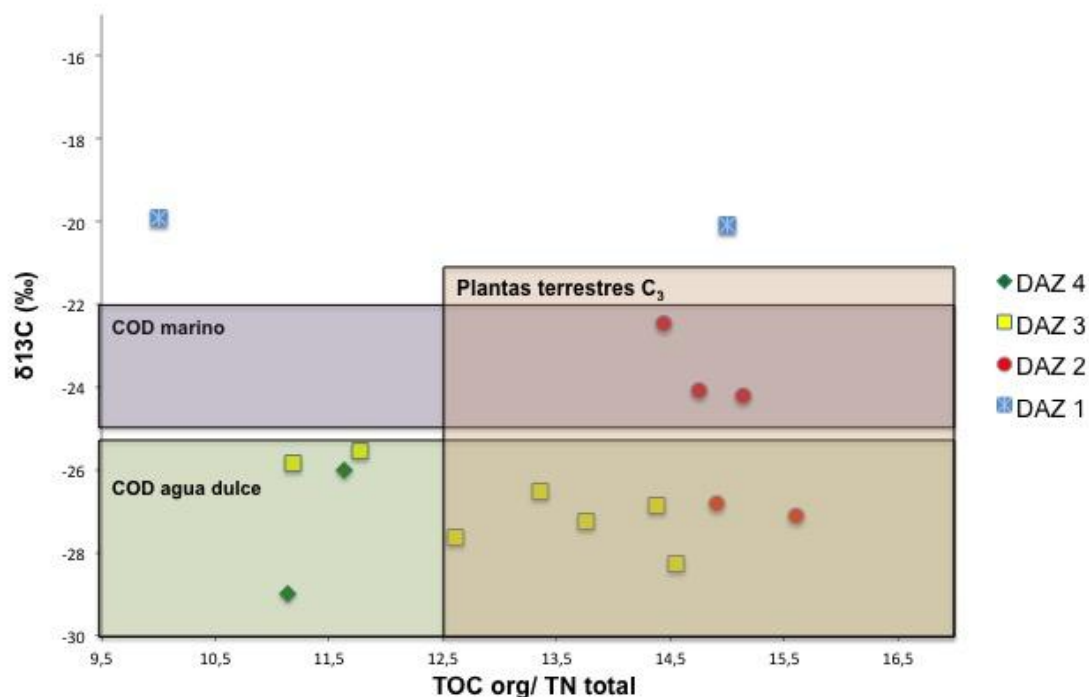


Figura 6: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y TOC/TN obtenidos del testigo DON12-3A. Se muestran los rangos típicos de $\delta^{13}\text{C}$ y TOC/TN de los diferentes tipos de materia orgánica en ambientes costeros (tomado de Lamb et al. 2006)

7. Discusión

7.1. Interpretación geoquímica

El TOC es un parámetro fundamental para describir la abundancia de materia orgánica en los sedimentos lacustres, representando la fracción de la materia orgánica que escapó a la remineralización durante el proceso de sedimentación (Meyers & Teranes, 2001). Por tanto, las concentraciones de TOC están influidas, tanto por la producción de biomasa, como por el grado de degradación/descomposición de la misma. En general, el TOC se considera un indicador de productividad orgánica. Así, el aumento neto de los valores de TOC en el registro sedimentario de Doniños, que oscilan entre 0,1 y 15,6 (Fig. 5), estaría indicando un incremento en la productividad desde el origen del sistema. El efecto de la degradación de materia orgánica no debió ser muy significativo si se observa el perfil de TN. El enterramiento de materia orgánica puede ir ligado a una volatilización rápida de nitrógeno con respecto al carbono (Cohen, 2003). Dado que las curvas de TOC y TN son prácticamente idénticas (Fig. 5), se puede asumir que la degradación de la materia orgánica debió ser, en general, muy pequeña. Por otra parte, de la similitud entre ambas curvas, también se asume que la fracción de nitrógeno inorgánico con respecto al TN es minoritaria o despreciable, pudiendo utilizarse el TN como un indicador fiable del contenido de nitrógeno orgánico en los sedimentos, como suele ser común (Meyers & Teranes, 2001).

