



**HAL**  
open science

# De l'estuaire à l'océan : expression des forçages locaux et globaux dans l'enregistrement sédimentaire de la dynamique de la Loire depuis l'Holocène Moyen

Matthieu Durand

## ► To cite this version:

Matthieu Durand. De l'estuaire à l'océan : expression des forçages locaux et globaux dans l'enregistrement sédimentaire de la dynamique de la Loire depuis l'Holocène Moyen. Sciences de la Terre. Université d'Angers, 2017. Français. NNT : 2017ANGE0037 . tel-02076974

**HAL Id: tel-02076974**

**<https://theses.hal.science/tel-02076974>**

Submitted on 22 Mar 2019

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# Thèse de Doctorat

Matthieu DURAND

*Mémoire présenté en vue de l'obtention du  
grade de Docteur de l'Université d'Angers  
sous le sceau de l'Université Bretagne Loire*

École doctorale : VENAM

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

Spécialité : Paléoclimatologie

Unité de recherche : UMR – CNRS 6112 LPG-BIAF

Soutenue le 19 Décembre 2017

## De l'estuaire à l'océan : Expression des forçages locaux et globaux dans l'enregistrement sédimentaire de la dynamique de la Loire depuis l'Holocène Moyen

### JURY

Rapporteurs :	<b>Éric CHAUMILLON</b> , Professeur, Université de La Rochelle <b>Annachiara BARTOLINI-MARIOTTI</b> , Professeure, Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris
Examineurs :	<b>Bernadette TESSIERS</b> , Directrice de Recherche, CNRS, Université de Caen <b>Jean-Noël PROUST</b> , Directeur de Recherche, CNRS, Université de Rennes <b>Aurélié PENAUD</b> , Maître de Conférence, Institut Universitaire Européen de la Mer de Brest
Invitée :	<b>Agnès BALTZER</b> , Professeure, Université de Nantes
Directrice de Thèse :	<b>Hélène HOWA</b> , Professeure, Université d'Angers
Co-encadrante de Thèse :	<b>Meryem MOJTAHID</b> , Maître de Conférences, Université d'Angers
Co-encadrant de Thèse :	<b>Grégoire MAILLET</b> , Maître de Conférences, Université d'Angers







# Thèse de Doctorat

Matthieu DURAND

*Mémoire présenté en vue de l'obtention du  
grade de Docteur de l'Université d'Angers  
sous le sceau de l'Université Bretagne Loire*

École doctorale : VENAM

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

Spécialité : Paléoclimatologie

Unité de recherche : UMR – CNRS 6112 LPG-BIAF

Soutenue le 19 Décembre 2017

## De l'estuaire à l'océan : Expression des forçages locaux et globaux dans l'enregistrement sédimentaire de la dynamique de la Loire depuis l'Holocène Moyen

### JURY

Rapporteurs :	<b>Éric CHAUMILLON</b> , Professeur, Université de La Rochelle <b>Annachiara BARTOLINI-MARIOTTI</b> , Professeure, Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris
Examineurs :	<b>Bernadette TESSIERS</b> , Directrice de Recherche, CNRS, Université de Caen <b>Jean-Noël PROUST</b> , Directeur de Recherche, CNRS, Université de Rennes <b>Aurélié PENAUD</b> , Maître de Conférence, Institut Universitaire Européen de la Mer de Brest
Invitée :	<b>Agnès BALTZER</b> , Professeure, Université de Nantes
Directrice de Thèse :	<b>Hélène HOWA</b> , Professeure, Université d'Angers
Co-encadrante de Thèse :	<b>Meryem MOJTAHID</b> , Maître de Conférences, Université d'Angers
Co-encadrant de Thèse :	<b>Grégoire MAILLET</b> , Maître de Conférences, Université d'Angers



# Remerciements

Ces premières lignes que vous lisez sont les dernières que j'écris. Du moins pour ce manuscrit de thèse. Un manuscrit et une thèse qui n'auraient abouti sans l'aide de nombreuses personnes que je veux ici remercier.

Anaïs, toi qui ne m'a connu jusqu'à maintenant que « thésard » ... grognon, souvent stressé et la plupart du temps perdu dans mes pensées, tu as patiemment « supporté » mes excès et toujours écouté. Sans toi, sans ton soutien de toujours, je n'aurais pas pu aller au bout. Hugo, « ma p'tite crotte », merci pour la détente que tu m'apportes le soir en rentrant et pour l'intérêt, tout relatif face à Tchoupi & Doudou, que tu témoignes à tous ces « dessins un peu compliqués » les yeux écarquillés devant l'écran d'ordinateur.

Merci également à mes parents sans qui je ne serais évidemment pas ici mais qui m'ont surtout fait confiance durant mon parcours scolaire et universitaire, ce qui m'a sans aucun doute donné la confiance nécessaire pour me lancer dans une telle aventure. Merci à mes sœurs et à ma famille en général, qui ont toujours témoigné un grand intérêt à ce que je faisais.

Merci à Hélène et Meryem qui m'ont fait confiance en me confiant ce sujet de thèse. Merci Hélène pour ton oreille attentive et tes conseils toujours ludiques qui m'ont souvent permis de faire le bon choix là où j'aurais eu tendance à faire l'autruche. Meryem, UN IMMENSE MERCI à toi sans qui, concrètement cette thèse aurait été bien plus compliquée... merci pour tout ce que tu m'as appris durant ces trois années. Merci également à toi Grégoire pour tes conseils et ton point de vue

différent qui ont permis d'élargir un peu le champ scientifique de cette thèse.

Merci aux membres du jury qui me font l'honneur de prendre le temps de juger ce travail.

Merci également à tous les membres du laboratoire LPG-BIAF d'Angers pour leur bonne humeur et les discussions toujours passionnées même à l'heure du déjeuner : Pia, Thierry, Marie-Caroline, Charlotte, Sophie, Sophie, Sophie (oui elles sont trois !), Eric, Luzia, Emmanuelle, Frans, Christine Magali et une pensée particulière pour Edouard et Aurélia qui m'ont, au-delà de leur sympathie et de leur bonne humeur, donné un grand coup de main sur mes « réflexions » géochimiques.

Merci également à tous les techniciens, ingénieurs, chercheurs, stagiaires, qui m'ont aidé à réaliser l'acquisition de toutes les données de ce projet : Anne, Agnès, Jean Noël, Sylvain, Franck, Pierre-Olivier, Simon, Anthony, Livia, Nicolas, Romain, Adeline, Axel, Noémie, Nathan, Alexandre, Mélyny ... et tous ceux que j'oublie probablement.

Merci aux doctorants qui étaient déjà là quand je suis arrivé et qui m'ont accueilli et souvent conseillé au début de ses trois années : Jennifer, Dewi, Floriant, Clémence, Julie, Aubin, Jassin. Enfin une pensée particulière pour Briz, mon co-bureau pour son oreille attentive et sa capacité à toujours trouver une solution à mes problèmes qu'ils soient orthographiques ou informatiques. Merci également à Julien pour son aide immense en stats. Bon courage à Jean-Baptiste et Constance !





# **Table des matières**

<b>Introduction générale</b> .....	<b>1</b>
<b>Contexte scientifique général</b> .....	<b>2</b>
<b>Objectifs de la thèse</b> .....	<b>2</b>
<b>Cadre de la thèse</b> .....	<b>3</b>
<b>Organisation du mémoire</b> .....	<b>3</b>
<b>Chapitre I. État de l'art</b> .....	<b>5</b>
<b>1 Le climat durant l'Holocène</b> .....	<b>6</b>
1.1. Définition et variations climatiques au cours de l'Holocène dans l'Atlantique Nord .....	6
1.2. Les forçages du climat holocène .....	8
<b>2 Variations du niveau marin</b> .....	<b>11</b>
<b>3 Les estuaires, définition et évolution depuis la dernière période glaciaire</b> .....	<b>12</b>
3.1. Définitions .....	12
3.2. Classification des estuaires.....	13
3.3. Les estuaires dominés par la marée .....	15
3.4. Remplissage sédimentaire dans les estuaires .....	17
<b>4 Le Golfe de Gascogne et son plateau continental</b> .....	<b>18</b>
4.1. Généralités .....	18
4.2. Sédimentation sur le plateau continental .....	19
<b>5 Les foraminifères benthiques</b> .....	<b>20</b>
5.1. Généralités .....	20
5.2. Les foraminifères benthiques dans les estuaires .....	21
5.3. Les foraminifères benthiques dans le Golfe de Gascogne.....	23
<b>Chapitre II. Stratégie d'étude</b> .....	<b>25</b>
<b>1 Sites d'étude</b> .....	<b>26</b>
1.1. La Loire et son bassin versant .....	26
1.2. L'estuaire de la Loire.....	30
1.3. Les environnements sédimentaires étudiés sur le plateau continental du Golfe de Gascogne.....	35
<b>2 Matériel et Méthodes</b> .....	<b>38</b>
2.1. Prélèvement des archives sédimentaires .....	38
2.2. Trame chronologique.....	41
2.3. Analyses sédimentologiques .....	43
2.4. Analyse des foraminifères benthiques.....	45
2.5. Analyses temporelles.....	46
<b>Chapitre III</b> .....	<b>47</b>
<b>1 Mid- to late-Holocene environmental evolution of the Loire estuary as observed from sedimentary characteristics and benthic foraminiferal assemblages</b> .....	<b>50</b>
1.1. Introduction.....	50

1.2.	Study area .....	51
1.3.	Material and Methods .....	53
1.4.	Results and interpretations .....	55
1.5.	Discussion .....	65
1.6.	Conclusions.....	70
	<b>Glossary .....</b>	<b>71</b>
	<b>Acknowledgments .....</b>	<b>72</b>
	<b>2 Discussion complémentaire.....</b>	<b>73</b>
2.1.	Introduction.....	74
2.2.	Discussion .....	74
2.3.	Scénario alternatif à la reconstruction de l’environnement de l’estuaire moyen de la Loire au cours de l’Holocène Moyen et Tardif .....	77
	<b>Chapitre IV. Mise en place et évolution morphologique de la vasière des Brillantes (estuaire de la Loire) au cours de l’Holocène Tardif .....</b>	<b>79</b>
	<b>1 Introduction .....</b>	<b>81</b>
	<b>2 Zone d’étude.....</b>	<b>83</b>
2.1.	Fonctionnement actuel.....	83
2.2.	Evolution de la dynamique Hydrosédimentaire au cours de l’Holocène Tardif .....	83
	<b>3 Matériels et Méthodes.....</b>	<b>84</b>
3.1.	Carottage .....	84
3.2.	Trame chronologique.....	85
3.3.	Analyses sédimentologiques .....	87
3.4.	Analyses XRF et Carbone organique total (COT) .....	87
3.5.	Analyses des assemblages de foraminifères benthiques.....	89
	<b>4 Résultats .....</b>	<b>89</b>
4.1.	Données chronologiques .....	89
4.2.	Analyses sédimentologiques .....	90
4.3.	Analyses XRF des éléments majeurs et carbone organique total.....	93
4.4.	Analyse des foraminifères benthiques.....	97
	<b>5 Discussion .....</b>	<b>101</b>
5.1.	Cadre chronologique.....	101
5.2.	Reconstitution de la mise en place de la vasière des Brillantes au cours de l’Holocène Tardif.....	102
	<b>6 Conclusions .....</b>	<b>107</b>
	<b>Chapitre V. Late Holocene record from a Loire River incised paleovalley (French inner continental shelf): insights into regional and global forcing factors.....</b>	<b>109</b>
	<b>1 Introduction .....</b>	<b>111</b>
	<b>2 Study area .....</b>	<b>112</b>
2.1.	Geomorphology.....	112

2.2. Hydrology .....	113
<b>3 Material and Methods.....</b>	<b>114</b>
3.1. Core sampling.....	114
3.2. Age model.....	115
3.3. Sedimentological analyses.....	116
3.4. Foraminiferal analyses.....	117
3.5. Spectral analyses.....	117
<b>4 Results.....</b>	<b>117</b>
4.1. Chronology and sedimentation rates .....	117
4.2. Lithology and grain size .....	118
4.3. XRF analyses, TOC and CaCO <sub>3</sub> content.....	119
4.4. Benthic foraminiferal content.....	119
<b>5 Discussion.....</b>	<b>120</b>
5.1. Proxy interpretation.....	120
5.2. How sedimentary and benthic foraminiferal characteristics record late Holocene paleohydrology of the Loire River after the stabilization of sea-level rise?.....	122
5.3. Is there any coherency between our marine record, regional continental proxies tracking humidity, and the known climatic periods of the late Holocene? .....	124
5.4. What are the possible factors controlling sedimentation off the Loire River mouth and humidity over its catchment area during late Holocene?.....	125
<b>6 Conclusions .....</b>	<b>127</b>
<b>Chapitre VI. A Holocene record of millennial-scale hydrological changes from “La Grande Vasière” mid-shelf mud belt: complex forcing involving multi-scale processes .....</b>	<b>129</b>
<b>1 Introduction.....</b>	<b>131</b>
<b>2 Study area .....</b>	<b>133</b>
2.1. Sedimentary characteristics .....	133
2.2. Surface circulation and hydrological structure.....	135
2.3. Hydrographic pattern and surface productivity .....	135
<b>3 Material and methods.....</b>	<b>135</b>
3.1. Chronology .....	135
3.2. XRF and grain size analyses .....	136
3.3. Benthic foraminiferal assemblages.....	137
3.4. Benthic foraminiferal oxygen and carbon stable isotopes .....	137
3.5. Wavelet analysis.....	137
<b>4 Results.....</b>	<b>137</b>
4.1. Grain-size and XRF analyses .....	137
4.2. Diversity and absolute and relative foraminiferal abundances.....	137
4.3. Stable carbon and oxygen isotopes .....	138
<b>5 Discussion.....</b>	<b>140</b>

5.1.	Evolution of benthic foraminiferal communities from mid- to late Holocene .....	140
5.2.	The effect of late-Holocene sea-level stabilization on the BoB hydrology .....	142
5.3.	Millennial-scale climate variability and connection with internal modes of climate system .....	143
<b>6</b>	<b>Conclusions .....</b>	<b>145</b>
<b>Chapitre VII</b>	<b>.....</b>	<b>147</b>
<b>1</b>	<b>Discussion générale .....</b>	<b>148</b>
1.1.	La qualité des signaux paléoenvironnementaux .....	150
1.2.	Évolution de la dynamique hydrologique de la Loire et de la morphologie de son estuaire au cours de l'Holocène Moyen et Tardif .....	156
<b>2</b>	<b>Perspectives .....</b>	<b>162</b>
	<b>Bibliographie .....</b>	<b>165</b>
	<b>Table des illustrations .....</b>	<b>195</b>
	<b>Liste des tableaux .....</b>	<b>205</b>
	<b>Annexes .....</b>	<b>207</b>



# **Introduction générale**



## Contexte scientifique général

L'Holocène apparaît comme une période climatique relativement stable au regard des variations climatiques long terme du Quaternaire (*e.g.*, (Dansgaard *et al.*, 1993). Pourtant, cette période interglaciaire, qui a débuté il y a environ 11,7 cal ka BP (Rasmussen *et al.*, 2006), est caractérisée par de nombreuses oscillations climatiques à court terme (*e.g.*, Bond *et al.*, 2001). Dans le contexte du changement climatique global que nous connaissons actuellement (IPCC, 2013), la compréhension des oscillations climatiques de l'Holocène (la période géologique la plus récente et la plus documentée) et de leurs mécanismes paraît primordiale dans le but de comprendre et d'anticiper les conséquences futures du changement climatique actuel. Parallèlement, le changement climatique global n'est pas synonyme de conséquences uniformes sur toutes les régions du globe. Dans cette optique, les études paléoenvironnementales locales sur des périodes à la fois non-soumises à l'impact humain puis sous l'influence des activités humaines sont importantes. En l'occurrence, les estuaires, de par leur situation à l'interface continent-océan, apparaissent comme des lieux d'étude intéressants. En effet, ce sont des environnements sensibles à divers facteurs, dont le climat et les activités humaines qui impactent leur fonctionnement sédimentaire (*e.g.*, Colman *et al.*, 2002 ; Borja *et al.*, 2010 ; Moreno *et al.*, 2014 ; Traini *et al.*, 2015). Les sédiments quaternaires déposés dans les estuaires possèdent un grand intérêt car ils ont le potentiel de capturer les signaux continentaux et océaniques avec une haute résolution temporelle (*e.g.*, Colman *et al.*, 2002 ; Leorri *et al.*, 2006 ; Ghosh *et al.*, 2009). De nombreux estuaires modernes, tels que l'estuaire de la Loire, ont évolué à partir de l'enneigement et du remplissage des vallées incisées du Dernier Maximum Glaciaire au cours de la transgression flandrienne (Chaumillon *et al.*, 2008). Depuis ~3,0 cal ka BP, le niveau marin s'est quasi stabilisé autour du niveau actuel (Ters *et al.*, 1968 ; Lambeck, 1997 ; Kemp *et al.*, 2011 ; Stéphan and Goslin, 2014 ; Goslin *et al.*, 2015), conduisant à une réduction progressive de l'espace d'accommodation des zones côtières (Spencer *et al.*,

1998 ; Allen, 2000 ; Clavé, 2001 ; Chaumillon *et al.*, 2010). Dès lors, la sédimentation dans les estuaires a été contrôlée par des interactions complexes entre les variations climatiques locales et régionales et la dynamique hydrosédimentaire qui en résulte (Chaumillon *et al.*, 2010 ; Tessier, 2012), et plus récemment par les activités anthropiques (*e.g.*, Allard *et al.*, 2010 ; Menier *et al.*, 2010 ; Tessier *et al.*, 2010a ; Poirier *et al.*, 2011 ; Lesourd *et al.*, 2016). Cependant, les caractéristiques hydrosédimentaires inhérentes à ces environnements (*e.g.*, processus de remobilisation, érosion, sédimentation discontinue) amènent à quelques difficultés quant à l'interprétation de l'enregistrement sédimentaire dans un cadre chronologique bien contraint (Colman *et al.*, 2002 ; Loughheed *et al.*, 2013). Pour cela, une approche selon un continuum terre-mer permet de suivre le signal continental jusqu'au large, un environnement sédimentaire dans lequel on s'affranchit en théorie de la perturbation locale comme celle retrouvée dans les estuaires, et enregistre ainsi un signal plus global. Au cours de l'Holocène, l'évolution des environnements côtiers ouest européens a été principalement contrôlée par les variations du niveau marin (*e.g.*, Clavé, 2001 ; Traini *et al.*, 2013 ; McGowan et Baker, 2014) mais aussi par des oscillations climatiques d'ordre millénaire attribués à des forçages internes et externes au climat (*e.g.*, Sorrel *et al.*, 2012). Sur le plateau continental du Golfe de Gascogne, les paléovallées incisées des principaux fleuves ainsi que la Grande Vasière, ceinture vaseuse du plateau médian, constituent des environnements sédimentaires uniques traçant à la fois la paléohydrologie des principaux cours d'eau qui les alimentent ainsi que les changements des paramètres océaniques (*e.g.*, Nittrouer *et al.*, 2007), le tout en lien avec la variabilité de la circulation atmosphérique et donc du climat (*e.g.*, Naughton *et al.*, 2007).

## Objectifs de la thèse

Ce travail de thèse vise à répondre essentiellement à trois questions :

- (1) Comment la dynamique hydrosédimentaire de la Loire a-t-elle évolué depuis l'Holocène Moyen ?
- (2) Quels ont été les facteurs contrôlant cette dynamique ? Quels rôles ont joué respectivement, la stabilisation du niveau marin, les oscillations climatiques holocènes et les aménagements humains récents ?
- (3) Comment l'enregistrement de ces variations paléoenvironnementales est-il préservé dans les sédiments de l'estuaire de la Loire ainsi que ceux de la plate-forme continentale du Golfe de Gascogne ? L'approche selon un continuum terre-mer permet-elle de remonter ce signal de la plate-forme à l'estuaire interne ?

## Cadre de la thèse

La réalisation de cette thèse a été rendue possible par l'obtention d'une allocation doctorale attribuée par le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche (MESR) pour une durée de trois ans à compter du 1<sup>er</sup> Octobre 2014. Le projet de thèse fait suite au projet SEMHABEL (financé par le FEDER et supervisé par Meryem Mojtahid) ayant eu pour objectif de comprendre le fonctionnement actuel de l'environnement benthique de l'estuaire de la Loire, jusque-là très peu étudié, par une approche morpho-sédimentaire, géochimique et faunistique (foraminifères benthiques). Ce travail de thèse a également bénéficié du soutien financier du Grand Port Maritime de Nantes / Saint-Nazaire (GPMNSN) et de l'Observatoire des Sciences de l'Univers Nantes Atlantique (OSUNA). En parallèle, l'acquisition des nombreuses données présentées dans cette thèse a été rendue possible par de multiples collaborations avec des laboratoires et organismes de recherche français (SHOM ; UMR – CNRS 6143 M2C, Caen ; Cnam-Intechmer (EA 4253 LUSAC), Cherbourg ; UMR – CNRS 5805 EPOC, Bordeaux ; UMR – CNRS 6465 LETG, Nantes ; UMR - CNRS 6154 LETG, Angers ; centre IFREMER de Brest, Plouzané ; Centre IFREMER de Nantes ; UMR – CNRS 6538 LGO, Brest ; UMR – CNRS 6118 Géosciences, Rennes) (cf. Chapitre II, paragraphe 2, pour plus de détails).

## Organisation du mémoire

Le mémoire s'organise en sept chapitres :

Le Chapitre I présente l'état des connaissances actuelles sur, (1) la variabilité climatique durant l'Holocène, (2) l'évolution eustatique rythmant cette période, (3) les estuaires et leur évolution depuis le Dernier Maximum Glaciaire (4) le Golfe de Gascogne et son plateau continental, et enfin (5) les foraminifères benthiques dans les environnements sédimentaires étudiés.

Le Chapitre II présente la démarche scientifique menée afin de répondre aux objectifs précités. Le matériel et les méthodes d'analyses utilisés au cours de ce travail de thèse seront présentés ainsi que la zone d'étude.

Les Chapitres III à VI s'articulent selon un continuum terre/mer et présentent les données de chacune des quatre zones d'études de cette thèse : Le Chapitre III rend compte de l'analyse des carottes sédimentaires localisées au nord de l'estuaire interne de la Loire, le chapitre IV traite des séquences sédimentaires issues de la Vasière des Brillantes dans la partie sud de l'estuaire interne, le Chapitre V présente les données d'une carotte sédimentaire provenant d'une des paléovallées incisées de la Loire à l'embouchure actuelle, et finalement dans le Chapitre VI sont exposées les données d'une séquence sédimentaire issue de la partie nord de la Grande Vasière sur le plateau continental du Golfe de Gascogne.

Enfin le Chapitre VII clôture ce travail par une synthèse s'attachant à comparer les principaux résultats dans les différents enregistrements sédimentaires précédemment décrits (Chapitres III à VI). L'objectif étant d'estimer la qualité des signaux paléoenvironnementaux enregistrés dans nos archives et de proposer un scénario de la dynamique hydrosédimentaire de la Loire durant l'Holocène Moyen et Tardif. Quelques pistes de réflexion seront également développées afin de pallier les limites de notre mise en avant dans cette synthèse.



# **Chapitre I. État de l'art**

# 1 Le climat durant l'Holocène

## 1.1. Définition et variations climatiques au cours de l'Holocène dans l'Atlantique Nord

Des mesures du ratio isotopique de l'oxygène ( $\delta^{18}\text{O}$ ) réalisées sur les tests de foraminifères benthiques (Lisiecki et Raymo, 2005) traçant le volume de glace aux pôles, montrent que le Quaternaire est marqué par des oscillations climatiques de fortes amplitudes et de hautes fréquences traduites par des phases de glaciation et de déglaciation dans l'hémisphère nord (Gibbard et Cohen, 2008) (Figure I-1a). Ces oscillations sont régies par une cyclicité à long terme (centaine à dizaine de milliers d'années) contrôlée par les variations du mouvement de la Terre ainsi que sa position et son orbite autour du soleil (Milankovitch, 1920) qui agit directement sur l'intensité de l'insolation. Parallèlement, les mesures du  $\delta^{18}\text{O}$  dans les carottes de glace du Groënland (NGRIP) mettent en avant une cyclicité millénaire, au sein de ces grandes périodes glaciaires-interglaciaires (Figure I-1b), appelée cycles de « Dansgaard-Oeschger » (Dansgaard *et al.*, 1993) dont l'origine reste encore débattue.

L'Holocène correspond à la période interglaciaire actuelle dont la base a été fixée à  $11\,650 \pm 99$  cal a BP par l'Union Internationale des Sciences Géologiques (IUGS : *International Union of Geosciences*) selon Walker *et al.* (2009) qui ont étudié les paramètres physiques et chimiques de la carotte de glace NGRIP2 située au centre du Groenland. L'Holocène, paraît relativement stable en comparaison du Pléistocène (Dansgaard *et al.*, 1993). Néanmoins, de nombreuses études tendent à montrer qu'une variabilité cyclique millénaire affecte également l'Holocène (Denton and Karlén, 1973 ; O'Brien *et al.*, 1995 ; Bond et Lotti, 1995 ; Bond *et al.*, 1997 ; 2001 ; Mayewski *et al.*, 1997 ; Rahmstorf, 2003 ; Debret *et al.*, 2007 ; 2009 ; Thornalley *et al.*, 2009). D'abord attribuée aux variations de l'activité solaire (Bond *et al.*, 2001), Debret *et al.* (2007 ; 2009) ont

montré l'existence d'une cyclicité du même ordre dans la circulation océanique de l'Atlantique Nord.

L'Holocène est resté longtemps la seule unité géologique du statut de « Série/Époque » sans aucune subdivision chronostratigraphique officielle. Cependant, plusieurs subdivisions, climatiques, polliniques et historiques, ont été employées de manière informelle par les différentes communautés de chercheurs étudiant cette période (Figure I-1c). L'Holocène est alors fréquemment subdivisé en fonction de palynozones auxquelles sont attribuées des intervalles de temps (chronozones) qu'il faut utiliser avec précaution étant donné la dynamique du couvert végétal, rendant l'âge d'une palynozone susceptible de varier suivant les régions. Ainsi dans notre zone d'étude, les palynozones définies sont : le Préboréal ( $\sim 11,7 - 10,0$  cal ka BP), le Boréal ( $\sim 10,0 - 8,6$  cal ka BP), l'Atlantique ( $\sim 8,6 - 6,5$  cal ka BP), le Subboréal ( $\sim 6,5 - 3,9$  cal ka BP) et le Subatlantique (depuis  $\sim 3,9$  cal ka BP) (Cyprien *et al.*, 2004).

En 2012, un groupe de travail, issu d'une collaboration entre l'Union Internationale des Sciences du Quaternaire (INQUA : *International Union for Quaternary Sciences*) et la Sous-commission pour la Stratigraphie du Quaternaire (SQS : *Subcommission on Quaternary Stratigraphy*) dépendant de la Commission Internationale de Stratigraphie (ICS : *International Commission on Stratigraphy*), propose une subdivision formelle de l'Holocène. En se basant sur deux points remarquables (GSSPs : *Global boundary Stratotype Section and Point*) identifiés dans la carotte de glace NGRIP1 située au Groenland et dans un spéléothème provenant de la Grotte de Mawmluh en Inde, Walker *et al.* (2012) proposent respectivement les limites Holocène Primaire – Holocène Moyen à  $8,2$  cal ka BP et Holocène Moyen – Holocène Tardif à  $4,2$  cal ka BP, reprenant ainsi une terminologie informelle déjà très utilisée dans la littérature scientifique (en anglais : *Early, Middle, and Late Holocene*) (Figure I-1c).

D'un point de vue climatique, trois grandes périodes peuvent être distinguées (Mayewski *et al.*, 2004 ; Wanner *et al.*, 2008 ; Wanner *et al.*, 2011) : (1) La première période coïncide avec les palynozones Préboréal et Boréal, et s'étend de  $11,7$  cal ka BP à

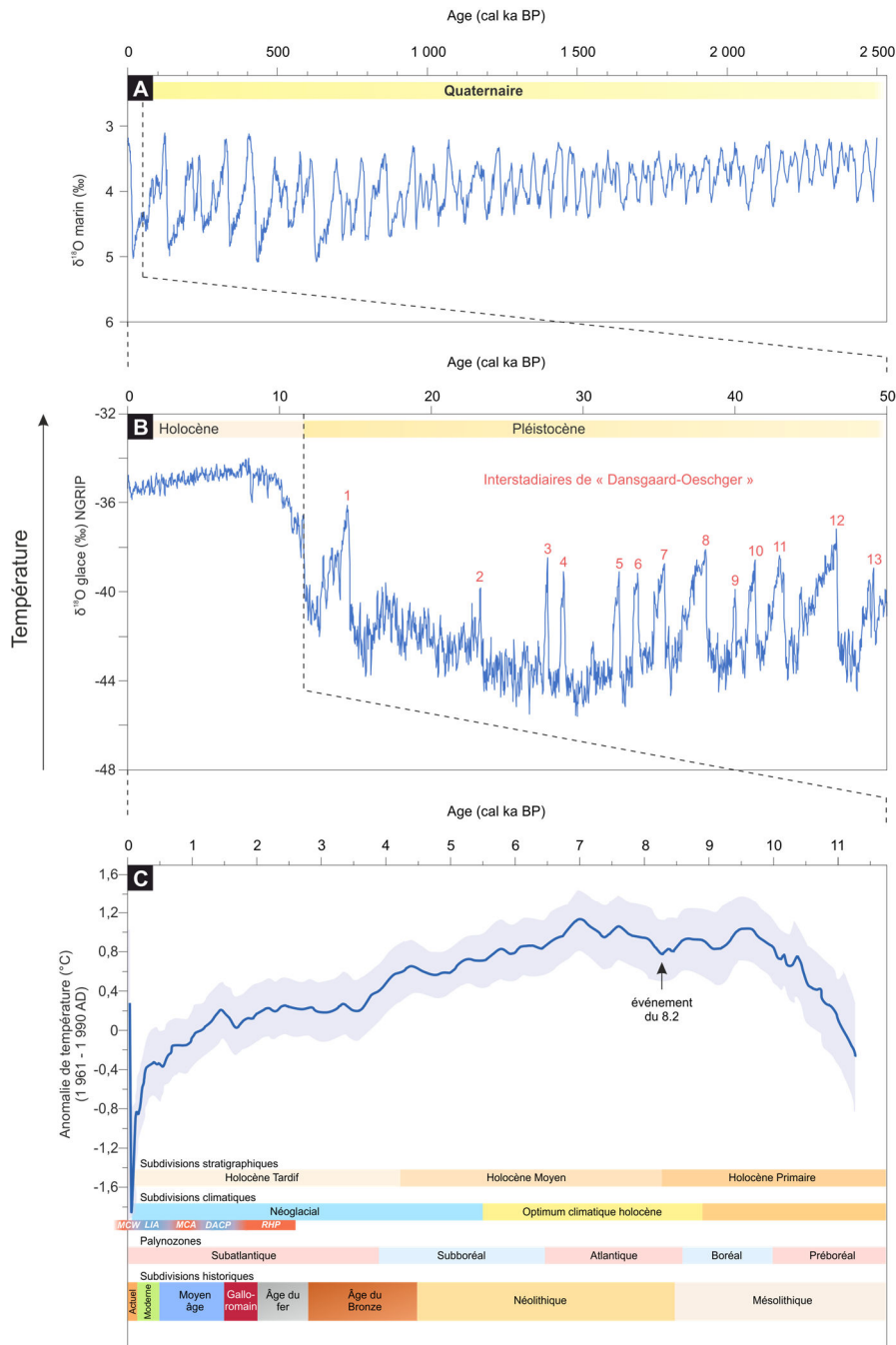


Figure I-1 : (a) Courbe global du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères benthiques (Lisiecki et Raymo, 2005) ; (b) Courbe du  $\delta^{18}\text{O}$  de la glace dans le forage NGRIP (NGRIP dating Group, 2008) ; (c) Anomalie de température par rapport à l'actuel (1 961 – 1 990) au cours de l'Holocène (Marcott et al., 2013). En dessous sont indiquées les principales subdivisions de l'Holocène.

~8,9 cal ka BP. Cette période connaît des conditions climatiques plutôt chaudes mais instables (Giraudeau et al., 2004 ; Ólafsdóttir et al., 2010 ; Bendle, 2011), qui trouvent leur explication dans la forte insolation estivale dans l'hémisphère Nord. Cependant, une grande partie du couvert de glace persiste jusqu'à ~8,9 cal ka BP

(Heikkilä and Seppä, 2003 ; Kaufman, 2004). (2) La deuxième période coïncide avec la palynozone Atlantique et s'étend de ~8,9 à 5-6 cal ka BP. Cette deuxième phase, parfois appelée Optimum climatique holocène (HTM : *Holocene Thermal Maximum* ; *Hypsithermal* ; *Altithermal*), est marquée par un fort

recul du couvert de glace (Lambeck and Chappell, 2004 ; Anderson *et al.*, 2002 ; Leventer *et al.*, 2006 ; Grove, 2004 ; Solomina *et al.*, 2008) contemporain d'un climat tempéré. Cette période est aussi marquée par l'évènement froid du 8.2 (8,2 cal ka BP) (Alley and Clark, 1999 ; Clark *et al.*, 2004 ; Lajeunesse, 2012 ; Young *et al.*, 2012) qui trouve son origine dans la vidange des lacs pro-glaciaires d'Amérique du Nord (Alley and Agustsdottir, 2005). Ceci a entraîné un apport considérable d'eau douce dans l'Atlantique Nord affaiblissant ainsi la circulation Atlantique méridionale (AMOC : *Atlantique Meridional Overturning Circulation*) et donc le transfert latitudinal de chaleur vers les hautes latitudes (Alley et Agustsdottir, 2005). (3) La troisième période, comprise entre ~ 5-6 cal ka BP et la période pré-industrielle, coïncide avec les palynozones Subboréal et Subatlantique. Cette phase est parfois appelée « Néoglaciale », faisant référence à des épisodes précis d'avancées des glaciers (Grove, 2004 ; Solomina *et al.*, 2008 ; Nielsen *et al.*, 2004 ; Crosta *et al.*, 2008). Superposés à ces grandes tendances, des événements climatiques cycliques à plus court terme (Bond *et al.*, 1997, 2001) sous forme de changements climatiques rapides (RCC : *Rapid Climate Change*) sont observés. Les RCC, 9-8 ; 6-5 ; 4,2-3,8 ; 3,5-2,5 ; 1,2-1,0 et 0,6-0,15 cal ka BP, sont marqués par une baisse des températures et une modification du schéma de circulation atmosphérique (Mayewski *et al.*, 2004). Certaines de ces RCC coïncident avec des événements historiques bien connus : l'optimum climatique romain (*Roman Warm Period*), la période froide de l'âge sombre (*Dark Age Cold Period*), l'optimum climatique médiéval (*Medieval Climate Anomaly*), et enfin le petit âge glaciaire (*LIA : Little Ice Age*) (Jones, 2001 ; Mann and Jones, 2003 ; Moberg *et al.*, 2005) (Figure I-1c). Depuis et jusqu'à l'actuel, les températures ne cessent d'augmenter (IPCC, 2013).

Parallèlement, une réflexion est menée par un autre groupe de travail de l'ISC sur la définition de l'Anthropocène (Crutzen, 2002) qui désignerait la période récente durant laquelle les processus géologiques seraient altérés de manière significative par les activités humaines. Son début est encore très discuté. Certains auteurs placent le début de cette

période au milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle qui correspond au début de la période industrielle et au rejet massif de gaz à effet de serre (Crutzen, 2002 ; Crutzen and Steffen, 2003 ; Steffen *et al.*, 2007 ; Lewis and Maslin, 2015). D'autres auteurs mettent en avant l'importance de l'impact humain sur son environnement et le climat il y a déjà plusieurs milliers d'années avec le développement de l'agriculture ayant entraîné de profondes modifications des paysages (*i.e.*, déforestation) mais aussi l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre (*i.e.*, dioxyde de carbone et méthane) (Ruddiman, 2003 ; Ruddiman *et al.*, 2015).

Ce travail de thèse s'étend sur les derniers ~7,0 ka couvrant donc une partie de l'Holocène Moyen et l'Holocène Tardif.

## 1.2. Les forçages du climat holocène

### 1.2.1 L'activité solaire

Les radionucléides cosmogènes tels que le <sup>10</sup>Be et le <sup>14</sup>C ont été utilisés avec succès pour reconstituer les variations de l'activité solaire, au-delà des enregistrements instrumentaux, dans des archives climatiques diverses (Adolphi *et al.*, 2014 ; Berggren *et al.*, 2010, 2009 ; Bronk Ramsey *et al.*, 2012 ; Solanki *et al.*, 2004 ; Vonmoos *et al.*, 2006 ; Steinhilber *et al.*, 2012). Ces travaux pointent de grandes variations de l'activité solaire au cours de l'Holocène avec notamment des périodes de faible activité appelées *Grand solar minima (GSM)* (Figure I-2) (Steinhilber *et al.*, 2012). Ces dernières années, de nombreuses études ont mis en évidence l'influence des variations de l'activité solaire sur le climat terrestre à des échelles temporelles et spatiales variables (Beer *et al.*, 2000 ; Bond *et al.*, 2001 ; de Jager, 2005 ; Wanner *et al.*, 2008 ; Debret *et al.*, 2009 ; Steinhilber *et al.*, 2012 (Figure I-2) ; Wirth *et al.*, 2013 ; Saarni *et al.*, 2016). Le lien entre les périodes de faible activité solaire et les périodes de conditions climatiques humides sur l'Europe du sud, de l'ouest et du centre est bien documenté, en particulier pour le *LIA*. En effet, cet épisode froid est contemporain de plusieurs

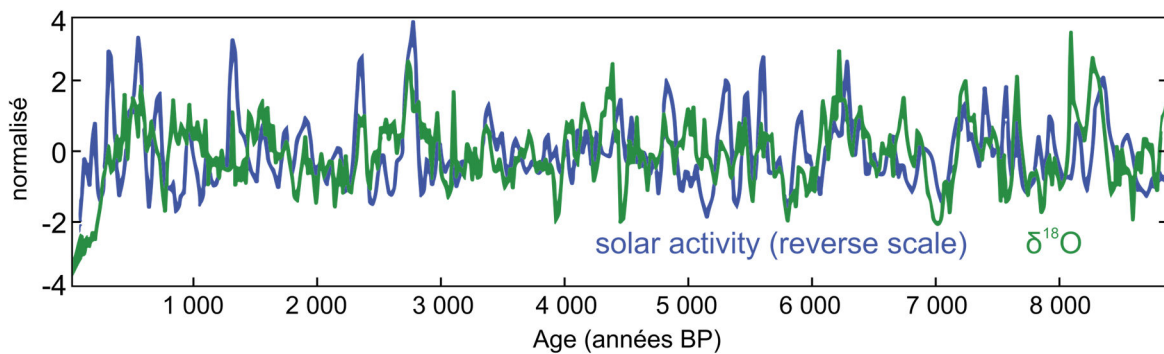


Figure I-2 : Comparaison de l'activité solaire (irradiance solaire totale) déduite de la reconstruction de l'intensité des rayonnements cosmiques (en bleu) et de l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  d'une stalagmite de la grotte de Dongge, Chine, (en vert) représentant les changements du climat asiatique. Les deux enregistrements ont été normalisés. In Steinhilber et al., 2012.

GSM (e.g., Magny et al., 2010 ; Martín-Puertas et al., 2009 ; Castro et al., 2015 ; Ramos-Román et al., 2016). Wirth et al. (2013) ont suggéré un contrôle de l'activité solaire sur la circulation atmosphérique avec un rétrécissement de la cellule de Hadley pendant les phases de faible activité solaire. Ceci entraînerait une diminution de la température de l'air, provoquant des conditions humides sur le sud, l'ouest et le centre de l'Europe. À l'inverse, lors de périodes d'activité solaire élevée, l'expansion de la cellule de Hadley s'accompagnerait d'un rétrécissement du vortex polaire induisant un renforcement des tempêtes affectant l'Europe du Nord ainsi que des conditions sèches sur le sud de l'Europe (Wirth et al., 2013). Meehl et al. (2008) évoquent également la possibilité que les variations de l'activité solaire impactent les températures des eaux de surface océaniques et influencent le flux de chaleur latente ainsi que l'évaporation de surface, modifiant le cycle hydrologique. La production d'ozone dans la stratosphère, contrôlée par la quantité du rayonnement UV pourrait également entraîner des changements dans la circulation atmosphérique (Ineson et al., 2011 ; Kodera et Kudora, 2002).

### 1.2.2 L'Oscillation Nord Atlantique (NAO)

Plusieurs mécanismes naturels internes au climat et issus de la connexion océan-atmosphère sont présents à l'échelle de l'Atlantique Nord et de l'Europe. Dans les hautes latitudes, l'Oscillation Arctique (AO : *Arctic Oscillation*) est dominante alors qu'aux moyennes latitudes (i.e., notre zone d'étude), c'est l'Oscillation Nord Atlantique (NAO : *North Atlantic Oscillation*) qui

régit principalement le climat (Visbeck et al., 2001 ; Stephenson et al., 2003) (Figure I-3). À mesure que l'on se rapproche de l'équateur, l'expression d'une autre oscillation climatique d'ordre pluri-décennale, l'Oscillation Pluri-décennale Atlantique (AMO : *Atlantic Multidecadal Oscillation*), se fait plus forte (e.g., Knight et al., 2006).

Présente sur l'Atlantique Nord, la NAO influence fortement le climat sur l'Europe (Gimeno et al., 2003). Elle se matérialise par un gradient de pression entre l'Islande (basses pressions) et les Açores (hautes pressions). L'importance de ce gradient de pression varie à plusieurs échelles de temps et impacte la circulation atmosphérique sur l'Atlantique Nord. Un indice établi en 1864 permet de mesurer les différences de pressions journalières entre deux stations météorologiques fixes (Uppenbrink, 1999). Un indice positif de NAO (NAO+) signifie que les pressions sont supérieures à la normale au niveau des Açores ce qui engendre des conditions climatiques plus sèches sur le centre et le Sud de l'Europe et des conditions dépressionnaires sur le Nord. À l'inverse un indice négatif (NAO-) induit des conditions anticycloniques sur le nord de l'Europe et plus humides sur le sud (Figure I-3). Par exemple, pendant les phases NAO-, les principaux fleuves méditerranéens connaissent des forts débits dus à des précipitations plus importantes (e.g., l'Euphrate ; Cullen et deMenocal, 2000), et inversement pendant les phases de NAO+. De la même manière, lors des phases négatives de la NAO, les glaciers en Scandinavie (Norvège et suède) reculent en raison des faibles précipitations, et inversement pendant les phases de



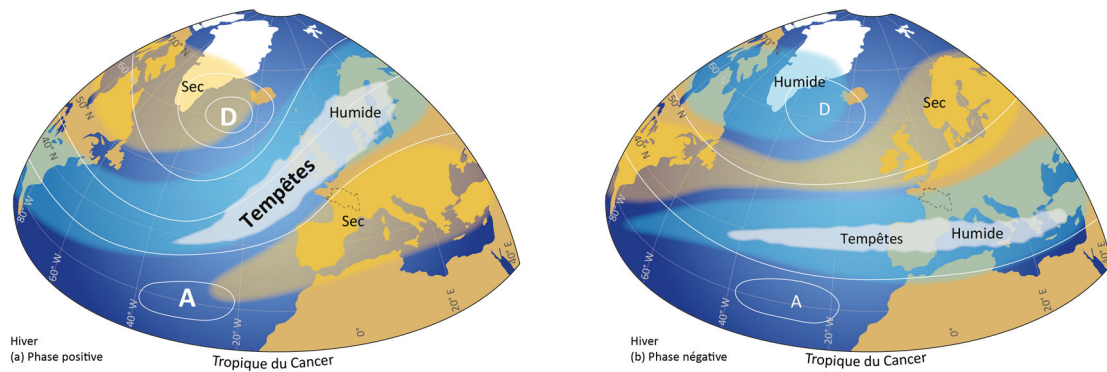


Figure I-3 : Représentation schématique des deux modes de l'Oscillation Nord Atlantique adaptée de Morley et al., 2014 ; A : Anticyclone et D : Dépression. Les limites du bassin versant de la Loire sont matérialisées par une ligne noire discontinue.

NAO+ (e.g., Six et al., 2001). Les changements de la NAO se traduisent également par des variations dans la trajectoire et l'intensité des tempêtes. En période de NAO+, le renforcement du gradient de pression entre l'Islande et les Açores induit un renforcement de l'intensité des tempêtes et une trajectoire passant sur le nord de l'Europe. Inversement, en conditions NAO-, l'intensité des tempêtes est moindre et leur trajectoire plus méridionale (Visbeck et al., 2001 ; Stephenson et al., 2003) (Figure I-3).

### 1.2.3 Le volcanisme

L'impact global des grandes éruptions explosives et effusives, telles que les éruptions du Mont Pinatubo aux Philippines en 1991 (McCormick et al., 1995), du Tambora en Indonésie en 1815 (Stothers, 1984) ou encore du volcan Laki en Islande en 1783-1784 (Thordarson et Self, 2003), est clairement identifié dans

les enregistrements instrumentaux et environnementaux de la période historique la plus récente (Bradley, 1988 ; Robock, 2000). L'injection dans la stratosphère ou la troposphère de grandes quantités de matériaux volcanogènes, tels que les téphras ou les gaz volcaniques (dioxyde de soufre, dioxyde de carbone, sulfure d'hydrogène), peut provoquer des phénomènes de « voile de poussière » (Lamb, 1970) et ainsi modifier radicalement le climat de la Terre à l'échelle régionale ou mondiale pendant de courtes périodes (généralement de l'ordre de plusieurs années à plusieurs décennies). L'année qui a suivi l'éruption de 1815 du Mont Tambora, par exemple, est souvent appelée « l'année sans été ». On estime en effet que les températures mondiales ont chuté de 0,4 à 0,7°C (Stothers, 1984). Parallèlement, des changements induits dans la circulation atmosphérique conduisent à un renforcement des vents d'ouest aux moyennes latitudes (Dawson et al., 1997) conduisant à son tour à

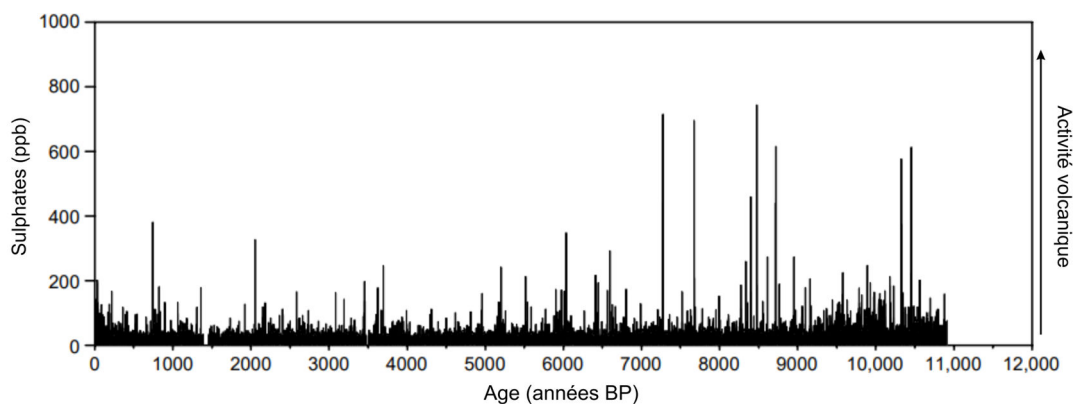


Figure I-4 : Évolution de la concentration en sulfates volcaniques (anomalies indépendantes du bruit de fond) au cours de l'Holocène, enregistrée dans la carotte de glace GISP2 (Groenland) (Zielinski et al., 1994).

des indices *NAO/AO* positifs et, par conséquent, à un réchauffement hivernal de l'Europe de l'Ouest (Graf *et al.*, 1993 ; Shindell *et al.*, 2004 ; Fischer *et al.* 2006).

La plupart des éruptions volcaniques n'ont des effets que très limités sur les températures et ne sont plus détectables après quelques années, de sorte que les éruptions explosives individuelles ne contribuent qu'à la variabilité à court terme du climat holocène. Cependant, l'enregistrement des sulfates de la carotte de glace GISP2 suggère qu'il y eu des périodes d'événements plus fréquents dans le passé, comme lors de la période ~9,5 - 11,5 cal ka BP (Figure I-4) (Zielinski *et al.*, 1994). En effet, les sulfates piégés dans les glaces du Groenland fournissent un indice de volcanisme explosif par le passé, bien que possiblement orienté vers des éruptions à haute latitude. On peut alors imaginer que l'effet cumulatif des éruptions ait persisté plus longtemps, avec un impact sur une échelle décennale à pluri-décennale, prolongé et amplifié par de possibles rétroactions (e.g. augmentation de la couverture de glace entraînant une hausse de l'albédo) (Bradley, 1988).

## 2 Variations du niveau marin

Au cours du Quaternaire, l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires a joué un rôle considérable dans la dilatation/rétractation thermique des océans mais aussi dans le piégeage de grands volumes d'eau dans les glaciers continentaux (inlandsis et glaciers de montagne) ( $4,8 \pm 0,2 \times 10^7 \text{ km}^3$  ; Lambeck *et al.*, 2002). Ces phénomènes provoquent une alternance entre des périodes de retrait et de restitution d'eau douce dans les océans qui s'accompagnent d'une succession entre périodes de bas et haut niveaux marins. Ce mécanisme est appelé glacio-eustatisme (Fairbanks, 1989). La fin du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) et le début de l'Holocène sont marqués par une augmentation progressive du niveau marin global. Même si le schéma général de la remontée du niveau marin est connu, de nombreuses études ont montré qu'elle pouvait varier selon les régions. Même à l'échelle de la côte atlantique française, l'évolution holocène du niveau marin relatif (*RSL : Relative Sea Level*) n'est pas uniforme en raison principalement du réajustement isostatique suite à la fonte du glacier européen installé pendant le DMG

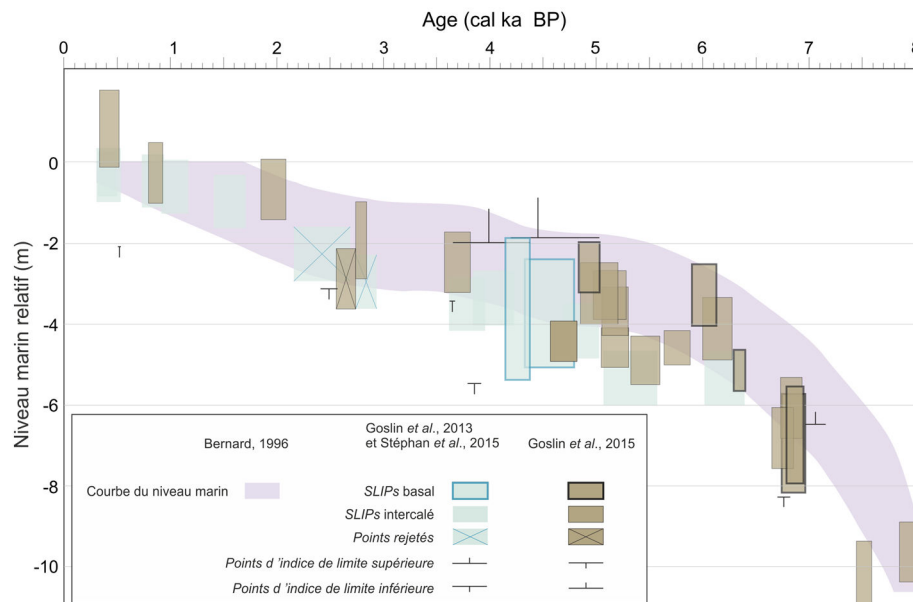


Figure I-5 : Évolution du niveau marin relatif sur les côtes bretonnes (Goslin *et al.*, 2013 ; 2015 ; Stéphan *et al.*, 2014) (SLIPs : Sea-Level Index Points) et dans l'estuaire moyen de la Loire (Bernard, 1996) depuis 8,0 cal ka BP.

(*European Ice Sheet ; e.g., Ruddiman et McIntyre, 1981 ; Toucanne et al., 2015*). Ce phénomène a donné lieu à une augmentation du niveau relatif de 60 m depuis le début de l'Holocène (*e.g., Lambeck, 1997*).

Les données sur la région de l'embouchure de la Loire sont assez rares. Bernard (1996) a établi une courbe de l'évolution du niveau marin relatif durant l'Holocène pour l'estuaire de la Loire à partir de données issues de forages réalisés dans les marais sud de l'estuaire (Figure I-5). On y remarque que la remontée rapide du début de l'Holocène marque un palier entre ~5,5 et 3,0 cal ka BP avant une remontée du niveau marin plus modeste jusqu'à la période récente.

Pour Pinot (1974), qui a fourni une courbe de la remontée du niveau marin au cours de l'Holocène pour la Bretagne méridionale, la période entre ~4,5 et 3,0 ka BP est marquée par une légère régression (-6 m RSL). Cette observation semble être en partie appuyée par les études palynologiques et paléoenvironnementales réalisées dans le Marais de la Grande Brière notamment qui ont mis en évidence une ce que les auteurs identifient comme une phase de régression marine vers 4,5 cal ka BP (Cyprien *et al.*, 2004). Goslin *et al.* (2015) ont fourni une reconstitution plus détaillée du changement relatif du niveau marin depuis environ 8,0 cal ka BP au niveau des côtes bretonnes (Figure I-5). Cette reconstitution montre une augmentation rapide du niveau marin entre ~8,0 et ~5,5 cal ka BP (-10 et -3 m RSL), suivie d'une période de stabilisation entre ~5,5 et ~3,0 cal ka BP (autour -3 / -2 m RSL) et enfin une légère

remontée est observée dans la période la plus récente. A l'échelle des derniers 2,0 ka, les données sont plus rares. On peut cependant noter les travaux de Kemp *et al.* (2011) qui ont reconstitué l'évolution du niveau marin au cours des derniers 2,1 ka à partir de l'étude de séquences sédimentaires prélevées sur des schorres de la côte atlantique américaine. Ses données révèlent quatre phases de changement persistant du niveau de la mer après correction du réajustement isostatique. De 2,1 à 1,0 cal ka BP, le niveau de la mer était stable. Il a ensuite augmenté pendant environ 400 ans à une vitesse de 0,6 mm/a, suivi d'une nouvelle période de stabilisation jusqu'à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle. Depuis lors, le niveau de la mer a augmenté à un taux moyen de 2,1 mm/an, ce qui représente la plus forte augmentation à une échelle séculaire sur les deux derniers millénaires. Ce rythme a été amorcé entre 1 865 et 1 892 AD.

### 3 Les estuaires, définition et évolution depuis la dernière période glaciaire

#### 3.1. Définitions

Un estuaire pourrait être simplement défini par cette phrase de Lyell (1864) : « *Un estuaire c'est là où une rivière rencontre la mer* ». Cependant, sa position à

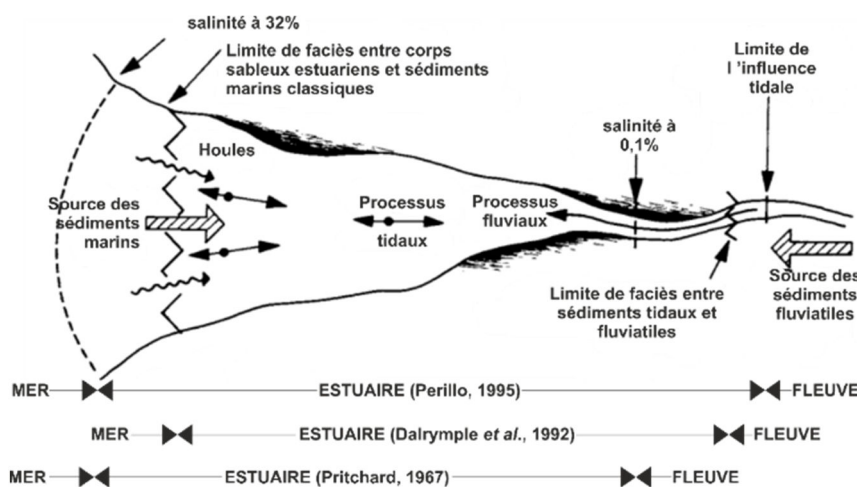


Figure I-6 : Représentation schématique d'un estuaire d'après Dalrymple et al. (1992) repris de Dionne (1963). En bas, définition d'un estuaire selon Pritchard (1967), Dalrymple et al. (1992) et Perillo (1995).

l'interface des domaines fluviaux et marins en fait un environnement complexe à définir comme le souligne la quarantaine de définitions existantes (Perillo, 1995) et l'absence de définition réglementaire en droit français. Cependant, les estuaires sont le plus souvent définis en fonction de leurs caractéristiques hydrodynamiques. Cameron et Pritchard (1963) puis Pritchard (1967) sont les premiers à donner une définition relativement complète : « *Un estuaire est une masse d'eau côtière semi-fermée ayant une connexion directe avec l'océan et à l'intérieur duquel l'eau de mer est diluée de façon mesurable avec l'eau douce issue du bassin versant* ». Cette définition reste aujourd'hui la plus utilisée. Toutefois, certains auteurs soulignent l'importance des processus tidaux dans les estuaires comme Dionne (1963) et Fairbridge (1980). Dalrymple *et al.* (1992) complètent la définition de Pritchard (1967) en y apportant un aspect sédimentaire : « *Un estuaire est défini comme une masse d'eau marine dans un système de vallée ennoyée qui reçoit des sédiments à la fois des sources fluviales et maritimes, il contient des faciès influencés par les processus tidaux, fluviaux et de houle. Un estuaire s'étend, de l'amont vers l'aval, à partir de l'influence tidale jusqu'à la limite des faciès tidaux* ». La définition d'un estuaire reste donc dépendante de la

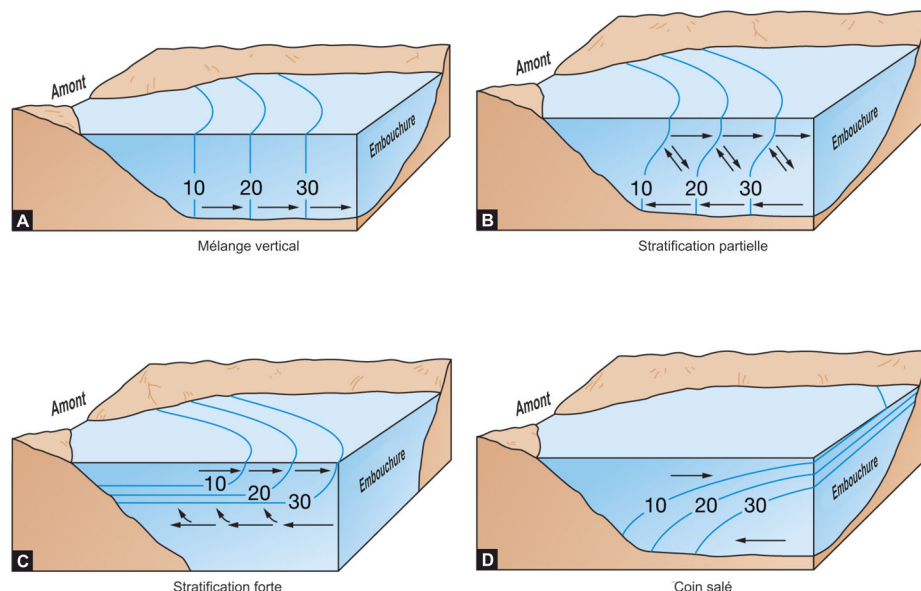
perspective étudiée. La Figure I-6 schématise les différentes définitions des estuaires précédemment citées.

## 3.2. Classification des estuaires

De nombreux systèmes de classification des estuaires ont été développés pour catégoriser des systèmes estuariens divers, selon des facteurs physiques et morphologiques (Ryan *et al.*, 2003). Jang and Hwang (2013) regroupent ces classifications en trois catégories :

### 3.2.1 ECC (Estuarine Circulation Classification)

Cette méthode de classification se base sur le schéma de circulation des eaux estuariennes et prend en compte d'avantage les paramètres physiques caractérisant les masses d'eaux (*e.g.*, la salinité) (Pritchard, 1955 ; Hansen and Rattray 1966 ; Fischer, 1976). La plus utilisée reste celle de Pritchard (1995) qui classe les estuaires en quatre catégories selon le gradient du mélange vertical entre eaux douces et salées :



Copyright © 2008 Pearson Prentice Hall, Inc.

Figure I-7 : Diagrammes 3D représentant les différents modes de mélange des eaux douces et salées selon la classification de Pritchard (1955). (a) Estuaire mélangé ; (b) estuaire partiellement mélangé ; (c) estuaire stratifié ; (d) estuaire à coin salé (repris d'après Pearson Prentice Hall, Inc. Copyright © 2008 ; source : <http://www.iupui.edu>).

Les estuaires mélangés ou homogènes (Figure I-7a) : Les courants de marée régissent la circulation des eaux dans l'estuaire et empêchent la mise en place d'une circulation de densité. Le mélange se fait donc sur l'ensemble de la colonne d'eau. Cependant, la différence de densité entre les masses d'eaux marines et fluviales entraîne toutefois un gradient longitudinal, voire également des gradients latéraux, de la salinité.

Les estuaires partiellement mélangés (Figure I-7b) : Les courants de marée, même s'ils restent prédominants sur les apports fluviaux, sont d'une intensité plus faible que dans le cas précédent. Cette tendance entraîne un mélange partiel des masses d'eaux.

Les estuaires stratifiés à marée (Figure I-7c) : Le gradient de salinité est ici important ce qui se traduit par une stratification des eaux de l'estuaire. Le débit du fleuve est ici plus fort que les courants de marée. Les eaux douces peu denses, circulent en surface vers l'aval. Les eaux marines très denses, du fait de leur salinité élevée, circulent sur le fond en direction de l'amont à la faveur du flot.

Les estuaires stratifiés à coin salé (Figure I-7d). Cette configuration est semblable à la précédente (estuaires stratifiés à marée). Néanmoins, la dominance des masses d'eaux fluviales sur les courants marins entrants est encore plus forte. Le gradient de salinité des eaux de l'estuaire, et donc leur stratification, sont ici forts.

### 3.2.2 EEC (Estuary Environment Classification)

Cette seconde méthode s'attache à classer les estuaires selon leurs formes et les paramètres physiques à l'origine de ces différentes morphologies. Le Floch (1961) puis Nichols et Biggs (1985) avaient déjà auparavant pointé l'importance, sur la dynamique hydrologique des estuaires, du mécanisme de convergence des rives liés à leur morphologie. A l'inverse, lors du flot, l'onde de marée progresse dans l'estuaire subissant les forces de friction du fond et le rehaussement de la bathymétrie vers l'amont. Les courants et l'amplitude de l'onde de marée vont alors diminuer progressivement du fait de la dissipation de l'énergie tidale. Le Floch (1961) distingue trois

catégories d'estuaires selon le schéma de convergence des rives et d'évolution du frottement sur le fond :

Les estuaires hyposynchrones : Dans ce cas, l'amplification de la marée par convergence des rives ne suffit pas à compenser la dissipation de l'énergie tidale par les forces de frictions. L'amplitude de la marée et la force du flot diminuent donc progressivement vers l'amont.

Les estuaires synchrones : Ici, les forces de frictions et le phénomène de convergence sont à l'équilibre. L'amplitude de la marée ainsi que les courants associés restent constants à mesure que l'onde de marée se déplace vers l'amont.

Les estuaires hypersynchrones : La rapide convergence des rives entraîne une brusque et forte augmentation de l'amplitude de marée au niveau de l'embouchure avant de diminuer progressivement vers l'amont sous l'effet de la friction au fond.

### 3.2.3 GC (Geomorphological Classification)

Cette autre méthode de classification se base à la fois sur des critères géomorphologiques et sur des paramètres qualitatifs afin de discriminer l'importance des composantes que sont la décharge fluviale, la marée et la houle (Boyd *et al.*, 1992 et Dalrymple *et al.*, 1992). Pritchard (1960), complété plus tard par Fairbridge (1980), déterminent à partir de la formation des estuaires 8 types de morphologies : Les vallées ennoyées sont des vallées incisées par une rivière dans le substratum lors du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) et qui se comble ensuite lors de la transgression flandrienne (DMG à l'Holocène). Les rias sont semblables aux vallées ennoyées mais avec un relief plus abrupt. Les fjords qui sont issus de l'incision du substratum par une ancienne calotte glaciaire. Les estuaires à barre littorale, ou lagunes, sont caractérisés par un substratum très légèrement creusé. Les estuaires « blind » sont quant à eux temporairement fermés. On retrouve également les deltas ainsi que les plaines côtières, et enfin les estuaires d'origines tectoniques (récentes) dont la morphologie est contrôlée par des mouvements tectoniques.

Toutefois, la classification géomorphologique la plus utilisée de nos jours est celle de Dalrymple *et al.* (1992).

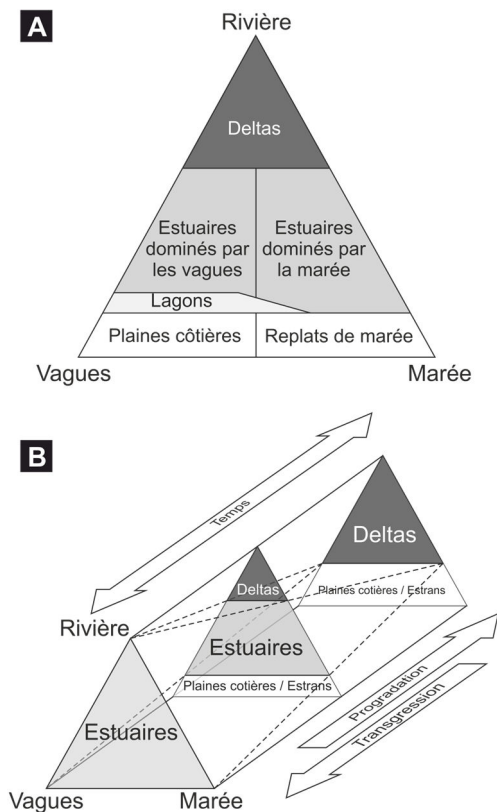


Figure I-8 : Diagrammes ternaires représentant : (a) la classification des environnements de dépôts côtiers selon la force relative des processus de houle et marée ainsi que la charge sédimentaire du fleuve (d'après Dalrymple et al., 1992 et Boyd et al., 1992) ; (b) leur évolution temporelle selon les variations eustatiques.

Cette classification s'organise selon trois pôles : débits fluviaux, houles et processus tidaux (Figure I-8a). Elle a l'avantage d'être simple et d'intégrer la dimension temporelle au travers des variations eustatiques (Figure I-8b). Les deltas qui sont dominés par les processus fluviaux se retrouvent en haut du diagramme ternaire (Figure I-8a). À l'opposé, entre les pôles dominés par la houle et la marée, on retrouve les plaines côtières et les estrans. Les estuaires quant à eux occupent une position médiane du fait de leurs sources sédimentaires mixtes, influencées soit par la houle ou la marée. Dalrymple et al. (1992) définit donc, selon leurs critères hydrodynamiques, deux grands types d'estuaires : ceux dominés par la houle et ceux dominés par la marée.

Plus récemment, certains travaux ont permis d'établir des classifications basées sur des paramètres quantifiables (e.g., Ryan et al., 2003).

### 3.3. Les estuaires dominés par la marée

L'attention est ici portée sur le fonctionnement des estuaires dominés par la marée (Dalrymple et al., 1992) étant donné qu'il s'agit du cas de l'estuaire de la Loire. Dans ces estuaires, la masse d'eau déplacée lors de chaque cycle de marée, appelée prisme tidal, régit la dynamique sédimentaire (Harris et al., 1993). Les estuaires dominés par la marée sont en général des estuaires macrotidaux (marnage > 4 m) (Dalrymple et al., 2012).

Les estuaires dominés par la marée présentent une morphologie particulière avec une embouchure en forme d'entonnoir dont la profondeur décroît rapidement vers l'amont (Dalrymple et al., 1992) (Figure I-9b, c). Cette morphologie caractérisée par une rapide convergence des rives entraîne une brusque et forte augmentation de l'amplitude de marée au niveau de l'embouchure avant de diminuer progressivement vers l'amont sous l'effet de la friction au fond (Figure I-9a) (Le Floch, 1961 ; Nichols et Biggs, 1985) (cf. paragraphe 3.2.2). Ce phénomène génère un courant de flot supérieur au courant de jusant. Le flot très puissant charrie des sédiments grossiers au niveau de l'embouchure et remobilise les sédiments fins par érosion. Ce courant transporte également les sédiments fins vers l'amont jusqu'à la limite amont de l'estuaire moyen (Allen et al., 1980). Ces sédiments fins se retrouvent piégés entre la dynamique fluviale et tidale. On parle alors de bouchon vaseux. Ce bouchon vaseux se déplace d'amont en aval selon les conditions hydrologiques (étiage/crue) et les cycles tidaux (morte eau/ vive eau) (e.g. Doxaran et al., 2009). Le dépôt des particules qui le composent se fait à l'échelle (Allen et al., 1977). Les sédiments retrouvés dans les estuaires dominés par la marée ont donc deux origines distinctes qui sont le fleuve et la mer.

L'étude du fonctionnement hydrosédimentaire des estuaires dominés par la marée met en avant une zonation du milieu. Les principaux travaux sur le sujet (Dionne, 1963 ; Fairbridge, 1980 ; Dalrymple et al., 1992) ont montré que la répartition des environnements sédimentaires rencontrés dans les

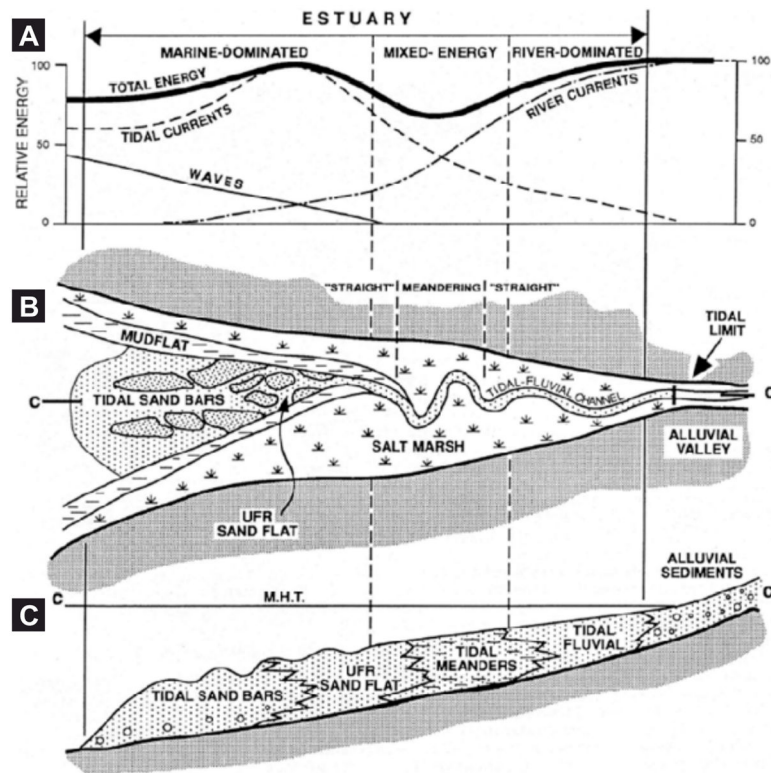


Figure I-9 : Représentation idéale de la zonation d'un estuaire dominé par la marée selon Dalrymple et al. (1992). (a) Distribution longitudinale de l'énergie. (b) Vue aérienne de la répartition des environnements sédimentaires ; et (c) répartition des faciès sédimentaires selon une coupe longitudinale axiale.

estuaire était contrôlée par la distribution de l'énergie dans le milieu. Dionne (1963) et Fairbridge (1980) divisent les estuaires dominés par la marée en trois zones distinctes auxquelles Dalrymple *et al.* (1992) y associent des faciès sédimentaires (Figure I-9c) :

(1) l'estuaire fluvial, appelé aussi estuaire interne, est caractérisé par les eaux douces du fleuve qui, bien que soumises à la marée dynamique, sont dominées par les processus fluviaux entraînant un transport sédimentaire vers l'aval ;

(2) l'estuaire moyen, appelé aussi domaine intermédiaire, est une zone caractérisée par une importante diminution des courants et des inversions du sens de transport des sédiments (*i.e.*, dynamique tidale) de qui est une zone de mélange des eaux fluviales et marines ;

(3) l'estuaire maritime, ou externe, entièrement composé de masses d'eaux salées dont la dynamique est contrôlée par la marée et la houle qui induisent un

transport sédimentaire vers l'amont. Sa limite aval est caractérisée par l'apparition des faciès côtiers.

Outre cet aspect amont/aval de la répartition, une distribution latérale des faciès sédimentaires est également observée (Figure I-9b) (Dalrymple *et al.*, 1992). Le secteur axial se distingue par un réseau de chenaux recouverts de sédiments grossiers tandis qu'à la périphérie sont présents des schorres et des slikkes, caractérisés par des sédiments fins, pouvant être entaillés par des chenaux de marée (Dalrymple *et al.*, 2012). Dans la partie axiale, la granulométrie décroît progressivement de l'aval vers l'amont, suivant la diminution de l'intensité des courants tidaux. On retrouve successivement de l'aval vers l'amont, des barres tidales sableuses généralement allongées dans le domaine externe, générées par la chenalisation des courants de marée ; et des dunes de courant organisées en champs de dunes dans la partie intermédiaire de l'estuaire, dont la mise en place est favorisée par la géométrie méandrique du chenal. À la limite de

l'estuaire interne, la diminution de l'intensité des courants permet le dépôt des sédiments fins. L'énergie augmente à nouveau brusquement au niveau de l'estuaire interne dominé par la dynamique fluviale entraînant la formation de barres sableuses de méandre (Dalrymple *et al.*, 2012).

### 3.4. Remplissage sédimentaire dans les estuaires

Les systèmes estuariens, ont été soumis, au cours de la dernière remontée du niveau marin, à d'importants changements environnementaux, donnant lieu à un passage progressif de dépôts sédimentaires strictement continentaux à des dépôts marins (Dalrymple *et al.*, 1992). Ces dépôts s'organisent en grands ensembles stratigraphiques (unités stratigraphiques) dont la succession témoigne d'un changement d'environnement de dépôt influencé par la combinaison complexe des facteurs de contrôle (Chaumillon *et al.*, 2010 ; Tessier, 2012). En effet, hormis la montée du niveau marin, l'apport sédimentaire, l'hydrodynamisme et la morphologie du substratum contrôlent également la sédimentation dans ces environnements (Chaumillon *et al.*, 2010). De manière générale, l'ensemble des études réalisées sur les systèmes estuariens à dominance tidale (Dalrymple *et al.*, 1990 ; Jouet *et al.*, 2003 ; García-García *et al.*, 2005 ; Billeaud *et al.*, 2007 ; Menier *et al.*, 2010 ; Proust *et al.*, 2010 ; Dalrymple *et al.*, 2012 ; Tessier *et al.*, 2012 ; Traini *et al.*, 2013 ; Green *et al.*, 2013 ; Zhang *et al.*, 2014) s'accordent à dire que la succession globale des dépôts sédimentaires se réfèrent au schéma de la dernière séquence stratigraphique selon les différents stades de remontée du niveau marin. La succession des unités holocènes ne peut donc être appréhendée qu'au sein d'un même système estuarien qui présente lui-même une variabilité longitudinale (estuaire interne aux paléo-vallées incisant la plate-forme) des dépôts en fonction de la morphologie du substratum (Dalrymple *et al.*, 1992 ; Zaitlin *et al.*, 1994 ; Tessier, 2012).

La séquence de remplissage théorique décrite ci-après s'inspire fortement des schémas observés dans les systèmes estuariens de la façade Manche-Atlantique

française (Weber, 2004 ; Allard *et al.*, 2010 ; Billeaud *et al.*, 2007 ; Billeaud *et al.*, 2009 ; Menier *et al.*, 2010 ; Proust *et al.*, 2010 ; Sorrel *et al.*, 2010 ; Tessier *et al.*, 2010a et b ; Tessier *et al.*, 2012 ; Traini *et al.*, 2013). Etant donné que le rythme du remplissage sédimentaire n'est pas synchrone à l'échelle de tous les estuaires de par leurs paramètres géomorphologiques et hydrosédimentaires, cette séquence est décrite suivant les phases de remontée du niveau précédemment citées dans le paragraphe 1.2. :

- La séquence de remplissage débute toujours par une surface d'érosion (*SB : Surface Boundary*) continentale s'étant produite au DMG. Elle constitue la base du cortège de bas niveau (*LST : Lowstand Systems Tract*) constitué de dépôts continentaux d'origine fluviale ou péri-glaciaire selon le secteur étudié. Ces dépôts traduisent la période de bas niveau marin et le tout début de la remontée marine au début de l'Holocène (Chaumillon *et al.*, 2010).

- La remontée rapide du niveau marin sur la façade Atlantique (*e.g.*, Lambeck, 1997 ; Goslin *et al.*, 2015) engendre l'ennoiement des vallées incisées (Tessier *et al.*, 2012) ce qui entraîne une augmentation de l'espace d'accommodation dans les systèmes estuariens. Les replats de marée, dans la partie interne des systèmes, progressent rapidement (Zaitlin *et al.*, 1994 ; Gregoire *et al.*, 2017). Ces dépôts sont ici associés au cortège transgressif (*TST : Transgressive Systems Tract*).

- Le ralentissement progressif de la remontée du niveau marin qui suit engendre une diminution de l'espace d'accommodation. Ainsi, tandis que les sédiments déposés dans la partie intermédiaire du système enregistrent les premiers indices d'influence maritime, le secteur aval est soumis à des conditions énergétiques plus fortes marquées par une surface de ravinement tidal (*TRS : Tidal Ravinement Surface*) (Zaitlin *et al.* 1994 ; Chaumillon *et al.*, 2010 ; Proust *et al.*, 2010 ; Tessier *et al.*, 2010a ; Traini *et al.*, 2013). Néanmoins, l'ensemble de ces dépôts se caractérisent par la construction de corps sédimentaires sableux à l'embouchure et par la croissance des tidal flat dans l'estuaire interne (Tessier *et al.*, 2010b). Dans certains systèmes, où les apports sédimentaires sont importants, la *TRS* est combinée avec la surface d'ennoiement



maximum (*MFS* : *Maximum Flooding Surface*) et marque le début des dépôts de haut niveau marin (*HST* : *Highstand Systems Tract*) (Tessier *et al.*, 2010a et b).

- La dernière phase du remplissage débute par une surface d'inondation maximum (*MFS*) qui marque la stabilisation du niveau marin. Ceci amène à une réduction de l'espace d'accommodation entraînant une aggradation des dépôts et une progradation du système (*HST* : *Highstand Systems Tract*) (Chaumillon *et al.*, 2010). Dès lors, les processus hydrosédimentaires sont principalement contrôlés par des facteurs locaux sous l'influence notable du climat (Chaumillon *et al.*, 2010 ; Tessier, 2012) auxquels s'ajoute l'impacte des activités et aménagements humains (Allard *et al.*, 2010 ; Menier *et al.* 2010 ; Poirier *et al.*, 2011 ; Tessier *et al.*, 2010a)

## 4 Le Golfe de Gascogne et son plateau continental

### 4.1. Généralités

Le Golfe de Gascogne est une baie ouverte de l'Atlantique nord-est, bordée par la côte espagnole au sud et par la côte française à l'est. Cette baie est née à la suite de l'écartement tectonique de la plaque ibérique du reste de la plaque européenne au Jurassique (Kristoffersen, 1978 ; Thinon, 1999) puis de la convergence nouvelle de ses deux plaques, débutées au Crétacé inférieur (Le Pichon et Sibuet, 1971 ; Srivastava *et al.*, 1990 ; Thinon *et al.*, 2001). Le substratum rocheux du Golfe de Gascogne se compose essentiellement de

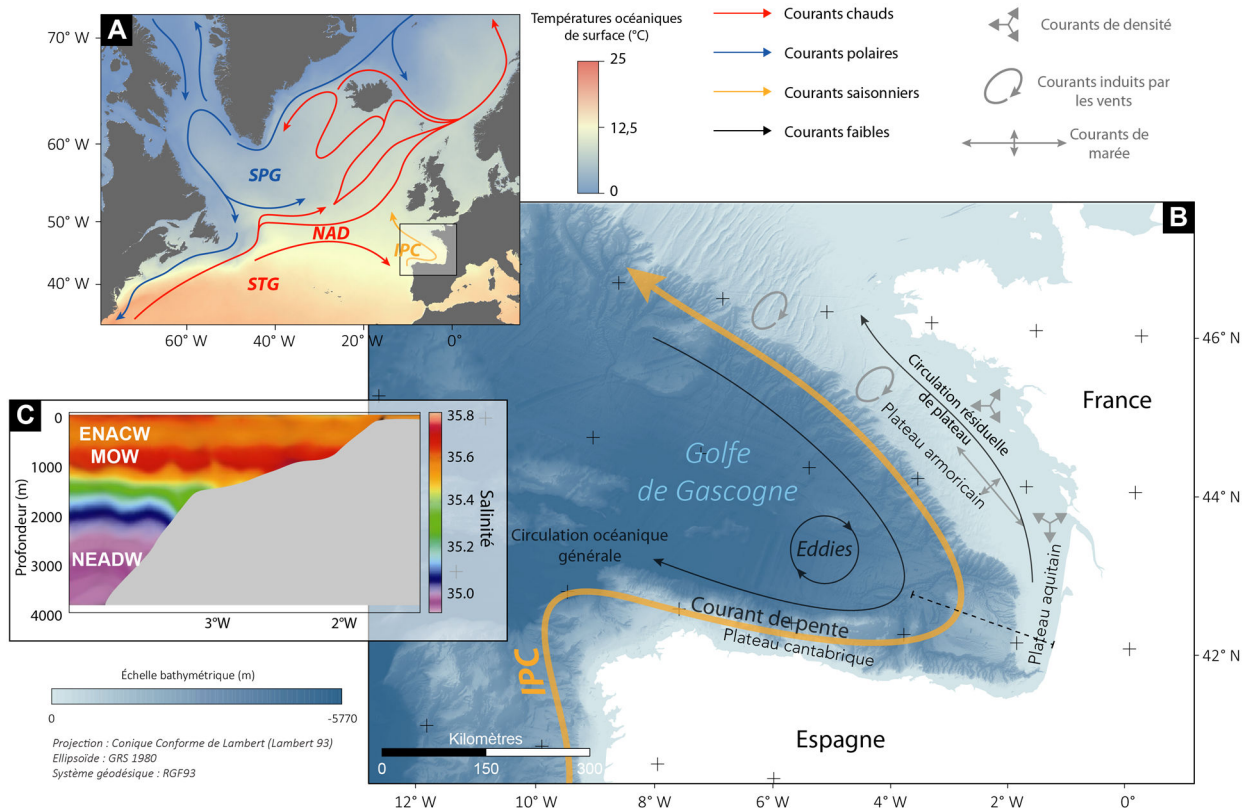


Figure 1-10 : (a) Carte du modèle de circulation générale de l'Atlantique Nord (SPG : gyre subpolaire ; STG : gyre subtropicale ; NAD : North Atlantic Drift ; IPC : Iberian Poleward Current) d'après Lherminier et Thierry (2015). Température de surface de l'Atlantique Nord (NASA Ocean Biology, 2014) ; (b) Carte du schéma régional de circulation océanique de surface dans le Golfe de Gascogne (d'après Koutsikopoulos et Le Cann., 1996). Bathymétrie EMODNET ; (c) Coupe bathymétrique allant du haut de plateau jusqu'à la plaine abyssale avec les principales masses d'eaux : ENACW (East North Atlantic Central Water) ; MOW (Mediterranean Outflow Water) ; NEADW (North East Atlantic Deep Water). Illustration modifiée d'après Mary *et al.*, 2017.

basaltes, drapés d'une couverture sédimentaire plus ou moins épaisse (Guillocheau *et al.*, 2003). Sa partie centrale est une plaine abyssale de 4 800 m de fond, qu'une rupture de pente sépare d'un plateau continental plus ou moins vaste. En effet, la largeur du plateau continental est variable, allant de 30 à 40 km au large des côtes espagnoles, 50 à 150 km au large des côtes basque et aquitaine, à 180 km au large de la Bretagne et à l'entrée de la Manche (Koutsikopoulos et LeCann, 1996). Le Golfe de Gascogne représente ainsi un type de mer intracontinentale largement ouverte sur l'océan, ce qui lui confère des caractères hydrologiques influencés en grande partie par la circulation océanique de l'Atlantique Nord (Figure I-10). En effet, la circulation générale consiste en un reflux de la *NAD* (*North Atlantic Drift*), dirigée vers le Sud-Est dans le sens des aiguilles d'une montre. Elle est composée essentiellement d'eaux atlantiques centrales Nord-Est (ENACW ; Eastern North Central Atlantic Water) et se déplace lentement (Koutsikopoulos et Le Cann, 1996) sous forme d'*eddies* cycloniques et anticycloniques (Pingree and Le Cann, 1990, 1992 ; Koutsikopoulos and Le Cann, 1996 ; Serpette *et al.*, 2006). Le long de la côte française, un courant de circulation résiduelle de direction nord-ouest est présent (Pingree et Le Cann, 1990 ; Koutsikopoulos et Le Cann, 1996 ; Lazare et Jégou, 1998). Les marées dans le golfe de Gascogne sont semi-diurnes avec une amplitude moyenne des marées d'équinoxe variant de moins de 4 m (estuaire de Leyre) à plus de 6 m (estuaires de la Charente et de la Loire). La hauteur moyenne des vagues dans le Golfe de Gascogne est d'environ 1,5 m, tandis que la hauteur des vagues de tempêtes peut dépasser 6 m (Barthe et Castaing, 1989). Les houles sont principalement orientées de l'ouest vers le nord-ouest, provoquant une dérive littorale nette vers le sud dans la partie orientale du Golfe de Gascogne. Ces caractéristiques classe le Golfe de Gascogne parmi les plate-formes dominées par les vagues (Chaumillon *et al.*, 2008).

## 4.2. Sédimentation sur le plateau continental

### 4.2.1 Facteurs hydrodynamiques contrôlant la sédimentation

Les cycles de transgressions et régressions marines des derniers cycles glaciaires et interglaciaires du Quaternaire ont une influence majeure sur la distribution des sédiments du Golfe de Gascogne. Les dépôts sédimentaires situés en bordure de plateau continental lors du DMG ont migré vers la côte lors de la dernière remontée du niveau marin. Les processus actuels induisant le remaniement des sédiments sont les houles et les tempêtes (Castaing, 1981 ; Barthe et Castaing, 1989), la dynamique de la marée se limitant à charrier le matériel remis en suspension par les houles (Castaing, 1981). Près des côtes, au niveau des baies et des estuaires, la dynamique tidale peut devenir prépondérante (Castaing, 1981).

Les sédiments fins en provenance des fleuves sont transportés par la circulation résiduelle caractérisant le plateau continental (Figure I-10). Celle-ci est essentiellement contrôlée par le vent (Pingree and Le Cann, 1989). Sur le plateau armoricain, les courants résiduels sont relativement faibles ( $\sim 3 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) et orientés vers le nord-ouest, contrairement au plateau aquitain au sud, où cette circulation résiduelle présente un caractère saisonnier marqué, principalement en raison de la dynamique des vents dominants.

### 4.2.2 Origine des sédiments

La distribution des sédiments sur le plateau continental montre une diminution générale de la taille des grains du nord (sables moyens à grossiers) vers le sud (sables fins à très fins) (Figure I-11). Les apports sédimentaires actuels sur le plateau proviennent des principaux fleuves et de l'érosion côtière. La Gironde et la Loire sont les principaux contributeurs des éléments terrigènes fins déposés dans le Golfe de Gascogne (Jouanneau *et al.*, 1999). En effet, les grands estuaires du Golfe de Gascogne (*i.e.* Gironde et Loire) présentent l'originalité d'exporter une part importante de leur budget sédimentaire (Gironde : Froidefond *et al.*, 1998 ;

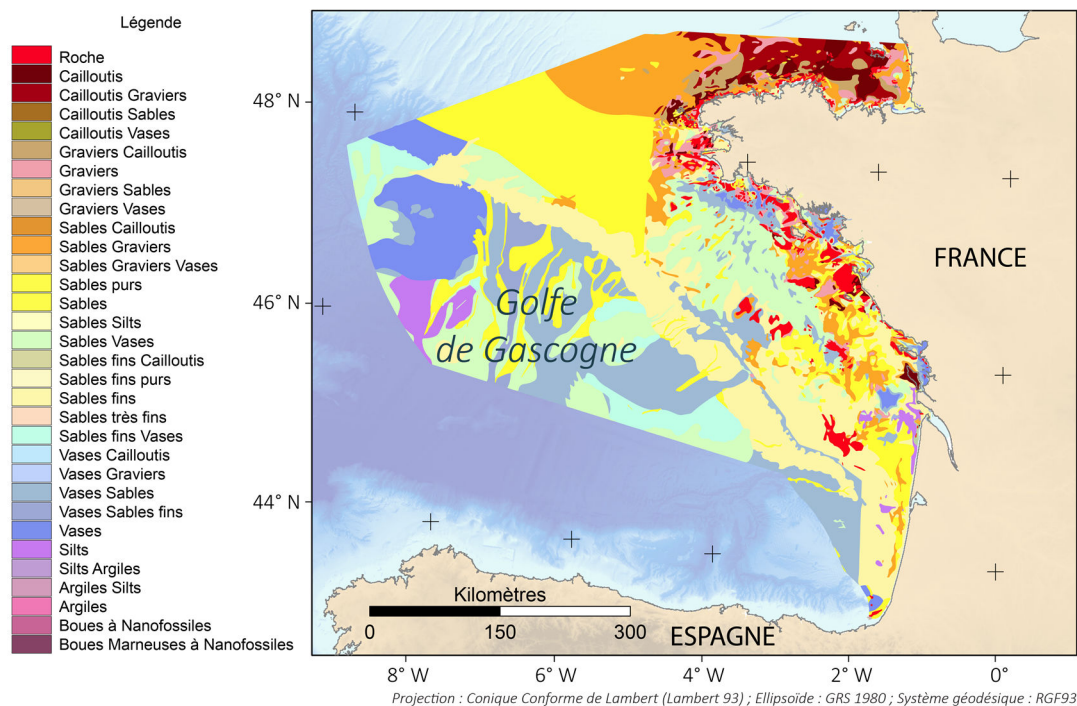


Figure I-11 : Carte de la nature des fonds de la partie septentrionale du Golfe de Gascogne au 1/500 000ème (Source : SHOM).

Poirier *et al.*, 2011 ; Dabrin *et al.*, 2014 ; Loire : Menier *et al.*, 2010). Cette originalité témoigne de la transition depuis un fonctionnement transgressif vers un fonctionnement régressif (Dalrymple et Choi, 2007). La partie septentrionale du Golfe de Gascogne (*i.e.*, le plateau armoricain), est davantage sous l'influence de la Loire mais aussi de la Vilaine (Castaing *et al.*, 1999 ; Jouanneau *et al.*, 1999). Les sédiments en suspension provenant des estuaires ou de la remise en suspension des sédiments des vasières migrent vers le nord sous l'action de la circulation résiduelle (effet de Coriolis) (*cf.* paragraphe 4.2.1.). Les sédiments fins sont en général localisés le long de l'isobathe 100 m (Figure I-11). Le débit liquide moyen annuel de la Gironde, de la Loire et de la Vilaine sont respectivement de  $\sim 1\,100\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  (Schäfer *et al.*, 2002),  $\sim 850\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  (source : hydro.eaufrance.fr) et  $\sim 89\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  (source : hydro.eaufrance.fr). En hiver, le débit de la Gironde peut atteindre  $6\,700\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  (Schäfer *et al.*, 2002) tandis que la Loire peut dépasser  $1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  (source : hydro.eaufrance.fr). Les périodes de crues contribuent donc à une stratification importante des eaux de surface. Situées au-dessus de la thermocline, les eaux de surface ont des températures et des salinités variables

en fonction des saisons. La marée joue un rôle majeur dans le mélange des masses d'eau du plateau continental (Van Aken, 2002 ; Pairaud *et al.*, 2008, 2010). A l'inverse, les eaux douces plus ou moins turbides provenant des cours d'eaux contribuent à la formation de fronts verticaux thermohalins le long des côtes (Castaing *et al.*, 1999).