Por otra parte, los valores de TOC/TN permiten distinguir la procedencia de la materia orgánica de los sedimentos lacustres. Habitualmente se emplea para discernir entre fuentes terrestres y acuáticas, ya que la materia orgánica acuática tiene un mayor contenido en nitrógeno que la materia orgánica terrestre, por su mayor riqueza relativa en proteínas frente a la celulosa, y, por tanto, menor relación TOC/TN (Meyers & Teranes, 2001; Cohen, 2003). En general, en los ecosistemas acuáticos, la materia orgánica de origen algal presenta valores de TOC/TN (en relación de masas) entre 3-9, mientras que las plantas vasculares terrestres (ricas en celulosa y pobres en proteínas) tienen relaciones ≥ 17 (Meyers & Teranes, 2001).

Los valores de TOC/TN registrados en el testigo DON12-3A oscilan entre 10,0 y 15,6 (Fig. 5). En esta misma laguna, el análisis llevado a cabo sobre los principales componentes vegetales del

cuerpo de agua y de la cuenca (Bao *et al.*, en prep.) ha rendido valores de 6,7 para el fitoplancton, 9,7 para el macrófito sumergido más abundante (*Ceratophyllum demersum* L.), 31,8 para los macrófitos emergidos (*Phragmites australis* (Cav.) Trin. ex Steud.), 37,3 para la vegetación herbácea (*Lolium spp.*), 26,9 para el matorral (*Ulex europaeus* L.) y de 27,8 (*Alnus glutinosa* (L.) Gaertn.) y 72,7 (*Eucalyptus globulus* LaBill.) para los potenciales mayores contribuyentes de materia orgánica de la cuenca correspondientes a la vegetación arbórea. De la comparativa entre todos estos valores se puede concluir un origen mixto (tanto acuático como terrestre) de la materia orgánica depositada en el fondo del *lagoon* de Doniños a lo largo de su historia, una condición corriente en este tipo de sistemas (Müller & Mathesius, 1999).

Los valores de la relación TOC/TN se han comparado con las Zonas de Asociación de Diatomeas (DAZs) definidas provisionalmente para el mismo testigo aquí analizado (Sar Haz, 2015). Los valores más altos en la base del testigo, correspondientes a las DAZ-1 y DAZ-2 pueden interpretarse como determinados por un mayor aporte relativo de la materia orgánica de origen terrestre. Las bajas condiciones de profundidad reconstruidas para este momento a partir del análisis de diatomeas podrían explicar este incremento de la relación TOC/TN por una mayor contribución relativa de los macrófitos a la productividad primaria frente al componente algal. Por el contrario, el descenso hacia el techo del testigo (DAZ-3 y DAZ-4) de los valores de TOC/TN se debería a un incremento de la materia orgánica derivada de algas dulceacuícolas, como la mayor abundancia de diatomeas de agua dulce corrobora (Sar Haz, 2015).

La relación isotópica de carbono en la materia orgánica de sedimentos lacustres se ha utilizado principalmente para evaluar las tasas de productividad del pasado y las fuentes de materia orgánica, (terrestre frente acuática y/o marina frente continental) (Leng *et al.*, 2005; Lamb *et al.*, 2006). El aumento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se considera un indicador del aumento de la productividad acuática en lagos (Cohen, 2003; Leng *et al.*, 2005). Esto es debido a que el fitoplancton utiliza preferentemente el isótopo ligero ^{12}C para producir materia orgánica a partir de la fuente de carbono inorgánico disuelto (CID). En consecuencia, la sedimentación de la materia orgánica algal retira ^{12}C de los reservorios de CID de la superficie acuática. Como los aportes de CID descienden, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del carbono inorgánico aumentan y, por tanto, se produce un incremento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de la nueva materia orgánica producida. Por lo tanto, el aumento o descenso de la productividad produce respectivamente un aumento o descenso en el $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica producida en el lago. Para verificar si en el lago de Doniños el fraccionamiento isotópico del carbono se debe principalmente a cambios en la productividad acuática, se han comparado la curva de $\delta^{13}\text{C}$ con la del TOC, un indicador fiable de paleoproductividad (Meyers & Teranes, 2001). Ambas muestran tendencias casi opuestas (Fig. 5) por lo que se asume que el fraccionamiento isotópico del carbono orgánico en el registro sedimentario de Doniños no está determinado, o solo lo hace secundariamente, por la productividad del *lagoon*.