## 5 Les foraminifères benthiques

### 5.1. Généralités

Les foraminifères benthiques sont des organismes unicellulaires rhizopodes de la classe des « Foraminifera », du règne des « Protoctista » et de l'embranchement des « Granuloreticulosa » et qui sont apparus au Cambrien (Sen Gupta, 1999). Il existerait près de 10 000 espèces de foraminifères benthiques vivants et fossiles confondus (Vickerman, 1992 ; Sen Gupta, 1999). Le test (parfois appelé coquille) est caractérisé par plusieurs forams (orifices) et comprend une ou plusieurs chambres. Leur taille varie

généralement de 38  $\mu\text{m}$  à 1 mm et leur cycle de vie est relativement court (3 mois à 2 ans, Murray, 1991 ; Debenay *et al.*, 1996). La taxonomie des foraminifères est essentiellement basée sur des critères morphologiques : forme du test, nature du test, nombre de loges, pores (Loeblich et Tappan, 1988 ; Sen Gupta, 1999), bien que des analyses génétiques récentes (*e.g.*, Pawlowski *et al.*, 2003) ont montré l'existence d'espèces cryptiques (*i.e.*, espèces morphologiquement similaires mais génétiquement différentes). Enfin, une même espèce peut porter plusieurs noms, suivant les auteurs et les localisations géographiques, ce qui complique d'avantage le travail taxonomique et la comparaison avec d'autres données disponibles (Murray, 2006).

Les foraminifères benthiques sont présents dans des environnements marins variés (*e.g.*, milieux marins et côtiers ; plaines abyssales oligotrophiques ; estuaires ; milieux hyposalins ; environnements fumeurs hydrothermaux). Les premières études écologiques ont porté l'accent sur une répartition bathymétrique des foraminifères benthiques (*e.g.*, Williamson, 1858 ; Brady, 1884). Toutefois, lorsque ce paramètre est devenu insuffisant pour expliquer les répartitions faunistiques, les facteurs physico-chimiques sont apparus plus révélateurs des variations spatiales (*e.g.*, Schnitker, 1974, 1980 ; Blanc-Vernet et Sgarrella, 1989). Plus récemment, il apparait que l'abondance et la distribution des foraminifères benthiques, en milieu marin profond, sont en majorité contrôlées par deux paramètres intimement liés, l'oxygène (*e.g.*, Sen Gupta et Machain-Castillo, 1993 ; Gooday, 1994 ; Jorissen *et al.*, 1995 ; Gooday *et al.*, 2000) et la matière organique (*e.g.*, Altenbach et Sarnthein, 1989 ; Gooday *et al.*, 1992 ; Moodley *et al.*, 2000, 2002). D'autres facteurs physico-chimiques participent à la distribution spatiale des foraminifères benthiques, particulièrement en milieu côtier : la salinité, la température, la teneur en carbonates, le pH et l'hydrodynamisme (voir synthèse dans Murray, 2006).

Les foraminifères benthiques ne vivent pas exclusivement en surface du sédiment mais peuvent vivre jusqu'à une dizaine de centimètres de profondeur. Deux types d'espèces sont rencontrées : les formes épipéliques vivant sur la surface du sédiment (en

anglais *epifaunal*) et les formes endopéliques vivant dans le sédiment (en anglais *infaunal*) (Jorissen, 1999 ; Murray, 2006). Ces dernières comprennent trois catégories : les espèces endopéliques superficielles (en anglais *shallow infaunal*), intermédiaires (*intermediate infaunal*) et profondes (*deep infaunal*). Cette répartition est directement liée au flux de matière organique et à l'oxygénation (*e.g.*, Corliss et Emerson, 1990). Cependant, en général, le maximum de densité de toutes espèces confondues est situé en surface du sédiment (Jorissen, 1999 ; Fontanier *et al.*, 2002 ; Mojtahid *et al.*, 2010), là où les concentrations en matière organique et les conditions d'oxygénation sont les plus importantes.

## 5.2. Les foraminifères benthiques dans les estuaires

Dans les estuaires meso- à macrotidaux des latitudes moyennes, les assemblages de foraminifères benthiques semblent être distribués selon deux facteurs principaux que sont l'élévation et la salinité. Debenay et Guillou (2002), qui ont étudié plusieurs environnements estuariens des côtes nord atlantiques françaises, montrent que la répartition des faunes de foraminifères benthiques se fait selon un gradient longitudinal des eaux douces vers les eaux salées, et selon un gradient vertical des marais salants vers la zone subtidale (Figure I-12). Les assemblages de foraminifères benthiques des estrans à l'embouchure des estuaires (*e.g.*, Baie de Bourgneuf) sont dominés par *Ammonia beccarii* sur les substrats sableux et par *Elphidium excavatum* sur les substrats vaseux. *Elphidium margaritaceum*, *Haynesina depressula*, *Elphidium excavatum* et *Ammonia beccarii* dominant dans l'estuaire externe. En remontant vers l'amont *Ammonia tepida* et *Elphidium gunteri* dominant la partie avale de l'estuaire interne puis, plus en amont encore c'est l'espèce *Haynesina germanica* qui compose la majorité de l'assemblage. En amont des estuaires amont, les formes agglutinées dominant, principalement l'espèce *Miliammina fusca*. La zonation verticale montre un changement progressif dans les assemblages des estuaires internes. *Ammonia tepida* domine dans la zone intertidale inférieure (basse slikke),

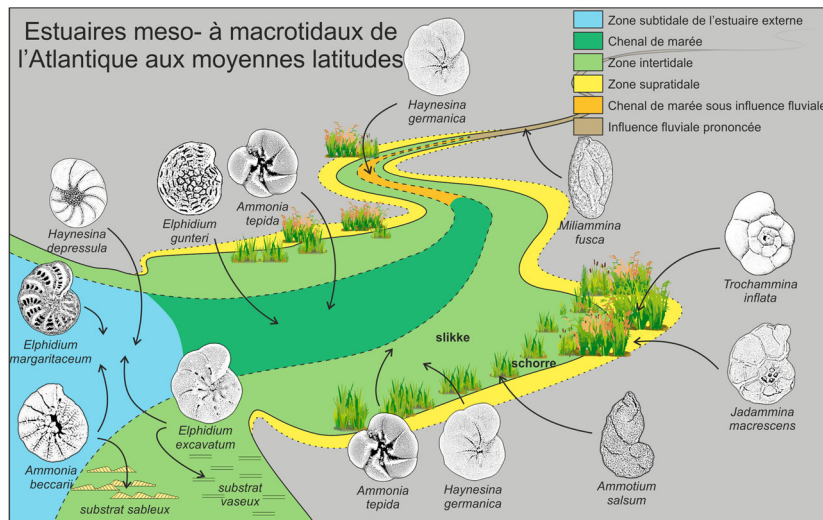


Figure I-12 : Distribution des espèces dominantes de foraminifères benthiques dans les estuaires meso- à macrotidaux tempérés de la façade Atlantique (selon Debenay et Guillou, 2002).

puis c'est *Haynesina germanica* dans la zone intermédiaire (haute slikke) et *Ammotium salsum* dans la zone intertidale supérieure (schorre). *Trochammina inflata* et *Jadammina macrescens* dominent la zone supratidale, riche en matière organique.

### 5.2.1 Exemple de l'estuaire de la Loire

A ce jour, les études sur l'écosystème estuarien de la Loire sont assez rares et celles spécifiquement sur les foraminifères benthiques le sont encore moins. En effet, mis à part le GIP Loire estuaire qui a recueilli et publié de nombreux rapports sur des études environnementales spécifiques réalisées par diverses organisations privées et publiques (universités, cabinets de conseil et observatoires environnementaux) (<http://www.loire-estuaire.org>), seuls quelques articles ont été publiés dans des revues à comité de lecture sur les écosystèmes benthiques et pélagiques de l'estuaire de la Loire. Fonseca-Genevois et Ottmann (1987) ont étudié la distribution de la méiofaune (excluant les foraminifères) ; Relexans *et al.* (1988) ont traité les processus microbiens et algales dans la matière organique ; Gillet et Torresani (2003) ont étudié la structure des populations des polychètes, et plus récemment les études de Thibault de Chanvalon *et al.* (2015) et Mojtahid *et al.* (2016) décrivent les habitats des foraminifères benthiques vivants.

Mojtahid *et al.* (2016) ont cartographié la répartition spatiale des communautés de foraminifères benthiques vivants dans 97 échantillons de surface allant de Nantes jusqu'à la Pointe Saint-Gildas (Figure I-13). En outre, la bonne connaissance de l'écologie moderne des foraminifères benthiques dans l'estuaire de la Loire est indispensable pour les interprétations paléoécologiques des assemblages fossiles, comme c'est le cas dans les Chapitres III et IV de cette thèse. Cette étude a fait ressortir plusieurs points importants :

- Les foraminifères benthiques vivants sont très abondants dans les zones intertidales de l'estuaire interne en raison de l'abondance du microphytobenthos, une source importante de nourriture pour les espèces estuariennes. Cependant, les foraminifères benthiques sont presque absents en amont de Paimboeuf. Ceci est très probablement la conséquence d'une perturbation physique due au dragage du chenal de navigation. Dans l'estuaire externe, les densités sont faibles, probablement en raison de la nature sableuse des sédiments. Dans l'estuaire de la Loire, trois espèces dominent les assemblages : *Ammonia tepida*, *Elphidium excavatum* s.l. (au sens large) et *Haynesina germanica* (Figure I-13). Ces trois espèces sont typiques des estuaires tempérés (e.g., Alve and Murray, 1994 ; Murray and Alve, 2000 ; Debenay *et al.*, 2006). Chacune de ces espèces est contrainte à un habitat préférentiel : *A. tepida* et *H.*

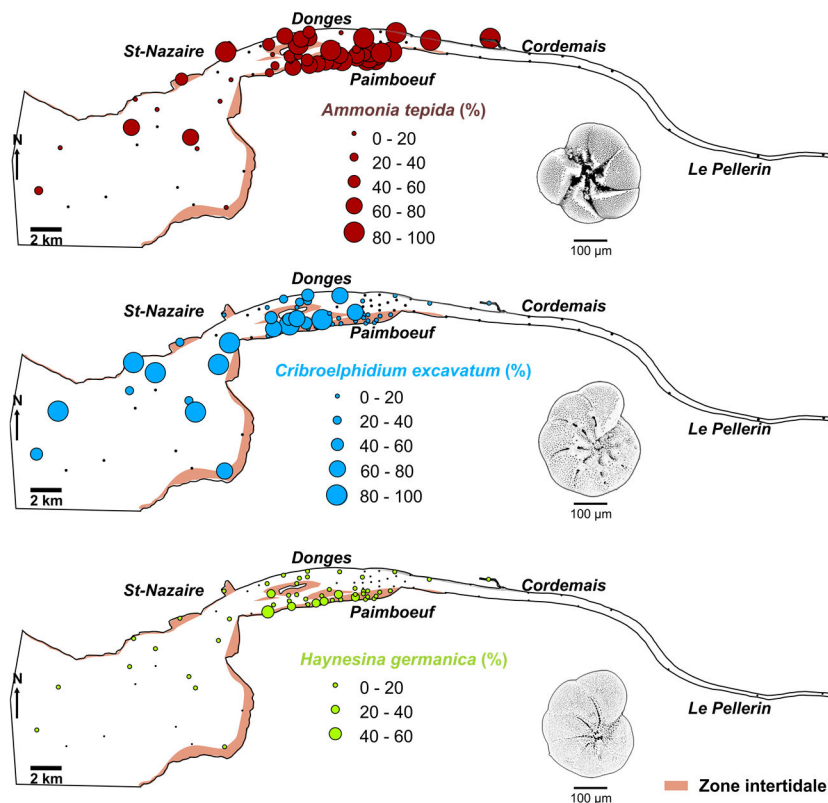


Figure I-113 : Distribution spatiale des abondances relatives des trois espèces majeures dans l'estuaire de la Loire (Mojtahid et al., 2016)

*germanica* occupent les zones intertidales de l'estuaire interne. Cependant *H. germanica* est plus présente dans sa partie sud. *Elphidium excavatum* s.l. habite les environnements sableux subtidiaux de l'estuaire interne (partie avale) et externe. Pour tenter d'expliquer ces différences d'habitats, Mojtahid et al. (2016) ont formulé l'hypothèse de sources de nourriture différentes (e.g., diatomées épipéliques ou épipsammiques) répondant à différents paramètres environnementaux (salinité, taille des grains, exposition à la lumière, temps d'émersion, etc.). L'Analyse Canonique en Correspondance (CCA), incluant les données sur les paramètres environnementaux mesurés, montre que la profondeur de l'eau (i.e., l'élévation et son lien avec le temps d'émersion) et la distance à la mer (et son lien avec la salinité) semblent être les principaux facteurs de la distribution des foraminifères dans l'estuaire de la Loire.

- Les formes à tests agglutinés sont totalement absentes. Cela peut s'expliquer par la perturbation physique (dragage du chenal de navigation) de leurs

habitats préférés dans les domaines mesohalins et oligohalins.

- L'étude des foraminifères benthiques morts dans l'estuaire interne révèle une composition faunistique similaire à celle des assemblages vivants (Mojtahid et al., 2016). Cela peut signifier que la composition de la faune vivante pendant le temps d'échantillonnage est représentative de la dynamique de la population tout au long de l'année.

### 5.3. Les foraminifères benthiques dans le Golfe de Gascogne

Dans le Golfe de Gascogne, les foraminifères benthiques ont été largement étudiés depuis le plateau continental jusqu'à la zone abyssale (Fontanier et al., 2003, 2002, 2005, 2006, Duchemin et al., 2004, 2008 ; Pascual et al., 2008 ; Mojtahid et al., 2010 ; Martínez-García et al., 2013 ; López-Belzunce et al., 2014). La Figure I-14 issue de l'étude de Mojtahid et al. (2010) résume la répartition des espèces majeures (>5%). En

effet, les foraminifères benthiques vivants se répartissent suivant un gradient bathymétrique et trophique suivant quatre zones distinctes : le haut du plateau continental, le haut de pente, le bas de pente et la zone abyssale (Fontanier *et al.*, 2002 ; Mojtahid *et al.*, 2010).

Le plateau continental du Golfe de Gascogne (0 - 150 m), sur lequel nous nous focalisons dans ce travail de thèse, est un milieu très eutrophe où les concentrations en matière organique labile sont très importantes. Les densités de foraminifères benthiques y sont élevées (Fontanier *et al.*, 2002 ; Langezaal *et al.*, 2006 ; Duchemin *et al.*, 2006 ; Mojtahid *et al.*, 2010) et la majorité des espèces vivent en surface du sédiment (Fontanier *et al.*, 2002 ; Langezaal *et al.*, 2006). Concernant le contenu spécifique des sédiments, le plateau continental peut être séparé en deux entités géographiques : la plate-forme interne (< 50 m) et la plate-forme externe (> 50 m). La plate-forme interne est surtout caractérisée par l'abondance d'espèces épibenthiques et épiphytes (*e.g.*, *Rosalina globularis*, *Lobatula lobatula*, *Cibicides refulgens*) (*e.g.*, Pascual *et*

*al.*, 2008 ; Martínez-García *et al.*, 2013 ; López-Belzunce *et al.*, 2014). Cette caractéristique est en partie due à la présence d'une végétation sous-marine abondante composée de plusieurs espèces de macroalgues (*e.g.*, Golléty *et al.*, 2010 ; Stiger-Pouvreau *et al.*, 2014). Dans la plate-forme externe, les espèces les plus fréquemment rencontrées en surface du sédiment sont *Hyalinea balthica* vers 80 m de fond (Duchemin *et al.*, 2008) et *Bolivina subaerianensis* et *Valvulineria bradyana* vers 140 m de fond (Mojtahid *et al.*, 2010). Ce sont des espèces tolérantes aux faibles conditions d'oxygénation et qui apprécient les milieux très eutrophes (Langezaal *et al.*, 2006 ; Mojtahid *et al.*, 2010). *Nonionella iridea* et *Eponides pusillus* sont deux petites espèces opportunistes qui répondent aux dépôts épisodiques de phytodétritus (Duchemin *et al.*, 2008). Enfin, plus en profondeur, au niveau de la limite de pénétration de l'oxygène, on trouve des espèces telles que *Nonion fabum*, *Globobulimina* spp. ou *Chilostomella oolina* (Fontanier *et al.*, 2002 ; Langezaal *et al.*, 2006 ; Mojtahid *et al.*, 2010).

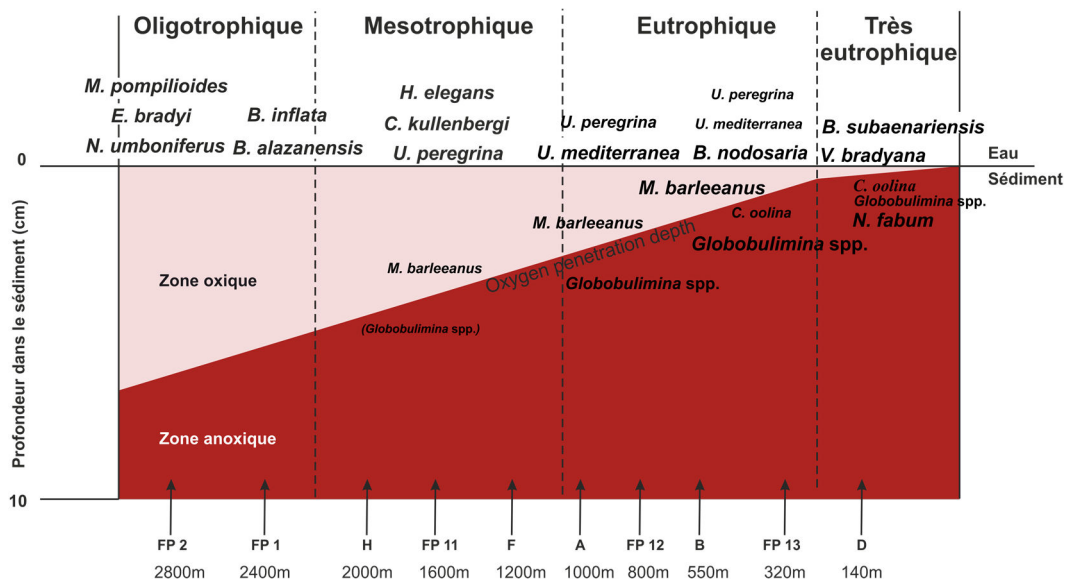


Figure 1-14 : Adaptation du modèle Trox décrit par Jorissen *et al.*, (1995) à la faune benthique du Golfe de Gascogne. La distribution des microhabitats ainsi que la composition spécifique des foraminifères le long d'un transect bathymétrique y sont représentés (d'après Mojtahid *et al.*, 2010).

# **Chapitre II. Stratégie d'étude**



# 1 Site d'étude

Les huit séquences sédimentaires étudiées sont localisées le long d'un continuum terre-mer allant de l'estuaire interne de la Loire jusqu'à la partie septentrionale du plateau continental du Golfe de Gascogne. Le fil conducteur entre les différentes séquences sédimentaires étudiées est le fleuve Loire.

## 1.1. La Loire et son bassin versant

### 1.1.1 Cadre géographique

La Loire est le plus long fleuve de France, parcourant plus de 1 000 km entre sa source, au Mont Gerbier de Jonc dans le Massif Central, et son embouchure au niveau de Saint-Nazaire, sur la côte Atlantique. Elle traverse 25 départements français drainant les eaux d'un bassin versant de plus de 117 000 km<sup>2</sup> (Bouchardy, 2002), soit 1/5<sup>ème</sup> du territoire national. Avant d'arriver à l'Océan Atlantique, elle est rejointe par de nombreux affluents dont l'Allier, le Cher, l'Indre, la Creuse, la Vienne et la Maine pour ne citer que les plus grands (Figure II-1).

### 1.1.2 Géomorphologie et géologie

Les plus importants affluents de la Loire (l'Allier, le Cher, l'Indre et la Vienne) sont tous situés en rive gauche du fleuve à l'exception de la Maine (confluence du Loir, de la Sarthe et de la Mayenne) (Figure II-1) (Bouchardy, 2002). La forme de ce réseau hydrographique est le reflet de la morphologie du bassin versant. En effet, le Massif central présente de fortes pentes au sud-est contrairement à sa partie opposée caractérisée par des altitudes s'abaissant progressivement vers l'Atlantique. Une autre particularité du bassin hydrographique de la Loire est l'inflexion soudaine de son cours dans la région d'Orléans, passant d'une direction générale Sud-Nord à une direction Est-Ouest (Nehlig, 2010) (Figure II-1). Cette particularité comme les autres caractéristiques morphologiques du réseau hydrographique ligérien trouve son origine dans la nature lithologique du sous-sol et l'histoire géologique de la région.

En effet, le bassin versant de la Loire s'étend à travers trois régions géologiques distinctes de par la nature lithologique de leur sous-sol et leur relief : le Massif central, le bassin de Paris et le Massif armoricain (Figure II-2).

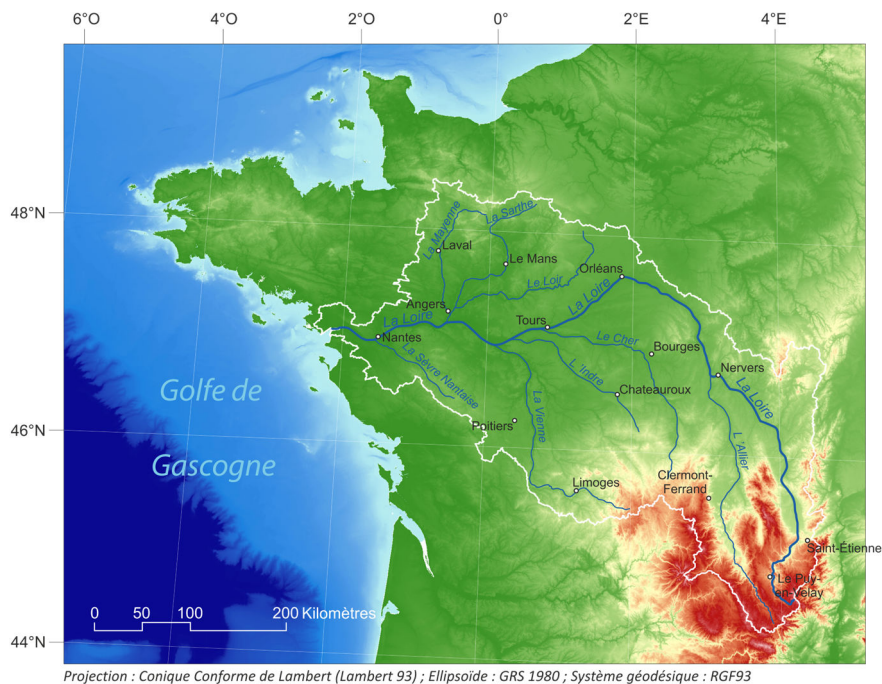


Figure II-1 : Bassin versant de la Loire et réseau hydrographique Physiographie et toponymie de la zone d'étude.

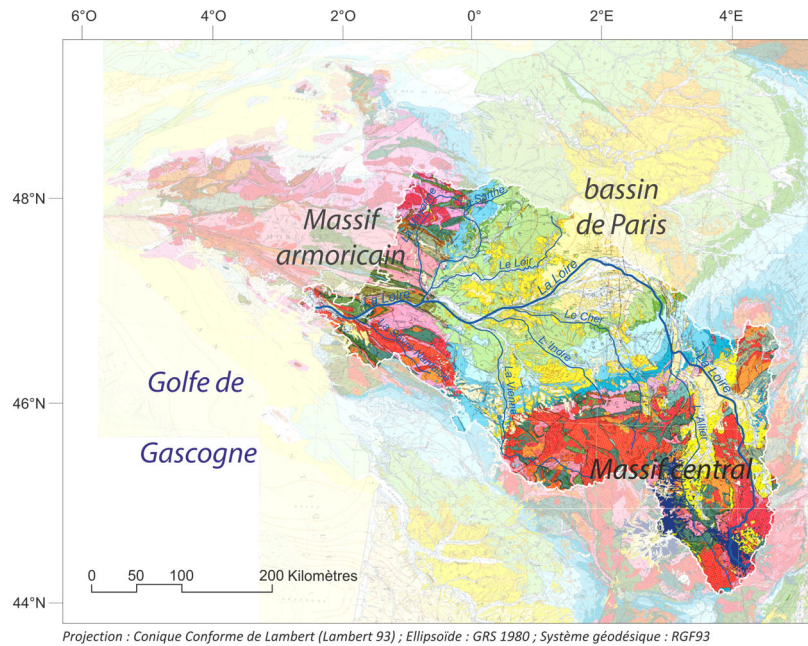


Figure II-2 : Extrait de la carte géologique de la France au millionième mettant en avant le bassin versant de la Loire.

Le Loire naît au cœur du Massif Central parcourant ses premiers kilomètres au travers des roches magmatiques et métamorphiques d'une ancienne chaîne de montagne dont la formation s'est produite au Paléozoïque (- 540 / - 280 Ma). Bien que débutée pendant l'orogénèse calédonienne l'édification du Massif Central est principalement due à l'orogénèse varisque (appelée aussi hercynienne). Ces reliefs sont également connus pour leurs épanchements volcaniques mis en place depuis les derniers 10 Ma (Oligocène) et contemporains d'un soulèvement généralisé du sud du Massif Central (Guillocheau *et al.*, 2000). La direction sud-nord dans cette région est donc contrainte indirectement par ce phénomène accompagné également de la formation de grands fossés d'effondrement d'âge oligocène appelés « limagnes » qui contraignent largement le cours de la Loire (Guillocheau *et al.*, 2000). Après le Massif central, la Loire draine le sud-ouest du bassin de Paris. Elle traverse les formations du Mésozoïque (250 à 65 Ma) principalement composées de roches sédimentaires carbonatées mais aussi terrigènes. A hauteur d'Orléans, la Loire atteint les formations les plus récentes du bassin de Paris déposées au cours du Cénozoïque (< 65 Ma). C'est dans cette région que la Loire oblique vers l'ouest de manière relativement abrupte à l'échelle du bassin

versant. Elle recoupe ensuite les formations du Crétacé de Touraine avant de quitter le bassin de Paris. La Loire quitte le bassin de Paris en Anjou, pour se frayer un chemin à travers les terrains paléozoïques, d'abord sédimentaires puis métamorphiques et magmatiques, du Massif armoricain (Figure II-2). Ces roches du Massif armoricain, comme celle du Massif central, sont d'origine varisque.

Le cours actuel de la Loire, comme tous les fleuves français, s'est mis en place durant le Pléistocène inférieur (Menier *et al.*, 2014). L'histoire de la Loire est cependant caractérisée par de nombreuses captures par la Seine, néanmoins encore très débattues dans la littérature (Tourenq et Pomerol, 1995 ; Debrand-Passard *et al.*, 1998). Plusieurs hypothèses évoquent le fait que la Loire aurait pu divaguer vers la Manche à une ou plusieurs reprises à partir du Miocène, ainsi que la possibilité qu'elle n'ait jamais quitté son cours actuel (Figure II-3) (Tourenq et pomerol, 1995 ; Debrand-Passard *et al.*, 1998 ; Étienne et Larue, 2011).

Plus récemment, au cours du Pléistocène Moyen, la Loire rejoignait la Vilaine, au travers du marais de la Grande Brière, avant de retrouver son estuaire actuel (Vanney, 1977 ; Brault *et al.*, 2001 ; Menier *et al.*, 2006 ; Menier *et al.*, 2010).

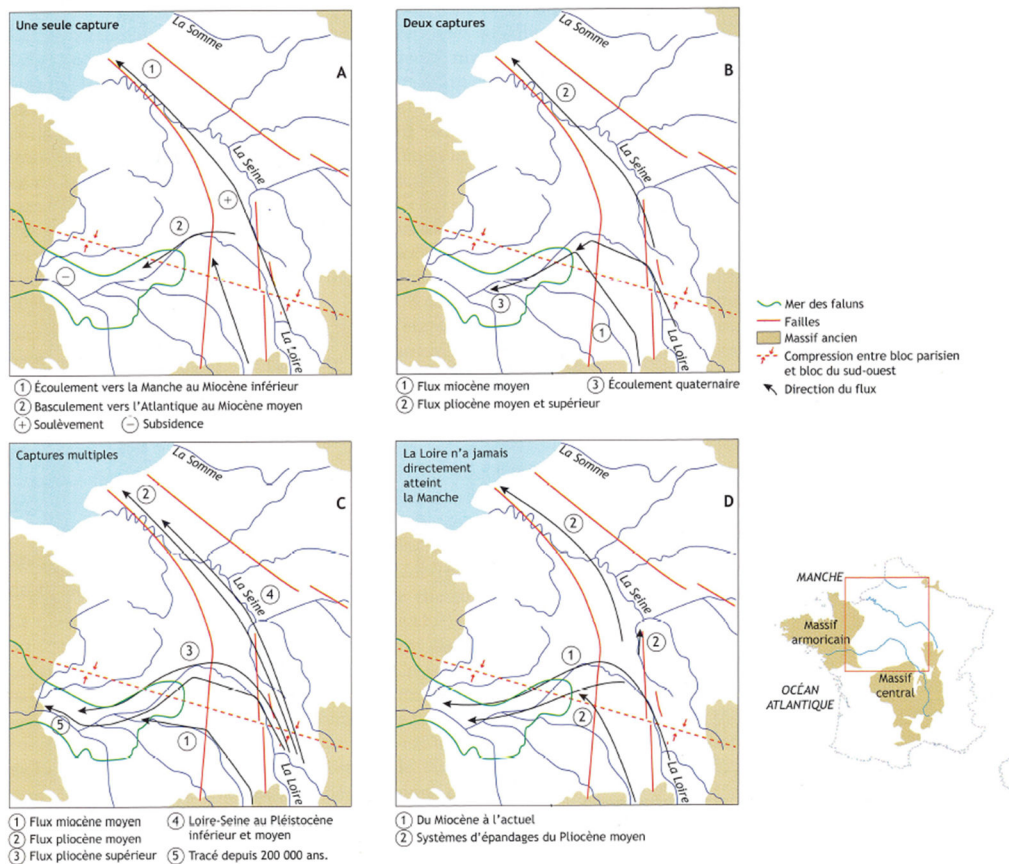


Figure II-3 : Hypothèses de liaison de la Loire avec la Seine (d'après Étienne et Larue, 2011 dans Menier et al., 2014).

### 1.1.3 Hydrodynamisme

Le débit moyen annuel de la Loire est de  $\sim 850 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  fluctuant entre une période d'étiage allant de Juillet à Septembre ( $\sim 250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et une période de crues hivernales ( $> 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) (Figure II-4a) (Bouchardy, 2002). Cette répartition saisonnière du débit moyen mensuel de la Loire est caractéristique d'un régime pluvial océanique (Bouchardy, 2002) (Figure II-4a).

L'hydrodynamisme de la Loire est en lien direct avec le régime climatique sur son bassin versant. Hormis le contrôle saisonnier, les précipitations sont régies à plus long terme par des mécanismes climatiques à plus grande échelle spatiale (e.g., NAO) (Labat, 2008). Bien que l'effet général de la NAO sur les précipitations à l'échelle de l'Europe soit assez bien connu (e.g., Hurrell, 1995 ; Hurrell et al., 2001 ; Figure I-2), le lien direct entre le régime de la NAO et les précipitations sur le bassin versant de la Loire est assez peu documenté. En général,

celui-ci est inclut dans des études globales en tant que fleuve de l'Europe de l'Ouest. L'étude de Milliman, (2001) indique clairement une corrélation inverse entre les débits liquides de la Loire et l'indice NAO depuis les années 1900 (Figure II-4b). Chevalier et al. (2014) ont montré, par le biais d'analyses fréquentielles, que la variabilité hydrologique des principaux bassins versants français (Seine, Loire, Garonne et Rhône) présente une forte cohérence, avec la NAO, sans toutefois préciser si la corrélation était positive ou négative. Shorthouse et Arnell (1997) ont également montré une forte corrélation entre les débits hivernaux de plusieurs fleuves européens, dont la Loire, et l'indice NAO. Cette corrélation est positive pour les cours d'eau du nord de l'Europe (particulièrement en Scandinavie) et négative avec les fleuves du Sud de l'Europe (e.g., Loire, Rhône, Euphrate). Trigo et al. (2004) ont aussi montré que la variabilité interannuelle des débits des fleuves de la péninsule ibérique est fortement modulée par la NAO.

D'autres auteurs sont plus nuancés quant à l'effet dominant de la NAO sur le régime des précipitations affectant les bassins versants des fleuves européens et/ou évoquent des connexions probables avec d'autres mécanismes climatiques tels que l'AMO et l'EA (*Eastern Atlantic pattern*) (e.g., Boé et Habets, 2014 ; Costoya et al., 2017) (Figure II-4b).

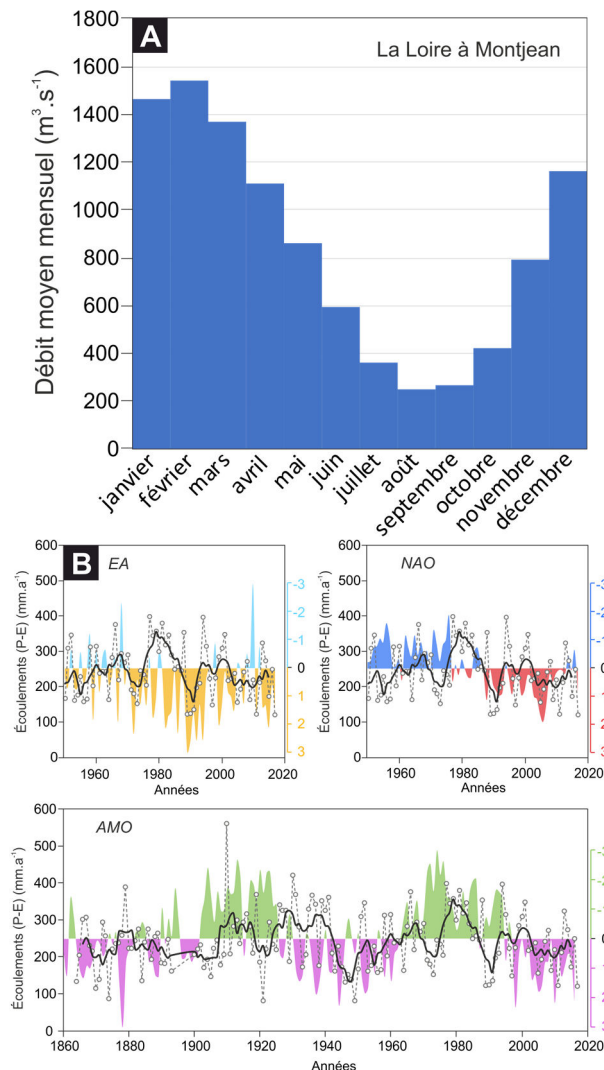


Figure III-4 : (a) Débits moyens mensuels de la Loire à Montjean-sur-Loire calculés sur la période (1863 – 2017); (b) Comparaisons de l'écoulement de la Loire avec les indices (notez les échelles renversées) des principales oscillations climatiques affectants l'Atlantique Nord (EA : East Atlantic pattern; NAO : North Atlantic Oscillation; AMO : Atlantic Multidecadal Oscillation). (Sources : écoulements et débits de la Loire : [www.hydro.eaufrance.fr](http://www.hydro.eaufrance.fr); indices climatiques : [www.cpc.ncep.noaa.gov](http://www.cpc.ncep.noaa.gov))

#### 1.1.4 L'occupation humaine du bassin versant de la Loire et l'aménagement du fleuve

Les activités humaines, qu'elles concernent les pratiques d'occupation des sols du bassin versant (e.g., déforestation, urbanisation) ou bien plus directement les aménagements du fleuve (e.g., barrages, épis, comblement de bras annexes), sont susceptibles d'impacter les flux hydrosédimentaires (Syvitsky et al., 2005 ; Poirier et al., 2011 ; 2016 ; Foucher et al., 2014 ; Lesourd et al., 2016 ; Marmin et al., 2016). Le développement des activités humaines, et notamment de l'agriculture, augmentant l'érosion des sols, pourrait induire une augmentation de la charge fluviale (e.g., Poirier, 2010 ; Poirier et al., 2011 ; Arnaud et al., 2012 ; Corella et al., 2013 ; Foucher et al., 2014 ; Foucher, 2015 ; Foucher et al., 2015 ; Poirier et al., 2016). De nombreuses études palynologiques ont montré que l'activité humaine a commencé au début de la période Néolithique ( $\sim 7.0$  cal ka BP) dans la région de la Loire. L'impact des activités telles que le déboisement forestier à petite échelle, le développement de l'activité pastorale et des cultures agricoles est bien visible avec la réduction des pollens d'arbres et la progression des graminées (Visset et al., 2002 ; Cyprien et al., 2004 ; Joly et Visset, 2005 ; Argant et Cubizolle, 2005 ; Visset, 2011). Cependant, selon Burnouf et al. (2003), Naughton et al. (2007) et Visset (2011), ce n'est qu'à la fin de l'âge du fer et le début de la période gallo-romaine ( $\sim 2,0$  cal ka BP) que les activités humaines ont eu une incidence sur le flux terrigène à l'échelle du bassin versant de la Loire.

##### L'âge du fer (2,8 – 2,0 cal ka BP) :

L'étude palynologique de Cyprien et al. (2004) a mis en lumière le développement des pratiques agropastorales dans la partie aval de la Loire au début de l'âge du fer ( $\sim 2,8 - 2,4$  cal ka BP). Cependant, cette activité humaine n'aurait pas été suffisamment importante pour avoir un impact significatif sur le flux terrigène de la Loire (Burnouf et al., 2003 ; Visset ; 2011). Entre  $\sim 2,35$  et  $2,1$  cal ka BP, un renouveau forestier est observé dans la partie aval du bassin versant de la Loire, lié à une baisse des activités agropastorales pour des raisons encore inconnues

(Cyprien *et al.*, 2004). En outre, les dépôts de sédiments dans les affluents mineurs de la Loire témoignent d'une reprise du flux terrigène local (Cyprien *et al.*, 2004).

*La période gallo-romaine (2,0 – 1,5 cal ka BP) :*

Les études archéologiques ont montré que la période gallo-romaine est marquée par une intensification et une diversification accrue des cultures agricoles dans la région armoricaine (Marguerie, 1992). Ceci est soutenu par des études palynologiques qui ont montré une baisse drastique des pollens arboréens et une augmentation des espèces cultivées (céréales et vigne) (*e.g.*, Visset, 1979 ; Cyprien *et al.*, 2004). La fin de la période gallo-romaine (~ 1,7 – 1,5 cal ka BP) est marquée par une forte baisse des marqueurs d'agropastoralisme dans la région armoricaine (Marguerie, 1992 ; Barbier 1999 ; Cyprien *et al.*, 2004) et dans le bassin parisien (Leroyer, 1997), ce qui pourrait refléter le déclin économique et démographique résultant de la chute de l'Empire romain (*e.g.*, Giot, 1977).

*Le Haut Moyen Âge (1,5 à 0,75 cal ka BP) :*

Les études palynologiques montrent que le début du Moyen Âge est marqué par une intensification de l'agriculture dans l'ouest de la France, bien visible à travers l'augmentation des pollens d'espèces cultivées (Barbier, 1999 ; Ouguerram et Visset, 2001a, b ; Cyprien *et al.*, 2004). Cette période de développement des activités humaines peut être liée aux conditions climatiques clémentes régnant sur l'Europe de l'Ouest durant cette période appelée Optimum climatique médiéval (MCA : *Medieval Climate Anomaly*) (*e.g.*, Goosse *et al.*, 2006).

*Le Bas Moyen Âge et la période moderne (0,75 – 0,1 cal ka BP) :*

Cette période, appelée Petit Âge Glaciaire (LIA : *Little Ice Age*), est caractérisée par des conditions climatiques très rigoureuses sur l'Europe de l'Ouest notamment, ce qui aurait entraîné une baisse significative de la population européenne selon Díaz de Durana (1986). Cependant, dans la partie aval du bassin versant de la Loire, les études palynologiques montrent que l'impact humain sur les paysages est resté significatif avec le déclin continu des forêts et l'intensification de l'agriculture (Cyprien *et al.*, 2004).

*Période industrielle (1 850 AD à l'actuel) :*

En aval, les activités agricoles et la déforestation restent élevées depuis ~1 850 AD (Cyprien *et al.*, 2004). Dans le même temps, de nombreux ouvrages sont construits sur la Loire et ses affluents afin de réguler son cours, ce qui a impacté clairement sa dynamique hydrosédimentaire.

Dès le IX<sup>ème</sup> siècle de nombreuses digues sont édifiées afin de se protéger des crues (Dupont et Moatar, 2016). Ce phénomène s'accélère entre les XIV<sup>ème</sup> et le XVII<sup>ème</sup> siècles. Dans les agglomérations, l'urbanisation grandissante empiète peu à peu sur les berges du fleuve (Galinié *et al.*, 2004). Parallèlement, de nombreux ouvrages (ports, ponts, pêcheries, moulins, *ect*) sont construits sur les chenaux actifs (*e.g.*, Courant et Cussoneau, 2000 ; Audoin-Rouzeau, 1984). A partir du XVI<sup>ème</sup> siècle, probablement sous l'effet de la déforestation intensive mais aussi du climat (*i.e.*, Petit Age glaciaire) entraînant une forte érosion des sols, la Loire subit un ensablement accru (Poirier *et al.*, 2011 ; Dupont et Moatar, 2016).

## 1.2. L'estuaire de la Loire

L'estuaire de la Loire couvre une zone d'environ 217 km<sup>2</sup> et s'étend sur ~80 km de long entre Nantes et Saint-Nazaire (Ciffroy *et al.*, 2003). A cet endroit, il s'ouvre sur le plateau continental du Golfe de Gascogne (Figure II-1) jusqu'à la ligne entre les Pointes de Préfailles et Pench Château qui marque la limite aval de l'estuaire externe (Gallenne, 1974).

### 1.2.1 Cadre géomorphologique et géologique

Entre Nantes et Saint-Nazaire, la vallée de la Loire est contrainte par deux structures géologiques majeures : le sillon de Bretagne au nord, d'orientation sud-est / nord-ouest et la voussure du Pays de Retz au sud (Figure II-5). Après avoir traversé les barres rocheuses du Sillon de Bretagne, qui est l'expression morphologique du Cisaillement sud armoricain (Figure II-6), la Loire s'élargit dans une vaste plaine alluviale. Des buttes gneissiques et granitiques (région de Cordemais) émergent occasionnellement de cette plaine inondable et marécageuse (Figure II-5 et II-6). La vallée s'étrangle à

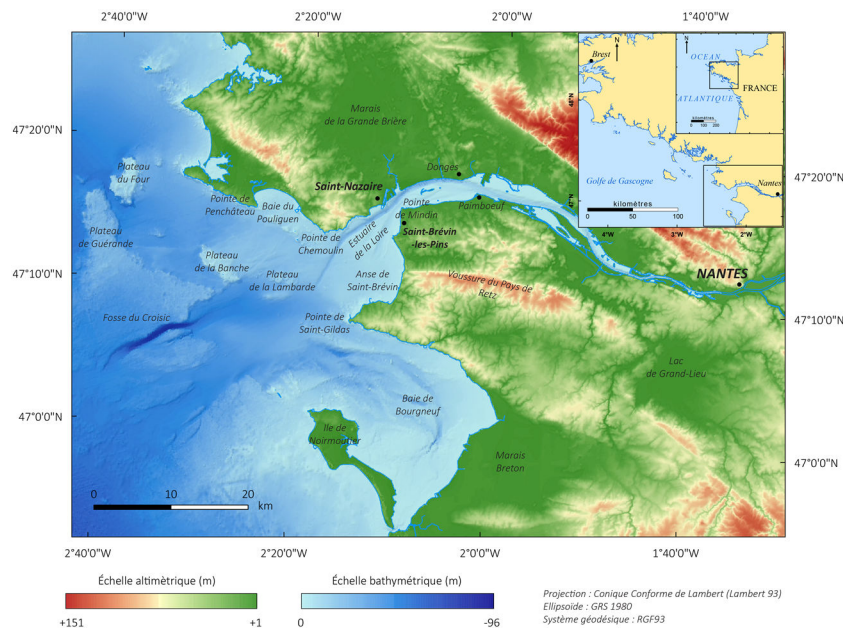


Figure II-5 : Carte morphobathymétrique de l'estuaire de la Loire, issue de la compilation de la BD Alti® 75m (IGN ; résolution : 75 m) pour la partie continentale et du MNT façade Atlantique (Projet Homonim, SHOM, 2015 ; résolution : ~110 m) pour la partie marine. Les noms des principales villes et formations géomorphologiques y sont indiqués.

nouveau, entre Donges et Paimboeuf, à la traversée d'une barre rocheuse parallèle au Sillon de Bretagne. Cette barre rocheuse affleure dans le marais de la Grande Brière sous la forme d'îles, et dans la plaine de Montoir sous la forme de buttes. Elle est également à l'origine des nombreuses buttes rocheuses noyées dans le remplissage alluvial (Ottmann *et al.*, 1968). La vallée s'élargit à nouveau progressivement avant de subir un dernier goulet d'étranglement, entre Mindin et Saint Nazaire, qui marque la limite avale de l'estuaire moyen. Cette morphologie spécifique est le résultat des régressions quaternaires successives qui ont incisé la vallée de la Loire, et du remplissage sédimentaire qui s'est effectué durant la dernière transgression (Ottmann *et al.*, 1968 ; Ters *et al.*, 1968).

L'estuaire de la Loire prend place au milieu des roches magmatiques et métamorphiques du Massif armoricain, exhumées à la faveur du rejeu de fractures hercyniennes (Cisaillement sud armoricain) au cours du Paléogène (Figure II-6) (Menier *et al.*, 2010). Le substratum a été incisé lors des régressions quaternaires successives, et les dépressions qui en résultèrent ont été comblées par les alluvions fluviomarines essentiellement d'âge Holocène (Figure II-6).

### 1.2.2 Fonctionnement actuel

À Saint-Nazaire, la proportion d'eau de mer lors des marées de mortes-eaux oscille entre 10 et 40%. Avec un marnage maximum de 6,4 m à Saint-Nazaire, l'estuaire de la Loire est un estuaire macrotidal. A Saint-Nazaire, la différence entre les valeurs maximales et minimales de la salinité des eaux de surface atteint quotidiennement les 20 psu. Saisonnièrement, la salinité de la surface fluctue de 0, en période de crue, à 30 lors des périodes d'étiage (réseau SYVEL, GIP Loire Estuaire, 2013). Le front de salinité se situe en conditions moyennes à l'amont de Cordemais. Cependant, l'onde de marée se propage jusqu'à Ancenis. L'estuaire est légèrement hypersynchrone, ce qui provoque une augmentation du marnage vers l'amont (Le Floch, 1961), et la propagation de l'onde de marée montre une dissymétrie entre une phase de flot plus longue et un jusant plus bref. Les vents dominants les plus rapides (5-8 m.s<sup>-1</sup>) proviennent d'un secteur ouest-sud-ouest, et favorisent les sur-côtes à marée haute et ralentissant les flux de jusant (Maillet, comm. perso.). Le temps de résidence de l'eau douce dans l'estuaire fluctue de 3 à 30 jours selon que le fleuve est, respectivement, en crue ou à l'étiage (Guillaud *et al.*, 2008). Les bilans sédimentaires de l'estuaire sont

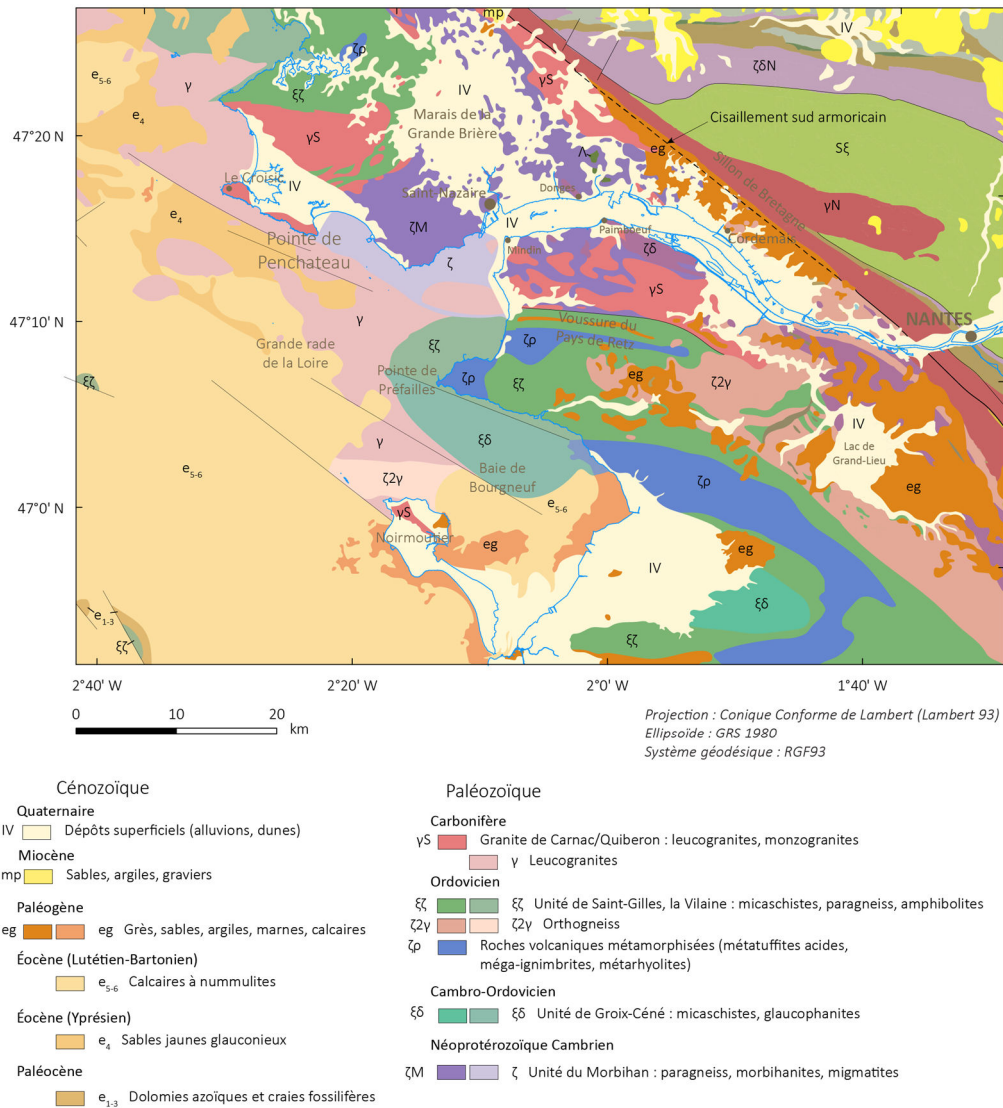


Figure II-6 : Carte géologique simplifiée de l'estuaire de la Loire (modifiée d'après Thinon et al., 2008)

loin d'être contraints. L'apport de la charge solide dans l'estuaire est estimé entre 0,5 et 2,3. 10<sup>6</sup> t. a<sup>-1</sup> (Figueres et al., 1985), mais le Grand Port Maritime de Nantes Saint Nazaire drague plus de 6. 10<sup>6</sup> t. a<sup>-1</sup> de sédiments entre Nantes et la Pointe de Préfaillies (GIP-LE, 2011). De plus, les flux de particules en provenance de l'océan ou exportés vers le large ne sont pas quantifiés. L'estuaire de la Loire, comme tout estuaire macrotidal, est caractérisé par une zone de concentration des particules en suspension, appelée bouchon vaseux. Ces particules à la fois d'origine terrestre et marine représentent une masse oscillante entre 0.5 et 1.1 t (Migniot, 1993). Le

bouchon vaseux s'étend sur 20 km en moyenne avec un centre de gravité se déplaçant en fonction du débit fluvial entre Cordemais et Paimboeuf (Le Hir et Migniot, 1994 ; Jalón-Rojas et al., 2016). Seule une partie du bouchon vaseux est expulsée vers la mer à la faveur des crues hivernales. Le coefficient de marée ne joue pas directement sur la localisation du bouchon vaseux mais plutôt sur sa masse et son extension. Lors des mortes-eaux, la majorité des particules formant le bouchon vaseux s'accablent au fond pour former une lentille de vase fluide pouvant atteindre 12,5 km de long par 300 m de large et 2 m d'épaisseur (Sanchez et Delanoë,

2006), appelée crème de vase. Plus les coefficients de marée sont forts, plus la crème de vase est mise en suspension et est dispersée sur une grande distance. La dynamique du bouchon vaseux a donc un impact direct sur les paramètres physico-chimiques des eaux de l'estuaire. En effet, outre la turbidité limitant la pénétration lumineuse et ainsi réduisant la production primaire, l'oxydation de la matière organique particulièrement biodégradable accumulée dans le bouchon vaseux peut conduire à un sérieux déficit en oxygène dissous (Etcheber *et al.*, 2007).

### 1.2.3 Remplissage de l'estuaire

La plus grande partie du remplissage sédimentaire de l'estuaire interne de la Loire débute durant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) (Ters *et al.*, 1968 ; Visset and Barbaroux, 1972 ; Visset, 1973 ; Barbaroux *et al.*, 1974a ; Barbaroux *et al.*, 1980a ; Delaine *et al.*, 2014), à l'exception de quelques lentilles de sédiments marins du Pliocène et de sédiments argileux de l'interglaciaire Eémien (Barbaroux *et al.*, 1974a ; Barbaroux *et al.*, 1980b).

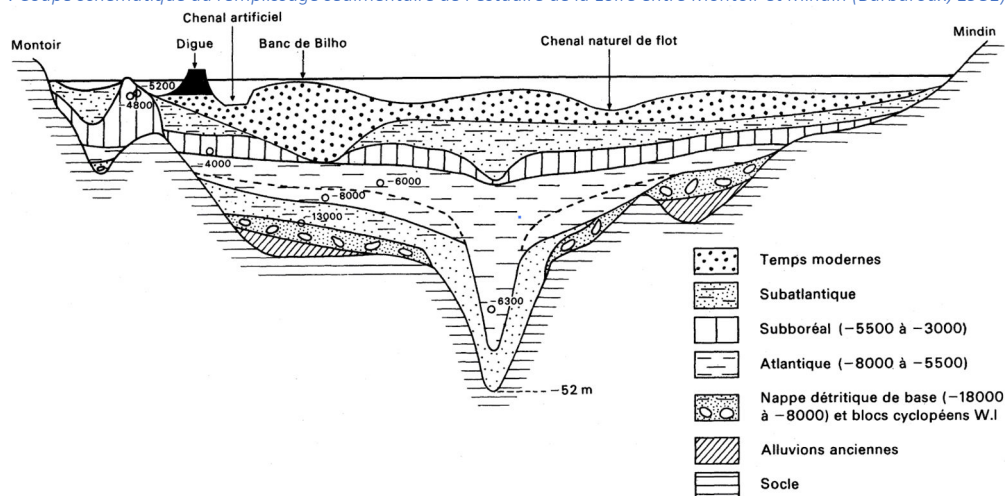
A Nantes, Delaine *et al.* (2014) ont étudié le remplissage de l'estuaire de la Loire par une approche micropaléontologique (amibes à thèques et foraminifères benthiques) et minéralogique (argiles). Ils définissent quatre grandes périodes qui ont rythmé le remplissage de la Loire à hauteur de Nantes depuis le DMG : 1) Jusqu'à ~8,85 cal ka BP, les premiers dépôts de

graviers associés à une faune rare témoignent d'une période d'hydrodynamisme élevé correspondant à la transgression rapide du début de l'Holocène. Les sédiments sont structurés en *LST*. 2) Ensuite, de ~8,85 à 5,85 cal ka BP, les assemblages de foraminifères benthiques typiques d'un environnement estuarien et présents dans un sédiment stratifié alternant entre argiles et sables soulignent l'influence marine des dépôts. Les faunes de foraminifères benthiques passent progressivement d'assemblages estuariens à marins, ce qui indique une augmentation du niveau de la mer. Les dépôts sont structurés en *TST*. 3) À partir de ~5,85 cal ka BP, le rythme de l'élévation du niveau de la mer ralentit entraînant la réduction de l'espace d'accommodation et donc la migration des chenaux responsables d'une érosion local intense. La faune est rare dans ce contexte hautement dynamique. Les dépôts sont typiques d'un *HST*. 4) Depuis ~2,1 cal ka BP, les amibes à thèques s'installent trahissant la continentalisation de l'environnement.

A hauteur de Mindin, à la limite avale de l'estuaire interne, le remplissage sédimentaire holocène atteint environ 41 m (Ters *et al.*, 1968 ; Barbaroux *et al.*, 1974a ; Barbaroux, 1981).

La séquence sédimentaire typique du remplissage de la partie la plus avale de l'estuaire interne de la Loire peut être divisée en deux parties principales, comme décrit dans l'étude de Barbaroux *et al.* (1974a) (Figure II-7) : 1) Au-dessus du substratum composé des roches cristallines du Massif armoricain (majoritairement des

Figure II-7 : Coupe schématique du remplissage sédimentaire de l'estuaire de la Loire entre Montoir et Mindin (Barbaroux, 1981).





gneiss), la séquence de remplissage débute par une couche de sédiments grossiers de 5 à 10 m déposée au cours du DMG et composée de graviers, de sables, de galets et de sédiments glaciaires (Ters *et al.*, 1968 ; Barbaroux *et al.*, 1974a, b). 2) La deuxième couche, qui constitue la partie principale du remplissage sédimentaire, est constituée d'alluvions holocènes. Ces alluvions sont principalement composées de sédiments organiques et d'argiles sableuses terrigènes (Barbaroux *et al.*, 1974a, b ; Barbaroux *et al.*, 1980a). Les études palynologiques ont permis une datation assez précise de ces dépôts (Ters *et al.*, 1968 ; Barbaroux, 1972 a, b ; Visset et Barbaroux, 1972 ; Visset, 1973). Entre 8,0 et 5,5 cal ka BP (palynozone Atlantique), l'ennoiement des paléovallées par la mer conduit au dépôt de sédiments marins avec un taux de sédimentation élevé (Barbaroux, 1972a, b). Entre ~ 5,5 et ~ 3,0 cal ka BP (palynozone Préboréal), les sédiments reflètent des conditions lagunaires en raison du ralentissement de l'élévation du niveau de la mer. Après ~ 3.0 cal ka BP (palynozone Subatlantique), les sédiments sont principalement d'origine terrigène en raison de l'influence fluviale croissante.

#### 1.2.4 Aménagements humains

Entre les XVIII<sup>ème</sup> et XX<sup>ème</sup> siècles, de grands travaux d'aménagement sont menés sur l'estuaire de la Loire afin de garantir une profondeur d'eau suffisante à la navigation. Ces travaux ont d'abord conduit au resserrement du lit mineur par le comblement des bras annexes et la construction massive d'épis afin de retenir le sable sur les berges. A la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle est parallèlement entreprise la construction du canal de la Martinière entre Le Pellerin et Paimboeuf (Figure II-8). Cet ouvrage devenant vite sous-calibré par rapport à l'augmentation de la taille des embarcations naviguant sur le fleuve, il fût abandonné au profit de nouveaux aménagements du lit de la Loire d'une envergure inédite. Afin de permettre l'accès de navires calant à 8 mètres de tirant d'eau jusqu'à Nantes, des travaux d'aménagement du lit du fleuve sont entrepris en 1903 (sources : [www.nantes.port.fr](http://www.nantes.port.fr)). En effet, un chenal unique fût creusé au travers des nombreuses îles qui parsemaient autrefois l'estuaire, et les bras secondaires

furent comblés (Figures II-8 et II-9). Les années 1930 sont marquées par les travaux de basculement du chenal de navigation du sud vers le nord dans la partie aval de l'estuaire. Une digue de concavité est construite à l'emplacement de l'ancienne baie de Montoir et un chenal unique de flot-jusant est creusé par le dragage de 6,7 M m<sup>3</sup> le long de la digue (Figure II-9) (Rapport SOGREA, 2006). Ce chenal sera approfondi à deux reprises en 1960 et 1984 pour atteindre -12 m CM96 à hauteur de Montoir. Pas moins de 7,5 M m<sup>3</sup> seront déposés sur le banc de Bilho suite à ces aménagements (Figure II-8) (Rapport SOGREA, 2006).

En 1980 est implanté le terminal méthanier de Montoir-de-Bretagne qui sera suivi d'un terminal roulier en 1977 et d'un terminal charbonnier en 1980. Aujourd'hui, avec plus de 30 millions de tonnes de marchandises par an, le GPMNSN est le premier port de la façade atlantique française. Son territoire s'étend sur 65 km le long de l'estuaire de la Loire ou sont implantés des sites très diversifiés (sources : [www.nantes.port.fr](http://www.nantes.port.fr)). Afin de maintenir le bon déroulement de ses activités, les services de dragage du port draguent 8 millions de m<sup>3</sup> de sédiments par an qui sont clapés au large de l'estuaire externe (sources : [www.nantes.port.fr](http://www.nantes.port.fr)).

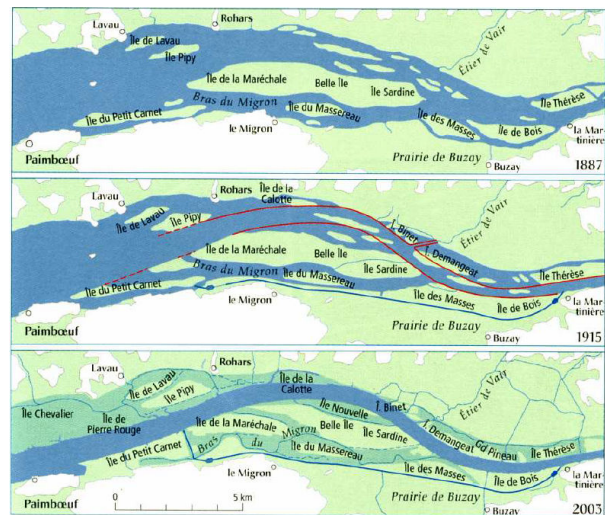


Figure II-8 : Évolution de l'estuaire de la Loire entre la Martinière et Paimboeuf de 1887 à 2003 (Verger, 2005)

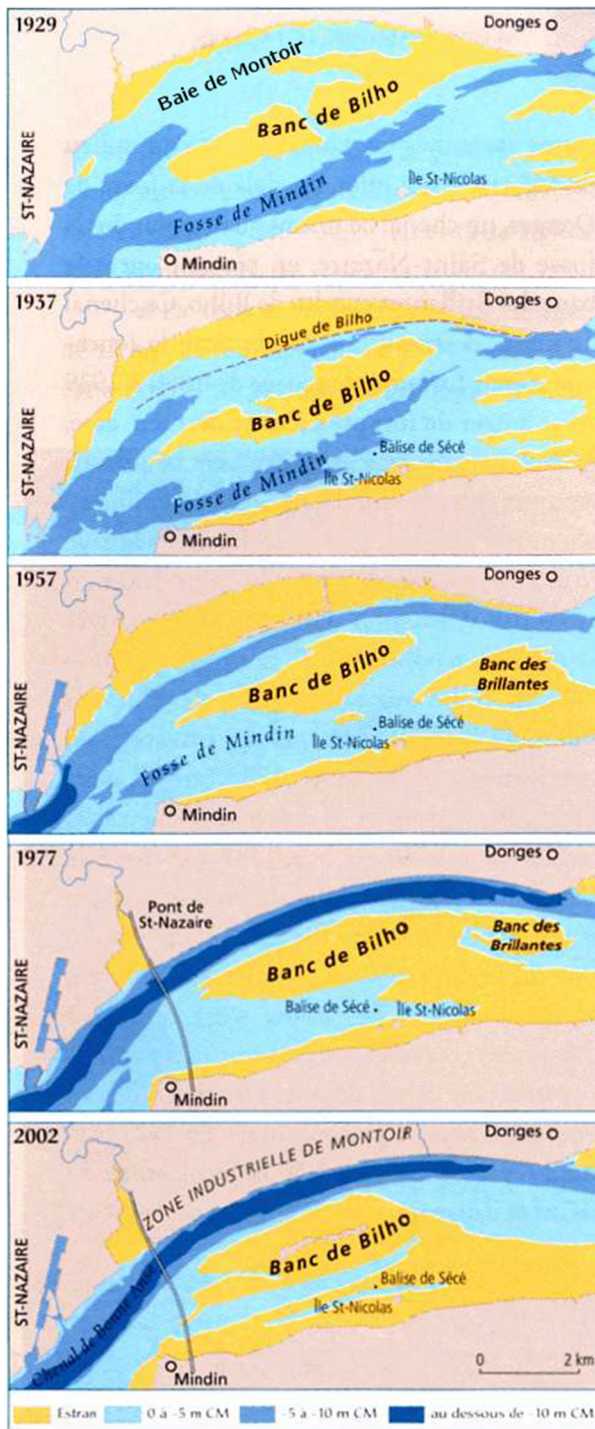


Figure II-9 : Évolution de l'estuaire de la Loire entre Donges et Saint-Nazaire de 1929 à 2002 (Verger, 2005).

### 1.3. Les environnements sédimentaires étudiés sur le plateau continental du Golfe de Gascogne

#### 1.3.1 Les paléovallées incisées de la Loire (définition, formation et remplissage)

La présence d'une vallée fossile au large de l'estuaire de la Loire a été pointée par Vanney (1964) qui décrit un chenal, partiellement rempli de sédiments, incisé par une rivière lors d'une régression marine : la "Fosse du Croisic". Horn *et al.* (1966) cartographient, de manière approximative, un vaste réseau fluvial ancien issu de la confluence de plusieurs vallées qui, selon Vanney (1977) aurait pu être connecté à la Vilaine à 50 km au nord. À la fin des années 2000, Thion *et al.* (2008) cartographient à leur tour, mais de manière bien plus précise, ce réseau de paléovallées. Il se compose de trois vallées principales d'environ 30 km de long, 0,7 à 4 km de largeur et de 40 à 60 m de profondeur, qui incisent la partie interne du plateau continental au large de l'estuaire externe de la Loire à environ 30 km au sud-est de Saint-Nazaire (Proust *et al.*, 2010) (Figure II 10). Ces vallées, bien visibles jusqu'à l'isobathe 50-70 m, disparaissent au large (Proust *et al.*, 2001 ; 2010). L'âge de l'incision est probablement Cromérien (700 - 500 ka BP) (Monnier *et al.*, 1981 ; Jumel et Monnier, 1990 ; Bonnet, 1998 ; Proust *et al.*, 2001). Ces paléovallées entaillent le substratum composé de roches métamorphiques et magmatiques hercyniennes du Massif armoricain, recouvert d'une couverture sédimentaire d'âge Cénozoïque d'une centaine de mètres d'épaisseur composée de carbonates, d'argilites et de grès (Proust *et al.*, 2001 ; Huerta *et al.*, 2010). Les roches magmatiques et métamorphiques du socle affleurent du nord de l'île de Noirmoutier à la pointe du Croisic. Les sédiments éocènes (yprésiens, lutétiens et bartoniens) sont affleurants sous forme de vastes plateaux (plateaux du Four, de Guérande, de la Banche et Pont d'Yeu). Toutes ces vallées sont comblées par les sédiments transgressifs du Pléistocène et de l'Holocène (Proust *et al.*, 2001 ; Menier *et al.*, 2006).

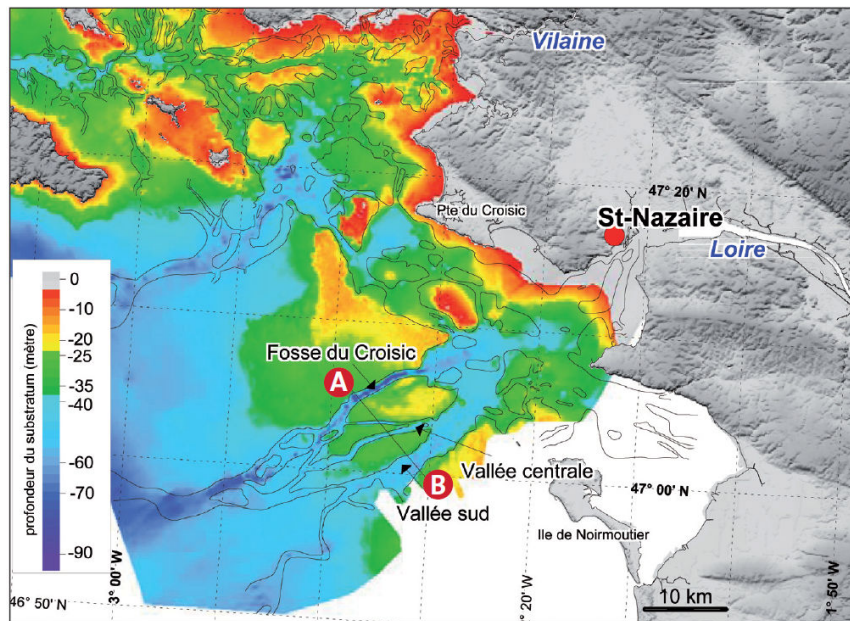


Figure II-10 : Morphologie actuelle du substratum du plateau continental au large de l'estuaire de la Loire (Thinon et al., 2008) et des réseaux de paléovallées de la Loire et de la Vilaine. Modifié d'après Cressard et Augris, 1976 et Menier, 2004 (source : Thinon et al., 2010).

Proust *et al.* (2010) ont caractérisé l'architecture du remplissage sédimentaire en utilisant une large gamme de profils sismiques à haute résolution. Le remplissage sédimentaire se compose de six unités d'âge Pléistocène à Holocène, regroupées en deux séquences, séparées par une surface d'érosion majeure (Proust *et al.*, 2010) (Figure II 11). La séquence inférieure, d'âge Saalien - Eémien (230 - 131 ka BP), remplit principalement la vallée méridionale tandis que la séquence supérieure d'âge Weichselien - Holocène (114 ka BP à l'actuel) est principalement présente dans les vallées centrales et la vallée nord. La vallée nord (Fosse du Croisic), n'est pas complètement remplie. Proust *et al.* (2010) suggèrent que cette vallée était sans doute le cours principal du paléo-fleuve Loire vers lequel s'écoulaient les affluents ou bras secondaires représentés par les vallées sud et centrales. L'érosion sans doute prononcée dans ce chenal principale du fleuve a pu supprimer une partie du remplissage sédimentaire, ce qui a entraîné la conservation des trois unités de la séquence supérieure seulement. Ces unités sont, de la base vers le sommet : 1) la partie supérieure d'un cortège de bas niveau marin (LST) constituée de sédiments fluviaux méandriformes (U4 ; Figure II-11), 2) une sédimentation estuarienne de faible hydrodynamisme, interprétée comme la

succession d'un cortège transgressif puis de haut niveau marin (TST à HST) tronquées par une surface d'érosion marine (houle) d'âge Holocène (U5 ; Figure II-11), et 3) des vases marines bioturbées (U6 ; Figure II-11).

### 1.3.2 La Grande Vasière (définition, formation, remplissage)

Dans certaines zones côtières abritées, ainsi qu'en milieu profond, il existe des lieux d'accumulation de sédiments fins appelés vasières sous-marines. Le plateau continental du Golfe de Gascogne, comme de nombreux autres plateaux à travers le globe soumis à de forts apports sédimentaires, abrite une large vasière sous-marine appelée La Grande Vasière. La Grande vasière est une zone de sédimentation fine qui s'étend sur plus de 225 km de longueur et 40 km de large sur le plateau continental armoricain à une profondeur de 80 à 110 m (Lesueur *et al.*, 2001) (Figure II-12). Elle est couramment qualifiée de *mid-shelf mud belt*, littéralement "ceinture de boue de milieu de plateau" selon la classification de McCave (1972). Cependant, cette appellation ne reflète pas exactement sa composition qui est plutôt sablo-vaseuse et dont la teneur en sédiments fins ne dépasse pas 30% (Vanney,

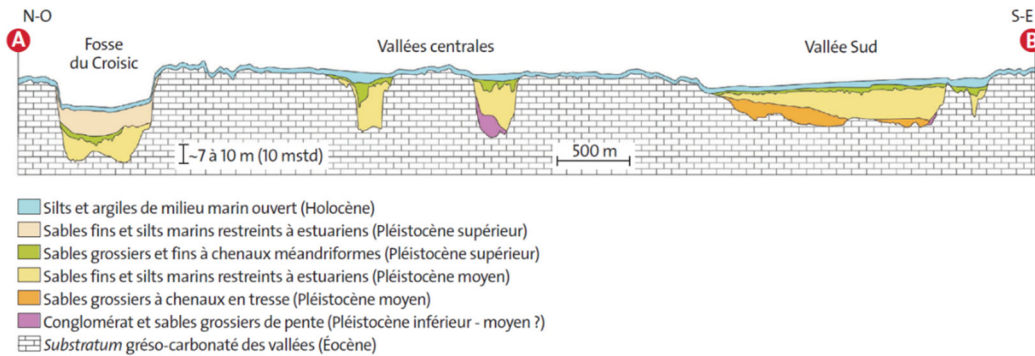


Figure II-41 : Coupe (AB Figure II-10) au travers du réseau des paléovallées incisées d'une paléo-Loire schématisant la géométrie des unités du remplissage sédimentaire (modifié d'après Proust et al., 2010) (source : Thion et al., 2010).

1969 ; Pinot, 1974 ; Dubrulle *et al.*, 2007). On trouve des dépôts silto-vaseux dans les parties les plus septentrionales et méridionales de La Grande Vasière qui sont deux dépôt-centres de sédimentation fine (e.g., Lesueur *et al.*, 2001 ; Dubrulle *et al.*, 2007). Les principaux facteurs de contrôle de cette sédimentation fine sont les courants de marée (Bourillet *et al.*, 2006b) et les flux sédimentaires provenant des fleuves. Les principaux contributeurs sont la Gironde ( $1,5 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ ) et la Loire ( $0,5 - 0,6 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ ), mais aussi, dans une moindre mesure, la Vilaine ( $0,1 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ ), la Charente ( $0,1 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ ) et l'Adour (n.a.) (Castaing et Jouanneau, 1987 ; Jouanneau *et al.*, 1999). Les flux de sédiments fins des autres rivières du sud de la Bretagne sont peu connus mais sont estimés très faibles (Dubrulle *et al.*, 2007). Pour le plateau armoricain, sur lequel s'étend la partie la plus septentrionale de La Grande Vasière, ce sont la Loire et la Vilaine qui sont les principales sources (95%) de sédiments fins (Guillaud *et al.*, 2008). La séquence d'âge Quaternaire du prisme sédimentaire du plateau continental armoricain repose sur une surface d'érosion régionale résultant des dernières glaciations et des régressions successives. La séquence (quelques mètres) débute par deux unités de sable, suivies d'une fine couche de sable argileux et enfin de dépôts vaseux très bioturbés au sommet. Ce sont les deux couches supérieures qui forment La Grande Vasière et ont été déposées depuis  $\sim 7 \text{ ka BP}$  (Bourillet *et al.*, 2006b). En raison de sa position au milieu du plateau continental ainsi que de la présence de quelques barres de graviers et de galets à sa périphérie, La Grande Vasière a été considérée au début de sa découverte comme le

résultat de dépôts au large ou même lagunaires, pendant une période de bas niveau marin (Bourcart, 1947 ; Berthois, 1955). Plus récemment, elle a été supposée être le résultat des seuls apports actuels en sédiments fins (Pinot, 1974), voire de dépôts estuariens d'âge Holocène (Vanney, 1977).

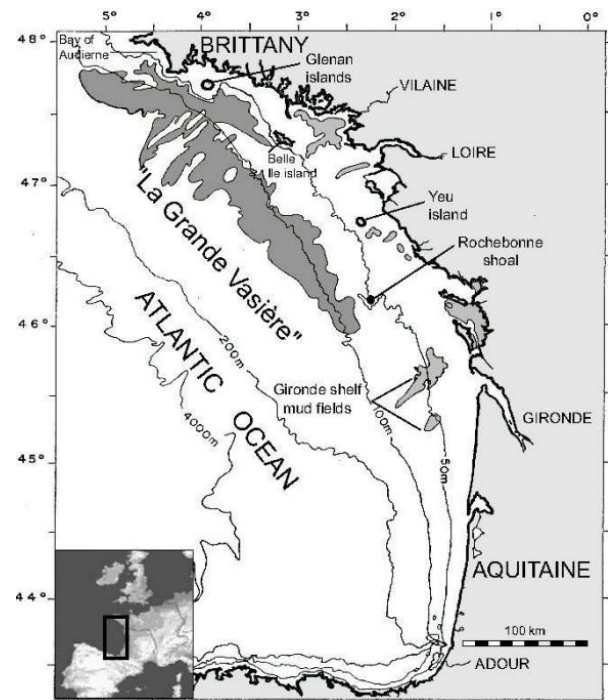


Figure II-52 : Carte du plateau continental du Golfe de Gascogne (France), localisant les zones de sédimentations fines du plateau et des baies côtières. La Grande Vasière est colorée en gris foncé. Les autres zones de sédimentation fine sont colorées en gris clair (Jouanneau et al., 1999).

## 2 Matériel et Méthodes

L'acquisition des données présentées dans ce travail de thèse a bénéficié de nombreuses collaborations avec des laboratoires de recherche français, mais aussi du travail de stage de plusieurs étudiants que j'ai en partie encadrés (Tableau II-1).

### 2.1. Prélèvement des archives sédimentaire

Dans le but de répondre aux objectifs cités dans l'introduction générale, huit carottes longues et deux carottes courtes ont été prélevées dans l'estuaire interne de la Loire (carottes rive droite : carottes SC, et

vasière des Brillantes : carottes PV), dans l'une des paléovallées incisées à l'embouchure du fleuve (carotte KV14bis, Fosse du Croisic) et dans la partie septentrionale du Golfe de Gascogne au niveau de La Grande Vasière (carotte CBT-CS11, sud Bretagne) (Tableau II-1 ; Figure II-1).

Les quatre carottes SC03, SC05, SC14 et SC17 (5,64 ; 5,73 ; 5,06 et 5,73 m de long respectivement) (présentées dans le Chapitre III) situées en rive droite de l'estuaire interne de la Loire de part et d'autre du chenal de navigation (-3,4 ; -3,9 ; -12,7 et -9,5 m CM96 d'altitude respectivement) ont été prélevée à l'aide d'un vibro-carottier mis en œuvre à partir de la barge de lamanage «Willendeavour» (Williams shipping, Southampton) par l'entreprise FUGRO Géotechnique

Tableau II-1 : Tableau récapitulatif présentant le travail réalisé durant cette thèse ainsi que les nombreuses collaborations dont j'ai bénéficié. La mention OUI en rouge souligne les données que j'ai acquise personnellement durant la thèse. Les noms en rouge sont ceux d'étudiants auxquels j'ai participé à l'encadrement de stage. Les noms des étudiants stagiaires qui ont acquis des données présentées dans cette thèse mais que je n'ai pas encadré apparaissent en bleu.

Missions	PALEOVASE		SEMABEL				DYNSDIM2015	CABTEX
	PV1	PV2	SC03	SC05	SC14	SC17	KV14bis	CBT-CS11
Prélèvement	Organisation mission Anthony Barbe, Livia Defaye, Romain Levrard		GPMNSN / FUGRO Géotechnique				Embarquement SHOM	IFREMER
Ouverture carottes	OUI IFREMER	OUI IFREMER	LPG-BIAF IFREMER	LPG-BIAF IFREMER	LPG-BIAF IFREMER	LPG-BIAF IFREMER	OUI LGO + LETG Nantes	LGO
Echantillonnages	OUI	OUI	OUI	OUI	OUI	OUI	OUI A. Murat	LGO
Photographie	OUI IFREMER	OUI IFREMER	OUI IFREMER	OUI IFREMER	OUI IFREMER	OUI IFREMER	EPOC	-
Radiographie rX			-	-	-	-	EPOC	-
Scannographie rX	-	H. Howa (LPG-BIAF)	-	-	-	-	-	-
MSCL							-	-
Description sédimentaire	OUI	OUI S. Blet	OUI	OUI	OUI	OUI	OUI A. Murat et M. Dugardin (Intechmer Cherbourg)	LGO
Granulométrie	G. Mailliet (LPG-BIAF)	G. Mailliet (LPG-BIAF)	-	-	-	-	G. Mailliet (LPG-BIAF)	LPG-BIAF
Foraminifères benthiques	-	OUI	-	OUI A. Barré	-	-	OUI	OUI M. Mojtahid P.-O. Coste
Isotopes stables ( $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ )	-	-	-	-	-	-	-	LGO P.-O. Coste
XRF mesure continue	EPOC	EPOC	-	-	-	-	EPOC	IFREMER
XRF mesure discrète	-	-	-	-	-	-	A. Murat et M. Dugardin (Intechmer Cherbourg)	-
Carbone organique	OUI N. Dubosq	-	-	-	-	-	OUI A. Murat (Intechmer Cherbourg)	-
Datations $^{14}\text{C}$	OUI	OUI	OUI	OUI	OUI	OUI	OUI	LGO
Datations $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{CS}$	EPOC S. Schmidt	EPOC S. Schmidt	-	-	-	-	EPOC S. Schmidt	-

sous la supervision du Grand Port Maritime Nantes Nantes-Saint-Nazaire (GPMNSN) en Janvier 2012.

Les carottes PV1 et PV2 (5,39 m et 5,42 m de long respectivement) (présentées dans le Chapitre IV) situées en rive gauche de l'estuaire interne sur la vasière des Brillantes (+4,1 et +3,1 m CM96 d'altitude respectivement) (Tableau II-1 ; Figure II-13) ont été collectées à l'aide d'un carottier à percussion (propriété de l'UMR - CNRS 6143 M2C, Caen, France) mis en œuvre à partir de la barge de lamanage « La Brise » (Groupe LHD, Huchet Desmars lamanage, Donges, France) en Mars 2015 durant la mission PALEOVASE (Organisation de la mission : Matthieu Durand). Les carottages par percussion peuvent entraîner d'éventuelles pertes et ou tassements des sédiments de surface. Deux carottes courtes d'interface (~ 40 cm) ont donc été prélevées à la main à l'aide de tubes en pvc au même moment et même endroit que PV1 et PV2 pour l'analyse des profils de  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  et  $^{137}\text{Cs}$  permettant d'estimer au mieux les taux de sédimentation récents sur le site.

#### Description détaillée de la mission PALEOVASE

L'échantillonnage des deux carottes longues PV1 et PV2 a été réalisé grâce au carottier à percussion de l'équipe du M2C de Caen. Sa mise en œuvre n'étant pas possible directement sur la vasière du fait d'une portance insuffisante. Elle a été effectuée depuis La Brise, une barge louée à l'entreprise de lamanage Huchet-Desmars basée à Donges. Afin d'optimiser la longueur des tubes et pour une plus grande stabilité de

la barge, cette dernière a été échouée à marée basse lorsque la vasière était découverte. Un seul site de prélèvement a donc été échantillonné par jour. Pour profiter d'une période d'émersion suffisante, la mission PALEOVASE a été réalisée au plus près de la marée d'équinoxe du 21 Mars 2015 (coefficient 119). Pour recevoir le carottier, la barge a été modifiée par l'entreprise Huchet-Desmars elle-même, d'après les plans de l'équipe du M2C de Caen (Sylvain Haquin et Franck Lelong). Ces aménagements étaient nécessaires afin d'installer, sur le pont de La Brise, une plate-forme, conçue en 2008 pour la campagne RHAPSODIS (IRSN), placée en débord de la barge et destinée à recevoir le carottier (Figure II-14). L'installation de la plate-forme a été réalisée de manière à ce qu'elle puisse être décalée d'environ 60 cm le long du pont afin de réaliser 2 carottages sur un même site de prélèvement. En effet, une seconde carotte destinée à des analyses géochimiques, non-présentées dans cette thèse, nécessitant un traitement rapide et destructif de la carotte (utilisation de pousse-carotte), a été prélevée. Les carottages ont été réalisés dans des tubes en aluminium d'une longueur de 6 m, d'un diamètre intérieur de 74 mm et d'1 mm épaisseur. Avant chaque carottage, le tube en aluminium utilisé est préparé. Sont placés successivement à la base du tube : le piston, qui évite le phénomène d'aspiration du sédiment dans le tube lorsque celui-ci s'enfonce ; la peau d'orange, qui

Tableau II-2 : Tableau récapitulatif des principales caractéristiques des huit carottes sédimentaires étudiées.

Nom	Type	Campagne	Navire	Localisation	Latitude N	Longitude E	Altitude (m) CM96	Longueur (m)	Date de prélèvement	Opérateur
SC03	Vibro-carottier				47°16'44.10"	-2°11'13.20"	-3,4	5,64	14/01/2012	
SC05	Vibro-carottier		Willendeavour	Rive droite de l'estuaire interne de la Loire (Chapitre III)	47°17'10.30"	-2°10'31.80"	-3,9	5,73	12/01/2012	Fugro Geotechnique
SC14	Vibro-carottier	47°17'43.50"			-2°9'19.20"	-12,7	5,06	12/01/2012		
SC17	Vibro-carottier	47°17'28.10"			-2°9'12.90"	-9,5	5,73	13/01/2012		
PV1	Percussion				La Brise	47°16'59.05"	-2°3'47.63"	+4,1	5,39	
PV1-int	interface manuelle	PALEOVASE		Vasière des Brillantes (Chapitre IV)	47°16'59.05"	-2°3'47.63"	+4,1	0,4	24/03/2015	M2C - LPG-BIAF
PV2	Percussion		La Brise		47°17'10.07"	-2°3'50.26"	+3,1	5,42	25/03/2015	
PV2-int	interface manuelle				47°17'10.07"	-2°3'50.26"	+3,1	0,4	25/03/2015	
KV14bis	Vibro-carottier		DYNSEDIM2015		R/V Pourquoi Pas?	Fosse du Croisic (Chapitre V)	47°6'45.24"	-2°33'32.04"	-58	
CBT-CS11	Piston	CABTEX	R/V Pourquoi Pas?	Pointe de Penmarch (Chapitre VI)	47°46'25.74"	-4°25'18.48"	-73	3,87	Juin 2010	IFREMER

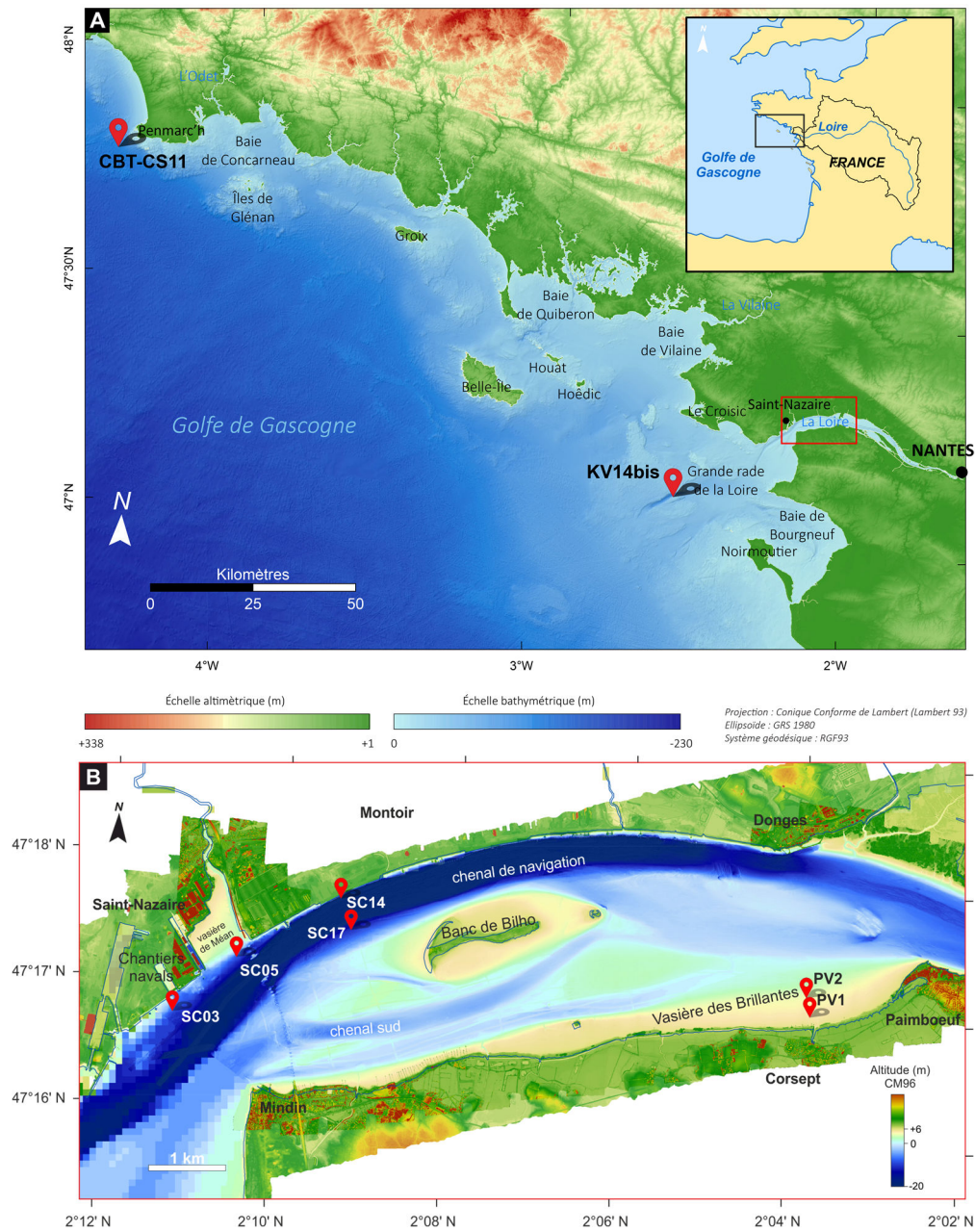


Figure II-63 : (a) Carte morpho-bathymétrique de la partie septentrionale du Golfe de Gascogne, issue de la compilation de la BD Alti® 75m (IGN ; résolution : 75 m) pour la partie continentale et du MNT façade Atlantique (Projet Homonom, SHOM, 2015 ; résolution : ~110 m) pour la partie marine. La localisation des carottes étudiées est indiquée par des étoiles rouges. Un tracé du bassin versant de la Loire est présenté en haut à droite. Le rectangle rouge est détaillé dans la Figure II-13b. (b) Zoom sur la partie interne de l'estuaire de la Loire et positionnement des carottes étudiées (Carte morpho-bathymétrique issue du MNTUnifié de la Loire (GIP Loire estuaire, 2008) et du MNT Halioloire1 (Maillet, 2012) pour la partie interne, ainsi que des données bathymétriques du GPMNSN (Port de Nantes/Saint-Nazaire) pour la partie externe

bloque le sédiment afin que celui-ci ne s'écoule pas du tube lors de l'extraction de ce dernier ; et enfin l'ogive, pièce métallique biseautée permettant une pénétration plus aisée du tube dans le sédiment. Au sommet du tube

est fixée la tête de frappe recevant elle-même la tête du marteau piqueur lors de la phase d'enfoncement ou une boucle métallique à laquelle est relié le palan lors de la phase d'extraction du tube. Toutes ces opérations sont

répétées pour chaque tube utilisé. Le tube en aluminium de 6 m est ensuite positionné le long de l'échelle, il est enfoncé progressivement à l'aide d'un marteau piqueur à moteur thermique. Une fois le tube complètement enfoncé dans le sédiment, le marteau piqueur est retiré puis le tube est remonté grâce à un palan.

La carotte KV14bis (5,38 m de long) (présentée dans le Chapitre V) a été prélevée par 58 m de fond dans la Fosse du Croisic à l'aide du vibro-carottier *RossFelder-P-5* de l'Institut Hydrographique de la marine portugaise au cours de la campagne DYNSEDIM2015 réalisée sous la direction du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) en Mai 2015.

Enfin, la carotte CBT-CS11 (3,87 m de long) (présentée dans le Chapitre VI) a été prélevée par 73 m de fond à ~4,5 km au large de la Point de Penmarch à l'aide du carottier à piston *Calypso* depuis le *N/O Pourquoi Pas?* lors de la mission CABTEX en Juin 2010 (Tableau II-1).

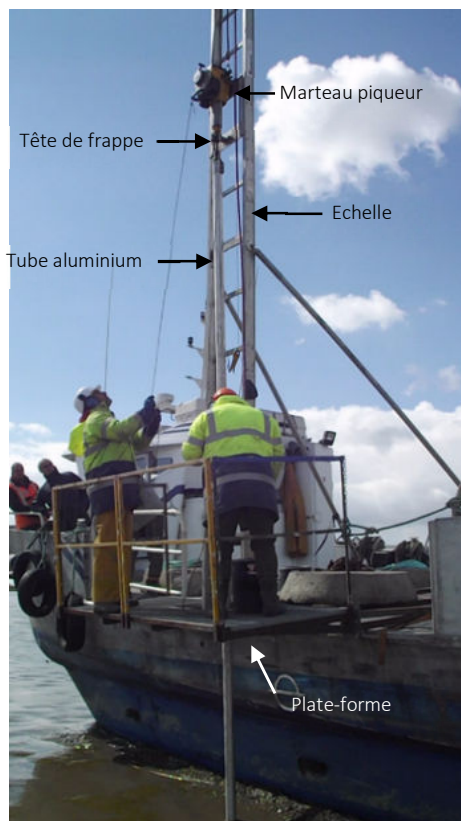


Figure II-14 : Photographie illustrant le détail du dispositif de carottage utilisé lors de la mission PALEOVASE (cliché M. Durand).

Toutes les carottes longues ont été découpées en sections d'un mètre à partir du haut puis stockées, dès que possible, en chambre froide (~4°C) dans l'attente d'être ouvertes. Les quatre carottes longues prélevées en rive droite (carottes SC) ont toutes été amputées de deux demi-sections (50 - 100 cm et 250 - 300 cm de profondeur) utilisées par le GPMNSN pour des analyses géochimiques de routine et ne sont donc pas disponibles pour cette étude.

## 2.2. Trame chronologique

La trame chronologique de nos différentes archives sédimentaires a été essentiellement effectuée à l'aide de datations  $^{14}\text{C}$ . Quand ce fut possible, celles-ci ont été complétées par des datations basées sur l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  pour les sédiments de surface. La vitesse de désintégration radioactive (ou temps de demi-vie) de ces deux éléments étant de ~5 568 ans pour le  $^{14}\text{C}$  et 22,3 ans pour le  $^{210}\text{Pb}$ , cela nous a permis de dater des périodes de temps différentes.

### 2.2.1 Datations $^{14}\text{C}$

La méthode de datation radiocarbone est basée sur la mesure de l'activité du radioisotope  $^{14}\text{C}$  contenue dans les matières organiques et les carbonates d'origines biogènes. Sachant que le  $^{14}\text{C}$  se désintègre à une vitesse connue et que les autres isotopes du carbone sont stables, on peut alors déterminer, par calcul, l'intervalle de temps écoulé depuis la mort de l'organisme à dater. La mesure, basée sur le principe de la masse atomique, est effectuée par l'intermédiaire d'un accélérateur de particules appelé également spectromètre de masse (*AMS: Accelerator Mass Spectrometry*).

Les datations radiocarbones présentées dans cette thèse ont été mesurées par le Laboratoire Radiocarbone de Poznań (Pologne) (code 'Poz-' ; Tableau II-2) et par la plate-forme française ARTEMIS (CNRS-CEA Saclay, France) (code 'SacA-' ; Tableau II-2). Selon la disponibilité de matériel de datation approprié, les analyses ont été réalisées sur des coquilles de mollusques, de foraminifères benthiques, des débris végétaux ou sur le carbone organique total (TOC) de



niveaux vaseux (Tableau II-2). Aucune correction d'âge réservoir n'a été appliquée pour les dates obtenues sur les carottes de l'estuaire interne (carottes SC et PV) en raison de l'absence de données de référence précises dans la zone d'étude (Tableau II-2). Pour les carottes du large (KV14bis et CBT-CS11), les âges  $^{14}\text{C}$  des carottes ont quant à eux été corrigés respectivement d'un âge réservoir de  $264 \pm 44$  ans (*i.e.*, estuaire externe de la Vilaine : Sorrel *et al.*, 2010 ; Traini *et al.*, 2013) et  $324 \pm 24$  ans (*i.e.*, *Sein Island* : Mangerud *et al.*, 2006). Tous les âges radiocarbone ( $^{14}\text{C}$  AMS) ont ensuite été calibrés (convertis en âges calendaires : cal a BP) en utilisant la courbe de calibration IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013) via le logiciel en ligne CALIB 7.1 (Stuiver and Reimer, 1993). A noter que pour l'échantillon « post essais nucléaires » Poz-74595 (SC05 ; 123-124 cm), la calibration a été effectuée grâce à la courbe NHZ1 (Hua *et al.*, 2013), qui est une extension de la courbe Intcal13 pour les années postérieures à AD 1950, par l'intermédiaire du programme CALIBomb (Reimer *et al.*, 2004). Dans le Tableau II-2, les intervalles des âges calibrés correspondent à l'intervalle de confiance à  $2\sigma$  (95% de confiance) des âges radiocarbone.

### 2.2.2 Datations $^{210}\text{Pb}$

Le  $^{210}\text{Pb}$  est un isotope radioactif (demi-vie de 22,3 ans) issu de la désintégration du  $^{226}\text{Ra}$  dans la chaîne de  $^{238}\text{U}$ . Le  $^{210}\text{Pb}$  peut être soit authigène, formé *in situ* dans les sédiments marins, soit formé et absorbé par les sédiments avant leur dépôt. Dans ce dernier cas, on dit qu'il est en excès, noté  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ . La méthode est donc basée sur la mesure du  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  calculé en soustrayant à l'activité totale du  $^{210}\text{Pb}$  mesurée dans le sédiment, celle de son isotope parent, le  $^{226}\text{Ra}$  (Goldberg, 1963). Pour compenser l'effet potentiel des changements de nature du sédiment, l'activité du  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  est normalisée par l'activité du  $^{232}\text{Th}$  ( $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}^{\text{Th}}$ ) (Barbara *et al.*, 2016). On applique ensuite le modèle *CF-CS* (*constant flux, constant sedimentation* : flux constant, sédimentation constante ; Robbins *et al.*, 1977) afin de calculer un taux de sédimentation moyen (*SAR* : *sediment accumulation rate*). Parallèlement, le radionucléide artificiel  $^{137}\text{Cs}$  est utilisé comme un marqueur temporel absolu. Il permet donc d'intégrer le profil de décroissance du plomb dans

un cadre temporel défini. En effet, ses rejets dans l'environnement suite aux essais atmosphériques d'armes atomiques sont bien contraints avec notamment des retombées maximales en 1963 dans l'hémisphère Nord. La combinaison des mesures de  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  et  $^{137}\text{Cs}$  permet donc de déterminer un taux de sédimentation moyen et de dater les sédiments récents (< 150 ans). Les mesures de l'activité des émetteurs gamma ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ) ont été réalisées en collaboration avec Prof. Sabine Schmidt de l'UMR – CNRS 5805 EPOC (Bordeaux, France) sur les carottes interfaces des stations PV1 et PV2 (vasière des Brillantes, Chapitre III) ainsi que sur la carotte longue KV14bis (Fosse du Croisic, Chapitre V - Durand *et al.*, *In prep.*). Pour chaque échantillon, les mesures de l'activité des radioéléments ont été réalisées sur 2 à 5 g de sédiment sec en utilisant un détecteur Ge à faible bruit de fond et à haut rendement (Schmidt *et al.*, 2014).

Les standards utilisés pour calibrer le détecteur  $\gamma$  sont IAEA-RGU-1, IAEA-RGTh et SOIL-6. Dans le cadre de cette thèse, les taux moyens de sédimentation indiqués pour les carottes interfaces PV 1 et PV2 sont préliminaires car le détecteur  $\gamma$  est en cours de calibration. Ils seront disponibles pour la publication correspondante qui est en cours de préparation.

En raison du faible nombre de datations au vu de la faible présence de matériel approprié (*e.g.*, coquilles de mollusques ou de foraminifères), d'une sédimentation très changeante et des nombreuses inversions d'âges, nous n'avons pas établi de modèle d'âge pour les carottes situées dans l'estuaire interne (carottes PV et SC) (*cf.* Chapitre III et IV). En revanche, pour les carottes du large (KV14bis et CBT-CS11), un modèle d'âge a été établi à l'aide du programme Bchron (Haslett and Parnell, 2008 ; Parnell *et al.*, 2008).

Tableau II-3 : Tableau récapitulatif des points datés, du type de matériel utilisé et des datations obtenues sur l'ensemble des quatre carottes étudiés.

Carotte et réf. lab.	réf. laboratoire	Profondeur de l'échantillon (cm)	Âge <sup>14</sup> C AMS (années radiocarbone BP)	Reservoir age (R)	Courbe de calibration	Âge calibré (2σ) (cal a BP)	Matériel daté
SC03	Poz-70617	538 - 539	690 ± 30	-	IntCal13	638 - 684	Bivalve <i>Mytilus edulis</i>
	Poz-75198	48 - 49	460 ± 30	-	IntCal13	484 - 537	COT
	Poz-74595	123 - 124	140,49 ± 0,38 (pMC)	-	ZHZ1	1 974 - 1 976 (ans cal AD)	Bivalve <i>Scrobicularia plana</i>
SC05	Poz-75199	249 - 250	1 565 ± 30	-	IntCal13	1 391 - 1 531	COT
	Poz-70618	350,5 - 351,1	765 ± 30	-	IntCal13	668 - 731	Bivalve <i>Scrobicularia plana</i>
	Poz-75200	570 - 571	3 630 ± 35	-	IntCal13	3 844 - 3 999	COT
	Poz-74786	43,5 - 44,5	4 050 ± 35	-	IntCal13	4 423 - 4 623	Débris végétaux
	Poz-75201	102,5 - 103,5	5 390 ± 40	-	IntCal13	6 172 - 6 287	COT
SC14	Poz-74787	241 - 241,5	4 670 ± 35	-	IntCal13	5 314 - 5 472	Débris végétaux
	Poz-74788	373,5 - 374	4 560 ± 35	-	IntCal13	5 053 - 5 189 (0,54)	Débris végétaux
SC17	Poz-75202	502 - 503	5 790 ± 40	-	IntCal13	6 485 - 6 676	COT
	Poz-74789	555 - 555,5	4 650 ± 35	-	IntCal13	5 310 - 5 468	Débris végétaux
PV1	Poz-74446	538 - 539	250 ± 30*	-	-	-	Débris végétaux
	Poz-85471	109 - 110	890 ± 30	-	IntCal13	834 - 733 (0,626) 909 - 843 (0,374)	Débris végétaux
PV2	Poz-85474	189 - 190	126,26 ± 0,36 pMC*	-	-	-	Débris végétaux
	Poz-85475	330,5 - 331,5	1 295 ± 30	-	IntCal13	1 287 - 1 218 (0,660) 1 215 - 1 181 (0,340)	COT
	Poz-85473	424,5 - 425	75 ± 30*	-	-	-	Débris végétaux
	Poz-85477	538,5 - 539,5	2 880 ± 30	-	IntCal13	3 079 - 2 922	COT
	Poz-79813	43 - 44	380 ± 30	264 ± 44	IntCal13	AD 1 665 - 1785 (0,412) AD 1 794 - 1 950** (0,588)	Bivalve <i>Scrobicularia plana</i>
KV14bis	Poz-85478	126 - 127	1 175 ± 30	264 ± 44	IntCal13	938 - 690	COT
	Poz-85155	227,5 - 228	980 ± 30	264 ± 44	IntCal13	781 - 547	Bivalve <i>Abra alba</i>
	Poz-79814	332,5 - 333,5	1360 ± 30	264 ± 44	IntCal13	1 183 - 903	Bivalve <i>Abra alba</i>
	Poz-85156	442 - 443	2 545 ± 35	264 ± 44	IntCal13	2 494 - 2 099	Bivalve <i>Abra alba</i>
	Poz-81052	534,5 - 535,5	2 765 ± 35	264 ± 44	IntCal13	2 745 - 2 366	Bivalve <i>Abra alba</i>
CBT-CS11	SacA41576	0	720 ± 30	324 ± 24	IntCal13	305 - 476	<i>Turritella</i> sp.
	SacA41577	0	1 185 ± 30	324 ± 24	IntCal13	680 - 874	Foraminifères benthiques
	SacA41578	19	1 315 ± 30	324 ± 24	IntCal13	787 - 982	Foraminifères benthiques
	SacA 32019	29	715 ± 35	324 ± 24	IntCal13	299 - 476	Mollusque marin
	SacA 32020	50	645 ± 30	324 ± 24	IntCal13	263 - 424	<i>Turritella</i> sp.
	Poz-71200	79	820 ± 30	324 ± 24	IntCal13	423 - 539	<i>Turritella</i> sp.
	SacA 32021	91	1 340 ± 30	324 ± 24	IntCal13	825 - 1 031	<i>Turritella</i> sp.
	SacA38446	101	1 505 ± 30	324 ± 24	IntCal13	993 - 1 211	Bivalve marin
	SacA39684	120	1 765 ± 30	324 ± 24	IntCal13	1 269 - 1 444	<i>Turritella</i> sp.
	SacA39683	151	2 180 ± 35	324 ± 24	IntCal13	1 704 - 1 927	<i>Turritella</i> sp.
	SacA 32022	165	2 600 ± 30	324 ± 24	IntCal13	2 201 - 2 449	<i>Turritella</i> sp.
	SacA38447	170	2 750 ± 30	324 ± 24	IntCal13	2 384 - 2 679	<i>Turritella</i> sp.
	SacA 32023	187	3 080 ± 30	324 ± 24	IntCal13	2 778 - 3 011	<i>Turritella</i> sp.
	SacA 32024	203	3 695 ± 30	324 ± 24	IntCal13	3 558 - 3 796	Dentaliidae marin
	Poz-71201	220	3 875 ± 35	324 ± 24	IntCal13	3 769 - 4 048	<i>Turritella</i> sp.
	SacA39682	220	3 425 ± 35	324 ± 24	IntCal13	3 222 - 3 446	<i>Turritella</i> sp.
	SacA39681	250	4 940 ± 35	324 ± 24	IntCal13	5 242 - 5 448	<i>Turritella</i> sp.
	SacA39680	278	5 205 ± 35	324 ± 24	IntCal13	5 508 - 5 711	<i>Turritella</i> sp.
	SacA 32025	315	5 650 ± 30	324 ± 24	IntCal13	5 981 - 6 202	<i>Turritella</i> sp.
	SacA38448	316	5 630 ± 30	324 ± 24	IntCal13	5 960 - 6 183	<i>Turritella</i> sp.
	SacA 32026	360	6 200 ± 30	324 ± 24	IntCal13	6 581 - 6 793	Bivalve marin
	SacA 32027	376	6 415 ± 30	324 ± 24	IntCal13	6 828 - 7 086	<i>Turritella</i> sp.
	SacA38449	385	6 480 ± 30	324 ± 24	IntCal13	6 925 - 7 148	<i>Turritella</i> sp.

## 2.3. Analyses sédimentologiques

### 2.3.1 Description sédimentaire

Des photographies haute-résolution ainsi qu'une description visuelle détaillée de toutes les carottes ont été réalisées immédiatement après leur ouverture. Cette première description a été suivie de l'acquisition d'imageries haute définition par rayons-X pour les carottes PV1, PV2 et KV14bis. Cette méthode non destructive permet la visualisation de l'organisation interne des sédiments (*e.g.*, rides de courants, laminations entrecroisées, *ect.*) mais aussi l'importance de la bioturbation. Afin d'augmenter la résolution,

l'acquisition a été réalisée sur de fines plaquettes (15 mm d'épaisseur) préalablement sous-échantillonnées sur chaque section de carotte. L'imagerie rX a été effectuée à l'aide du système Geotek MSCL-XCT du centre IFREMER de Brest (Plouzané, France) pour les carottes PV1 et PV2, et du système SCOPIX (Migeon *et al.*, 1998) du laboratoire EPOC UMR – CNRS 5805 (Bordeaux, France) pour la carotte KV14bis. Cette technique a permis de caractériser précisément les principaux faciès sédimentaires décrits au cours des différents chapitres.

### 2.3.2 CT-Scan

Afin de visualiser de possibles structures tridimensionnelles, la carotte PV2 a été analysée par tomodynamisme axial (*i.e.*, scanner médicale - *CT-scan*) au Centre d'Imagerie Médicale du Pays Basque (Bayonne, France) avant son ouverture. Le CT-scan fonctionne sur le même principe que les autres outils d'imagerie par rayons-X, basé sur l'absorption du rayonnement par les sédiments en fonction de leur granulométrie et composition (Migeon *et al.*, 1998). Cependant, à l'inverse d'une radiographie simple où le couple source rX - détecteurs numériques reste statique permettant d'obtenir une image en deux dimensions, dans le CT-scan le couple tube-détecteurs forme une couronne qui tourne autour de l'objet analysé pendant que celui-ci coulisse en son centre. Il en résulte un mouvement hélicoïdal permettant l'acquisition d'une imagerie rX dans toutes les dimensions de l'espace (Crémer *et al.*, 2002). Vingt tranches longitudinales ont été obtenues avec un pas de rotation de 9° (0 – 180° / 180° – 360°). L'orientation géographique de ces images a été retrouvée à partir du Nord marqué sur le tube des carottes avant d'être ramenées à bord et d'être découpées en sections. Le système *CT-scan* a permis également d'obtenir des images en coupes transversales avec une résolution d'échantillonnage de 700 µm. Au final, seule la carotte PV2 a fait l'objet de cette analyse pour des raisons de temps et d'encombrement de la machine réservée en premier lieu à un usage médical.

### 2.3.3 Granulométrie

Des analyses granulométriques par diffraction laser ont été réalisées sur les carottes PV1, PV2, KV14bis et CBT-CS11 à l'aide du diffractomètre laser Malvern™ Mastersizer 3000 (LPG-BIAF, Angers ; IUEM, France). Cet outil fonctionne sur le principe de diffraction et de diffusion d'un faisceau laser lorsqu'il rentre en contact avec une particule. Les sédiments sont dilués dans de l'eau distillée puis soumis à des ultra-sons permettant la désagrégation des particules, avant de passer à travers un rayon laser fixe dont l'angle de diffraction diffère selon la taille du grain rencontré. Les paramètres de

diffractions résultant du contact entre le laser et la particule sont ensuite convertis en taille de grain par l'intermédiaire du modèle optique théorique de Fraunhofer. Les analyses granulométriques ont été effectuées sur sédiments préalablement décarbonatés avec une solution d'acide chlorhydrique à 30%. Les paramètres granulométriques (*e.g.*, pourcentages volumétriques des sables, silts et argiles ; D50 ; D90 ; Skewness ; *ect*) ont ensuite été obtenus à l'aide du programme GRADISTAT v 8.0 (Blott and Pye, 2001).

### 2.3.4 Géochimie élémentaire, XRF

L'analyse des éléments majeurs a été réalisée sur les carottes PV1, PV2, KV14bis et CBT-CS11 par fluorescence rX (*XRF* : *X-Ray Fluorescence*). Cette technique d'analyse géochimique non destructive des éléments majeurs (Si, Al, Ca ...) et mineurs (Ti, Zr, Sr...) des sédiments d'une carotte a été réalisée sur le système de scanner XRF de carotte de la société AVAATECH avec une résolution de 1 cm. Les carottes PV1, PV2 et CBT-CS11 ont été analysées sur le banc du centre IFREMER de Brest (Plouzané, France), tandis que la carotte KV14bis l'a été analysées à l'UMR – CNRS 5805 EPOC (Bordeaux, France). Les données XRF ont été mesurées lors de deux passages successifs avec respectivement, 10 et 15 s par mesure, 10 et 30 kV de tension, 400 et 1 500 mA d'intensité pour le banc du laboratoire EPOC, et 10 s par mesure, 10 et 30 kV de tension, 600 et 1 000 mA d'intensité pour le banc du centre IFREMER de Brest. La composition chimique de chaque niveau, restituée de manière semi-quantitative en nombre de coups par seconde, dépend de l'énergie incidente mesurée par la machine. Afin de tenir compte des variations importantes d'humidité, de rugosité de la surface et de la granulométrie des sédiments des carottes de l'estuaire interne (PV1 et PV2), les données XRF ont été normalisées par rapport à la somme totale du signal XRF par seconde (Kcps) selon la méthode de Bouchard *et al.* (2011).

### 2.3.5 Carbone organique total

Le carbone organique total (COT) a été mesuré sur les carottes PV1 et KV14bis avec un pas

d'échantillonnage compris entre 5 et 10 cm selon la description visuelle et l'analyse de l'imagerie rX des carottes. Les mesures de COT ont été réalisées sur l'analyseur COT Shimadzu, avec le module de combustion des solides SSM-5000A (Université d'Angers) pour la carottes PV1, et sur l'analyseur COT LECO CS300 au laboratoire INTECHMER (Cherbourg, France). Ces deux machines reposent sur le même principe analytique. Les échantillons de sédiment sont préalablement séchés puis broyés dans un mortier en céramique. Environ 100 mg d'échantillon sec sont pesés puis placés dans un creuset en céramique. Ce dernier est posé sur une plaque chauffante à 60°C pendant 24h. Durant cette période, l'échantillon est décarbonaté en y ajoutant régulièrement (toutes les 3 à 4 heures) ~300µL d'acide chlorhydrique (HCl) 2N afin d'éliminer le carbone inorganique et ne conserver que le carbone organique selon la méthode de Mouret *et al.* (2010) adaptée de Etcheber *et al.* (1999). Une fois la décarbonatation terminée, le creuset en céramique est placé dans un four où la combustion s'effectue entre 900 et 1 000°C grâce à un flux d'oxygène. Dans le cas du système Shimadzu SSM-5000A (Université d'Angers), un accélérateur (Trioxyde de tungstène) et un catalyseur (Cuivre) sont rajoutés afin de garantir la combustion totale du sédiment. La combustion du carbone organique contenu dans l'échantillon O<sub>2</sub> est détectée et quantifiée par spectroscopie infrarouge (IR). Afin de garantir la bonne qualité des mesures, le système Shimadzu SSM-5000A (Université d'Angers) est calibré grâce à un standard de ~8.7 mg de glucose hydraté à 36.3% de carbone. Le système LECO CS300 du laboratoire INTECHMER (Cherbourg, France) est quant à lui calibré toutes les cinq mesures à l'aide d'un étalon de graphite.

### 2.3.6 Calcimétrie

La mesure de la calcimétrie a été réalisée uniquement sur la carotte KV14bis, très riche en débris coquilliers, et ce afin de d'appréhender au mieux la composition des sédiments et donc l'interprétation de nos données granulométriques et géochimiques. Ces mesures ont donc été effectuées sur un total de 51 échantillons prélevés selon la description visuelle et

l'analyse de l'imagerie rX. Les mesures de calcimétrie ont été réalisées à l'aide d'un calcimètre Bernard dont le principe repose sur la mesure du volume de CO<sub>2</sub> libéré par l'action de l'acide chlorhydrique (HCl) sur les carbonates (CaCO<sub>3</sub>) contenus dans le sédiment.

## 2.4. Analyse des foraminifères benthiques

### 2.4.1 Les assemblages de foraminifères benthiques

Les assemblages de foraminifères benthiques ont été étudiés sur la fraction > 150 µm dans quatre carottes longues : PV2, SC05, KV14bis, CBT-CS11. Les échantillons, d'1 cm d'épaisseur, sont lavés sur un tamis de 150 µm, puis séchés. Dans un souci de gain de temps considérable, la fraction 63-150 µm a été négligée dans le cadre de cette thèse. Nous sommes conscients qu'en négligeant la fraction fine, nous prenons le risque d'omettre toute une partie de la population qui est de petite taille à l'état adulte. Cependant, nous avons vérifié visuellement quelques échantillons de la fraction fine dans nos carottes, et celle-ci est surtout composée de juvéniles des mêmes espèces retrouvées dans la fraction > 150 µm. De plus, même si les études paléocéanographiques récentes intègrent de plus en plus la fraction fine dans l'analyse des foraminifères benthiques, une grande partie est basée sur la fraction > 150 µm, ce qui facilite la comparaison de nos données avec la littérature. Lorsque cela a été nécessaire, les échantillons ont été splittés à l'aide d'un microsplittter de façon à ce qu'un minimum de ~200 individus soient piqués, identifiés au niveau de l'espèce, puis placés dans des cellules de Chapman. Les dénombrements des foraminifères benthiques par espèce ont été convertis en abondances totales standardisées par gramme de sédiment sec puis en abondances relatives. Pour les carottes de l'estuaire interne, étant donné la très faible abondance de foraminifères benthiques (*cf.* Chapitre III et IV), les échantillons ayant moins de 10 individus comptés n'ont pas été pris en compte pour le calcul des abondances relatives et des analyses statistiques. Selon Fatela et Taborda (2002), un comptage de 100 individus garantit une probabilité de ~99% d'inclure toutes les

espèces majeures ( $\geq 5\%$ ), fournissant ainsi une représentation fiable de l'assemblage total. Avec 10 individus, cette probabilité diminue à  $\sim 80\%$  pour inclure les espèces présentes avec plus de 15%. Cependant, il n'y a généralement que peu d'espèces dominantes dans les domaines estuariens contrairement aux environnements marins ouverts (Murray, 2006 ; Mojtahid *et al.*, 2016).

#### 2.4.2 Les indices de diversité

Les indices de diversité permettent de quantifier la biodiversité dans un milieu (*e.g.*, Hayek et Buzas, 2013). L'indice de Shannon (H) des assemblages de foraminifères benthiques a été calculé pour chaque niveau étudié des carottes du large (KV14bis et CBT-CS11) à partir des données de comptage par espèce. L'indice a été calculé avec le logiciel PAST (*PAleontological Statistics* ; Version 3.15 ; Hammer *et al.*, 2001). L'indice de Shannon (H) se calcule selon la formule suivante :

$$H = - \sum_{i=1}^s \frac{n_i}{N_i} * \ln\left(\frac{n_i}{N_i}\right)$$

Avec  $N_i$ , le nombre total de foraminifères de l'échantillon  $i$ , et  $n_i$  le nombre de spécimens pour chaque taxon observé dans l'échantillon  $i$ .

##### Analyses en Composantes Principales (ACP)

Dans le but d'explorer la composition et l'évolution des assemblages de foraminifères benthiques des carottes de l'estuaire interne (PV2 et SC05), une Analyse en Composante Principale (ACP) a été réalisée sur la base des données micropaléontologiques de ces deux carottes par l'intermédiaire du logiciel PAST (*PAleontological Statistics* ; Version 3.15 ; Hammer *et al.*, 2001). Seules les espèces atteignant un minimum de 5% dans au moins un échantillon ont été retenues pour les ACP. Elles ont été réalisées sur les abondances relatives des espèces et les profondeurs d'échantillonnage dans les carottes.

#### 2.4.3 Isotopes stables

Dans le but d'explorer les caractéristiques physico-chimiques des masses d'eaux de surface à partir de

l'enregistrement sédimentaire de la carotte CBT-CS11, les rapports isotopiques de l'oxygène ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ou  $\delta^{18}\text{O}$ ) et du carbone ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ou  $\delta^{13}\text{C}$ ) des tests de l'espèce *Cibicides refulgens* ont été mesurés tous les 1 à 9 cm (résolution de  $\sim 10$  à 250 ans). Le choix de l'espèce *C. refulgens* sur laquelle ont été effectuées ces analyses a été déterminé par sa présence sur la totalité de l'enregistrement considéré. Environ 15 spécimens de l'espèce *C. refulgens* ont été piqués dans la fraction 150-250  $\mu\text{m}$  puis passés dans un bain de méthanol à ultrasons durant quelques secondes avant d'être torréfiés sous vide à  $380^\circ\text{C}$  pendant 45 minutes dans le but de détruire la matière organique éventuellement associée au test (Duplessy, 1978). Les rapports isotopiques  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  des coquilles (exprimés en ‰ par rapport au VPDB) ont été mesurés au PSO (IUEM, Brest) sur la plate-forme GasBenchII qui couple un spectromètre de masse (Isoprime, VG-Optima et  $\Delta+$ ) à une préparation de type Carbo Prep. Le VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) est défini par rapport au standard de calcite NBS19 (Coplen, 1988). La reproductibilité externe ( $1\sigma$ ) des standards carbonates est respectivement de  $\pm 0,05$  ‰ et  $0,06$  ‰ pour le  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ . Le NBS18  $\delta^{18}\text{O}$  mesuré est de  $-23,3 \pm 0,2$  VPDB.

## 2.5. Analyses temporelles

Dans le but d'explorer la variabilité temporelle et la possible cyclicité de nos enregistrements paléoenvironnementaux au large (carottes KV14bis et CBT-CS11), des analyses spectrales (*CWT* : *Continuous Wavelet Transform* et *REDFIT spectral* ; Schulz and Mudelsee, 2002) ont été réalisées sur certains paramètres mesurés (*e.g.*,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ , Ti-XRF), en utilisant le modèle de Morlet par l'intermédiaire du programme PAST (*PAleontological Statistics* ; Version 3.15 ; Hammer *et al.*, 2001). Préalablement, les données ont fait l'objet d'un rééchantillonnage par interpolation linéaire afin d'obtenir des séries de données continues à une résolution fixe.

# Chapitre III.

## **1 Mid- to late-Holocene environmental evolution of the Loire estuary as observed from sedimentary characteristics and benthic foraminiferal assemblages**

---

M. Durand<sup>1</sup>, M. Mojtahid<sup>1</sup>, G.M. Maillet<sup>1</sup>, J-N. Proust<sup>2</sup>, D. Leahy<sup>3</sup>, A. Ehrhold<sup>4</sup>, A. Barré<sup>1</sup>, H. Howa<sup>1</sup>

[1] LPG-BIAF UMR-CNRS 6112, University of Angers, UFR Sciences, 2 bd Lavoisier 49045, Angers Cedex 01, France.

[2] UMR 6118 Géosciences CNRS, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France.

[3] Grand Port Maritime Nantes Saint-Nazaire, Pôle environnement, 18 quai Ernest Renaud BP 18609, 44186 NANTES Cedex 4

[4] IFREMER Brest, Pointe du Diable, 29280 Plouzané

Article publié dans *Journal of Sea Research*

doi : 10.1016/j.seares.2016.08.003

## Résumé

L'analyse des caractéristiques sédimentologiques et micropaléontologiques (foraminifères benthiques) de quatre carottes sédimentaires, corroborées par des données paléogéographiques et historiques, ont permis de reconstituer l'histoire du remplissage sédimentaire dans l'estuaire moyen de la Loire (dans la région de Saint-Nazaire) et la réponse des foraminifères benthiques à l'envolement de la vallée incisée au cours de l'Holocène Moyen et Tardif. Ils ont ensuite été utilisés pour évaluer les changements morphologiques et hydrosédimentaires qui en résultèrent au cours de cette période. Nos résultats décrivent des changements significatifs dans la dynamique hydrosédimentaire au cours des derniers ~ 6 ka BP. À notre emplacement, ces changements traduisent l'influence combinée des dynamiques marine (marées, tempêtes) et fluviale (crues) qui sont liées, à plus grande échelle, aux variations du niveau de la mer et au régime climatique régional. Trois périodes principales se distinguent : (1) de ~6,0 à 2,5 ka BP, lorsque la remontée du niveau marin a ralenti, une grande baie saumâtre s'étendait sur et autour de la zone d'étude. Les fines rythmites de marée enregistrées au nord du banc de Bilho (la principale barre sableuse tidale située dans notre zone d'étude) témoignent d'un environnement sédimentaire calme, protégé des courants principaux. La présence de dépôts épais de crue entre ~5,4 et ~4,0 ka BP près du banc de Bilho trahissent des conditions humides sur le bassin versant. 2) De ~2,5 ka BP à ~1850 AD (période préindustrielle), le niveau de la mer s'est quasi-stabilisé à sa valeur actuelle et la baie préexistante s'est progressivement comblée. Au nord du banc de Bilho, à proximité de la vasière intertidale de Méan, la sédimentation généralement homogène composée de vases riches en matière organique indique un environnement abrité ; le chenal principal étant situé au sud du banc de Bilho. Dans cette sédimentation globalement homogène, les assemblages de foraminifères benthiques décrivent de manière assez précise le remplissage progressif de la vallée (indiqué par une diminution des proportions d'espèces de l'estuaire externe), accompagné de la chenalisation des principaux courants marins entrants (marée, vagues de

tempête) (indiqué par une augmentation des proportions d'espèces transportées à partir du plateau continental adjacent), et enfin la mise en place de la vasière de Méan et la stabilisation de l'environnement dans sa configuration actuelle (indiquée par la dominance des espèces autochtones de l'estuaire moyen). (3) Depuis 1850 AD, l'impact humain a modifié progressivement le paysage général de notre zone d'étude avec la construction du chantier naval de Saint-Nazaire, le dragage du chenal nord pour la navigation et la poldérisation de la baie au nord. Le chenal sud a été progressivement abandonné par les courants principaux en faveur du chenal nord nouvellement creusé, entraînant la migration du banc de Bilho vers le sud et le remplissage progressif du chenal méridional.

## Mots-clés :

Estuaire macrotidal ; Estuaire tempéré ; Paléoenvironnement holocène ; Faciès estuariens ; Foraminifères benthiques ; Variations eustatiques

## Points importants :

- Remplissage sédimentaire de la vallée incisée de la Loire au cours de l'Holocène Moyen et Tardif
- Trois grandes périodes de dynamique hydrosédimentaire se succèdent au cours des derniers ~6 ka BP
- Remontée du niveau marin et climat régional contrôlent les dépôts estuariens
- L'impact anthropique devient le facteur principal de contrôle après ~1850 AD
- Proxies sédimentologiques et foraminifères benthiques

## Abstract

We used sedimentological and foraminiferal characteristics of four sedimentary cores, supported by paleogeographical and historical data, to reconstruct the depositional history of the inner Loire estuary (Near Saint-Nazaire, France) and the response of benthic foraminifera to the mid- to late-Holocene marine flooding of the incised valley. These were further used to evaluate the consequent changes in estuarine morphological and hydro-sedimentary patterns during this time period. Our results described significant changes in hydro-sedimentary dynamics over the past ~6 kyrs BP. At our location, these changes expressed the combined influence of marine (*e.g.*, tide, storm waves) and fluvial dynamics (*e.g.*, floods), which are linked, on a broader scale, to sea-level variations and the regional climate regime. Three main periods stand out: (1) from ~6.0 to ~2.5 kyrs BP, when the sea-level rise slowed down, a large brackish bay extended over and around the study area. The fine-grained tidal rhythmites recorded north of the Bilho bank (the main tidal bar located in our study area) indicated a calm depositional environment, protected from the main riverine influence. The presence of thick flood deposits from ~5.4 to ~4.0 kyrs BP near the Bilho bank indicates further the dominance of humid conditions. (2) From ~2.5 kyrs BP to ~1850 AD (pre-industrial state), sea-level stabilized at its present value, and the pre-existing bay was progressively infilled. North of the Bilho bank, near a major mudflat (Méan), the generally homogenous sedimentation composed of silty muds rich in organic matter indicated a sheltered environment; the main water flow channel being located south of the Bilho bank. Within this overall homogenous sedimentation, foraminiferal assemblages described rather accurately the progressive infilling of the valley (indicated by a decrease in the proportions of outer estuarine species), accompanied with the channelization of the main entering marine currents (tide, storm waves) (indicated by an increase in the proportions of transported species from the adjacent upper continental shelf), and finally the buildup of the Méan mudflat and the stabilization of the environment to its present day configuration (indicated by the dominance of autochthonous inner

estuarine species). (3) Since 1850 AD, the human impact progressively modified the general landscape of our study area with the construction of the Saint-Nazaire shipyard, the digging of the northern navigation channel and the polderization of the northern Bay. The southern channel was progressively abandoned by the main water flow in favor of the newly dug northern channel, causing the southern migration of the Bilho sandbank and the progressive filling of the southern channel.

### *Keywords:*

Macrotidal estuary; Mid-latitude estuary; Holocene paleoenvironment; Estuarine facies; Benthic foraminifera; Sea-level change

### *Highlights:*

- Mid- to late Holocene infilling of the Loire incised valley
- Over the past ~6 kyrs BP, three main periods of hydro-sedimentary dynamics stand out
- Sea-level rise and regional climate control estuarine deposits
- Anthropogenic impact becomes a main controlling factor after ~1850 AD
- Sedimentological and foraminiferal proxies



## 1.1. Introduction

Estuaries are dynamic and sensitive physical and ecological systems that occur at the interface between terrestrial and marine environments. As such, they respond considerably to both natural climatic and geomorphologic changes, and to anthropogenic pressure; the latter started thousands of years ago (*e.g.*, drainage and agriculture, grazing, saltpans), and increased in modern times (*e.g.*, dredging, dyking up, damming, harbor management, heavy industries, urban settlement, intensive agriculture) (*e.g.*, Colman *et al.*, 2002; Borja *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2014; Traini *et al.*, 2015). Improving our knowledge of past environmental changes that influenced estuarine systems, whether triggered by natural internal processes (*e.g.*, sediment supply, tidal regime, marine vs riverine influence), external forcing (*e.g.*, solar irradiance, atmospheric circulation patterns) and/or by persistent human impact, is essential to understand recent and future regional environmental variability (Moreno *et al.*, 2014; Kotilainen *et al.*, 2014). Late Quaternary sediments deposited in estuaries have a good potential as archives for paleoenvironmental reconstructions. Estuaries tend to act as traps for both fluvial and marine sediments bearing expanded sedimentary successions and retaining both continental and marine environmental signals at high time resolution through high sedimentation rates (*e.g.*, Colman *et al.*, 2002; Leorri *et al.*, 2006; Ghosh *et al.*, 2009). Nevertheless, many problems arise from the reverse sides of these advantages because of the complexity of hydro-sedimentary processes (*e.g.*, transport, erosion, discontinuous sedimentation) making estuarine sediments poorly used for paleoenvironmental reconstructions in comparison with lacustrine and marine sediments. For instance, the mixed source of sediments from marine and continental origins makes their interpretation complex. This complexity is further found in the use of several sediment contents to trace back environmental changes, including most paleo-proxies (*e.g.*, bio-indicators; Elliott and Quintino, 2007) or materials for chronological studies. For instance, radiocarbon dating

of the sediments is difficult because of multiple sources of carbon in estuaries and reworking processes (Colman *et al.*, 2002; Lougheed *et al.*, 2013).

Sea-level changes strongly control the evolution of coastal environments during the late Quaternary (Clavé, 2001; Traini *et al.*, 2013; McGowan and Baker, 2014). In particular, eustatic changes mainly control the accommodation space and therefore the morphology of estuarine systems (*e.g.*, Jervey, 1988). In northwestern Europe, many modern estuaries, such as the Loire estuary, originate from the flooding and the filling of the Late Glacial Maximum (LGM) incised valleys during Holocene transgression (*e.g.*, Dalrymple *et al.*, 1994; Zaitlin, 1994; Chaumillon *et al.*, 2010; Proust *et al.*, 2010). Several studies targeted the reconstruction of Holocene relative sea-level (RSL) along the French Channel and Atlantic coasts (*e.g.*, Ters, 1973; Morzadec-Kerfourn, 1974; Ters, 1986; Van de Plassche, 1991; Lambeck, 1997; Leorri *et al.*, 2012; Goslin *et al.*, 2013; Stéphan and Goslin, 2014; Goslin *et al.*, 2015). More recently, Goslin *et al.* (2015) compiled RSL data from the western Brittany and the southern UK coasts. In general, all these studies agree about three main phases characterizing Holocene transgression along the western French coast: 1) From ~10 kyrs BP to ~6 kyrs BP, sea level rose rapidly from ~-30 m to ~-4 m, resulting in an increase in estuarine accommodation space and therefore an increase in sedimentation rates. In estuarine stratigraphical sequences, this phase is recorded as a transgressive systems tract (TST) (*e.g.*, Dalrymple *et al.*, 1994; Zaitlin *et al.*, 1994; Proust *et al.*, 2010; Goslin *et al.*, 2015); 2) From ~6 kyrs to ~3 kyrs, there was a pronounced slowdown in the rate of sea-level rise (Goslin *et al.*, 2015), explained by a decrease in meltwater production from the global ice-sheets (Vink *et al.*, 2007). This led to the reduction of estuarine accommodation space and the development of a part of European coastal marshes and peatlands (Spencer *et al.*, 1998; Allen, 2000; Clavé, 2001). This phase is recorded in estuarine sediment deposits as a highstand systems tract (HST) (*e.g.*, Dalrymple *et al.*, 1994; Zaitlin *et al.*, 1994; Proust *et al.*, 2010; Goslin *et al.*, 2015); 3) from ~3 kyrs to present, sea-level rose slowly from -2 m to the present RSL, reaching a near stabilization from ~2 kyrs

onwards (Ters, 1973; Stéphan and Goslin, 2014; Goslin *et al.*, 2015). During this phase, the estuarine infilling was controlled by complex interactions between climate variability (*e.g.*, Bond *et al.*, 1997) and the consequent hydro-sedimentary dynamics, and more recently by human activity.

In estuarine systems, sediment characteristics and benthic foraminiferal assemblages are routinely used to reconstruct past environments in relation to Quaternary sea-level fluctuations (*e.g.*, Scott and Medioli, 1980; Hayward *et al.*, 1999; Fatela *et al.*, 2009, Proust *et al.*, 2010; Leorri *et al.*, 2011; Delaine *et al.*, 2014; Goslin *et al.*, 2015). The succession of various estuarine sedimentary facies combined with the distribution of estuarine foraminiferal species reflect the morphodynamics of the system, water circulation patterns, river runoff and tidal dynamics, and the interplay between marine and freshwater inflow (*e.g.*, Moreno *et al.*, 2014). All of these processes are to be discussed as resulting from the mixture of natural internal forcing, regional climate, and human impact. However, for the same reasons as for the dating, interpretations drawn from sedimentary deposits and benthic foraminiferal faunas in estuaries remain somehow hampered by intrinsic processes such as transport and reworking.

In this context, the Loire estuarine ecosystem has been poorly studied to date. As regards to Holocene hydrological, sedimentary and microfaunal variability, only a few studies attempted to answer this problematic via a multiproxy approach combining biological and sedimentary proxies (Ters *et al.*, 1968; Visset and Barbaroux, 1972; Visset, 1973; Delaine *et al.*, 2014). And yet, the Loire estuary, by being 1) one of the three major estuaries in France, 2) located at mid-latitude between two major atmospheric systems (Iceland low and Azores high) controlling the European Climate, and 3) under a macrotidal regime, is likely to be a sediment depot center able to record at high time resolution Holocene climate variability and sea-level fluctuations, and their impact on hydro-sedimentary and ecological processes. In this paper, we present a paleoenvironmental study from the lower inner Loire estuary near Saint-Nazaire (Figure III-1), including a detailed description of

sedimentary facies successions of four sediment cores, and benthic foraminiferal content in one core located close to a mudflat. Our interpretations are supported by paleogeographical reconstructions and historical data. Paleoenvironmental interpretations of benthic foraminiferal data are based on the results of two extensive programs describing the modern ecology of benthic foraminifera in the Loire estuary (SEMHABEL<sup>5</sup> and RS2E<sup>6</sup> projects). The main objectives of this work are: 1) to reconstruct the depositional history of the inner Loire estuary, and the response of benthic foraminifera to the mid- to late-Holocene marine flooding of the incised valley, and 2) to evaluate the consequent changes in estuarine morphological and hydro-sedimentary patterns.

## 1.2. Study area

### 1.2.1 Hydrology and Geology

The Loire is the longest river in France draining a catchment area of about 117 480 km<sup>2</sup>, and flowing into the Atlantic Ocean (northern Bay of Biscay). The Loire estuary covers an area of ~217 km<sup>2</sup> and extends for ~80 km long (Ciffroy *et al.*, 2003). At the gauging station of Saint-Nazaire, the annual flow of the Loire River is on average 900 m<sup>3</sup>/s, fluctuating between low water periods during summer and autumn (250 m<sup>3</sup>/s) and flood periods during winter (>1800 m<sup>3</sup>/s) (<http://www.hydro.eaufrance.fr>). At Saint-Nazaire, the maximum tidal range is 6.4 m. In averaged conditions, the salinity front (upper limit of the mesohaline domain) is located upstream from Cordemais, ~39 kms from the river mouth (Figure III-1A). From Nantes to Saint-Nazaire, the Loire River flows through the crystalline rocks of the Armorican Massif. Its valley is constrained by two main geological structures: The Brittany belt (SE-NW) to the north and The Pays de Retz arching to the south (Figure III-1B). The valley widens gradually from Nantes to Saint-Nazaire forming a final bottleneck (Mindin / Saint Nazaire) which marks the limit of the inner estuary (Figs. 1A, B). The outer estuary is defined as the area between Saint-Nazaire-Mindin and Préfailles-Penchâteau headlands (Gallenne, 1974) (Figure III-1A). This specific morphology originates from

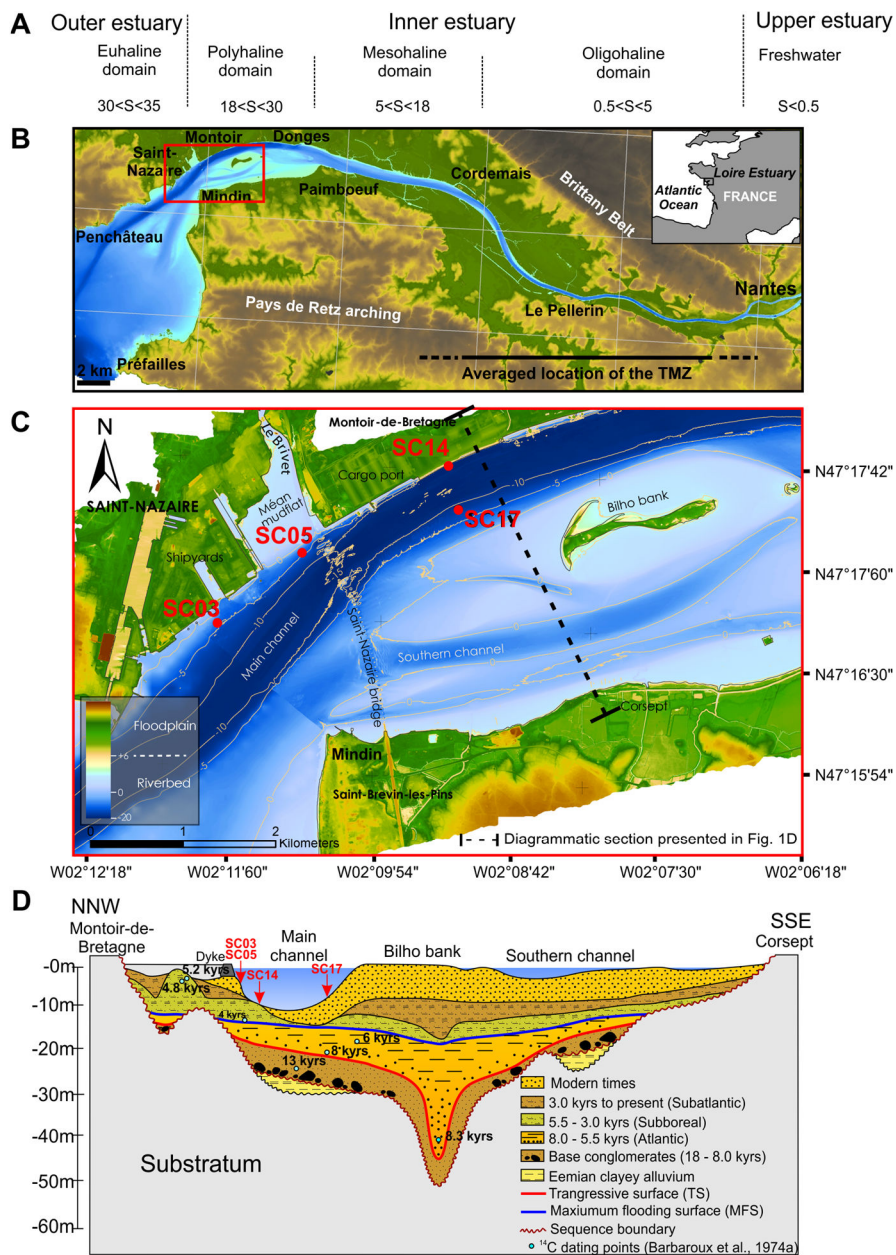


Figure III-1: Location of the study area. A) Salinity domains and morphological subdivisions of the Loire estuary (Gallenne, 1974). B) DEM (Digital Elevation Model) of the Loire estuary and the location of the main cities and geological structures. DEM data are sourced from BD Alti® (©IGN<sup>1</sup>) for land areas, from UDEM2008<sup>2</sup> (GIP<sup>3</sup> Loire estuary) for the inner estuary, and from bathymetric data (GPMNSN<sup>4</sup>: Nantes/Saint-Nazaire seaport) for the outer estuary. C) DEM of the study area (red rectangle on Figure III-1B) with the location of the four studied sediment cores. Location of the diagrammatic section of Figure III-1D is represented by a dashed line. D) Diagrammatic section of the inner Loire estuary sedimentary infilling modified from Barbaroux et al. (1974a). The present location of the four studied cores is indicated by red arrows.

1) the successive Quaternary regressions leading to the incision of the Loire valley, and 2) the sedimentary infilling occurring mainly during the last transgression (Ottmann et al., 1968; Ters et al., 1968). The same architecture is observed for most northwestern

European estuaries (e.g., Dalrymple et al., 1992, 1994; Zaitlin et al., 1994; Perillo, 1995).

### 1.2.2 The Holocene sedimentary infilling

Sediments deposited in the Loire estuary are sourced from both continental and marine origins:

Information about the continental signal is documented in the study of Arnaud-Fassetta *et al.* (2010). These authors investigated the main controls of the sedimentary infilling of the middle and lower Loire River during the Holocene, and described two main periods: 1) Before ~4.5 kyrs BP, the magnitude and frequency of floods were low in the middle Loire valley (~400 km upstream from the Loire river mouth), and the resulting solid flux between watershed slopes and alluvial plains was reduced. The lower Loire valley (~250 km upstream from the Loire river mouth) was drowned because of the rapid sea-level rise. This resulted in clayey peat deposition and the abandonment of the secondary channels. 2) From ~4.5 kyrs BP to present, the fluvial activity increased, probably as a response to an external climatic control modifying the river profile slopes. In the lower Loire valley, sedimentation rates increased, peat bog disappeared, and abandoned channel were reactivated. From the Middle Age, early human activities impacted sedimentation all along the valley, leading to a progressive decreasing trend of the solid discharge (Milliman and Ren, 1995; Maillet *et al.*, 2006).

Offshore the present-day Loire River mouth, on the inner continental shelf, Proust *et al.* (2010) highlighted a dense network of paleovalleys using an extensive grid of high-resolution seismic profiles. These authors identified two surimposed stratigraphical sequences from the two last glacial periods. The most recent (upper) sequence is composed, from base to top, of 1) the upper part of a Lowstand Systems Tract (LST) consisting of meandering fluvial sediments, 2) estuarine low energy sediments (TST to HST) truncated by a wave ravinement erosion surface of Holocene age, and 3) offshore marine bioturbated muds.

The sedimentary infilling of the inner Loire estuary itself has received little interest to date. Above the substratum (composed of crystalline rocks of the Armorican Massif originating from the Hercynian orogeny), the infilling of the inner Loire estuary started

during the LGM (Ters *et al.*, 1968; Visset and Barbaroux, 1972; Visset, 1973; Barbaroux *et al.*, 1974a; Barbaroux *et al.*, 1980a), except for few lenses of Pliocene marine sediments and clayey sediments of Eemian interglacial age (Barbaroux *et al.*, 1974a; Barbaroux *et al.*, 1980b; see Figure III-1D). Holocene sedimentary infilling of our study area (Figure III-1D) attains a maximum thickness of ~41 m at Mindin (Ters *et al.*, 1968; Barbaroux *et al.*, 1974a). The typical sedimentary sequence of the Loire valley infilling can be divided into two main parts as described by Barbaroux *et al.* (1974a; see Figure III-1D): 1) overlying the crystalline bedrock, the infilling sequence starts with a 5 – 10 m thick layer of coarse sediments deposited during the LGM, and composed of gravels, pebbly sands and glacial boulders (Ters *et al.*, 1968; Barbaroux *et al.*, 1974a, b). 2) The second layer, which forms the main part of the sedimentary infilling, is composed of Holocene alluvium. They are mainly composed of organic sediments and terrigenous sandy clays (Barbaroux *et al.*, 1974a, b; Barbaroux *et al.*, 1980a). Palynological studies allowed a rather precise dating of these deposits (Ters *et al.*, 1968; Barbaroux, 1972 a, b; Visset and Barbaroux, 1972; Visset, 1973). Between 8.0 and ~5.5 kyrs BP (Atlantic palynozone), the marine drowning of the paleovalley led to the deposit of brackish and open marine sediments with high sedimentation rate (Barbaroux, 1972a, b) (Figure III-1D). Between ~5.5 and ~3.0 kyrs BP (Subboreal palynozone), sediments reflect lagoonal conditions due to the slowing down of sea level rise. After ~3.0 kyrs BP (Subatlantic palynozone), sediments are mainly terrigenous due to increasing fluvial influence (Figure III-1D).

## 1.3. Material and Methods

### 1.3.1 Historical maps

In order to illustrate the pre- and post-industrial paleogeographical evolution of the Loire estuary and therefore the morphological context of our paleo-records, eight historical maps of the study area from 1693 AD to 2008 AD were compiled from different sources (Table III-1). Apart from the imprecise 1693 AD map, each map was georeferenced (WGS84 geodesic system) with ArcGIS10® software using remarkable

geographic points (rocky outcrops, historical buildings like churches, etc). Using the GIMP 2.0 software, these maps (for which altitudes are relative to zero CM96<sup>7</sup> = Lowest Low Tide Level (LLTL)) were simplified into four bathymetric ranges with a standardized chart: supratidal domain (above Highest High Tide Level (HHTL)), intertidal domain (between HHTL and LLTL), subtidal domain (below LLTL until 5 m depth) and deeper than 5 m LLTL (Figure III-2).

Table III-1: Main characteristics of original historical maps.

Year (AD)	Map type	Altitude reference	Source	Online Reference
1693	Geographical	Not available	Van Loon (1693)	<a href="http://gallica.bnf.fr/">http://gallica.bnf.fr/</a>
1850	Geographical with indications on tidal environments	Not available	IGN <sup>1</sup>	<a href="http://www.ign.fr/">http://www.ign.fr/</a>
1902	Bathymetrical	Zero	GPMNSN <sup>4</sup>	
1938	Bathymetrical	CM96 <sup>7</sup>	GPMNSN <sup>4</sup>	
1948	Bathymetrical	= LLTL	GPMNSN <sup>4</sup>	
1969	Bathymetrical		GPMNSN <sup>4</sup>	
1984	Bathymetrical		GPMNSN <sup>4</sup>	
2008	UDEM <sup>2</sup>		GIP <sup>3</sup> Loire	<a href="http://www.loire-estuaire.org">http://www.loire-estuaire.org</a>

### 1.3.2 Core sampling

Four sediment cores (SC03, SC05, SC14, and SC17) (9 cm diameter, 5.06-5.73 m length) were collected in the lower inner estuary near Saint-Nazaire (Table III-2; Figures III-1 and III3). Under the supervision of Nantes-Saint-Nazaire seaport (GPMNSN<sup>4</sup>), the company *FUGRO Géotechnique* was in charge of the sampling using a vibrocorer onboard the multicat type workboat « Willendeavour » (*Williams shipping*, Southampton). Cores SC03, SC05, and SC14 are located on the right bank of the present day navigation channel whereas core SC17 is located on the left bank of the channel, near the Bilho bank (Figure III-1C). Each core was sliced into 1 m long sections (Figure III-3). On each core, 2 half-sections (50-100 cm, and 250-300 cm) were used by the GPMNSN<sup>4</sup> for routine geochemical monitoring and are no more available for this study (Figure III-3). Core geographic coordinates were first issued by the GPMNSN<sup>4</sup> under the Lambert II projection system and were subsequently converted into the WGS84 geodesic system (Table III-2).

### 1.3.3 Radiocarbon dating and sedimentological analyses

Radiocarbon dating (12 AMS <sup>14</sup>C dates in total) was performed by the Poznan Radiocarbon Laboratory (Poland) using a minimum amount of 1.0 mg of pure carbon. Depending on the availability of suitable dating material, dating was performed on bivalve shells, plant debris, or bulk organic carbon (TOC: Total Organic Carbon) in muddy layers (Table III-3). Absolute AMS <sup>14</sup>C ages were then calibrated (converted to calendar ages: cal. yrs BP) using the IntCal13 radiocarbon calibration curve (Reimer *et al.*, 2013). The calibration was performed using the program CALIB 7.1 (Stuiver and Reimer, 1993). For post-nuclear testing sample Poz-74595 (SC05; 123-124cm), the calibration was performed with NHZ1 bomb curve extension (Hua *et al.*, 2013) of IntCal13 using the program CALIBomb (Reimer *et al.*, 2004). Calibrated ages indicate values with 2 standard deviations (2σ; 95% of confidence). No reservoir age corrections were applied because of the absence of accurate reference data in the study area.

Using visual observation and high-resolution photos obtained in IFREMER<sup>8</sup> (Brest) (Figure III-3; see HD photos in supplementary material), sedimentological analysis consisted of detailed and rigorous lithological visual description of the four studied cores in terms of lithology, sedimentary structures, bioturbation features, etc. As a result, eight characteristic estuarine facies were distinguished (Figure III-4), described and interpreted following the commonly used sedimentological reference works (*e.g.*, Reineck and Singh, 1973; Davis and Dalrymple, 2012) and studies with emphasis on estuarine environments (*e.g.*, Tessier, 1993; Fenies and Tastet, 1998).

### 1.3.4 Foraminiferal analyses

Because of the generally fine-grained sedimentation which likely reflects a continuous record, core SC05, located on the edge of the Méan mudflat (Figure III-1C), was selected for investigating its foraminiferal content. Benthic foraminiferal fauna was analyzed in 67 samples (1 cm thick) (Figure III-6; Appendix III-1). Samples were

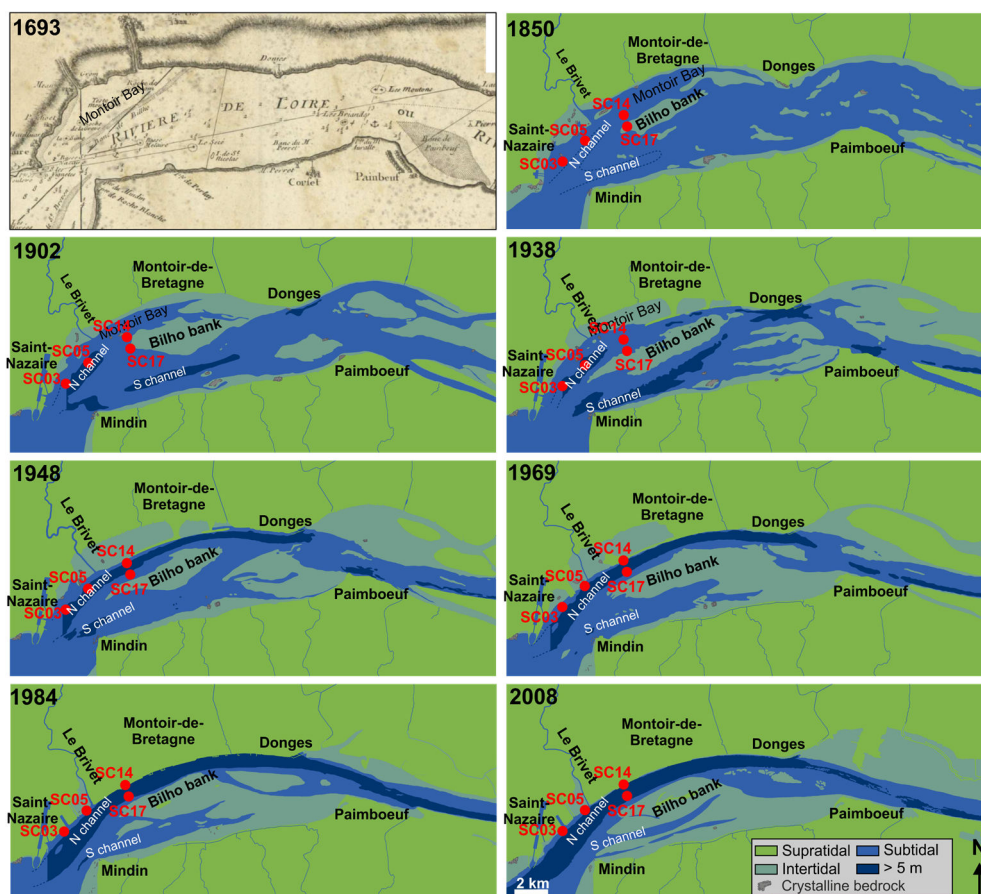


Figure III-2: Recent morphological evolution of the study area since 1693 AD (copy of the original map; Van Loon 1693), illustrated by seven WGS84 referenced maps (1850 to 2008 AD) simplified into four bathymetric ranges (see details of the mapping method in the text). The present location of the four studied cores is indicated.

wet-weighted, dried and re-weighted to obtain the final dry weight. All subsamples were then washed through 150  $\mu\text{m}$  and 63  $\mu\text{m}$  sieves. In this study, we focused on the >150  $\mu\text{m}$  fraction. Interpretation of foraminiferal assemblages was based mainly on the modern ecology of benthic foraminifera in the Loire estuary resulting from the SEMHABEL<sup>5</sup> project (Mojtahid *et al.*, 2016). Taxonomic references used to determine benthic foraminifera at a species level are cited in Appendix III-2. All foraminiferal counts were converted to relative abundances. A statistical threshold of 10 counted individuals was established. Samples with less than 10 counted individuals were discarded from the data matrix for relative abundance calculations, and statistical analysis. Although we are aware that the counting error increases considerably with a threshold of 10 individuals (Fatela and Taborda, 2002), in such estuarine

environments only very few species are dominant (Murray, 2006). In order to better describe spatial patterns of faunal variability, we applied a Principal Component Analysis using PAST (PALEontological Statistics, 3.08, Hammer *et al.*, 2001). Only taxa occurring with more than 5% in at least one sample were retained in the PCA analysis. Input for the PCA consisted of all species relative abundances and sample depths in core SC05. Census data are presented in Appendix III-1.

## 1.4. Results and interpretations

### 1.4.1 Historical context

The 1693 AD, and 1850 AD maps show a similar morphology. A large bay (Montoir Bay) was present on the northern part of the lower inner estuary partly isolated by a tidal bank (Bilho) from the main flow

Table III-2: Main characteristics of the four studied cores. Geographic coordinates are given in WGS84 system and depths in meters below LLTL (Lowest Low Tide Level).

Core	N latitude	E longitude	Water depth (m) (LLTL)	Core length (m)	Sampling date
SC03	47°16'44.10"	-2°11'13.20"	-3,44	5,64	14/01/2012
SC05	47°17'10.30"	-2°10'31.80"	-3,90	5,73	12/01/2013
SC14	47°17'43.50"	-2°9'19.20"	-12,73	5,06	12/01/2014
SC17	47°17'28.10"	-2°9'12.90"	-9,46	5,73	13/01/2015

channel (Figure III-2). The confluence of the Brivet River cut through a tidal mudflat (the Méan mudflat) which is clearly highlighted by the HHTL - LLTL limits drawn on the 1850 AD map. In 1693 AD, no human constructions were present whereas in 1850 AD a ~250 m long dock was built as the premise of the future Saint-Nazaire shipyard (Figure III-1C).

In 1902 AD, the Saint-Nazaire dock was extended to nearly its present size (almost 4 km long). By being more precisely mapped, the 1902 AD map, shows the depth of both northern and southern channels. The main river flow was channeled south of the Bilho bank (Figure III-2).

The Montoir Bay was artificially isolated from the estuary for industrial purposes. That is first visible on the 1938 AD map. The polderization of the Montoir Bay was entirely completed before 1984 AD.

A new channel dedicated to navigation was dug along the right estuary bank between 1938 AD and 1948 AD. Between 1948 AD and 2008 AD, the northern main channel deepened whereas the southern channel retracted until being nearly closed upstream. Sediments issued from the digging were deposited on the Bilho bank between 1979 and 1981 AD (~7.5 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>; GPMNSN<sup>4</sup>). The deepening of the northern channel led to an increase in the water flow north of the Bilho bank and consequently a decrease in the southern channel. This favoured the filling of the southern channel. The southern channel is now almost filled, and the area is composed mainly of intertidal mudflats (Figure III-2).

## 1.4.2 Sedimentological characteristics

### A) Facies description

The observation of high definition core photos presented in Figure III-3 permitted the distinction of eight sedimentary facies (Figure III-4). Nine core segments (14 cm long) (white rectangles in Figure III-3) were selected to highlight these facies in Figure III-4. In Figure III-4A, the facies are ordered following a generally decreasing grain size. Hereafter, we describe in detail each facies and we give a brief interpretation in terms of estuarine deposit environments based on the commonly used literature (e.g., Reineck and Singh, 1973; Tessier, 1993; Fenies and Tastet, 1998; Davis and Dalrymple, 2012):

Facies A ( $F_A$ ) (Figs. 3; 4A): This facies is only present in the lowermost 5 cm of core SC03 (<1% of the studied cores). It consists of clast-supported monogenic (gneiss) angular clasts (2 - 3 cm large), in a clayey, medium to coarse-grained sand matrix. The sand fraction is dominated by angular quartz grains and gneiss debris. We can observe traces of cirripeds on the rock debris

*Interpretation-* Pebbles and sands present the same composition as the near surface crystalline bedrock (metamorphic gneiss injected by numerous quartz veins) that outcrops on the right bank of the Loire estuary and particularly nearby core SC03 (e.g., Barbaroux *et al.*, 1974a) (Figure III-8B and C). The nature (gneiss) and shape (angular) of these rock clasts indicate that  $F_A$  is most likely the product of bedrock weathering. Traces of cirripeds indicate that the crystalline elements were accumulated in the intertidal zone. Sediment composing Facies A can be interpreted as an erosion product of a local crystalline substratum.

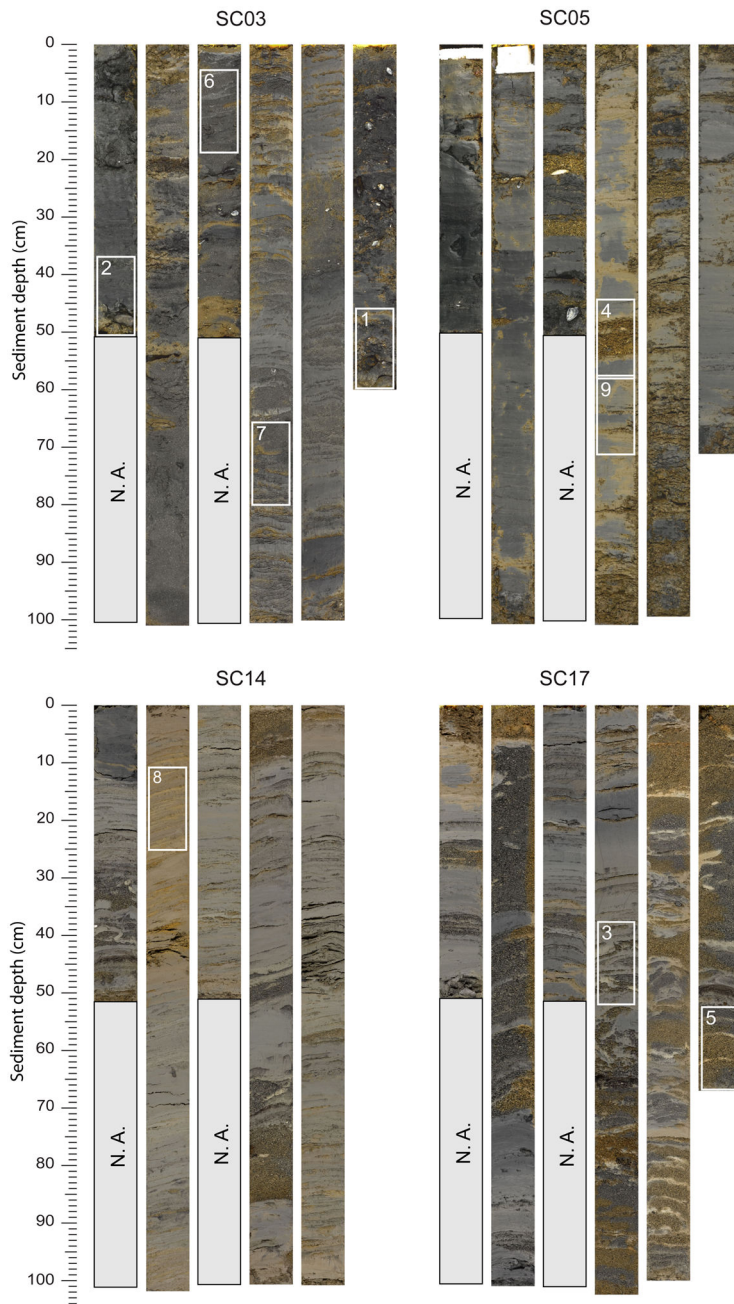


Figure III-3: High definition photos of the four studied cores presented as sections of about 1 m long. The nine white rectangles underline selected sediment segments numbered in accordance with Figure III-4 where they are described in terms of facies. N.A.: Non available core half-sections.

Facies B ( $F_B$ ) (Figs. 3; 4A): This facies is observed in a 5 cm thick layer only in core SC03 (<1% of the studied cores).  $F_B$  is composed of polygenic and very poorly sorted clast-supported conglomerate (from coarse sands to pebbles: >1 mm to 4 cm). The nature of pebbles and gravels is diversified with quartz, gneiss and other

metamorphic rocks. Pebbles are flat and well-rounded, some of which carry traces of cirripeds on all sides. Sands are composed of subangular to subrounded quartz, feldspars, plagioclase, pyroxene, and rock debris. Shell debris (*Mytilus edulis*), also colonized by cirripeds,



Table III-3: Radiocarbon dates. All absolute AMS  $^{14}\text{C}$  ages are expressed in radiocarbon years BP and calibrated ages are given in calendar years BP. Because of its post 1950 age, radiocarbon sample Poz-74595 (core SC05; 123-124cm depth) absolute dating is given in pMC (percent of Modern Carbon) and calibrated age is given in years AD. LTL: Lowest Low Tide Level; TOC: Total Organic Carbon.

Core and lab. No.	Sample depth (cm)	Altitude LTL (m)	AMS $^{14}\text{C}$ ages (radiocarbon years BP)	Calibrated ages (2 $\sigma$ ) (cal. Yrs. BP)	Dating material
SC03 (Poz-70617)	538 - 539	-8.83	690 $\pm$ 30	638 - 684	Mollusc <i>Mytilus edulis</i>
SC05 (Poz-75198)	48 - 49	-4.39	460 $\pm$ 30	484 - 537	TOC
SC05 (Poz-74595)	123 - 124	-5.14	140.49 $\pm$ 0.38 (pMC)	1 974 - 1 976 (cal. Yrs. AD)	Mollusc <i>Scrobicularia plana</i>
SC05 (Poz-75199)	249 - 250	-6.4	1 565 $\pm$ 30	1 391 - 1 531	TOC
SC05 (Poz-70618)	350.5 - 351.1	-7.41	765 $\pm$ 30	668 - 731	Mollusc <i>Scrobicularia plana</i>
SC05 (Poz-75200)	570 - 571	-9.61	3 630 $\pm$ 35	3 844 - 3 999	TOC
SC14 (Poz-74786)	43.5 - 44.5	-13.145	4 050 $\pm$ 35	4 423 - 4 623	Plant debris
SC14 (Poz-75201)	102.5 - 103.5	-13.735	5 390 $\pm$ 40	6 172 - 6 287	TOC
SC14 (Poz-74787)	241 - 241.5	-15.115	4 670 $\pm$ 35	5 314 - 5 472	Plant debris
SC14 (Poz-74788)	373.5 - 374	-16.44	4 560 $\pm$ 35	5 053 - 5 189 (0.54)	Plant debris
SC14 (Poz-75202)	502 - 503	-17.73	5 790 $\pm$ 40	6 485 - 6 676	TOC
SC17 (Poz-74789)	555 - 555.5	-15.055	4 650 $\pm$ 35	5 310 - 5 468	Plant debris

are present. Only 5cm of this facies is observed because of its position above the missing sedimentary section.

*Interpretation-* The polygenic nature, size and shape (flat to well-rounded) of the pebbles indicate different sediment sources, and deposition in a high energy (marine) environment.

Facies C ( $F_C$ ) (Figs. 3; 4A): This facies is observed in 2 to 27 cm-thick layers (~8% of the studied cores). It is characterized by clay pebbles, ranging in size from 0.1 to 4.0 cm, that float isolated in poorly-sorted, coarse to medium-grained sands. The sand fraction, comprising sub-angular to sub-rounded quartz with some magnetite grains, is organized in thin laminae underlined by the coarsest sand grains. No traces of living organisms or bioturbation are observed. The base of  $F_C$  is a sharp and erosive contact.

*Interpretation-* Clay pebbles derive from strong currents eroding either a channel bank or subaerial muddy flat deposits, as those found on intertidal muddy estuarine banks. Clay pebbles floating in azoic unsorted coarse sand reflect high-energy depositional processes with high sedimentation rate. The sharp basal erosive surface indicates an abrupt increase in energy. This Facies C is usually found in channel axes. The absence of traces of living organisms or bioturbation suggests a strong fluvial influence on sediment transport.

Facies D ( $F_D$ ) (Figs. 3; 4A): This facies is observed in 1 to 5 cm-thick layers, only in core SC05 (~1% of the studied sections). It is fining upwards from very coarse to coarse sands. These sands are dominated by sub-angular to poorly rounded quartz with minor magnetite

grains. Bivalve shell fragments (0.1 to 3 cm) are abundant but no bioturbation is observed. This facies shows a sharp basal erosive surface.

*Interpretation-* The coarse grains with shell fragments, present as 1 to 5 cm-thick layers lying on a sharp erosive contact, indicate short high-energy events. The mixed angular and rounded quartz grains are probably sourced from a large reworking surface. The absence of bioturbation might indicate a high accumulation rate. The fining-upward sequence with a basal erosive surface indicates a slowing down of the energy after a violent discharge.  $F_D$  reflects high-energy, sudden deposits as found in coastal storm washovers.

Facies E ( $F_E$ ) (Figs. 3; 4A): This facies is observed in the lower two meters of core SC17 (~10% of the studied sediments). It is characterized by poorly sorted, medium to very coarse sands. Similarly to  $F_C$  and  $F_D$ , the sand fraction comprises sub-angular to poorly rounded quartz with magnetite grains. Sands are organized in cross-bed sets, all oriented in the same direction. Layers of sand (~5 cm thick) are coarsening upwards, and are interbedded with clayey silts or organic-rich clays (< 1 cm thick).

*Interpretation-* The cross-bedding structure indicates small ripples (few centimeters high) accumulating under a fluctuating moderate-energy (unidirectional) flow interrupted by calm periods allowing decantation of mud draps. Therefore Facies E, which is mostly composed of sands (Figure III-3), points to a tide influenced environment which can be interpreted as a tidal sand bar (Fenies and Tastet, 1998).

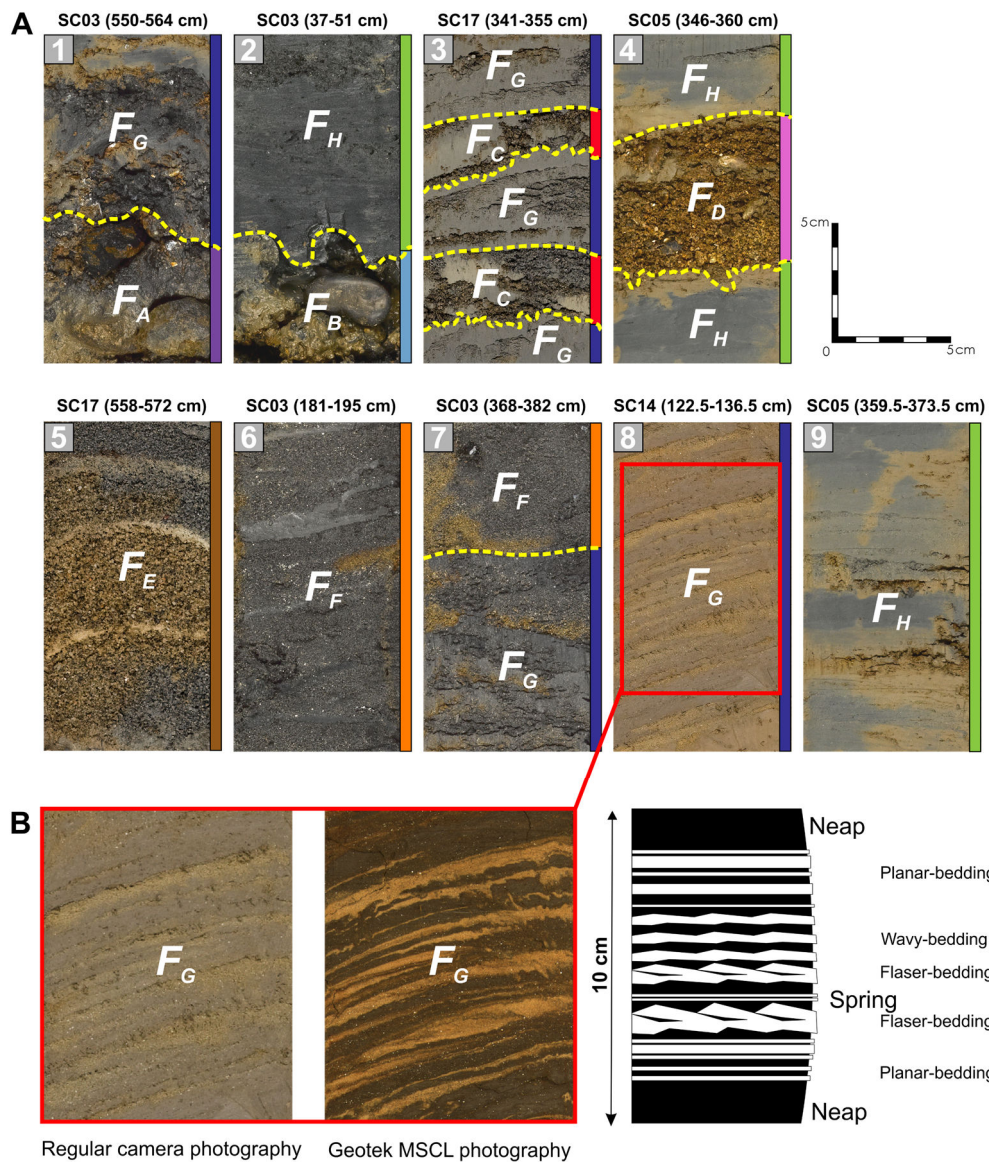


Figure III-4: A) Zoom on the nine selected sediment segments (their position along the core sections are presented as white rectangles on Figure III-3) allowing the observation of all the eight facies described in the text (paragraph 4.2.1). Colored bars on the right side of each box symbolize the corresponding facies following the same color code as in Figure III-5. B) Zoom on facies  $F_G$  and its schematic description inspired from the ideal bedding succession recording a neap-spring tidal cycle as described by Tessier (1993).

Facies F ( $F_i$ ) (Figs. 3; 4A): This facies is observed in 10 to 200 cm-thick layers only in core SC03 (>20 % of the studied sections). It is composed of bluish gray fine to medium sands with muddy flaser structures. The sand fraction is dominated by angular quartz grains and micas. Shell fragments (0.1 to 1.0 cm) are abundant whereas plant debris are only present with low numbers. Centimetric sand layers are underlain by sharp erosive surfaces.

*Interpretation*- Sand grain size indicates a moderate-energy depositional environment. The flaser structures indicate low energy periods that are intercut by frequent bursts of energy as shown by the interbedded erosional surfaces. These alternations are typical of tidal dynamics, e.g., powerful tidal currents alternating with slack waters. Facies F can be interpreted as moderate-energy tidal channel deposits accumulating in secondary network drainage of a tidal flat, located aside the axial

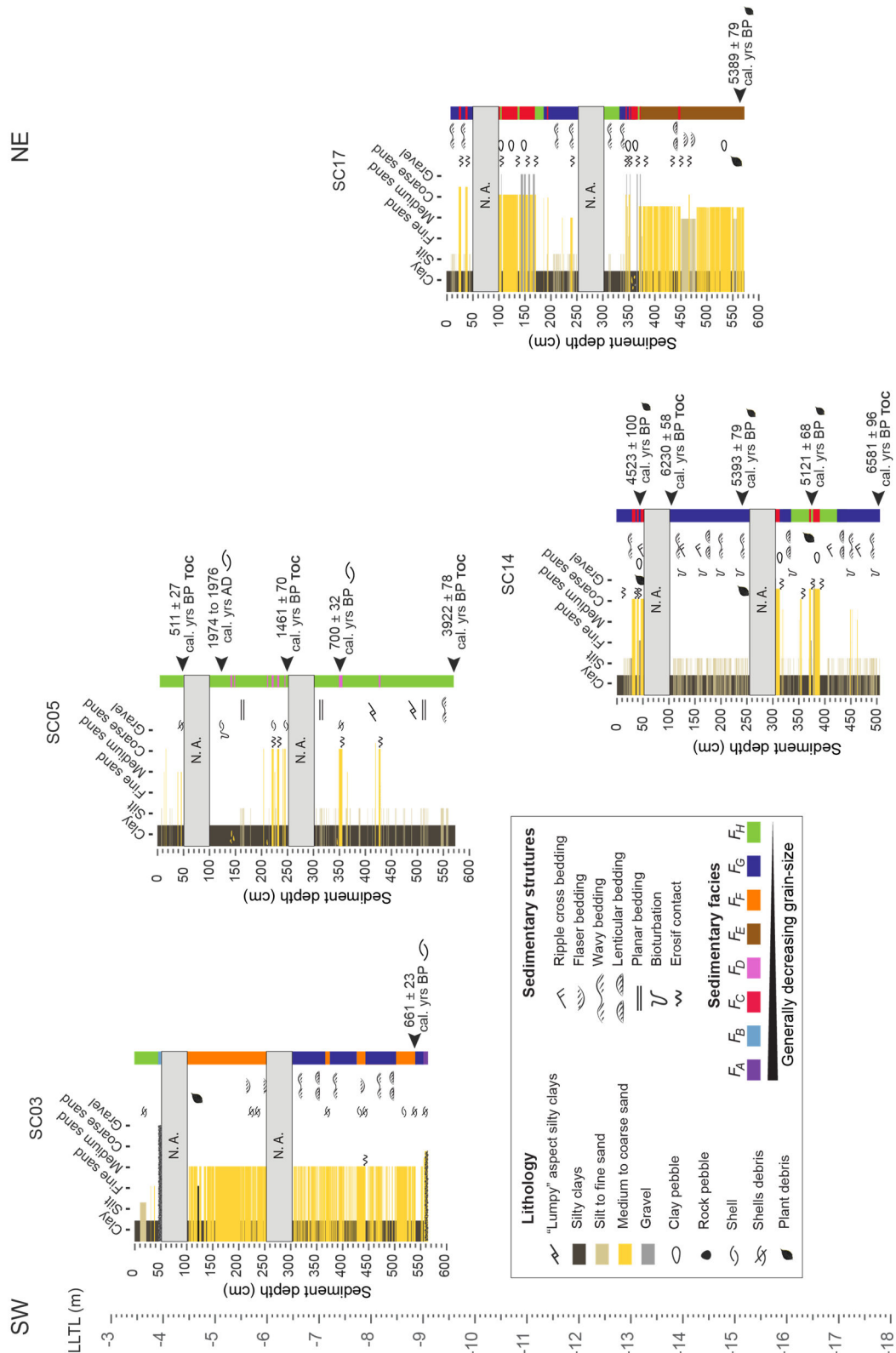


Figure III-5: Sediment description of the four studied cores, using the eight sedimentary facies presented in Figure III-4 and the same color code. All ages are given in calibrated AMS <sup>14</sup>C dates (cal. yrs BP or AD; see Table III-3). Cores are displayed in the figure according to their elevation relatively to the LLTL: Lowest Low Tide Level (scale on the left). N.A.: Non available core half-sections.

and main branch of the channel network.

Facies G ( $F_G$ ) (Figs. 3; 4A): This facies is observed in 5 to 150cm-thick layers (~ 30% of the studied sediments). It is characterized by an alternation of millimetric to centimetric layers of well-sorted silts to fine sands with clayey interbeds (Figure III-4B). The silty-sand fraction is dominated by angular to subangular quartz grains and micas with some sponge spicules and bivalve shell fragments. The silty and clayey fine layers seem to be organized into doublet or triplet beddings within a typical centimetric to decimetric sedimentary sequence: the silty layers thicken up (0.1 cm to 1 cm) from planar-, to lenticular-, then wavy-, and finally flaser-bedding and then decreases in thickness progressively. Large parts of the sequences are truncated by frequent erosion surfaces. Bioturbation is common (burrows) (Figure III-4B).

*Interpretation-* Tessier (1993) interpreted these silty-clayey alternations as issued from daily tidal currents, with silts being deposited during the flood or ebb, and clays during the slack stage. This ~10 cm sequence from horizontal to flaser bedding and reversely deposited in a low sedimentation rate environment might indicate a tidal cyclicity at a longer time-scale than neap-spring cycle described by Tessier (1993) (*e.g.*, equinoctial tides, saros cycle).

Facies H ( $F_H$ ) (Figs. 3; 4A; 4B): This facies is observed in 2 to 140 cm-thick layers (~40% of the studied sediments). It is characterized by bluish gray silty clays containing rare millimetric silty to fine sandy laminae (linsen structures). The silty-sand fraction is dominated by micas and plant debris. Parts of this facies that are very rich in organic material present a “lumpy” aspect (See Figure III-3, core SC05-450-500cm). Shells are rare but very often with shell doublets (*Scrobicularia plana*), and are concentrated in some parts in layers of 1 to 2 cm thick. Bioturbation consists of small millimetric burrows, filled with silt. The basal contact is net when the underlying facies is sandy ( $F_B$ ,  $F_C$ , and  $F_D$ ).

*Interpretation-* The dominance of clay deposits and the disappearance of sandy layers (except in the rare linsens) are indicative of lower energy environment than the previous facies, still under tidal influence. The shell layers may result from storm overwash.

## B) Sedimentary columns

Based on the eight sedimentary facies described previously (Figures III-3 and III-4), we propose hereafter a simplified lecture of the sedimentary columns of the four studied cores (Figure III-5) following a stratigraphic order from the deepest to the shallowest core: 1) Core SC14 (-17.8 to -12.7 m LLTL) is generally fine-grained dominated by facies  $F_G$  and  $F_H$ , *i.e.*, tidal facies, except for sections 300-430 cm and 30-50 cm which are coarse-grained dominated by  $F_C$ , *i.e.*, flood deposits. 2) Core SC17 (-15.2 to -9.5 m LLTL) is generally coarse-grained (facies  $F_E$ , *i.e.*, tidal bar facies) in the first half and more fine-grained in the top half ( $F_G$  and  $F_H$ , *i.e.*, intertidal mudflat facies); the latter being interrupted by several coarse deposits (Facies  $F_C$ , *i.e.*, flood deposits). 3) Core SC05 (-9.6 to -3.9 m LLTL) is mostly fine-grained with a dominance of facies  $F_H$ , *i.e.*, tidal facies, occasionally interrupted by thin coarse-grained layers corresponding to  $F_D$ , *i.e.*, storm washovers. 4) Core SC03 (-9.1 to -3.4 m LLTL) is mostly composed of medium sands within the facies  $F_G$  and  $F_F$ , *i.e.*, low tidal flat and secondary drainage facies. The base of core SC03 is characterized by the pebbly facies  $F_A$ , *i.e.*, substratum weathering facies.

### 1.4.3 Benthic foraminiferal content of core SC05

Foraminiferal analyses were conducted only on core SC05 because of the overall fine-grained sedimentation. The number of sorted specimens in each sediment layer varies from 0 to 321 (Figure III-6; Appendix III-1). The most dominant benthic foraminiferal species are: *Ammonia tepida* (14.9 % on average including all samples), *Lobatula lobatula* (14.4 %), *Haynesina germanica* (12.5 %), *Criboelphidium excavatum* (11.8 %), *Planorbulina mediterranensis* (10.0 %), and *Elphidium excavatum* subsp. *Clavatum* (7.3 %) (Figure III-6; Plate III-1). Other species are present with > 5% in at least one sample: the miliolids (*Adelosina* sp., *Edentostomina* sp., *Quinqueloculina* spp. and *Miliolinella subrotunda*) (3.2 %), *Elphidium williamsoni* (2.7 %), *Ammonia parkinsoniana* (2.7 %), *Ammonia beccarii* (2.4 %), *Lagena* spp. (2.1 %), *Asterigerinata mamilla* (2.0 %), *Elphidium aculeatum* (1.2%), *Elphidium decipiens* (1.2%),

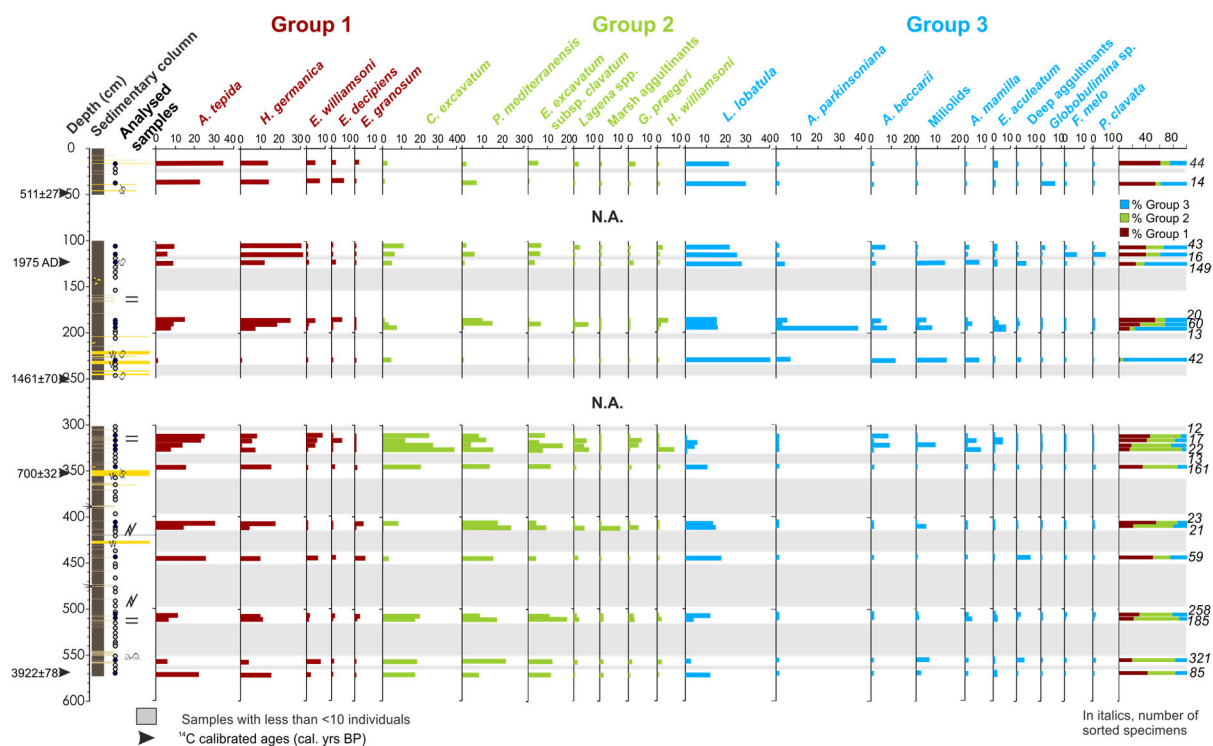


Figure III-6: Relative abundances of the main (> 5%) species of benthic foraminifera in core SC05 grouped following the three PCA groups presented in Figure III-7. The stratigraphic column (<sup>14</sup>C dates in cal. yrs BP or AD) is drawn on the left part of the figure. The small empty circles placed near the log indicate the location of counted foraminiferal samples. Gray bars indicate samples with less than 10 counted individuals. These samples were discarded from the calculation of foraminiferal relative abundances. N.A.: Non available core half-sections.

the deep-water agglutinants (*Textularia* spp. and *Remaneica plicata*) (1.1 %), *Gavelinopsis praegeri* (1.1%), *Homalohedra williamsoni* (1.0 %), *Elphidium granosum* (0.7 %), the marsh agglutinants (*Ammoglobigerina globigeriniformis*, *Trochammina inflata* and *Jadammina macrescens*) (0.7 %), *Favulina melo* (0.4 %), *Procerolagena clavata* (0.4%), and *Globobulimina* sp. (0.1 %) (Figure III-6; Plate III-1; Appendices III-1 and III-2).

A Principal Component Analysis (PCA) was performed on the basis of the percentage data of all taxa occurring with more than 5% in at least one sample. The results of this PCA are presented in Figure III-7. Axes 1 and 2 account respectively for 37.09% and 20.92%, and together they explain 58% of the total variance of the dataset. The PCA separates the faunal assemblages into three main species groups with rather similar ecological requirements (Figure III-7):

Group 1 (G1) is mainly dominated by *A. tepida* and *H. germanica*. The other subsidiary species *E. decipiens*, *E.*

*granosum*, and *E. williamsoni* do not have a significant weight.

*Interpretation-* *Ammonia tepida* and *H. germanica* live, at present, in the intertidal mudflats and the upper subtidal fine-grained domains of the lower inner estuary (e.g., The Méan mudflat located very closely to SC05) (Thibault de Chanvalon *et al.*, 2015; Mojtahid *et al.*, 2016).

Group 2 (G2) is mainly dominated by *C. excavatum*, *E. excavatum* subsp. *clavatum* and *P. mediterranensis*. The other subsidiary species *G. praegeri*, *Lagena* spp., *H. williamsoni*, and marsh agglutinants do not have a significant weight.

*Interpretation-* *Criboelphidium excavatum* and *E. excavatum* subsp. *clavatum* inhabit the sandy subtidal sediments of the lower inner and outer Loire estuary (Mojtahid *et al.*, 2016). By being associated with *P. mediterranensis*, a stenohaline epifaunal species (Murray, 2006), Group G2 rather indicates the external limit of the outer estuary, i.e., the river mouth.