Una segunda alternativa es que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ estén influidos por la procedencia algal o terrestre de la materia orgánica (Meyers & Teranes, 2001). La comparativa de las gráficas de $\delta^{13}\text{C}$ y TOC/TN que, como se indicaba arriba, se utilizan para diferenciar la materia orgánica procedente del fitoplancton de la producida por plantas vasculares terrestres, muestra que no siguen tendencias paralelas (Fig. 5), por lo que puede también descartarse que esa sea la única y/o principal causa de las variaciones en el $\delta^{13}\text{C}$.

La comparación del registro del $\delta^{13}\text{C}$ con dos indicadores independientes como son la sedimentología y el registro fósil de diatomeas sugiere que la razón principal que gobierna el fraccionamiento isotópico del carbono orgánico es la fuente de carbono utilizada, según sea ésta de origen predominantemente marino o dulceacuícola (Lamb *et al.*, 2006). La parte inferior del testigo, desde los 429,2 cm a los 364,8 cm de profundidad, presenta valores del $\delta^{13}\text{C}$ que oscilan en torno a -20,0‰ característicos de las algas marinas (Meyers, 1994). La naturaleza del sedimento (Unidad 1) compuesto por arenas gruesas y bioclastos de bivalvos marinos (*Pecten spp.*) junto con la dominancia de diatomeas planctónicas y marinas en la DAZ-1 (Sar Haz, 2015) confirman la naturaleza marina del ambiente. Por el contrario, desde los 340,8 cm a los 295,4 cm de profundidad, se produce una disminución de los valores del $\delta^{13}\text{C}$, oscilando entre los -26,8‰ y -24,2‰, valores que comienzan a ser más característicos del fitoplancton dulceacuícola (Fig. 6). De hecho, los sedimentos correspondientes a esta unidad litológica (Unidad 2) se interpretan como depositados en un ambiente de *lagoon* alimentado, tanto por aguas marinas como

continentales. El análisis de diatomeas realizado en el mismo testigo por Sar Haz (2015) también confirma la naturaleza transicional de esta sección, con dominancia de especies de carácter marino o marino-salobre en la base de la sección y taxones de carácter dulceacuícola o salobre-dulceacuícola hacia el techo de la misma (DAZ-2). Desde los 271,4 cm de profundidad hasta el techo del testigo los valores de $\delta^{13}\text{C}$ experimentan solo ligeras variaciones, oscilando entre el -29,0 y -28,3‰. Estos valores se corresponden con los propios del fitoplancton lacustre, circunstancia que es corroborada por la dominancia de diatomeas dulceacuícolas y salobre dulceacuícolas en esta parte del testigo (DAZ-3 y DAZ-4; Sar Haz, 2015).

El registro sedimentario lacustre de $\delta^{15}\text{N}$ en materia orgánica se ha utilizado para la reconstrucción de cambios en la productividad y condiciones tróficas, procedencia de la materia orgánica, modificaciones en el régimen de mezcla de aguas y para averiguar la incidencia de fenómenos diagenéticos, entre otros (Cohen, 2003). Sin embargo, el fraccionamiento isotópico del nitrógeno es consecuencia de un mayor número de factores que el caso del carbono, resultando la interpretación del registro de $\delta^{15}\text{N}$ muy compleja (Meyers, 1997; Cohen, 2003).

Aunque la aplicación más común del registro de $\delta^{15}\text{N}$ es la reconstrucción de paleoproduktividades, la falta de correspondencia entre las curvas de $\delta^{15}\text{N}$ y TOC en los sedimentos de Doniños (Fig. 5), prácticamente excluye que el fraccionamiento se haya debido principalmente a cambios en la demanda de nitrógeno orgánico disuelto por los productores primarios. Existe sin embargo una correspondencia inversa entre el registro de $\delta^{15}\text{N}$ y de TOC. Cohen (2003) señala que las plantas terrestres rinden una señal isotópica de $\delta^{15}\text{N}$ de aproximadamente el 1‰, mientras que los valores propios del fitoplancton oscilan entre 2 y 14‰. Bajo este escenario, la disminución progresiva hasta valores próximos a 1‰ que se produce en la base del testigo (429,2 a 320,8 cm) estaría relacionada con un incremento de la materia vegetal de origen terrestre. Esta interpretación concordaría con el desarrollo progresivo de un ambiente de menor profundidad, desde una bahía costera hasta un *lagoon*, que sugieren los datos de diatomeas (DAZ-2; Sar Haz, 2015). Este ambiente de menor profundidad sería más propicio para el desarrollo de macrófitos litorales cuya materia orgánica sería la responsable de la disminución del $\delta^{15}\text{N}$. Por el contrario, el aumento de los valores que se produce posteriormente (320,8 a 183,4 cm) es probablemente consecuencia de un mayor peso relativo de la materia orgánica de origen fitoplanctónico, como también señalan la disminución del TOC/TN y la dominancia de diatomeas planctónicas en esta parte del testigo.

7.2. Reconstrucción paleoambiental

La integración de los datos geoquímicos, sedimentológicos, y geocronológicos, junto con el análisis preliminar de las asociaciones de diatomeas (Sar Haz, 2015) del testigo estudiado, ha permitido diferenciar tres fases principales en la evolución del sistema durante el Holoceno:

Fase I: Desarrollo de una bahía costera y formación de un sistema de playa-barrera-lagoon con influencia mareal (edad desconocida – 3.900 años cal BP)

Tanto los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de la base de la serie estudiada (-20,1 a -19,9‰), característicos de algas marinas (Fig. 6), como que el sedimento esté compuesto por arenas gruesas y bioclastos de bivalvos marinos (Unidad 1, Fig. 5) y la dominancia de diatomeas planctónicas marinas (Sar Haz, 2015) revelan la existencia de un ambiente de bahía costera que el modelo cronológico muestra que se produjo como consecuencia de la transgresión marina tras el LGM (Clark *et al.*, 2009).

Después de este período inicial se produce desde los 364,8 a los 320,8 cm una bajada de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (rango = -24,1 a -22,5‰) más característicos del fitoplancton dulceacuícola (Fig. 6). Estos cambios en los valores del $\delta^{13}\text{C}$, junto con la sustitución progresiva de las diatomeas planctónicas marinas por otras de carácter fundamentalmente fitoplanctónico y bentónico, desde marinas, hasta salobre dulceacuícolas (Sar Haz, 2015) son coincidentes con los cambios en la sedimentología (Unidad 2, Fig. 5), que apuntan al desarrollo de un ambiente de *lagoon* con una significativa influencia mareal. La somerización que acompaña a este cambio estaría asociada a un mayor desarrollo de ambientes litorales, como señalan los altos valores TOC/TN y la disminución del $\delta^{15}\text{N}$.

Los datos sugieren el progresivo aislamiento de una antigua bahía costera del mar circundante. De acuerdo con el modelo evolutivo general de los sistemas de playa-barrera-*lagoon* de la costa de Galicia (González-Villanueva, 2013) esta fase coincidiría con el anclaje a la costa de una barrera arenosa que provocaría dicho aislamiento. Según el modelo de edad provisional desarrollado en este trabajo para Doniños, este aislamiento, con la formación del *lagoon*, tendría lugar en algún momento entre los 9.000 y 8.400 años cal BP.

Esta fase termina con un hiato que se ha acotado provisionalmente entre los c. 3.900 y 3.400 años cal BP (Sar Haz, 2015). Puede hipotetizarse que el hiato se corresponde con una fase erosiva que desmanteló la barrera y provocó el vaciado de agua del *lagoon*. 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 desmantelamiento de la barrera

Esta fase se inicia con valores del $\delta^{13}\text{C}$ propios de ambientes de agua dulce o ligeramente salobre (entre -27,1 y -26,8‰), que junto con los altos valores de diatomeas planctónicas dulceacuícolas registrados en el mismo período (Sar Haz, 2015), indican una transición desde las condiciones de *lagoon* salobre de la fase anterior hacia un sistema lacustre de agua dulce con escasa o ninguna conexión con el mar. En esta fase se produce además un descenso significativo en los valores de TOC/TN y aumento del $\delta^{15}\text{N}$, así como el cambio en la dominancia de diatomeas bentónicas, propias de ambientes someros, a diatomeas planctónicas, características de ambientes con una mayor columna de agua (DAZ-3; Sar Haz, 2015). Estos datos sugieren una acumulación de agua dulce como consecuencia de una progresiva disminución de la permeabilidad de la barrera arenosa a través de su bocana. De acuerdo con el registro de diatomeas, las condiciones de profundidad pudieron ser similares a las actuales (en torno a los 9 m) (Vázquez-Loureiro, 2011; Sar Haz, 2015).