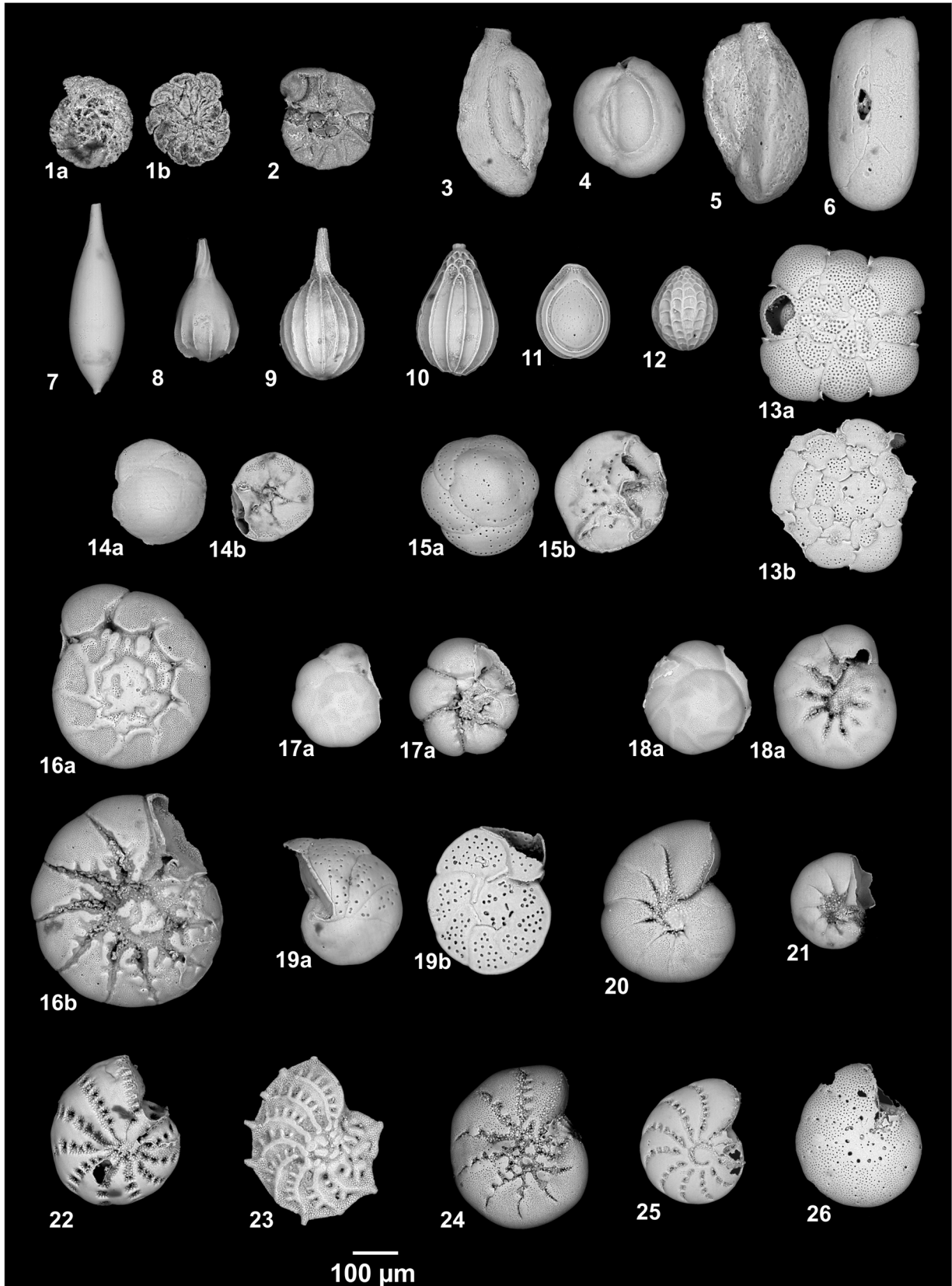


Plate III-1: SEM photographs of most foraminiferal species found downcore SC05. All lettering numbers "a" are spiral sides and all "b" are umbilical sides. 1. Remaneica plicata (Terquem, 1876); 2. Jadammina macrescens (Brady, 1870); 3. Adelosina sp.; 4. Miliolinella subrotunda (Montagu, 1803); 5. Edentostomina sp.; 6. Quinqueloculina lata (Terquem, 1876); 7. Procerolagena clavata (d'Orbigny, 1846); 8. Lagena perlucida (Montagu, 1803); 9. Lagena sulcata (Walker and Jacob, 1798); 10. Homalohedra williamsoni (Alcock, 1865); 11. Fissurina orbignyana (Seguenza, 1862); 12. Favulina melo (d'Orbigny, 1826); 13. Palorbulina mediterraneensis (d'Orbigny, 1826); 14. Gavelinopsis praegeri (Heron Allen and Earland, 1913); 15. Asterigerinata mamilla (Williamson, 1858); 16. Ammonia beccarii (Linnaeus, 1758); 17. Ammonia tepida (Cushman, 1926); 18. Ammonia parkinsoniana (d'Orbigny, 1839); 19. Lobatula lobatula (Walker and Jacob, 1798); 20. Haynesina germanica (Ehrenberg, 1840); 21. Haynesina depressula (Walker and Jacob, 1798); 22. Elphidium williamsoni (Haynes, 1973); 23. Elphidium aculeatum (d'Orbigny, 1846); 24. Cribroelphidium excavatum (Terquem, 1876); 25. Elphidium excavatum subsp. clavatum (Cushman, 1930); 26. Elphidium decipiens (Costa, 1856).

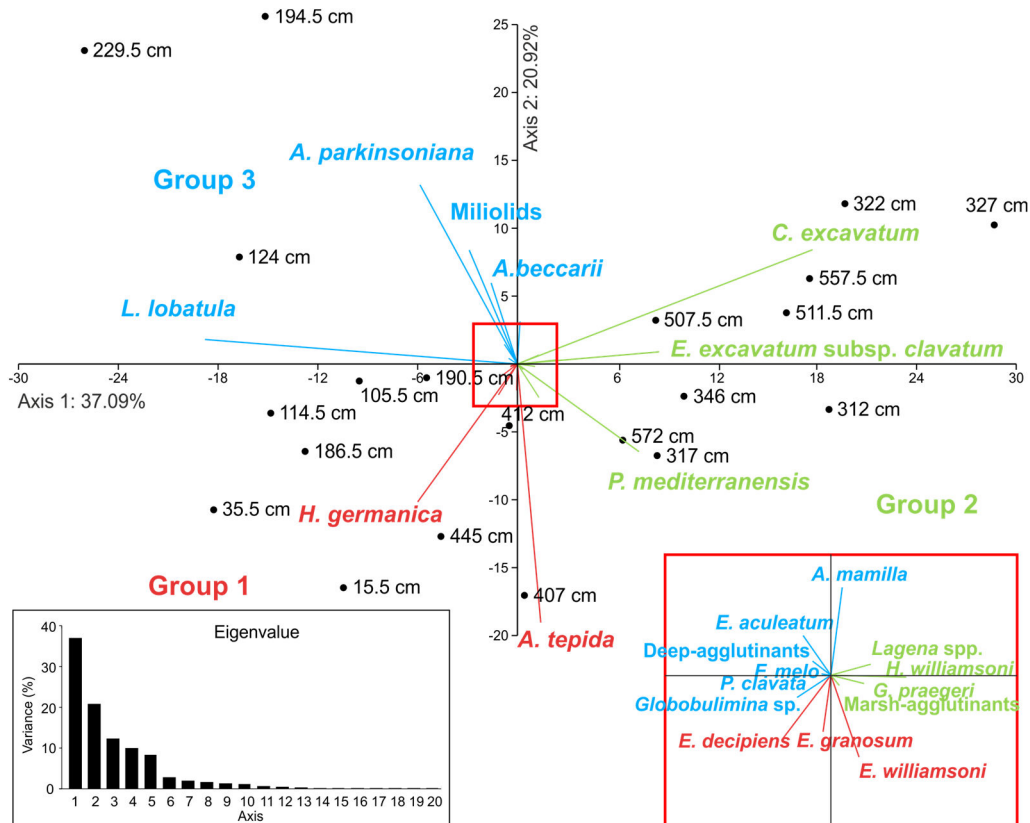


Figure III-7: Principal Component Analysis (PCA): Projection on the first two axes of the PCA of the % of the main (>5%) living benthic foraminiferal species. The samples depths in core SC05 are represented by black dots. A zoom on the low contributors to PCA axes is presented in the red rectangle.

Group 3 (G3) is mainly dominated by *L. lobatula*, *A. beccarii*, *A. parkinsonian* and miliolids. The other species *A. mammilla*, *E. aculeatum*, *Globobulimina* sp., deep agglutinants, *H. clavatum*, and *F. melo* do not have a significant weight.

*Interpretation-* *Lobatula lobatula*, *A. beccarii*, *A. parkinsoniana*, and miliolids are stenohaline species known to inhabit shallow environments from the upper continental shelf (e.g., Murray, 2006; Camacho *et al.*, 2015).

Group G1 is present all along the record but dominates the upper 50 cm (50-57%) (Figure III-6;

Appendix III-1). Group G2 is dominant (42-77%) between ~573 and 301 cm sediment depth, except at depths 572 cm, 445cm, and 407 cm where group G1 is dominant with 40%, 47% and 52% respectively. The highest densities are found in this section. Between ~251 and 100 cm sediment depths, Group G3 is generally dominant (30-83%). All species forming group G3 do not vary in the same way. For instance, *Lobatula lobatula* (40%) is highly dominant at 229.5 cm sediment depth (at this depth, G1 is totally absent), whereas *Ammonia parkinsoniana* dominates at 194.5 cm depth (Only *C. excavatum* from G2 is present with > 5%). Group

G3 accounts for 23-36 % in the upper 50 cm of core SC05 (Figure III-6; Appendix III-1).

## 1.5. Discussion

### 1.5.1 Limitations of the study

#### A) Radiocarbon dating

In estuaries, radiocarbon dating of sediments is difficult because of multiple factors linked mostly to estuarine hydrodynamics (Colman *et al.*, 2002; Loughheed *et al.*, 2013). In our case study, inversions and inaccuracies in  $^{14}\text{C}$  dates can be explained by:

a- The discontinuous sedimentary patterns characterized by the presence of erosive surfaces, hiatuses, high sedimentation rates, reworking and transport processes. This pattern is characteristic of every estuarine system (*e.g.*, Colman *et al.*, 2002; Angulo *et al.*, 2008). This can explain partly the observed  $^{14}\text{C}$  dating inversions, either between samples from different nature or within samples from the same nature (Table III-3; Figure III-5).

b- The scarcity of adequate and continuous dating material (*e.g.*, foraminiferal shells), left us with no choice but to date material of different nature. The dating of diverse samples includes, in our study, heterogeneous terrestrial remains (plant debris), estuarine mollusk shells (*Scrobicularia plana*) and bulk organic carbon in mud (complex mixture of terrestrial (*e.g.*, shoreline erosion sediment, riverborn suspended sediment) and marine remains (*e.g.*, organic matter produced by microphytobenthos) (Table III-3). In our samples, most inversions are related to older ages from plant debris and bulk organic carbon compared with the younger ages from bivalve shells (Figure III-5). This feature is commonly found in most estuarine sediments dated on samples from different nature (*e.g.*, Angulo *et al.*, 2008; de Souza *et al.*, 2012) and is explained by the fact that plant debris and organic matter, as the abraded wooden fragments, are most likely transported and that the terrestrial organisms' times of death were older than the times of deposition. Since most plant debris are found in core SC14 (containing the oldest sediments), plant remains could have been transported from the near

continent to the study area when the sea level rise was slowing down and where the riverine influence starting to increase around ~5.0-4.0 kyrs BP as described by Ters *et al.* (1968), Visset and Barbaroux (1972) and Visset (1973) (see section 2: study area). On the other hand, potential problems for  $^{14}\text{C}$  dating on molluscs include transportation and redeposition, burrowing, and reservoir effects from the water in which the shells formed. For example, the bivalve *Scrobicularia plana* (analysed in core SC05) is an endobenthic deposit-feeder digging burrows of 10 to 20 cm deep (Bouchet *et al.* 2009, Soares and Sobral 2009), which means that it can record ages younger than the sediment layer where it is found. In general, biogenic carbonates (in our case, mollusks) appear to provide the most reliable material for  $^{14}\text{C}$  dating except from transport and reworking effects. In cores SC05 and SC03, the dated bivalves at 351 cm and 538 cm respectively, were found in a coarse sandy matrix (See HD photos in supplementary material) probably indicating transportation and reworking. Unfortunately, the presence of these fossilizing organisms was scarce in our samples which led us to use other "less" reliable material such as plant debris and bulk organic carbon to date our sediments. Following Angulo *et al.* (2008), the  $^{14}\text{C}$  ages provided by plant debris with long transport can be of hundreds to thousands of years older than depositional time.

For those reasons, we decided not to present an age model for this study and only use the obtained  $^{14}\text{C}$  dates to give a general chronological framework for our sedimentary archives. This also invited us to be very precautionous that our interpretations (see paragraph 5.2.) do not exceed this temporal limitation and remain correct with a possible time error of a thousand years (especially for TOC and plant debris). Also we chose not to correct our ages for an eventual reservoir effect. In estuaries, the error in reservoir effect estimation can be of great importance. For instance, the inorganic carbon in waters used by calcifying organisms may be contaminated by ancient carbon issued from the dissolution of carbonate or crystalline rocks (*e.g.*, Colman *et al.*, 1990; Rea and Colman, 1995; Philippsen, 2013).



Keeping in mind all the factors that may bias  $^{14}\text{C}$  ages in our samples, it is interesting to note that when comparing  $^{14}\text{C}$  ages obtained from material of the same nature, the chronological suite is generally well respected (Table III-3; Figure III-5). The only exception can be found in the similar  $^{14}\text{C}$ -plant debris ages found in two different layers from core SC14 (241.5 cm and 374 cm; Table III-2) indicating perhaps a very high sedimentation rate at the time. Therefore, the four sedimentary cores cover a maximum period of  $\sim 6.5$  cal. kyrs BP, with core SC14 recording a period between  $\sim 6.5$  and  $\sim 4.2$  cal. kyrs BP, core SC17 a period between  $\sim 5.4$  and  $\sim 4.0$  cal. kyrs BP, core SC05 a period between  $\sim 4.0$  cal. kyrs BP and the present day, and SC03 a period between  $\sim 0.7$  cal. kyrs BP and the present day.

#### B) Benthic foraminiferal analyses

With values ranging between 0 and 321 sorted specimens, benthic foraminiferal densities found downcore SC05 are low compared to what is found in similar estuarine sedimentary archives (*e.g.*, Ghosh *et al.*, 2009; Melis and Covelli, 2013; Moreno *et al.*, 2014). Two main factors may explain the scarce presence of benthic foraminifera in our sediments:

- Core SC05 is characterized by an overall fine homogeneous sedimentation (Figure III-5) indicating a calm depositional environment rich in organic matter. This is inferred from the generally dark color indicative of reducing conditions during deposition (see HD photos; supplementary material). An important input of organic material usually results in intense microbial activity for its recycling, and hence a high consumption of dissolved oxygen in the water column (Talke *et al.*, 2009). For many foraminiferal species, there is an optimum range of organic inputs and oxygen content in which they reproduce, are competitive, and attain their maximum abundance (Altenbach *et al.*, 1999; Gooday *et al.*, 2000; Jorissen *et al.*, 2007; Cauille *et al.*, 2014). Although some species of benthic foraminifera are able to survive complete anoxia (Piña-Ochoa *et al.*, 2010), it appears that oxygen becomes a limiting factor for foraminiferal survival below  $45 \mu\text{M}$  (*e.g.*, Sen Gupta and Machain-Castillo, 1993; Gooday, 1994; Jorissen *et al.*, 1995). However, several of the common species (*e.g.*,

*Ammonia tepida*, *Haynesina germanica*) found in core SC05 survive dysoxia/anoxia (Moodley and Hess, 1992; Thibault de Chanvalon *et al.*, 2015; Mojtahid *et al.*, 2016). It is therefore unlikely that depleted oxygen concentrations are responsible for the scarce presence of foraminifera in our samples.

- It is more probable that our paleoecological record suffered from taphonomic processes. In macrotidal environments (*e.g.*, the Loire estuary), transport due to tidal action in addition to that caused by waves and wave-induced currents can be significant processes in introducing allochthonous species (Murray and Hawkins, 1976; Brasier, 1981; Murray and Alve, 1999; Wang, and Chappell, 2001). This is manifested in our samples through: 1) the presence of allochthonous stenohaline species (*e.g.*, *L. lobatula*, *P. mediterraneensis*, *G. praegeri*) (Figure III-6), although this presence in the oldest samples may also mean a different paleoenvironment, and 2) through etching and break of test walls (Plate 1). The latter can also be the signs of decalcification due to dissolution of calcareous tests. On the other hand, it has commonly been observed that calcareous foraminifera are poorly preserved in marsh sediments (*e.g.*, De Rijk and Troelstra, 1999; Murray and Alve, 1999). Carbonate dissolution is common in marsh and mudflat settings throughout the world and may be caused by corrosive bottom or pore waters as resulting from the metabolization of organic matter (Reaves, 1986). Even in subtidal sediments, severe dissolution of calcareous foraminifera has been reported where the irrigated burrows and tubes of the macrofauna prevented the build-up of carbonate alkalinity (Green *et al.*, 1993). In the probability of a transport, tests of allochthonous species must have been brought to the study site in suspension, and/or attached to marine algae since sediments of core SC05 are homogeneous and fine-grained (Wang and Chappell, 2001).

Even if our paleoecological record must have suffered from relatively important taphonomic loss, a rather logical ecological pattern stands out from the foraminiferal succession through time (Figure III-7; see paragraph 5.2).

### 1.5.2 Reconstruction of the inner Loire estuarine environment from mid-to late-Holocene

River discharge, tidal processes and oceanic swell or wind wave incursions are the main hydrodynamic factors that control sediment distribution and shape (*e.g.*, channel network patterns and shifts, sand banks, river bank accretions) of estuaries (Boyd *et al.*, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992, Schröder-Adams, 2006; Traini *et al.*, 2013). On a long time scale, these estuarine characteristics are controlled by sea level variations and are mainly influenced by the regional climate regime. Anthropogenic factors affect only the most recent deposits. Following our sedimentary and microfaunal analyses, the four studied cores were positioned within their approximate chronostratigraphic frameworks (chap 5.1) and will be interpreted in the following in terms of paleogeography (Figure III-8). The superposition of the different facies follows a rather logical sedimentary succession (Figure III-5). This sedimentary succession has been formed during three main phases, from the mid-Holocene to the present:

A- The period from ~6.0 kyrs to 2.5 kyrs is recorded in cores SC14 and SC17 and the lower part of core SC05 (Figure III-5). In core SC14, sediments posterior to ~4.0 kyrs are lacking (Figure III-5) because the core is located within the present navigation channel that was dug at the beginning of the 20<sup>th</sup> century and was regularly dredged since then (Mougani, 1982; Mignot, 1993; <http://www.nantes.port.fr/>). Since the top core of SC17 is not dated, and since this area was also dredged to enlarge the channel (Mougani, 1982; Mignot, 1993; <http://www.nantes.port.fr/>), the most recent sediments are also most likely lacking. We can estimate the age of the SC17 top core at about 4.0 kyrs BP by corresponding the upper coarse-grained sediments of core SC17 to the upper coarse-grained sediments of core SC14 (Figure III-5). This age is coherent with the bottom of core SC05, dated at ~3.9 kyrs BP and present at the same elevation (LLTL) (Figure III-5). To better visualize the landscape during the ~6.0 - 2.5 kyrs time period, we used the outer limits of the Holocene alluvium fluviomarine deposits from Paimboeuf and Saint-Nazaire geological maps (1/50000; BRGM<sup>10</sup>) as indicative of the maximum

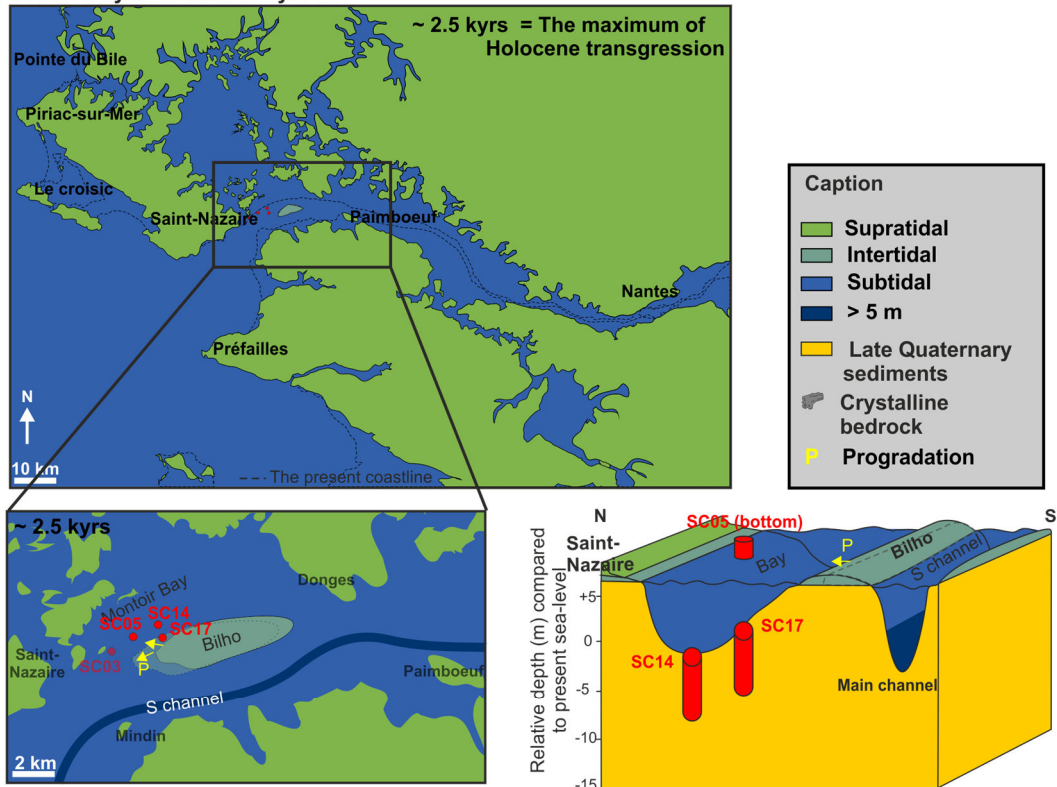
flooding surface (Figure III-8A). Hereafter, we discuss this vertical succession chronologically and as related to natural forcing factors:

The time period from ~6.0 to 2.5 kyrs BP corresponds to a period of slowing down of sea-level rise until attaining a maximum around 2.5 kyrs (Ters *et al.*, 1968; Goslin *et al.*, 2015) (= the maximum of the Flandrian transgression; Ottman *et al.*, 1968 and Ters *et al.*, 1968). At the time, the landscape was probably similar than that shown in figure III-8A for the maximum of the Flandrian transgression. During the maximum flooding, the Brivet River and Montoir Bay were not part of the general landscape (Figure III-8A). Instead, a large brackish bay extended over and around the study area with two connections to the sea: a main entrance located at the present river mouth and a secondary outlet between Piriac-sur-Mer and Pointe du Bile (Figure III-8A). The Holocene infilling of this large brackish bay (between the study area and Piriac-sur-Mer) was estimated at about 15-25 m thick (<http://infoterre.brgm.fr>).

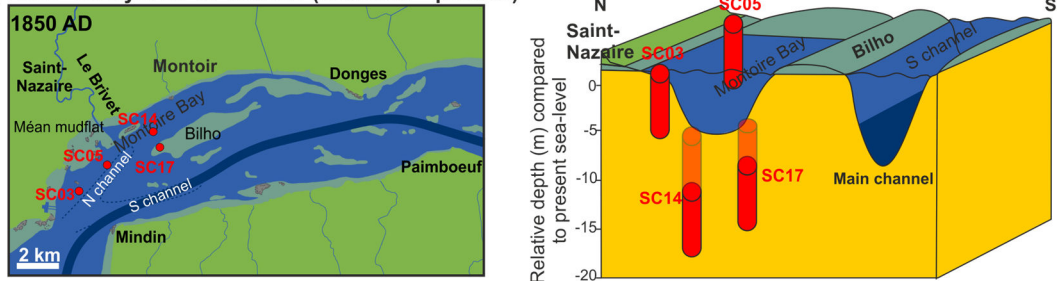
The presence of fine-grained tidal rhythmites ( $F_G$  and  $F_H$ ) in core SC14 (which is located at present in the main channel) indicates calm hydrodynamic conditions. This deposit was possible in the southern part of the large brackish bay isolated from the main water flow axis by the Bilho bank (Figure III-8A). The main natural channel for riverine flow might have been located along the southern part of the estuary as it is shown on the 1693 AD map (Figure III-8A). Therefore, core SC14 records the infilling of a calm lateral bay in the drowned Loire valley with some riverine flood events (as indicated by the intermittent presence of  $F_C$ ) from ~6.5 to 4.2 kyrs BP.

From ~5.4 to ~4.0 kyrs, sediments of core SC17 (which is situated on the northern flank of the modern Bilho sandbank; Figure III-1) indicate a more dynamic environment than at core SC14 site (Figure III-5). The facies succession, from generally coarse-grained cross-bedded sands to neap-spring sequences, is typical of a tidal bar accretion followed by a period of stabilization as an intertidal mudflat (Figures III-5 and III-8A). Core SC17 records a tidal environment linked to the main channel activity with periods of sand bank progradation resulting from high riverine sediment supply (Figure

**A From ~6 kyrs BP and 2.5 kyrs BP**



**B From ~2.5 kyrs BP to 1850 AD (Sea-level = present)**



**C From 1850 AD to the present**

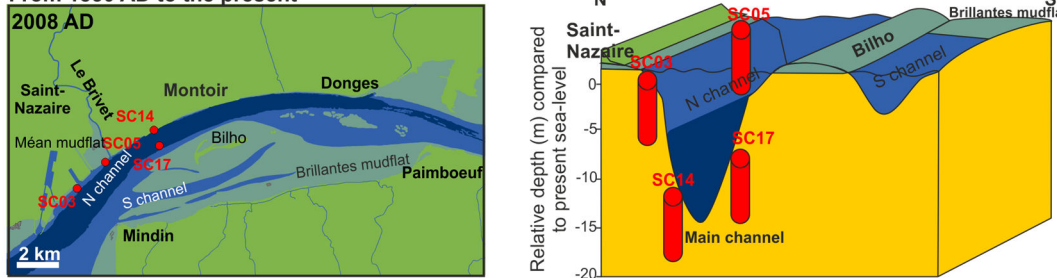


Figure III-8: Paleogeographical evolution of the study area from ~6 kyrs to present. Left panels show paleogeographic maps on which the present day position of the four studied cores is indicated. Right panels propose 3D block-diagrams presenting the hypothetical paleogeographical reconstruction of our sedimentary archives. A) The reconstruction of the coastline during the ~6-2.5 kyrs time period (maximum flooding due to the Holocene transgression) is based on the Holocene alluvium fluviomarine deposits drawn in Paimboeuf and Saint-Nazaire geological maps (1/50000; BRGM<sup>®</sup>). B) The 1850 AD historical map represents the pre-industrial period. C) The 2008 AD map shows the modern morphology impacted by human management.

III-8A). The presence of several thick flood deposits (also present in core SC14) further indicates the prevalence of humid conditions. Delaine *et al.* (2014), who studied the Loire valley infilling near Nantes during the Holocene, report a period from ~5.8 to 2.1 kyrs BP of high erosion regime and/or intense reworking denoting high hydrodynamics of the Loire River. Further upstream (near Orléans), Castanet *et al.* (2008) (referenced in Arnaud-Fassetta *et al.*, 2010) highlighted two Holocene episodes of increased fluvial activity (high frequency and or magnitude of floods) between 6.8 and 3.5 kyrs BP.

B- The period from 2.5 kyrs BP to 1850 AD is recorded in cores SC05 and SC03 (Figure III-5). Since the Saint-Nazaire harbor, representing the first major human intervention affecting our study area, was created in the middle of the 19<sup>th</sup> century (Decours, 2006), we consider that the 1850 AD map (the oldest georeferenced historical map available; Figure III-2) illustrates the natural landscape of the study area before any heavy human intervention (Figure 8B). When comparing the 1693 AD (non georeferenced) and the 1850 AD maps, a relative stability of the landscape could be stated for at least 150 yrs (Figure III-2). At ~2.5 kyrs BP (the maximum of the Flandrian transgression), the sea-level stabilized at approximately its present value, and the French Atlantic coastline was similar to that of today (Ters, 1973). Since the complete infilling of the large drowned valley after the stabilization of sea level, we suppose that the landscape of our study area was similar to that shown in the 1693 and 1850 AD maps. Therefore, the stabilization of sea-level resulted in 1) the progressive infilling of the pre-existing bay between the study area and the Piriac-sur-Mer – Pointe du Bile channel, 2) the channelization of the Loire estuary between Nantes and Saint-Nazaire, and the downstream migration of the river mouth, 3) the formation of the Montoir Bay between the two bottlenecks (Saint-Nazaire-Mindin and Donges-Paimboeuf), nearly closed to the east by the Bilho bank and its extension, and 4) the establishment of the Brivet River and the Méan mudflat in its mouth.

Both cores SC05 and SC03 have a similar bathymetrical range and a similar location on the edge of the present northern river-side near the navigation

channel (Figure III-1). However, the different facies successions illustrate different sedimentary dynamics (Figure III-5):

Core SC05 records a generally homogenous sedimentation of silty muds rich in organic matter (Facies  $F_H$ ; Figure III-4) with few short intervals of storm deposits rich in shell fragments (Facies  $F_D$ ; Figure III-4). This sedimentation indicates a calm depositional environment controlled by tidal dynamics with occasional marine incursions during storm events. The natural presence of the Montoir Bay and the Bilho bank in the north indicates that the main water flow followed the southern channel (Figure III-8B). This configuration explains the homogeneous and fine nature of the sediments composing core SC05, present at the time in a sheltered location within the Montoir Bay with regards to the main flow channel. However, within this overall continuous and homogenous fined-grained sedimentation, foraminiferal assemblages show significant changes and describe three main periods (Figure III-6): a) from approximately 4.0 to 2.0 kyrs BP (taking into account only TOC  $^{14}C$  ages, the more dominant and continuous dating material), the dominance of the species Group G2 primarily composed of *C. excavatum* and *P. mediterraneis* (typical of outer estuarine habitats) might indicate that the river mouth was situated at the time near our core location, which corresponds quite well to the paleogeographical configuration during the maximum of the Flandrian transgression attained around 2.5 kyrs BP (Figure III-8A); b) around 2.0 kyrs BP, species Group G3 composed of stenohaline species typical of shallow marine environments (*L. lobatula*, *A. beccarii*, *A. parkinsoniana*, and miliolids) increased in relative abundances. This indicates a transport from the adjacent upper Atlantic continental shelf. During this period, stabilization of sea-level led to the progressive sedimentary infilling of the large brackish bay that occupied our study area. The progressive shaping of the Loire estuary to its pre-industrial state (Figure III-8B) might have resulted in the channelization of the main entering currents and the resulting dynamics (amplification of tidal waves, easier incursion of storm waves). This probably intensified the transport in suspension and/or attached to marine algae

of the allochthonous species of Group G3 to the study area. c) Around 0.5 kyrs BP, the dominance of the autochthonous species of Group G1 (composed of the inner estuarine species *A. tepida*, and *H. germanica*) typical of the present day mudflat habitats (Mojtahid *et al.*, 2016) might indicate the buildup of the Méan mudflat and the stabilization of the environment to its present day configuration.

On the other hand, core SC03 which is mostly formed by well sorted medium sands rich in quartz and millimetric shell debris (Facies  $F_F$  and  $F_G$ ; Figure III-5) (especially below 50 cm; the upper 50 cm is more fine-grained - Facies  $F_H$ ), is indicative of a dominance of marine influence from waves and tidal currents. Core SC03, unlike SC05, records the transition between marine and estuarine environments by being directly exposed to the main tide circulation and probably storm wave entrance into the inner estuary.

C- Since 1850 AD, the study area was completely reshaped by human activities (the buildup of Saint-Nazaire shipyard, the polderization of the Montoir Bay and the digging of the northern navigation channel). The northern channel was dug and further deepened and enlarged with time for the need of navigation. The Saint-Nazaire harbor was built up, and the Montoir Bay was polderized using the dredged sediments to extend the harbor. The southern channel was progressively abandoned by the main water flow in favor of the newly dug northern channel, causing the southern shift of the Bilho sandbank and the progressive filling of the southern channel (Figs. 1, 8C). However, because of our dating uncertainties, we are not entirely sure if this period is recorded and if so, where does it start in our sedimentary records. The only evidence of an eventual anthropogenic impact in the sedimentary record is the presence in the upper 50 cm of core SC03 of a polygenic and very poorly sorted pebble layer (Facies  $F_B$ , Figs. 4, 5). Indeed this 5 cm-thick layer appears to be an allochthonous body drastically interrupting silty-clay deposits in a tidal environment (Figure III-5). The pebbles are commonly used for various constructions. We can imagine the use of such pebbles for the construction of dikes supporting the polders (Figure III-1C). Core SC03 is located very closely to this polderized

area whereas core SC05 is very close to the Méan mudflat which was spared from this polderization (Figure III-1C). Because of this construction, core SC03 is now probably more sheltered from the direct marine influence leading to calmer hydrodynamics and therefore to finer sedimentation than during the pre-industrial period. Part of these fine sediments is certainly issued from the resuspension of fine particles during the dredging.

## 1.6. Conclusions

Our analytical approach permitted to reconstruct the infilling of the inner Loire estuary over the past ~6 kyrs. By tracking both marine (*e.g.*, tide, storm waves) and fluvial dynamics (*e.g.*, floods), our paleorecords allowed us to connect the upstream Holocene Loire hydrological changes described in Arnaud-Fassetta *et al.* (2010) and Delaine *et al.* (2014) to the Holocene sediment deposits downstream off the Loire River mouth emphasized by Proust *et al.* (2010). The whole dynamics was linked to sea-level variations and to the regional climate regime. Three main periods stand out from our sedimentary records and are summarized in Figure III-8:

- From ~6.0 to ~2.5 kyrs BP, when sea-level rise slowed down, a large brackish bay extended over and around the study area. The fine-grained tidal rhythmites recorded north of the Bilho bank indicated a calm depositional environment, protected from the main riverine influence. From ~5.4 to ~4.0 kyrs BP, the presence of thick flood deposits near the Bilho bank further indicated the dominance of humid conditions.

- From ~2.5 kyrs BP to ~1850 AD (pre-industrial state), sea-level stabilized at its present value, and the pre-existing bay was progressively infilled. Near the present day Méan mudflat, the generally homogenous fine-grained sedimentation indicated a sheltered environment. We suppose therefore that the main water flow channel was located south of the Bilho bank. Foraminifera responded to the progressive infilling of the valley by changing assemblages: typical outer estuarine species were dominant at the start of this period. These were progressively replaced by transported species from the adjacent upper

continental shelf indicating the channelization of the main entering marine currents. Finally, the dominance of inner estuarine species in the last ~0.5 kyrs indicated the stabilization of the environment to, at least, its pre-industrial state configuration.

- Since 1850 AD, human impact progressively modified the general landscape of our study area with the construction of the Saint-Nazaire shipyard, the digging of the northern navigation channel and the polderization of the northern Bay. The southern channel was progressively abandoned by the main water flow in favor of the newly dug northern channel, causing the southern migration of the Bilho sandbank and the progressive filling of the southern channel. However, because of our dating uncertainties, we are not entirely sure if this period is recorded in our archives. The only evidence of a probable anthropogenic impact is the presence in one of our cores of an autochthonous polygenic pebble layer drastically interrupting silty-clay deposits on an upper tidal mudflat. We hypothesized that these pebbles were used for the construction, in the middle of the 19<sup>th</sup> century, of dikes supporting the polders near Saint-Nazaire shipyard.

## Glossary

<sup>1</sup> IGN (Institut Géographique National): French National Geographic Institute.

<sup>2</sup> UDEM2008: Unified Digital Elevation Model of the Loire estuary issued from compilation of Lidar and bathymetric data.

<sup>3</sup> GIP Loire Estuaire (Groupement d'Intérêt Public Loire Estuaire): A Group of Public Interest having a similar mission as an environmental observatory. Its role is to structure the existing data on the Loire estuarine ecosystem, the acquisition of new data and the regular publication and diffusion of scientific reviews. <http://www.loire-estuaire.org>.

<sup>4</sup> GPMNSN (Grand Port Maritime de Nantes Saint-Nazaire): Nantes-Saint-Nazaire seaport.

<sup>5</sup> SEMHABEL (Suivi Environnemental des Micro-Habitats Benthiques de l'Estuaire de la Loire = Environmental Monitoring of Benthic foraminiferal Habitats of the Loire Estuary): A scientific project

financed by the FEDER (European Regional Development Fund) through the support of the Masterplan Plan Loire Grandeur Nature from 2012 to 2013 (project leader: Meryem Mojtafid). The main objective of this project was to analyze for the first time the spatial distribution of benthic foraminifera in the Loire estuary together with the study of morpho-sedimentological and geochemical characteristics of their habitats.

<sup>6</sup> RS2E (Réseau de Suivi et de Surveillance Environnemental = Environmental monitoring network): This Project is led by OSUNA (The Pays de la Loire Observatory of Earth Sciences) (project leader: Patrick Launeau) from 2012 to 2015. The aim of this project is to set up a routine monitoring of key environmental parameters for the establishment of a long term updated inventory following three axes: a) the protection of the marine coast and the Loire riverbanks, b) the biogeochemical functioning of the Loire estuarine mudflats, and c) the pollution of the watershed near the Loire estuary. <http://www.osuna.univ-nantes.fr>.

<sup>7</sup> CM96 (Côte Marine 96): French marine altitudinal reference. The zero elevation corresponds to the lowest low tide level (LLTL).

<sup>8</sup> IFREMER (Institut Français de Recherche et d'Exploitation de la Mer): French Research Institute for the Exploitation of the Sea.

<sup>9</sup> BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières): French Office of Mining and Geological Research.

## Acknowledgments

This study makes part of a 3-years PhD thesis performed by the first author, and financed by the French Ministry of Higher Education and Research. Additional financial support was provided by the Nantes Saint-Nazaire seaport (GPMNSN<sup>4</sup>) and by the OSUNA (Nantes Atlantic Observatory of Earth Sciences – CNRS-INSU / IN2P3) through the RS2E program (supported by the Region of Pays de la Loire). We would like to thank the Laboratory of sedimentary analysis of IFREMER<sup>9</sup> Brest for giving us access to their analytical platform. The authors also thank the GIP Loire estuary for providing us the UDEM2008<sup>2</sup>.



## **2 Discussion complémentaire à l'article :**

**Mid- to late-Holocene environmental evolution of the Loire estuary as observed from sedimentary characteristics and benthic foraminiferal assemblages (Durand et al., 2016)**



## 2.1. Introduction

Dans l'article (Durand *et al.*, 2016), nous avons fait le choix de discuter la trame chronologique de la reconstruction paléoenvironnementale en se basant seulement sur les âges COT (carbone organique total) car ces derniers sont les plus abondants et le plus continus sur le set de carottes étudiées.

Nous avons voulu compléter la réflexion sur ces données par une comparaison poussée des différents âges obtenus selon la nature des matériaux datés. Ceci, afin de discuter plus précisément de l'organisation stratigraphique des dépôts présents dans les quatre carottes sédimentaires étudiées, des limitations qui affectent notre trame chronologique, et de proposer un scénario paléoenvironnemental alternatif basé sur une trame chronologique différente.

## 2.2. Discussion

Comme le montrent les cartes anciennes, la partie la plus aval de l'estuaire interne de la Loire entre Saint-Nazaire et Montoir n'a été aménagée que dans les années 1920 (Durand *et al.*, 2016 ; Figure III-2). La comparaison de la carte bathymétrique de 1902 aux MNT composites établis par le projet Halioloire (Région Pays de Loire, Maillet, 2012), montre clairement que la zone d'étude a subi de profondes modifications (Figure III-9).

Le site de carottage SC14, actuellement à une profondeur de -12,75 m CM96 au pied des quais du terminal méthanier de Montoir en rive droite du chenal de navigation, se trouvait en 1902 à une profondeur comprise entre -1 et -2 m CM96. Le site de carottage SC17 localisé actuellement en rive gauche du chenal de navigation sur le flanc nord du banc de Bilho à une profondeur de -9,45 m CM96 (niveau des plus basses mers astronomiques), se trouvait en 1902 à l'extrémité ouest du banc, à la limite inférieure de la zone intertidale entre -1 et 0 m CM96 (Figure III-9). Il apparaît donc que l'enregistrement sédimentaire des carottes SC14 et SC17 a été « raboté » de respectivement de ~11 et 9 m (Figure III-9). Ceci explique la date de ~4,5 cal ka BP mesurée au sommet de la carotte SC14 et donc la période relativement

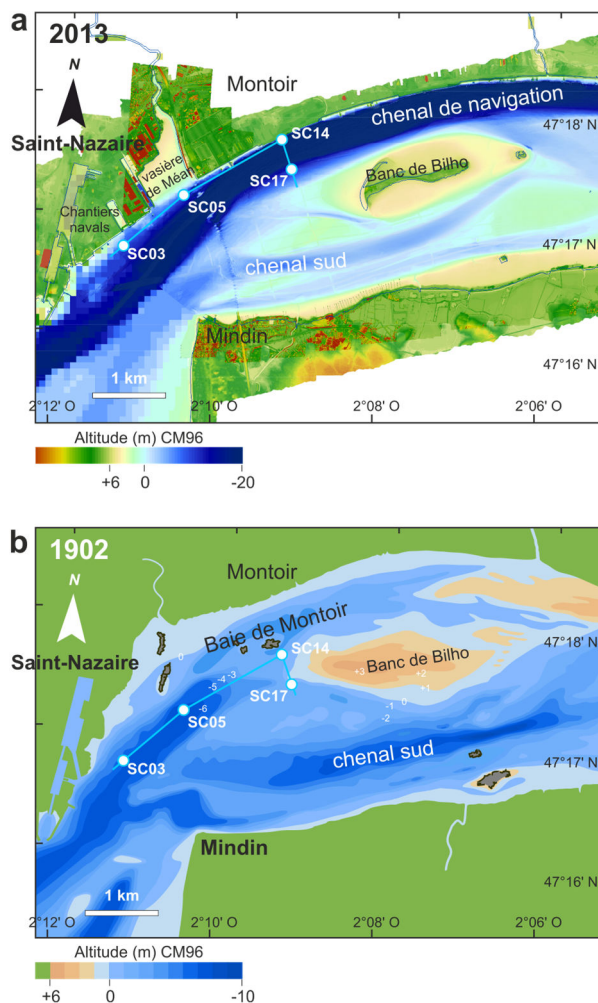


Figure III-9 : (a) Carte morpho-bathymétrique de l'estuaire de la Loire entre Saint-Nazaire et Montoir, issue du MNTUnifié de la Loire (GIP Loire estuaire, 2008) et du MNT Halioloire1 (Maillet, 2012) pour la partie interne, ainsi que des données bathymétriques du GPMNSN (Port de Nantes/Saint-Nazaire) pour la partie externe. (b) Carte bathymétrique simplifiée de l'estuaire de la Loire entre Saint-Nazaire et Montoir, issue de la carte bathymétrique de 1902 (source : GPMNSN). La position des carottes est matérialisée par un rond blanc.

ancienne couverte par ces deux de la carotte SC14 et donc la période relativement ancienne couverte par ces deux carottes. La tentative de corrélation stratigraphique entre les carottes SC14 et SC17 laisse envisager la présence d'une surface d'érosion majeure (Figure III-10). Cette surface pourrait potentiellement correspondre à une surface d'inondation maximale (MFS : Maximum Flooding Surface) ou à une surface de ravinement tidal (TRS : Tidal Ravinement Surface) (Psamentier *et al.*, 1988), qui sont combinées dans certains estuaires où les apports sédimentaires sont

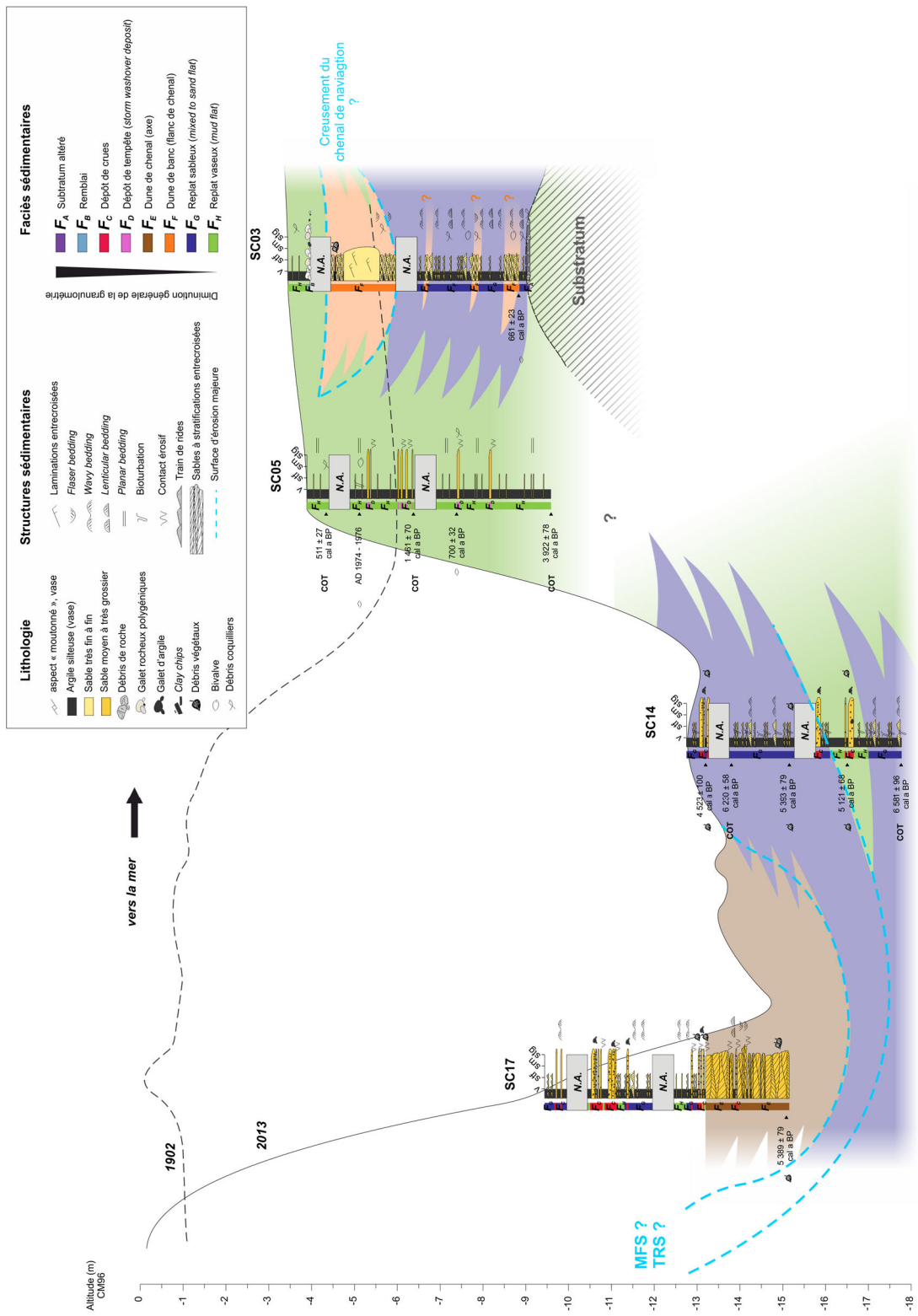


Figure III-10 : Représentation schématique des archives sédimentaires prélevées en rive droite de l'estuaire interne de la Loire et tentative de corrélation stratigraphique selon le transect figuré dans la Figure III-9 (ligne bleue).

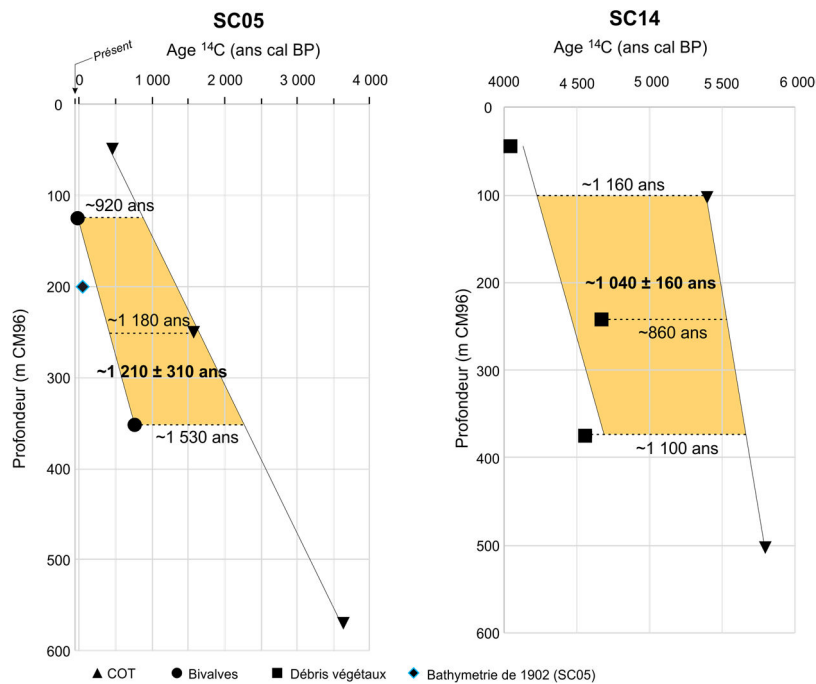


Figure III-11 : Comparaison des âges calibrés (cal a BP) selon la nature des matériaux datés dans les carottes SC05 et SC14.

importants (Tessier *et al.*, 2010a, b), traduisant le fort ralentissement de la remontée du niveau marin à ~5,5 - 5,0 cal ka BP (Goslin *et al.*, 2015).

Les sites de carottage SC03 et SC05, qui se situent actuellement en rive droite sur le rebord du chenal de navigation à des altitudes respectives de -3,45 et -3,90 m CM96, se trouvaient alors dans une dépression à l'entrée de l'estuaire interne à une altitude d'environ -6 m CM96 (Figure III-9). Les dunes tidales qui se mettent en place au-dessus de la MFS repérée dans la carotte SC03 (Figure III-10) pourraient correspondre au fonctionnement du chenal nord creusé au début du XX<sup>ème</sup> siècle.

Le niveau de remblais retrouvé dans cette même carotte à ~50 cm de profondeur (Figure III-10) pourrait correspondre à la période d'anthropisation maximale du système : poldérisation de la baie de Montoir et construction des chantiers navales de Saint-Nazaire (Figure III-9). Par conséquent, cela signifierait que les ~2 m supérieurs des enregistrements des carottes SC03 et SC05 couvriraient la période post-1902 (*i.e.*, les 110 dernières années environ) et seraient à mettre en lien avec la poldérisation de la Baie de Montoir au cours du XX<sup>ème</sup> siècle. Dans ce cas, l'âge de 1974-1976 AD donné

par la datation sur une coquille de bivalves à environ 1 m de profondeur dans la carotte SC05, n'est plus si aberrant. Bien sûr, ces observations sont à nuancer quant aux différentes erreurs pouvant affecter la comparaison des données bathymétriques (précision de la technique au début du siècle dernier, erreurs dans le géoréférencement de la carte de 1902, etc.). Cependant, ces observations constituent des repères chronologiques absolus permettant d'éclairer d'un nouveau jour les datations radiocarbone disponibles sur ce set de carottes.

Par ailleurs, les datations <sup>14</sup>C sur les débris végétaux sont en théorie susceptibles de fournir les estimations d'âges précises, tout en gardant à l'esprit qu'ils puissent avoir été remaniés, transportés ou encore avoir subi des processus biogéochimiques affectant leur âge <sup>14</sup>C. En effet, le carbone des végétaux, intégré par photosynthèse, possède le même rapport <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C que le CO<sub>2</sub> atmosphérique et donc aucune correction d'âge réservoir n'est nécessaire. L'âge radiocarbone des débris végétaux peut être calibré directement avec la courbe de calibration atmosphérique IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013) afin d'obtenir l'âge calendaire. Dans cette étude, nous disposons aussi d'âges <sup>14</sup>C provenant

d'échantillons de coquilles de mollusques (bivalves *Scrobicularia plana* et *Mytilus edulis*). Malheureusement puisqu'aucun de nos niveaux n'a pu être daté à la fois par des débris végétaux et par des coquilles, nous ne pouvons pas faire de comparaison directe entre ces datations.

Par conséquent, afin d'essayer de se rapprocher au mieux des âges réels que couvriraient les différentes séquences datées sur différents matériaux (COT, végétaux, coquilles), nous proposons une méthode alternative consistant à estimer les âges  $^{14}\text{C}$  manquant à partir d'un modèle d'âge théorique basé sur des âges  $^{14}\text{C}$  issus d'échantillons de même nature. La Figure III-11 permet de comparer les âges  $^{14}\text{C}$  selon leur profondeur et la nature du matériel daté. Dans la carotte SC14, les datations effectuées sur le carbone organique totale (COT) donnent des âges de  $\sim 0,86$  à  $1,16$  ka plus vieux que les datations effectuées sur les débris végétaux. Dans la carotte SC05, les datations sur le COT sont de  $\sim 0,92$  à  $1,53$  ka plus anciennes que les datations sur les coquilles de bivalves. Avec des différences moyennes de  $\sim 1,04 \pm 0,16$  ka et  $\sim 1,21 \pm 0,31$  ka par rapport au COT, les âges issus de débris végétaux et ceux issus de coquilles de bivalves donnent des âges similaires. De plus, si l'on prend en compte les aménagements récents de l'estuaire interne et si l'on admet que les 2 m supérieurs de la carotte SC05 ne se sont accumulés que depuis le début du XX<sup>ème</sup> siècle, alors ce sont les âges issus des datations sur bivalves, et donc aussi potentiellement des débris végétaux, qui se rapprocheraient le plus de la réalité.

### **2.3. Scénario alternatif à la reconstruction de l'environnement de l'estuaire moyen de la Loire au cours de l'Holocène Moyen et Tardif**

Les âges issus de datations sur COT paraissant anormalement vieux, la nouvelle trame chronologique proposée est basée sur les âges issus des échantillons de bivalves et de débris végétaux. Cela modifie évidemment les scénarii d'interprétation des quatre carottes sédimentaires étudiées qui couvriraient donc une période maximum de  $\sim 5,4$  cal ka BP au lieu de 6,6

cal ka BP. La carotte SC14 enregistrerait une période comprise entre  $\sim 5,4$  et  $4,5$  cal ka BP, la carotte SC17 une période entre  $\sim 5,4$  et  $4,0$  cal ka BP (par correspondance des faciès et de leur altitude avec la carotte SC14 : cf. paragraphe 5.2. dans Durand *et al.*, 2016), la carotte SC05 une période comprise entre  $\sim 2,7$  cal ka BP et le Présent, et enfin la carotte SC03 une période entre  $\sim 0,7$  cal ka BP et le Présent.

Cette nouvelle trame chronologique modifie essentiellement notre scénario basé sur l'enregistrement de la carotte SC05. En effet, cette dernière couvrirait une période allant de  $\sim 2,7$  cal ka BP à l'actuel et non de  $3,9$  cal ka BP, à l'actuel. Cette trame chronologique modifie donc la succession temporelle ainsi que les interprétations des trois grandes périodes décrites par l'évolution des assemblages de foraminifères benthiques : a) Au début de l'enregistrement, de  $\sim 2,7$  à  $0,4$  cal ka BP, la dominance des espèces du Groupe G2 (assemblage d'estuaire externe,) reflèterait l'existence d'une dépression en aval de la Baie de Montoir. Cette configuration pré-anthropique était sans doute similaire, en ce qui concerne la zone la plus avale de l'estuaire moyen (près de Saint-Nazaire), à ce qui est illustré par la carte bathymétrique de 1902 (Figure III-9).

b) Vers  $0,4$  cal ka BP, l'intensification de transports depuis le plateau continental adjacent (augmentation du groupe G3) ne peut plus être reliée à la stabilisation du niveau marin ( $\sim 2,5$  cal ka BP : Goslin *et al.*, 2015) ayant entraîné le comblement progressif de la baie estuarienne pré-existante et la chenalisation des courants principaux de l'estuaire (scénario Durand *et al.*, 2016). De plus, la morphologie de l'estuaire vers  $\sim 0,4$  cal ka BP devait fort probablement être semblable à celle visible sur la carte de 1693 (Durand *et al.*, 2016 ; Figure III-2). La cause de l'intensification de transports depuis le plateau continental adjacent peut être trouvée dans un forçage climatique. En effet, une augmentation de l'intensité et/ou du nombre de tempêtes est signalée à cette période sur les côtes atlantiques du nord de l'Europe (Sorrel *et al.*, 2012). Cette hypothèse est d'ailleurs soutenue par les nombreux dépôts de tempête ( $F_D$ ) enregistrés dans la carotte SC05 vers  $0,4$  cal ka BP. c) Les deux mètres supérieurs de la carottes

SC05 (période 0,1 cal ka BP à l'actuel), enregistrent le passage de la configuration morphologique de l'estuaire, connue par la carte bathymétrique de 1902 (Figure III-9b), à la configuration actuelle (Figure III-9a). C'est-à-dire la progradation de la vasière de Méan vers le Sud à la faveur de la poldérisation de la baie de Montoir dans la première moitié du XX<sup>ème</sup> siècle. Cette évolution morphologique est tout à fait compatible avec le déclin progressif des espèces des Groupes G2 et G3 au profit du Groupe G1 (assemblage de vasière intertidale).

# Chapitre IV.

## Mise en place et évolution morphologique de la vasière des Brillantes (estuaire de la Loire) au cours de l'Holocène Tardif

---

M. Durand<sup>1</sup>, M. Mojtahid<sup>1</sup>, G. M. Maillet<sup>1</sup>, B. Tessier<sup>2</sup>, A. Ehrhold<sup>3</sup>, A. Mouret<sup>1</sup>, E. Metzger<sup>1</sup>, S. Schmidt<sup>4</sup>, D. Landry<sup>5</sup>, H. Howa<sup>1</sup>

[1] LPG-BIAF UMR-CNRS 6112, University of Angers, UFR Sciences, 2 bd Lavoisier 49045, Angers Cedex 01, France.

[2] UMR CNRS 6143, M2C Morphodynamique continentale et côtière, Université de Caen, 24 Rue des Tilleuls, 1400 Caen, France.

[3] IFREMER, Unité de Recherche Géosciences Marines, Laboratoire Géophysique et Enregistrement Sédimentaires, Centre Brest, BP 70, ZI de la Pointe du Diable, CS 10070, 29280 Plouzané, France.

[4] UMR CNRS 5805, EPOC, Université de Bordeaux, UFR Sciences, Site de Talence, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac Cedex, France.

[5] UMR CNRS 6554, LETG-LEESA, Université d'Angers, UFR Sciences, 2 Bd Lavoisier 49045, Angers Cedex 01, France.

## Préambule

Nous avons choisi de présenter ce chapitre IV sous forme d'article, avec la structure type d'une publication scientifique : titre, liste d'auteur, résumé, mots clés, développement du texte, remerciements, et références. Après le dépôt du manuscrit de thèse et les corrections éventuelles, cet article sera traduit en anglais puis envoyé aux co-auteurs pour une soumission ultérieure au journal *Estuarine and Coastal Shelf Science*.

## Résumé

L'analyse combinée de données sédimentologiques (*i.e.*, imagerie rX HD, *CT-scan*, photographies haute résolution et granulométrie), micropaléontologiques (foraminifères benthiques) et géochimiques (mesures XRF et carbone organique) a permis de reconstituer l'histoire de l'édification de la vasière des Brillantes au cours des derniers ~3,0 ka. Nos résultats montrent que l'évolution morphologique de la vasière des Brillantes est le résultat d'une combinaison entre des facteurs climatiques régionaux affectant le bassin versant de la Loire, mais aussi plus globaux entraînant des variations du niveau marin à courte échelle temporelle au cours de l'Holocène Tardif, considérée comme une période de stabilisation relative du niveau marin. L'enregistrement sédimentaire des deux carottes étudiées fait apparaître cinq périodes successives qui ont conduit à la mise en place de la vasière des Brillantes : (1) entre ~3 et 1,2 cal ka BP, un marais côtier se met en place au sud de l'île de Paimboeuf à la faveur d'un niveau marin légèrement inférieur à l'actuel (-1 à -3m) et d'importants apports détritiques ayant entraîné l'édification de cordons sableux dans l'estuaire au début de la période Atlantique (~2,8 cal ka BP). Les quelques niveaux de crues témoignent de conditions humides sur le bassin versant. (2) Vers 1,2 cal ka BP, un épisode transgressif entraîne le démantèlement du cordon sableux précédemment érigé et l'invasion du marais côtier qu'il abritait. Un chenal dominé par le flot emprunte désormais le contournement sud de l'île de Paimboeuf et draine des sédiments grossiers qui témoignent de la charge sédimentaire toujours forte du fleuve. (3) Entre ~1,2 et 0,8 cal ka BP, le changement d'orientation des corps sédimentaires témoignent de la fermeture du passage sud-Paimboeuf. Le chenal de flot emprunte désormais le

passage entre le Rocher des Brillantes et l'île de Paimboeuf. (4) Entre >0,8 cal ka BP et ~1 900 AD la sédimentation plus fine mais toujours bien rythmée par les courants de marée témoigne de l'extension de la vasière des Brillantes et du comblement progressif de ce qui était autrefois le chenal de flot. (5) Depuis ~1 900 AD, le dragage du chenal nord dans le but d'en faire le chenal de navigation principal, a entraîné l'abandon progressif par les courants de ce qui était auparavant le chenal de flot naturel situé dans la partie sud de l'estuaire. La vasière des Brillantes s'est alors engraisée pour atteindre sa configuration actuelle.

## Mots-clés :

Vasière intertidale ; Estuaire de la Loire ; Niveau marin ; Aménagements humains ; Foraminifères benthiques ; *CT-scan* ; *XRF* ; Faciès sédimentaires

## Points importants :

- Reconstitution de la mise en place d'une vasière intertidale estuarienne au cours des derniers ~3,0 ka
- Impact de la stabilisation du niveau marin et des aménagements humains sur l'évolution d'une vasière estuarienne

## Abstract

The combination of sedimentological (*i.e.*, HD X-ray imagery, *CT-scan*, high-resolution photographs and grain size), micropaleontological (benthic foraminifera) and geochemical (XRF and organic carbon measurements) data allowed us to reconstruct the history of the edification of the Brillantes mudflat since ~ 3.0 cal ka BP. Our results show that the morphological evolution of the Brillantes mudflat is the result of a combination of regional climatic factors affecting the Loire River catchment area, and short-scale changes in the sea level at during the Late Holocene. The sedimentary record of the two studied cores reveals five successive periods: (1) between ~ 3.0 and 1.2 cal ka BP, a coastal marsh was present south of the island of Paimboeuf with a sea level slightly lower than today (-1

to -3m). Large detrital inputs led to the erection of multiple sandy strands at ~ 2.8 cal ka BP. The few flood levels show wet conditions in the Loire catchment area. (2) Around 1.2 cal ka BP, a short transgressive episode led to the destruction of the previously formed sandy strands and the invasion of the coastal marsh. A flood-dominated channel was present in the southern bypass of the Paimboeuf island and drained coarse sediments indicating still strong river load. (3) Between 1.2 and 0.8 cal ka BP, the change in the sedimentary bodies orientations indicates to the closure of the Paimboeuf south pathway. The flood channel now flows between the Rocher des Brillantes and the Paimboeuf island. (4) Between >0.8 cal ka BP and ~1 900 AD, the finer sedimentation, but still well regulated by tidal currents, indicates the extension of the Brillantes mudflat and the gradual filling of the flood channel. (5) Since ~1 900 AD, the dredging of the north channel as the main shipping channel, has resulted in the gradual abandonment by currents of what was before the natural flood channel in the southern part of the estuary. The Brillantes mudflat has then progressed to attain its present configuration.

*Keywords:*

Intertidal mudflat; Loire estuary; Sea-level; Human settlements; Benthic foraminifera; CT-scan; XRF; Sedimentary facies

*Highlights:*

- History of the formation of an estuarine intertidal mudflat since ~3 ka
- Impact of the sea-level stabilization and human settlements on the evolution of an estuarine mudflat

## 1 Introduction

Les estuaires sont des environnements possédant une forte variabilité spatiale et temporelle qui peut être de nature physique et/ou écologique. Ceci est principalement dû à leur position particulière à l'interface océan/continent. En tant que tels, ils sont extrêmement sensibles à divers facteurs environnementaux, dont le climat et les activités humaines qui façonnent leur paysage (*e.g.*, Colman *et al.*, 2002 ; Borja *et al.*, 2010 ; Moreno *et al.*, 2014 ; Traini *et al.*, 2015 ; Chapitre III - Durand *et al.*, 2016). Dans le but d'appréhender les évolutions futures des environnements estuariens et de proposer des scénarios d'aménagements adaptés aux différentes contraintes de ces milieux, il est indispensable de mieux connaître leurs évolutions passées à différentes échelles spatio-temporelles. Il est également nécessaire de comprendre les mécanismes à l'origine de ces changements, qu'il s'agisse de facteurs naturels caractéristiques/propres au système estuarien (*e.g.*, stock sédimentaire, régime tidal, hydrologie du fleuve), de forçages naturels à plus grande échelle spatiale (*e.g.*, activité solaire, circulation atmosphérique, variations du niveau de la mer) ou encore de l'impact des activités anthropiques (*e.g.*, déforestation, agriculture, aménagement des cours d'eau, constructions) (Moreno *et al.*, 2014 ; Kotilainen *et al.*, 2014). Les sédiments quaternaires déposés dans les estuaires possèdent un grand intérêt car ils ont le potentiel de capturer les signaux continentaux et océaniques avec une haute résolution temporelle (*e.g.*, Colman *et al.*, 2002 ; Leorri *et al.*, 2006 ; Ghosh *et al.*, 2009). Cependant, les caractéristiques hydrosédimentaires inhérentes à ces environnements (*e.g.*, processus de remobilisation, érosion, sédimentation discontinue) amènent à quelques difficultés dans l'interprétation de l'enregistrement sédimentaire dans un cadre chronologique bien contraint (Colman *et al.*, 2002 ; Loughheed *et al.*, 2013). Au cours du Quaternaire, l'évolution des environnements côtiers ouest européens a été principalement contrôlée par les variations du niveau marin (*e.g.*, Clavé, 2001 ; Traini *et al.*, 2013 ; McGowan and Baker, 2014). De nombreux estuaires



modernes, tels que l'estuaire de la Loire, ont évolué à partir de vallées incisées du Dernier Maximum Glaciaire, qui ont été ennoyées au cours de la transgression flandrienne (Chaumillon *et al.*, 2008). La construction du prisme de haut niveau marin s'est accélérée depuis ~3,0 cal ka BP, lorsque le niveau marin s'est quasi stabilisé autour du niveau actuel (Ters *et al.*, 1968 ; Stéphan and Goslin, 2014 ; Goslin *et al.*, 2015), conduisant à une réduction progressive de l'espace d'accommodation des zones côtières (Spencer *et al.*, 1998 ; Allen, 2000 ; Clavé, 2001 ; Chaumillon *et al.*, 2010). Dès lors, la sédimentation dans les estuaires a été contrôlée par des interactions complexes entre les variations climatiques et la dynamique hydrosédimentaire qui en résulte (Chaumillon *et al.*, 2010 ; Tessier, 2012) et plus récemment par les activités humaines (*e.g.*, Tessier *et al.*, 2010 ; Lesourd *et al.*, 2016 ; Chapitre III - Durand *et al.*, 2016).

Les vasières estuariennes intertidales, relativement abritées des courants principaux, et recouvertes uniquement à marée haute, forment des zones de dépôt privilégiées de matériaux fins avec une sédimentation plus continue en comparaison avec les autres environnements estuariens. De ce fait, ces vasières ont le potentiel d'enregistrer des archives sédimentaires, faunistiques et géochimiques fiables pour reconstituer les paléoenvironnements estuariens holocènes. Les travaux récents basés sur des mesures altimétriques précises ont permis une compréhension détaillée de l'évolution morphologique actuelle de vasières intertidales à différentes échelles de temps (*i.e.*, marée journalière, marée d'équinoxe, périodes de crue et d'étiage, ...). Ces études décrivent les évolutions cycliques de l'altitude et de la morphologie des vasières qui seraient contrôlées par le forçage des marées (Christie *et al.*, 1999 ; Pritchard *et al.*, 2002 ; Deloffre *et al.*, 2006) et/ou par une forte décharge fluviale (Deloffre *et al.*, 2005). Le vent (Bassoullet *et al.*, 2000 ; Fan *et al.*, 2006) et l'activité biologique (*e.g.*, Gouleau *et al.*, 2000 ; Andersen et Pejrup, 2002) augmentent la complexité du comportement morphodynamique de ces environnements intertidaux. Les faciès sédimentaires enregistrés dans des environnements estuariens, anciens et récents, reflètent ce caractère

cyclique par la présence de rythmites tidales ou la récurrence de dépôts de crues par exemple (*e.g.*, Dalrymple *et al.*, 1978 ; Tessier, 1993 ; Kvale *et al.*, 1994 ; Tessier *et al.*, 1995 ; Archer *et al.*, 1995 ; Stupples, 2002).

Dans les estuaires, les analyses sédimentologiques couplées aux assemblages des foraminifères benthiques sont classiquement utilisées pour reconstituer les variations eustatiques du Quaternaire (*e.g.*, Scott and Medioli, 1980 ; Hayward *et al.*, 1999 ; Fatela *et al.*, 2009 ; Leorri *et al.*, 2011 ; Delaine *et al.*, 2014 ; Goslin *et al.*, 2015). Cependant, peu d'études se sont intéressées à l'enregistrement des variations climatiques et environnementales de l'Holocène Tardif dans les sédiments estuariens de la façade atlantique européenne (*e.g.*, Lespez *et al.*, 2010 ; Moreno *et al.*, 2014 ; Jiménez-Moreno *et al.*, 2015), et dans ce contexte, la Loire ne fait pas exception. Seules quelques études, souvent basées sur des archives sédimentaires parcellaires, ont tenté de répondre à cette problématique en associant des indicateurs sédimentaires et biologiques (*e.g.*, Ters *et al.*, 1968a ; Visset and Barbaroux, 1972 ; Visset, 1973 ; Delaine *et al.*, 2014 ; Chapitre III - Durand *et al.*, 2016). Le travail présenté ici se propose de documenter les variations climatiques et environnementales de l'Holocène Tardif (~ 3 cal ka BP) dans l'estuaire de la Loire, en étudiant le remplissage de la vasière intertidale des Brillantes localisée dans la partie aval de l'estuaire interne (Figure IV-1). Une approche multiproxies a été menée sur des carottes sédimentaires, suivant une démarche qui combine la description détaillée de la succession des faciès sédimentaires, l'analyse XRF (*X-Ray Fluorescence*) des éléments chimiques majeurs et mineurs, et la composition des assemblages de foraminifères benthiques. L'objectif de ce travail est de :

- 1) Reconstituer l'histoire de la mise en place de la vasière des Brillantes au cours de l'Holocène Tardif,
- 2) Relier cette mise en place à l'évolution morphologique générale de l'estuaire en contexte de stabilisation du niveau marin, mais aussi aux variations climatiques et aux aménagements humains qui caractérisent cette période.

## 2 Zone d'étude

### 2.1. Fonctionnement actuel

Le fleuve Loire, long de ~1 000 km, prend sa source dans le Massif Central et draine un bassin versant de près de 117 500 km<sup>2</sup>. Le débit annuel de la Loire est de ~900 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, variant de 250 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> en période d'étiage à plus de 1800 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> au cours des crues hivernales (<http://www.hydro.eaufrance.fr>). L'estuaire de la Loire, long de ~80 km et s'étendant sur ~217 km<sup>2</sup> (Ciffroy *et al.*, 2003b), est un estuaire : 1) macrotidal avec un marnage maximum de 6,4 m à Saint-Nazaire, et 2) hyper-synchrone avec une augmentation de l'amplitude des marées en amont (GIP-LE, 2013a). Les bilans sédimentaires de l'estuaire sont loin d'être contraints. L'apport de la charge solide dans l'estuaire est estimé entre 0,5 et 2,3. 10<sup>6</sup> t.a<sup>-1</sup> (Figueres *et al.*, 1985), mais le Grand Port Maritime de Nantes Saint Nazaire drague plus de 6. 10<sup>6</sup> t.a<sup>-1</sup> de sédiments entre Nantes et la limite aval de l'estuaire externe (GIP-LE, 2013b). De plus, les flux de particules en provenance de l'océan ou exportés vers le large ne sont pas quantifiés. A Saint-Nazaire (*i.e.*, la zone de fort marnage en rive droite), la différence entre les valeurs maximales et minimales de la salinité des eaux de surface atteint quotidiennement 20 psu. Saisonnièrement, la salinité de la surface fluctue de 0, en période de crue, à 30 lors des périodes d'étiage (réseau SYVEL, GIP Loire Estuaire). En rive gauche s'étend la plus grande des vasières de l'estuaire (Les Brillantes, ~ 1 350 ha) en aval de la ville de Paimbœuf (Figures IV-1c, d). Pendant la marée haute, l'hydrodynamisme dans cet environnement, relativement isolé des principaux courants fluviaux et tidaux, est surtout dépendant de l'envahissement de la zone intertidale au cours du flot qui contraint le cycle tidal de dépôt/remise en suspension des sédiments. Des agitations peuvent être provoquées occasionnellement par des vagues de vent de tempête. Lors de l'émersion à marée basse, les facteurs biologiques (bioturbation, stabilisation par les biofilms de microphytobenthos, production primaire benthique ; Ronde, 1964 ; Vader, 1964 ; Paterson, 1989) deviennent prépondérants et perturbent les dépôts sédimentaires et leur géochimie.

Les sédiments actuels de la vasière des Brillantes sont principalement composés de silts (92%), avec peu d'argile (6%) et de sable (2%) (Benyoucef, 2014). L'intensité et la dynamique de dépôt de la vase dépend de la masse de sédiments en suspension au-dessus de la vasière à marée haute (Deloffre *et al.*, 2005). Bien qu'aucune étude ne soit disponible dans le cas de la vasière des Brillantes, la masse de sédiments en suspension est certainement essentiellement contrôlée par la proximité du bouchon vaseux, et le dépôt est favorisé par l'intensité de la floculation qui a lieu à proximité du front de salinité (LeHir et Migniot, 1994). Le centre de gravité du bouchon de la Loire se déplace en fonction du débit fluvial entre Cordemais à l'amont et Paimboeuf à l'aval (Jalón-Rojas *et al.*, 2016). Il se positionne dans la zone de la vasière des Brillantes lors des crues annuelles de 1 000 à 2 000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Gernez *et al.*, 2015).

### 2.2. Evolution de la dynamique Hydrosédimentaire au cours de l'Holocène Tardif

Une synthèse détaillée de la bibliographie décrivant les causes et les mécanismes du remplissage sédimentaire de l'estuaire de la Loire pendant l'Holocène a été réalisée dans le Chapitre III (Durand *et al.*, 2016). En bref, les études antérieures pointent l'augmentation de l'activité fluviale de la Loire dans la partie amont de son bassin versant, à partir de ~4,5 cal ka BP, en réponse aux facteurs climatiques modifiant la pente du profil du cours d'eau (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2010b). Cette tendance générale est rythmée par quatre périodes de plus forte fréquence et/ou magnitude des crues de la Loire dans la partie amont de son bassin versant : ~4,5 - 3,4 ; 3,0 - 1,7 ; 1,1 - 0,9 ; 0,6 - 0,1 cal ka BP (Castanet *et al.*, 2014).

Dans le Chapitre III (Durand *et al.*, 2016), nous avons mis en avant, à partir de l'étude de plusieurs enregistrements sédimentaires dans l'estuaire interne de la Loire, une période allant de ~2,5 cal ka BP à ~1 900 AD durant laquelle l'estuaire se chenalisé

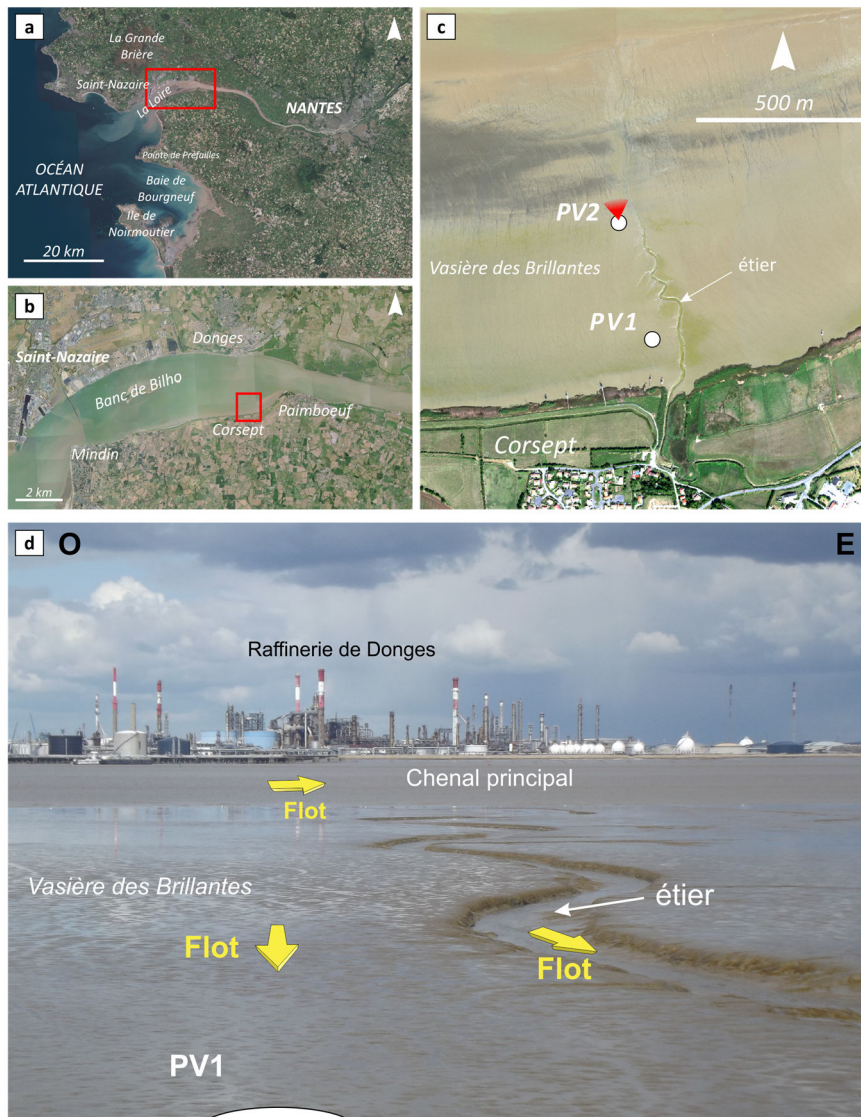


Figure IV-1 : Localisation de la zone d'étude. (a) Image satellite (SPOT 6 : [www.geoportail.gouv.fr](http://www.geoportail.gouv.fr)) montrant l'ensemble de l'estuaire de la Loire depuis Nantes jusqu'à l'embouchure. Le rectangle rouge représente l'agrandissement illustré dans la figure b. (b) Mosaïque de photographies aériennes ([www.geoportail.gouv.fr](http://www.geoportail.gouv.fr)) montrant la partie aval de l'estuaire interne de la Loire et la localisation des principales villes. (c) Photographie aérienne haute résolution (Projet RS2E ; région Pays de la Loire) de la vasière des Brillantes montrant la localisation des carottes PV1 et PV2. Le faisceau rouge à proximité du point de carottage PV2 indique la localisation et la direction dans laquelle a été prise la photographie présentée en figure d. (d) Photographie de la zone d'étude prise sur le site.

progressivement suite à la stabilisation du niveau marin. De ~1 900 AD à l'actuel, les aménagements humains ont progressivement modifié la morphologie de la Loire avec notamment le creusement du chenal nord entraînant l'abandon par les courants du chenal sud et le comblement progressif de ce dernier.

## 3 Matériels et Méthodes

### 3.1. Carottage

Deux longues carottes sédimentaires (PV1 et PV2) (74 mm de diamètre ; 5,39 m et 5,42 m de long respectivement) ont été collectées sur la vasière des Brillantes située sur la rive gauche de l'estuaire interne de la Loire, à proximité de Paimboeuf (Figure IV-1). Le

carottage a été effectué à l'aide d'un carottier à percussion (propriété de l'UMR CNRS 6143 M2C) mis en œuvre à partir de la barge de lamanage « La Brise » (Groupe LHD, Huchet Desmars lamanage, Donges, France), par l'équipe de sédimentologie de l'Université de Caen. Avant d'être ramenées à bord, l'orientation géographique des carottes a été notée sur les tubes en indiquant le Nord. Ensuite, les carottes ont été découpées en sections d'un mètre environ. Le site de carottage PV1 (47°16'59.05"N ; 2°3'47.63"W) est localisé légèrement en dessous de la hauteur moyenne des marées hautes de mortes-eaux (+4 CM96) à environ 150 m au nord du rivage qui est matérialisé par la limite supérieure de la vasière intertidale (Figures IV-1c et IV-1d). Le site de carottage PV2 (47°17'10.07"N ; 2°3'50.26"W) est localisé à environ 500 m au nord du rivage, juste au-dessus de la hauteur moyenne des marées basses de mortes-eaux (+3 m CM96) (Figures IV-1c et IV-1d). Ces sites de carottage sont les mêmes que ceux du projet RS2E (Région Pays de La Loire ; Axe 2) dans lequel des carottes courtes d'interface ont été étudiées pour caractériser l'habitat des communautés des foraminifères benthiques vivants, en termes de géochimie du sédiment ainsi que l'activité du microphytobenthos. Deux carottes courtes d'interface (~ 40 cm) ont été prélevées à la main à l'aide de tubes en pvc au même moment et même endroit que PV1 et PV2, pour l'analyse des profils de  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  et  $^{137}\text{Cs}$ . Ces mesures sur carotte courte permettent de mieux estimer les taux de sédimentation récents sur le site, en s'affranchissant de l'éventuelle perte et/ou tassement

des sédiments de surface dû au carottage par percussion utilisé pour obtenir les carottes longues.

### 3.2. Trame chronologique

Les profils de  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  ont été obtenus sur les 35 premiers centimètres du sédiment des carottes interfaces, prélevées sur les deux sites PV1 et PV2 (Figure IV-2a). L'activité des émetteurs gamma ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ) a été mesurée sur 2 à 5g de sédiment sec (14 échantillons pour PV1 et 9 échantillons pour PV2) en utilisant un détecteur Ge à faible bruit de fond et à haut rendement (Schmidt *et al.*, 2014). Le  $^{210}\text{Pb}$  en excès ( $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ) a été calculé en soustrayant à l'activité totale du  $^{210}\text{Pb}$  mesurée dans le sédiment, celle de son isotope parent, le  $^{226}\text{Ra}$ . Pour compenser l'effet potentiel des changements de nature du sédiment, l'activité du  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  a été normalisée par l'activité du  $^{232}\text{Th}$  ( $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}/\text{Th}$ ) (Barbara *et al.*, 2016). Afin de calculer un taux de sédimentation moyen (SAR : *sediment accumulation rate*) pour les 35 cm supérieurs où le  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  a été détecté, le modèle CF-CS (*constant flux, constant sedimentation*; Robbins *et al.*, 1977) a été appliqué. Parallèlement, le radionucléide artificiel  $^{137}\text{Cs}$  est utilisé comme un marqueur temporel absolu. En effet, ses pulses dans l'environnement suites aux essais atmosphériques d'armes atomiques sont bien contraints avec notamment des retombées maximales en 1963 dans l'hémisphère Nord. En revanche, pour l'instant, le détecteur  $\gamma$  est en cours de calibration par

Tableau IV-1 : Datations radiocarbone. Tous les âges absolus ( $^{14}\text{C}$ AMS) sont exprimés en années radiocarbone BP (Before Present : Avant le Présent) et les âges calibrés sont donnés en années calendaires BP. CM96 : système altimétrique dont le référentiel est le niveau des plus basses mers astronomiques ; COT : Carbone Organique Total. (\*) indique du matériel très probablement remanié. Ces dates radiocarbone sont donc ignorées de la trame chronologique. La probabilité à  $2\sigma$  des âges calibrés, lorsqu'elle n'est pas spécifiée entre parenthèses, est  $> 0.9$ .

Carotte et réf. lab.	Profondeur de l'échantillon (cm)	Altitude CM96 (m)	Âge $^{14}\text{C}$ AMS (années radiocarbone BP)	Âge calibré ( $2\sigma$ ) (cal a BP)	Matériel daté
PV1 (Poz-74446)	538 - 539	-1,3	250 ± 30*		Débris végétaux
PV2 (Poz-85471)	109 - 110	2,0	890 ± 30	834 - 733 (0,626) 909 - 843 (0,374)	Débris végétaux
PV2 (Poz-85474)	189 - 190	1,2	126,26 ± 0,36 pMC*		Débris végétaux
PV2 (Poz-85475)	330,5 - 331,5	-0,2	1 295 ± 30	1 287 - 1 218 (0,660) 1 215 - 1 181 (0,340)	COT
PV2 (Poz-85473)	424,5 - 425	-1,1	75 ± 30*		Débris végétaux
PV2 (Poz-85477)	538,5 - 539,5	-2,3	2 880 ± 30	3 079 - 2 922	COT

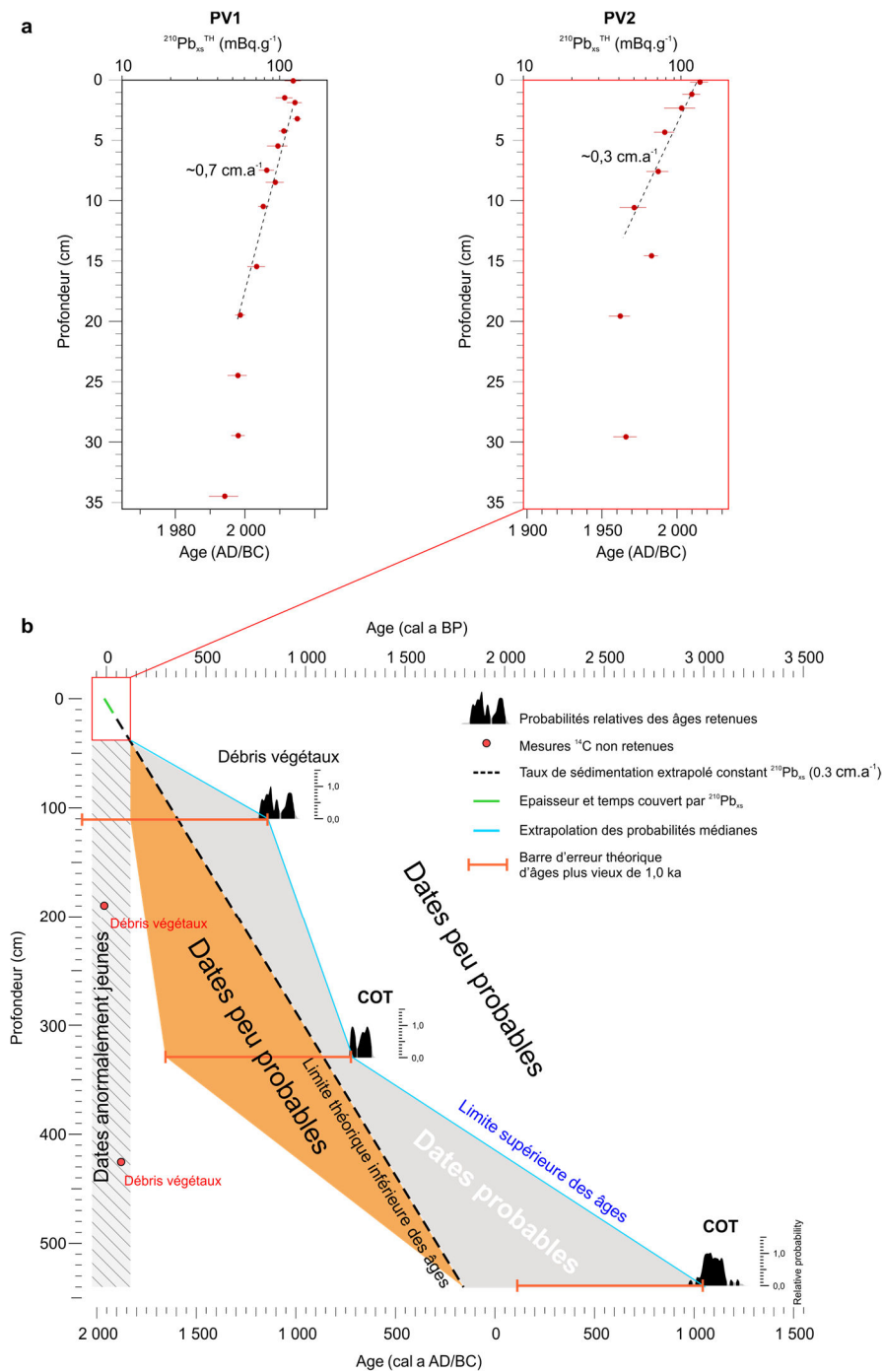


Figure IV-2 : (a) Profil de décroissance du  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  dans les 35 cm supérieurs des carottes interfaces prélevées au même endroit que PV1 et PV2. (b) Figure représentant les datations radiocarbone mesurées sur la carotte PV2 ainsi que le taux de sédimentation (calcul préliminaire) issu du profil de décroissance du  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ . Sur cette figure sont illustrées les différences sources d'erreurs théoriques inhérentes à nos datations radiocarbone (voir cf. paragraphe 5.1 pour plus de détails).

les standards IAEA-RGU-1, IAEA-RGTh et SOIL-6. Les valeurs SAR présentées dans ce chapitre (Figure IV-2a) sont préliminaires et données à titre indicatif, même si l'ordre de grandeur ne risque de varier que très peu

après calibration, ce qui ne pénalise pas *a priori* nos interprétations.

Cinq dates radiocarbone pour la carotte PV2 (Figure IV-2b) et une date radiocarbone pour la carotte PV1 ont

été mesurées par le Laboratoire Radiocarbone de Poznań (Pologne). En raison de l'absence de coquilles de bivalves, les datations ont été effectuées sur des débris végétaux ou sur le carbone organique total (COT) dans des niveaux à granulométrie fine (Tableau IV-1). Les âges radiocarbone ( $^{14}\text{C}$  AMS) ont ensuite été calibrés (convertis en âges calendaires : cal a BP) en utilisant la courbe de calibration IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013) via le logiciel en ligne CALIB 7.1 (Stuiver and Reimer, 1993).

### 3.3. Analyses sédimentologiques

Des photographies haute-résolution (Figure IV-3) ainsi qu'une description visuelle détaillée des deux carottes PV1 et PV2 ont été réalisées immédiatement après leur ouverture. L'imagerie haute définition par rayon-X a également été effectuée en utilisant le système *Geotek MSCL-XCT* (EPOC UMR CNRS 5805 ; Bordeaux) sur de fines plaquettes de 15 mm d'épaisseur (Figure IV-3). Ces dernières ont été sous-échantillonnées sur chaque section de la carotte, au centre IFREMER de Brest (Plouzané, France).

Afin de visualiser de possibles structures tridimensionnelles, la carotte PV2 a été analysée par tomographisme axial (*i.e.*, scanner médicale - *CT-scan*) au Centre d'Imagerie Médicale du Pays Basque (Bayonne, France) (Figure IV-4). Vingt tranches longitudinales ont été obtenues avec un pas de rotation de  $9^\circ$  ( $0 - 180^\circ / 180^\circ - 360^\circ$ ). L'orientation géographique de ces images a été retrouvée à partir du Nord marqué sur le tube au moment du carottage. Le système *CT-scan* a permis également d'obtenir des images en coupes transversales avec une résolution d'échantillonnage de  $700\ \mu\text{m}$ .

Vingt-huit échantillons sur la carotte PV1 et cinquante-trois sur la PV2, sélectionnés selon la description visuelle des carottes, ont fait l'objet d'analyses granulométriques à l'aide du diffractomètre laser *Malvern™ Mastersizer 3000* (LPG-BIAF, Angers) (Figure IV-5).

### 3.4. Analyses XRF et Carbone organique total (COT)

L'intensité totale des éléments (Cl, Ca, Sr, Si, Ti, Fe, et Mn) a été mesurée pour les deux carottes PV1 et PV2 par fluorescence rX (XRF) sur le système de scanner de carotte AVAATECH avec une résolution de 1 cm, au centre IFREMER de Brest (Plouzané, France) (Figures IV-6 et IV-7). Les données XRF ont été mesurées lors de deux passages successifs avec respectivement, 10 et 15 s par mesure, 10 et 30 kV de tension, 400 et 1 500 mA d'intensité. Afin de s'affranchir des variations importantes d'humidité, de rugosité de la surface et de la granulométrie des sédiments dans ce genre d'environnements, les données XRF ont été normalisées par rapport à la somme totale du signal XRF par seconde (Kcps) selon la méthode de Bouchard *et al.* (2011).