Esta fase también termina con un hiato acotado provisionalmente entre los 1.800 y 700 años cal BP (Sar Haz, 2015). Las hipótesis más verosímiles para explicar este hiato parecen ser una nueva fase erosiva o de falta de sedimentos asociada a otro desmantelamiento de la barrera. 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-barrera-*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)

En esta fase los valores de $\delta^{13}\text{C}$ registrados, que oscilan entre -29,0 y -25,6‰, junto con el descenso en los valores de TOC/TN, indican que la influencia marina ha desaparecido total o casi totalmente y que la fuente de materia orgánica del sedimento se corresponde mayoritariamente con fitoplancton lacustre (Fig. 6). Las asociaciones de diatomeas, dominadas por el plancton dulceacuícola (DAZ-3 y DAZ-4; Sar Haz, 2015), confirman esta interpretación. Los datos sugieren que en estas fechas ocurre la formación del actual lago costero, sin comunicación con el mar, como consecuencia del cierre progresivo de la bocana que debió favorecer la acumulación de agua dulce.

7.3. Comparación con otros sistemas similares en la costa gallega

La evolución del sistema de playa-barrera-*lagoon* de Doniños encaja dentro del modelo evolutivo general de estos sistemas en la costa de Galicia (González-Villanueva, 2013), aunque presenta algunas diferencias. El modelo cronológico provisional elaborado en este TFG, data en 9.000-8.400 años cal BP el inicio de la sedimentación de *lagoon*. Sin embargo, 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, la laguna de 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). La principal diferencia entre estos sistemas estriba en el momento de la inundación marina, que en última instancia depende de la relación entre la elevación de la cuenca y la posición relativa del nivel del mar (González-Villanueva *et al.*, 2015). 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).

8. Conclusiones/Conclusións/Conclusions

8.a. Conclusiones

1. El estudio del contenido en carbono orgánico (TOC) y nitrógeno total (TN), así como el de las relaciones isotópicas entre ambos elementos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$), en los sedimentos del actual lago costero de Doniños (Ferrol, NO de España) constituye una valiosa herramienta para la reconstrucción paleoambiental de este sistema desde su origen durante el Holoceno.
2. Por comparación con otros indicadores (*proxies*) independientes, fundamentalmente las facies sedimentarias y las asociaciones fósiles de diatomeas, se ha demostrado el valor indicador de la relación TOC/TN para reconstruir las fuentes de carbono orgánico algal frente a las terrestres y el del $\delta^{13}\text{C}$ como un indicador fiable de la procedencia de la materia orgánica marina frente a la continental. Asimismo, las variaciones en el $\delta^{15}\text{N}$ parecen estar influidas, sobre todo, por las diferencias en la fuente de nitrógeno terrestre frente al algal.
3. La integración multidisciplinar de datos geoquímicos, sedimentológicos, micropaleontológicos y geocronológicos ha permitido diferenciar tres fases principales en la evolución del sistema estudiado:
 - a. Fase 1 de evolución de una bahía costera de edad >9.000 años cal BP hacia un *lagoon* de extenso rango mareal originado por el anclaje a la costa de una barrera arenosa en torno a los 9.000 a 8.400 años cal BP. La evolución de este *lagoon* experimenta una reducción de la influencia de las mareas entre los 8.400 y 3.900 años cal BP.
 - b. Fase 2 de existencia de un *lagoon* somero de escasa influencia mareal que evoluciona a un lago costero sin comunicación con el mar entre los 3.400 y 1.800 años cal BP.
 - c. Fase 3 de desarrollo de un lago costero sin comunicación con el mar entre los c. 700 años cal BP y el presente.
4. El tránsito entre fases está interrumpido por dos importantes hiatos en el testigo estudiado acotados provisionalmente entre los 3.900 y 3.400 años cal BP (Hiato 1) y los 1.800 a 700 años cal BP (Hiato 2). Se desconoce por el momento el origen erosivo o no deposicional de ambos hiatos.
5. El origen del sistema de playa-barrera-*lagoon* de Doniños descrito en el presente TFG encaja dentro del modelo evolutivo general conocido para la costa gallega y, por tanto, se confirma que el origen asincrónico de los sistemas de *lagoon* de Galicia se debe a las diferencias en la topografía antecedente.

8.b. Conclusións

1. O estudo do contido en carbono orgánico (TOC) e nitróxeno total (TN), así coma o estudo das relacións isotópicas entre ambos elementos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$), nos sedimentos do actual

- lago costeiro de Doniños (Ferrol, NO de España) constitúe unha valiosa ferramenta para a reconstrucción paleoambiental deste sistema dende a súa orixe durante o Holoceno.
2. Por comparación con outros indicadores (*proxies*) independentes, fundamentalmente as facies sedimentarias e as asociacións fósiles de diatomeas, demóstrase o valor indicador da relación TOC/TN para reconstruílas fontes de carbono orgánico algal fronte ás terrestres e o do $\delta^{13}\text{C}$ coma un indicador fiable da procedencia da materia orgánica mariña fronte á continental. Asimesmo, as variacións no $\delta^{15}\text{N}$ parecen estar influenciadas, sobre todo, polas diferenzas na fonte de nitróxeno terrestre fronte ó algal.
 3. A integración multidisciplinar de datos xeoquímicos, sedimentolóxicos, micropaleontolóxicos e xeocronolóxicos permiteu diferenciar tres fases principais na evolución do sistema estudado:
 - a. Fase 1 de evolución dunha baía costeira de idade >9.000 anos cal BP hacia un *lagoon* de extenso rango mareal orixinado pola ancoraxe á costa dunha barreira de area en torno ós 9.000 a 8.400 anos cal BP. A evolución deste *lagoon* experimenta unha redución da influencia mareal entre os 8.400 e 3.900 anos cal BP.
 - b. Fase 2 de existencia dun *lagoon* somero de escasa influencia mareal que evoluciona a un lago costeiro sen comunicación co mar entre os 3.400 e 1.800 anos cal BP.
 - c. Fase 3 de desenvolvemento dun lago costeiro sen comunicación co mar ente os c. 700 anos cal BP e o presente.
 4. O tránsito entre fases vese interrompido por dous importantes hiatos no testigo estudado acotados provisionalmente entre os 3.900 e 3.400 anos cal BP. Descoñécese polo momento a orixe erosiva ou non deposicional de ambos hiatos.
 5. A orixe do sistema de praia-barreira-*lagoon* de Doniños descrito no presente TFG encaixa dentro do modelo evolutivo xeral coñecido para a costa galega e, polo tanto, confírmase que a orixe asincrónica dos sistemas de *lagoon* de Galicia débese ás diferenzas na topografía antecedente.

8.c. Conclusions

1. The study of total organic carbon (TOC) and total nitrogen (TN) contents, as well as carbon and nitrogen isotopic ratios ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$), in sediments of Lake Doniños (Ferrol, NW Spain) is proven a reliable tool for the paleoenvironmental reconstruction of this system since its origin during Holocene times.
2. Comparison with independent proxies, mainly sedimentary facies and fossil diatom assemblages, demonstrate that the TOC/TN ratio and $\delta^{13}\text{C}$ are reliable indicators of algal vs. terrestrial, and marine vs. continental sources of organic carbon, respectively. On the other hand, variations in the $\delta^{15}\text{N}$ seem to be largely influenced by the algal vs. terrestrial nitrogen sources.
3. The multidisciplinary integration of geochemical, sedimentological, micropaleontological, and geochronological data allow to distinguish three major evolutionary phases in the system:
 - a. Phase 1: A coastal embayment (>9,000 cal yr BP) evolves into a tidal lagoon after the anchoring of a sand barrier to the coast at approximately 9,000-8,400 cal yr BP. This lagoon experiences a reduction in its tidal range between 8,400 to 3,900 cal yr BP.
 - b. Phase 2: A small tidal range lagoon develops in the basin, evolving thereafter toward a coastal lake with no connection to the sea between 3,400 and 1,800 cal yr BP.
 - c. Phase 3: A coastal lake with no connection to the sea develops since 700 cal yr BP until present-day.
4. Transitions between the different phases are interrupted by two significant hiatuses found in the core, tentatively dated at 3,900-3,400 cal yr BP, and 1,800-700 cal yr BP. The erosional or non-depositional character of these hiatuses is still unknown.
5. 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 ha financiado 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).

Agradezco la inestimable ayuda otorgada por parte de los directores del presente TFG Roberto Bao, del Departamento de Ciencias de la Navegación y de la Tierra de la Universidade da Coruña, y Armand Hernández, de la Facultade de Ciencias de la Universidade de Lisboa, sin cuya colaboración no hubiera sido posible la realización de este trabajo.