Le COT a été mesuré sur la carotte PV1 (62 échantillons avec un pas de 5 cm sur le premier mètre supérieur puis tous les 10 cm) (Figure IV-6). Les mesures sur la carotte PV2 sont en cours. Les mesures de COT ont été réalisées sur l'analyseur COT Shimadzu, avec le module de combustion des solides SSM-5000A (Université d'Angers). Les échantillons de sédiment sont préalablement séchés puis broyés dans un mortier en céramique. Environ 100 mg d'échantillon sec sont pesés puis placés dans un creuset en céramique. Ce dernier est posé sur une plaque chauffante à  $60^\circ\text{C}$  pendant 24h. Durant cette période, l'échantillon est décarbonaté en y ajoutant régulièrement (toutes les 3 à 4 heures)  $\sim 300\ \mu\text{L}$  d'acide chlorhydrique (HCl) 2N afin d'éliminer le carbone inorganique et ne conserver que le carbone organique selon la méthode de Mouret *et al.* (2010) adaptée de Etcheber *et al.* (1999). Une fois la décarbonatation terminée, le creuset en céramique est placé dans un four où la combustion s'effectue à environ  $900^\circ\text{C}$  grâce à un flux d'oxygène. La combustion du carbone organique contenu dans l'échantillon de sédiment produit du  $\text{CO}_2$  qui est détecté et quantifié par spectroscopie infrarouge (IR). Afin de garantir la bonne qualité des mesures, la machine est calibrée grâce à un standard de  $\sim 8.7\ \text{mg}$  de glucose hydraté à 36.3% de carbone.

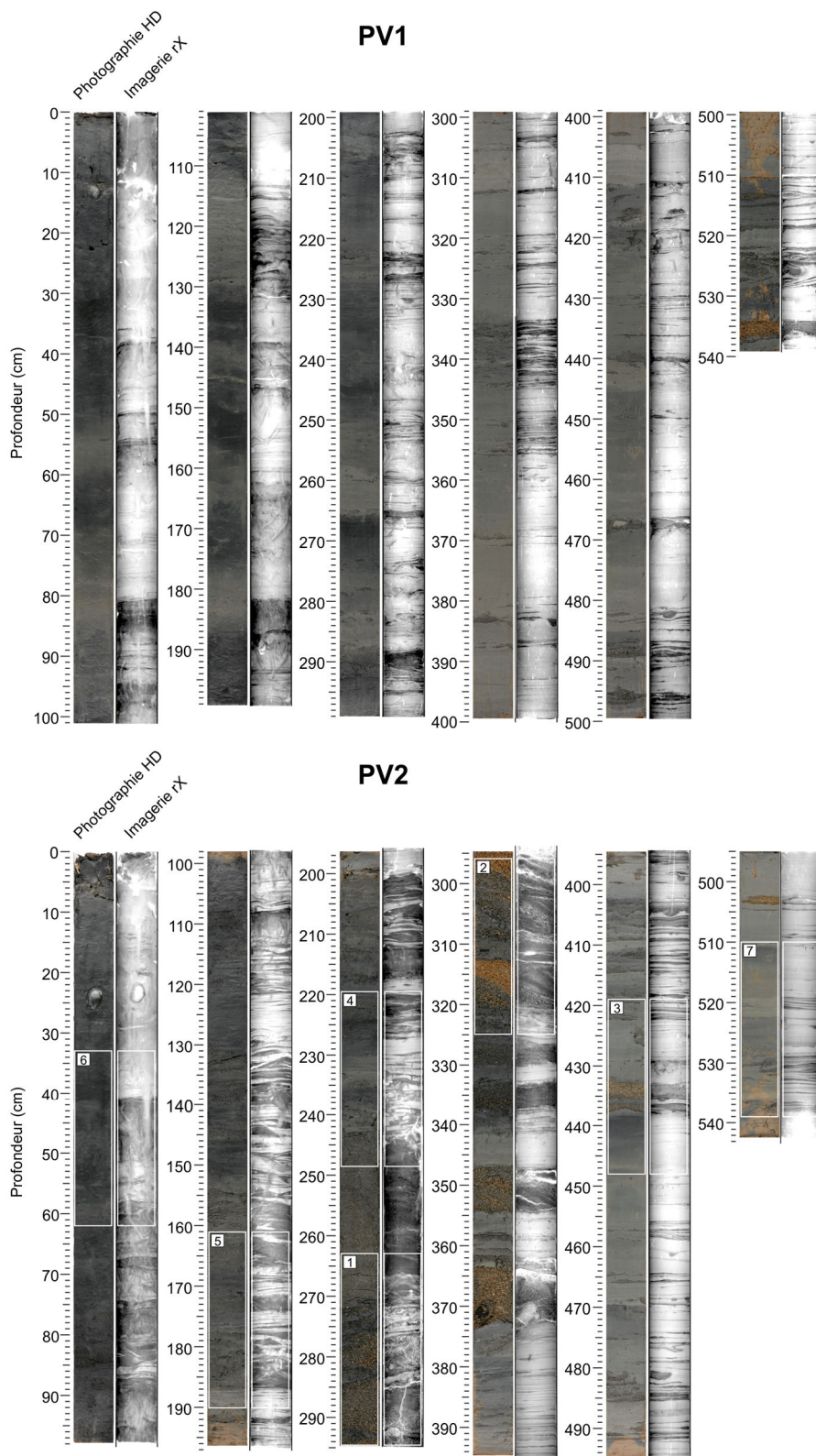


Figure IV-3 : Photographie HD et imagerie rX HD de la carotte PV2. Les rectangles blancs correspondent aux sept segments sélectionnés pour représenter les six faciès décrits dans la Figure IV-4.

### 3.5. Analyses des assemblages de foraminifères benthiques

Les assemblages de foraminifères benthiques (> 150 µm) ont été étudiés dans 32 échantillons de la carotte PV2, choisie pour sa trame chronologique plus longue et plus précise (Figure IV-8). Les échantillons, d'un cm d'épaisseur, ont été sélectionnés pour décrire le contenu micropaléontologique de tous les faciès sédimentaires préalablement identifiés (Figure IV-5). Les échantillons ont été pesés encore humides, puis séchés avant d'être une nouvelle fois pesés à sec afin d'obtenir le poids final sec. Tous les échantillons ont ensuite été lavés sur un tamis de 150 µm puis séchés. Lorsque cela a été nécessaire, les échantillons ont été sous-échantillonnés (divisés en fractions égales) à l'aide d'un microsampler de façon à ce qu'un minimum de 250 individus soient piqués, identifiés au niveau de l'espèce, puis placés dans des cellules de Chapman. Les dénombrements des foraminifères benthiques par espèce ont été convertis en abondances totales standardisées par gramme de sédiment sec et en abondances relatives. En cohérence avec les analyses faunistiques réalisées dans le Chapitre III (carottes SC05 – Durand *et al.*, 2016), les huit échantillons ayant moins de 10 individus comptés n'ont pas été pris en compte pour le calcul des abondances relatives et des analyses statistiques. Parmi les échantillons considérés, 14 ont des densités >100 individus, 5 ont entre 50 et 100 individus, 4 entre 25 et 50 individus et 1 échantillon de 12 individus (Figure IV-8). Selon Fatela *and* Taborda (2002), un comptage de 100 individus garantit une probabilité de ~99% d'inclure toutes les espèces majeures (≥ 5%), fournissant ainsi une représentation fiable de l'assemblage total. Avec 10 individus, cette probabilité diminue à ~80% pour inclure les espèces présentes avec plus de 15%. Généralement, il n'y a pas d'espèce dominante dans les domaines estuariens, contrairement aux environnements marins ouverts (Murray, 2006 ; Mojtahid *et al.*, 2016). Ainsi un minimum de 10 individus trouvés dans un échantillon paraît une limite raisonnable pour tenir compte de cet échantillon dans les interprétations. Les données brutes sont présentées en Annexe IV-1. Les références

taxonomiques utilisées afin d'identifier les genres et espèces des foraminifères benthiques sont citées en Annexe IV-2. Une taxonomie actualisée a été effectuée pour le groupe de *Elphidium s.l.* (sens large) en se basant sur l'étude récente de Darling *et al.*, (2016). Ainsi, *Elphidium selseyense* et *Elphidium lidoense* d'une part, et *Elphidium gerthi* d'autre part, décrits dans cette étude correspondent respectivement à *Criboelphidium excavatum* et *Elphidium excavatum* subs. *clavatum* dans le Chapitre III (Durand *et al.*, 2016). Dans le but d'explorer la composition des assemblages de foraminifères benthiques dans les faciès sédimentaires, une Analyse en Composante Principale (ACP) a été réalisée en utilisant le logiciel PAST (Statistiques PAleontologiques, 3.08, Hammer *et al.*, 2001) (Figure IV-9). Seules les espèces atteignant un minimum de 5% dans au moins un échantillon ont été retenues pour l'ACP. L'ACP a été réalisée sur les abondances relatives des espèces et les profondeurs d'échantillonnage dans la carotte PV2.

## 4 Résultats

### 4.1. Données chronologiques

Le profil de  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  dans la carotte interface du site PV1 ne présente pas de variation significative dans les 3 à 4 premiers centimètres (Figure IV-2a). Il diminue ensuite de 100 à 50 mBq.g<sup>-1</sup> entre ~4 et 19 cm de profondeur, ce qui suggère, selon le modèle CF-CS (Robbins *et al.*, 1977), un taux de sédimentation estimé à ~0,7 cm.a<sup>-1</sup>. Dans la carotte interface du site PV2, le profil de  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  décroît de façon régulière depuis la surface jusqu'à ~10 cm de profondeur suggérant un taux de sédimentation estimé à ~0,3 cm.a<sup>-1</sup>.

Pour la carotte PV1, l'unique datation radiocarbone à la base de la carotte (538,5 cm) donne un âge  $^{14}\text{C}$  de 250 ± 30 ans BP, ce qui reviendrait à un taux d'accumulation sédimentaire de ~2,2 cm/an (Tableau IV-1). Ce chiffre, qui ne prend pas en compte les éventuels hiatus dus à des événements érosifs, est bien supérieur au taux de sédimentation calculé sur les 35 cm supérieurs de la carotte interface à partir de l'analyse du  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  (*i.e.*, ~0,7 cm/an). Dans la carotte PV2, deux



datations radiocarbone à 189,5 et 425 cm de profondeur donnent respectivement des âges de > 1950 AD et  $\sim 75 \pm 30$  ans BP (Tableau IV-1, Figure IV-2b). Ces deux datations sont anormalement jeunes par rapport au taux de sédimentation calculé sur les 35 cm supérieurs de la carotte interface par le  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  (Figure IV-2a). Les 3 dates restantes semblent cohérentes et ne présentent pas d'inversions. La carotte PV2 couvre donc approximativement 3,0 cal ka BP (Figure IV-2b).

## 4.2. Analyses sédimentologiques

### 4.2.1 Description et interprétation des faciès sédimentaires

L'observation visuelle, l'analyse des photographies haute définition, les analyses granulométriques, et l'imagerie rX pour les deux carottes PV1 et PV2 en complément des données du *CT-scan* sur une partie de la carotte PV2, ont permis la distinction de six faciès sédimentaires. Six segments (29 cm de long) (rectangles blancs dans la Figure IV-3) de la carotte PV2 ont été sélectionnés pour représenter ces faciès (Figure IV-4). Ces faciès sont décrits ci-dessous par ordre granodécroissant, et interprétés selon des travaux de référence en sédimentologie (*e.g.*, Reineck et Singh, 1973 ; Tessier, 1993 ; Fenies et Tastet, 1998 ; Davis et Dalrymple, 2012) :

*Facies A (F<sub>A</sub>)* (Figures IV-4a, IV-4b et IV-4c) : Ce faciès est composé de sables fins à grossiers toujours graveleux et de teinte brune plus ou moins foncée. Les sables sont dominés par des grains de quartz subanguleux à émoussés très mal triés. Ce faciès présente des stratifications entrecroisées dont l'inclinaison varie entre 25 et 35°. Selon les images du *CT-scan* (Figure IV-4a), il apparaît que ces stratifications entrecroisées sont parfois bidirectionnelles avec une orientation générale Nord-Sud. On observe également de nombreuses surfaces de réactivation souvent drapées de lits argileux (*mud-draps*) (niveau hachuré sur la Figure IV-4a (2)) d'épaisseur centimétrique et présentant une inclinaison généralement plus faible que les stratifications entrecroisées qui les encadrent. On distingue parfois un granoclassement normal le long des stratifications ainsi que des galets d'argiles concentrés à

la base de certains bancs. Chaque banc sableux fait entre 1 et 8 cm d'épaisseur. Ce faciès couvre une épaisseur de 50 cm au milieu de la carotte PV2 (Figure IV-5) et montre une tendance granodécroissante vers le sommet avec une surface érosive basale et un *lag deposit* composé principalement de galets argileux mais aussi, de façon anecdotique, de scories de fonderie (Figure IV-4b) et fragments de bois (Figure IV-4c) parfois pluricentimétriques.

*Interprétation*- Les stratifications entrecroisées, la base érosive, le *lag deposit* basal et la tendance granodécroissante, indiquent clairement un dépôt de chenal. Les stratifications entrecroisées bidirectionnelles ainsi que les drapages argileux indiquent, quant à eux, l'expression forte de la marée.

*Facies B (F<sub>B</sub>)* (Figures IV-4a) : Ce faciès est caractérisé par des passées sableuses de l'ordre de quelques centimètres d'épaisseur (1-4 cm), constituées principalement de grains de quartz subanguleux à émoussés, et présentant une base érosive nette ainsi qu'un litage plan très fin (infra-millimétrique) bien visible sur les images rX. Ce faciès, dénué de coquilles de méio-macrobenthos et de débris végétaux, est inclus occasionnellement dans le faciès *F<sub>F</sub>* en bas des carottes PV1 et PV2 (Figure IV-5).

*Interprétation*- La base érosive de ce faciès témoigne d'un événement soudain. La granulométrie et les litages plans témoignent quant à eux d'un courant relativement fort. L'absence de fossiles marins pourrait indiquer une origine continentale. Il s'agit donc probablement d'un dépôt de crue.

*Facies C (F<sub>C</sub>)* (Figure IV-4a) : Ce faciès est composé de sables fins légèrement graveleux de teinte gris foncé. La fraction sableuse est dominée par des grains de quartz subanguleux à émoussés modérément à mal triés. Ce faciès présente de fines laminations (mm) entrecroisées, dont l'inclinaison est de 30° environ (Figure IV-4a), soulignées par des accumulations de débris végétaux millimétriques. Grâce aux images du *CT-scan*, il apparaît que ces laminations entrecroisées ont une direction générale Ouest-Est. On note un granoclassement inverse à la base de ce faciès avec l'apparition d'un mode secondaire dans les sables

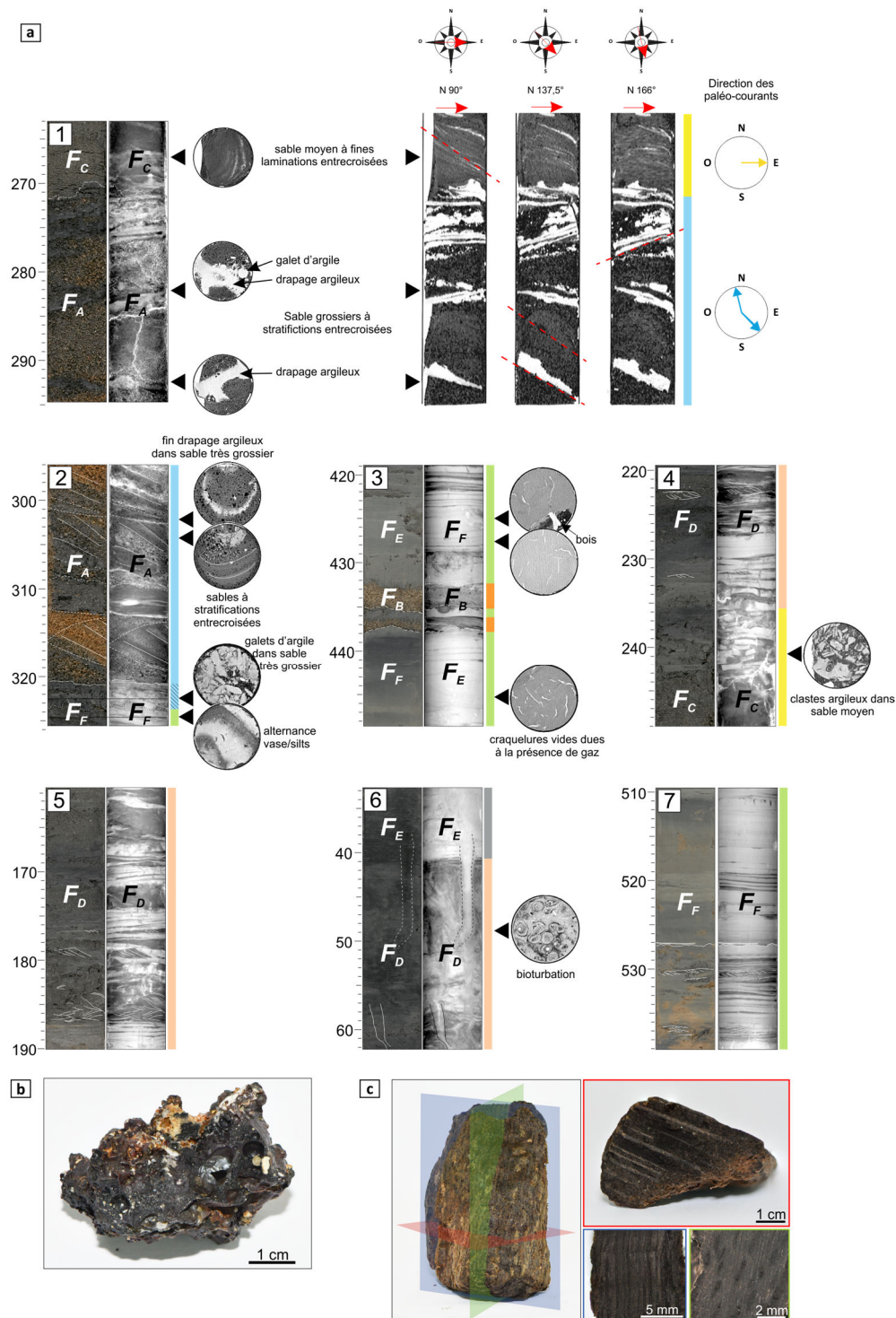


Figure IV-4 : (a) Photos haute définition (HD) et imageries rX HD des sept segments sélectionnés (rectangles blancs sur la Figure IV-3) dans la carotte PV2 permettant l'observation des 6 faciès décrits dans le texte. Les barres de couleurs symbolisent les faciès selon le même code que la Figure 5. Les coupes transversales proviennent de l'imagerie CT-scan. Dans la partie supérieure, un zoom sur le passage du faciès  $F_A$  à  $F_C$ . La partie gauche représente la photo HD et l'imagerie rX HD avec les coupes transversales représentatives. La partie droite est issue des images du CT-scan mettant en avant les stratifications de plus grandes pentes (lignes en tirets rouges) indicatrices du sens des paléo-courants. (b) Photographie HD d'une scorie de fonderie et (c) d'un fragment de bois (architecture ligneuse bien visible) composant les éléments les plus grossiers d'un dépôt de type « channel lag » ( $F_A$ , PV2, 371 cm).

grossiers sur une dizaine de centimètres environ. La partie supérieure présente quant à elle un granoclassement normal avec la disparition du mode secondaire et le passage progressif des sables fins aux silts moyens contenant au sommet des copeaux d'argile (*clay chips*) d'épaisseur centimétrique. Ce faciès couvre une épaisseur de 35 cm environ dans la carotte PV2 surmontant le faciès précédant ( $F_A$ ) (Figure IV-5). Le contact basal est net et érosif.

*Interprétation*- Les laminations entrecroisées, la base érosive, les copeaux argileux (*clay chips*) et la tendance granodécroissante, indiquent un dépôt de chenal. Les débris végétaux soulignant la base des bancs et les stratifications témoignent de périodes de plus faible énergie typique de la dynamique tidale. Ce faciès ressemble à celui des dunes tidales présentes en rebord de chenal.

*Facies D ( $F_D$ )* (Figure IV-4a) : Ce faciès se caractérise par une alternance de couches millimétriques à centimétriques de sables très fins à fins relativement bien triés avec des inter-lits argileux. La fraction sableuse est dominée par des grains de quartz angulaires à subangulaires et des micas pour la partie lithique ainsi que des spicules d'éponges, d'oursins et des fragments coquilliers pour la partie bioclastique. Ces alternances s'organisent en litages hétérolithiques (*flaser-, wavy- et lenticular-bedding*). La bioturbation est très présente dans la partie supérieure avec des terriers de diamètre centimétrique et pouvant atteindre une dizaine de centimètres de long. Ce faciès couvre une épaisseur de 190 cm (entre 40 et 230 cm de profondeur) dans la carotte PV2 et alterne avec le faciès  $F_E$  dans les 350 cm supérieurs de la carotte PV1 (Figure IV-5).

*Interprétation*- La présence de sables très fins à fins indique une énergie modérée alors que les lits argileux indiquent un hydrodynamisme très faible. Les litages hétérolithiques sont typiques de la dynamique de marée. Le faciès  $F_D$  peut être interprété comme représentant la partie la plus basse d'une vasière intertidale.

*Facies E ( $F_E$ )* (Figure IV-4a) : Ce faciès est constitué d'une vase noire contenant des lentilles millimétriques de silts (*linsens*) relativement bien triés et sans stratification interne. La fraction silteuse de ce faciès est

dominée par des micas, des débris végétaux et des débris coquilliers. La bioturbation est très intense et consiste en de nombreux terriers verticaux de hauteur pluri-centimétrique et de diamètre centimétrique. Ce faciès est dominant dans la carotte PV1 entre 0 et ~350 cm de profondeur, et est présent en surface dans les 40 cm supérieurs de la carotte PV2 (Figure IV-5).

*Interprétation*- Les litages lenticulaires caractérisés par la présence de « linsens », sont communs sur les replats de marée (Reineck and Singh, 1973). L'alternance de niveaux vaseux avec des lentilles de silts est le résultat de la dynamique tidale journalière (*e.g.*, Tessier, 1993). Les silts se déposant avec les courants de flot et de jusant alors que les argiles décantent à l'étalement de marée haute. Ce faciès correspond à l'environnement actuel dans la partie médiane de la vasière intertidale des Brillantes.

*Facies F ( $F_F$ )* (Figure IV-4a) : Ce faciès d'une épaisseur d'environ 200 cm et présent à la base des deux carottes sédimentaires (Figure IV-5), est constitué d'une vase grisâtre légèrement sableuse contenant de rares lentilles millimétriques de sables très fins gris-noirs relativement bien triés prenant parfois l'aspect de rides de courant dont les stratifications internes (*foresets*) ressortent bien sur l'imagerie rX. La fraction silto-sableuse de ce faciès est dominée par des micas et des débris végétaux. L'imagerie rX en coupe transversale issue du *CT-scan* laisse apparaître des craquelures, non remplies par les sédiments sus-jacents, très probablement dues à la présence de gaz. La bioturbation est très rare et consiste uniquement en de petits terriers verticaux de hauteur centimétrique et de diamètre millimétrique remplis de sable fin. Mis à part dans les quelques passées silto-sableuses, ce faciès est caractérisé par une absence de coquilles de méio-macrobenthos. Le contact basal est net quand le faciès recouvert est sableux ( $F_A$  et  $F_B$ ).

*Interprétation*- La granulométrie très fine de ce faciès indique un environnement très calme. La rareté des terriers et l'absence totale de méio-macrobenthos, et particulièrement les foraminifères benthiques, dans les parties argileuses suggèrent peut-être une faible salinité et/ou des conditions anoxiques. L'apparition de litages lenticulaires prenant parfois la forme de petites

rides de courant témoigne d'un très léger courant venant parfois perturber le milieu. Ce faciès pourrait indiquer un environnement marécageux sur les marges de l'estuaire.

#### 4.2.2 Les logs sédimentaires

Sur la base des six faciès sédimentaires décrits précédemment (Figure IV-4), nous proposons une lecture simplifiée des colonnes sédimentaires des carottes étudiées (Figure IV-5) :

La carotte PV1 (4,1 à -1,3 m CM96), à environ 150 m au nord du rivage enregistre généralement une sédimentation plus fine que la PV2. La base de la carotte PV1 (~540 – 360 cm ; -1,3 m à +0,5 CM96) est composée du faciès marécageux ( $F_F$ ) ponctué de dépôts de crues ( $F_B$ ). De façon assez progressive, l'enregistrement sédimentaire laisse apparaître, entre ~360 et 0 cm (+0,5 à +4,1 cm CM96) des figures de dynamique tidale dominées par les sables ( $F_D$ ), qui disparaissent dans le mètre supérieur de la carotte, au profit d'un environnement plus calme dominé par des argiles silteuses ( $F_E$ ).

La carotte PV2 (-2,3 à 3,1 m CM96), localisée à 350 m au nord de la précédente, est constituée à sa base (~540 – 330 cm ; -2,3 à -0,2 m CM96) du faciès marécageux ( $F_F$ ) ponctué de dépôts de crues ( $F_B$ ) dans sa partie inférieure. Dans sa partie supérieure, des niveaux de sables graveleux à stratification entrecroisées ( $F_A$ ) sont présents. Une surface d'érosion marquée et un *lag deposit* bien visible (-330 cm ; -0,2 m CM96), témoignent de la mise en place d'un chenal de marée caractérisé par des sables grossiers à stratifications entrecroisées bi-directionnelles à direction générale de courant Nord-Sud ( $F_A$ ). Après une deuxième surface d'érosion, la sédimentation s'affine (-270 à -230 cm ; +0,4 - +0,7 m CM96) passant à des sables fins à laminations entrecroisées formées sous un courant de direction générale ouest-est surmontés de copeaux d'argiles (*clay chips*) ( $F_D$ ). Progressivement, l'enregistrement sédimentaire laisse apparaître, entre 230 et 40 cm (+2,3 à +0,7 m CM96) des litages hétérolithiques typiques de la dynamique de marée dans un environnement sédimentaire dominé par les sables ( $F_D$ ). Les 40 cm supérieurs de la carotte PV2 laissent la place à une

sédimentation plus fine où les rares et fines laminations silteuses, prenant parfois la forme de rides infra-centimétriques, témoignent d'une dynamique tidale erratique dans un environnement très calme ( $F_E$ ).

### 4.3. Analyses XRF des éléments majeurs et carbone organique total

Dans la carotte PV1, le profil de COT (Figure IV-6a) suit en général la même tendance que celui du Mn/Kcps (Figure IV-6b) avec deux périodes de fortes valeurs relatives au sommet et à la base de la carotte (en moyenne COT = 2% et Mn/Kcps = 0,007) et une période de faibles valeurs entre 360 et 110 cm (en moyenne COT = 1.5% et Mn/Kcps = 0,005). Le profil du Fe/Kcps (Figure IV-6c) semble suivre la même évolution que le COT et le Mn sauf dans la partie supérieure de la carotte (110-0 cm) où le signal du Fe reste plutôt stable. Au contraire, le signal de Ca/Kcps (Figure IV-6d) est anti-phasé avec le COT et le Mn. Le Ti/Kcps (Figure IV-6e) montre une légère augmentation tout au long de la carotte en opposition au Si/Kcps (Figure IV-6f) qui baisse progressivement vers le sommet. La courbe du Sr/Kcps (Figure IV-6g) est relativement stable sur l'ensemble de la carotte, avec cependant des valeurs légèrement plus élevées à la base (~540 - 470 cm). Pour finir, le signal du Cl/Kcps (Figure IV-6h) est relativement stable entre 540 et 250 cm, et augmente légèrement entre ~360 et 110 cm puis de manière plus prononcée au sommet (110 - 0 cm).

Dans la carotte PV2, le profil du Mn/Kcps (Figure IV-7a) montre des fortes valeurs à la base de l'enregistrement (~500 - 395 cm). Au-dessus, le signal est relativement stable autour d'une valeur de 0,005 (Figure IV-7a). Les courbes de Fe/Kcps et Ti/Kcps (Figures IV-7b et IV-7c) sont en phase, montrant une diminution progressive dans les deux premiers mètres de l'enregistrement jusqu'à atteindre des valeurs minimales autour desquelles les signaux se stabilisent entre ~320 et 250 cm. Ensuite, les deux signaux augmentent progressivement vers le sommet de la carotte. Les courbes de Si/Kcps et de Sr/Kcps

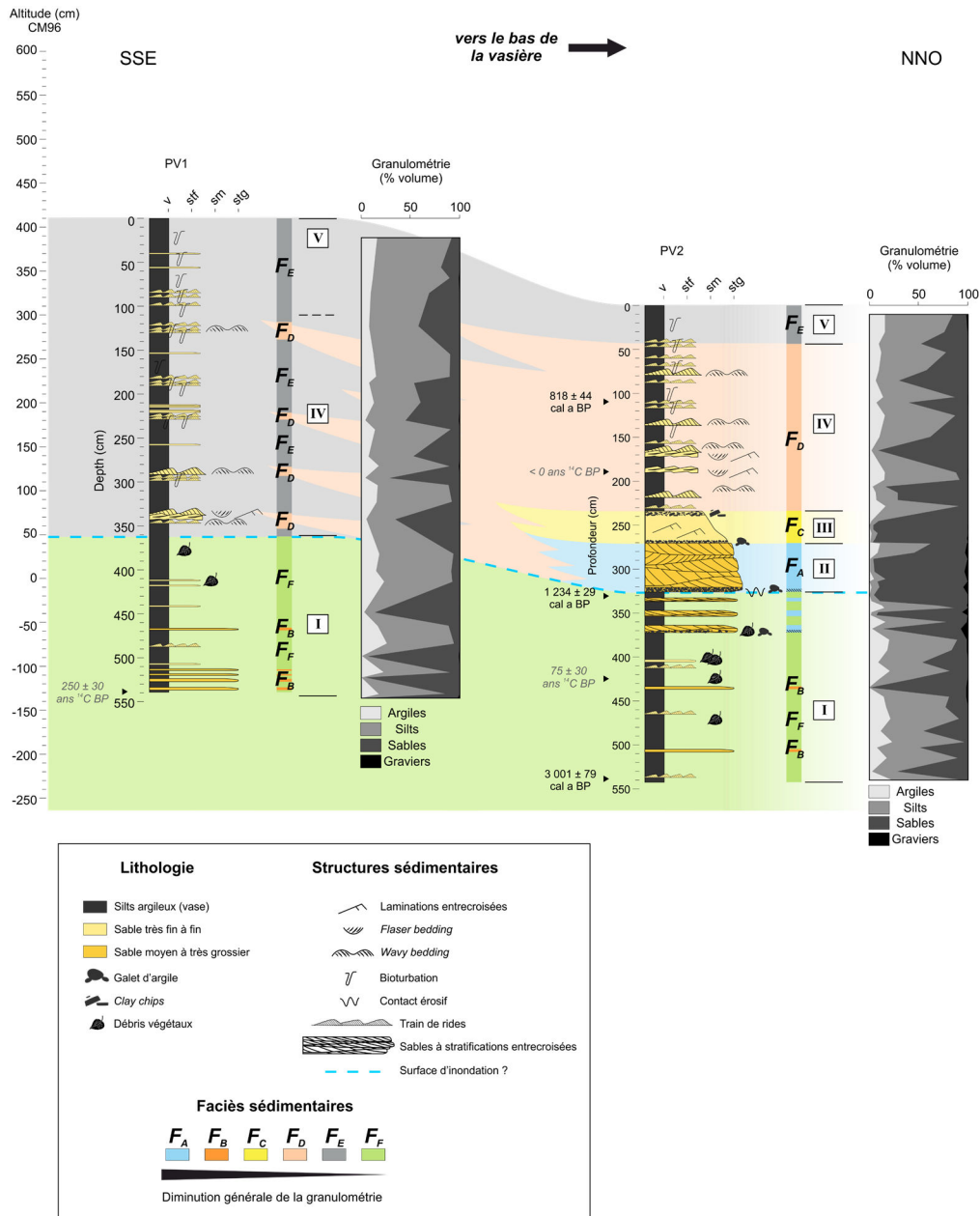


Figure IV-5 : Logs sédimentaires synthétiques des carottes PV1 et PV2 avec l'indication des différents faciès sédimentaires présentés dans la Figure IV-4 et leur interprétation stratigraphique, ainsi que la répartition granulométrique selon les classes argiles, silts, sables, graviers. Les dates <sup>14</sup>C sont indiquées à gauche des logs sédimentaires. Les âges grisés indiquent une inversion d'âge ou des résultats incohérents par rapport à la tendance générale (cf. paragraphe 5.1. ; Tableau IV-1).

(Figures IV-7d et IV-7e) sont similaires et enregistrent des fortes valeurs entre ~350 et 250 cm et des signaux plutôt stables (Si/Kps = ~0,1 ; Sr/Kps = ~0,01) avant et après. Le signal Ca/Kcps (Figure IV-7f) décrit deux périodes bien distinctes avec des valeurs relativement faibles à la base de la carotte (~545 - 270 cm) et des plus fortes valeurs dans les derniers mètres de la carotte (250

- 0 cm). Enfin, le signal du Cl/Kps (Figure IV-7g) décrit une augmentation générale jusqu'à ~270 cm de profondeur, suivie d'une diminution progressive vers le sommet.

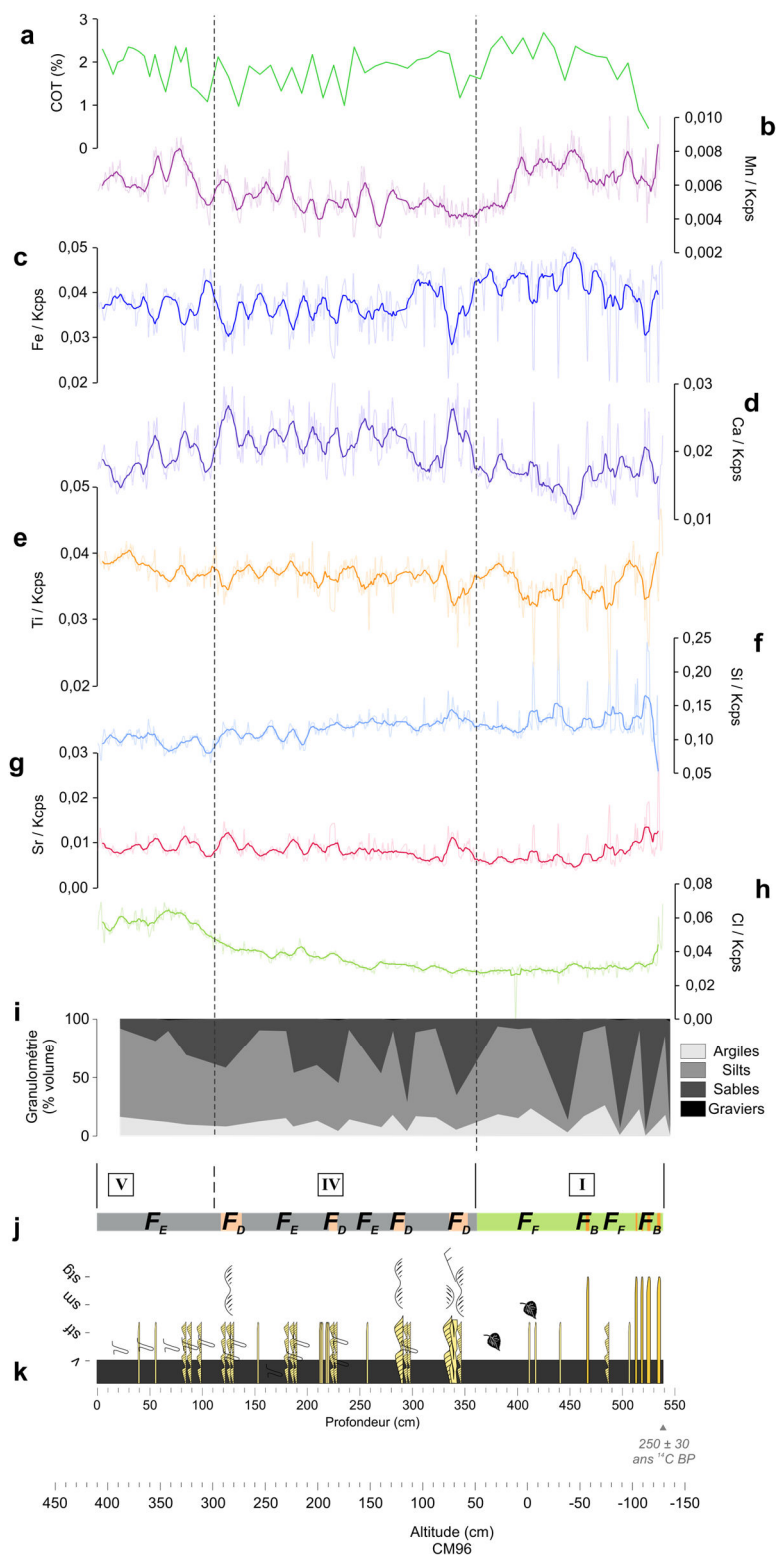


Figure IV-6 : Profils du carbone organique total (a) et des éléments majeurs issus de l'analyse XRF (cps/Kcps) dans la carotte PV1 (b-h). Pour une meilleure lisibilité des résultats, la répartition granulométrique (i), les faciès sédimentaires (j) et le log sédimentaire (k) sont représentés en bas de la figure. La carotte est positionnée selon son altitude relative par rapport au niveau des plus basses mers astronomiques (CM96). L'âge <sup>14</sup>C BP est indiqué à la base de la colonne stratigraphique et sa position symbolisée par un triangle.

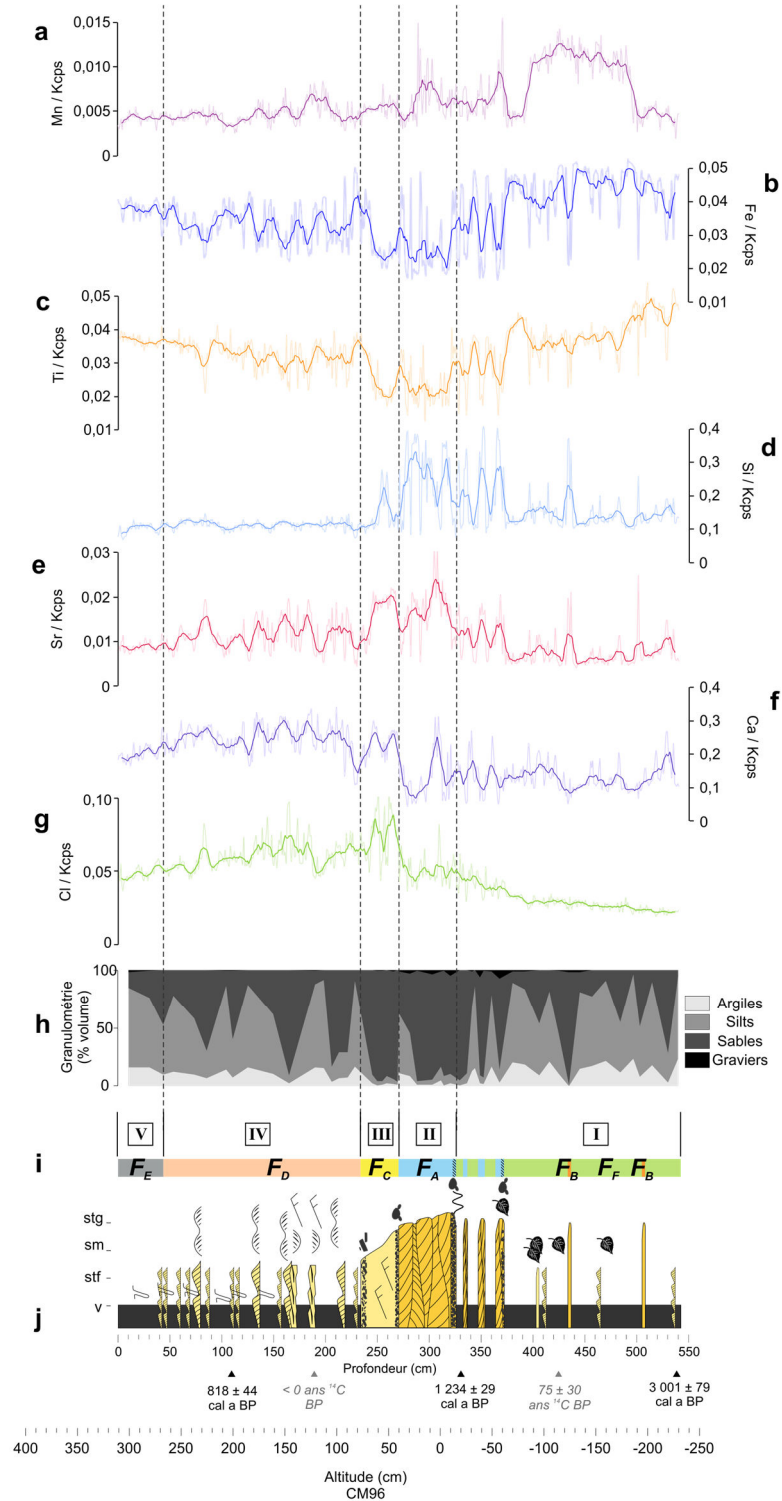


Figure IV-7 : Profils des éléments majeurs issus de l'analyse XRF (cps/Kcps) de la carotte PV2 (a-g). Pour une meilleure lisibilité des résultats, la répartition granulométrique (h), les faciès sédimentaires (i) et le log sédimentaire (j) sont représentés en bas de la figure. Les chiffres romains représentent les séquences discutées dans le paragraphe 5.2. La carotte est positionnée selon son altitude relative par rapport au niveau des plus basses mers astronomiques (CM96). Les âges <sup>14</sup>C calibrés (cal a BP) sont indiqués à la base de la colonne stratigraphique et leur position symbolisée par un triangle noir. Les âges grisés indiquent une inversion d'âge ou des résultats incohérents par rapport à la tendance générale (cf. paragraphe 5.1. ; Tableau IV-1).

## 4.4. Analyse des foraminifères benthiques

### 4.4.1 Composition des assemblages

La densité absolue des foraminifères benthiques (> 150  $\mu\text{m}$ ) le long de la carotte PV2 varie entre 0 et 241 ind.g<sup>-1</sup> sédiment sec ( $\sim 0$  à 131 ind.cm<sup>-3</sup>) (Figure IV-8a ; Annexe IV-1). Au total, 68 espèces ont été identifiées dont 17 sont présentes à plus de 5% dans au moins un échantillon (Figure IV-8b-r). Parmi ces 17 espèces, 9 d'entre elles représentent près de 80% de l'assemblage total : *Ammonia tepida* (18,2 % en moyenne sur l'ensemble des échantillons), *Haynesina germanica* (13,6 %), *Elphidium selseyense* (8,6 %) et *Elphidium lidoense* (7,8 %), *Planorbulina mediterranensis* (8,3 %), *Lobatula lobatula* (8,6 %), *Elphidium gerthi* (5,8 %), *Cibicides refulgens* (4,8 %) et *Ammonia parkinsoniana* (2,9 %) (Figure IV-8 ; Planche IV-1). Les autres espèces présentes à plus de 5% dans au moins un échantillon sont : *Elphidium williamsoni*, *Elphidium magellanicum*, *Miliolinella subrotunda*, *Elphidium decipiens*, *Lagena sulcata*, *Lagena perlucida*, *Fissurina orbignyana* et *Elphidium oceanense* (Figure IV-8b-r ; Planche IV-1).

### 4.4.2 Résultats de l'analyse des assemblages par ACP

Les axes 1 et 2 de l'analyse ACP représentent respectivement 45,19 % et 20,56 %, et expliquent ensemble plus de 65 % de la variance totale de l'ensemble de données. L'ACP fait ressortir trois ensembles faunistiques (Figure IV-9a) :

Le Groupe 1 (G1) est principalement dominé par *A. tepida* et *H. germanica*. Ces 2 espèces vivent actuellement dans les vasières intertidales (e.g., vasière de Méan, vasière des Brillantes) et les environnements fins de l'étage subtidal supérieur de la partie aval de l'estuaire interne de la Loire (Thibault de Chanvalon *et al.*, 2015 ; Mojtahid *et al.*, 2016).

Le Groupe 2 (G2) est principalement dominé par *E. selseyense* (= *Criboelphidium excavatum* dans le Chapitre III - Durand *et al.*, 2016) ; *E. excavatum* dans Mojtahid *et al.*, 2016) et *P. mediterranensis*. *Elphidium selseyense* habite les environnements subtidaux sableux

de l'estuaire externe de la Loire et de la partie aval de l'estuaire interne (Mojtahid *et al.*, 2016). *Planorbulina mediterranensis* est une espèce épibionte sténohaline (Murray, 2006). Le groupe G2 indique plutôt la limite aval de l'estuaire externe.

Le Groupe 3 (G3) est principalement dominé par *L. lobatula* et *C. refulgens*. Ces deux espèces sténohalines sont connues pour habiter les environnements peu profonds du plateau continental supérieur (e.g., Murray, 2006 ; Camacho *et al.*, 2015).

### 4.4.3 Contenu microfaunistique des faciès sédimentaires

Le contenu microfaunistique des six faciès sédimentaires déterminés pour la carotte PV2 dans un ordre granulométrique décroissant est illustré dans la Figure IV-9b :

**Facies A ( $F_A$ ) :** L'abondance de foraminifères benthiques varie entre 11 et 241 ind.g<sup>-1</sup>s.s. L'assemblage faunistique est dominé par les espèces du groupe G3 ( $\sim 41,4$  %) dans lequel *L. lobatula* ( $\sim 13,7$  %), *E. lidoense* ( $\sim 8,4$  %) et *A. parkinsoniana* ( $\sim 8,2$  %) sont les principales espèces représentées, et les espèces du groupe G1 avec notamment la très forte proportion de *A. tepida* ( $\sim 25,2$  %) et *H. germanica* ( $\sim 11,6$  %). Le groupe G2 représente quant à lui  $\sim 8,8$  % de l'assemblage.

**Facies B ( $F_B$ ) :** Les foraminifères benthiques sont quasi absents dans ce faciès, et il n'y a aucune trace d'autre organisme.

**Facies C ( $F_C$ ) :** L'unique échantillon prélevé dans ce faciès présente une abondance totale de foraminifères benthiques de  $\sim 64$  ind.g<sup>-1</sup>s.s.. L'assemblage faunistique est relativement similaire à celui du faciès  $F_A$ . Il est dominé par les espèces du groupe G3 ( $\sim 37,2$  %) avec une forte contribution de *C. refulgens* ( $\sim 15,7$  %) et de *E. lidoense* ( $\sim 13,7$  %). Le groupe G1 ( $\sim 31,3$  %) est aussi très présent avec une forte proportion de *A. tepida* (25,5 %) et relativement peu de *H. germanica* (5,9 %). Le groupe G2 représente quant à lui  $\sim 11,8$  % de l'assemblage.

**Facies D ( $F_D$ ) :** La densité totale de foraminifères benthiques est très variable allant de 2 à 79 ind.g<sup>-1</sup>s.s. Les plus faibles concentrations sont observées dans les



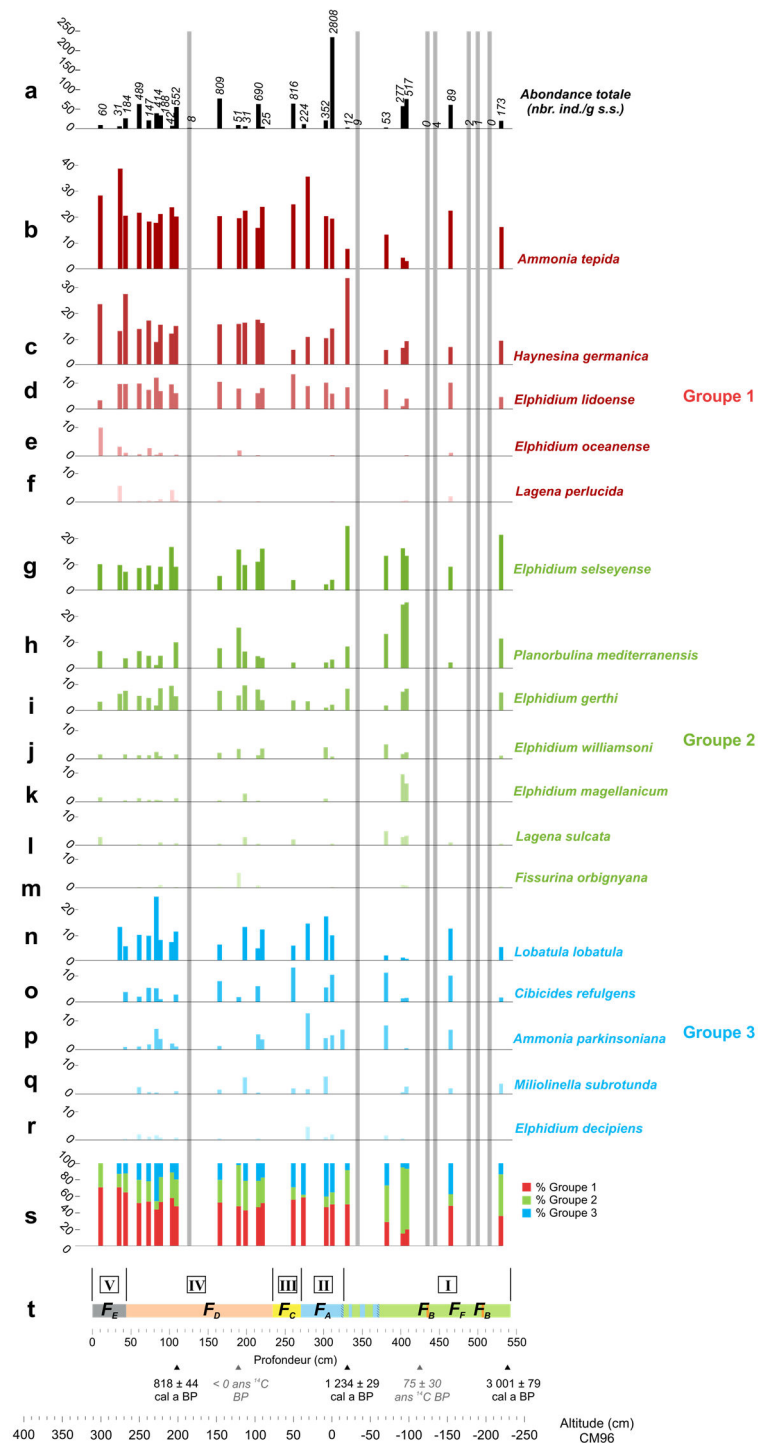


Figure IV-8 : (a) Abondance totale des foraminifères benthiques. Les chiffres placés au bout des barres noires indiquent le nombre d'individus dans la totalité de l'échantillon. (b-r) Abondances relatives des espèces dominantes (> 5%) de foraminifères benthiques dans la carotte PV2 regroupées selon les trois groupes issus de l'ACP présentée en Figure IV-9a. (s) Abondance relative des trois groupes. La succession des faciès sédimentaires (t) ainsi que les âges  $^{14}\text{C}$  calibrés (cal a BP), dont la position est symbolisée par un triangle noir, sont représentées dans la partie basse de la figure. Les âges grisés indiquent une inversion d'âge ou des résultats incohérents par rapport à la tendance générale (cf. paragraphe 5.1 ; Tableau IV-1). Les chiffres romains représentent les séquences discutées dans le paragraphe 5.2. La carotte est positionnée selon son altitude relative par rapport au niveau des plus basses mers astronomiques (CM96). Les barres grises indiquent les échantillons contenant moins de 10 individus. Ces échantillons ont été ignorés du calcul des abondances relatives de foraminifères benthiques.

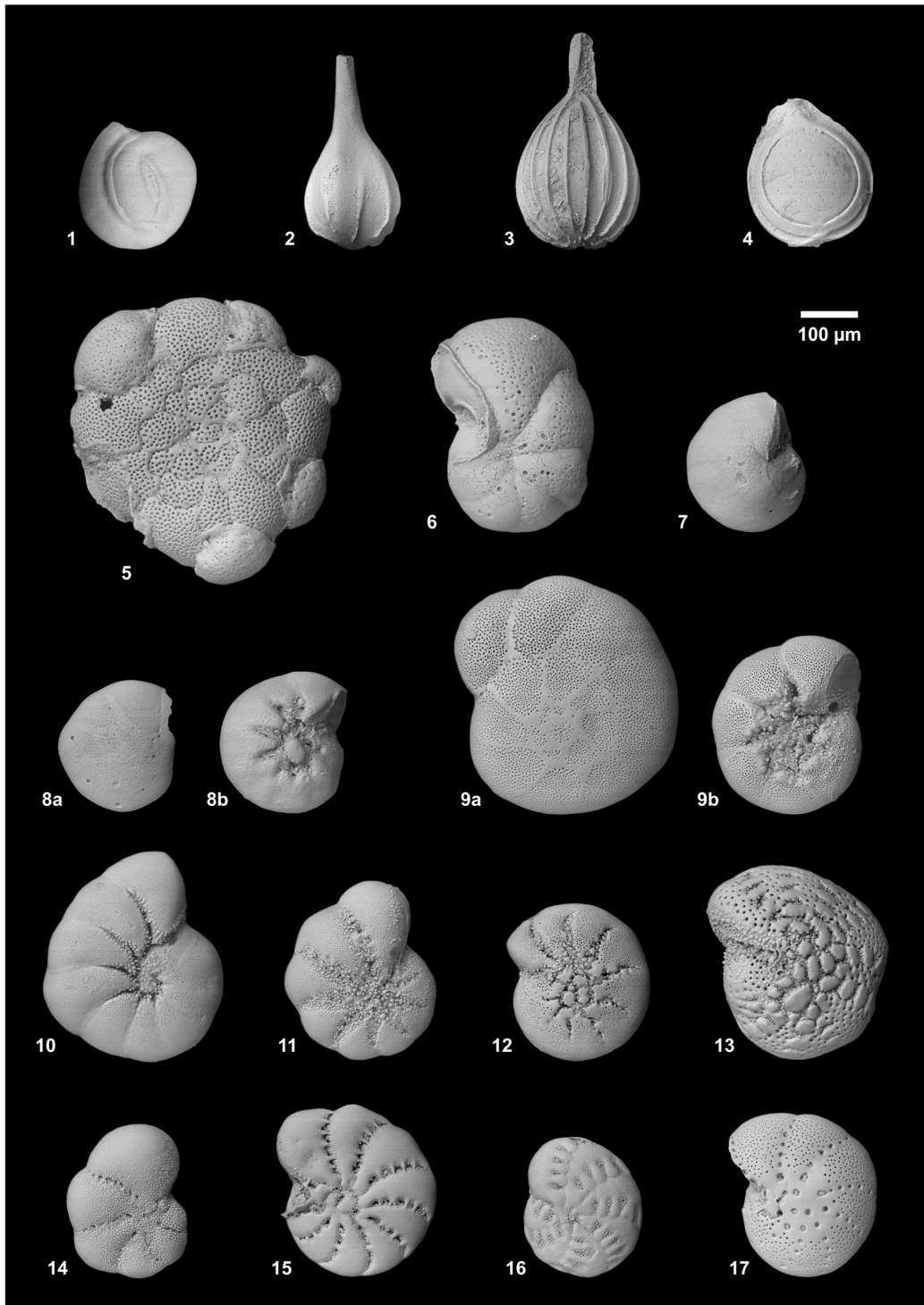


Planche IV-1 : Photographies MEB des espèces dominantes (>5%) de foraminifères benthiques de la carotte PV2. 1. *Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803) ; 2. *Lagena perlucida* (Montagu, 1803) ; 3. *Lagena sulcata* (Walker and Jacob, 1798) ; 4. *Fissurina orbignyana* Seguenza, 1862 ; 5. *Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny, 1826 ; 6. *Lobatula lobatula* (Walker and Jacob, 1798) ; 7. *Cibicides refulgens* (Terquem, 1876) ; 8. *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny, 1839), a. spiral side, b. umbilical side ; 9. *Ammonia tepida* (Cushman, 1926), a. spiral side, b. umbilical side ; 10. *Haynesina germanica* (Ehrenberg, 1840) ; 11. *Elphidium selseyense* (Heron-Allen & Earland, 1911) ; 12. *Elphidium lidoense* Cushman, 1936 ; 13. *Elphidium oceanense* (d'Orbigny, 1826) ; 14. *Elphidium magellanicum* Heron-Allen & Earland, 1932 ; 15. *Elphidium gerthi* van Voorthuysen, 1957 ; 16. *Elphidium williamsoni* Haynes, 1973 ; 17. *Elphidium decipiens* (O.G.Costa, 1856).

niveaux vaseux contrairement aux niveaux de sables fins qui présentent les abondances totales les plus élevées. L'assemblage est dominé par le groupe G1 (~37,8 %) représenté par *A. tepida* (~20,5 %) et *H. germanica* (~15,8 %). Contrairement aux faciès précédemment décrits, le groupe G2 (~26,2 %) est important, *E. selseyense* étant l'espèce la plus représentée (~10,0 %), suivie par *E. gerthi* (~6,6 %) et *P. mediterranensis* (~5,8 %). Le groupe G3 est également bien représenté avec ~24,7 % de l'assemblage total, principalement par la présence notable de *L. lobatula* (~9,3 %) et *E. lidoense* (~7,8 %).

**Faciès E ( $F_E$ )** : L'abondance de foraminifères benthiques est relativement faible allant de 7 à 9 ind.g<sup>-1</sup>s.s. L'assemblage faunistique est ici largement dominé par les espèces du groupe G1 (~61,4 %) avec notamment la forte proportion de *A. tepida* (33,5 %) et *H. germanica* (~18,1 %) suivies de *E. oceanense* (~6,6 %). La présence du groupe G2 (~21,4 %) est notable, dans lequel *E. selseyense* (~9,8 %) est la principale espèce représentée. Le groupe G3, composé uniquement de *L. lobatula* (~6,4 %) et *E. lidoense* (~6,5 %), représente quant à lui ~12,9 % de l'assemblage.

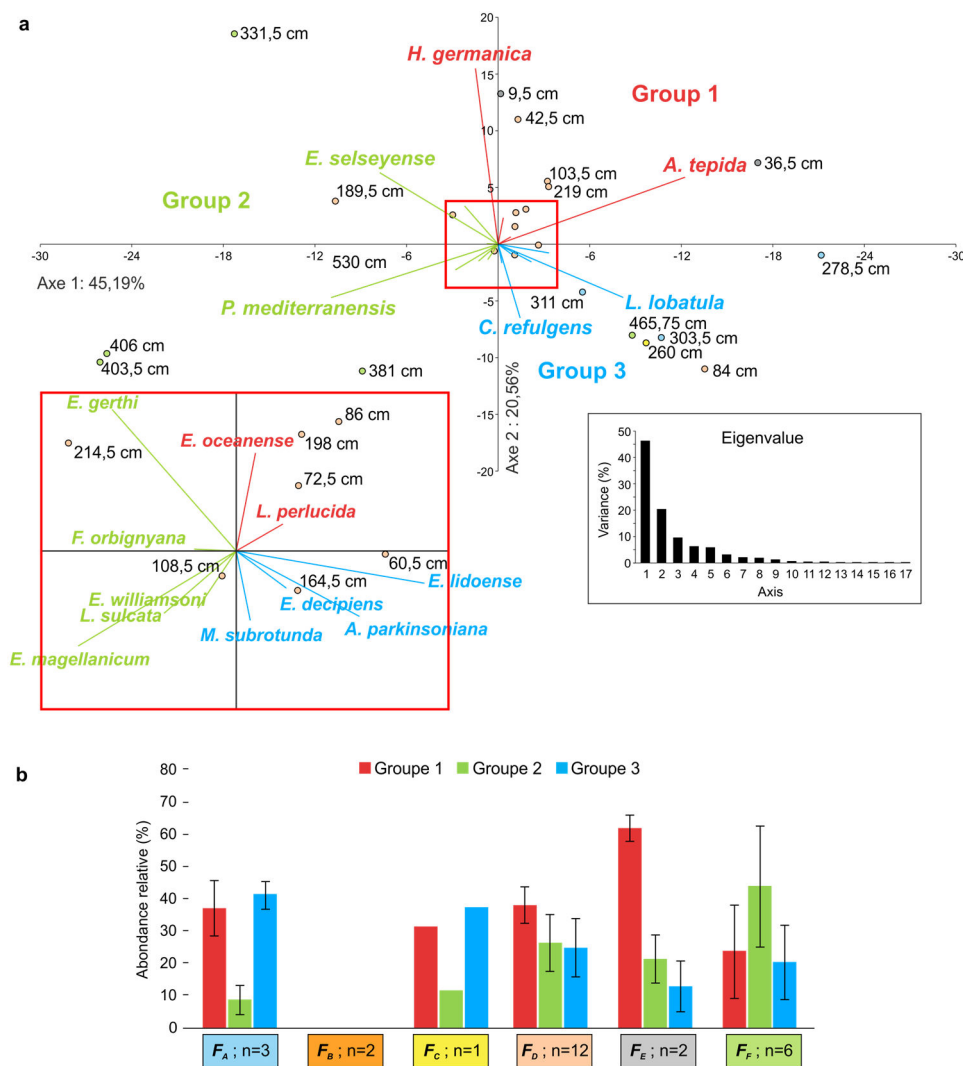


Figure IV-9 : (a) Analyse en Composante Principale (ACP) : Projection sur les 2 premiers axes de l'ACP des abondances relatives des espèces dominantes (> 5%) de foraminifères benthiques dans la carotte PV2. Les différents échantillons, et leurs profondeurs correspondantes, sont représentés par des ronds dont la couleur indique le faciès dans lequel ils ont été prélevés (cf. Figure IV-5). Un zoom sur les faibles contributeurs aux axes de l'ACP est présenté dans le rectangle rouge. (b) Caractéristiques micropaléontologiques (contenu en foraminifères benthiques) des six faciès sédimentaires identifiés (cf. Figure 4).

*Facies F (F<sub>F</sub>)* : Les foraminifères benthiques sont quasi absents de la partie vaseuse de ce faciès. Ils se retrouvent cependant dans les lits de silts où leur abondance totale varie entre 21 et 78 ind.g<sup>-1</sup>s. Même s'il est difficile de faire ressortir une tendance des assemblages faunistiques dans ces quelques échantillons, de façon générale et contrairement aux faciès précédemment décrits, l'assemblage faunistique est ici dominé par les espèces du groupe G2 (~43,7 %) avec notamment la très forte proportion de *E. selseyense* (~16,4 %) et *P. mediterraneensis* (~14,2 %) et la présence notable de *E. gerthi* (~5,5 %). La forte présence du groupe G1 (~23,7 %) est marquée par les espèces *H. germanica* (~11,7 %) et *A. tepida* (~11,2 %). Le groupe G3 est également bien représenté avec ~20,2 % de l'assemblage total, dans lequel seule *E. lidoense* (~6,0 %) dépasse les 5 %.

## 5 Discussion

Étant donné le plus grand nombre de jeu de données disponibles ainsi qu'une trame chronologique mieux contrainte, nous nous focaliserons dans cette discussion sur les données de la carotte PV2. Les données issues de la carotte PV1 seront utilisées en appui des interprétations de l'enregistrement sédimentaire de la carotte PV2.

### 5.1. Cadre chronologique

En milieu estuarien, l'interprétation des datations radiocarbone amène à certaines difficultés découlant principalement de la forte variabilité spatiale et temporelle de la dynamique hydrosédimentaire (*i.e.*, remobilisation de sédiments anciens, hiatus...) (Colman *et al.*, 2002 ; Angulo *et al.*, 2008 ; Loughheed *et al.*, 2013) mais aussi de processus biogéochimiques post-dépôt (*e.g.*, circulations de fluides entraînant des phénomènes d'adsorption, recristallisation...) (Hogg, 1982 ; Olsen *et al.*, 2017). En gardant à l'esprit tous les facteurs susceptibles de nuire à la fiabilité des datations <sup>14</sup>C dans nos échantillons, certaines datations donnent des âges anormalement jeunes (Tableau IV-1, Figure IV-2b). Ce constat est corroboré par les taux de sédimentation préliminaires estimés sur la base de l'activité du <sup>210</sup>Pb<sub>x</sub>

à la surface des deux carottes (~0,3-0,7 cm.a<sup>-1</sup>) et qui sont du même ordre de grandeur que ceux précédemment publiés sur la même vasière intertidale (Thibault de Chanvalon *et al.*, 2016) (Figure IV-2a). Les taux de sédimentation calculés excluent donc les trois dates concernées (deux pour PV2 et une pour PV1 ; Tableau IV-1), qui ont toutes été obtenues sur des débris végétaux. Selon la littérature, les principales sources d'erreur dans le cadre des datations <sup>14</sup>C sur les débris végétaux proviennent de la remobilisation, du transport (Angulo *et al.*, 2008b) et de l'intégration dans le bois de la durée de vie de l'arbre (Mcfadgen, 1982). Cependant, tous ces biais amènent à des âges plus vieux que l'âge réel, et parfois de plusieurs centaines voire de plus d'un millier d'années (Angulo *et al.*, 2008b). Dans notre cas, les âges sont anormalement jeunes et pourraient indiquer une contamination post-dépôt qui a pu avoir lieu lors de la collecte ou du traitement des échantillons (*e.g.*, cheveux, fibres de vêtements, fragments de papier provenant du matériel d'emballage, colle...) (Hogg, 1982). Cependant, cette contamination qui n'affecte que les échantillons de débris végétaux, laisse supposer d'autres sources possibles. En effet, les estuaires sont des lieux d'infiltrations et de circulations d'eaux souterraines transportant du carbone inorganique dissous pouvant affecter l'âge des sédiments (Olsen *et al.*, 2017). De même, la contamination peut également être causée par des acides humiques, issus de la décomposition des restes de plantes mortes, circulant dans les sédiments. Ils peuvent échanger du carbone ou adhérer aux échantillons induisant des âges faussement jeunes. Ce phénomène d'adsorption est particulièrement fréquent dans les échantillons comme la tourbe, le charbon et la vase organique (*e.g.*, Hogg, 1982 ; Reichelt-Brushett *et al.*, 2017). Les trois dates restantes au niveau de la carotte PV2 semblent cohérentes et ne présentent pas d'inversion (Figure IV-2b). Cela n'empêche pas que ces âges puissent être potentiellement plus vieux que les âges de dépôt de plusieurs centaines d'années à parfois près de 1 ka, pour les mêmes raisons énoncées pour les débris végétaux (remobilisation et transport ; *e.g.*, Angulo *et al.*, 2008). De plus, le COT des vases organiques estuariennes peut être un mélange complexe de matière organique

d'origine continentale et marine, ce qui rajoute potentiellement une source supplémentaire d'erreur pour les datations  $^{14}\text{C}$  (e.g., Loughheed *et al.*, 2017 ; Olsen *et al.*, 2017).

Afin d'essayer d'estimer au mieux le temps réel couvert par la carotte PV2 en tenant compte de toutes les contraintes citées, nous tentons une approche théorique illustrée dans la Figure IV-2b. Sur cette figure, nous présentons les trois âges  $^{14}\text{C}$  retenus avec une barre d'erreur théorique de 1 ka. Ensuite, le taux de sédimentation obtenu à partir de l'analyse du  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  des sédiments de surface a été extrapolé pour l'ensemble de la carotte, afin de donner une limite inférieure théorique des âges les plus probables. Pour cela, nous partons de l'hypothèse que le taux de sédimentation en profondeur et pour des faciès sédimentaires similaires est en moyenne généralement égal/ou moins important qu'en surface à cause de la compaction des sédiments et des phénomènes d'érosion. Bien entendu, le taux de sédimentation a pu avoir été plus important dans le passé, lors de périodes de plus forts apports sédimentaires. Avec cette configuration très théorique, les âges se retrouvant dans la partie hachurée du graphique sont des dates impossibles, ceux se retrouvant entre la limite inférieure de la barre d'erreur de 1 ka et la ligne d'extrapolation du taux de sédimentation de surface sont des dates possibles mais peu probables, et ceux se situant entre cette limite et les âges mesurés sont les dates les plus probables. Ainsi, la carotte PV2 couvre probablement une période allant de  $\sim 3,0$  à  $1,8$  cal ka BP (Figure IV-2b). Pour la carotte PV1, étant donné que le seul âge  $^{14}\text{C}$  obtenu a été exclu, l'estimation du temps couvert est basée uniquement sur la corrélation stratigraphique avec la carotte PV2 (Figure IV-5).

Au vu de la fiabilité contestable des âges radiocarbone obtenus dans nos sédiments estuariens, l'établissement d'un modèle d'âge ne paraît pas correct. Seuls les âges calibrés sont donc indiqués pour tenter de donner une trame chronologique générale de l'enregistrement sédimentaire.

## 5.2. Reconstitution de la mise en place de la vasière des Brillantes au cours de l'Holocène Tardif

L'Holocène Tardif est une période de faible variation du niveau marin (e.g., Goslin *et al.*, 2015). Entre  $\sim 5,5$  et  $2,5$  cal ka BP, une forte décélération de la montée des eaux est enregistrée, donnant lieu à une quasi-stabilité du niveau marin entre  $\sim 4$  et  $2$  m sous le niveau actuel (Goslin *et al.*, 2015). Pendant cette période ou au moins une partie, les marais adjacents à l'estuaire étaient complètement ennoyés et le paysage à cette époque ressemblait très probablement à ce qui est illustré dans la Figure IV-10a construite à partir de l'extension maximale des alluvions fluvio-marines d'âge Holocène (Chapitre III - Durand *et al.*, 2016). Une large baie estuarienne s'étendait alors sur l'actuelle plaine d'inondation de la Loire aval, communiquant avec la mer par l'embouchure actuelle au niveau du goulet de Saint-Nazaire-Mindin et par une ouverture secondaire au nord de l'actuel marais de la Grande Brière à hauteur de Piriac-sur-Mer et de la Pointe du Bile (Figure IV-10a). Cette quasi-stabilisation du niveau marin a conduit à un comblement progressif des baies et marais malgré une légère reprise de la transgression Flandrienne vers  $\sim 2,8$  cal ka BP (Goslin *et al.*, 2015). C'est dans ce cadre paléogéographique que débute l'enregistrement sédimentaire de la carotte PV2 située à environ  $2$  km à l'ouest de ce qui était alors l'île de Paimboeuf (Figure IV-10b). La succession verticale des dépôts composant la carotte PV2, replacée dans un cadre chronologique général (cf. 5.1), est discutée selon la paléogéographie de la zone d'étude (Figure IV-10) et en lien avec les forçages naturels et anthropiques.

Cette succession sédimentaire s'est formée en cinq phases (Figure IV-10c-g) durant l'Holocène Tardif :

Phase I (Figure IV-10c) : La première période allant de  $\sim 3,0$  à  $1,2$  cal ka BP (ou de  $\sim 1,8$  à  $1,1$  cal ka BP si l'on considère la limite inférieure des âges les plus probables selon la Figure IV-2b) est enregistrée à la base de la carotte PV2 ( $540 - 330$  cm) à une altitude allant de  $-2,3$  m à  $+0,4$  m CM96 (Figure IV-5). La présence d'une sédimentation fine quasi sans fossiles

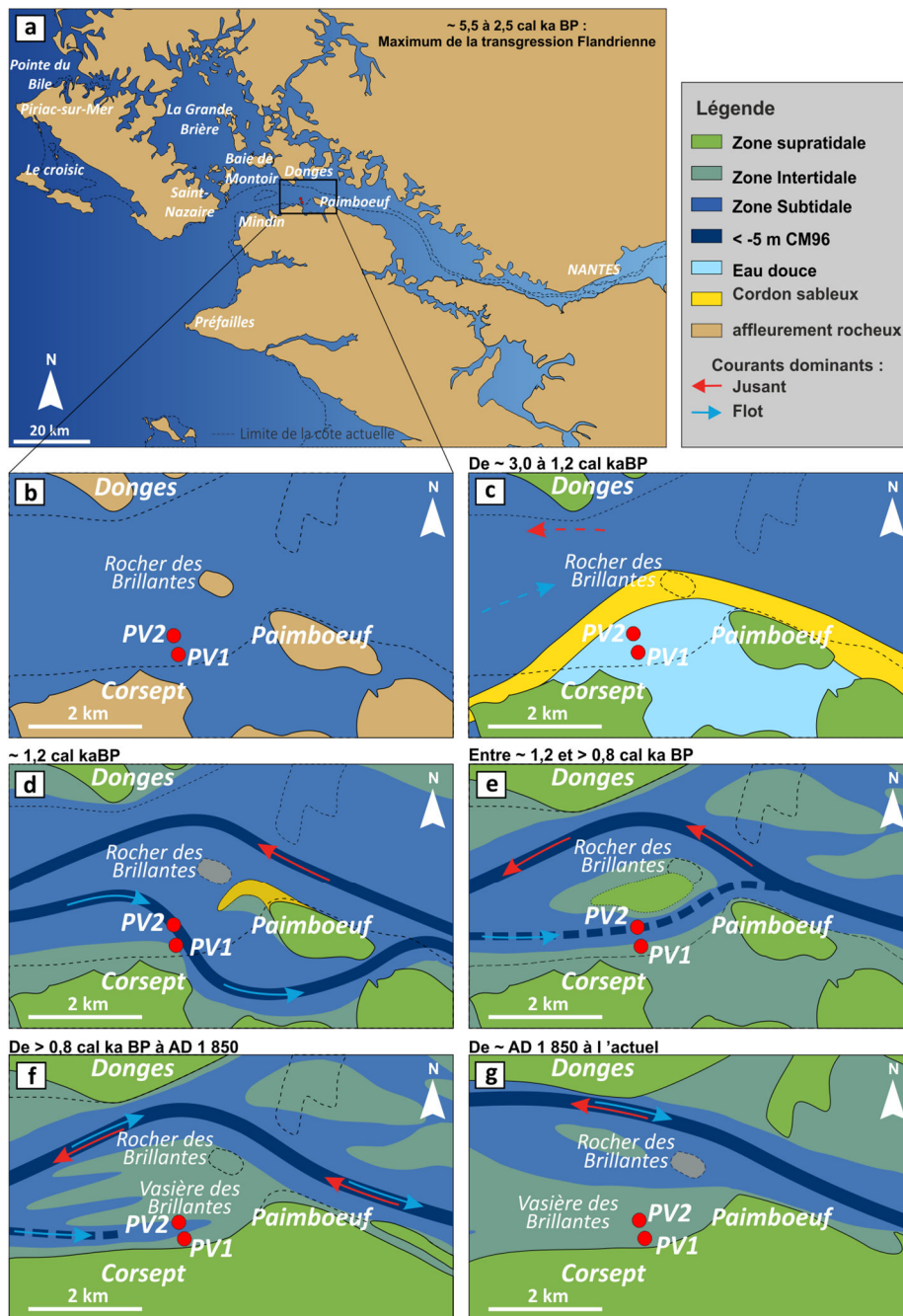


Figure IV-10 : Évolution paléogéographique de la zone d'étude depuis ~5,5 cal ka BP jusqu'à l'actuel. Les points de carottages PV1 et PV2 sont matérialisés par des points rouges. (a/b) Reconstruction de la ligne de rivage au « maximum » de la transgression Flandrienne entre ~5,5 et 2,5 cal ka BP (Durand et al., 2016). (c-e) Reconstitution de la paléogéographie de la zone d'étude entre ~3,0 et >8,0 cal ka BP. (f) Carte simplifiée issue de la carte bathymétrique de 1938 AD (Durand et al., 2016) correspondant à la période antérieure aux travaux de dragage du chenal Nord. (g) Carte simplifiée de la situation actuelle.

ni traces de fossiles marins et estuariens ( $F_F$ ) (dont les foraminifères benthiques) indique des conditions hydrodynamiques calmes dans un milieu isolé de l'influence marine, probablement un milieu d'eau

douce. Le même faciès sédimentaire est retrouvé également à la base de la carotte PV1 (550 - 360 cm) à une altitude allant de -1,3 m à +0,5 m CM96 (Figure IV-5), indiquant que l'on enregistre le même milieu

sédimentaire pendant probablement la même période de temps. Les faibles teneurs en Cl à la base des deux carottes (Figures IV-6h et IV-7g), un élément généralement en lien avec le teneur en sel dans le sédiment (Hennekam et de Lange, 2012), conforte cette hypothèse. De plus, les teneurs en Ca et surtout en Sr (Figures IV-6d, g et IV-7e, f), qui sont des indicateurs de la fraction carbonatée biogène dans les sédiments marins (Martin *et al.*, 2004), sont faibles et donc en cohérence avec nos observations sur l'absence d'organismes d'eaux marines ou saumâtres. Les quelques niveaux de sables très fins, présents parfois sous forme de petites rides de courant, riches en débris végétaux mais aussi en foraminifères benthiques issus principalement de l'estuaire externe voire du haut de plateau continental (Figures IV-8 et IV-9b) témoignent de connexions intempestives avec le milieu marin à la faveur sans doute de fortes marées ou de surcotes de tempêtes (Hippensteel *et al.*, 2013 ; Baumann *et al.*, 2017 ; Chaumillon *et al.*, 2017). De nombreuses études palynologiques, paléoenvironnementales et archéologiques menées dans l'estuaire de la Loire mettent en évidence une phase de légère régression marine allant de la seconde moitié du Subboréal jusqu'au début du Subatlantique (~4,5 – 2,6 cal ka BP). Tourbières et marécages s'installent en périphérie de l'estuaire de la Loire à la faveur de cet épisode de bas niveau marin (*e.g.*, Visset, 1982, 1988 ; Prigent *et al.*, 1983 ; Bernard, 1996 ; Cyprien et Visset, 2000 ; Cyprien *et al.*, 2004). C'est à cette époque que la Grande Brière (Figure IV-1), qui faisait partie auparavant de l'immense baie estuarienne de la Loire (Chapitre III - Durand *et al.*, 2016) (Figure IV-10a), se transforme en un immense marais. Cette « continentalisation » de la Grande Brière s'est également faite à la faveur d'importants apports détritiques ayant eu lieu aux environs de la seconde moitié de la période Subboréale (~4,7 - 3,6 cal ka BP) entraînant l'édification d'un cordon sableux selon Visset (1982) ou plutôt d'un bourrelet de rive vaseux selon Cyprien et Visset (2000). Une telle levée a pu isoler la Grande Brière de toute influence marine (Visset, 1982). Cette hypothèse est renforcée par l'existence d'une période d'activité accrue de la Loire entre ~4,4 et 3,5 cal ka BP identifiée dans la partie amont du fleuve (Castanet

*et al.*, 2014). Il est très fortement probable que le banc de Bilho (Figure IV-1b), qui était bien plus vaste pendant la période préindustrielle comme le montre la carte historique de l'estuaire de la Loire de 1693 AD (Figure III-2, Chapitre III - Durand *et al.*, 2016), soit un vestige de cette série détritique remarquable. De la même manière que pour le marais de la Grande Brière, il est plausible qu'un phénomène similaire ait conduit à l'édification temporaire d'un cordon sableux isolant la dépression existante au sud de Paimboeuf du reste de la baie estuarienne comme illustré dans la Figure IV-10c. Ce cordon sableux a dû se former et disparaître avant 1693 AD car il ne figure pas sur la carte historique de cette période, ce qui est concordant avec notre cadre chronologique. Ceci étant, les teneurs élevées en Fe et Ti (Figures IV-6c, e et IV-7b, c) ainsi que la nature granulométrique du sédiment témoignent d'une alimentation en éléments terrigènes fins, probablement par l'intermédiaire d'un cours d'eau connecté au continent (*i.e.*, similaire au cours d'eau qui alimente actuellement l'étier à proximité des points de carottages, Figure IV-1c, d). L'abondance de débris végétaux observés dans le facies  $F_F$  ainsi que les teneurs relativement élevées en COT et Mn (Figures IV-6a, b et IV-7a) témoignent d'un sédiment riche en matière organique. La présence de craquelures pourrait être le signe de la présence de méthane issu de la méthanogénèse, réaction anaérobie de dégradation de la matière organique par des microorganismes méthanogènes. Dans ce sens, les fortes valeurs en Mn (Mn étant un élément redox) pendant cette période, peuvent traduire un milieu réducteur sous-oxygéné résultant d'une forte minéralisation de la matière organique. Cependant, le Mn particulaire (celui que l'on enregistre) ne provient ni directement, ni systématiquement de cette réaction de la diagenèse précoce, mais plus exactement de deux processus antagonistes. Dans des conditions oxygénées, le Mn précipite sous forme d'oxyhydroxydes de Mn à partir des ions  $Mn^{2+}$  présents dans la mer ou dans l'eau douce. Dans les conditions sous-oxygénées, les eaux interstitielles peuvent devenir sursaturées en Mn et il en résulte une précipitation inorganique des carbonates de Mn (Lea, 1999). Cependant, étant donné que

généralement, les carbonates de Mn sont moins réactifs que les oxyhydroxydes de Mn, ils constituent une grande partie du Mn piégé dans les sédiments profonds et leur présence indiquerait bien des conditions sous-oxygénées. Par ailleurs, l'eau de mer contient une quantité variable de Mn, comprise entre 1 et 10 mg.m<sup>-3</sup>, alors que les eaux des rivières en contiennent beaucoup plus, environ 500 à 1000 mg.m<sup>-3</sup> (Harvey, 1949). La grande quantité de Mn particulière à cette période pourrait aussi corroborer l'isolation du milieu avec une présence majoritaire d'eau douce. Les quelques niveaux de sables moyens à litages plans dans la partie inférieure de cette séquence (*F<sub>B</sub>*) témoignent d'épisodes d'écoulements plus torrentiels issus des cours d'eau drainant les reliefs situés au sud de la zone d'étude (Figure IV-1c). Ces observations sont soutenues par une période d'augmentation de la fréquence et/ou de la magnitude des crues de la Loire entre ~2,3 et 1,9 cal ka BP, identifiée par Castanet *et al.* (2014) dans la partie amont du fleuve. Finalement, au sommet de cette séquence, les niveaux de sables graveleux à stratifications entrecroisées témoignent de la divagation d'un chenal tout proche annonçant la fin de cet environnement calme et conduisant à la période suivante.

Entre ~1,2 et une date antérieure à 0,8 cal ka BP (ou de ~1,1 à 0,4 cal ka BP selon les limites théoriques de la Figure IV-2b), des transformations environnementales vont se succéder sans qu'il soit possible d'en contraindre précisément la chronologie absolue étant donné le manque de matériel datable. Cependant, la période étant relativement courte (durée de ~400 à 600 ans), il est possible de remettre cette succession dans le contexte paléogéographique et climatique issu de précédents travaux (Chapitre III - Durand *et al.*, 2016). Cette période s'organise donc en 3 phases dont les 2 premières ne sont observées que dans la carotte PV2 :

Phase II (Figure IV-10d) : Vers ~1,2 cal ka BP (PV2, 330 – 270 cm ; Figure IV-5), un chenal de marée se met en place au point de carottage PV2, canalisant des conditions hydrodynamiques très fortes (*F<sub>A</sub>*). Les stratifications entrecroisées montrent une orientation Nord-Sud des courants (Figure IV-4a) qui sont fort probablement des courants de flot comme dans la

configuration « pré-anthropique » de l'estuaire (Mignot, 1993). Ceci témoigne de la réactivation du contournement sud de l'île de Paimboeuf et donc la destruction du cordon sableux qui fermait jusqu'à présent cette dépression. Ce contournement est probablement forcé par la présence de vestiges de la barre sableuse précédente entre l'île de Paimboeuf et le Rocher des Brillantes. Ces vestiges seraient éventuellement entretenus par le courant de jusant empruntant préférentiellement le chenal nord comme dans la configuration « pré-anthropique » de l'estuaire (Mignot, 1993). La présence dans la carotte PV2 d'un dépôt de type « *channel lag* » à la base de la séquence (Figure IV-4) prouve que l'axe du chenal passait à l'endroit du carottage. L'absence de ce type de dépôt dans la carotte PV1 (distante de 350 m) laisserait supposer le fonctionnement d'un chenal de marée de petite ampleur dans la zone de carottage PV2. L'altitude du « *channel lag* » (-0,2 m CM96) à la base de cette séquence indique que le niveau de la mer à cette époque était probablement plus élevé qu'actuellement. La mise en place de ce chenal pourrait être reliée à un épisode transgressif de courte durée ayant eu lieu vers ~1,2 cal ka BP. La présence de foraminifères benthiques avec une forte proportion d'espèces sténohalines et communes du haut de plateau continental, du groupe G3 (e.g., *L. lobatula* et *C. refulgens* ; Figures IV-8 et IV-9b) va dans le sens d'un transport par un fort courant de flot, ce qui est également corroboré par la hausse des teneurs du Cl indiquant une influence marine (Figure IV-7g). Par ailleurs, la présence des espèces *A. tepida* et *H. germanica* (groupe G2, espèces typiques des vasières intertidales ; Mojtahid *et al.*, 2016) dans ce faciès grossier témoigne de la remobilisation de sédiments de zones intertidales proches tel qu'illustré dans la Figure IV-10d. L'augmentation soudaine des teneurs du Si et Sr (Figure IV-7d, e), contrairement aux éléments terrigènes de la fraction fine (Fe et Ti ; Figure IV-7b, c), reflète la très forte dominance du quartz dans la fraction détritique avec une augmentation importante de la granulométrie, mais aussi la présence de quelques coquilles marines indiquant le caractère marin du dépôt. Plusieurs auteurs font état d'une « pulsation transgressive » au début de la période historique (~2,1 –



1,1 cal ka BP) (e.g., Ters *et al.*, 1968 ; Ters et Fara, 1968 ; Visset, 1982 ; Visset, 1985). Cet épisode transgressif est notamment marqué par des dépôts pélimitiques à caractère marin dans les marais en rive sud de l'estuaire de la Loire, à une altitude moyenne de +7 m CM96 (Ters et Fara 1968). Vers 2,1 cal ka BP, l'interruption de la tourbification dans le Sud de la Grande Brière est interprétée comme la conséquence de la rupture locale du cordon littoral sous l'effet de la hausse du niveau marin (Visset, 1982).

Phase III (Figure IV-10e) : Entre  $\sim 1,2$  et une date antérieure à 0,8 cal ka BP (ou de  $\sim 1,1$  à  $>0,4$  cal ka BP selon les limites théoriques de la Figure IV-2b) (PV2, 270 – 230 cm ; Figure IV-5), la séquence de remplissage de ce chenal à dynamique nord-sud dans la carotte PV2 a été tronquée avec le passage très net à une sédimentation toujours sableuse mais plus fine (+0,4 à +0,8 m CM96) ( $F_C$ ) dont les stratifications entrecroisées orientées principalement vers l'est témoignent d'un fort courant de flot à l'origine de ces dépôts. La présence de copeaux d'argiles témoigne de l'érosion par les courants de marée d'un marais supratidal proche. Comme à la période précédente, la proportion relativement élevée d'espèces du groupe G3 (Figures IV-8 et IV-9b) témoigne d'un transport par le flot alors que la dominance des espèces du groupe G2 témoigne de la proximité de vasières intertidales (Figure IV-10e). Les teneurs en éléments terrigènes (Fe et Ti ; Figure IV-7b, c) restent faibles dans ce dépôt toujours dominé par les sables. La chute du signal du Si (Figure IV-7d) est à mettre en relation avec une baisse de la granulométrie, mais aussi avec une augmentation des éléments bioclastiques soulignée par des valeurs en hausse du Sr et Ca (Figure IV-7e, f). Après un bref épisode transgressif, le niveau de la mer a diminué pour atteindre progressivement sa hauteur actuelle. Les vasières intertidales ont progradé en comblant progressivement la dépression au sud de Paimboeuf. Le courant de flot chemine donc entre le Rocher des Brillantes, sur lequel a pris appui une vasière intertidale, et l'île de Paimboeuf, pour enfin rejoindre le chenal principal au nord de Paimboeuf (Figure IV-10e).

Phase IV (Figure IV-10f) : Cette phase, entre une date antérieure à 0,8 cal ka BP jusqu'à  $\sim 1\ 900$  ans cal AD (ou entre  $>0,4$  cal ka BP et  $\sim 1\ 900$  ans cal AD ; Figure IV-2),

est caractérisée par des faciès plus fins ( $F_D$ ) et ( $F_E$ ) présents dans les deux carottes. La charge argileuse plus importante (PV1) alternant avec des rides de courants parfois nombreuses (PV2) témoigne de l'influence toujours notable de la marée mais dans un environnement hydrodynamique plus calme (Figure IV-10f). Ceci est conforté par la dominance des espèces de vasière intertidale actuelle de l'estuaire (*A. tepida* et *H. germanica* du groupe G2) associées à des espèces rencontrées davantage en estuaire externe et probablement transportées à la faveur du flot comme *E. selseyense*, *L. lobatula* et *P. mediteranensis*, *E. lidoense* et *E. gerthi* (Mojtahid *et al.*, 2016). Bien qu'inférieurs à la première période, le COT et les éléments terrigènes (Fe et Ti) (Figures IV-6a, c, e, et IV-7b, c) montrent des valeurs relativement élevées témoignant de la charge argileuse importante qui, à l'heure actuelle est principalement issue de la présence du bouchon vaseux sur la vasière des Brillantes au moment des crues (e.g., Thibault de Chanvalon *et al.*, 2016). Les teneurs en éléments ayant une affinité plutôt marine (Sr, Ca et Cl) restent relativement élevées dans la carotte PV2 (Figure IV-7e, f, g), ce qui témoigne de l'influence marine toujours forte dans ce faciès  $F_D$ . Dans la carotte PV1, les données sont plus contrastées car seul le Ca (Figure IV-6d) montre clairement une augmentation alors que Sr et Cl (Figure IV-6g, h) restent relativement stables. Le niveau marin a atteint son niveau actuel et la vasière des Brillantes se met en place progressivement prenant appui sur la ligne de rivage estuarien et le Rocher des Brillantes. Cette situation est bien représentée par la carte de 1938 (Durand *et al.*, 2016) qui donne une idée de la morphologie de la vasière avant les travaux de dragage du chenal nord.

Phase V (Figure IV-10g) : Depuis  $\sim 1\ 900$  AD, la sédimentation est beaucoup plus fine aussi bien dans la PV1 que la PV2, ce qui témoigne de la mise en place de l'environnement abrité actuel (Figure IV-10g). Dans la carotte PV2, la dominance des espèces de foraminifères de vasière estuarienne (*A. tepida* et *H. germanica*), indique la dernière phase d'édification de la vasière des Brillantes dans sa configuration actuelle. La légère et progressive baisse des éléments ayant une affinité plutôt marine (Sr, Ca et Cl ; Figure IV-7e, f, g)

parallèlement à l'exacte inverse tendance des éléments Fe et Ti (Figure IV-7b, c), témoignent d'une sédimentation terrigène fine issue des dépôts lors des crues sur la vasière des Brillantes (Thibault de Chanvalon *et al.*, 2016). Cette dernière étape est à mettre en relation avec les importants travaux d'aménagement de l'estuaire par l'Homme au cours du XX<sup>ème</sup> siècle. L'étude des cartes anciennes de l'estuaire de la Loire (Chapitre III - Durand *et al.*, 2016) a notamment montré que le chenal naturel de flot situé dans la partie sud de l'estuaire entre Montoir et Saint-Nazaire, a été progressivement abandonné au profit du nouveau chenal dragué dans la partie nord pour la navigation, ce qui a entraîné son comblement. Ces aménagements ont favorisé l'engraissement de la vasière des Brillantes en concentrant les courants de flot et jusan dans un seul et unique chenal dans la partie nord, en rive droite, et la mise en place de conditions hydrodynamiques beaucoup plus calmes dans la partie Sud de l'estuaire, en rive gauche (Figure IV-10g).

## 6 Conclusions

L'analyse combinée de données sédimentologiques et micropaléontologiques a permis de reconstituer l'histoire de l'édification de la vasière des Brillantes au cours des derniers ~3,0 cal ka BP. L'enregistrement sédimentaire des carottes PV1 et PV2 a permis de mieux comprendre le rôle des variations hydrologiques du fleuve au cours de l'Holocène Tardif associées aux faibles oscillations du niveau marin à courte échelle de temps, et des aménagements humains au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, dans la dynamique morpho-sédimentaire de l'estuaire de la Loire. L'évolution morphologique de la vasière des Brillantes est le résultat d'une combinaison entre des facteurs climatiques régionaux affectant le bassin versant de la Loire, mais aussi de forçages plus globaux entraînant des variations du niveau marin à courte échelle temporelle au cours de l'Holocène Tardif, considérée comme une période de stabilisation relative du niveau marin. L'enregistrement sédimentaire des deux carottes étudiées fait apparaître cinq périodes successives qui ont conduit à la mise en place de la vasière des Brillantes (Figure IV-5) :

- Entre ~3 et 1,2 cal ka BP, un marais côtier se met en place au sud de l'île de Paimboeuf à la faveur d'un niveau marin légèrement inférieur à l'actuel (-1 à -3m) et de l'édification de cordons sableux sur les rives de l'estuaire au début de la période Atlantique (~3,0 cal ka BP). Les quelques niveaux de crues témoignent de conditions humides sur le bassin versant de la Loire en accord avec ce qui a été observé en amont du fleuve mais aussi au large de l'estuaire vers 2,2 cal ka BP).

- Vers 1,2 cal ka BP, un épisode transgressif entraîne le démembrement du cordon sableux et l'invasion du marais côtier qu'il abritait. Le chenal tidal contourne le sud de l'île de Paimboeuf et le courant de flot y draine des sédiments grossiers. Entre ~1,2 et 0,8 cal ka BP, le changement d'orientation des corps sédimentaires témoignent de la fermeture du passage sud-Paimboeuf alors que chenal de flot emprunte désormais le passage entre le Rocher des Brillantes et l'île de Paimboeuf.

- Entre >0,8 cal ka BP et ~1 900 AD, la sédimentation plus fine mais toujours bien rythmée par les courants de marée témoigne de l'extension de la vasière et du comblement progressif de ce qui était autrefois le chenal de flot.

- Depuis ~1 900 AD, le dragage du chenal nord dans le but d'en faire le chenal de navigation principal, a concentré l'énergie tidale le long de la rive droite de l'estuaire. La vasière des Brillantes s'est alors engraisée pour atteindre sa configuration actuelle.

## Remerciements

Nous souhaitons remercier le Service environnement et hydraulique du Grand port maritime de Nantes Saint-Nazaire (GPMNSN) qui nous a attribué un financement pour la réalisation de cette étude (projet DEPEL : Détermination de l'état pré-anthropique de l'estuaire de la Loire et évolution historique de son fonctionnement.) et particulièrement Mr Didier Lehay pour son aide et son soutien. L'OSUNA (Observatoire des sciences de la Terre de Nantes - CNRS-INSU / IN2P3) a aussi soutenu ce travail à travers le financement du projet PALEOVASE (Vasière des Brillantes - Etude des paléoenvironnements holocènes de l'estuaire de la Loire). Les auteurs souhaitent remercier vivement

Sylvain Haquin et Franck Lelong, techniciens au sein du laboratoire M2C de Caen, UMR CNRS 6143, qui ont apporté tout leur savoir-faire technique afin de réaliser de manière inédite des carottages longs sur une vase intertidale. Nous tenons à remercier le Laboratoire d'analyse sédimentaire d'IFREMER Brest pour nous avoir donné accès à leur plate-forme analytique. Les photographies MEB des foraminifères benthiques ont été réalisées au SCIAM (Angers). Les auteurs remercient également le Pr. Patrick Launeau du laboratoire LPG de Nantes, UMR-CNRS 6112, qui nous a fourni les photographies HD de l'estuaire de la Loire. Pour finir, nous remercions également Anthony Barbe, Livia Defaye, Romain Levrard, Nicolas Dubosq et Simon Blet, étudiants de l'Université d'Angers qui ont participé à la mission PALEOVASE et à l'analyse des données.

# Chapitre V.

## **Late Holocene record from a Loire River incised paleovalley (French inner continental shelf): insights into regional and global forcing factors**

---

M. Durand<sup>1</sup>, M. Mojtahid<sup>1</sup>, G. M. Maillet<sup>1</sup>, A. Murat<sup>2</sup>, A. Baltzer<sup>3</sup>, S. Schmidt<sup>4</sup>, S. Blet<sup>1</sup>, T. Garlan<sup>5</sup>, E. Marchès<sup>5</sup>, H. Howa<sup>1</sup>

[1] LPG-BIAF UMR-CNRS 6112, University of Angers, UFR Sciences, 2 bd Lavoisier 49045, Angers Cedex 01, France.

[2] Cnam-Intechmer, BP324, 50 103 Cherbourg, France.

[3] LETG Nantes UMR – CNRS 6554, University of Nantes, BP 81 227, 44 312 Nantes Cedex 3, France.

[4] EPOC UMR - CNRS 5805, University of Bordeaux, CS 50 023, 33 615 Pessac Cedex, France.

[5] SHOM/DOPS/HOM/Sédimentologie, CS 92 803 – 29 228 BREST Cedex 2, France.

### Préambule

Nous avons choisi de présenter ce chapitre V sous forme d'article, écrit en anglais et avec la structure type d'une publication scientifique : titre, liste d'auteur, résumé, mots clés, développement du texte, remerciements, et références. Après plusieurs allers-retours avec les co-auteurs, cet article est sous une forme pratiquement finalisée. Après les dernières corrections éventuelles, il sera soumis au journal *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*.

### Résumé

La carotte sédimentaire KV14bis a été prélevée dans la Fosse du Croisic, une paléovallée incisée de la Loire, située sur le plateau interne actuel du Golfe de Gascogne. Cette archive sédimentaire couvre les derniers 2,6 ka BP avec un taux de sédimentation élevé (en moyenne de 0,24 cm.a<sup>-1</sup>). Une approche multiproxies (imagerie par rayons X, données XRF, analyses granulométriques et assemblages de foraminifères benthiques) a été utilisée afin de reconstituer le régime hydrologique de la Loire à la fin de l'Holocène. Ce régime hydrologique était en outre lié aux forçages climatiques (e.g., l'activité solaire, l'Oscillation Nord Atlantique - NAO) et aux activités humaines. Nos données décrivent une succession de plusieurs périodes sèches et humides. Les périodes humides sont centrées autour de ~ 2,2 ; 1,3 et 0,5 cal ka BP et sont caractérisées par des flux terrigènes élevés, une sédimentation silteuses fine, une teneur en carbone organique relativement élevée et des proportions élevées de l'espèce de foraminifère benthique épiphytes *Planorbulina mediterraneensis*. Cette espèce a probablement été introduite sur le site d'étude par le panache de la Loire, attachée à des macro-algues flottantes. Les périodes de sécheresse sont centrées autour de ~ 2,5 ; 1,5 ; 1,2 cal ka BP et 1 900 AD et sont caractérisées par de faibles apports terrigènes et une forte teneur en carbonate dans les sédiments en raison de l'abondance de débris coquilliers. Pendant les périodes de faible débit du fleuve, le dépôt d'une population de particules de sable ( $\varnothing \sim 200 \mu\text{m}$ ) pourrait indiquer une augmentation des tempêtes. Ces dernières pourraient avoir remobilisé des sédiments de profondeur plus faible pendant ces périodes

généralement sèches sur le continent. La cohérence globale de nos résultats avec plusieurs enregistrements continentaux européens soutient un contrôle régional des précipitations sur le bassin versant de la Loire et des tempêtes dans le Golfe de Gascogne à une échelle pluricentennale qui ressemble à celui de l'Oscillation Nord-Atlantique. Les analyses spectrales ont mis en évidence un contrôle supplémentaire possible de l'activité solaire. Les premiers impacts humains (i.e., déforestation, érosion des sols) se surimposent probablement à ce forçage climatique.

### Mots-clés :

Paléohydrologie ; La Loire ; Climat régional ; Oscillation Nord Atlantique ; Activité solaire ; Foraminifères benthiques ; XRF

### Points importants :

- Reconstruction de la paléohydrologie de la Loire au cours de l'Holocène Tardif
- Augmentation des tempêtes pendant les périodes sèches
- La NAO et l'activité solaire contrôlent l'hydrologie de la Loire au cours de l'Holocène Tardif

#### Abstract

Sediment core KV14bis was retrieved from the *Fosse du Croisic*, a Loire River incised paleovalley located in the present-day inner shelf of the Bay of Biscay. This core covers the past 2.6 cal ka BP with high sedimentation rate (an average of  $0.24 \text{ cm a}^{-1}$ ). A multiproxy approach (X-ray imagery, XRF data, grain size analyses, and benthic foraminiferal assemblages) was applied in order to reconstruct the hydrological regime of the Loire River during the late Holocene. This hydrological regime was further linked to climate forcing (*e.g.*, solar activity, North Atlantic Oscillation-NAO) and human activity. Our data describe a succession of several dry/humid periods. The humid periods are centered on  $\sim 2.2$ , 1.3, and 0.5 cal ka BP and are characterized by high terrigenous flux, fine silty sedimentation, relatively high organic carbon content and high proportions of the epiphytic foraminiferal species *Planorbulina mediterraneensis*. This species was probably introduced to the study site by the Loire river plume, attached on floating algae. The dry periods are centered on  $\sim 2.5$ , 1.5, 1.2 cal ka BP and 1900 AD and are characterized by low terrigenous input, and high carbonate content in sediments due to abundant shell debris. During periods of low river runoff, deposition of a sand-particle population ( $\emptyset \sim 200 \mu\text{m}$ ) could indicate increased storminess. This latter may have remobilized sediments from shallower depths during these generally dry periods on the continent. The overall coherence of our results with several European continental records supports a pluri-centennial scale regional climate control of humidity and storminess resembling that of the North Atlantic Oscillation. Spectral analyses emphasized a possible additional control of solar activity. Through deforestation and soil erosion, early human impact was also probably superimposed to this climatic forcing.

#### Keywords:

Paleohydrology; Loire River; Regional climate; North Atlantic Oscillation; Solar activity; Benthic foraminifera; XRF

#### Highlights:

- Reconstruction of the Loire paleohydrology during Late Holocene
- Increased storminess during the dry periods
- NAO and solar activity control the Loire hydrology during Late Holocene

## 1 Introduction

Late Quaternary incised paleovalley deposits contain valuable information about regional depositional processes and sea-level changes. During the 1990's, interest grew for the study of estuaries and incised valleys, due to the well-conserved deposits constituting potential oil reservoirs (*e.g.*, Allen and Posamentier, 1993; Zaitlin *et al.*, 1994; Dalrymple *et al.*, 1994). Lately, growing interest in estuaries past evolution is due to the strategic location of river mouths at the land-sea transition. In these specific environments, sedimentary records track continental dynamics via river sediment supply, and marine influence such as sea-level changes and tidal processes. The variability of these processes can in turn be related to external (*e.g.*, solar forcing) or internal climate forcing factors (*e.g.*, North Atlantic Oscillation - NAO) and/or to human impact. A number of Holocene studies showed that continental and marine environments respond to changes in solar radiation and that solar forcing may have modulated multi-decadal to centennial variations in sedimentation regimes (*e.g.*, Bond *et al.*, 2001; Martín-Puertas *et al.*, 2009; Magny *et al.*, 2009; Helama *et al.*, 2010; Saarni *et al.*, 2016). Additionally, in the North Atlantic region and along western European coast, the NAO is known as the major mode of interdecadal and longer-term climatic variability (*e.g.*, Hurrell, 1995; Wanner *et al.*, 2001; Hurrell *et al.*, 2003; Thompson *et al.*, 2003; Trouet *et al.*, 2009; Mojtahid *et al.*, 2013; Zumaque *et al.*, 2017). Two main oscillating modes exist: a positive NAO phase shows a stronger than usual subtropical high pressure centre and a deeper than normal Icelandic low. This results in a higher winter storm activity over the Atlantic Ocean, warm and wet winters in northern Europe and

dry winters in southern Europe. During a negative NAO phase, reduction in pressure gradient between the Subtropical High (Azores) and the Subpolar Low (Iceland) results in fewer and weaker winter storms crossing on a more west–east pathway and bringing moist air into the Mediterranean and southern Europe, and cold air to northern Europe (Hurrell, 1995; Hurrell *et al.*, 2001; Visbeck *et al.*, 2001; Stephenson *et al.*, 2003). Superimposed to this natural forcing, the human impact on vegetation (*e.g.*, forests destruction), landscape and therefore indirectly on sediment supply into the ocean has been observed in the Loire River catchment area since at least 2.0 cal ka BP (*e.g.*, Naughton *et al.*, 2007), and even as far in time as the Mesolithic/Neolithic (from ~8.0 cal ka BP) (*e.g.*, Visset *et al.*, 2002; Cyprien and Visset, 2004; Arnaud *et al.*, 2012).

Along the French Atlantic inner continental shelf, river incised paleovalley deposits were mainly described geomorphologically via sediment cores and lately via high resolution seismic records (*e.g.*, Allen and Posamentier, 1993; Lericolais *et al.*, 2001; Proust *et al.*, 2001, 2010; Féniès and Lericolais, 2005; Chaumillon and Weber, 2006; Menier *et al.*, 2006, 2010; Chaumillon *et al.*, 2008; Estournès *et al.*, 2012). Except for the study of the Etel River paleovalley (south French Brittany; Estournès *et al.* 2012) that used benthic foraminifera to support depositional environment interpretations from seismic profiles, there is no existing study tackling Holocene environmental changes (*i.e.*, paleo-hydrology, -ecology, and -climatology) in benthic environments of the Bay of Biscay. In this region, former researches either focused on very shallow environments like marshes, shelf mud patches and estuaries (*e.g.*, Lesueur *et al.*, 1996; Mellalieu *et al.*, 2000; Clavé *et al.*, 2001; Leorri and Cearreta, 2009; Stéphan and Goslin, 2014; Goslin *et al.*, 2015; Durand *et al.*, 2016) or on deep-sea settings (>500 m; Mojtahid *et al.*, 2013; Garcia *et al.*, 2013; Mary *et al.*, 2015, 2017; Zumaque *et al.*, 2017).

Our study focuses on a sedimentary core recovered from an ancient valley of the Loire River (*i.e.*, the “*Fosse du Croisic*”) incising the inner shelf off the present-day Loire River mouth (Proust *et al.*, 2010). The work is based on a multiproxy approach using sedimentological and benthic foraminiferal characteristics from core

KV14bis (Figure V-1) in order to answer the following questions:

1) Can we properly reconstruct the paleohydrology of the Loire River during late Holocene from sedimentary and foraminiferal records deposited in an incised paleovalley?

2) Can we disentangle the relative influences of regional vs global climate forcings on the paleohydrology of the Loire River?

## 2 Study area

### 2.1. Geomorphology

A network of incised valleys was discovered on the inner continental shelf off the present-day Loire River mouth as early as the 1960's (Vanney, 1964) (Figure V-1c). These ancient valleys incised the inner shelf during periods of low sea-level stand related to Quaternary glacio-eustatic variations (*e.g.*, Vanney, 1964; Proust *et al.*, 2010). In the late 2000's, Thion *et al.* (2008) mapped precisely these paleovalleys and (Proust *et al.* (2010) characterized the architecture of their sedimentary filling using an extensive grid of high-resolution seismic profiles. This paleovalley network consists of three main channels of about 30 km long, 0.7 to 4 km wide, and 40 to 60 m deep (Figure V-1). The sedimentary filling consists of six units from Pleistocene to Holocene ages, grouped into two sequences that are separated by a major erosion surface (Proust *et al.*, 2010) (Figure V-2). The lower sequence, of Saalien-Eemian age (230 – 131 ka BP), fills up mainly the southern valley whereas the upper sequence of Weichselian-Holocene age (114 ka BP to *Present*), is mainly present in the central and northern valleys. The northern valley (*Fosse du Croisic*), from which our core (KV14bis) was retrieved (Figures V-1 and V-2), was incompletely filled. Proust *et al.* (2010) suggest that this valley was the main river channel towards which the central and southern rivers (valleys) ran as tributaries. Erosion in this main river channel may have removed part of the sedimentary filling resulting in the preservation of the three units of the upper sequence only. These units are from base to top: 1) the upper part

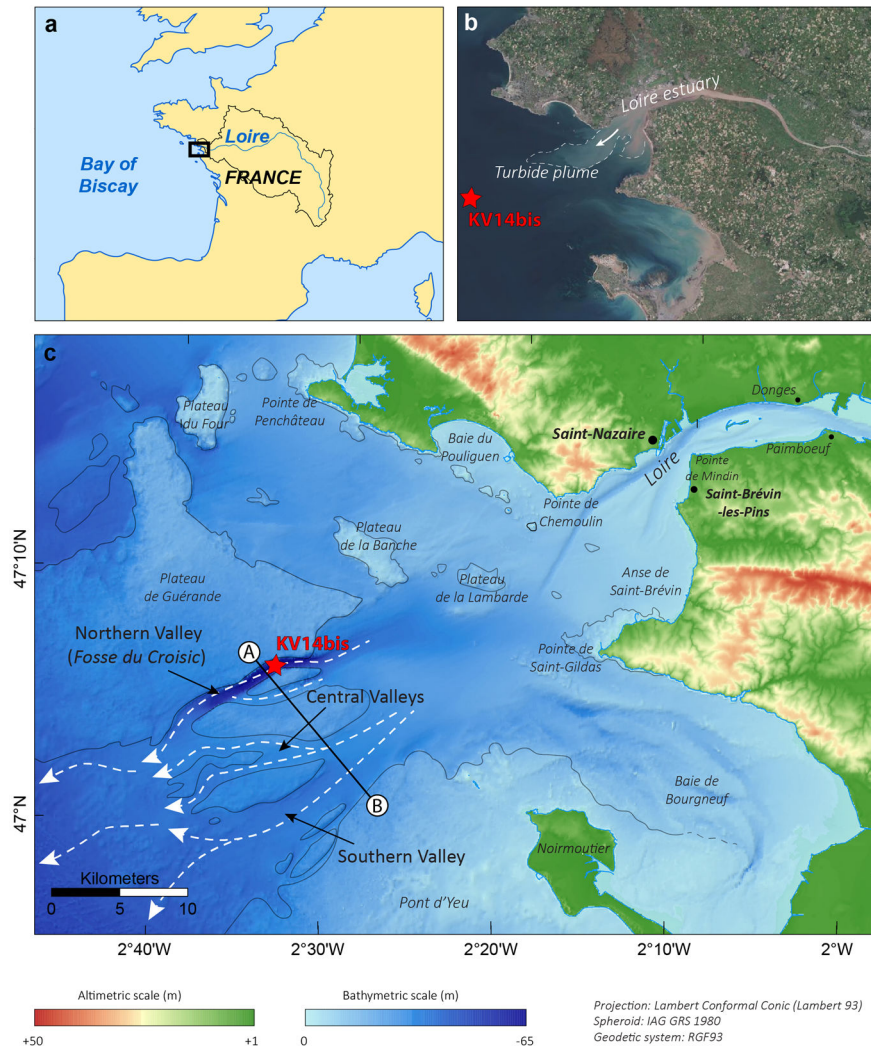


Figure V-1: (a) Location of the study area (black rectangle), the Loire River pathway (blue line), and its catchment area (black line); (b) Satellite image (SPOT 6 Satellite Imagery from [www.geoportail.gouv.fr](http://www.geoportail.gouv.fr)) showing the Loire turbid plume in the 27<sup>th</sup> of September 2015 and the location of core KV14bis (red star); (c) DEM (Digital Elevation Model) of the Loire outlet and the incised valleys on the inner shelf. DEM data are sourced from BD Alti® 75m (IGN; resolution: 75 m) for land area, and from Bathymetric DEM of Atlantic facade (Homonim project, SHOM, 2015; resolution: ~110 m) for the sea area. Red star represents the location of core KV14bis. Fine black lines define the contour of substratum outcropping at seafloor. The bold black line (A - B) shows the location of the diagrammatic section displayed in Figure V-2.

of a Lowstand Systems Tract (LST) consisting of meandering fluvial sediments (U4; Figure V-2), 2) estuarine low energy sediments (TST to HST) truncated by a wave ravinement erosion surface of Holocene age (U5; Figure V-2), and 3) offshore marine bioturbated muds (U6; Figure V-2). KV14bis sediments make part of this last unit. Using analyses of heavy metals and rare earth elements, Jouanneau *et al.* (1998) showed that fine-grained sediments deposited in the Loire paleovalley network, mainly originated from the Loire River.

## 2.2. Hydrology

The Loire is the longest river in France (~1 020 km) extending from the *Mont Gerbier de Jonc*, in the *Massif Central*, to *St-Nazaire*. It drains a catchment area of about 117 480 km<sup>2</sup> and flows into the Atlantic Ocean (northern Bay of Biscay). The mean Loire River flow is about 900 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, fluctuating between low water periods during summer and autumn (250 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) and flood periods during winter (>1800 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) (<http://www.hydro.eaufrance.fr>). The Loire River



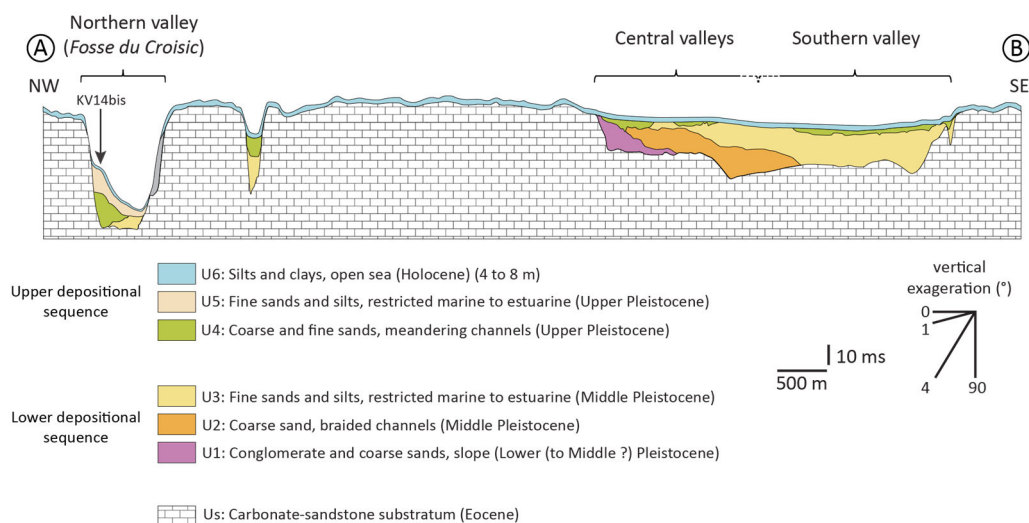


Figure V-2: Simplified diagrammatic section (see location on Figure V-1) of the Loire incised paleovalley network from on a compilation of high resolution seismic profiles (Proust *et al.*, 2010; Thion *et al.*, 2010). The location of core KV14bis is indicated by a black arrow.

estuary is eutrophic ( $\text{Chl } a > 100 \mu\text{g L}^{-1}$  in summer) and highly turbid, characterized by a turbidity maximum zone (suspended sediment concentrations  $> 0.5 \text{ g L}^{-1}$ ) (Meybeck *et al.*, 1988). The Loire River delivers about  $0.5\text{-}0.6 \text{ Mt a}^{-1}$  (Jouanneau *et al.*, 1999) to  $0.86 \text{ Mt a}^{-1}$  (Delmas *et al.*, 2012) of suspended fine sediments to the Bay of Biscay continental shelf via a turbid river plume (Figure V-1b). By introducing sediments, organic material, and freshwater, the Loire River plumes impact the physical, chemical and biological characteristics of the adjacent seawater (*e.g.*, Castaing *et al.*, 1999; Costoya *et al.*, 2016, 2017). Physical impacts are associated with changes in water stratification due to temperature and salinity gradients, circulation patterns, available light, as also described for the Gironde River plume impact in the Bay of Biscay (Castaing *et al.*, 1981). Chemical impacts are mainly linked to fluctuations in dissolved and particulate organic matter (*e.g.*, Castaing *et al.*, 1999; Costoya *et al.*, 2016; 2017). Consequently, distribution, abundance and composition of benthic foraminifera may be strongly affected (*e.g.*, Mojtahid *et al.*, 2009; 2010; Goineau *et al.*, 2011; Vieira *et al.*, 2015).

Lazure and Jegou (1998) modeled the hydrodynamic features of the Loire River plume using a 3D model combining the effects of winds, river discharges and surface heat fluxes. This model showed that the Loire plume is dominantly oriented to the northwest due to Coriolis Effect. However, the interannual variability in

wind regime and riverine discharge affect the spreading of the river plume. Two main features are recognized throughout the year: 1) the plume spreads northward and along the shore in early winter and periods of high river runoff; 2) the plume may spread offshore or southwards when river discharge is reduced and prevailing winds are from the northwest (Puillat *et al.*, 2004). Additionally, currents over the shelf, which are conditioned by wind, density gradients, and tides (Pingree and Le Cann, 1989) affect the plume displacement. An overall poleward residual tidal current of  $2\text{-}5 \text{ cm s}^{-1}$ , flows over the Armorican shelf (Pingree and Le Cann, 1989; Charria *et al.*, 2013) contributing to the NW dispersion of the plume.

## 3 Material and Methods

### 3.1. Core sampling

A 5.38 m long sediment core (KV14bis;  $47^{\circ}06'45.24''\text{N}$ ,  $2^{\circ}33'32.04''\text{W}$ ) was collected onboard the R/V *Pourquoi Pas?* at 58 m water depth in the *Fosse du Croisic* off the present-day Loire River mouth (Figure V-1). The coring was performed using the RossFelder-P-5 vibrocorer (IHMP: Hydrographic institute of Portuguese navy) during DYNSEDIM2015 oceanographic cruise (March 2015), under the leadership of the SHOM (Hydrography and Oceanography Department of the

French Navy). The exact location of the coring, right in the middle of the northern paleovalley, was precisely selected onboard in the light of direct seismic profiles.

### 3.2. Age model

The chronology of core KV14bis was established using a combination of AMS  $^{14}\text{C}$  dating and short-lived radionuclides ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ) (Figure V-3).

Six radiocarbon dates were provided by the Poznań Radiocarbon Laboratory (Poland) (Table V-1; Figure V-3b). Five dates were performed on well preserved (not broken and not abraded) bivalve shells (*Abra alba*). Shells were carefully washed after being picked out from the sediment sample. One more  $^{14}\text{C}$  measurement was performed on bulk organic carbon (TOC: Total Organic Carbon) but resulted in an aberrant old age. This feature is commonly found in estuarine sediments and is explained by the fact that plant debris and organic matter, as the abraded wooden fragments, are most likely transported and that the terrestrial organisms' times of death were older than the times of deposition (e.g., Angulo *et al.*, 2008; De Souza *et al.*, 2012). Accordingly, this radiocarbon date was excluded from calculation of the age model. Absolute  $^{14}\text{C}$  dates were corrected for the mean  $^{14}\text{C}$  age difference between the atmosphere and oceanic surface waters by applying a reservoir correction (R) of  $264 \pm 44$  years (Stuiver *et al.*, 2017) used by Sorrel *et al.* (2010) and Traini *et al.* (2013) in the Vilaine outer estuary. Then, by using the Bchron package in R (Haslett and Parnell, 2008; Parnell *et al.*, 2008), corrected AMS  $^{14}\text{C}$  dates were calibrated (converted to calendar ages: cal ka BP) according to the temporal variations of  $\Delta^{14}\text{C}$  in the atmosphere using the

IntCal13 calibration curve (Reimer *et al.*, 2013) and an age-depth model was computed.

In the upper 25 cm of the sediment core, activities of gamma emitters ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ) were measured on 2–5 g samples of dry sediment, using a low background, high efficiency, well-shaped Ge detector (Schmidt *et al.*, 2014). The standards used to calibrate the  $\gamma$  detector were IAEA-RGU-1, IAEA-RGTh and SOIL-6. Excess  $^{210}\text{Pb}$  ( $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ) was calculated by subtracting the activity supported by its parent isotope,  $^{226}\text{Ra}$ , from the total measured  $^{210}\text{Pb}$  activity in the sediment. To compensate for the potential effect of compositional changes of the sediment,  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  activities were normalized using  $^{232}\text{Th}$  activities ( $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}^{\text{Th}}$ ) (Barbara *et al.*, 2016). The CF-CS (constant flux, constant sedimentation; Robbins *et al.*, 1977) model was used to calculate a mean sediment accumulation rate (SAR) of the upper KV14bis section (0-25 cm) where  $^{210}\text{Pb}$  excesses were detected. In addition, the artificial radionuclide  $^{137}\text{Cs}$  served as an independent time marker, according to its well-known and widely distributed pulse input in the environment related to atmospheric nuclear weapon tests. It allows dating the maximum fallout at AD 1963 in the Northern Hemisphere (Avşar *et al.* 2015) (Figure V-3c).

For the interval between the oldest date of short lived radionuclides ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ) activity and the most recent radiocarbon date (43-44 cm sample depth; Table V-1), we performed a linear interpolation with the median probability of the calibrated radiocarbon date.

Table V-1: Radiocarbon dates. All absolutes AMS  $^{14}\text{C}$  ages are expressed in radiocarbon years BP (a BP), and calibrated ages are given in calendar years BP (cal a BP). LLTL: Lowest Low Tide Level; TOC: Total Organic Carbon. (\*) indicate most likely reworked material; accordingly, this radiocarbon date was excluded from calculation of the age model. (\*\*) denotes influence of nuclear testing  $^{14}\text{C}$ . Relative area under probability distribution, when is not specified in parentheses, is  $> 0.955$ .

Core and lab. No.	Sample depth (cm)	Altitude LLTL (m)	AMS $^{14}\text{C}$ ages (radiocarbon a BP)	Reservoir age (R)	$\sigma_R$	Calibration curve	Calibrated ages (2 $\sigma$ ) (cal a BP)	Dated material
KV14bis (Poz-79813)	43 - 44	-58.4	$380 \pm 30$	264	44	IntCal13	AD 1 665 - 1785 (0.412) AD 1 794 - 1 950** (0.588)	Mollusc ( <i>Abra alba</i> )
KV14bis (Poz-85478)*	126 - 127	-59.3	$1 175 \pm 30$	264	44	IntCal13	938 - 690	TOC
KV14bis (Poz-85155)	227.5 - 228	-60.3	$980 \pm 30$	264	44	IntCal13	781 - 547	Mollusc ( <i>Abra alba</i> )
KV14bis (Poz-79814)	332.5 - 333.5	-61.3	$1360 \pm 30$	264	44	IntCal13	1 183 - 903	Mollusc ( <i>Abra alba</i> )
KV14bis (Poz-85156)	442 - 443	-62.4	$2 545 \pm 35$	264	44	IntCal13	2 494 - 2 099	Mollusc ( <i>Abra alba</i> )
KV14bis (Poz-81052)	534.5 - 535.5	-63.4	$2 765 \pm 35$	264	44	IntCal13	2 745 - 2 366	Mollusc ( <i>Abra alba</i> )

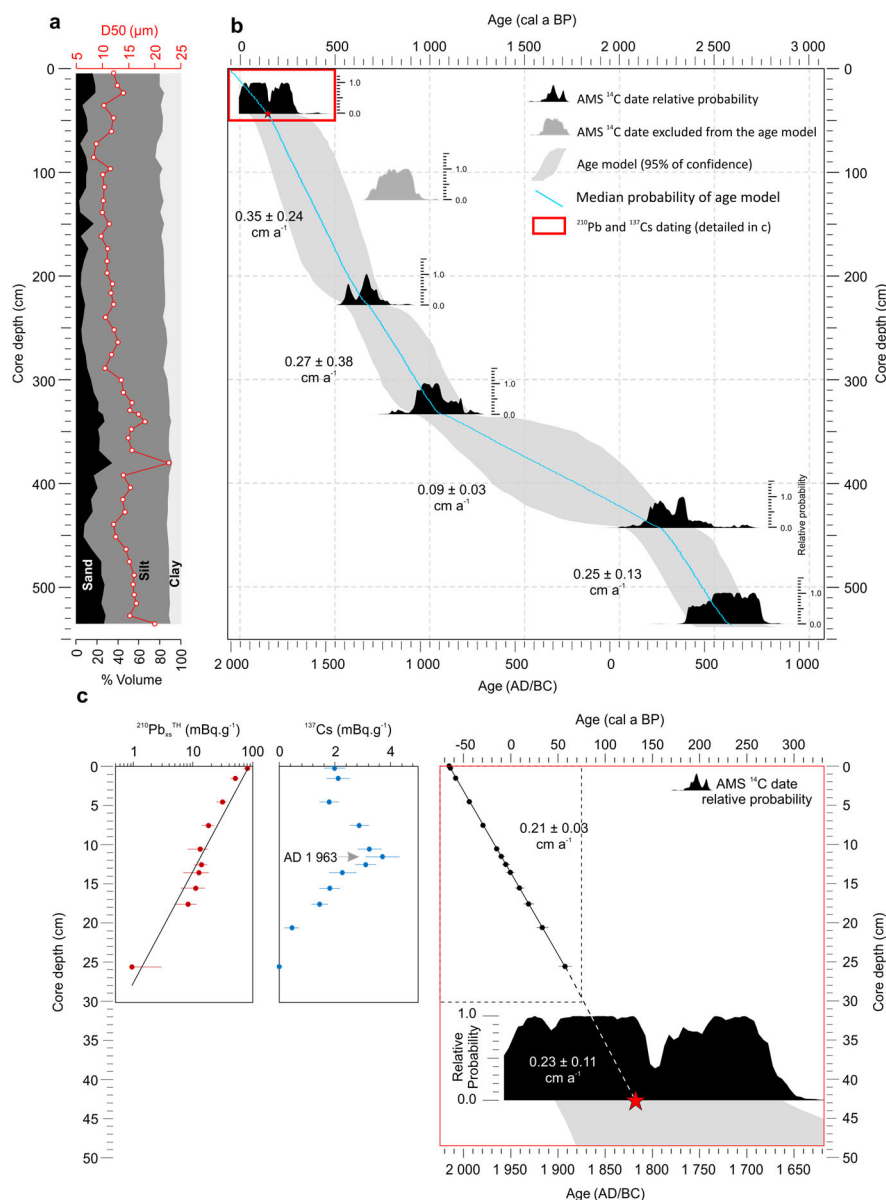


Figure V-3: (a) Particle size distribution of core KV14bis (volumetric percentage of sand, silt and clay; median grain size  $D_{50}$ ); (b) KV14bis age model in cal a BP (upper scale) and AD/BC (lower scale); (c)  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  measurements of the 25cm top sediments and associated age model. Red star represents the median probability of the most recent calibrated radiocarbon date (see Table V-1). Calculated mean sedimentation rates (between dating levels) are indicated in  $\text{cm a}^{-1}$  on the two age models (b and c).

### 3.3. Sedimentological analyses

High resolution photographs and a detailed visual description of cores were performed immediately after core opening. X-ray imagery was performed using the SCOPIX X-ray-imaging system (Migeon *et al.*, 1999) on thin slabs (15 mm thick) sub-sampled on each section of core KV14bis, at EPOC laboratory (University of Bordeaux, France).

Bulk intensities of major elements (Ti, Br, Cl and Sr) were measured using an AVAATECH X-Ray Fluorescence (XRF) core scanner at 1 cm-resolution at EPOC laboratory (Bordeaux, France). XRF data were measured using a 10 – 15 s count, and by setting the voltage to 10 – 30 kV, and intensity to 400 – 1 500 mA.

For total organic carbon (TOC),  $\text{CaCO}_3$ , and grain size analyses, 51 samples were selected according to the visual description of the core (sampling step  $\sim 8 \text{ cm}$ ).

Measurements of TOC were performed on bulk sediment samples using a LECO CS300 Combustion Analyzer at INTECHMER laboratory (Cherbourg, France). According to the method described in Abril *et al.* (2002), sediment samples were first freeze-dried and grinded in a ceramic mortar before being decarbonated with hydrochloric acid and re-dried. Each dry decarbonated sediment sample was separated into two to four subsamples. These subsamples were weighed, placed in a ceramic crucible and supplied with an accelerator (Tungsten Trioxide) and a catalyser (Copper). This crucible was placed in a furnace and heated over 1000 °C by an oxygen stream. The combustion of the carbon contained in the sample produces CO<sub>2</sub> that was detected and quantified by infrared detection. In order to obtain the most reliable data, the carbon analyser was recalibrated with graphite standard every 5 measurements. CaCO<sub>3</sub> content in the sediment was measured using a Bernard calcimeter. Given the high content of shell debris in core KV14bis sediments, grain size analyses were performed on CaCO<sub>3</sub>-free samples using a laser diffractometer Malvern™ Mastersizer 3000 (LPG-BIAF, Angers). Samples were decarbonated with 30% HCl solution. Grain size parameters (volumetric percentage of sand, silt and clay; the 50<sup>th</sup> percentile-D50-median grain size; the 90<sup>th</sup> percentile-D90; Skewness index) were calculated using GRADISTAT v 8.0 program (Blott and Pye, 2001).

### 3.4. Foraminiferal analyses

Benthic foraminiferal faunas were analyzed in 27 samples (1 cm thick) (Figure V-6; Appendix V-1) every 20 cm on average according to sedimentological results. Samples were wet-weighed, dried and re-weighed to obtain the dry bulk density. All subsamples were then washed through a 150 µm sieve. Samples were splitted using a microsplitter and a minimum of ~250 individuals were picked and stored in Chapman cells. The taxonomic references used to identify benthic foraminiferal individuals at a species level are listed in Appendix V-2. All foraminiferal counts were standardized per gram of dry sediment and are given in absolute abundances (ind. g<sup>-1</sup>) and relative abundances (% of a species in the total assemblage). Census data are presented in Appendix V-

1. Diversity Shannon and Equitability indices were calculated using the software PAST (PAleontological Statistics; Version 3.15; Hammer *et al.*, 2001).

### 3.5. Spectral analyses

In order to identify a possible cyclicity in our sedimentary record, REDFIT spectral (Schulz and Mudelsee, 2002) and Continuous Wavelet Transform (CWT; Morlet method) analyses (Torrence and Compo, 1998) were performed using PAST software (PAleontological Statistics, 3.15, Hammer *et al.*, 2001), on Ti, Sr and Br/Cl records. Before analyses, data were resampled at continuous and even spaced 1-year resolution.

## 4 Results

### 4.1. Chronology and sedimentation rates

The profile of <sup>210</sup>Pb<sub>xs</sub><sup>Th</sup> in core KV14bis shows a regular decreasing profile with increasing depth (Figure V-3c) indicating a low bioturbation rate at the core top. According to the CF-CS model (Robbins *et al.*, 1977), the mean SAR calculated for the upper KV14bis core section (0-25 cm) is around 0.21 ± 0.03 cm a<sup>-1</sup> since the beginning of the 20th century (Figure V-3c). Furthermore, the <sup>210</sup>Pb<sub>xs</sub><sup>Th</sup> dating model is corroborated by <sup>137</sup>Cs activity in the sediment. In core KV14bis, the profile of <sup>137</sup>Cs presents a distinct peak at 11.5 cm depth (Figure V-3c) which corresponds most likely to the widely distributed pulse input in the environment related to atmospheric nuclear weapon tests in the Northern Hemisphere in 1963 (Avşar *et al.* 2015) and thus supports the <sup>210</sup>Pb-derived dating. Sediment accumulation rate for the interval between the last measurement of short-lived radionuclides (<sup>210</sup>Pb,<sup>137</sup>Cs) activity and the most recent radiocarbon date (43-44 cm sample depth; Table V-1) is around 0.23 ± 0.11 cm a<sup>-1</sup> (Figure V-3c). This value is similar to the SAR value calculated from <sup>210</sup>Pb<sub>xs</sub><sup>Th</sup> profile. In the whole core, sedimentation rates are between 0.09 ± 0.03 cm a<sup>-1</sup> and 0.35 ± 0.24 cm a<sup>-1</sup> (Figure V-3b, c and V-5a).

## 4.2. Lithology and grain size

Core KV14bis consists of olive-green fine silts, with sandy-silt levels rich in shell debris (Figures V-3a and V-4a). X-ray imagery reveals no erosive contact along the entire record, but generally bioturbated sediments

(Figure V-4a). Grain-size distribution (CaCO<sub>3</sub>-free) analyses indicate a subtle decrease in the median particle size (D50; Figure V-3a) from the bottom to the top core (~15 to 10 μm, respectively). In more details, sediments display a bimodal grain-size distribution with a constant major mode at ~10 μm (Figure V-5b). The

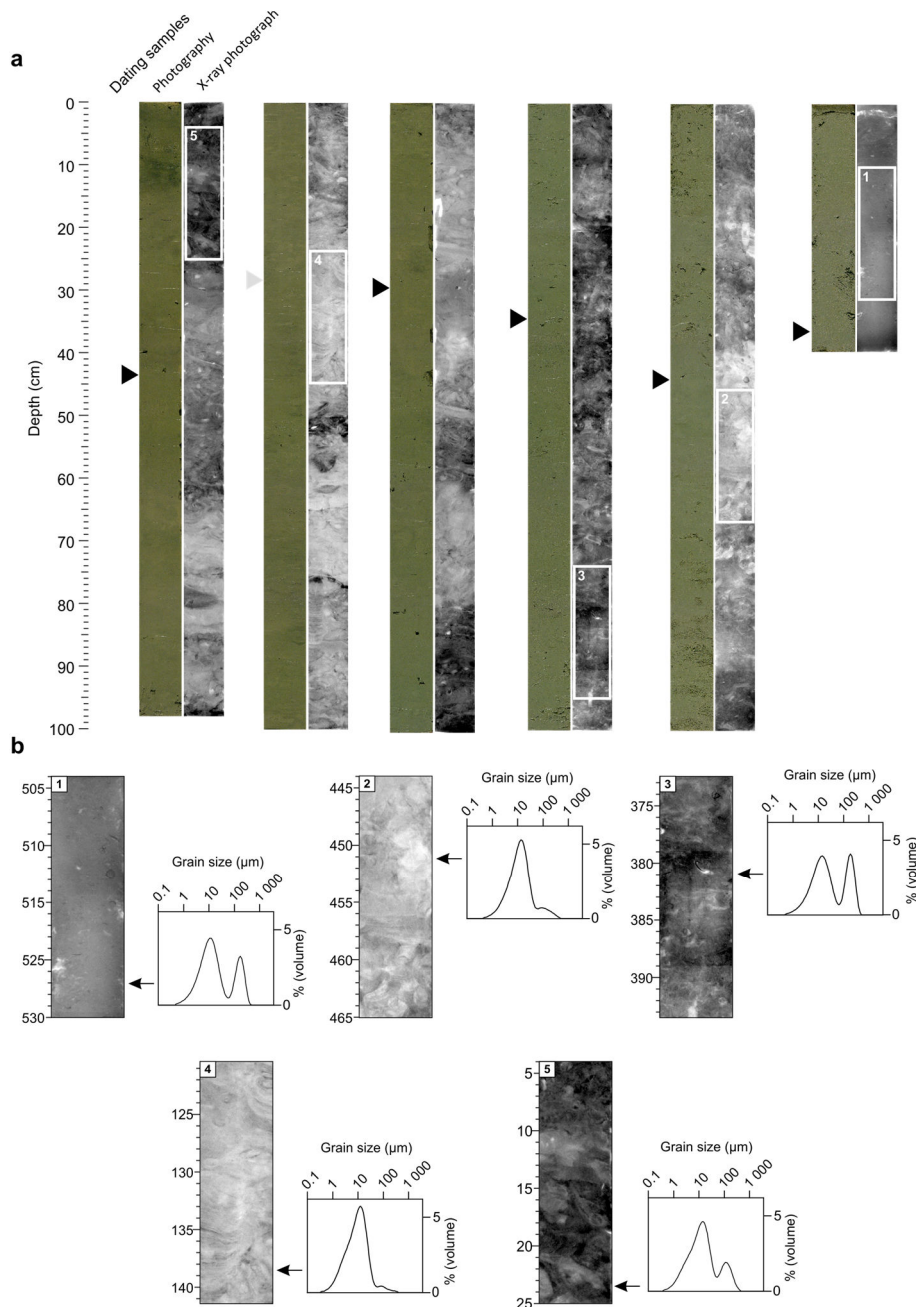


Figure V-4: (a) High definition photos and X-ray imagery of core KV14bis, displayed in 1 m sections. Black triangles indicate the radiocarbon dates (the excluded date is indicated in grey). (b) Zoom on the five selected sediment segments described in the text (their position along the core sections are presented as white rectangles on Figure V-4a) and the corresponding most representative grain size distribution.

minor mode, centered at  $\sim 150\text{--}200\ \mu\text{m}$ , is more or less developed (Figures V-4b and V-5b). When well-expressed, bimodal distributions lead to relatively high D90 values, up to  $250\ \mu\text{m}$  (Figure V-5b and V-5d) and a slightly positive Skewness index (Figure V-5c). Bimodal distribution with a fine sand population ( $\sim 150\text{--}200\ \mu\text{m}$ ) is mainly present from 538 to 485 cm sediment depth (2.6 – 2.3 cal ka BP), from 440 to 280 cm (2.1 – 0.8 cal ka BP), and from 25 cm to 15 cm (0.1 – 0 cal ka BP; *i.e.*, AD 1 900 to 1 950). The corresponding typical dark X-ray facies and bimodal grain-size distribution curves are displayed on Figure V-4b, boxes 1, 3 and 5, respectively. Time sections from 460 to 440 cm (2.3 – 2.1 cal ka BP) and 275 to 25 cm (0.8 cal ka BP to AD 1 900) recorded deposition of a nearly unimodal and symmetrical fine silts (the secondary peak of fine sand population is nearly undetectable) (Figure V-5b and V-5c), with low D90 values ( $\sim 50\ \mu\text{m}$ ) (Figure V-5d), and intense bioturbation. The corresponding typical lighter X-ray facies and nearly unimodal grain-size distribution curves are displayed on Figure V-4b, boxes 2, and 4, respectively.

### 4.3. XRF analyses, TOC and CaCO<sub>3</sub> content

Titanium content curve (Figure V-5e) displays a slightly increasing trend along record. In more details, the XRF-Ti curve displays three major peaks at  $\sim 2.2$ , 1.3 and 0.5 cal ka BP, intercalated with four minima ( $=1/3$  peak values) at  $\sim 2.5$ , 1.5, 1.2 cal ka BP and AD 1 900. The Br/Cl ratio (Figure V-5f) follows the same trend as Ti content, except for the last 150 years when Br/Cl ratio increased whereas Ti remained stable. Total Organic Carbon (TOC; Figure V-5g) values remain low ( $<1\%$ ) with a slight increase up core, and, although measured with lower resolution, they follow the same general trend than Br/Cl ratio. Sr and CaCO<sub>3</sub> values (Figure V-5h and V-5i) show the exact opposite pattern to Ti, Br/Cl and TOC.

### 4.4. Benthic foraminiferal content

The absolute densities of benthic foraminifera ( $> 150\ \mu\text{m}$ ) vary between 94 and 1 291 ind.  $\text{g}^{-1}$  in core KV14bis and show no particular pattern downcore

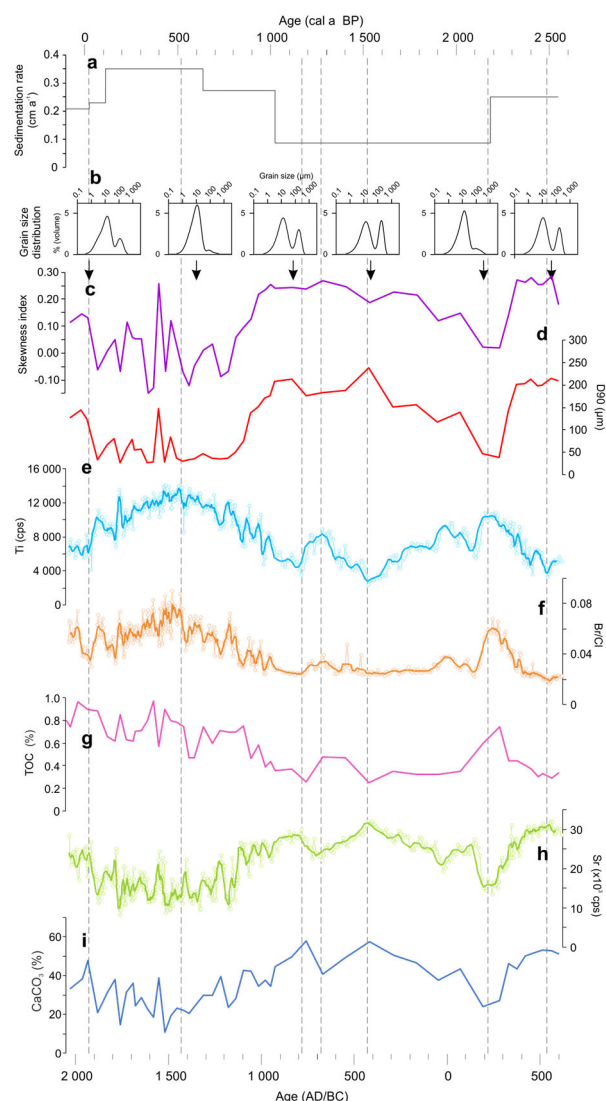


Figure V-5: Sedimentological and geochemical data displayed in cal a BP (upper scale) and AD/BC (lower scale). (a) Sedimentation rate ( $\text{cm a}^{-1}$ ); (b) CaCO<sub>3</sub>-free grain size distribution of 6 selected representative samples (x: grain size ( $\mu\text{m}$ ); y: % volume); (c) CaCO<sub>3</sub>-free grain size Skewness index; (d) CaCO<sub>3</sub>-free grain size D90 ( $\mu\text{m}$ ); (e) XRF-Ti content (cps); (f) Br/Cl ratio; (g) Total Organic Carbon (%); (h) Sr content (cps); (i) CaCO<sub>3</sub> (%).

(Figure V-6a; Appendix V-1). A total number of 84 species (Appendix V-1) were identified among which 10 species show relative abundances  $>5\%$  in at least one sample (SEM photographs in Plate V-1). Shannon index varies between 2.15 and 2.90 and Equitability index between 0.66 and 0.78 (Figure V-6b and V-6c). Amongst the 10 dominant species, *Cibicides refulgens*, *Lobatula lobatula* and *Planorbulina mediterraneensis* account for  $\sim 55\%$  of the total assemblage. An overall continuous

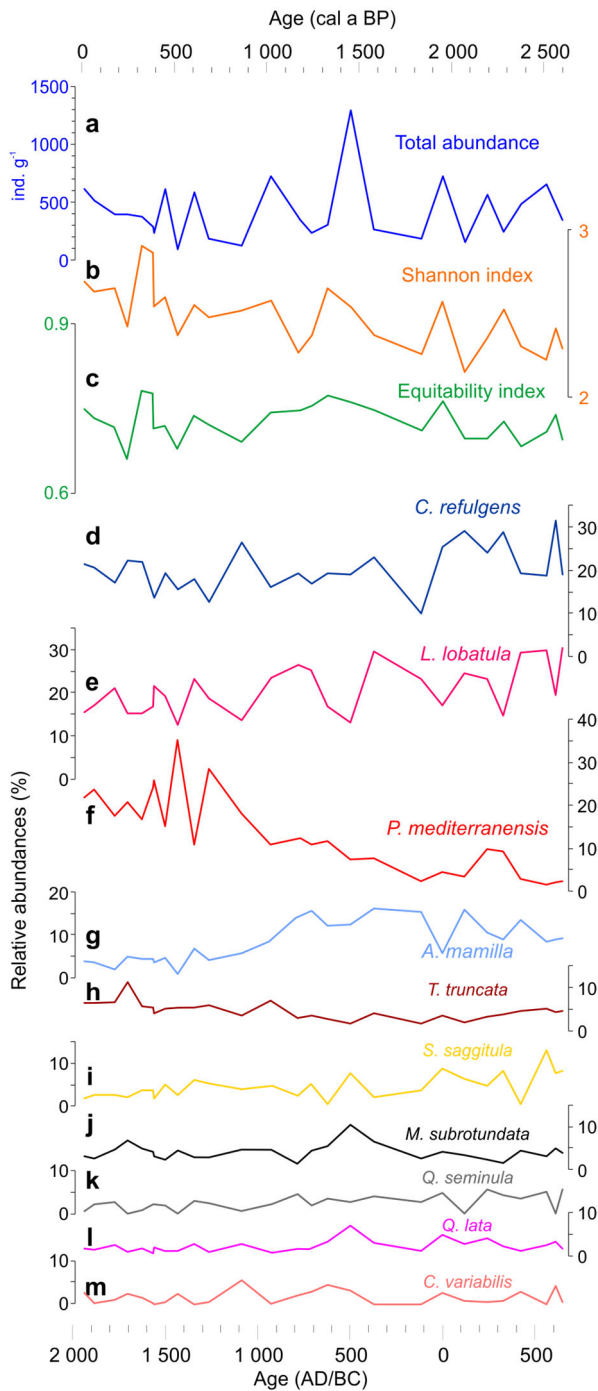


Figure V-6: Faunal data displayed in cal a BP (upper scale) and a AD/BC (lower scale). (a) Total benthic foraminiferal absolute densities (ind. g<sup>-1</sup>); (b) Diversity index Shannon H' and (c) Equitability J'; (d-m) Relative abundances (%) of the dominant benthic foraminiferal species (>5% in at least one sample).

decreasing trend characterizes the relative abundances of *C. refulgens* (Figure V-6d), *L. lobatula* (Figure V-6e) and

*Spiroplactamina sagittula* (Figure V-6i) whereas *P. mediterraneis* (Figure V-6f) and to a much lesser extent *Textularia truncata* (Figure V-6h) show low values in the first 1.5 ka of the record and reached their higher percentages in the second part of the record. *Asterigerinata mamilla* (Figure V-6g) showed the opposite trend as *P. mediterraneis*. The other species don't show a particular pattern along record (Figure V-6i - m).

## 5 Discussion

The 5.4 m length of core KV14bis is consistent with the thickness of Holocene deposits (4 – 8 m thick) in the Loire paleovalleys network estimated from seismic profiles by Proust *et al.* (2010) (Figure V-2). The mean sedimentation rate (0.23 cm a<sup>-1</sup>) is also coherent with published values from the mid-shelf mud-belt *La Grande Vasière* (Bay of Biscay, France) (0.1 to 0.3 cm a<sup>-1</sup>) (Lesueur *et al.*, 2001; Dubrulle *et al.*, 2007). Furthermore, short-lived radionuclides (<sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs) dates and the most recent AMS <sup>14</sup>C ages are in a good agreement. All this, together with an overall fine grained sedimentation, argue in favor of a continuous paleoenvironmental record covering the past ~2.6 cal ka BP.

### 5.1. Proxy interpretation

Titanium (Ti) is related to the siliciclastic components of the sediment and varies with the terrigenous fraction (*e.g.*, Jansen *et al.*, 1998). Because fine-grained sediments in the Loire incised paleovalleys originate mainly from the Loire River (Jouanneau *et al.*, 1998), increased intensities of Ti in our samples are interpreted as increased supplies of siliciclastic material of fluvial origin. Conversely, calcium (Ca) and strontium (Sr) often represent the carbonate content of the sediment (*e.g.*, Peterson *et al.*, 2000; Bozzano *et al.*, 2002). This latter is also directly estimated from measured percentages of CaCO<sub>3</sub> in the sediment. Since Sr is an alkaline earth element fixed by marine organisms during shell calcification, it is usually used as a marker of strictly biogenic origin of carbonates (Martin *et al.* 2004). In our study, we interpret Sr content as an indicator of local

benthic production and/or input of shell debris. XRF-Bromine (Br) is successfully used as a proxy for organic matter content in the sediment, and particularly for marine organic matter (e.g., Thomson *et al.*, 2006; Mayer *et al.*, 2007; Ziegler *et al.*, 2008). In this study, we use Br/Cl ratio in order to discriminate between organically-bound Br and salt Br (Hennekam and deLange, 2012). In our core, Br/Cl ratio curve generally mirrors the TOC profile (Figure V-5f and V-5g) suggesting that most of the Bromine is probably of organic origin. Furthermore, Br/Cl and TOC profiles follow the same trend as Ti (Figure V-5e) suggesting that the activity of the Loire River mainly controls the amount of organic matter arriving at the study site, either directly via continental organic matter input or indirectly by triggering primary production by the means of nutrients supply. Our data do not allow discriminating the two possible sources of Br (*i.e.*, marine or continental).

Further analyses, such as C/N ratios and  $\delta^{13}\text{C}$  signature (e.g., Mojtahid *et al.*, 2009) are needed in order to correctly estimate the quality of organic matter (e.g., C/N ratio,  $\delta^{13}\text{C}$ ).

Benthic foraminiferal assemblages are largely dominated by epifaunal/epiphytic calcareous species (*C. refulgens*, *L. lobatula* and *P. mediterraneensis*; e.g., Murray, 2006; Murray, 2014; Figure V-6; Appendices V-1 and V-2). These species are very common in the upper shelf of the Bay of Biscay (< 60 m depth) (Pascual *et al.*, 2008; Martínez-García *et al.*, 2013; López-Belzunce *et al.*, 2014). A very similar Holocene assemblage was found in the northern part of *La Grande Vasière* mid-shelf mud-belt (Chapter VI; Mojtahid *et al.*, *In prep*) and in the Bay of Etel (southern Brittany) (Estournès *et al.*, 2012). The presence at high abundances of epiphytic species is generally indicative of nearby abundant marine vegetation (e.g., Van der Zwaan *et al.*, 1999;

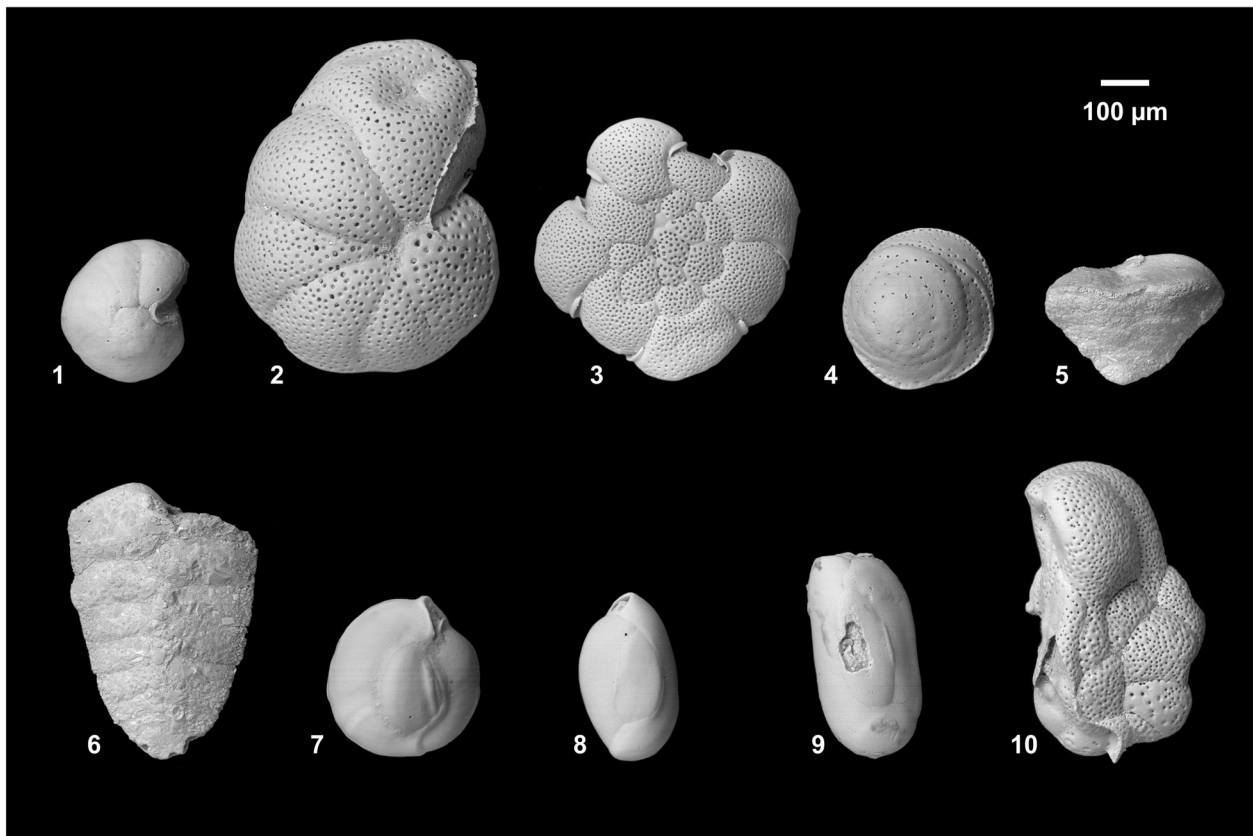


Plate V-1: SEM photographs of: 1. *Cibicides refulgens* (Terquem, 1876); 2. *Lobatula lobatula* (Walker and Jacob, 1798); 3. *Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny, 1826; 4. *Asterigerinata mamilla* (Williamson, 1858); 5. *Textularia truncata* Höglund, 1947; 6. *Spiroplectammina sagittula* (Defrance, 1824); 7. *Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803); 8. *Quinqueloculina seminula* (Linneaus, 1758); 9. *Quinqueloculina lata* Terquem, 1876; 10. *Cibicides variabilis* (d'Orbigny, 1826).



López-Belzunce *et al.*, 2014), which is a common characteristic of the Bay of Biscay coastal areas (*e.g.*, Golléty *et al.*, 2010; Derrien-Courtél *et al.*, 2013; Stiger-Pouvreau *et al.*, 2014). This diverse marine vegetation provides abundant niches for epiphytic foraminifera (Johnson and Scheibling, 1987; Langer, 1993; Hart, 2016; Barras *et al.*, 2014). In our record, the proportions of *P. mediterraneensis* (Figure V-6f) follow the same trend as Ti (Figure V-5e), suggesting that this species was probably introduced to the study site during periods of high river runoff, possibly attached to floating algae. In fact, *P. mediterraneensis* inhabits generally shallower habitats (<12 m deep; Mendes *et al.*, 2004) than *C. refulgens* and *L. lobatula*. These two latter species are usually found as deep as 60-70 m (Murray, 2006; Pascual *et al.*, 2008; Martínez-García *et al.*, 2013; Barras *et al.*, 2014; López-Belzunce *et al.*, 2014), and at some places can extend their habitats to bathyal depths (Hayward *et al.*, 2010). Moreover, the systematic presence of *P. mediterraneensis* with the external estuarine species *Elphidium excavatum* (Mojtahid *et al.*, 2016) in Holocene fossil assemblages from the inner Loire estuary was interpreted as indicating the external limit of the outer estuary, (*i.e.*, the river mouth) (Chapter III - Durand *et al.*, 2016).

## **5.2. How sedimentary and benthic foraminiferal characteristics record late Holocene paleohydrology of the Loire River after the stabilization of sea-level rise?**

At ~2.5 cal ka BP, the sea-level in the Bay of Biscay stabilized at approximately its present-day value (*e.g.*, Ters, 1973; Goslin *et al.*, 2015). Therefore, our sedimentary record over the past ~2.6 cal ka BP was mainly controlled by the input of the Loire sediments. Figure V-7 summarizes the main results and interpretations drawn from our data and gives a comparison to some of the available literature on the subject. According to sedimentary analyses and foraminiferal data, seven successive periods of changing terrigenous flux from the Loire River can be recognized (Figure V-7b, V-7c and V-7d). The high terrigenous flux

periods, centered on ~2.2, 1.3, and 0.5 cal ka BP (Figure V-7b), are generally also characterized by fine silty sediments (Figure V-5b and V-5d), relatively high organic carbon content (Figure V-7c), and high proportions of the transported epiphytic species *P. mediterraneensis* (Figure V-7d). Periods of high terrigenous flux can be interpreted as reflecting enhanced River runoff and humid conditions over the Loire River catchment area. Regarding the very fine grain size sediments (unimodal grain-size distribution centered on 10 µm), bottom water hydrodynamics were probably calm and sedimentation was likely issued from the settling of fine particles from the River plume. Conversely, periods of low terrigenous input (centered on ~2.5, 1.5, 1.2 cal ka BP and AD 1 900) (Figure V-7b) reflect low river runoff and indirectly low rainfall on the Loire catchment area. During low runoff periods, we observe generally a high carbonate content (Figure V-7i) which is mainly due to high proportions of shell debris. This latter, together with the apparition of a secondary mode in the grain size distribution around 200 µm (Figures V-4b and V-5b) indicate a new and stronger hydrodynamic process. Such process can be the result of increased storminess leading to remobilization of sediments from shallower settings during these overall dry periods on the continent. Our results are consistent with periods of intensified storminess in northern Europe (Sorrel *et al.*, 2012; Figure V-7k).

## **5.3. Is there any coherency between our marine record, regional continental proxies tracking humidity, and the known climatic periods of the late Holocene?**

Our terrigenous record tracking late Holocene humidity changes on the Loire River catchment area (Figure V-7b) shows a good coherency with the paleohydrological record from the Lake Bourget (NW Alps) (Arnaud *et al.*, 2012; Figure V-7e). Similarly to our study, Arnaud *et al.* (2012) interpreted periods of high terrigenous input as due primarily to increasing rainfall in the region. This strong link might be due to the proximity of the Lake Bourget to the catchment area of

CHAPITRE V. LATE HOLOCENE RECORD FROM A LOIRE RIVER INCISED PALEOVALLEY (FRENCH INNER CONTINENTAL SHELF): INSIGHTS INTO REGIONAL AND GLOBAL FORCING FACTORS

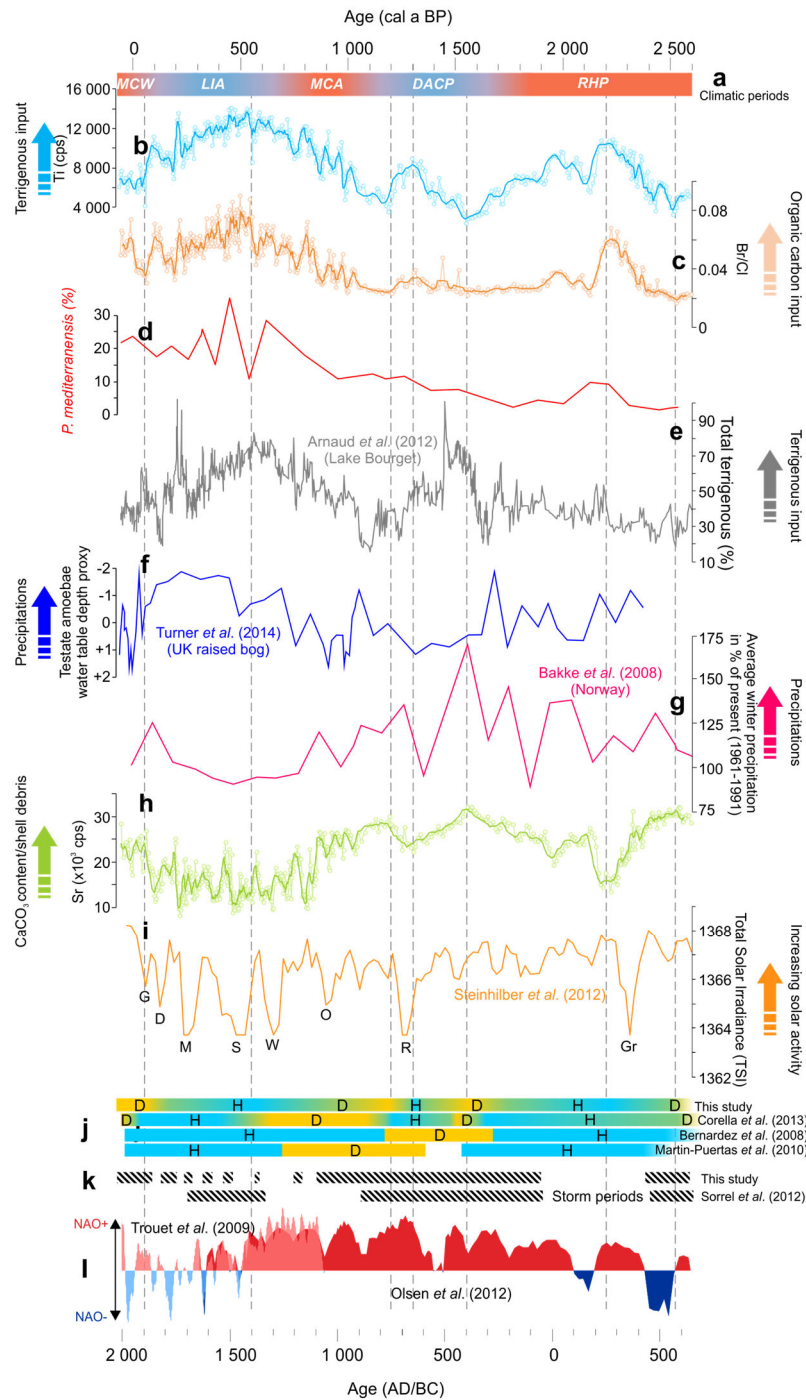


Figure V-7: The main results from KV14bis core compared with other global and regional climate proxies, and displayed in cal a BP (upper scale) and AD/BC (lower scale). (a) Known historical climatic periods: MCW: Modern Climate Warming; LIA: Little Ice Age; MCA: Medieval Climate Anomaly; DACP: Dark Age Cold Period; RHP: Roman Humid Period; (b) XRF-Ti content (cps); (c) XRF-Br/Cl ratio; (d) *P. mediterraneensis* (%); (e) Terrigenous fraction in sediments from the Lake Bourget (France) (Arnaud et al., 2012); (f) Testate amoebae water table proxy from a raised bog in UK (Turner et al., 2014); (g) Average winter precipitation in % of present reference period AD 1961-1991 from Lyngen bay, Norway (Bakke et al., 2008); (h) XRF-Sr content (cps); (i) variations in Total Solar Irradiance (TSI) (Steinhilber et al., 2012) with Solar Minima (G: Gleissberg minimum; D: Dalton minimum; M: Maunder minimum; S: Spører minimum; W: Wolf minimum; O: Oort minimum; R: Roman minimum; Gr: Greek minimum); (j) Climate conditions (D: Dry; H: Humid) from this study and the Iberian Peninsula (Corella et al., 2013; Bernardez et al., 2008; Martín-Puertas et al., 2010); (k) Late Holocene storm periods from this study and from Sorrel et al. (2012); (l) NAO reconstruction from Greenland (Olsen et al., 2012) and Scotland/Morocco (Trouet et al., 2009).

the Loire River, implying an overall similar climatic control. Using a testate amoebae water table depth based proxy to reconstruct precipitation in a raised bog in UK, Turner *et al.* (2014) record a similar overall trend although with lower time resolution (Figure V-7f). Our data are also in an overall agreement with the literature from the Iberian Peninsula (Bernárdez *et al.*, 2008; Corella *et al.*, 2013) and from the western Mediterranean (Martin-Puertas *et al.*, 2010) tracing late Holocene humidity changes (Figure V-7j). Conversely, the winter precipitation reconstruction from Northern Scandinavia (Bakke *et al.*, 2008) shows the inverse trend (Figure V-7g): decreasing winter precipitation in the Lyngen Peninsula in Norway seems to occur simultaneously with increasing rainfall in south France and probably in North UK as well. This may suggest a common regional climatic mechanism which will be discussed thoroughly in paragraph 5.3.

Some of the humid/dry periods discussed in paragraph 5.1, encompass several known historical climatic periods over the late Holocene (Figure V-7a). For instance, the humid period in the early record centered around 2.2 cal ka BP (Figure V-7b) coincides with the Roman Humid Period (RHP) (Figure V-7a), characterized by an overall humid climate. This is particularly well documented in the Iberian Peninsula where several studies reports enhanced terrigenous flux in relation to increased rainfall (*e.g.*, Diz *et al.*, 2002; Martins *et al.*, 2006; Bernárdez *et al.*, 2008; Martin-Puertas *et al.*, 2009; Pena *et al.*, 2010; Corella *et al.*, 2013; Mojtahid *et al.*, 2013) (Figure V-7j). The humid period centered on 1.3 cal ka BP (Figure V-7b) coincides with the Dark Age Cold Period (DACP) (Figure V-7a). In northern Spain, Correla *et al.* (2013) report relatively high lake level in Lake Arreo during the DACP in linked with increasing humidity (Figure V-7j). The humid period centered on 0.5 cal ka BP (Figure V-7b) coincides with the beginning of the Little Ice Age (LIA) whereas the early part of the MCA was characterized by rather dry conditions followed by overall increasing humidity (Figures V-7a and V-7b). This pattern is slightly different from that described in the regional literature for these time periods. Indeed, overall humid conditions interspersed with dry pulses were recorded in

dendroclimatic and lacustrine paleohydrological reconstructions from the Pyrenees (Morellón *et al.*, 2012), the Alps (Magny *et al.*, 2010) and northern and southern Spain (Barriendos and Llasat, 2003; Morellón *et al.*, 2011; Corella *et al.*, 2012; Corella *et al.*, 2013) during the LIA. During the MCA, several paleoclimatic reconstructions from the NE Spain and the western Mediterranean report quite arid conditions (*e.g.*, Magny, 2004; Martín-Puertas *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2012, Corella *et al.*, 2013) (Figure 7j). The last 200 years of our record covers a time-period called the Modern Climate Warming (MCW) (Figure V-7a). The low Ti intensities characterizing this time period and indicating overall dry conditions on the Loire catchment area (Figure V-7b) are associated with sediments relatively rich in organic carbon and Br (Figures V-6g and V-7c). This dissociation, for the first time along record, between sediment organic content and terrigenous supplies (*e.g.*, via particulate nutrients), can be partly explained by the increasing eutrophication of coastal waters due to the recent human activities. Indeed, high human population density, intensive agricultural and industrial activities have led to a huge increase in dissolved nutrient inputs to Atlantic coastal waters leading to phenomena such as harmful algal blooms (*e.g.*, Anderson *et al.*, 2012). A part of organic carbon deposited during this time period might also be the result of the release of sediments issued from the inner Loire estuary navigation channel dredging which started in the mid-nineties (Chapter III - Durand *et al.*, 2016).

## 5.4. What are the possible factors controlling sedimentation off the Loire River mouth and humidity over its catchment area during late Holocene?

### 5.4.1 Oceanic/atmospheric internal forcing

Wavelet Transform (CWT) analyses and REDFIT spectral analyses performed on XRF-Ti, Sr and Br/Cl contents highlight several significant time frequency peaks (Figure V-8). A major peak around 1 300 – 1 500 years is first observed, although the time period of our

record do not allow to see more than one cycle in this frequency (Figure V-8). Many studies have recorded a millennial-scale Holocene variability in which  $1\,500 \pm 500$  years is a recurrent peak (e.g., Denton and Karlen, 1973; Bond and Lotti, 1995; Bond *et al.*, 1997; Mayewski *et al.*, 1997; Rahmstorf, 2003; Thornalley *et al.*, 2009; Mojtahid *et al.*, *In Prep.*). First attributed to solar activity (Bond *et al.*, 2001), Debret *et al.* (2007; 2009) isolated a "non-solar" frequency around 1 600 years for the North Atlantic area dominant over the past 5.0 cal ka BP. This frequency peak is also found in the north Atlantic meridional circulation (AMOC) variability which is modulated by the expansions and contractions of the subpolar (SPG) and the subtropical gyres (STG) (e.g., Thornalley *et al.*, 2009; Morley *et al.*, 2014). Since this variability is mainly wind driven, it is highly probable that North Atlantic Oscillation (NAO) seesaw modulates this 1 500 years cyclic dynamics not only in the North Atlantic region (e.g., Staines-Urias *et al.*, 2013; Mojtahid *et al.*, *In Prep.*) but also over the European continent by controlling moisture and storm intensity (e.g., Wirth *et al.*, 2013; Longman *et al.*, 2017). When comparing our record with NAO reconstructions of Trouet *et al.* (2009) and Olsen *et al.* (2012) (Figure V-7l), the link between a positive NAO phase and dry climate in southern Europe (i.e., catchment area of the Loire River) and inversely during negative NAO phases is not obvious. This dissimilarity is partly due the difficulty to track homogeneously past NAO variations because of the variable time resolutions, the regional forcing parameters, the diverse used proxies and chronological issues. However, the consistency of our "humidity" record with that of Arnaud *et al.* (2012) (Figure V-7e) in NW Alps and Turner *et al.* (2014) (Figure V-7f) in the UK and the apparent anti-phasing with records from Norway of Bakke *et al.* (2008) (Figure V-7g) suggest a common global climatic mechanism over Europe which resembles that of the NAO. Indeed, the opposition between humidity conditions in southern Europe (our study; Arnaud *et al.*, 2012) and northern Europe (Bakke *et al.*, 2008) is quite logical given the dynamics of the NAO because it affects northern and southern European climate conversely. However, the overall coherence of our record with that from the UK (Turner *et al.*, 2014) is

more difficult to explain, given that the UK is usually placed in the northern Europe regarding NAO dynamics. Morley *et al.* (2014) proposed an alternative third NAO mode with a westward extension of the Siberian High and anomalous southeasterly winds bringing moisture to the UK and southern Europe.

#### 5.4.2 Solar forcing

Wavelet Transform (CWT) analyses and REDFIT spectral analyses performed on XRF-Ti, Sr and Br/Cl show common periodicities with the solar activity proxy record TSI (Steinilber *et al.*, 2012) (Figure V-8). The 780, 500, 380, 290, 230, 200 year frequency peaks correspond approximately with the Suess cycle, and 170, 140, 100, 95 and 88 year peaks correspond with the Gleissberg cycle (Wanner *et al.*, 2008; Debret *et al.*, 2009; Wirth *et al.*, 2013; Saarni *et al.*, 2016) (Figure V-8). Generally, our data describe overall high river runoff (Figure V-7b) during periods of solar minima (Figure V-7i). For instance, the period centered on  $\sim 2.2$  cal ka BP seems to correspond with the *Greek Solar Minimum* (Figures V-7b and V-7i). Similarly, *Roman Solar Minimum* is contemporaneous with the second period of high Loire River runoff centered on  $\sim 1.3$  cal ka BP. Finally, the longest and most prominent humid period centered on  $\sim 0.5$  cal ka BP, corresponds with a period of several successive solar minima (Figure V-7i). The link between high continental rainfall on Southern and Western Central Europe and low solar activity is well documented, particularly for the LIA (e.g., Magny *et al.*, 2010; Martín-Puertas *et al.*, 2009; Castro *et al.*, 2015; Ramos-Román *et al.* 2016). Wirth *et al.* (2013) suggested a solar activity control on atmospheric circulation with a shrinking of the Hadley cell during phases of low solar activity which results in a decrease of air temperature, causing wet conditions in southern and western-central Europe. Inversely, dry periods on the Loire catchment area (Figure V-7b) coinciding with periods of increased storminess in our core (high shell debris content; Figure V-7h) and in Northern Europe. Sorrel *et al.* (2012) (Figure V-7l), seem to be contemporary with high solar activity periods (Figure V-7i). During high solar activity, the expansion of the Hadley cell is accompanied by a shrinking of the polar vortex inducing a northward shift

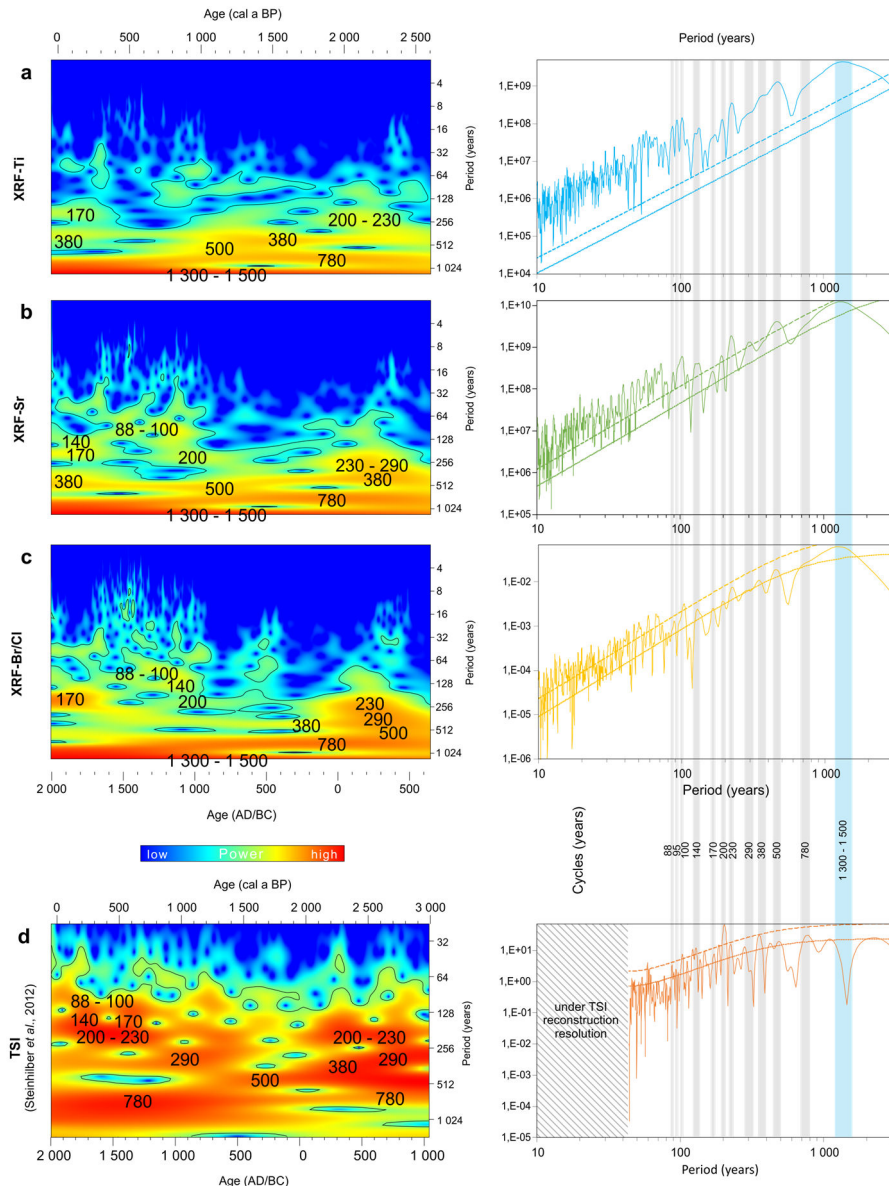


Figure V-8: Time series analysis of (a) XRF-Ti content, (b) XRF-Sr content and (c) XRF-Br/Cl ratios recorded between 0 and 2.6 cal ka BP in core KV14bis, compared to (d) Total Solar Irradiance reconstruction (Steinhilber et al., 2012) of the last 3.0 cal ka BP. 95% confidence levels are presented as black lines in Morlet wavelet transform spectra (left) and dashed lines in REDFIT spectra (right). The full lines in REDFIT spectra (right) represent the AR(1) red noise model (null hypothesis). Grey bars on the right panel mark periodicities found in the XRF-Ti, Sr and Br/Cl ratio records in core KV14bis as well as in TSI. Blue bar marks the 1300 – 1500 years cycle.

of the westerly storm tracks and dry conditions in southern and western-central Europe (Wirth *et al.*, 2013). We suggest therefore that the common global climatic mechanism over Europe which resembles that of the NAO dynamics might be partly controlled by solar activity.

#### 5.4.3 Human impact

Superimposed to the general climate forcing, human impact might have played a role in modifying the Loire River hydrology through deforestation and therefore soils erosion (*e.g.*, Arnaud *et al.*, 2012; Corella *et al.*, 2013). Many palynological studies have shown that human activity mainly started at the beginning of the early Neolithic period (~7.0 cal ka BP) in the Loire

region. The impact of activities such as forest clearing on a small scale, development of pastoral activity and crop farming was well recorded through the reduction in tree pollen grains and the progression of grasses and ruderal plants (Visset *et al.*, 2002; Cyprien and Visset, 2004; Joly and Visset, 2005; Argant and Cubizolle, 2005; Visset, 2011). However, according to Burnouf *et al.* (2003), Naughton *et al.* (2007) and Visset (2011), it is only until the end of the Iron Age and the beginning of the Gallo-Roman Period ( $\sim 2.0$  cal ka BP) that human activities impacted partly the terrigenous supply at the scale of the Loire catchment area. Unfortunately, with the absence of quantitative tracers of these human activities, we are unable to differentiate the terrigenous part issued from weathering and that from human physical erosion. Therefore, the extent of which early human impact influenced paleohydrology of the Loire River is difficult to estimate. We can only assume, according to historical and palynological studies on the Loire catchment area and southern-western Europe (*e.g.*, Giot, 1977; Visset, 1979; Marguerie, 1992; Leroyer 1997; Barbier 1999; Dearing *et al.*, 2001; Noël *et al.*, 2001; Cyprien and Visset, 2004; Carrier and Mouthon, 2010; David, 2010; Giguet-Covex *et al.*, 2012; Martín-Puertas *et al.*, 2010; Arnaud *et al.* 2012; Corella *et al.*, 2013), that human impact may have affected significantly the terrigenous supply from the Loire River during the *Gallo-Roman Period* ( $\sim 2.0 - 1.5$  cal ka BP) and the *High Middle Ages* ( $\sim 1.0 - 0.7$  cal years BP).

## 6 Conclusions

Sedimentological and benthic foraminiferal data in core KV14bis highlighted three periods of increasing runoff of the Loire River, centered on  $\sim 2.2$ , 1.3 and 0.5 cal ka BP. These periods were characterized by high XRF-Ti content and high relative abundance of the epiphytic species *P. mediterraneensis*, probably transported to the study site by the Loire river plume. Four dry periods centered on  $\sim 2.5$ , 1.5, 1.2 cal ka BP and 1 900 AD were also recognized. These were characterized by low terrigenous input and sediments rich in shell debris. We hypothesize increased storminess during these overall

dry periods remobilizing sediments from shallower settings.

Regional comparison between our record and several European records suggests a common global climatic mechanism over Europe which resembles that of the NAO. Furthermore, the general coherency between KV14bis sedimentological data and solar activity proxy records suggests an additional solar forcing. This was corroborated by time series analyzes showing common periodicities at centennial scales. Finally, and according to the literature, human activity may have potentially impacted terrigenous flux through soils erosion between  $\sim 2.0$  and 1.5 cal ka BP and between  $\sim 1.0 - 0.7$  cal ka BP.

## Acknowledgments

This study makes part of a 3-years PhD thesis performed by the first author, and financed by the French Ministry of Higher Education and Research. This study of the Bay of Biscay inner shelf is included in the DYNSEDIM project: Convention N° 49/2015 between the University of Angers and the SHOM (Hydrography and Oceanography Department of the French Navy). Additional financial support was provided by the Nantes Saint-Nazaire seaport (GPMNSN). The authors also thank the UMR CNRS 6538 LGO laboratory (European University Institut of the Sea, Brest, France) for allowing us to use their SCIAM MECA core splitter system.



# Chapitre VI.

## **A Holocene record of millennial-scale hydrological changes from “La Grande Vasière” mid-shelf mud belt: complex forcing involving multi-scale processes**

---

M. Mojtahid<sup>1</sup>, M. Durand<sup>1</sup>, P.-O. Coste<sup>1,2</sup>, A. Ganne<sup>2,3</sup>, J. Nizou<sup>4</sup>, S. Toucanne<sup>4</sup>, H. Howa<sup>1</sup>, F. Eynaud<sup>5</sup>, A. Penaud<sup>2</sup>

[1] LPG-BIAF UMR-CNRS 6112, University of Angers, UFR Sciences, 2 bd Lavoisier 49045, Angers Cedex 01, France.

[2] Domaines Océaniques, UMR-CNRS 6538, IUEM, University of Brest, 29280 Plouzané, France.

[3] Archéosciences, UMR-CNRS 6566, University of Rennes 1, Campus de Beaulieu, 263 av. du Général Leclerc, CS 74205-35042 Rennes Cedex, France.

[4] Géophysique et Enregistrements Sédimentaires, IFREMER, UR Géosciences Marines, 29280 Plouzané, France.

[5] Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux, EPOC, UMR-CNRS 5805, University of Bordeaux, 33615 Pessac, France.



### Préambule

Nous avons choisi de présenter ce chapitre VI sous forme d'article, avec la structure type d'une publication scientifique : titre, liste d'auteur, résumé, mots clés, développement du texte, remerciements, et références. Ce chapitre, écrit en anglais, a déjà été envoyé aux co-auteurs et est en cours de finalisation. Le 1er auteur de cet article est la co-encadrante de thèse qui a pris en charge l'écriture car ce papier qui a une emprise plus large que le travail seul de la thèse. Cependant Matthieu Durand (en 2<sup>nd</sup> auteur) a participé très largement à l'acquisition et au traitement des données, et à la réflexion scientifique au sein du groupe de co-auteurs. Les résultats de cet article font partie intégrante de la synthèse de ce travail (Chapitre VII). Après les dernières corrections, cet article sera envoyé pour une soumission au journal *Paleoceanography*.

### Résumé

La carotte sédimentaire CBT-CS11 est située au nord du plateau continental du Golfe de Gascogne (sud de la Bretagne) au niveau de La Grande Vasière et couvre environ 7 ka avec un taux de sédimentation exceptionnellement élevé ( $\sim 70 \text{ cm ka}^{-1}$ ). Une approche multiproxies (mesures XRF des éléments majeurs, analyse granulométrique, assemblages de foraminifères benthiques et  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  mesurés sur leurs coquilles) a été réalisée afin de mieux appréhender l'histoire paléoclimatique et paléohydrologique de l'Holocène Moyen et Tardif dans la région. Nos résultats montrent un changement majeur des caractéristiques faunistiques, sédimentologiques et hydrologiques autour de 3.5-2.5 cal ka BP. Un tel changement serait en partie lié à la réduction des espaces d'accommodations côtiers après le ralentissement de la montée du niveau marin conduisant à une meilleure chenalisation des cours d'eaux se jetant dans le Golfe de Gascogne. Ceci aurait eu pour conséquence la mise en place du front thermohalin moderne séparant les eaux côtières de faible salinité des eaux océaniques. Nos données (XRF-Fe, isotopes stables et biodiversité) mettent également en évidence une cyclicité à l'échelle millénaire qui semble être étroitement liée aux changements de la circulation méridionale atlantique (AMOC). Nous supposons en outre un éventuel forçage d'un processus

de type NAO (Oscillation Nord-Atlantique) contrôlant à la fois les précipitations sur le bassin versant des principales rivières et la variabilité de l'AMOC.

### Mots-clés :

AMOC ; Oscillation Nord Atlantique ; Isotopes stables ; Vasière sous-marine de plate-forme ; Foraminifères benthiques

### Points importants :

- Le ralentissement de la remontée du niveau marins il y a  $\sim 3,5-2,5$  ka a conduit à la formation du front thermohalin actuel
- La variabilité millénaire est synchrone avec la dynamique des gyres subtropicale et subpolaire dans l'Atlantique Nord
- Un lien probable avec un mécanisme similaire à la NAO est discuté

## Abstract

Sediment core CBT-CS11 is located in the northern mid-continental shelf of the Bay of Biscay (south French Brittany), and covers the past ~7 cal ka BP with an exceptionally high sedimentation rate (~70 cm ka<sup>-1</sup>). A multiproxy approach (X-ray fluorescence and grain size analyses, benthic foraminiferal assemblages, and  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  measured on their shells) was performed in order to better understand mid- to late Holocene paleoclimatic history in the region. Our results show a major change in faunal, sedimentological and hydrological characteristics around 3.5-2.5 cal ka BP. Such a change is partly related to the reduction in coastal accommodation spaces after the slowing down of sea-level rise, leading to a better channelization of river freshwater outflow. This resulted in turn in the establishment of the modern winter thermohaline front separating low salinity coastal waters from high salinity open oceanic waters. Our data (XRF-Fe, stable isotopes, and foraminiferal diversity) also highlight a millennial-scale cyclicity which appears closely connected to changes in the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). We further hypothesize a possible forcing of an NAO-like (North Atlantic Oscillation) seesaw process controlling both precipitation on catchment areas and the AMOC variability.

### Keywords:

AMOC; North Atlantic Oscillation; Stable isotopes; Mud Belt; Benthic foraminifera

### Highlights:

- Stabilization of sea-level rise at ~3.5-2.5 ka led to the formation of the modern thermohaline front
- Millennial-scale variability is synchronous with STG and SPG gyres dynamics in the North Atlantic
- A possible link with an NAO-like process is discussed

# 1 Introduction

Ocean and atmosphere exchanges play a major role in shaping the climate and its variations. Primarily driven by solar energy, they form the most dynamic component of the climate system. However, ocean and atmosphere have their own internal oscillations that are not associated with solar radiation (*e.g.*, Wang *et al.*, 1999; Debret *et al.*, 2007). In order to improve climate projections in the current context of climate change, our understanding about the processes controlling this internal variability needs to improve beyond the two last centuries of direct measurements. The pre-industrial Holocene is the most relevant period to assessing the potential uniqueness of the current climate change and the further development in the next century (*e.g.*, Bond *et al.*, 1997; Bianchi and McCave, 1999; Mayewski *et al.*, 2004; Wanner *et al.*, 2008; Thornalley *et al.*, 2009; Staines-Urías *et al.*, 2013; Morley *et al.*, 2014). More precisely, the past seven thousand years are of particular interest because abundant high-time resolution paleoclimatic proxy records cover this period, and because the boundary conditions of the climate system did not change drastically compared to larger glacial–interglacial oscillations (Wanner *et al.*, 2008). Broadly, earth insolation, controlled by orbital forcing, was the cause of a progressive southward shift of the Northern Hemisphere summer position of the Intertropical Convergence Zone over the past ~7 ka BP, leading to a general long term cooling in the North Atlantic (*e.g.*, Andersen *et al.*, 2004; Moros *et al.*, 2004; Kaplan and Wolfe, 2006; Hong *et al.*, 2009). Also, some studies highlighted noticeable rapid climate events (*e.g.*, Bond *et al.*, 1997; Mayewski *et al.*, 2004; Wanner *et al.*, 2008) with a succession of well-known historical periods such as the warm Medieval Climate Anomaly (MCA) and the cold Little Ice Age (LIA) over the last two millennia (deMenocal *et al.*, 2000; Andersson, 2003; Trouet *et al.*, 2009; Ólafsdóttir *et al.*, 2010).