También me gustaría agradecer a Alberto Sáez, del Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas de la Universitat de Barcelona la descripción de las unidades litológicas y facies sedimentarias y a María Lema de los Servicios de Apoio á Investigación de la Universidade da Coruña, su diligencia en el análisis geoquímico de los sedimentos.

Cabe también agradecer la atención, ayuda y disposición de David Vázquez Loureiro durante la interpretación de los resultados.

Por último, mención especial merece mi compañero de carrera y amigo Noé Sar Haz. Gracias a él este trabajo es una realidad, ya que ha sido el "alma" de Doniños. Gracias, Noé, por tu esfuerzo inagotable, gracias Noé por tus DAZs.

El autor ha preparado en el laboratorio las muestras para el análisis geoquímico de los sedimentos. Asimismo, ha analizado el conjunto de los datos disponibles para el testigo DON12-3A (geoquímicos sedimentológicos, geocronológicos y micropaleontológicos) y elaborado todas 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.
- Bennion, H., Battarbee, R., 2007. The European Union Water Framework Directive: opportunities for palaeolimnology. *Journal of Paleolimnology* 38, 285–295.
- Björck, S., Wohlfarth, B., 2001. 14C chronostratigraphic techniques in paleolimnology, In: 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., Ucieda, F., 1983. *Bioclimatología de Galicia*. Fundación Barrié de la Maza, A Coruña.
- 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.
- Cohen, A.S., 2003. *Paleolimnology*. Oxford University Press, Oxford.
- Cooper, S., Gaiser, E., Wachnicka, A., 2010. Estuarine paleoenvironmental reconstructions using diatoms In: 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.
- 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), PhD Thesis, 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
- Kjerfve, B., 1994. *Coastal Lagoon Processes*. Elsevier, Amsterdam, p. 577.
- Lamb, A.L., Wilson, G.P., Leng, M.J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews* 75, 29-57.
- Leng, M.J., Lamb, A.L., Heaton, T.H.E., Marshall, J.D., Wolfe, B.B., Jones, M.D., Holmes, J.A., Arrowsmith, C., 2005. Isotopes in lake sediments, In: Leng, M.J. (Ed.), *Isotopes in Palaeoenvironmental Research*. Springer, pp. 147-184.
- Mancinelli, G., Vizzini, S., 2015. Assessing anthropogenic pressures on coastal marine ecosystems using stable CNS isotopes: State of the art, knowledge gaps, and community-scale perspectives. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 156, 195-204.
- Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114, 289-302.
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* 27, 213-250.
- Meyers, P.A., Teranes, J.L., 2001. Sediment organic matter, In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 239-269.
- 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 145, 1-16.
- Müller, A., Voss, M., 1999. The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, II. $[\delta^{13}\text{C}]$ and $[\delta^{15}\text{N}]$ ratios of organic matter -- sources and sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 145, 17-32.
- Newton, A., Icelly, 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., PierluigiViaroli, 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.
- Ryves, D.B., Clarke, A.L., Appleby, P.G., Amsinck, S.L., Jeppesen, E., Landkildehus, F., Anderson, N.J., 2004. Reconstructing the salinity and environment of the Limfjord and Vejlerne Nature Reserve, Denmark, using a diatom model for brackish lakes and fjords. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 61, 1988–2006.
- 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.
- Sar Haz, N., 2015. *Evolución holocena del lago costero de Doniños (Ferrol, A Coruña, NO de España) inferida por diatomeas*. Universidade da Coruña, A Coruña.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Komar, B., McCormac, F.G., Plicht, J.V.D., Spurk, M., 1998. INTCAL98 Radiocarbon age determination 24,000 - 0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041-1083.

- Vázquez-Loureiro, D., 2011. Paleolimnología reciente (c. 600AD - presente) del lago costero/laguna de Doniños (Ferrol, A Coruña, NO de España), Facultade de Bioloxía. Santiago de Compostela, Santiago, p. 38.
- Vilas, F., 1992. Estuarios y llanuras intermareales, In: Arche, A. (Ed.), Sedimentología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, pp. 453-493.
- 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.
- Xunta de Galicia. 2010: Plan de Ordenación do Litoral. Santiago de Compostela. <http://www.xunta.es/litoral/>