Modern inter-annual variability of the Atlantic inflow, which is the portion of the North Atlantic Current (Figure VI-1a) that enters the Nordic Seas, is of great importance modulating climate over Europe (Clark *et al.*, 2002; Hátún *et al.*, 2005; Sorrel *et al.*, 2009; Thornalley

*et al.*, 2009; Trouet *et al.*, 2012; Staines-Urías *et al.*, 2013; Jackson *et al.*, 2015). Indeed, the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) strength and the associated inflow from the NAC to higher latitudes are modulated by the expansions and contractions of two connected North Atlantic gyres, the subpolar gyre (SPG) and the subtropical gyre (STG) (McCartney and Mauritzen, 2001; Hátún *et al.*, 2005; Sherwin *et al.*, 2012; Morley *et al.*, 2014) (Figure VI-1a). Strong SPG circulation results in a more east–west-oriented gyre (Figure VI-1b), resulting in more freshwater contribution to the Atlantic inflow and the consequent weakening of the AMOC. The opposite is observed when weak SPG results in a more north–south oriented gyre (Figure VI-1b) (*e.g.*, Thornalley *et al.*, 2009; Staines-Urías *et al.*, 2013). The strength of the SPG mainly depends on the local wind stress and/or freshwater input to the Labrador Sea, both controlling deep convection (*e.g.*, Hillaire-Marcel *et al.*, 2001; Häkkinen and Rhines, 2004). Early-Holocene freshening of the Labrador Sea was most likely driven by deglacial meltwater discharges (*e.g.*, Dickson *et al.*, 1996) whereas late Holocene periods of weak SPG circulation may have been caused by decreasing wind stress (*e.g.*, Solignac *et al.*, 2004; Thornalley *et al.*, 2009). At annual to- decadal and most likely longer timescales, the North Atlantic Oscillation (NAO) is known as the dominant mode of climate variability controlling the intensity of winter westerlies across the North Atlantic (*e.g.*, Hurrell, 1995; Hurrell *et al.*, 2003; Thompson *et al.*, 2003; Wanner *et al.*, 2008; Fletcher *et al.*, 2012). Typically, in the northern North Atlantic, stronger westerly winds (typical of a positive NAO state) increase the depth of the mixed-layer and strengthen the SPG (Sarfanov, 2009; Sarfanov *et al.*, 2010). Under a negative NAO mode, ocean conditions south of Iceland are influenced by subsurface subpolar waters advected by the East Icelandic Current (EIC), therefore weaken the SPG (*e.g.*, Hátún *et al.*, 2009; Thornalley *et al.*, 2011; Staines-Urías *et al.*, 2013). Further southeast along the French and the Iberian coasts, the European Poleward slope Current (EPC) flowing northward, reaches a maximum and is more active transporting heat to high latitudes during periods of negative NAO (Figure VI-1a, b, c) (Fiúza *et al.*,

1998; Garcia-Soto *et al.*, 2002; Peliz *et al.*, 2005; Le Hénaff *et al.*, 2011). Although the Holocene millennial variability is difficult to reconcile with the NAO dynamics which favor annual to-decadal timescales variations (Hurrell *et al.*, 2003), North Atlantic Holocene records and climate model simulations show that millennial-scale hydrographic changes exhibit spatial patterns that reproduce the seesaw associated with the NAO (*e.g.*, Rimbu *et al.*, 2003; Schmidt *et al.*, 2004; Schulz *et al.*, 2007; Thornalley *et al.*, 2009; Jessen *et al.*, 2011). Additionally to the NAO, the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO; Mann *et al.*, 2009) has been identified as a coherent pattern of oscillatory changes in North Atlantic sea surface temperatures at multidecadal time scales, displaying a spatial pattern resembling that of the NAO (*e.g.*, Sutton and Hodson, 2005; Mann *et al.*, 2009). Almost every 20 years, AMO and NAO regimes synchronize and low temperature (negative phase of AMO) is accompanied by high pressure (positive phase of NAO), implying therefore a teleconnection mode (*e.g.*, Mazouz *et al.*, 2013). To be more accurate, we will be referring in this study to NAO-like processes when tackling comparable fluctuations beyond decadal time-scales.

Because of its location between two major atmospheric systems (Islandic low and Azores high) and under the influence of the NAC, the Bay of Biscay (BoB) allows to evaluate the fingerprint of past NAO-like processes and to track AMOC fluctuations (*e.g.*, Mojtahid *et al.*, 2013; Zumaque *et al.*, 2017). Besides being controlled by open oceanic features, the BoB is also influenced, as a semi-enclosed sea, by local processes at different time-scales (*e.g.*, sea-level rise, continental influence). First, sea-level rise had a major impact on sedimentation along the French Atlantic coast during the Holocene. Since ~11,7 cal ka BP, the relative sea level (RSL) increased by ~60 m (*e.g.*, Lambeck, 1997). The recent study of Goslin *et al.* (2015) reconstructing mid-to late Holocene RSL from the coasts of Brittany indicated three major phases: (1) a rapid increase in sea level rise was recorded between ~ 8 and ~ 5.5 cal ka BP (-10 and -3 m RSL), (2) a near-stabilization between ~ 5.5 and ~ 3.0 cal ka BP (around -3 / -2 m RSL), and (3) a slight rise in the most recent period. The slowing down of RSL

rise led to a great reduction of coastal accommodation spaces (*e.g.*, Spencer *et al.*, 1998; Clavé *et al.*, 2001; Durand *et al.*, 2016). Before that, freshwater wetlands and inundated coastal bays were acting as stores of freshwater and sinks for suspended sediments. Once filled and the rivers channelized, suspended sediments and fresh waters were not anymore trapped by these systems and therefore exported offshore (Morris and Mitchell, 2013; Traini *et al.*, 2015; van Maren *et al.*, 2016), which might have modified surface hydrological structure and sedimentation over the continental shelf. Additionally, the runoff of the main rivers (*e.g.*, Loire and Gironde), which are the main sources of fine sediments to the continental shelf of the Bay of Biscay (Bourillet *et al.*, 2006a), is conditioned by rainfall over their catchment areas. It is fairly well known that rainfall over Europe is governed, besides seasonal control, by oscillating internal climatic forcing such as the NAO (*e.g.*, Hurrell, 1995; Hurrell *et al.*, 2001). However, the direct link between such climatic oscillation and precipitation regarding specifically the Loire and Gironde catchment areas is rather poorly documented. The study of Shorthouse and Arnell (1997) and Milliman (2001) indicate an inverse correlation between several southern European rivers outflows (*e.g.*, Loire, Rhône, Euphrates) and the NAO index since the 1900s. Chevalier *et al.* (2014) show that the hydrological variability of the main French watersheds (Seine, Loire, Garonne and Rhone) has a high degree of coherence with the NAO. Other studies are more nuanced about the dominant effect of the NAO on the rainfall regime and/or evoke probable connections with other climatic mechanisms such as AMO and EA (Eastern Atlantic pattern) (*e.g.*, Boé and Habets, 2014, Costoya *et al.*, 2017). Therefore, climate variability recorded in the BoB is complex and may respond to multiple local and global factors.

So far, little is known about relationship between Holocene climate and internal modes of climate variability, and sedimentary and micropaleontological content in the BoB (*e.g.*, Naughton *et al.*, 2007; Mojtahid *et al.*, 2013; Garcia *et al.*, 2013; Mary *et al.*, 2015; 2017; Zumaque *et al.*, 2017). One of the reasons being the difficulty to find high resolution, continuous and well

preserved Holocene sedimentary records. Here, we investigate Holocene (the last 7 ka BP) climate variability as recorded in the northern ‘Grande Vasière’ mud belt (off the Pointe de Penmarch; Figure VI-1c-upper panel), in response to global and regional forcing factors (*e.g.*, NAO-like processes, SPG/STG dynamics, sea-level rise, continental input). Mid-shelf mud belt deposits have the advantage to capture short-term climate variability, bearing continuous and expanded sedimentary successions, as well as retaining both continental and marine environmental signals (Nittrouer *et al.*, 2007). Average sedimentation rate in core CBT-CS11 reaches  $\sim 70 \text{ cm ka}^{-1}$ , and hence permits studying Holocene environmental variability at high time-resolution ( $\sim 19\text{-}130 \text{ a}$  on average depending on the proxy) that was not obtained by most other studies in the BoB. A nearby core (VK03-58bis; Figure VI-1c) was previously investigated for pollen and dinocyst content at lower time resolution ( $\sim 210\text{-}590 \text{ a}$ ) by Naughton *et al.* (2007). This study uses benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes measured on their shells supplemented by sedimentological and geochemical properties of the sediment. The specific questions addressed are:

- 1) What was the temporal variability of benthic ecosystems in the northern BoB over the past 7 ka BP?
- 2) Can sedimentological, microfaunal and isotopic records from mid-shelf northeast Atlantic track NAO-like processes and SPG/STG dynamics?

## 2 Study area

### 2.1. Sedimentary characteristics

The ‘Grande Vasière’ is a mid-shelf mud belt (according to McCave, 1972) extending over more than 225 km in length and 40 km wide on the Armorican shelf between 80 and 110 m water depth (Lesueur *et al.*, 2001). Characterizing it as a mud belt is not entirely satisfactory because it has been described as a thin and broken blanket of muddy sand in which fine sediment content does not exceed 25% (Lesueur *et al.*, 2001). Two depocenters of fine sedimentation (silty mud deposits) are found in the northern and southern parts (Lesueur *et al.*, 2001; Dubrulle *et al.*, 2007). The major source of

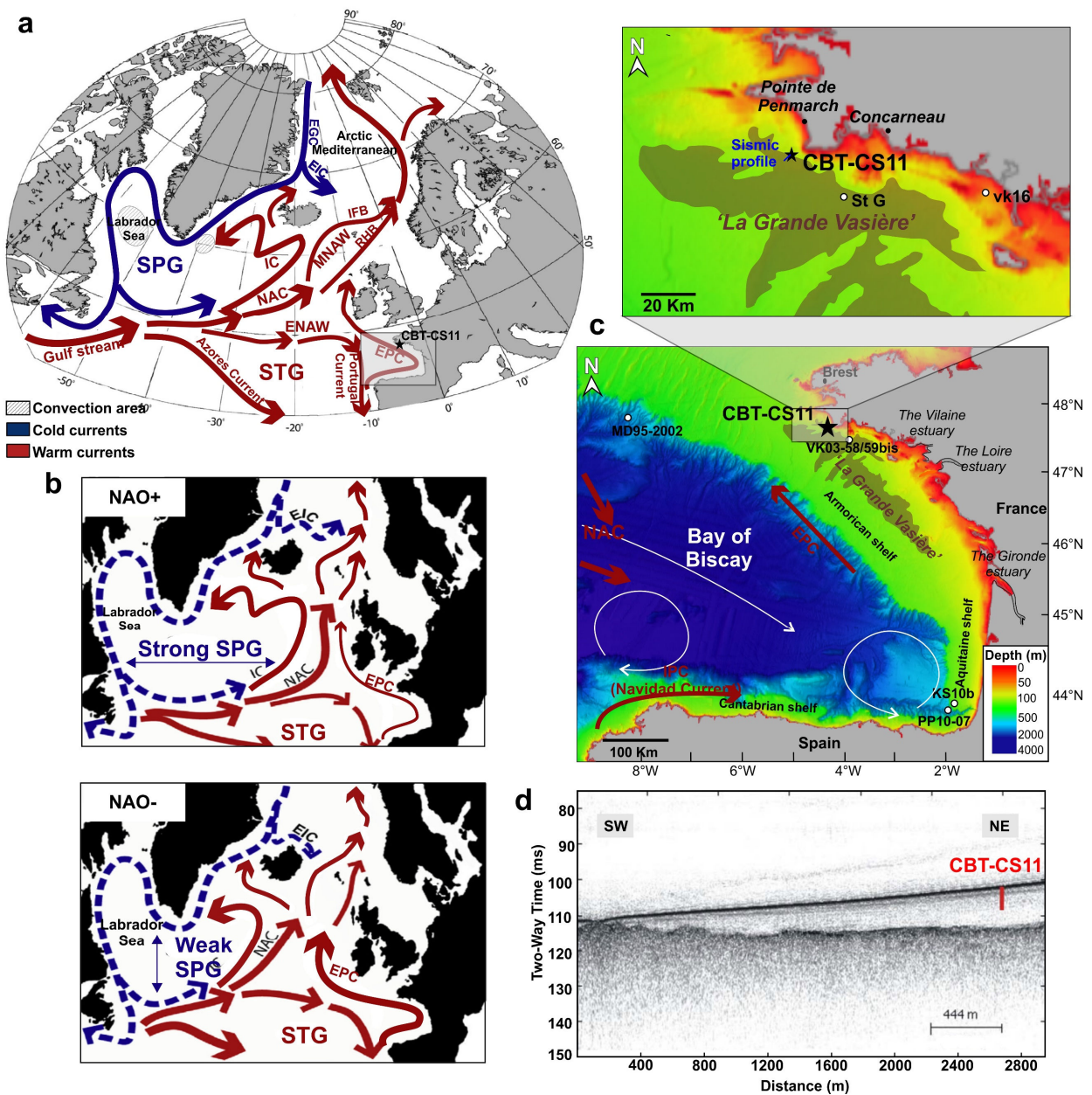


Figure VI-1: a, b) Figures modified from Staines-Urias et al. (2013): a) Modern North Atlantic Ocean surface circulation. Red arrows indicate warm currents; blue arrows, cold currents. SPG, Subpolar gyre; STG, Subtropical gyre; NAC, North Atlantic Current; EGC, East Greenland Current; EIC, East Icelandic Current; IC, Irminger Current; RHB, Rockall Trough Branch; IFB, Iceland-Faroe Branch; EPC, European Poleward Current; ENAW, Eastern North Atlantic Waters. b) Simplified schematic representations of the upper-ocean circulation in the North Atlantic under positive and negative NAO conditions. c) Location of core CBT-CS11 (this study) and the other cores from the Bay of Biscay: VK03-58/59bis (Naughton et al., 2007); STG (Duchemin et al., 2008); vk16 (Estournès et al., 2012); KS10b (Mojtahid et al., 2013); PP10-07 (Brocheray et al., 2014). Map performed using the online EMODnet Portal for Bathymetry (<http://www.emodnet-bathymetry.eu/>). EPC, European Poleward slope Current; IPC, Iberian Poleward Current. d) Sismic profile showing the location of core CBT-CS11.

sediments are fluvial supplies, essentially from the Gironde and Loire rivers and to a lesser extent from the Adour, Vilaine and Charente rivers, as well as tidal currents (Bourillet et al., 2006a). The Loire and the

Vilaine rivers are the major (95 %) sources of fine-grained sediments to the Armorican shelf (Guillaud et al., 2008). The Quaternary sequence of the Armorican continental shelf commences at regional erosion surface

inherited from the last successive transgressions. This sequence (few meters) starts with two sandy units at the base followed by a thin clayey-sandy unit and a clayey highly bioturbated unit at the top (Bourillet *et al.*, 2006b). The two upper units form the “Grande Vasière” and were deposited over the past ~8 ka BP (Bourillet *et al.*, 2006b).

## 2.2. Surface circulation and hydrological structure

The central part of the BoB is influenced by the Eastern North Atlantic Water (ENAW) which is the eastern edge of a branch of the NAC (Pollard and Pu, 1985; Charria *et al.*, 2013) (Figure VI-1c). The ENAW can be divided into two branches: waters of subpolar origin (ENAWsp) formed north of ~43°N and waters of subtropical origin (ENAWst) formed south of 43°N. ENAWsp migrates southward to form part of the STG (*e.g.*, McCartney and Talley, 1982) (Figure VI-1a). ENAWst is transported northward by the European Poleward slope Current (EPC) (Garcia-Soto and Pingree, 2012), an extension of the Iberian Poleward slope Current (IPC) during autumn and winter (Figure VI-1c). Close to the BoB continental margin, the main feature is the frequent occurrence of cyclonic and anticyclonic eddies which result from currents instabilities interacting with the bottom topography (Pingree and Le Cann, 1992; Koutsikopoulos and Le Cann, 1996) (Figure VI-1c). Over the Armorican shelf, a weak SW-NE residual current ( $3 \text{ cm s}^{-1}$ ) is active and controlled by wind, tides and water density (Pingree and Le Cann, 1989). Recently, (Le Boyer *et al.*, 2013) showed that wind has a strong influence on the circulation at the 60 m isobath off the Pointe de Penmarch with a dominant poleward shelf current driven by the dominant westerlies (Figure VI-1c).

## 2.3. Hydrographic pattern and surface productivity

The outflow of freshwaters from the Loire and Gironde rivers modifies the hydrographic feature in the northern BoB (Lazure and Jégou, 1998). From late winter to early spring, and in response to high river runoff, the

haline stratification is strong over the shelf with a halocline settling close to the coast at ~20 m depth (Lazure and Jégou, 1998). Generally, temperature and salinity gradients are present from the inner shelf to the 100 m-isobath (from ~10 to 12 °C and ~30 to 35.6 psu) (Lazure and Jégou, 1998; Lazure *et al.*, 2006). With increasing temperatures during summer, thermal stratification takes over (Puillat *et al.*, 2004). These physical variables, together with the input of nutrients, influence the seasonal production of phytoplankton in the northern BoB (Loyer *et al.*, 2006). In spring, internal waves that form on the continental shelf induce the injection of cold and nutrient-rich waters into the photic zone, favoring coccolithophorids blooms on the outer continental shelf and above the shelf break (Lampert *et al.*, 2002). In summer, coastal blooms dominated by diatoms (~40%) develop in front of the river mouths (Lampert *et al.*, 2002).

## 3 Material and methods

Piston core CBT-CS11 (47°46.429N, 4°25.308W; 73 m water depth; 3.87 m long) was recovered about 4.5 km off the Pointe de Penmarch during the CABTEX cruise (June 2010, CALYPSO corer, R/V Pourquoi pas?; IFREMER) (Dussud, 2010) (Figure VI-1c, d).

### 3.1. Chronology

A total of twenty three  $^{14}\text{C}$  dates, of which twenty one were measured using French national ARTEMIS  $^{14}\text{C}$  AMS facilities and two dates measured at Poznan Radiocarbon Laboratory, were obtained for core CBT-CS11 (Table VI-1). Absolute  $^{14}\text{C}$  dates were corrected for a reservoir age of  $324 \pm 24$  years (Mangerud *et al.*, 2006). Then, by using the Bchron package in R (Haslett and Parnell, 2008; Parnell *et al.*, 2008), corrected AMS  $^{14}\text{C}$  dates were calibrated (converted to calendar ages: cal ka B P) using the IntCal13 calibration curve (Reimer *et al.*, 2013) and an age-depth model was computed based on nineteen  $^{14}\text{C}$  dates; five dates being considered as outliers from the main trend (Figure VI-2). Most of the  $^{14}\text{C}$  outliers are present in the first 50 cm of the core top, probably because of active bioturbation and/or reworked sediments due to core extraction.

Table VI-1: AMS radiocarbon ages of core CBT-CS11. <sup>a</sup>Corrected <sup>14</sup>C ages were calibrated using the atmospheric calibration curve IntCal13 (Reimer et al., 2013); <sup>b</sup>Reservoir correction inferred from Mangerud et al. (2006); <sup>c</sup><sup>14</sup>C age showing age inversion or incoherent results in comparison to the general tendency. SacA: code for ARTEMIS facilities; Poz: code for Poznan laboratory.

Lab. Number	Depth (cm)	Species	<sup>14</sup> C age (yr BP)	error (1σ)	Calendar age <sup>a</sup> range (yr BP, 2σ) corrected for reservoir age <sup>b</sup>	
SacA41576 <sup>c</sup>	0	<i>Turritella</i> sp.	720	30	305	476
SacA41577 <sup>c</sup>	0	Mixed benthic foraminifera	1185	30	680	874
SacA41578 <sup>c</sup>	19	Mixed benthic foraminifera	1315	30	787	982
SacA 32019 <sup>c</sup>	29	Marine mollusc	715	35	299	476
SacA 32020	50	<i>Turritella</i> sp.	645	30	263	424
Poz-71200	79	<i>Turritella</i> sp.	820	30	423	539
SacA 32021	91	<i>Turritella</i> sp.	1340	30	825	1031
SacA38446	101	Marine bivalve	1505	30	993	1211
SacA39684	120	<i>Turritella</i> sp.	1765	30	1269	1444
SacA39683	151	<i>Turritella</i> sp.	2180	35	1704	1927
SacA 32022	165	<i>Turritella</i> sp.	2600	30	2201	2449
SacA38447	170	<i>Turritella</i> sp.	2750	30	2384	2679
SacA 32023	187	<i>Turritella</i> sp.	3080	30	2778	3011
SacA 32024	203	Marine dentaliidae	3695	30	3558	3796
Poz-71201	220	<i>Turritella</i> sp.	3875	35	3769	4048
SacA39682 <sup>c</sup>	220	<i>Turritella</i> sp.	3425	35	3222	3446
SacA39681	250	<i>Turritella</i> sp.	4940	35	5242	5448
SacA39680	278	<i>Turritella</i> sp.	5205	35	5508	5711
SacA 32025	315	<i>Turritella</i> sp.	5650	30	5981	6202
SacA38448	316	<i>Turritella</i> sp.	5630	30	5960	6183
SacA 32026	360	Marine bivalve	6200	30	6581	6793
SacA 32027	376	<i>Turritella</i> sp.	6415	30	6828	7086
SacA38449	385	<i>Turritella</i> sp.	6480	30	6925	7148

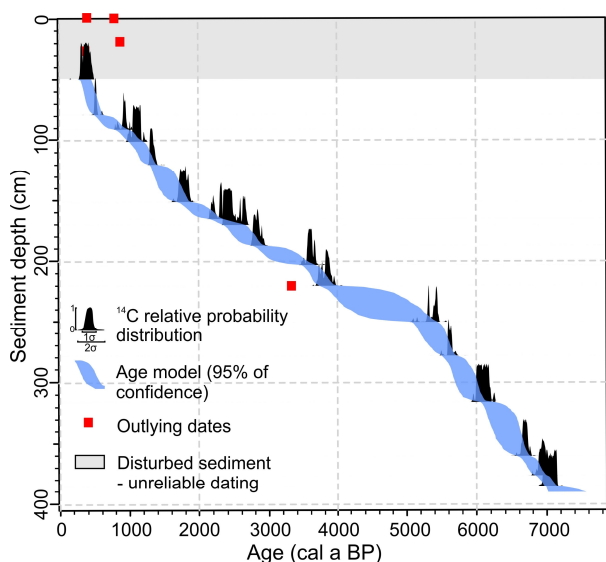


Figure VI-2: Age model of core CBT-CS11. The grey bar indicates the 50 upper centimeters with unreliable age model.

The presence of non-fossilizing agglutinated benthic foraminiferal species as well as contemporary large *Zea* mays pollen in the very upper part of core CBT-CS11 is indicative of modern sediments.

### 3.2. XRF and grain size analyses

The bulk intensity of elements (Ca, Sr, Fe, Ti, Si, Al, S) was measured using Avaatech X-Ray Fluorescence (XRF) core scanner at 1 cm-resolution at IFREMER (Brest, France). XRF data were measured with a 10 s count time, by setting the voltage to 10 kV (no filter) and intensity to 600 mA, except for Sr (voltage 30 kV- Pd thick filter; 1000 mA). CaCO<sub>3</sub>-free grain size analyses (LPG-BIAF, France) were performed every 1 to 10 cm using a laser diffraction particle size analyzer (Malvern™ Mastersizer 3000; LPG-BIAF). Sediment decarbonation was performed with 1 M hydrochloric acid.

### 3.3. Benthic foraminiferal assemblages

Core CBT-CS11 was sampled every 2 to 14 cm (55 samples; ~28 to 320-year resolution). Samples were dried and weighed to obtain dry weight. Samples were washed through a 150  $\mu\text{m}$  sieve. Because of the high foraminiferal abundances, samples were split into subsamples (splits), using a microsplitter. More than ~200 specimens were picked out under a binocular microscope from a single split and identified at a species level. In order to correct for the taphonomical loss of some agglutinated taxa due to their rapid disintegration, we removed the few specimens of *Eggerella scabra* (a non fossilizing species in the Bay of Biscay; Fontanier *et al.*, 2003) present in the core top and calculated absolute abundances. Relative abundances (percentages) of benthic species were estimated from this total of benthic foraminiferal assemblages. Diversity (Shannon H) was calculated using the software PAST (PAleontological STatistics; Version 2.14; Hammer *et al.*, 2001).

### 3.4. Benthic foraminiferal oxygen and carbon stable isotopes

Monospecific stable oxygen and carbon isotopes were measured on the epibenthic species *Cibicides refulgens* every 1 to 9 cm along the whole core (~10 to 250-year resolution). About 15 specimens of *C. refulgens* (150-250  $\mu\text{m}$ ) were hand-picked, cleaned in a methanol ultrasonic bath for a few seconds then roasted under vacuum at 380 °C for 45 min to remove organic matter, prior to isotopic analyses (Duplessy, 1978). The  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  (expressed in ‰ VPDB) were measured at PSO (IUEM, BREST) using the IRMS platform: a Delta V mass-spectrometer coupled with a GasBench II preparation line for benthic species (~ 1 test). The external reproducibility ( $1\sigma$ ) of an internal standard calibrated with NBS19 is  $\pm 0.05\text{‰}$  and  $0.15\text{‰}$  for  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  respectively. Because of the shallow water depth of our core (73 m water depth) benthic  $\delta^{13}\text{C}$  traces hydrological and trophic characteristics of the photic zone.

### 3.5. Wavelet analysis

In order to explore the frequency variability of selected parameters ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ , Shannon index, and XRF Fe) over time, a Continuous Wavelet Transform (CWT) was performed using a Morlet wavelet within the PAST software package (Hammer *et al.*, 2001). Before CWT analysis, data were resampled (*i.e.*, interpolated between data points) at continuous and even spaced year resolution (according to the minimum time-resolution; XRF-data=5 years, stables isotopes=10 years, and diversity= 30 years). Signal power (squared correlation strength with the scaled mother wavelet) is shown in color scale.

## 4 Results

Since the age model is not robust enough because of probable reworking and bioturbation, the data from the top 50 cm of the core (~ the past 0.38 cal ka BP) are not shown nor interpreted for that particular time-interval.

### 4.1. Grain-size and XRF analyses

$\text{CaCO}_3$ -free grain size analyses show a sharp drop in the median particle size ( $D_{50}$ ) around 3.5-2.5 cal ka BP changing from coarser sediments ( $D_{50}$  ~75 $\mu\text{m}$ ) before 3.5-2.5 cal ka BP to finer sediments ( $D_{50}$  ~55 $\mu\text{m}$ ) right after (Figure 3a). XRF Strontium (Sr) and Calcium (Ca) show a progressive increase until ~1.5 cal ka BP followed by an overall decreasing trend (Figure 3b). XRF Iron (Fe), which is positively correlated to Ti, Si, and Al (results not shown), shows a great variability along the record (Figure 3c). Generally, XRF Fe oscillates between  $\sim 25 \times 10^3$  cps and  $\sim 35 \times 10^3$  cps. XRF Sr/Fe and Ca/Fe ratios show an overall increasing trend (Figure 3d) whereas XRF Sulphur (S) shows a sharp increase around 3.5-3 cal ka BP from  $\sim 3.5 \times 10^3$  cps to  $4.5 \times 10^3$  cps (Figure 3e).

### 4.2. Diversity and absolute and relative foraminiferal abundances

Absolute foraminiferal abundances range between ~134 ind  $\text{g}^{-1}$  and 631 ind  $\text{g}^{-1}$  of dry sediment (Appendix VI-1). A general increase is observed along the record



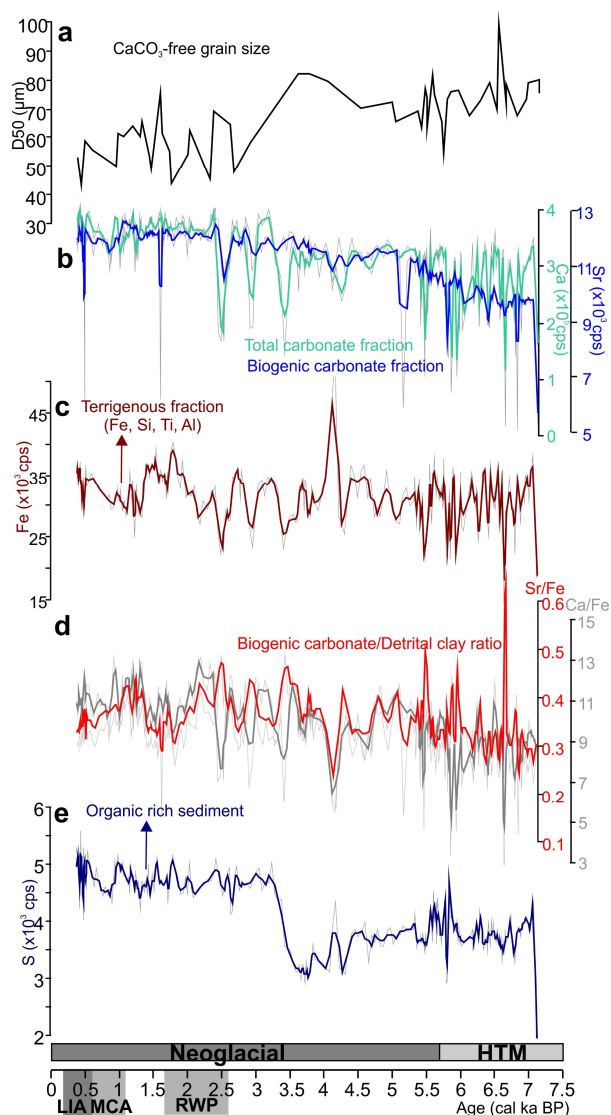


Figure VI-3: Grain-size and XRF data. a)  $\text{CaCO}_3$ -free grain size; b) XRF Sr and Ca content; c) XRF Fe content; d) XRF Sr/Fe and Ca/Fe ratios; e) XRF S content. LIA: Little Ice Age; MCA: Medieval Climate Anomaly; RWP: Roman Warm Period; HTM: Holocene Thermal Maximum.

(Figure VI-4a). Shannon diversity (H) values show also an overall increase and range between 2.2 and 3 (Figure VI-4b). The percentages of major species (>5% in at least one sample) found in core CBT-CS11 are presented in Figure VI-4c-k. *Rosalina globularis* accounts for an average of 24 % of the total benthic foraminiferal assemblage with a general decrease from 35% in the early part of the record to ~10% at ~0.38 cal ka BP (Figure VI-4c). *Lobatula lobatula* and *Cibicides refulgens* show the opposite trend with overall increasing values

from ~10% to ~20% over time (Figure VI-4c, d). Other species are all present in proportions lower than 10% of the total benthic foraminiferal assemblage. Highest faunal parts of *Quinqueloculina seminula* (~8%) are recorded around 0.5 cal ka BP (Figure VI-4e) whereas *Miliolina subrotunda* shows no particular pattern (Figure VI-4f). *Ammonia falsobeccarii* shows a general decrease along the record whereas *Ammonia beccarii* is nearly absent before 1 cal ka BP (Figure VI-4g). Percentages of *Planorbulina mediterraneensis* (Figure VI-4h) are stable over the record (around 5 %) whereas *Textularia truncata* show an overall increase (Figure VI-4i). *Gavelinopsis praegeri* (Figure VI-4j) do not show a particular pattern. *Bulimina aculeata* reaches maximum values around 4.5 cal ka BP whereas *Bulimina marginata* is nearly only present after 1.5 cal ka BP (Figure VI-4k) and. When summing up percentages of all species generally found in organic-rich settings (*Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Cancris auriculus*, *Cassidulina* spp., *Globobulimina* spp., *Melonis barleeanus*, *Nonion* spp., *Nonionella turgida*, *Uvigerina* spp.; William Murray, 2006), a general increasing trend of the relative densities of these eutrophic species is observed over time (Figure VI-4l).

### 4.3. Stable carbon and oxygen isotopes

The stable oxygen isotope values of *C. refulgens* ( $\delta^{18}\text{O}_{C.refulgens}$ ) show a great variability with a sharp change around 3.5-2.5 cal ka BP (Figure VI-5a). Before ~3.5-2.5 cal ka BP,  $\delta^{18}\text{O}_{C.refulgens}$  oscillates between ~-0.25‰ and 0.5‰ whereas after ~3.5-2.5 cal ka BP, values generally range between 0.4‰ and 1‰.

Nonetheless, a general increasing trend towards heavier values is displayed all along the record (Figure VI-5a).

The stable carbon isotope values of *C. refulgens* ( $\delta^{13}\text{C}_{C.refulgens}$ ) show also a great variability oscillating between ~1.1‰ and 1.5‰ (Figure VI-5b).

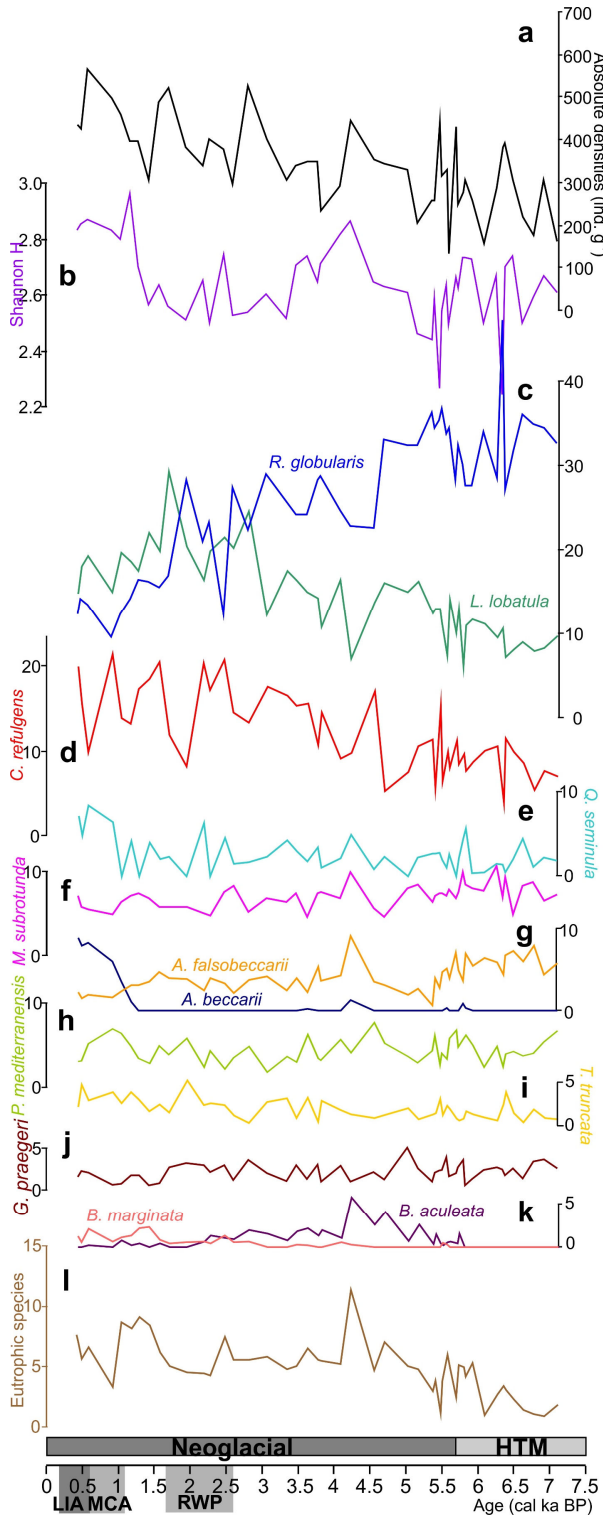


Figure VI-4: a) Total benthic absolute densities (ind g<sup>-1</sup>); b) Diversity index (Shannon H); (c–k) Relative abundances (%) of the most representative benthic foraminiferal species (>5% in at least one sample); l) cumulative percentages of eutrophic species (*Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Cancris auriculus*, *Cassidulina* spp., *Globobulimina* spp., *Melonis barleeanus*, *Nonion* spp., *Nonionella turgida*, *Uvigerina* spp.). LIA: Little Ice Age; MCA: Medieval Climate Anomaly; RWP: Roman Warm Period; HTM: Holocene Thermal Maximum.

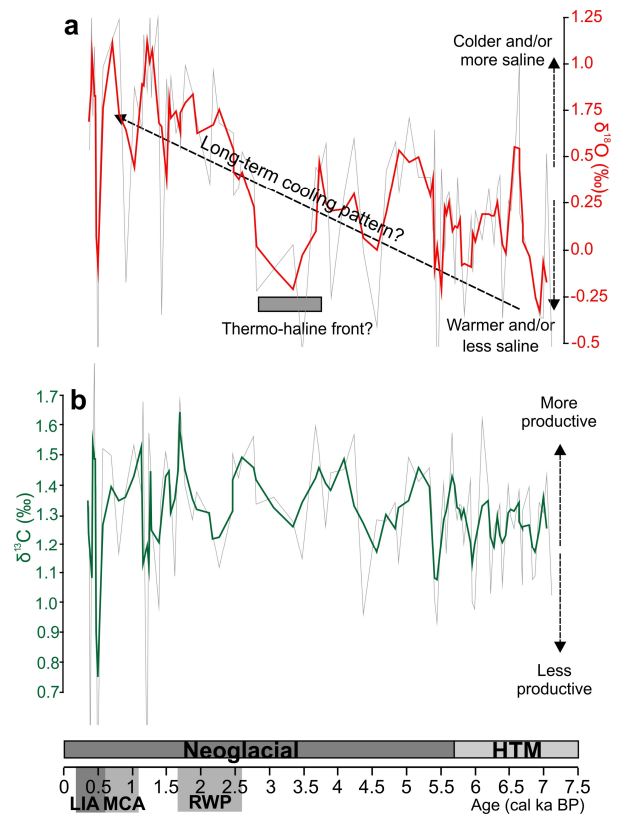
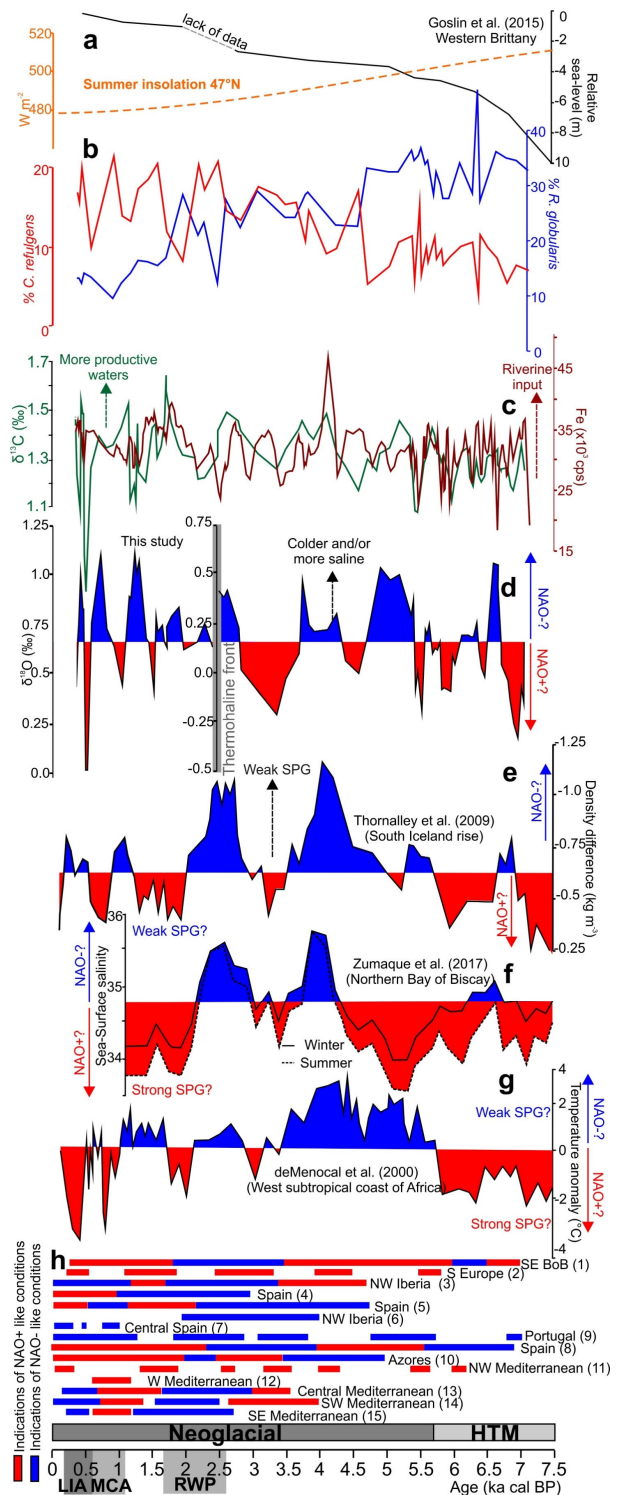


Figure VI-5: Oxygen and carbon stable isotopes measured on the benthic species *Cibicides refulgens*. The thick lines represent three-points moving average. LIA: Little Ice Age; MCA: Medieval Climate Anomaly; RWP: Roman Warm Period; HTM: Holocene Thermal Maximum.

## 5 Discussion

### 5.1. Evolution of benthic foraminiferal communities from mid- to late Holocene

Our downcore benthic foraminiferal composition is largely dominated by epiphytic calcareous species (mostly *R. globularis*, *L. lobatula*, and *C. refulgens*; Langer 1988; 1993; Murray 1991). This assemblage is surprisingly different from that of the nearby site from the “Grande Vasière” (station G; 80 m water depth; (Duchemin *et al.*, 2008); Figure VI-1c) which is dominated by eutrophic calcareous taxa such as *Nonion fabum* and *Hyalinea balthica*. The eutrophic living taxa found at station G are only present with very low abundances in our core (Figure VI-4l). This unexpected discrepancy might be either due to a downstream transport of epiphytic species to our core site or to the presence of nearby abundant marine vegetation (Van der Zwaan *et al.*, 1999). With relative abundances of epiphytic species reaching 50 to 70 % of the total assemblage, the downstream transport is hardly conceivable. However, compared to station G of (Duchemin *et al.*, 2008), a steeper inner to mid shelf (0-100 m) bathymetric profile (Figure VI-1c) characterizes our location. This results in the proximity of our site to the continent (~4.5 km distance compared to station G at ~24 km distance) and by consequence to the upper coastal habitats of the photic zone which might explain the large abundance of epiphytes. On the less steep southern Brittany inner shelf (Bay of Etel), a very similar Holocene fossil assemblage (*i.e.*, dominated by epiphytes) was found in a core retrieved at ~30 m water depth (Figure VI-1c, vk16) (Estournès *et al.*, 2012). Indeed, the coastal areas in Brittany, including the Pointe de Penmarch area, are known for their abundant and diverse macroalgae (Golléty *et al.*, 2010; Derrien-Courtel *et al.*, 2013; Raybaud *et al.*, 2013; Stiger-Pouvreau *et al.*, 2014). Their habitats extend from supralittoral to circalittoral depths (0-75 m; Spalding, 2002) with brown algae and kelp species (*Laminaria forests*) (Golléty *et al.*, 2010; Stiger-Pouvreau *et al.*, 2014) living at shallow depths and coralline red algae



(maërl) inhabiting the deepest environments (OSPAR Commission, 2010; Hart, 2016). Although there is no study to date on living foraminiferal communities

Figure VI-6: Summary figure of the main results, and comparison to intervals/episodes defined from other proxies and by other authors at the regional to global scale. (a) Summer insolation at 47°N and a simplified Holocene reconstruction of sea-level in Brittany from (Goslin et al., 2015); b) Percentages of *C. refulgens* and *R. globularis*; c) XRF Fe content and 3pt-average curve of benthic foraminiferal  $\delta^{13}\text{C}$ ; d) 3pt-average curve of benthic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  at our study site. The pre- and post ~2.5 cal ka BP periods have separated scales in order to remove the thermohaline front; e) 3-pt average density difference proxy from core Rapid-12-1K (Thornalley et al., 2009) calculated using derived Mg/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  temperatures and salinities of *G. bulloides* and *G. inflata*; f) Winter and summer sea surface salinities estimated from dinocysts in core MD95-2002 (Zumaque et al., 2017); g) Sea surface temperature anomalies calculated using transfer function on planktic foraminiferal assemblages in core ODP Hole 658C (deMenocal et al., 2000); h) Selection of East Atlantic and Mediterranean Holocene records. (1) (Mojtahid et al., 2013); (2) (Sorrel et al., 2012); (3) (Bernárdez et al., 2008); (4) (Diz et al., 2002); (5) (Martins et al., 2006); (6) (Pena et al., 2010); (7) (Benito et al., 2003); (8) (Thorndycraft and Benito, 2006); (9) (Van Den Brink and Janssen, 1985); (10) (Björck et al., 2006); (11) (Sabatier et al., 2012); (12) (Roberts et al., 2012); (13) (Schilman et al., 2001); (14) (Martín-Puertas et al., 2010); (15) (Mojtahid et al., 2015). Red colors indicate negative like NAO conditions while blue colors indicate positive like NAO conditions. The interpretative horizontal line separating red and blue colored areas in figures e-g are placed around the average between maximum and minimum values of the total variability.

inhabiting macroalgae in Brittany, it is well known that these latter provide abundant niches worldwide for motile or (temporarily) fixed epiphytic foraminifera (Johnson and Scheibling, 1987; Langer, 1993; Hart, 2016; Barras et al., 2014). For instance, (Sliter, 1965) found *R. globularis* living principally on coralline algae off Malibu (California) similar to maërl community inhabiting deep inner shelf settings in Brittany (OSPAR Commission, 2010; Hart, 2016).

Another main feature of our foraminiferal record is the general decreasing trend in absolute and relative densities of the dominant epiphytic species *R. globularis* from mid- to late Holocene (Figure VI-4c). This species was progressively replaced by the other dominant epiphytes *L. lobatula* and *C. refulgens* (Figure VI-4c, d). Although *R. globularis*, *L. lobatula* and *C. refulgens* generally inhabit the same shallow environments (< 60 m depth), including the inner to mid-shelf of the BoB (Murray, 2006; Pascual et al., 2008; Martínez-García et al., 2013; Barras et al., 2014; López-Belzunce et al., 2014), they seem to have different ecological strategies. *Rosalina globularis* is a cosmopolitan species, which is largely limited to upper shelf environments of the Atlantic Ocean (Murray, 1991). In the southern BoB, *R. globularis* is commonly found in coastal, and particularly

in phytal environments in the vicinity of estuaries (Pascual et al., 2008; Martínez-García et al., 2013). When attached on plants, *R. globularis* is a motile (temporary attached) species secreting an organic glue to fix its test to the substrate, but can free itself when searching for food or during sexual reproduction. Also, *Rosalina* is one of the few genera that calcify a special float chamber in a temporary planktonic phase, immediately before and during gametogenesis (Banner et al., 1985; Sliter, 1965), allowing it to colonize also planktonic substrates such as pelagic seaweed (Spindler, 1980) or drifting plastics (Jorissen, 2014). According to (Sliter, 1965) and (Saraswat et al., 2011), sexual reproduction and thus also the formation of the floating chambers only occur at temperatures above 18°C. *Lobatula lobatula* and *C. refulgens* habitats are not restricted to upper shelf environments but can extend to bathyal depths (Hayward et al., 2010). They live in well-oxygenated waters and show resistance to high energy hydrodynamics (Schönfeld, 2002; Panieri et al., 2005; Murray, 2006; Martins et al., 2007). When attached on plants, *L. lobatula*, and *C. refulgens* are permanently sessile (Langer, 1993; Langer and Gehring, 1993). The overall trends observed for these three species (i.e., *R. globularis*, *L. lobatula*, and *C. refulgens*) (Figure VI-4c, d) might be explained by long-term changes in environmental parameters affecting their ecological niches: 1) the progressive deepening of the studied site due to Holocene sea-level rise (~8 m since 7 cal ka BP; Goslin et al., 2015; Figure VI-6a) might have moved shoreward the ecological niche of *R. globularis* that is strictly linked to marine macroalgae. Since *L. lobatula* and *C. refulgens* can colonize deeper settings, they might have adapted to a deeper habitat; 2) As discussed previously, sexual reproduction of *R. globularis* only occurs at temperatures above 18°C (Sliter, 1965). The general decreasing summer insolation since the mid-Holocene (Figure VI-6a), inducing a general decrease in summer sea surface temperatures in the North Atlantic (Naughton et al., 2007; Wanner et al., 2008), might have constrained this species to shallower and warmer waters. Although the strict alternation of sexual and asexual generations is not obligatory, and several successive asexual reproductions

may take place if temperature is below optimal (Sliter, 1965), we assume that having only one reproductive strategy instead of two usually may have weakened its colonization potential; 3) The general increase in foraminiferal absolute densities and diversity (Figure VI-4a, b) with increasing proportions of eutrophic species (Figure VI-4l) might indicate a progressive organic enrichment to which *R. globularis* might be sensitive. This feature could be partly due to the progressive establishment of the modern hydrological patterns of the BoB (discussed in details in paragraph 5.2) favoring large-scale phytoplankton blooms close to our study site (Duchemin *et al.*, 2008). However, it should be noted that this hypothetical eutrophication is not clearly recorded in  $\delta^{13}\text{C}_{C.refulgens}$  (Figure VI-5b).

## 5.2. The effect of late-Holocene sea-level stabilization on the BoB hydrology

One of the key features observed at site CBT-CS11 is a major change operating around 3.5-2.5 cal ka BP. This is particularly noticeable in benthic oxygen stable isotopes (Figure VI-5a), XRF-S content (Figures VI-3e), as well as grain size (Figure VI-3a). The significant increase in the  $\delta^{18}\text{O}$  after ~3.5-2.5 cal ka BP is most likely indicative of a major change in the hydrological configuration of the study area and probably of the BoB. At a regional scale, this time period coincides with the maximum of the Holocene transgression (*e.g.*, (Ters *et al.*, 1968; Goslin *et al.*, 2015) (Figure VI-6a). The slowing down of RSL rise led to a significant reduction in estuarine accommodation spaces (Spencer *et al.*, 1998; Clavé *et al.*, 2001; Durand *et al.*, 2016), resulting in the channelization of rivers outflow and the export of fresh waters and probably suspended sediments further offshore (Morris and Mitchell, 2013; Traini *et al.*, 2015; van Maren *et al.*, 2016). The time-period since ~3.5-2.5 cal ka BP was also characterized by intensified human activities on the continent (*e.g.*, human deforestation) accentuating probably the loss of accommodation space around the main rivers. palynological investigations of the nearby core VK03-58bis (Figure VI-1c) concluded that human impact was superimposed to climate

variability since at least 2 cal ka BP (Naughton *et al.*, 2007). Consequently, the overall increase in freshwater load into the BoB since ~3.5-2.5 cal ka BP resulted probably in the establishment of the modern hydrological structure of the BoB. One of its main characteristics is the formation of a winter thermohaline front located around 50-100 m water depth (Castaing *et al.*, 1999; Dubrulle *et al.*, 2007). This front is the eastern boundary of warm and salty oceanic waters and the western boundary of colder and less salty shallow coastal waters cooled down by both the continental air and the input of freshwater from the Loire, Gironde and Vilaine rivers (Castaing *et al.*, 1999). During summer, another front, the Ushant tidal front, takes place north of the study area in the Iroise Sea and separates thermally stratified oceanic waters to its west from homogeneous, tidally mixed waters, near the coast (Cadier *et al.*, 2017). According to (Castaing *et al.*, 1999), cold continental waters arriving at our site are materialized by major river plumes carrying organic-rich fine-grained sediments. In our core, we can find this feature through low  $\text{CaCO}_3$ -free mean grain-size values indicating fine sediments and high XRF-S content after ~3.5-2.5 cal ka BP (Figure VI-4). Because S is a reductive early diagenetic product, it is commonly found in organic-rich marine sediments. High XRF-S content after ~3.5-3 cal ka BP is coherent with the increasing eutrophication previously discussed. However, the absence of a clear general increasing trend in XRF-Fe profile after ~3.5-3 cal ka BP (Figure VI-3c) indicates that the quantity of fine sediments arriving to the study site did not generally increase since ~3.5-2.5 cal ka BP but rather oscillated strongly between minimum and maximum values. Indeed, intensities of XRF-Fe and Ti are usually interpreted as being proportional to the quantity of silicoclastic material supplied by rivers (*e.g.*, Cariaco Basin (Peterson *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001); Plata River mouth (Chiessi *et al.*, 2009); Senegal mud belt (Nizou *et al.*, 2011). To conclude, we can hypothesize that our benthic sampling site was under the main influence of coastal subsurface waters before ~3.5-2.5 cal ka BP, and probably became more and more influenced by oceanic waters after sea-level stabilization

and the establishment of pronounced thermohaline fronts.

### 5.3. Millennial-scale climate variability and connection with internal modes of climate system

Significant variability of foraminiferal oxygen and carbon stable isotopes, XRF-Fe and foraminiferal diversity is observed all along the sedimentary record. Wavelet Transform analyses highlight several significant time frequency peaks (Figure VI-7). The dominant peaks are located in the 3-2.5 ka and 1.3-1.6 ka frequency domains (Figure VI-7). The 3-2.5 ka peak can be easily explained by an excessive weight of the major change observed in the local hydrological patterns due to sea-level stabilization previously discussed. The ~1.3-1.6 ka BP frequency peaks however can be linked to larger-scale hydrological patterns, such as those identified in the North Atlantic (Wanner *et al.*, 2008). Millennial Holocene variability was first detected by (Denton and Karlén, 1973; Dansgaard *et al.*, 1993; G. Bond *et al.*, 1997) who recorded regular cooling pulses in the northern North Atlantic region. Lately, several studies reported that the surface branch of the AMOC responsible for heat transport to high latitudes has undergone millennial-scale variations in temperature and salinity during the Holocene (deMenocal *et al.*, 2000; C. Andersen *et al.*, 2004; Thornalley *et al.*, 2009; Staines-Urías *et al.*, 2013; Zumaque *et al.*, 2017) (Figure VI-6). This long-time scale variability was most likely modulated by the interplay between the SPG and STG in the North Atlantic (Figure VI-1b) (Thornalley *et al.*, 2009; Staines-Urías *et al.*, 2013) which also affected the strength of deep water formation (NADW) in the Labrador Sea and the Nordic seas (Hall *et al.*, 2004; Hoogakker *et al.*, 2011; Thornalley *et al.*, 2013). After detrending our  $\delta^{18}\text{O}$  signal from the thermohaline front effect (*i.e.*, by separating the pre- and post ~2.5 cal ka BP periods; Figure VI-6d), the variability of the isotopic signal matches quite well that recorded by several published studies (Figure VI-6e-g). At the Meriadzek Terrace (site MD95-2002; Figure VI-1c), palynological, dinocyst and foraminiferal stable isotopes data reveal

millennial time-scale coolings and low-salinity episodes since 11 ka (Figure VI-6f) that match periods of dense sea-ice cover in the Labrador Sea (Zumaque *et al.*, 2017). The overall good agreement of our benthic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  record (Figure VI-6d) with reconstructed sea surface salinities in the northern BoB by (Zumaque *et al.*, 2017) (Figure VI-6f) strongly suggests that our oxygen isotope signal predominantly traces salinity rather than temperature changes. Our results further corroborate the existence of a strong connection between the BoB and the Labrador Sea as suggested by (Zumaque *et al.*, 2017) at site MD95-2002 and (Mary *et al.*, 2017) at sites KS10b and PP10-07 (Figure VI-1c). Furthermore, the overall good coherence between low values of benthic  $\delta^{18}\text{O}$  (*i.e.*, low salinity) at our site (Figure 1d) with periods of strong SPG circulation (Thornalley *et al.*, 2009) (Figure VI-1e) comforts the fact that we record mainly salinity variations. A strong SPG (E–W-oriented gyre) might have contributed more freshwater to the Atlantic inflow, lowering therefore east Atlantic salinities and conversely. Such millennial variability has also been documented in continental records (Denton and Karlén, 1973; Solomina *et al.*, 2015), and periods of intensified storminess in northern Europe (Sorrel *et al.*, 2012) (Figure VI-6h(2)). Although the timing differs from one region to another due principally to chronological uncertainties and intrinsic local forcing, this strongly suggests an ocean-atmosphere connection linked to internal climatic modes. We can further hypothesize the role of an NAO-like process as a control of Holocene millennial variability in the North Atlantic as suggested also by Zumaque *et al.* (2017). This is particularly coherent when considering that wind stress (westerlies) modulates modern SPG strength, meaning that the SPG is weaker during prevalent negative modes of the NAO (*i.e.* decreasing wind stress; (Solignac *et al.*, 2004; Thornalley *et al.*, 2009; Staines-Urías *et al.*, 2013). Therefore, we may record NAO-like millennial variability. The overall good match between benthic  $\delta^{13}\text{C}$  values, tracing surface water productivity, and XRF-Fe content tracing rivers input (Figure VI-6c) may point out also to an NAO-like control as well: periods of low surface productivity generally matching periods of low XRF-Fe content (Figure VI-6c) and also periods of relatively low

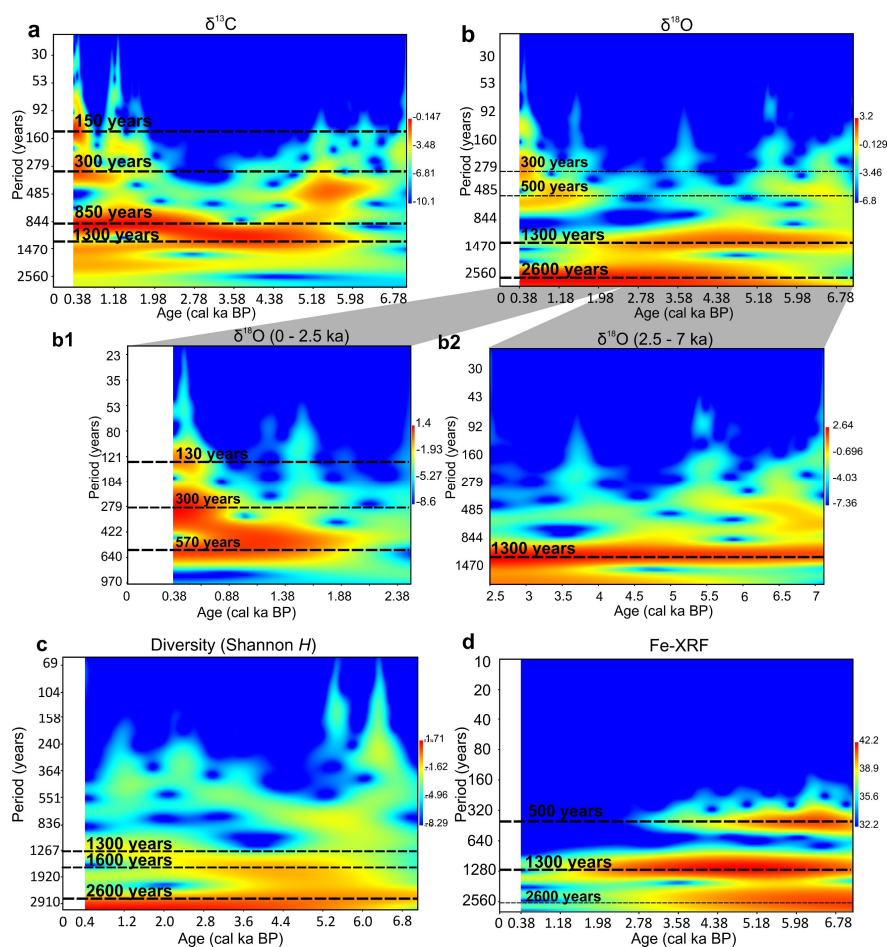


Figure VI-7: Continuous Wavelet Transform (CWT) analyses performed on a) 3-pt moving average of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{refulgens}}$ , b) the 0.38-7 ka entire record of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{C.refulgens}}$  (3-pt moving average), and after separating the 0.38-2.5 ka record of (b1) from that of the 2.5-7 ka time period (b2) to filter the effect of the major change at  $\sim 2.5$  ka BP; c) benthic foraminiferal diversity; d) Fe-XRF content (3-pt moving average).

surface salinities (Figure VI-6d). A positive NAO phase shows a stronger than usual subtropical high pressure centre and a deeper than normal Icelandic low, resulting in a higher winter storm activity over the Atlantic, warm and wet winters in northern Europe and dry winters in southern Europe. Because the Gironde and Loire rivers have large catchment areas (mostly located in the southern France; *e.g.*, the Massif Central and the Pyrenees), drier winters in southern Europe result in lower river load (including nutrients) than average into the BoB, which in turn cause lower primary production. This feature is further corroborated by benthic foraminiferal biodiversity (although time resolution is low), being generally lower during periods of low  $\delta^{13}\text{C}$  values and showing also a frequency peak at  $\sim 1.3$ - $1.6$  ka (Figure VI-7c). Pollen-based mean annual precipitations

at the nearby site VK03-58bis (Naughton *et al.*, 2007) (Figure VI-1c) strongly comforts our results with periods of high precipitations matching our main periods of negative NAO-like conditions at  $\sim 4$  ka, 2.5 and 0.5 ka BP (Figure VI-6). However, when comparing our Generally, all these studies agree that negative-like NAO conditions prevailed around 2.5 ka BP (Figure VI-6k).

Other high-frequency peaks at 0.15 ka, 0.3-0.5 ka, and 0.8 ka were unraveled (Figure VI-7). All these periods are recorded at mid latitudes in the North Atlantic (Wanner *et al.*, 2008b). In our record, they are mainly expressed after 2 ka (Figure VI-7) encompassing two well-known historical climatic episodes: the Little Ice Age (LIA) and the Medieval Climate Anomaly (MCA). The forcing factors triggering this climatic transition are still debated. (Wanner *et al.*, 2000) suggested that

negative NAO-like regimes might be a key feature of cold LIA-type events. (Gupta *et al.*, 2003) postulated a weak southwest Asian monsoon to explain the classical transition from the MCA to the LIA whereas (van Geel *et al.*, 2000) claimed that solar activity minima (such as the Maunder Minimum) are the main triggers for glacier advances during the LIA.

## 6 Conclusions

Benthic foraminiferal communities in core CBT-CS11 are largely dominated by epiphytic species, which are probably indicative of nearby abundant marine vegetation and well oxygenated bottom waters. The general decreasing trend in absolute and relative densities of the dominant epiphytic species *R. globularis* from mid- to late Holocene can be explained by: 1) the progressive deepening of the water column due to the Holocene sea-level rise, 2) the decreasing Holocene summer SSTs, and 3) the increasing eutrophication.

A major change in hydrological characteristics took place around 3.5-2.5 cal ka BP. This is particularly noticeable in benthic oxygen stable isotopes, XRF-Fe and S contents, and grain size data. Since ~3.5-2.5 cal ka BP, sea-level rose slowly resulting in the reduction of estuarine accommodation spaces and the channelization of river flows. This caused extended freshwater input into coastal waters of the BoB. Increasing human activities might have accentuated this phenomenon. These conditions probably triggered the formation of the present-day winter thermohaline front separating coastal from oceanic waters changing therefore the hydrology of our study site.

Sedimentological, microfaunal and stable isotope foraminiferal data highlight a strong millennial variability from mid- to late Holocene. This variability seems to be closely connected with AMOC variability, which is modulated by the expansions and contractions of the SPG and STG. Since this variability is mainly wind driven, it is highly probable that a NAO-like climatic process modulated AMOC dynamics over the Holocene. Our results comfort a strong east-west linkage regarding North Atlantic surface hydrology.

## Acknowledgments

This study was supported by the French CNRS INSU and is a contribution to the 2013-2014 LEFE-IMAGO project “HCOG2” (“Forçages climatiques Holocène et répercussions Côtières et Océaniques dans le Golfe de Gascogne”; coord. A. Penaud) and by the Nantes Saint-Nazaire seaport (project “DETAiLH”: *DETermination de l'état pré-Anthropique de l'estuaire de la Loire et évolution Historique de son fonctionnement*, coord. M. Mojtahid). <sup>14</sup>C dating was obtained thanks to French national ARTEMIS <sup>14</sup>C AMS facilities. We would like to thank Oanez Lebeau (IUEM, Brest) from the « *Pôle Spectrométrie Océan* » (IUEM, CNRS, IFREMER) for his help with isotope analyses. We also thank IFREMER for core acquisition and the laboratory facilities. This study represents a contribution to the French ANR project HAMOC. This work was also supported by the « *Laboratoire d'Excellence* » LabexMER (ANR-10-LABX-19) and co-funded by a grant from the French government under the program « *Investissements d'Avenir* ». The raw data are available as online material or by contacting the first author (e-mail: meryem.mojtahid@univ-angers.fr).





# **Chapitre VII.**

**Conclusion : Discussion générale et perspectives**

# 1 Discussion générale

Ce travail de thèse a pour objectif principal de reconstituer les changements de la dynamique hydrosédimentaire de la Loire en fonction des variations climatiques holocènes globales et régionales, et de l'impact de l'activité anthropique récente suite aux aménagements de l'estuaire entre Nantes et Saint-Nazaire. La force mais aussi la complexité de cette étude réside dans l'emboîtement des variabilités temporelles et spatiales. Les huit carottes sédimentaires sélectionnées pour ce travail (Figure VII-1) ont intégré progressivement la variabilité temporelle de l'évolution hydrosédimentaire de la Loire à différentes échelles de temps au cours des derniers ~7,0 ka. L'aspect spatial réside dans la localisation géographique de ces carottes sédimentaires le long d'un continuum terre-mer, allant de l'estuaire de la Loire (carottes rive droite, carottes SC, Chapitre III et vasière des Brillantes, carottes PV, Chapitre IV) vers la partie septentrionale de la «Grande Vasière» (nord du Golfe de Gascogne) dont les sédiments fins sont issus en grande partie de la Loire (carotte CBT-CS11, au large de la Pointe de Penmarc'h, Chapitre VI), en passant par les paléovallées incisées à l'embouchure de l'estuaire (carotte KV14bis, Fosse du Croisic, Chapitre V) (Figure VII-1). L'objectif final étant d'établir le lien entre la paléoclimatologie/sédimentologie du bassin versant de la Loire et la dynamique hydrosédimentaire de son estuaire et de son bassin de sédimentation au large, sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. L'articulation de ce travail de recherche autour d'un continuum terre-mer fait l'originalité de cette thèse et est, à ce jour unique à l'échelle du fleuve Loire. En effet, le peu d'études existantes sur la dynamique hydrosédimentaire holocène de la Loire (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2010 ; Castanet *et al.*, 2014) sont concentrées dans la partie amont du fleuve et ne cherchent pas particulièrement à déconvoluer les différents signaux enregistrés. En aval, les études sur le remplissage sédimentaire de la vallée incisée de la Loire se sont d'avantage intéressées à l'architecture des dépôts qui reflètent les variations climato-eustatiques à l'échelle du Quaternaire (Barbaroux *et al.*, 1974a ;

Proust *et al.*, 2010). Dans les marais entourant l'estuaire moyen, quelques études sédimentologiques et micropaléontologiques (pollens et foraminifères benthiques) ont pointé le possible rôle du climat dans l'enregistrement sédimentaire holocène de l'estuaire (*e.g.*, Barbaroux *et al.*, 1974b ; Barbaroux, 1981 ; Visset, 1982).

Afin de cerner au mieux la problématique globale et de contraindre le milieu de dépôt, une approche multiproxies couplant des outils sédimentologiques (*i.e.*, description des faciès sédimentaires à l'aide d'imagerie RX et de photographies haute résolution ; granulométrie), micropaléontologiques (foraminifères benthiques) et géochimiques (mesures XRF et carbone organique) a été adoptée. Notre étude a permis de mettre en exergue la différence entre les enregistrements sédimentaires des paléoenvironnements de l'estuaire de la Loire et ceux du domaine marin. En effet, des informations différentes mais néanmoins complémentaires ont été obtenues dans ces deux entités géographiques : dans l'estuaire, l'étude des enregistrements sédimentaires a permis de retracer l'évolution morphologique des chenaux et bancs tidaux, particulièrement au cours de l'Holocène Tardif (derniers ~3,0 ka). Au large de l'embouchure, l'enregistrement sédimentaire s'affranchit de la forte variabilité hydrosédimentaire inhérente au système estuarien (*e.g.*, processus de remobilisation, érosion, sédimentation discontinue), et le signal dorénavant lissé, a permis à la fois de contraindre davantage la dynamique paléohydrologique de la Loire sur une échelle centennale à millénaire mais aussi de faire le lien avec les mécanismes climatiques et océaniques régionaux.

Ce dernier chapitre se propose donc :

- 1) d'estimer la qualité des signaux paléoenvironnementaux enregistrés dans nos archives sédimentaires ;
- 2) de proposer un scénario de la dynamique hydrosédimentaire de la Loire durant l'Holocène Moyen et Tardif

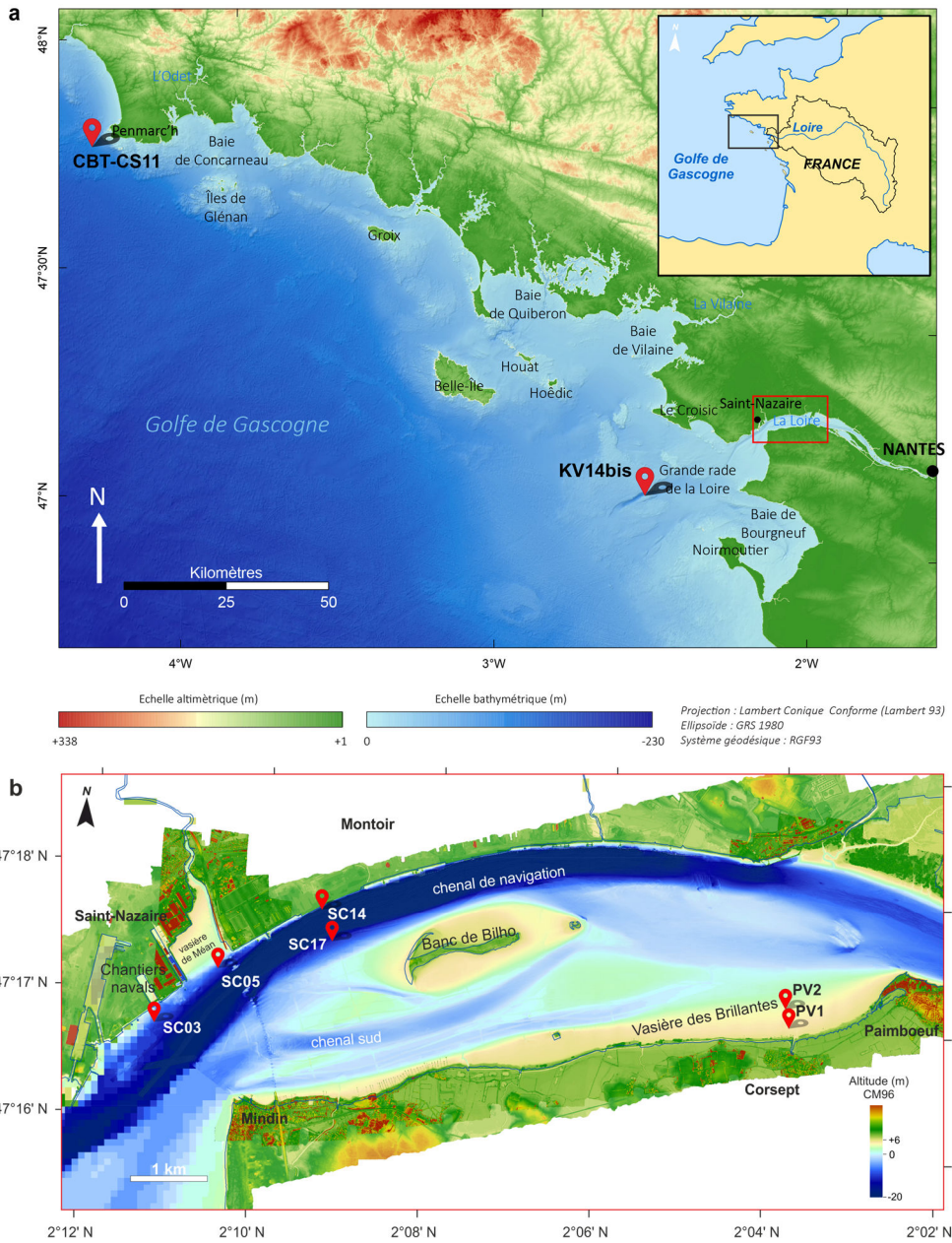


Figure VII-1 : (a) Carte morpho-bathymétrique de la partie septentrionale du Golfe de Gascogne, issue de la compilation de la BD Alti® 75m (IGN ; résolution : 75 m) pour la partie continentale et du MNT façade Atlantique (Projet Homonym, SHOM, 2015 ; résolution : ~110 m) pour la partie marine. La localisation des carottes étudiées est indiquée par des étoiles rouges. Un tracé du bassin versant de la Loire est présenté en haut à droite. Le rectangle rouge est détaillé dans la Figure VII-1b. (b) Agrandissement de la partie aval de l'estuaire moyen de la Loire, entre Paimboeuf et Saint-Nazaire, et positionnement des carottes étudiées sur la carte morpho-bathymétrique issue du MNTUnifié de la Loire (GIP Loire estuaire, 2008) et du MNT Halioloire1 (Maillet, 2012) pour la partie interne, ainsi que des données bathymétriques du GPMNSN (Port de Nantes/Saint-Nazaire) pour la partie externe

## 1.1. La qualité des signaux paléoenvironnementaux

### 1.1.1 Comparaison entre l'estuaire interne et le plateau continental

Dans l'estuaire moyen, les corrélations stratigraphiques, mais aussi la recherche de signaux paléoenvironnementaux cohérents entre les différents enregistrements sédimentaires d'une même zone d'étude, a été très complexe, notamment pour les carottes situées en rive droite dans la zone d'influence des aménagements portuaires récents (carottes SC, Chapitre III). La recherche de signaux paléoenvironnementaux communs entre les deux sets de carottes (rive droite, Chapitre III et vasière des Brillantes, Chapitre IV) paraît, *a fortiori*, encore plus compliquée (Figure VII-2). Cette complexité est issue d'abord de phénomènes inhérents au fonctionnement de l'estuaire, à savoir 1) l'interaction permanente entre les processus hydrodynamiques marins (marée, houle) et fluviaux (débit fluvial) et les apports sédimentaires associés, 2) les aménagements humains récents qui ont altéré une partie de l'enregistrement sédimentaire et 3) des phénomènes sédimentaires très localisés (*e.g.*, érosion, transport, présence de cours d'eau secondaires, *etc*) qui perturbent le signal global. Se rajoute à cela la grande difficulté à dater correctement les dépôts estuariens, due principalement au manque de matériel approprié et aux diverses inversions d'âge constatées. Par conséquent, nos datations  $^{14}\text{C}$ , suppléées quand ce fut possible par des datations au  $^{210}\text{Pb}$  des sédiments de surface, ont servi seulement à donner un cadre chronologique général pour tenter de décrire l'évolution temporelle des dépôts malgré une barre d'erreur en moyenne de 1,2 ka. En compilant les informations issues des différents indicateurs sédimentologiques, micropaléontologiques et géochimiques, et en s'aidant de la carte géologique détaillée ainsi que des cartes géographiques anciennes, nous avons réussi à proposer un scénario cohérent d'évolution morphologique d'endroits clés de l'estuaire avant et après les grands aménagements humains (Figures VII-2, VII-3 et VII-4). Cette reconstitution pointe

un changement important des environnements sédimentaires, particulièrement au cours de l'Holocène Tardif où le niveau marin relatif a peu varié. Nos résultats définissent des périodes de forte influence de la dynamique marine (tempêtes), et d'autres où la dynamique fluviale a été dominante (crues), le tout dans un contexte tidal plus ou moins exprimé. Les influences relatives de ces processus hydrodynamiques sur les enregistrements étudiés ont été reliées à plus grande échelle aux variations de niveau marin relatif (épisodes transgressifs au cours de l'Holocène Tardif) et au régime climatique régional. Néanmoins, les enregistrements sédimentaires retracent également des événements très localisés (*e.g.*, le comblement de vasières intertidales, la migration du chenal principal du cours d'eau, la formation de marais internes, les aménagements humains récents, *etc*). Ceci étant, l'enregistrement de l'évolution très locale de l'environnement dans nos archives sédimentaires s'inscrit toujours dans un schéma d'évolution global de l'estuaire. Pour conclure, grâce à notre approche multiproxies, nous avons réussi à contraindre au mieux l'évolution holocène (moyen à récent) de l'estuaire interne de la Loire, à extraire les signaux des dynamiques marines et fluviales et d'aménagement humain, et à proposer une lecture simplifiée du cadre paléoenvironnemental et paléogéographique en lien avec les forçages régionaux (variations du niveau marin et climat). Cependant, la faible fiabilité de nos datations  $^{14}\text{C}$  limite nos interprétations dans un cadre de continuité temporelle et donc empêche une bonne corrélation des événements enregistrés dans les différents sites prospectés.

Par ailleurs, les sédiments fins du plateau continental interne du Golfe de Gascogne (Fosse du Croisic, Chapitre V et au large de la Pointe de Penmarc'h, Chapitre VI) semblent enregistrer un signal plus lissé avec une bonne continuité temporelle. Cette dernière est illustrée par des faciès sédimentaires généralement homogènes et par la cohérence des datations  $^{14}\text{C}$ , qui ont bénéficié d'un matériel adéquat à dater (coquilles de mollusques ou foraminifères). Nos résultats montrent que les sédiments de la carotte KV14bis prélevée dans une des paléo-vallées incisées

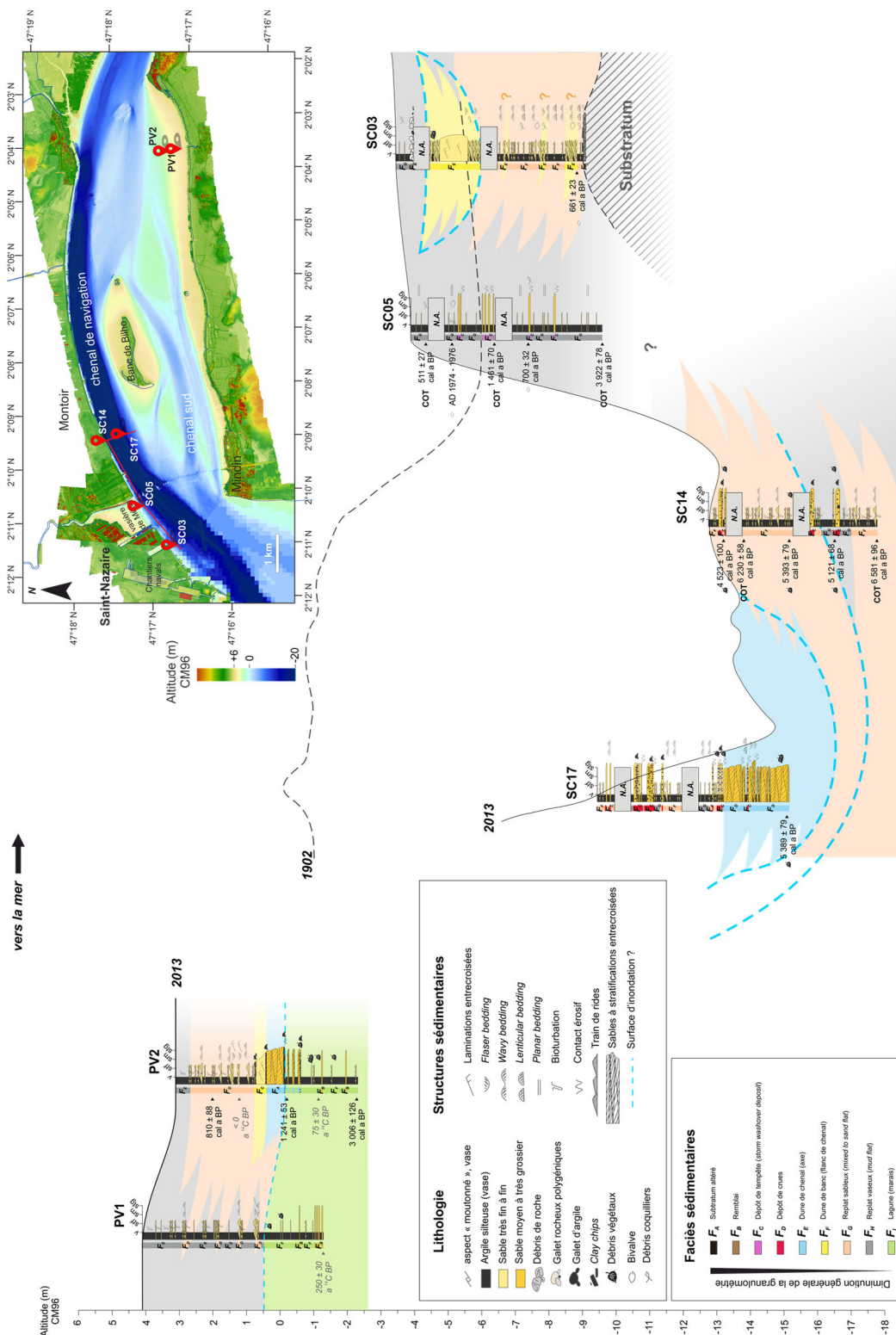


Figure VII-2 : Représentation schématique des séquences sédimentaires de l'estuaire et tentative de corrélation stratigraphique entre la rive droite et la vasière des Brillantes. Les lignes noires continues représentent la bathymétrie actuelle selon les transects imagés par les lignes rouges sur la carte. La ligne noire discontinue représente la bathymétrie selon la carte de 1902 (cf. Chapitre III, Discussion complémentaire pour le secteur nord). Les faciès sédimentaires présentent sont une compilation synthétisée des différents faciès déterminés dans les chapitres III et IV. Ainsi, les noms et les couleurs attribués à chaque faciès sédimentaire ont été homogénéisés.

de la Loire (Fosse du Croisic) ont été fortement influencés par le régime hydrologique du fleuve au cours des derniers ~2,6 ka. Les niveaux présentant une forte concentration de débris coquilliers ont été attribués à des périodes d'occurrence de fortes tempêtes, aussi décrites dans l'Atlantique Nord durant l'Holocène par Sorrel *et al.* (2012). L'alternance entre périodes de forts et de faibles débits fluviaux intercalées par des périodes de forte « tempétuosité » a été reliée à un forçage plus global (Oscillation Nord Atlantique, forçage solaire) contrôlant les précipitations sur le bassin versant de la Loire et les tempêtes au large. La carotte CBT-CS11 (au large de la Pointe de Penmarc'h) enregistre un signal encore plus global sur les derniers 7,0 ka avec : 1) la probable mise en place vers 2,5 – 3,0 ka du front thermohalin moderne caractérisant le Golfe de Gascogne et qui serait en lien avec la stabilisation de la montée des eaux, et 2) une cyclicité millénaire qui pourrait être liée à la dynamique de la circulation Atlantique Méridionale et à plus grande échelle à l'Oscillation Nord Atlantique.

En revanche, les résultats obtenus dans cette thèse n'ont pas permis de définir des traceurs de l'activité anthropique, autres que les aménagements récents de l'estuaire interne de la Loire. Or, nous sommes conscients que l'activité humaine sur le bassin versant de la Loire, qui remonte probablement au Néolithique (*e.g.*, agriculture, érosion de sols, déforestation ; voir discussion, Chapitre III et références citées), a dû certainement avoir un impact sur la charge sédimentaire de la Loire en plus des processus naturels. L'importance de l'impact humain sur nos enregistrements demeure donc difficile voire impossible à estimer à travers nos données.

### 1.1.2 La qualité de l'enregistrement micropaléontologique

L'analyse des foraminifères benthiques fossiles a été entreprise dans quatre des huit carottes étudiées (rive droite : SC05 ; vasière des Brillantes : PV2 ; Fosse du Croisic : KV14bis ; et au large de la Pointe de Penmarc'h : CBT-CS11) afin de compléter et renforcer les analyses et interprétations issues de la sédimentologie (Figure VII-3a et b). Les interprétations paléocéologiques, se basant

sur le principe d'actualisme, ont bénéficié d'une bonne connaissance des communautés benthiques vivant actuellement dans la zone d'étude (*e.g.*, Fontanier *et al.*, 2003 ; Mojtahid *et al.*, 2010, 2016 ; Thibault de Chanvalon *et al.*, 2015).

Les travaux récents de Mojtahid *et al.* (2016) sur les faunes de foraminifères benthiques vivants de l'estuaire de la Loire ont servi de cadre aux reconstructions paléoenvironnementales à l'intérieur de l'estuaire, et nous ont permis d'évaluer la qualité mais aussi la préservation de l'information micropaléontologique dans nos archives sédimentaires. Que ce soit dans la carotte SC05 située sur la vasière de Méan en rive droite ou dans la carotte PV2 située sur la vasière des Brillantes en rive gauche (Figure VII-1a), *Ammonia tepida* et *Haynesina germanica* dominent les assemblages des foraminifères benthiques des niveaux les plus récents, avec respectivement ~28 à 34% et ~14 à 23% des assemblages (Figure VII-3a). Ce qui n'est pas surprenant étant donné que ces espèces sont typiques des vasières intertidales des estuaires tempérés (*e.g.*, Murray et Alve, 2000 ; Mojtahid *et al.*, 2016). Cependant, bien qu'elle soit dominante, l'abondance relative d'*A. tepida* dans les carottes apparaît relativement faible au regard de la composition des faunes actuelles. En effet, sur la vasière des Brillantes (à l'endroit où a été prélevée la carotte PV2 ; Figure VII-1b), Thibault de Chanvalon *et al.* (2015) et Mojtahid *et al.* (2016) ont montré que *A. tepida* dominait largement les assemblages actuels avec une abondance relative de ~90% aux stations les plus proches du point de carottage PV2. *Haynesina germanica* préfère d'avantage les vasières les plus avalées de l'estuaire. Cette « faible » proportion d'*A. tepida* dans nos archives sédimentaires pourrait s'expliquer par une fragilité de son test carbonaté. En effet, Cesbron *et al.* (2016) ont montré une dissolution importante du test de cette espèce pendant la période estivale, suite à une baisse du pH consécutive à une forte minéralisation de la matière organique réfractaire. Cependant les abondances totales de foraminifères benthiques dans la carotte PV2 (7 à 9 ind.g<sup>-1</sup>s.s. correspondant à ~140 à 280 ind.100cm<sup>-3</sup> dans les 40 premiers cm) sont du même ordre de grandeur que ce qui est actuellement observé sur la vasière des Brillantes

(280 à 930 ind.100cm<sup>-3</sup> aux stations B17 et B19 ; Mojtahid *et al.*, 2016), ce qui pourrait également suggérer une dynamique saisonnière des populations qui ne se transcrit pas dans l'étude ponctuelle de Mojtahid *et al.* (2016). En revanche, dans la carotte SC05 située sur la vasière de Méan en rive droite de l'estuaire (Figure VII-1b), l'abondance totale est faible et oscille entre 0 et 4 ind.g<sup>-1</sup>s.s. (0 et 170 ind.100cm<sup>-3</sup>) dans les 40 premiers cm de la carotte. Cette tendance se retrouve d'ailleurs sur l'ensemble de l'archive sédimentaire avec une abondance totale moyenne de ~1 à 2 ind.g<sup>-1</sup>s.s. (~90 ind.100cm<sup>-3</sup>) et 46 échantillons contenant moins de 10 individus (Figure VII-3a). Etant donné que *A. tepida* et *H. germanica*, qui sont deux des espèces dominantes, sont connues pour être relativement résistantes aux variations de leur environnement (*i.e.*, salinité : *e.g.*, Alve et Murray, 1994 ; Debenay *et al.*, 2006 ; dysoxie/anoxie : *e.g.*, Thibault de Chanvalon *et al.*, 2015), il est fort probable que cette faible densité soit due à d'importants processus taphonomiques (Chapitre III, Durand *et al.*, 2016). En l'occurrence, la présence de nombreux tests détériorés est le signe d'une mauvaise préservation qui pourrait être due à des phénomènes de dissolution semblables à ceux présents dans la baie d'Arcachon lors des périodes de forte minéralisation de la matière organique (Cesbron *et al.*, 2016). Tout en gardant à l'esprit les processus taphonomiques qui ont pu affecter nos enregistrements micropaléontologiques, on note tout de même que les assemblages montrent des compositions similaires entre rive gauche et rive droite de l'estuaire de la Loire. De plus, les analyses en composante principale (ACP) font ressortir trois ensembles faunistiques comparables de par les espèces principales qui les composent (Figure VII-3a) :

- un premier groupe dominé par les espèces typiques des vasières intertidales de l'estuaire moyen (*A. tepida* et *H. germanica*) ;

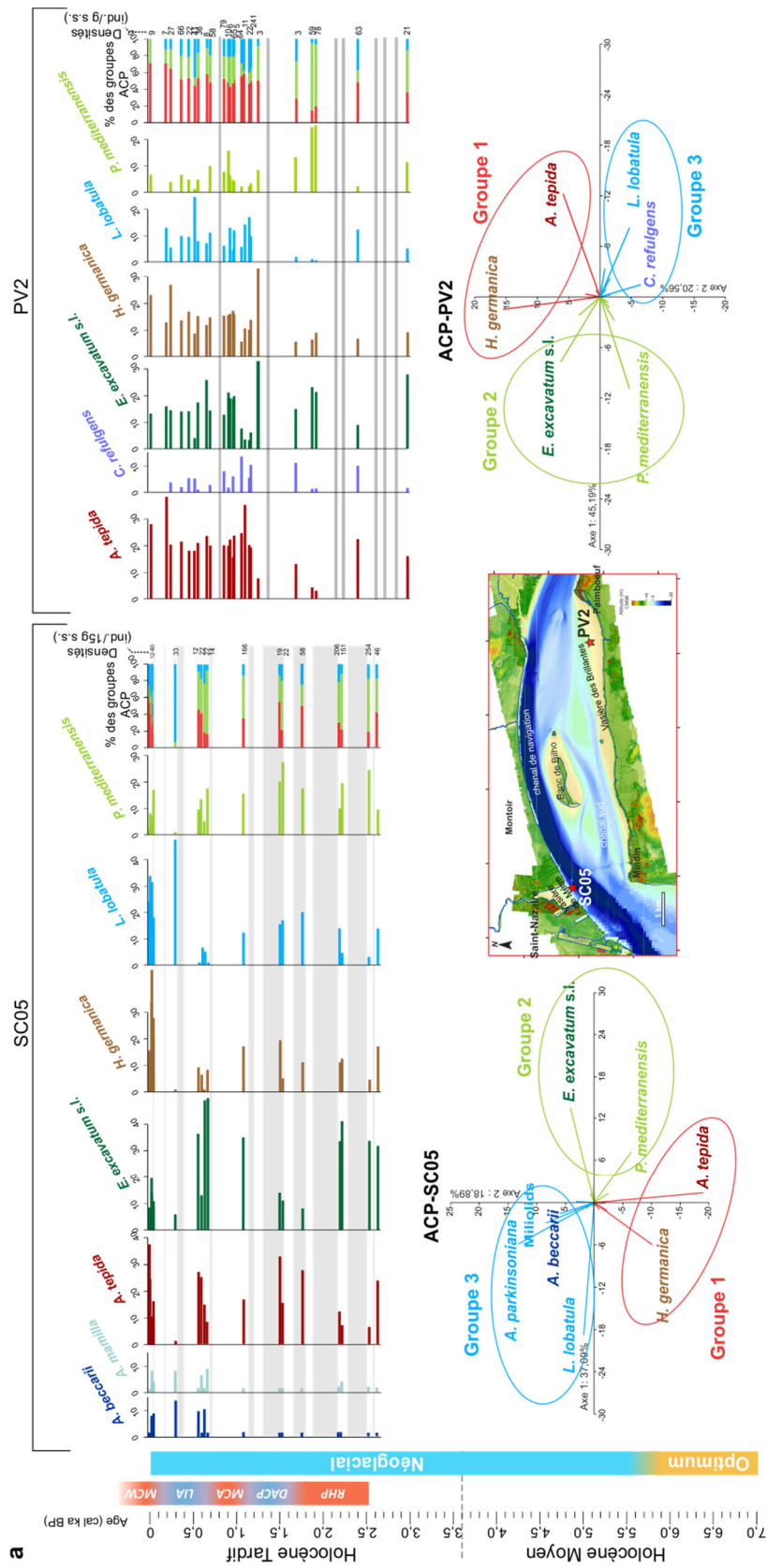
- un deuxième groupe comprenant *Elphidium excavatum* au sens large typique des substrats sableux du domaine subtidal de l'estuaire moyen de la Loire, et *Planorbulina mediterraneensis*, une espèce épiphyte probablement transportée depuis l'estuaire externe ;

- un troisième groupe composé d'espèces plus typiques du plateau continental adjacent (*Lobatula lobatula*, *Cibicides refulgens*).

De plus, dans la carotte PV2 (vasière des Brillantes), chaque faciès sédimentaire a pu être caractérisé par son contenu micropaléontologique suivant l'abondance relative de ces trois groupes écologiques. En termes de succession temporelle de ces trois groupes, la comparaison entre les deux rives reste délicate en raison de la faible fiabilité de notre cadre chronologique. Cependant, le bas des deux carottes PV2 et SC05 daté entre environ 3,0 et 2,7 ka, est caractérisé par une forte proportion des espèces des Groupes 2 et 3 (Figure VII-3a). Leur présence a été reliée à un contexte paléogéographique différent avec une influence marine prépondérante à cette époque. Après 1,0 ka, l'installation des espèces du Groupe 1 est témoin de la mise en place des niches écologiques de vasière intertidale se rapprochant de la configuration actuelle des deux sites (Figure VII-3a).

Au large, une plus forte biodiversité (indice Shannon compris entre 2 et 3 ; Figure VII-3b) est enregistrée en comparaison avec les faunes de l'estuaire : une centaine d'espèces sont trouvées dans les carottes CBT-CS11 (au large de la Pointe de Penmarc'h) et KV14bis (Fosse du Croisic), contre une cinquantaine dans les carottes SC05 et PV2 de l'estuaire. Ceci s'explique en grande partie par les conditions relativement extrêmes régnant dans les estuaires (*e.g.*, variations importantes de la salinité) limitant les niches écologiques aux espèces les plus résistantes. Le contenu micropaléontologique des carottes du large offre donc une description écologique plus précise de l'environnement car les espèces de foraminifères benthiques de plate-forme sont en théorie plus sensibles aux variations environnementales que celles de l'estuaire qui sont plus résistantes et tolérantes à l'instabilité du milieu (Alve et Murray, 1994 ; Debenay *et al.*, 2000 ; Debenay et Guillou, 2002). Il est à noter dans les deux carottes du large, une augmentation progressive de l'indice de diversité Shannon depuis ~2,0 cal ka BP (Figure VII-3b). Ceci pourrait être la conséquence d'une eutrophisation grandissante, concomitante à une augmentation générale du débit de la Loire (XRF-Ti ; Figure VII-5), et





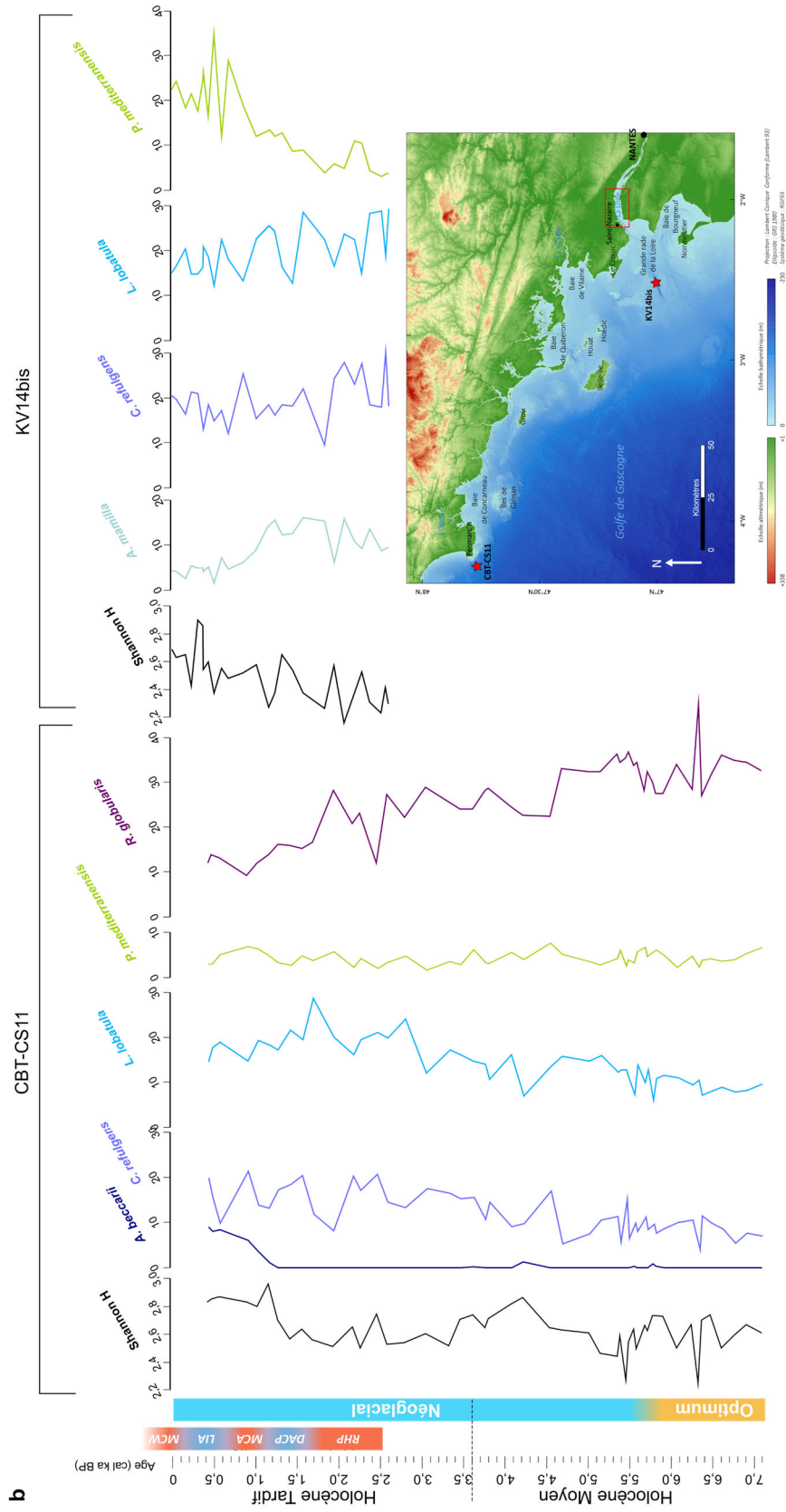


Figure VII-3 : Comparaison entre les abondances relatives des principales espèces de foraminifères benthiques communes entre au moins deux sites des quatre sites étudiés, classées selon un ordre alphabétique, dans (a) les carottes de l'estuaire moyen et (b) les carottes du large. Les espèces sélectionnées représentent les espèces dominantes et communes dans au moins deux carottes. Les carottes de l'estuaire moyen (b) sont placées selon un modèle d'âge approximatif afin de tenter une comparaison temporelle avec les carottes du large. Le cadre temporel de la carotte SC05 est issu d'une extrapolation linéaire entre les âges corrigés suite à la réflexion menée dans le Chapitre III. Le cadre temporel de la PV2 est issu d'une extrapolation linéaire entre les âges obtenus et calibrés (cf. Chapitre IV). Les barres grisées indiquent les niveaux où les abondances sont <10 individus.

entraînant l'apparition de nouvelles espèces plus adaptées (augmentation des espèces eutrophes ; Chapitre VI). Au large, une deuxième caractéristique écologique remarquable est la grande dominance d'espèces hyalines épiphytes (*e.g.*, *Rosalina globularis*, *L. lobatula*, *C. refulgens* ; Figure VII-3b). Celles-ci sont généralement indicatrices de la proximité d'une végétation marine abondante (macroalgues et herbiers) et d'eaux de fond bien oxygénées (Van der Zwaan *et al.*, 1999 ; Barras *et al.*, 2014). Si les faunes de foraminifères benthiques vivant sur La Grande Vasière de Loire, localisée au centre du plateau continental (Duchemin *et al.*, 2004, 2008) sont bien connues, nous ne disposons pour l'heure d'aucune donnée sur l'écologie des faunes vivantes au débouché de l'estuaire externe de la Loire. Une thèse en cours (Jean Baptiste Champilou, projet *Hoopla*) permettra à terme de contraindre plus précisément l'écologie des espèces de ce milieu et donc notre enregistrement micropaléontologique.

Des différences notables dans la composition faunistique enregistrés dans les deux carottes du large semblent être le résultat de processus plus localisés. A titre d'exemple, l'espèce *P. mediterraneensis* est très présente dans la carotte KV14bis et montre une augmentation importante depuis ~1,5 cal ka BP, contrairement à la carotte CBT-CS11 (Figure VII-3b). Cette différence s'explique en partie par le fait que *P. mediterraneensis* semble étroitement liée au panache de la Loire et serait transportée vers le large depuis l'estuaire externe de la Loire lors de périodes d'augmentation de l'activité fluviale. *Rosalina globularis*, à l'inverse, est bien représentée dans la carotte CBT-CS11 mais ne fait pas partie des espèces dominantes de la carotte KV14bis (Figure VII-3b). Cette espèce montre une diminution progressive depuis ~2,0 cal ka BP, tout comme *Asterigerinata mamilla* dans la carotte KV14bis (Figure VII-3b). *Rosalina globularis* et *A. mamilla* pourraient être plus sensibles à l'eutrophisation progressive du milieu depuis ~2,0 cal ka BP. Cette eutrophisation traduirait la réduction progressive de l'espace d'accommodation estuarien faisant suite au fort ralentissement de la remontée du niveau marin depuis ~5,5 cal ka BP et sa stabilisation vers son niveau actuel vers 2,5 cal ka BP.

Enfin, les espèces épibenthiques dominantes dans la carotte KV14bis (*e.g.*, *L. lobatula*, *C. refulgens*, *P. mediterraneensis*) se retrouvent épisodiquement dans les carottes de l'estuaire moyen (Figures 3a et b). Cet aspect conforte nos interprétations paléoenvironnementales des séquences sédimentaires de l'estuaire moyen qui ont été effectués avant l'étude de la KV14bis ; la présence de ces espèces ayant été interprétées comme un indicateur de transport par les courants marins du plateau continental adjacent, et donc de périodes de plus forte influence marine.

## 1.2. Évolution de la dynamique hydrologique de la Loire et de la morphologie de son estuaire au cours de l'Holocène Moyen et Tardif

La période étudiée dans cette thèse couvre au maximum les derniers ~7,0 cal ka BP ce qui correspond à la seconde moitié de l'Holocène Moyen et à l'Holocène Tardif. Pendant cette période, la transgression Flandrienne a très nettement ralenti (Goslin *et al.*, 2015) ce qui semble avoir joué un rôle majeur sur les processus hydrosédimentaires de l'estuaire de la Loire mais aussi sur sa morphologie. Parallèlement, des oscillations climatiques semblent également rythmer la dynamique hydrosédimentaire de la Loire durant cette période (Figure VII-4) :

1.2.1 ~7.0 – 3,5 cal ka BP (Seconde moitié de l'Holocène moyen) (Figure VII-4a)

Dans l'estuaire, cette période n'est enregistrée que dans les carottes SC17 et SC14 situées en rive droite (Chapitre III, Durand *et al.*, 2016). La trame chronologique retenue initialement est basée sur les âges issus du carbone organique total (COT) du fait qu'ils soient plus nombreux et plus continus. Cependant, ces âges apparaissent ~1,0 à 1,5 ka plus vieux que ceux obtenus à partir des coquilles de bivalves et de débris végétaux dans les carottes plus récentes (SC03 et SC05). La cohérence de ces datations sur coquilles avec des repères chronologiques « absolus » (*e.g.*, remblais trouvés à ~50 cm de profondeur dans la SC03 pouvant

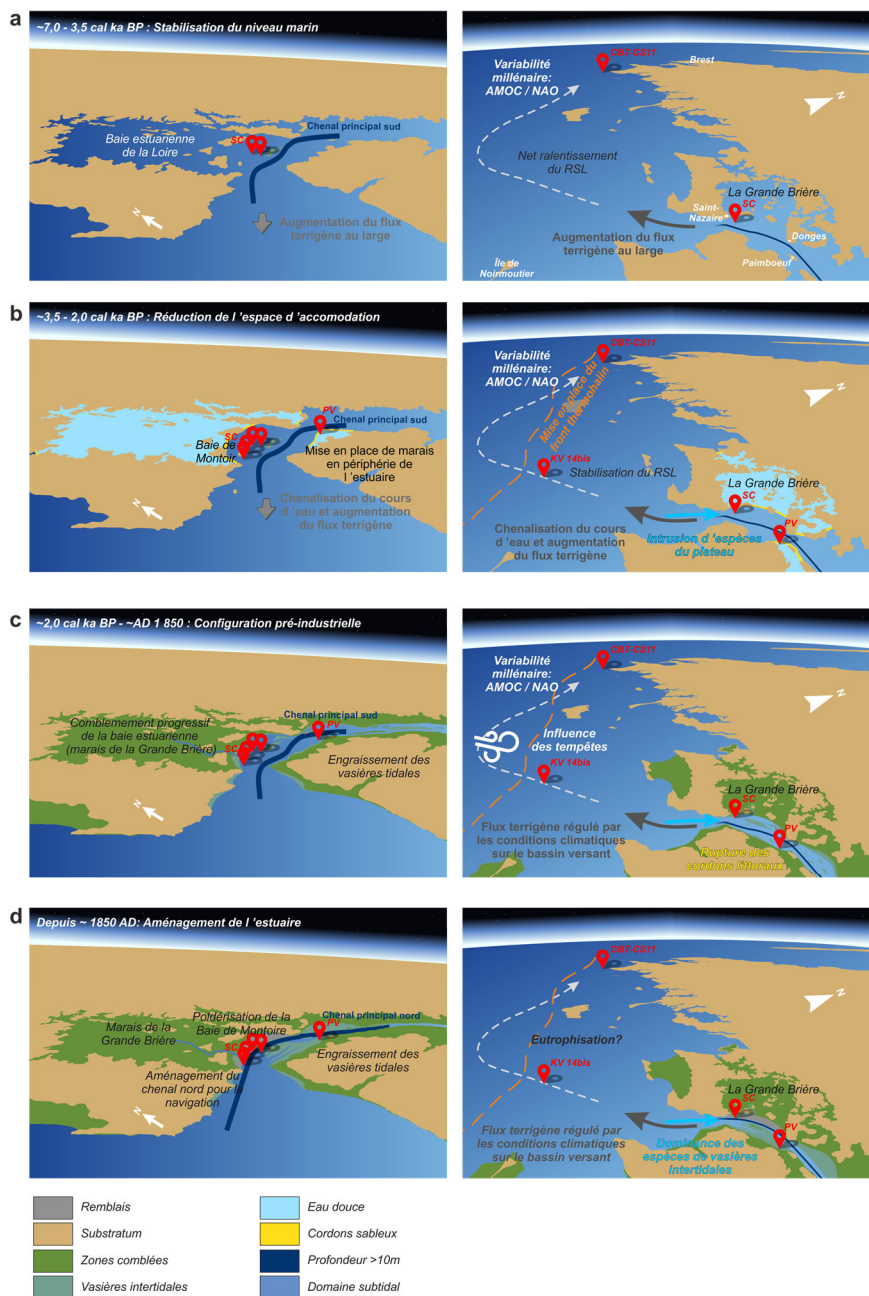


Figure VII-4 : Figure synthétique illustrant les quatre périodes décrites dans le texte en représentant sur un fond cartographique les principales interprétations paléomorphologiques et paléoenvironnementales de notre zone d'étude issues de la combinaison de nos résultats. RSL : Relative Sea Level.

être issus de la poldérisation de la baie de Montoir ; Figure VII-2), plaident en la faveur d'un scénario temporel alternatif quelque peu rajeuni (cf. Discussion complémentaire, Chapitre III) y compris pour les carottes SC17 et SC14, même si l'exactitude de ces repères absolus est également à nuancer. Bien que la trame chronologique souffre donc de certaines limites,

les archives sédimentaires en question (SC17 et SC14 ; Figure VII-2) couvriraient une période allant de ~6,5 - 5,4 cal ka BP à ~4,0 cal ka BP. Pendant cette période, la remontée du niveau marin connaît un net ralentissement (e.g., Bernard, 1996 ; Goslin *et al.*, 2015). Malgré leur proximité géographique et des périodes de temps similaires, ces deux carottes enregistrent des

environnements sédimentaires complètement différents (Figure VII-2). La présence de rythmites tidales dans la carotte SC14 indique des conditions hydrodynamiques relativement calmes alors que les sables grossiers à stratifications entrecroisées alternant avec des drapages argileux (*mud draps*) de la carotte SC17 témoignent d'un fort hydrodynamisme régi par la marée. L'extension maximale des alluvions holocènes bien visible sur les cartes géologiques (*e.g.*, Carte géologique de la France à 1/250 000. Marge continentale-Lorient Bretagne Sud ; Thinon *et al.*, 2008) témoigne de l'existence à cette époque d'une grande baie estuarienne, à l'emplacement de l'actuel marais de la Grande Brière. La carotte SC14 était très probablement isolée de la dynamique hydrologique principale par la position septentrionale du banc de Bilho comme dans la configuration pré-anthropique illustrée par la carte de 1693 (Chapitre III, Figure III-8a - Durand *et al.*, 2016). Les sédiments de la carotte SC17 témoignent quant à eux d'un environnement tidal dynamique lié à l'activité du chenal naturel principal qui était sans doute situé le long de la partie sud de l'estuaire, comme cela est indiqué également sur la carte de 1693. Les nombreux dépôts de crues (*i.e.*, sable grossier, mal trié, azoïque et contenant de nombreux galets d'argiles) qui ponctuent ces deux archives sédimentaires témoignent d'un hydrodynamisme de la Loire important à cette époque (Chapitre III - Durand *et al.*, 2016). Ces événements pourraient indiquer la prévalence de conditions humides sur le bassin versant de la Loire durant cette période. Delaine *et al.* (2014), qui ont étudié le remplissage de la vallée de la Loire à proximité de Nantes pendant l'Holocène, rapportent une période d'érosion et/ou remobilisation intense des sédiments entre ~5,8 et 2,1 cal ka BP probablement due à un hydrodynamisme élevé de la Loire. Plus en amont (près d'Orléans), Castanet *et al.* (2014) pointent une période de plus forte fréquence et/ou magnitude des crues de la Loire entre 4,5 et 3,6 cal ka BP.

Au large, nos données issues de la carotte CBT-CS11, qui enregistre cette période de temps avec plus de détails et une meilleure résolution temporelle, décrivent une variabilité millénaire. Cette variabilité est à la fois enregistrée dans les apports terrigènes (XRF-Fe ; Figures

VI-6 et VI-7 ; Chapitres VI) des principaux fleuves alimentant La Grande Vasière (Loire et Gironde) ainsi que dans les propriétés physico-chimiques des masses d'eau ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  des foraminifères benthiques ; Figures VI-6 et VI-7 ; Chapitre VI). Cette variabilité apparaît être étroitement liée aux changements dans la circulation méridionale de l'Atlantique (AMOC) qui est modulée par l'interaction entre les gyres subpolaire et subtropicale. Cette dynamique serait probablement contrôlée à plus grande échelle par un système climatique tel que l'oscillation de l'Atlantique Nord (NAO) qui contrôle l'humidité sur le bassin versant de la Loire et de la Gironde. Ceci pourrait expliquer la variabilité similaire observée dans les apports terrigènes.

### 1.2.2 ~3,5 – 2,0 cal ka BP (Figure VII-4b)

Entre 3,5 et 2,5 cal ka BP, la remontée du niveau marin décélère fortement (*e.g.*, Ters *et al.*, 1968 ; Goslin *et al.*, 2015) pour se stabiliser vers 2,0 cal ka BP (Ters, 1973 ; Stéphan et Goslin, 2014 ; Goslin *et al.*, 2015). Cette stabilisation du niveau marin conduit à une réduction progressive de l'espace d'accommodation dans l'estuaire de la Loire et donc à un export de la charge fluviale plus important vers la mer (*e.g.*, Spencer *et al.*, 1998 ; Clavé *et al.*, 2001). Ce mécanisme semble avoir affecté la Loire comme l'ensemble des fleuves de la façade Atlantique, ce qui s'est traduit notamment par une augmentation du flux terrigène sur le plateau continental proche (carotte CBT-CS11, au large de la Pointe de Penmarc'h, Chapitre VII, Mojtabid *et al.*, *In prep.*). Dans la partie interne de l'estuaire, cette stabilisation du niveau marin a entraîné le comblement progressif de la baie estuarienne pré-existante qui résultait de l'enneigement de l'actuelle plaine d'inondation de la Loire suite au niveau marin maximum atteint lors de la transgression flandrienne (Chapitre III, Durand *et al.*, 2016) (Figure VII-4). Ce comblement progressif s'est traduit, au nord de l'estuaire moyen, par une évolution notable des assemblages de foraminifères benthiques. Les faunes dominées d'abord par des espèces d'estuaire externe, trahissant des conditions marines sous influence fluviale typique d'une baie estuarienne, ont été progressivement remplacées par des espèces transportées depuis le plateau continental

supérieur adjacent (Figure VII-3a). Cette évolution des faunes indique la chenalisation des principaux courants marins entrants et donc à la mise en place d'un estuaire chenalisé semblable à l'actuel (carottes SC, Chapitre IV, Durand *et al.*, 2016). Dans la partie sud de l'estuaire moyen, cette stabilisation du niveau marin a eu pour conséquence la mise en place d'un marais côtier enregistré entre 2,8 et 1,2 cal ka BP (carottes PV, Chapitre V, Durand *et al.*, *In prep.*) (Figure VII-4). Quelques études palynologiques, paléo-environnementales et archéologiques menées dans l'estuaire de la Loire mettent en évidence une phase de légère régression marine allant de la seconde moitié du Subboréal jusqu'au début du Subatlantique (~4,5 – 2,6 cal ka BP). Tourbières et marécages s'installent en périphérie de l'estuaire de la Loire à la faveur de cet épisode régressif (*e.g.*, Visset, 1982 et 1988 ; Prigent *et al.*, 1983 ; Bernard, 1996 ; Cyprien et Visset, 2000 ; Cyprien *et al.*, 2004). C'est à cette époque que la Grande Brière, qui faisait partie auparavant (période ~6,5 – 3,5 cal ka BP) de l'immense baie estuarienne de la Loire (Chapitre III, Durand *et al.*, 2016), se transforme en un immense marais. Cette « continentalisation » de la Grande Brière s'est également faite par le dépôt d'une importante série détritique ayant eu lieu au début du Subatlantique (~3,6 cal ka BP) entraînant l'édification d'un cordon sableux qui l'isola de toute influence marine (Visset, 1982). Cette hypothèse est renforcée par l'existence d'une période d'activité accrue de la Loire entre ~4,4 et 3,5 cal ka BP identifiée en amont près d'Orléans (Castanet *et al.*, 2014). Il est très fortement probable que le banc de Bilho, qui était bien plus étendu pendant la période préindustrielle, comme le montre la carte historique de l'estuaire de la Loire de 1693 AD (Chapitre III, Figure III-2 ; Durand *et al.*, 2016), soit un vestige de cette série détritique remarquable. De la même manière que pour le marais de la Grande Brière, il est fort probable qu'un phénomène similaire ait conduit à l'édification temporaire d'un cordon sableux isolant la dépression existante au sud de Paimboeuf du reste de la baie estuarienne. Vers 2,2 cal ka BP (*i.e.*, la Période Humide Romaine (PHR)), l'augmentation du flux terrigène au large de l'estuaire externe (carotte KV14bis, Fosse du Croisic, Chapitre VI - Durand *et al.*, *In prep.*)

mais aussi les quelques niveaux de crues observés dans la partie sud de l'estuaire interne (carottes PV, Chapitre IV - Durand *et al.*, *In prep.*), témoignent de conditions humides sur le bassin versant de la Loire en accord avec ce qui a été observé en amont du bassin versant à la fin de l'Age du Fer (Castanet *et al.*, 2014). Cette augmentation du flux terrigène ainsi que la meilleure chenalisation des cours d'eaux se jetant dans le Golfe de Gascogne, a probablement eu pour conséquence la mise en place du front thermohalin hivernal sur le plateau continental (50 - 100 m de profondeur) séparant les eaux côtières de faible salinité des eaux océaniques (Castaing *et al.*, 1999) (Figure VII-4). Cette modification dans les caractéristiques hydrologiques des masses d'eau de surface du Golfe de Gascogne est clairement enregistrée dans les sédiments de La Grande Vasière par un changement majeur autour de 3,5-2,5 cal ka BP (carotte CBT-CS11, au large de la Pointe de Penmarc'h, Chapitre VII, Mojtahid *et al.*, *In prep.*).

### 1.2.3 ~2,0 cal ka BP à ~1 850 ans cal AD (Période pré-industrielle) (Figure VII-4c)

Cette période, caractérisée par un niveau marin stable (Goslin *et al.*, 2015), est ponctuée de brèves variations climatiques.

Dans l'estuaire moyen, vers ~1,2 cal ka BP un chenal de marée se met en place au point de carottage PV2, avec des conditions hydrodynamiques très fortes (Chapitre III, Figure III-10d - Durand *et al.*, 2016). Les stratifications entrecroisées montrent une orientation Nord-Sud des courants qui sont fort probablement des courants de flot comme dans la configuration « pré-anthropique » de l'estuaire (Mignot, 1993). Ceci témoigne de la réactivation du contournement sud de l'île de Paimboeuf et donc la destruction du cordon sableux qui fermait jusqu'à présent cette dépression. Dans le Sud de la Grande Brière, l'interruption du fonctionnement des tourbières a été également interprétée comme la conséquence de la rupture locale

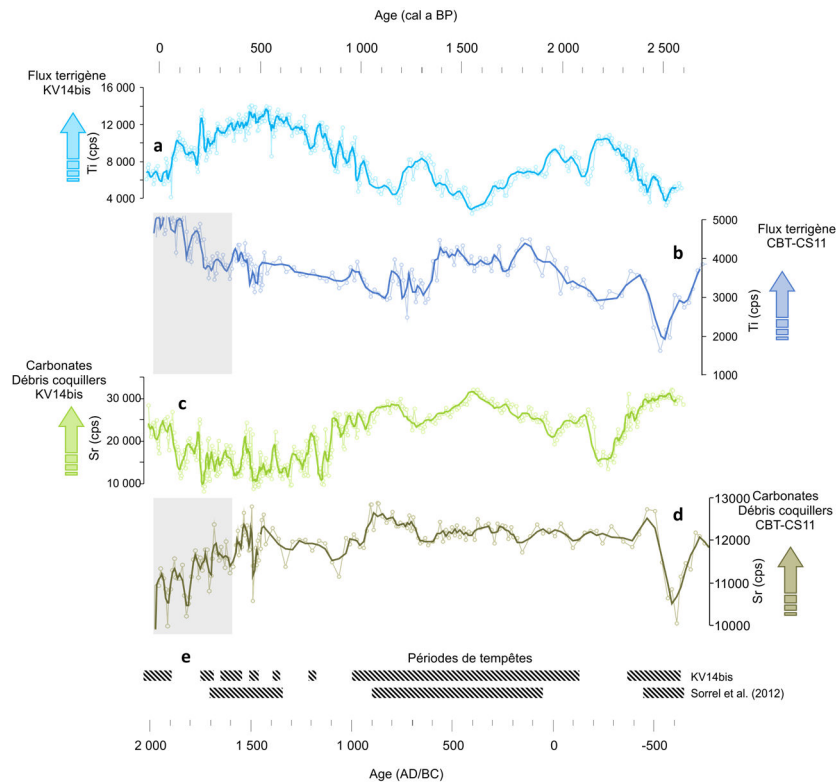


Figure VII-5 : Comparaison des principaux résultats issus des carottes CBT-CS11 (au large de la Pointe de Penmarc'h) et KV14bis (Fosse du Croisic) sur la période ~2,6 kans cal BP au Présent. (a) Teneur en Ti-XRF (cps) de la carotte KV14bis ; (b) teneur en Ti-XRF (cps) de la carotte CBT-CS11 ; (c) teneur en Sr-XRF (cps) de la carotte KV14bis ; (d) teneur en Sr-XRF (cps) de la carotte CBT-CS11 ; (e) périodes de tempêtes durant l'Holocène Tardif d'après l'enregistrement de la carotte KV14bis (Fosse du Croisic, Chapitre V, Durand et al., In prep.) et d'après Sorrel et al. (2012). Les barres grises transparentes indiquent la partie de la carotte où le modèle d'âge est déficient due à la forte bioturbation.

du cordon littoral sous l'effet d'un épisode de régression (Visset, 1982). Sauf que cet événement a été reporté vers 2,1 cal ka BP, presque 1 ka plus tôt que dans nos enregistrements. Ce décalage entre la destruction des deux cordons sableux au nord et au sud de l'estuaire est soit dû aux incertitudes de datation, soit à deux épisodes réels distincts dans le temps. Plusieurs auteurs ont déjà fait état d'une « pulsation transgressive » au début de la période historique (~2,1 – 1,1 cal ka BP) (e.g., Ters *et al.*, 1968 ; Ters et Fara 1968 ; Visset, 1982 ; Visset, 1985). Cet épisode transgressif serait notamment marqué par des dépôts pélitiques à caractère marin dans les marais en rive sud de l'estuaire de la Loire, à une altitude moyenne de +7 m CM96 (Ters et Fara 1968). Cependant, les travaux récents sur les variations du niveau marin au cours des deux derniers millénaires (Kemp *et al.*, 2011) excluent des variations eustatiques à l'échelle pluri-décennales à millénaire. Il est plus probable que cet épisode de régression enregistré dans l'estuaire de la Loire soit la conséquence d'une période caractérisée

par une augmentation de la fréquence et/ou de l'intensité des tempêtes dans le Golfe de Gascogne au cours de ce que Van Vliet-Lanoë *et al.* (2014) appellent les tempêtes de l'an Mil. D'ailleurs, la présence de foraminifères benthiques, à la base de cette séquence de chenal de marée, avec une forte proportion d'espèces sténohalines et communes du haut de plateau continental, du Groupe 3 (Figure VII-3a), va dans le sens d'un transport par un fort courant depuis le plateau.

Au large, l'étude des assemblages de foraminifères benthiques et des données sédimentologiques de la carotte KV14bis (Fosse du Croisic, Chapitre V) a permis de mettre en évidence trois périodes d'activité hydrosédimentaire accrue de la Loire, centrées autour de ~ 2,2, 1,3 et 0,55 cal ka BP. Ces périodes sont caractérisées par un signal Ti-XRF plus fort mais également une forte abondance relative de l'espèce épiphyte *P. mediterraneensis* transportée vers le site d'étude par le panache de la Loire. Quatre périodes de

sècheresse sur le bassin versant de la Loire, centrées sur ~ 2,55, 1,5, 1,2 cal ka BP et 1 900 AD ont également été identifiées. Celles-ci sont caractérisées par de faibles apports terrigènes (Ti-XRF) au large et des sédiments riches en Sr et en débris de coquilliers. Ces débris coquilliers abondants accompagnés d'une granulométrie

dont principalement la Gironde et la Loire, mais aussi les petits fleuves côtiers sud bretons (*e.g.*, Vilaine, Odet, ...) (Jouanneau *et al.*, 1998). Bien que la contribution de ces différentes sources soit relativement bien contrainte dans l'actuel, cela n'empêche pas que dans le passé cette distribution ait pu changer, en l'occurrence par

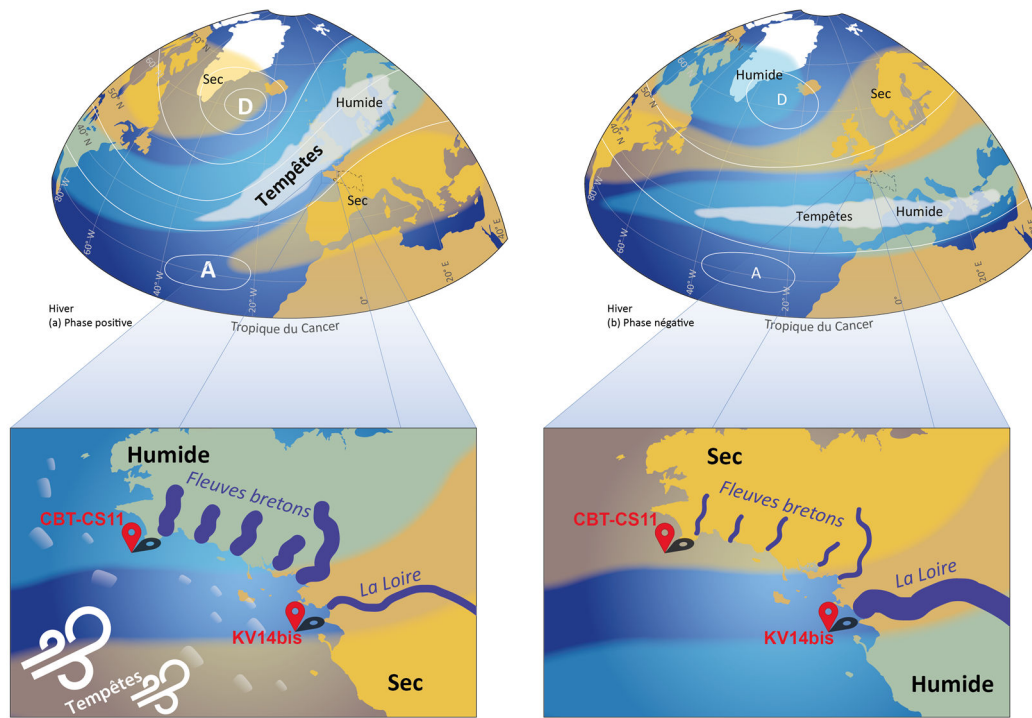


Figure VII-6 : En haut, représentation schématique des deux modes de l'Oscillation Nord Atlantique (d'après Visbeck *et al.*, 2001 et Stephenson *et al.*, 2003). En bas, hypothèse sur les conséquences probables sur l'activité hydrologique des fleuves sud bretons et Loire mais aussi sur le climat local (i.e., tempêtes).

plus élevée pendant ces périodes de relative sécheresse, témoignent de la remobilisation de sédiments côtiers sous l'action de tempêtes plus fortes/fréquentes dans le Golfe de Gascogne. La comparaison entre les enregistrements sédimentaires des carottes KV14bis (Fosse du Croisic, Chapitre V) et CBT-CS11 (au large de la Pointe de Penmarc'h, Chapitre VI - Mojtahid *et al.*, *In prep.*) montrent une augmentation générale des apports terrigènes sur les dernières 3 ka (*e.g.*, Ti-XRF ; Figure VII-5). Cependant, les signaux terrigènes ne sont pas toujours concordants (*e.g.*, Ti-XRF ; Figure VII-5). Cette différence est probablement liée à la distance des deux sites par rapport à l'influence de la Loire, le site KV14bis étant directement alimenté par la Loire alors que la CBT-CS11 est alimentée par plusieurs sources

rapport à des régimes climatiques différents contrôlant les précipitations sur les bassins versants de ces différents cours d'eau. En parallèle, on note une meilleure cohérence entre les tendances des signaux Sr-XRF entre les deux enregistrements sédimentaires (Figure VII-5c, d). Le strontium, un marqueur de la fraction biogène (Martin *et al.* 2004), pourrait être un indicateur de la production carbonatée dans nos archives sédimentaires. Cependant, comme pour la KV14bis, le Sr pourrait traduire la présence de débris coquilliers et donc potentiellement les périodes de plus fortes fréquences de tempêtes.

Pour tenter de réconcilier les convergences et divergences notées dans les carottes du large, nous proposons l'hypothèse d'un mécanisme climatique



régional. En effet, l'Oscillation Nord Atlantique (*NAO* : *North Atlantic Oscillation*), affecterait de manière divergente la partie septentrionale du Golfe de Gascogne (*e.g.*, cours d'eaux bretons) et le bassin versant de la Loire possédant une position plus méridionale. Par exemple, durant les périodes de *NAO* positive, des conditions climatiques humides affectent la Bretagne (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014a, b) alors que le sud de l'Europe (*i.e.*, le bassin versant de la Loire et de la Gironde) connaît un climat sec (Visbeck *et al.*, 2001 ; Stephenson *et al.*, 2003) (Figure VII-6). Ces phases de *NAO* positive sont également marquées par une trajectoire plus septentrionale des tempêtes atlantiques mais aussi par une augmentation de leur intensité. Inversement, durant les périodes de *NAO* négatives, le Sud de l'Europe connaît un climat plus humide contrairement à l'Europe du Nord (*i.e.*, la Bretagne) et les tempêtes qui affectent davantage la péninsule ibérique, sont moindres. Cette dynamique atmosphérique expliquerait la concordance des périodes sèches de faibles apports terrigènes de la Loire déterminées dans la carotte KV14bis (Chapitre V) et les périodes de fortes tempêtes et inversement (Figure VII-5). Mais ceci reste très spéculatif, au vu de la situation géographique intermédiaire du Golfe de Gascogne qui se trouve sous influences mixtes et de la contribution très mineure des fleuves bretons aux apports actuels de La Grande Vasière.

#### 1.2.4 Depuis ~1 850 ans cal AD (Période industrielle) (Figure VII-4d)

Au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, d'importants travaux d'aménagement de l'estuaire ont progressivement modifié le paysage général de notre zone d'étude avec notamment la construction du chantier naval de Saint-Nazaire, le creusement du chenal de navigation au nord et la poldérisation de l'ancienne Baie de Montoir (Figure VII-4d). L'étude des cartes anciennes de l'estuaire de la Loire (Chapitre III - Durand *et al.*, 2016) a notamment montré que le chenal naturel de flot situé dans la partie sud de l'estuaire entre Montoir et Saint-Nazaire, a été progressivement abandonné au profit du nouveau chenal dragué dans la partie nord pour la navigation, ce qui a entraîné son comblement et la migration vers le

sud du banc de sable de Bilho. Dans la partie sud de l'estuaire moyen (vasière des Brillantes, Chapitre IV), ces aménagements ont favorisé l'engraissement de la vasière des Brillantes en concentrant les courants de flot et jasant dans un seul et unique chenal dans la partie nord et la mise en place de conditions hydrodynamiques beaucoup plus calmes dans la partie Sud de l'estuaire. La dominance des espèces de vasières intertidales depuis ~1 850 AD sur la vasière des Brillantes (Chapitre IV) mais aussi sur celle de Méan (carotte SC05, Chapitre III - Durand *et al.*, 2016) indique la mise en place de ces environnements dans leur configuration actuelle. Le peu de données existant dans les carottes du large pour cette période de temps semble indiquer une eutrophisation du milieu qui serait due à l'augmentation des rejets organiques dus aux activités humaines.

## 2 Perspectives

Un des plus importants verrous aux reconstitutions paléoenvironnementales présentées dans ce travail de thèse reste l'obtention d'une trame chronologique robuste pour les archives sédimentaires de l'estuaire moyen. Les datations radiocarbone obtenues à partir de différents matériels (bivalves, débris végétaux et fraction organique de niveaux vaseux) ont en effet mis en avant nombre de limites à leur interprétation. Outre les processus de transport et de remobilisation qui peuvent être évités par un choix réfléchi du matériel à dater, il semble que de nombreux processus biogéochimiques post-dépôts affectent la fraction organique des dépôts. Des mesures du rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  sur différents matériels communément utilisés pour les datations radiocarbone, dans des sédiments modernes ou, si cela est possible dans un même niveau ancien, permettrait de calculer des corrections appropriées à appliquer aux âges issus des différents matériels datés (*e.g.*, âge réservoir pour les coquilles de bivalves). Les événements précis comme les tempêtes souvent caractérisés par des dépôts grossiers pourraient quant à elles faire l'objet de datations par thermoluminescence ou OSL (*Optic Stimulation Luminescence*) afin de s'affranchir des processus de remobilisation affectant les débris végétaux et coquilles d'organisme marins.

Parallèlement, l'interprétation de nos faciès sédimentaires pourrait être améliorée par la caractérisation des environnements sédimentaires actuels de l'estuaire de la Loire. De récents travaux menés dans le cadre du projet SEMHABEL et de la mission Halioloire2013 ont permis l'acquisition de données de caractérisation de la nature physique du fond (mosaïque sonar) et morphobathymétriques précises qui vont permettre d'améliorer notre compréhension des habitats benthiques de la Loire ainsi que de la dynamique hydrosédimentaire actuelle.

Un autre verrou important à notre étude est la très difficile corrélation latérale entre nos archives sédimentaires estuariennes. En effet, les dépôts de ces archives enregistrent des processus très locaux mais qui s'inscrivent cependant dans une évolution globale de l'estuaire. L'acquisition de données géophysiques haute résolution permettrait de caractériser l'architecture des dépôts à différentes échelles spatiales et temporelles. Dans cette optique, le projet GEOVA (OSUNA, 2018) vise à tester l'utilisation de techniques géophysiques d'habitude utilisées à terre (*e.g.*, électrorésistivité), en domaine de vase intertidale où les techniques classiques de sismique embarquée (*e.g.*, *Shirp*) sont inopérantes du fait de la faible tranche d'eau et de la forte turbidité.

Enfin, l'analyse des fractions <150 $\mu$ m dans nos échantillons micropaléontologiques pourrait apporter de nouvelles perspectives quant à l'interprétation des paléoenvironnements à partir de la composition des assemblages de foraminifères benthiques. En effet, au-delà des juvéniles, la fraction <150 $\mu$ m comprend chez les foraminifères benthiques des espèces de petite taille mais aussi des espèces longiformes parmi lesquelles on retrouve beaucoup d'espèces typiquement marines (*e.g.*, *Bulimines*, *Bolivines*, *etc.*). Ce travail très chronophage n'a pas pu être envisagé pendant le temps de thèse.



# Bibliographie

## A

- Abril, G., Nogueira, M., Etcheber, H., Cabeçadas, G., Lemaire, E., Brogueira, M., 2002. Behaviour of Organic Carbon in Nine Contrasting European Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54, 241–262. doi:10.1006/ecss.2001.0844
- Adolphi, F., Muscheler, R., Svensson, A., Aldahan, A., Possnert, G., Beer, J., Sjolte, J., Björck, S., Matthes, K., Thiéblemont, R., 2014. Persistent link between solar activity and Greenland climate during the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience* 7, 662–666. doi:10.1038/ngeo2225
- Allard, J., Chaumillon, E., Bertin, X., Poirier, C., & Ganthy, F., 2010. Sedimentary record of environmental changes and human interferences in a macrotidal bay for the last millenarities: the Marennes-Oléron Bay (SW France). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 181(2), 151-169.
- Allen, G.P., Posamentier, H.W., 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Research* 63, 378–391.
- Alley, R., Clark, P.U., 1999. The Deglaciation of the Northern Hemisphere: A global perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 27, 149–182. doi:10.1146/annurev.earth.27.1.149
- Alley, R., Agustsdottir, A., 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1123–1149. doi:10.1016/j.quascirev.2004.12.004
- Allen, J.R.L., 2000. Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quat. Sci. Rev.* 19, 1155–1231. doi:10.1016/S0277-3791(99)00034-7.
- Allen, G. P., Sauzay, G., Castaing, P., & Jouanneau, J. M., 1977. Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde Estuary, France. *Estuarine processes*, 2, 63-81.
- Allen, G. P., Salomon, J. C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., & De Grandpre, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, 26(1), 69-90.
- Altenbach, A.V. and Sarnthein, M., 1989. Productivity record in benthic foraminifera. In: W.H. Berger, V.S. Smetacek and G. Wefer (Editors), *Productivity in the Oceans: Present and Past*. Wiley, Chichester, pp. 255-269.
- Altenbach, A.V., Pflaumann, U., Schiebel, R., Thies, A., Timm, S., Trauth, M. 1999. Scaling percentages and distributional patterns of benthic foraminifera with flux rates of organic carbon. *J. Foramin. Res.* 29, 173-185.
- Alve, E., Murray, J., 1994. Ecology and taphonomy of benthic foraminifera in a temperate mesotidal inlet. *Journal of Foraminiferal Research* 24, 18–27. doi:10.2113/gsjfr.24.1.18
- Andersson, C., 2003. Late Holocene surface ocean conditions of the Norwegian Sea (Vøring Plateau). *Paleoceanography* 18. doi:10.1029/2001PA000654
- Andersen, C., Koç, N., Jennings, A., Andrews, J.T., 2004. Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic seas to insolation forcing: implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanography* 19, PA2003.
- Andersen, K.K., Azuma, N., Barnola, J.M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., Chappellaz, J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., others, 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151.
- Andersen, T.J., Pejrup, M., 2002. Biological Mediation of the Settling Velocity of Bed Material Eroded from an Intertidal Mudflat, the Danish Wadden Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54, 737–745. doi:10.1006/ecss.2001.0856
- Anderson, D.M., Cembella, A.D., Hallegraeff, G.M., 2012. Progress in understanding harmful algal blooms: paradigm shifts and new technologies for research, monitoring, and management. *Ann Rev Mar Sci* 4, 143–176. doi:10.1146/annurev-marine-120308-081121
- Anderson, J.B., Shipp, S.S., Lowe, A.L., Wellner, J.S., Mosola, A.B., 2002. The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quaternary Science Reviews* 21, 49–70. doi:10.1016/S0277-3791(01)00083-X

- Angulo, R.J., De Souza, M.C., Assine, M.L., Pessenda, L.C.R., Disaró, S.T., 2008. Chronostratigraphy and radiocarbon age inversion in the Holocene regressive barrier of Paraná, southern Brazil. *Mar. Geol.* 252, 111–119. doi:10.1016/j.margeo.2008.03.006.
- Archer, A.W., Kuecher, G.J., Kvale, E.P., 1995. The Role of Tidal-Velocity Asymmetries in the Deposition of Silty Tidal Rhythmites (Carboniferous, Eastern Interior Coal Basin, U.S.A.). *Journal of Sedimentary Research* 65.
- Argant, J., Cubizolle, H., 2005. L'évolution holocène de la végétation des Monts de la Madeleine, du Forez, du Livradois et du Pilat (Massif Central oriental, France) : l'apport d'une nouvelle série d'analyses palynologiques. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 16, 119–142.
- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguët-Covex, C., Poulenard, J., Magny, M., 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews* 51, 81–92. doi:10.1016/j.quascirev.2012.07.025
- Arnaud-Fassetta, G., Carcaud, N., Castanet, C., Salvador, P.-G., 2010. Fluvial palaeoenvironments in archaeological context: Geographical position, methodological approach and global change – Hydrological risk issues. *Quatern. Int., Landscape Evolution and Geoarchaeology* 216, 93–117. doi:10.1016/j.quaint.2009.03.009.
- Audoin-Rouzeau, F., 1984. L'animal et ses représentations sur le site clunisien de la Charité-sur-Loire du XI<sup>e</sup> au XVII<sup>e</sup> siècle. In : *Actes des congrès de la Société des historiens médiévistes de l'enseignement supérieur public*, 15 (1), 95-102.
- Avşar, U., Hubert-Ferrari, A., De Batist, M., Schmidt, S., Fagel, N., 2015. Sedimentary records of past earthquakes in Boraboy Lake during the last ca 600 years (North Anatolian Fault, Turkey). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 433, 1–9.

## B

- Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S.O., Nesje, A., Bjune, A.E., 2008. Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change* 60, 28–41. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.030
- Banner, F.T., Pereira, C.P.G., Desai, D., 1985. "Tretomphaloid" float chambers in the Discorbidae and Cymbaloporidae. *Journal of Foraminiferal Research* 15, 159–174. doi:10.2113/gsjfr.15.3.159
- Barbara, L., Schmidt, S., Urrutia-Fucugauchi, J., Pérez-Cruz, L., 2016. Fuerte River floods, an overlooked source of terrigenous sediment to the Gulf of California. *Continental Shelf Research* 128, 1–9. doi:10.1016/j.csr.2016.09.006
- Barbaroux, L., 1972a. Analyse de tendance des salinités dans une carotte estuarienne. Contrôle par corrélations. *Bulletin UOF*, 8, 37-90.
- Barbaroux, L., 1972b. Contribution de la microscopie électronique à l'étude des sables et des vases. S.F.M.E., colloque annuel, Nantes, France, 24-35.
- Barbaroux, L., 1981. Images paléogéomorphologiques de l'estuaire de la Loire depuis le Quaternaire, in *La Loire, axes perdus ?*, Presses de l'Université de Nantes, 15-65.
- Barbaroux, L., Gallenne, B., Ottmann, F., Margerel, J.-P., 1974a. Évolution de l'estuaire de la Loire au Quaternaire. *Mém. Inst. Géol. Bass. Aquit.*, 7, 267-274.
- Barbaroux, L., Duplessy, J.-C., Margerel, J.-P., Visset, L., 1974b. Variations climatiques et sédimentologiques récentes (période: Atlantique à Actuel) dans l'estuaire de la Loire. Mise en évidence d'épisodes lagunaires. *C.R. Acad. Sci.*, 278, D, 573-576.
- Barbaroux, L., Duplaix, S., Visset, L., 1980a. Les dépôts du Quaternaire récent (Atlantique actuel) et le remaniement flandrien du Weichselien dans la région de Saint Nazaire (Loire Atlantique). *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 27, 61-85.
- Barbaroux, L., Duplaix, S., Visset, L., 1980b. Les alluvions anciennes submergées de la basse Loire dans la région de Saint-Nazaire (Loire Atlantique). *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 28, 51-70.
- Barbier, D., 1999. Histoire de la végétation du nord-mayennais de la fin du Weichsélien à l'aube du XXI<sup>e</sup> siècle. Mise en évidence d'un Tardiglaciaire armoricain. *Interactions Homme-Milieus. Groupe d'étude des Milieux Naturels*, Nantes, vol. I, text, vol. II, illustrations

- Barras, C., Jorissen, F.J., Labrune, C., Andral, B., Boissery, P., 2014. Live benthic foraminiferal faunas from the French Mediterranean Coast: Towards a new biotic index of environmental quality. *Ecological Indicators* 36, 719–743. doi:10.1016/j.ecolind.2013.09.028
- Barriendos, M., Llasat, M.C., 2003. The Case of the ‘Maldá’ Anomaly in the Western Mediterranean Basin (AD 1760–1800): An Example of a Strong Climatic Variability. *Climatic Change* 61, 191–216. doi:10.1023/A:1026327613698
- Barthe, X., Castaing, P., 1989. Etude théorique de l’action des courants de marée et des houles sur les sédiments du plateau continental du Golfe de Gascogne. *Oceanologica Acta* 12 (4), 325–334.
- Bassoullet, P., Le Hir, P., Gouleau, D., Robert, S., 2000. Sediment transport over an intertidal mudflat: field investigations and estimation of fluxes within the “Baie de Marenngres-Oleron” (France). *Continental Shelf Research* 20, 1635–1653. doi:10.1016/S0278-4343(00)00041-8
- Baumann, J., Chaumillon, E., Schneider, J.-L., Jorissen, F., Sauriau, P.-G., Richard, P., Bonnin, J., Schmidt, S., 2017. Contrasting sediment records of marine submersion events related to wave exposure, Southwest France. *Sedimentary Geology* 353, 158–170. doi:10.1016/j.sedgeo.2017.03.009
- Beer, J., Mende, W., Stellmacher, R., 2000. The role of the sun in climate forcing. *Quat. Sci. Rev.* 19, 403e415.
- Bendle, J., 2011. Palaeoclimatology: Core data from the Antarctic margin. *Nature* 470, 181–182. doi:10.1038/470181a
- Benito, G., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Machado, M.J., Pérez-González, A., 2003. Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews* 22, 1737–1756. doi:10.1016/S0277-3791(03)00133-1
- Benyoucef, 2014. Télédétection visible proche-infrarouge de la distribution spatio temporelle du microphytobenthos estuarien. Nantes.
- Berggren, A.-M., Beer, J., Possnert, G., Aldahan, A., Kubik, P., Christl, M., Johnsen, S.J., Abreu, J., Vinther, B.M., 2009. A 600-year annual 10 Be record from the NGRIP ice core, Greenland. *Geophysical Research Letters* 36. doi:10.1029/2009GL038004
- Berggren, A.-M., Aldahan, A., Possnert, G., Haltia-Hovi, E., Saarinen, T., 2010. 10Be and solar activity cycles in varved lake sediments, AD 1900–2006. *J Paleolimnol* 44, 559–569. doi:10.1007/s10933-010-9437-1
- Bernard, J., 1996. Paléoenvironnement du Pays-de-Retz et du Marais Breton-Vendéen. Nantes.
- Bernárdez, P., González-Álvarez, R., Francés, G., Prego, R., Bárcena, M.A., Romero, O.E., 2008. Late Holocene history of the rainfall in the NW Iberian peninsula—Evidence from a marine record. *Journal of Marine Systems* 72, 366–382. doi:10.1016/j.jmarsys.2007.03.009
- Berthois, L., 1955. Contribution à l’étude de la sédimentation et de la géologie sousmarine dans le Golfe de Gascogne. *Revue des Travaux de l’Institut scientifique des Pêches maritimes*. Paris, 19, 4, 501-519.
- Bianchi, G.G., McCave, I.N., 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* 397, 515–517. doi:10.1038/17362
- Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P., & Caline, B., 2007. Preservation potential of highstand coastal sedimentary bodies in a macrotidal basin: example from the Bay of Mont-Saint-Michel, NW France. *Sedimentary Geology* 202(4), 754-775.
- Billeaud, I., Tessier, B., & Lesueur, P., 2009. Impacts of late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). *Geology*, 37(11), 1031-1034.
- Björck, S., Rittenour, T., Rosén, P., França, Z., Möller, P., Snowball, I., Wastegård, S., Bennike, O., Kromer, B., 2006. A Holocene lacustrine record in the central North Atlantic: proxies for volcanic activity, short-term NAO mode variability, and long-term precipitation changes. *Quaternary Science Reviews* 25, 9–32. doi:10.1016/j.quascirev.2005.08.008
- Blanc-Vernet, L., Sgarrella, F., 1989. Assemblages de foraminifères planctoniques en Mer tyrrhénienne et en Mer Adriatique pendant les derniers 130 000 Ans. Implications Paléocéologiques. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 76, 107–124. doi:10.1016/0031-0182(89)90106-5
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237–1248. doi:10.1002/esp.261
- Boé, J., Habets F., 2014. Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 691–708, 2014. doi:10.5194/hess-18-691-2014

- Bond, G., Lotti, R., 1995. Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science* 267, 1005–1010. doi:10.1126/science.267.5200.1005
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278, 1257–1266. doi:10.1126/science.278.5341.1257
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* 294, 2130–2136. doi:10.1126/science.1065680
- Bonnet, S., 1998. Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Thèse de l'Université de Rennes 1. Mém. Géosciences Rennes, 86, 352 p.
- Borja, Á., Dauer, D.M., Elliott, M., Simenstad, C.A., 2010. Medium- and Long-term Recovery of Estuarine and Coastal Ecosystems: Patterns, Rates and Restoration Effectiveness. *Estuar. Coast.* 33, 1249–1260. doi:10.1007/s12237-010-9347-5
- Bouchard, F., Francus, P., Pienitz, R., Laurion, I., 2011. Sedimentology and geochemistry of thermokarst ponds in discontinuous permafrost, subarctic Quebec, Canada. *J. Geophys. Res.* 116, G00M04. doi:10.1029/2011JG001675
- Bouchardy, C., 2002. La Loire : Vallées et vals du grand fleuve sauvage. Delachaux & Niestle, Lausanne. 288 P.
- Bouchet, V.M.P., Sauriau P.G., Debenay, J.-P., Mermillod-Blondin, F., Schmidt, S., Amiard, J.-C., Dupas, B., 2009. Influence of the mode of macrofauna-mediated bioturbation on the vertical distribution of living benthic foraminifera: First insight from axial tomodensitometry. *J. Exp. Mar. Biol.Ecol.* 371, 20–33.
- Bourcart, J., 1947. Sur les vases du plateau continental français. *C. R. Acad. Sciences, Paris*, 225, 137-139.
- Bourillet, J.-F., Zaragosi, S., Mulder, T., 2006a. The French Atlantic margin and deep-sea submarine systems. *Geo-Mar Lett* 26, 311–315. doi:10.1007/s00367-006-0042-2
- Bourillet, J.-F., Jouanneau, J.M., Macher, C., Le Hir, P., Naughton, F., 2006b. La Grande Vasière mid-shelf mud belt: Holocene sedimentary structure, natural and anthropogenic impacts. Presented at the X International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay, April 19-21 2006. Vigo, Galicia. Spain.
- Boyd, R., Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., 1992. Classification of coastal sedimentary environments. *Sediment. Geol.*, 80, 139–150.
- Bozzano, G., Kuhlmann, H., Alonso, B., 2002. Storminess control over African dust input to the Moroccan Atlantic margin (NW Africa) at the time of maxima boreal summer insolation: a record of the last 220 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 183, 155–168. doi:10.1016/S0031-0182(01)00466-7
- Bradley, R. S., 1988. The explosive volcanic eruption signal in Northern Hemisphere continental temperature records. *Climatic Change*, 12(3), 221-243.
- Brady, H. B., 1884. Report on the foraminifera dredged by H.M.S. Challenger, during the years 1873-1876. *Rept. Voy. Challenger, Zool.*, 9:1-814.
- Brasier, M.D., 1981. Microfossil transport in the tidal Humber basin. In *Microfossils from Recent and Fossil Shelf Seas*, Neale, P. and Brasier, M.D., Eds. Chichester: Ellis Horwood Ltd., 314-322.
- Brault, N., Guillocheau, F., Proust, J.N., Nalpas, T., Brun, J.P., Bonnet, S., Bourquin, S., 2001. Le système fluvio-estuarien Pléistocène moyen-supérieur de Pénestin (Morbihan) : une paléo-Loire ? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n°5, pp 563-572.
- Brocheray, S., Cremer, M., Zaragosi, S., Schmidt, S., Eynaud, F., Rossignol, L., & Gillet, H., 2014. 2000 years of frequent turbidite activity in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay). *Marine Geology*, 347, 136–152. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.11.009>
- Bronk Ramsey, C., Staff, R.A., Bryant, C.L., Brock, F., Kitagawa, H., van der Plicht, J., Schlolaut, G., Marshall, M.H., Brauer, A., Lamb, H.F., Payne, R.L., Tarasov, P.E., Haraguchi, T., Gotanda, K., Yonenobu, H., Yokoyama, Y., Tada, R., Nakagawa, T., 2012. A Complete Terrestrial Radiocarbon Record for 11.2 to 52.8 kyr B.P. *Science* 338, 370–374. doi:10.1126/science.1226660
- Burnouf, J., Carcaud, N., Cubizolle, H., Garcin, M., Tremont, F., Visset, L., 2003 - Interactions sociétés/milieu dans le bassin versant de la Loire depuis le Tardiglaciaire jusqu'à la période industrielle. In : *Des milieux et des Hommes : fragments d'histoire croisées*. Editeurs scientifiques, T. Muxart, F.-D. Vivien, B. Villaba, J. Burnouf, Collection Environnement, Elsevier : 65-77.

## C

- Cadier, M., Gorgues, T., Sourisseau, M., Edwards, C.A., Aumont, O., Marié, L., Memery, L., 2017. Assessing spatial and temporal variability of phytoplankton communities' composition in the Iroise Sea ecosystem (Brittany, France): A 3D modeling approach. Part 1: Biophysical control over plankton functional types succession and distribution. *Journal of Marine Systems* 165, 47–68. doi:10.1016/j.jmarsys.2016.09.009
- Camacho, S., Moura, D., Connor, S., Scott, D., Boski, T., 2015. Ecological zonation of benthic foraminifera in the lower Guadiana Estuary (southeastern Portugal). *Mar. Micropaleontol.* 114, 1-18. doi:10.1016/j.marmicro.2014.10.004
- Cameron, W.M. & Pritchard, D.W. 1963. Estuaries. In: *The Sea*, 2. (Ed by Hill, M.N.). John Wiley & Sons, pp. 306-324.
- Carrier, N., Mouthon, F., 2010. Paysans des Alpes e Les communautés montagnardes au Moyen Âge. Presses universitaires de Rennes, ISBN 978-2-7535-1091-3, 420 pp.
- Castaing, P., 1981. Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde. Thèse de l'Université de Bordeaux I, p. 530.
- Castaing, P., Jouanneau, J.-M., 1987. Les apports sédimentaires actuels d'origine continentale aux océans. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 41, 53-65.
- Castaing, P., Froidefond, J.M., Lazure, P., Weber, O., Prud'homme, R., Jouanneau, J.M., 1999. Relationship between hydrology and seasonal distribution of suspended sediments on the continental shelf of the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 46, 1979–2001. doi:10.1016/S0967-0645(99)00052-1
- Castanet, C., Garcin, M., Lamothe, M., Camerlynck, C., Cyprien, A.L., Carcaud, N., Burnouf, J., 2008. Response of the Middle Loire River to climatic and environmental changes during the last deglaciation (Val d'Orléans, France). *Geophys. Res. Abstracts*, 5th European Geosciences Union General Assembly, 10, EGU2008-A-00000.
- Castanet, C., Burnouf, J., Camerlynck, C., Carcaud, N., Cyprien-Chouin, A.-L., Lamothe, M., 2014. Dynamique fluviale holocène de la Loire moyenne (Val d'Orléans, France). Réponses de la variabilité climatique aux activités anthropiques, in: Carcaud, N., Arnaud-Fassetta, G. (Eds.), *La Géoarchéologie Française Au XXIe Siècle*. CNRS Editions, pp. 119–130.
- Caulle, C., Koho, K. A., Mojtahid, M., Reichart, G. J., Jorissen, F. J., 2014. Live (Rose Bengal stained) foraminiferal faunas from the northern Arabian Sea: faunal succession within and 20 below the OMZ, *Biogeosciences*, 11, 1155–1175, doi:10.5194/bg-11-1155-2014, 2014.
- Cesbron, F., Geslin, E., Jorissen, F.J., Delgard, M.L., Charrieau, L., Deflandre, B., Jézéquel, D., Anschutz, P., Metzger, E., 2016. Vertical distribution and respiration rates of benthic foraminifera: Contribution to aerobic remineralization in intertidal mudflats covered by *Zostera noltei* meadows. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 179, 23–38. doi:10.1016/j.ecss.2015.12.005
- Charria, G., Lazure, P., Le Cann, B., Serpette, A., Reverdin, G., Louazel, S., ... Morel, Y., 2013. Surface layer circulation derived from Lagrangian drifters in the Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems*, 109–110, Supplement, S60–S76. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.09.015>
- Chaumillon, E., Weber, N., 2006. Spatial variability of modern incised valleys on the French Atlantic coast : Comparison between the Charente (Pertuis d'Antioche) and the Lay-Sèvre (Pertuis Breton) incised-valleys, In : *Incised Valleys in Time and Space*, edited by: Robert W. Dalrymple, Dale A. Leckie, and Roderick W. Tillman, 343 p.
- Chaumillon, E., Proust, J.-N., Menier, D., Weber, N., 2008. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): A synthesis. *Journal of Marine Systems, Oceanography of the Bay of Biscay* 72, 383–396. doi:10.1016/j.jmarsys.2007.05.014
- Chaumillon, E., Tessier, B., Reynaud, J.Y., 2010. Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 181, 75–85. doi:10.2113/gssgfbull.181.2.75
- Chaumillon, E., Bertin, X., Fortunato, A.B., Bajo, M., Schneider, J.-L., Dezileau, L., Walsh, J.P., Michelot, A., Chauveau, E., Créach, A., Hénaff, A., Sauzeau, T., Waeles, B., Gervais, B., Jan, G., Baumann, J., Breilh, J.-F., Pedreros, R., 2017. Storm-induced marine flooding: Lessons from a multidisciplinary approach. *Earth-Science Reviews* 165, 151–184. doi:10.1016/j.earscirev.2016.12.005



- Chevalier, L., Laignel, B., Massei, N., Munier, S., Becker, M., Turki, I., Coynel, A., Cazenave, A., 2014. Hydrological variability of major French rivers over recent decades, assessed from gauging station and GRACE observations. *Hydrological Sciences Journal* 59, 1844–1855. doi:10.1080/02626667.2013.866708
- Chiessi, C.M., Mulitza, S., Pätzold, J., Wefer, G., Marengo, J.A., 2009. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.* 36, L21707. doi:10.1029/2009GL039914
- Christie, M.C., Dyer, K.R., Turner, P., 1999. Sediment Flux and Bed Level Measurements from a Macro Tidal Mudflat. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 49, 667–688. doi:10.1006/ecss.1999.0525
- Ciffroy, P., Reyss, J.-L., Siclet, F., 2003. Determination of the residence time of suspended particles in the turbidity maximum of the Loire estuary by <sup>7</sup>Be analysis. *Estuar., Coast. Shelf S.* 57, 553-568. doi:10.1016/S0272-7714(02)00339-6
- Clark, P. U., Pisias, N. G., Stocker, T. F., & Weaver, A. J., 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, 415(6874), 863–869. <https://doi.org/10.1038/415863a>
- Clark, C.D., Gibbard, P.L., Rose, J., 2004. Pleistocene glacial limits in England, Scotland and Wales, in: *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, pp. 47–82. doi:10.1016/S1571-0866(04)80056-3
- Clavé, B., 2001. Evolution of holocene coastal paleo-environments (example of the northwestern Aquitaine (S-W France)). PhD Thesis, University of Bordeaux I, France, 310 p.
- Clavé, B., Massé, L., Carbonel, P., & Tastet, J.-P., 2001. Holocene coastal changes and infilling of the La Perroche marsh (French Atlantic coast). *Oceanologica Acta*, 24(4), 377–389. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(01\)01153-7](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(01)01153-7)
- Colman, S. M., G. Jones, A. Forester, R. M. , Foster, D. S., 1990. Holocene paleoclimatic evidence and sedimentation rates from a core in southwestern Lake Michigan. *Journal of Paleolimnology*, 4, 269-284.
- Colman, S.M., Baucom, P.C., Bratton, J.F., Cronin, T.M., McGeehin, J.P., Willard, D., Zimmerman, A.R., Vogt, P.R., 2002. Radiocarbon Dating, Chronologic Framework, and Changes in Accumulation Rates of Holocene Estuarine Sediments from Chesapeake Bay. *Quatern. Res.* 57, 58-70. doi:10.1006/qres.2001.2285
- Coplen, T.B., 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* 72, 293–297.
- Corella, J.P., Brauer, A., Mangili, C., Rull, V., Vegas-Vilarrúbia, T., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., 2012. The 1.5-ka varved record of Lake Montcortès (southern Pyrenees, NE Spain). *Quaternary Research* 78, 323-332.
- Corella, J.P., Stefanova, V., El Anjoumi, A., Rico, E., Giral, S., Moreno, A., Plata-Montero, A., Valero-Garcés, B.L., 2013. A 2500-year multi-proxy reconstruction of climate change and human activities in northern Spain: The Lake Arreo record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 386, 555–568. doi:10.1016/j.palaeo.2013.06.022
- Corliss, B.H., Emerson, S., 1990. Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Research* 37, 381–400.
- Costoya, X., Fernández-Nóvoa, D., deCastro, M., Santos, F., Lazure, P., Gómez-Gesteira, M., 2016. Modulation of sea surface temperature warming in the Bay of Biscay by Loire and Gironde rivers. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 966–979. <http://dx.doi.org/10.1002/2015JC011157>.
- Costoya, X., Fernández-Nóvoa, D., deCastro, M., Gómez-Gesteira, M., 2017. Loire and Gironde turbid plumes: Characterization and influence on thermohaline properties. *J. Sea Res.* doi:10.1016/j.seares.2017.04.003
- Courant, H., Cussonneau, C., 2000. Les sites de la meunerie hydraulique sur la Loire et la Maine, du Xie au XIXe siècle. *Archives d'Anjou, n° spécial « Un fleuve, des hommes : la Loire et ses affluents, une histoire tumultueuse »*, Association des amis des archives d'Anjou, 38 p.
- Crémer, J.-F., Long, B., Desrosiers, G., Montety, L. de, Locat, J., 2002. Application de la scanographie à l'étude de la densité des sédiments et à la caractérisation des structures sédimentaires : exemple des sédiments déposés dans la rivière Saguenay (Québec, Canada) après la crue de juillet 1996. *Canadian Geotechnical Journal* 39, 440–450. doi:10.1139/t01-101
- Cressard A.-P., Augris C., 1976. Recherche de granulats marins pour l'approvisionnement de la Bretagne. Les gisements du Sud de la Bretagne. Ifremer.
- Crosta, X., Denis, D., Ther, O., 2008. Sea ice seasonality during the Holocene, Adélie Land, East Antarctica. *Marine Micropaleontology* 66, 222–232. doi:10.1016/j.marmicro.2007.10.001

- Crutzen, P.J., 2002. Geology of mankind. *Nature* 415, 23. doi:10.1038/415023a
- Crutzen, P.J., Steffen, W., 2003. How long have we been in the Anthropocene era? An Editorial Comment. *Climatic Change* 61, 251–257.
- Cullen, H.M., deMenocal, P.B., 2000. North Atlantic influence on Tigris-Euphrates streamflow. *Int J Climatol* 20:853–863
- Cyprien, A.-L., L.Visset, 2000. « Le Port » à Cordemais (Loire-Atlantique) : histoire de la végétation et anthropisation. *Revue d'Archéométrie* 24, 85–93. doi:10.3406/arsci.2000.991
- Cyprien, A.-L., Visset, L., Carcaud, N., 2004. Evolution of vegetation landscapes during the Holocene in the central and downstream Loire basin (Western France). *Veget Hist Archaeobot* 13, 181–196. doi:10.1007/s00334-004-0042-y

## D

- Dabrin, A., Schäfer, J., Bertrand, O., Masson, M., Blanc, G., 2014. Origin of suspended matter and sediment inferred from the residual metal fraction: Application to the Marennes Oleron Bay, France. *Continental Shelf Research* 72, 119–130. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.07.008>
- Dalrymple, R.W., Knight, R.J., Lambiase, J.J., 1978. Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature* 275, 100–104. doi:10.1038/275100a0
- Dalrymple, R. W., Knight, R., Zaitlin, B. A., & Middleton, G. V., 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* 37(4), 577-612.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sediment. Petrol.* 62, 1130-1146.
- Dalrymple, R., Boyd, R., Zaitlin, B.A., 1994. Incised valley system: origin and sedimentary sequences. *Soc. Econ. Pa.* 51, 45-60
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220. doi:10.1038/364218a0
- Darling, K.F., Schweizer, M., Knudsen, K.L., Evans, K.M., Bird, C., Roberts, A., Filipsson, H.L., Kim, J.-H., Gudmundsson, G., Wade, C.M., Sayer, M.D.J., Austin, W.E.N., 2016. The genetic diversity, phylogeography and morphology of Elphidiidae (Foraminifera) in the Northeast Atlantic. *Marine Micropaleontology* 129, 1–23. doi:10.1016/j.marmicro.2016.09.001
- David, F., 2010. An example of the consequences of human activities on the evolution of subalpine landscapes. *Comptes Rendus Palevol* 9, 229-235.
- Davis, R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), 2012. *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Netherlands, Dordrecht. doi:10.1007/978-94-007-0123-6
- Dawson, A.G., Hickey, K., McKenna, J., Foster, D.L., 1997. A 200-year record of gale frequency, Edinburgh, Scotland: possible link with high-magnitude volcanic eruptions. *The Holocene* 7, 337–341. <https://doi.org/10.1177/095968369700700310>
- Dearing, J.A., Hu, Y., Doody, P., James, P.A., Brauer, A., 2001. Preliminary reconstruction of sediment-source linkages for the past 6000 yrs at the Petit Lac d'Annecy, France, based on mineral magnetic data. *Journal of Paleolimnology* 25, 245-258.
- Debenay, J.P., Decrouez, D., Poulowki, J., 1996. *Les foraminifères actuels*, Masson, Paris, 329 p.
- Debenay, J.-P., Guillou, J.-J., Redois, F., Geslin, E., 2000. Distribution Trends of Foraminiferal Assemblages in Paralic Environments, in: Martin, R.E. (Ed.), *Environmental Micropaleontology, Topics in Geobiology*. Springer US, pp. 39–67. doi:10.1007/978-1-4615-4167-7\_3
- Debenay, J.-P., Bicchi, E., Goubert, E., Armynot du Châtelet, E., 2006. Spatio-temporal distribution of benthic foraminifera in relation to estuarine dynamics (Vie estuary, Vendée, W France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67, 181–197. doi:10.1016/j.ecss.2005.11.014
- Debrand-Passard, S., Macaire, J.J, Clozier, L., Fleury, R., 1998. Particularités de l'évolution du système fluviatile solognot dans le bassin de la Loire au Quaternaire. *Corrélations possibles. Géologie de la France*, 2, 55-68.

- Debret, M., Bout-Roumazeilles, V., Grousset, F., Desmet, M., Mcmanus, J.F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J.-R., Copard, Y., Trentesaux, A., 2007. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. *Climate of the Past* 3, 569–575.
- Debret, M., Sebag, D., Crosta, X., Massei, N., Petit, J.-R., Chapron, E., Bout-Roumazeilles, V., 2009. Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing. *Quaternary Science Reviews* 28, 2675–2688. doi:10.1016/j.quascirev.2009.06.005
- Decours, C., 2006. Le port de Nantes à 3 000 ans, sixth ed. Relié, Paris.
- Delaine, M., Armynot du Chatelet, E., Bout-Roumazeilles, V., Goubert, E., Le Cadre, V., Recourt, P., Trentesaux, A., Arthuis, R., 2014. Multiproxy approach for Holocene paleoenvironmental reconstructions from microorganisms (testate amoebae and foraminifera) and sediment analyses: The infilling of the Loire Valley in Nantes (France). *The Holocene* 25, 407–420. doi:10.1177/0959683614561883
- Delmas, M., Cerdan, O., Cheviron, B., Mouchel, J.-M., Eyrolle, F., 2012. Sediment export from French rivers to the sea. *Earth Surf. Proc. Land* 37 (7), 754–762
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Verney, R., Guézennec, L., 2005. Sedimentary processes on an intertidal mudflat in the upper macrotidal Seine estuary, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 64, 710–720. doi:10.1016/j.ecss.2005.04.004
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Verney, R., Lesourd, S., Cuvilliez, A., Taylor, J., 2006. Controlling factors of rhythmic sedimentation processes on an intertidal estuarine mudflat — Role of the turbidity maximum in the macrotidal Seine estuary, France. *Marine Geology* 235, 151–164. doi:10.1016/j.margeo.2006.10.011
- Denton, G. H., & Karlén, W., 1973. Holocene climatic variations—Their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3(2), 155–205. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(73\)90040-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(73)90040-9)
- De Rijk, S. and Troelstra, S.R. 1999. The application of a foraminiferal actuo-facies model to salt-marsh cores. *Palaeogeogr., Palaeocl.* 149, 59–66.
- Derrien-Courtrel, S., Gal, A.L., Grall, J., 2013. Regional-scale analysis of subtidal rocky shore community. *Helgol Mar Res* 67, 697–712. doi:10.1007/s10152-013-0355-2
- Díaz de Durana, J.R., 1986. Álava en la Baja Edad Media. Crisis, recuperación y transformaciones socioeconómicas (1250–1525). Diputación Foral de Álava, Vitoria.
- Dickson, R., Lazier, J., Meincke, J., Rhines, P., & Swift, J., 1996. Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 38(3), 241–295. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(97\)00002-5](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(97)00002-5)
- Dione, J.C, 1963. Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary. *Z. Geomorphology*, 7, 36–44.
- Diz, P., Francés, G., Pelejero, C., Grimalt, J.O., Vilas, F., 2002. The last 3000 years in the Ría de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals. *The Holocene* 12, 459–468. doi:10.1191/0959683602h1550rp
- Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Castaing, P., Babin, M., 2009. Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 81, 321–332. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.11.013>
- Dubrulle, C., Jouanneau, J. M., Lesueur, P., Bourillet, J. F., & Weber, O., 2007. Nature and rates of fine-sedimentation on a mid-shelf: “La Grande Vasière” (Bay of Biscay, France). *Continental Shelf Research*, 27(16), 2099–2115. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.05.002>.
- Duchemin, G., Jorissen, F.J., Andrieux-Loyer, F., Le Loc’h, F., Hily, C., Philippon, X., 2004. Microhabitat and seasonal variability of foraminiferal faunas of the Grande Vasière. Presented at the IXème Colloque International d’Océanographie du Golfe de Gascogne, p. 80.
- Duchemin, G., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Barras, C., Griveaud, C., 2007. Living small-sized (63–150 µm) foraminifera from mid-shelf to mid-slope environments in the Bay of Biscay. *The Journal of Foraminiferal Research* 37, 12–32.
- Duchemin, G., Jorissen, F. J., Le Loc’h, F., Andrieux-Loyer, F., Hily, C., & Thouzeau, G., 2008. Seasonal variability of living benthic foraminifera from the outer continental shelf of the Bay of Biscay. *Journal of Sea Research*, 59(4), 297–319. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2008.03.006>
- Duplessy, J. C., 1978. Isotope studies. In *Climatic Change* (Cambridge University Press). London: J. Gribbin (Ed.).
- Dupont, N., Moatar, F., 2016. La Loire fluviale et estuarienne: Un milieu en évolution, 1st ed. Editions QUAE GIE, Versailles.

- Durand, M., Mojtahid, M., Maillet, G.M., Proust, J.-N., Leahy, D., Ehrhold, A., Barré, A., Howa, H., 2016. Mid- to late-Holocene environmental evolution of the Loire estuary as observed from sedimentary characteristics and benthic foraminiferal assemblages. *Journal of Sea Research* 118, 17–34. doi:10.1016/j.seares.2016.08.003
- Dussud, L., 2010. CABTEX cruise, RV Pourquoi pas? Sismer. <https://doi.org/10.17600/10030050>

## E

- Elliott, M., Quintino, V., 2007. The Estuarine Quality Paradox, Environmental Homeostasis and the difficulty of detecting anthropogenic stress in naturally stressed areas. *Mar. Pollut. Bull.* 54, 640–645. doi:10.1016/j.marpolbul.2007.02.003
- Estournès, G., Menier, D., Guillocheau, F., Le Roy, P., Paquet, F., & Goubert, E., 2012. The paleo-Etel River incised valley on the Southern Brittany inner shelf (Atlantic coast, France): Preservation of Holocene transgression within the remnant of a middle Pleistocene incision? *Marine Geology*, 329–331, 75–92. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.08.005>
- Etcheber, H., Relexans, J.-C., Beliard, M., Weber, O., Buscail, R., Heussner, S., 1999. Distribution and quality of sedimentary organic matter on the Aquitanian margin (Bay of Biscay). *Deep-sea research. Part 2. Topical studies in oceanography* 46, 2249–2288.
- Etcheber, H., Taillez, A., Abril, G., Garnier, J., Servais, P., Moatar, F., Commarieu, M.-V., 2007. Particulate organic carbon in the estuarine turbidity maxima of the Gironde, Loire and Seine estuaries: origin and lability. *Hydrobiologia* 588, 245–259. <https://doi.org/10.1007/s10750-007-0667-9>
- Étienne, R., LARUE, J.-P., 2011. Contribution à l'étude des liaisons Loire-Seine : mise en évidence par l'étude des minéraux lourds de l'antécédence de la Loire en Sologne (Bassin Parisien, France). *Physio-Géo*, 5, 269–291.

## F

- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637–642. doi:10.1038/342637a0
- Fairbridge, R.W., 1980. The estuary : its definition and geodynamic cycle. In: *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries* (Ed Olausson, E., and Cato, I.), Wiley, New York, pp.35.
- Fan, D., Guo, Y., Wang, P., Shi, J.Z., 2006. Cross-shore variations in morphodynamic processes of an open-coast mudflat in the Changjiang Delta, China: With an emphasis on storm impacts. *Continental Shelf Research* 26, 517–538. doi:10.1016/j.csr.2005.12.011
- Fatela, F., Taborda, R., 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar. Micropal.* 45, 169–174. doi:10.1016/S0377-8398(02)00021-X
- Fatela, F., Moreno, J., Moreno, F., Araújo, M.F., Valente, T., Antunes, C., Taborda, R., Andrade, C., Drago, T., 2009. Environmental constraints of foraminiferal assemblages distribution across a brackish tidal marsh (Caminha, NW Portugal). *Mar. Micropal.* 70, 70–88.
- Fenies, H., Tastet, J.-P., 1998. Facies and architecture of an estuarine tidal bar (the Trompeloup bar, Gironde Estuary, SW France). *Mar. Geol.* 150, 149–169. doi:10.1016/S0025-3227(98)00059-0
- Féniès, H., Lericolais, G., 2005. Architecture interne d'une vallée in-cisée sur une côte à forte énergie de houle et de marée (vallée de la Leyre, côte aquitaine, France). *C.R. Géosciences*, 337, 1257–1266.
- Figueres, G., Martin, J.M., Meybeck, M., Seyler, P., 1985. A comparative study of mercury contamination in the Tagus Estuary (Portugal) and major French Estuaries (Gironde, Loire, Rhône). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 20, 183–203.
- Fischer, H.B., 1976. Mixing and dispersion in estuaries. *Annual Review Fluid Mechanics*, 8, 107–133.
- Fischer, E., Luterbacher, J., Zorita, E., Tett, S.F.B., Casty, C., Wanner, H., 2006. European climate response to tropical volcanic eruptions over the last half millennium. *Geophysical Research Letters* 34, L05707.
- Fiúza, A. F. G., Hamann, M., Ambar, I., Díaz del Río, G., González, N., & Cabanas, J. M., 1998. Water masses and their circulation off western Iberia during May 1993. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 45(7), 1127–1160. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00008-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00008-9)
- Fletcher, W. J., Debret, M., & Goñi, M. F. S., 2012. Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. *The Holocene*. <https://doi.org/10.1177/0959683612460783>

- Fonseca-Genevois, V., Ottmann, F., 1987. Influences de la position intertidale et des propriétés physiques des sédiments sur la méiofaune d'une vasière atlantique (estuaire de la Loire, France). *C. R. Acad. Sci.* 7, 161–166.
- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Licari, L., Alexandre, A., Anschutz, P., Carbonel, P., 2002. Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 49, 751–785.
- Fontanier, C., Jorissen, F., Chaillou, G., David, C., Anschutz, P., & Lafon, V., 2003. Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550 m depth in the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 50(4), 457–494. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00167-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00167-X)
- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Chaillou, G., Anschutz, P., Grémare, A., Griveaud, C., 2005. Live foraminiferal faunas from a 2800 m deep lower canyon station from the Bay of Biscay: Faunal response to focusing of refractory organic matter. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 52, 1189–1227.
- Fontanier, Christophe, Jorissen, F., Anschutz, P., Chaillou, G., 2006. Seasonal variability of benthic foraminiferal faunas at 1000 m depth in the Bay of Biscay. *The Journal of Foraminiferal Research* 36, 61–76.
- Foucher, A., 2015. Reconstitution de la cascade sédimentaire en contexte de plaine agricole drainée : sources, voies de transfert et stockage de matière dans le bassin versant du Louroux (Indre et Loire). Tours.
- Foucher, A., Lacey, P.J., Salvador-Blanes, S., Evrard, O., Le Gall, M., Lefèvre, I., Cerdan, O., Rajkumar, V., Desmet, M., 2015. Quantifying the dominant sources of sediment in a drained lowland agricultural catchment: The application of a thorium-based particle size correction in sediment fingerprinting. *Geomorphology* 250, 271–281. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.09.007>
- Foucher, A., Salvador-Blanes, S., Evrard, O., Simonneau, A., Chapron, E., Courp, T., Cerdan, O., Lefèvre, I., Adriaensen, H., Lecompte, F., Desmet, M., 2014. Increase in soil erosion after agricultural intensification: Evidence from a lowland basin in France. *Anthropocene* 7, 30–41. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2015.02.001>
- Froidefond, J.-M., Jegou, A.-M., Hermida, J., Lazure, P., Castaing, P., 1998. Variabilité du panache turbide de la Gironde par télédétection. Effets des facteurs climatiques. *Oceanologica Acta* 21, 191–207. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(98\)80008-X](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(98)80008-X)

## G

- Galinié, H., Rodier, X., Seigne, J., Carcaud, N., Garcin, M., Marlet, O., 2004. Quelques aspects documentés des relations entretenues par les habitants de Tours avec la Loire du I<sup>er</sup> au XII<sup>e</sup> siècle. In : *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture. Sociétés pré-industrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes. Actes du colloque d'Aix-en-Provence (2002)*, CTHS, 127-136.
- Gallenne, B., 1974. Les accumulations turbides de l'estuaire de la Loire-Étude de la crème de vase. unpublished PhD Thesis, University of Nantes, France, 322 p.
- Garcia, J., Mojtahid, M., Howa, H., Michel, E., Schiebel, R., Charbonnier, C., & Jorissen, F. J., 2013. Benthic and Planktic Foraminifera as Indicators of Late Glacial to Holocene Paleoclimatic Changes in a Marginal Environment: An Example from the Southeastern Bay of Biscay. *Acta Protozoologica*, 52, 161–180.
- García-García, A., García-Gil, S., Vilas, F., 2005. Quaternary evolution of the Ría de Vigo, Spain. *Marine Geology* 220(1), 153-179.
- Garcia-Soto, C., & Pingree, R. D., 2012. Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and sea surface temperature in the Bay of Biscay and adjacent regions. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 92(2), 213–234. <https://doi.org/10.1017/S0025315410002134>
- Garcia-Soto, C., Pingree, R. D., & Valdés, L., 2002. Navidad development in the southern Bay of Biscay: Climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, 107, 29 PP. <https://doi.org/200210.1029/2001JC001012>
- Gernez, P., Lafon, V., Lerouxel, A., Curti, C., Lubac, B., Cerisier, S., Barillé, L., 2015. Toward Sentinel-2 High Resolution Remote Sensing of Suspended Particulate Matter in Very Turbid Waters: SPOT4 (Take5) Experiment in the Loire and Gironde Estuaries. *Remote Sensing* 7, 9507–9528. doi:10.3390/rs70809507
- Ghosh, A., Saha, S., Saraswati, P.K., Banerjee, S., Burley, S., 2009. Intertidal foraminifera in the macro-tidal estuaries of the Gulf of Cambay: Implications for interpreting sea-level change in palaeo-estuaries. *Mar. Petrol. Geology* 26, 1592–1599. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.08.002

- Gibbard, P., Cohen, K.M., 2008. Global Chronostratigraphical Correlation Table for the Last 2.7 Million Years. *Episodes* 31, 243–247.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulénard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.-J., Wilhelm, B., Delannoy, J.-J., 2012. Frequency and intensity of high altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps. *Quaternary Research* 77, 12–22.
- Gillet, P., Torresani, S., 2003. Structure of the population and secondary production of *Hediste diversicolor* (O.F. Müller, 1776), (Polychaeta, Nereidae) in the Loire estuary, Atlantic Coast, France. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 56, 621–628. [http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714\(02\)00211-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00211-1).
- Gimeno, L., de la Torre, L., Nieto, R., García, R., Hernández, E., & Ribera, P., 2003. Changes in the relationship NAO–Northern hemisphere temperature due to solar activity. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(1), 15–20.
- Giot, P.R., 1977. Un aspect méconnu du déclin du Bas Empire. *Bulletin des Sociétés Archéologiques du Finistère*, 105, 97–98
- GIP-LE, 2011. Les dragages d’entretien dans l’estuaire (No. Fiche L1E1), Cahier 2002 Indicateurs. (Ed.) GIP Loire Estuaire.
- GIP-LE, 2013a. Les amplitudes de l’onde de marée (No. Fiche L1A1), Cahier 2002 Indicateurs. (Ed.) GIP Loire Estuaire.
- GIP-LE, 2013b. Bulletin SYVEL, n°5. (Ed.) GIP Loire Estuaire.
- Giraudeau, J., Jennings, A.E., Andrews, J.T., 2004. Timing and mechanisms of surface and intermediate water circulation changes in the Nordic Seas over the last 10,000calyears: a view from the North Iceland shelf. *Quaternary Science Reviews* 23, 2127–2139. doi:10.1016/j.quascirev.2004.08.011
- Goineau, A., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Lansard, B., Buscail, R., Mouret, A., Kerhervé, P., Zaragosi, S., Ernoult, E., Artéro, C., 2011. Live (stained) benthic foraminifera from the Rhône prodelta (Gulf of Lion, NW Mediterranean): Environmental controls on a riverdominated shelf. *Journal of Sea Research* 65, 58–75.
- Goldberg, E. D., 1963. Geochronology with <sup>210</sup>Pb. *Radioactive dating*, 121.
- Golléty, C., Riera, P., Davoult, D., 2010. Complexity of the food web structure of the *Ascophyllum nodosum* zone evidenced by a  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  study. *Journal of Sea Research*, 64(3), 304–312. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2010.04.003>
- Goslin, J., B. Van Vliet-Lanoë, C. Delacourt, A. Fernane, E. Gandouin, A. Hénaff, A. Penaud, P. Stephan, S. Suanez, 2013. Holocene relative sea-level changes in western Brittany (France) between 7600 and 4000 cal. BP: reconstitution from basal-peat deposits. *Géomorphologie: relief Process. Environ.* 4, 425–444
- Goslin, J., Van Vliet Lanoë, B., Spada, G., Bradley, S., Tarasov, L., Neill, S., & Suanez, S., 2015. A new Holocene relative sea-level curve for western Brittany (France): Insights on isostatic dynamics along the Atlantic coasts of north-western Europe. *Quaternary Science Reviews*, 129, 341–365. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.029>
- Gooday, A.J., 1994. The biology of deep-sea foraminifera: a review of some advances and their applications in paleoceanography. *Palaios* 9: 14–31
- Gooday, A.J., Levin, LA., Linke, P. and Heeger, T., 1992. The role of benthic foraminifera in deep-sea food webs and carbon cycling. In: G.T. Rowe and V. Pariente (Editors), *Deep-sea Food Chains and the Global Carbon Cycle*. Kluwer, Dordrecht, pp. 63–91.
- Gooday, A.J., Bernhard, J.M., Levin, L. A., Suhr, S. B., 2000. Foraminifera in the Arabian Sea oxygen minimum zone and other oxygen-deficient settings: taxonomic composition, diversity, and relation to metazoan faunas, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 47, 25–54.
- Goosse, H., Arzel, O., Luterbacher, J., Mann, M.E., Renssen, H., Riedwyl, N., Timmermann, A., Xoplaki, E., Wanner, H., 2006. The origin of the European “Medieval Warm Period”\*. *Clim. Past* 15.
- Gouleau, D., Jouanneau, J.M., Weber, O., Sauriau, P.G., 2000. Short- and long-term sedimentation on Montportail–Brouage intertidal mudflat, Marennes–Oléron Bay (France). *Continental Shelf Research* 20, 1513–1530. doi:10.1016/S0278-4343(00)00035-2
- Graf, H.-F., Kirchner, I., Robock, A., Schult, I., 1993. Pinatubo eruption winter climate effects: model versus observations. *Climate Dynamics* 9, 81–93.
- Green, M.A., Aller, R.C., Aller, J.Y., 1993. Carbonate dissolution and temporal abundances of Foraminifera in Long Island Sound sediments. *Limnol. Oceanogr.* 38, 331–345. doi:10.4319/lo.1993.38.2.0331

- Green, A. N., Dladla, N., & Garlick, G. L., 2013. Spatial and temporal variations in incised valley systems from the Durban continental shelf, KwaZulu-Natal, South Africa. *Marine Geology* 335, 148-161.
- Gregoire, G., Le Roy, P., Ehrhold, A., Jouet, G., Garlan, T., 2017. Control factors of Holocene sedimentary infilling in a semi-closed tidal estuarine-like system: the bay of Brest (France). *Marine Geology* 385, 84–100. doi:10.1016/j.margeo.2016.11.005
- Grove, J.M., 2004. *Little Ice Ages: Ancient and Modern*. Taylor & Francis.
- Guillaud, J., Aminot, A., Delmas, D., Gohin, F., Lunven, M., Labry, C., & Herbland, A., 2008. Seasonal variation of riverine nutrient inputs in the northern Bay of Biscay (France), and patterns of marine phytoplankton response. *Journal of Marine Systems*, 72(1–4), 309–319. <https://doi.org/DOI:10.1016/j.jmarsys.2007.03.010>
- Guillocheau, F., Brun, J.-P., Robin, C., Nalpas, T., 2000. The Alpine collision seen from Paris Basin and southern North Sea. *J. Geosci.* 45, 231–0.
- Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarend, J., Bonnet, S., Bourquin, S., Estéoule-Choux, J., Guennoc, P., Menier, D., Néraudeau, D., Proust, J.-N., Wyns, R., 2003. Histoire Géologique du Massif Armoricaïn depuis 140 Ma (Crétacé à l'actuel). *Association des Géologues du Bassin de Paris*, 40, 1, 13-28.
- Gupta, A. K., Anderson, D. M., & Overpeck, J. T., 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature*, 421(6921), 354–357. <https://doi.org/10.1038/nature01340>

## H

- Häkkinen, S., & Rhines, P. B., 2004. Decline of Subpolar North Atlantic Circulation During the 1990s. *Science*, 304(5670), 555–559. <https://doi.org/10.1126/science.1094917>
- Hall, I. R., Bianchi, G. G., & Evans, J. R., 2004. Centennial to millennial scale Holocene climate-deep water linkage in the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1529–1536. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.04.004>
- Hammer, Ø., Harper, D. A. T., & Ryan, P. D., 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Paleontol. Electron.* 4 (1): 1–9.
- Hansen D.V., Rattray, M., 1966. New dimensions in estuary classification. *Limnology and Oceanography*, 11,319-326.
- Harris, P. T., Baker, E. K., Cole, A. R., & Short, S. A., 1993. A preliminary study of sedimentation in the tidally dominated Fly River Delta, Gulf of Papua. *Continental Shelf Research*, 13(4), 441-472.
- Hart, M. B., 2016. Sea grass, maerl, foraminifera and marine conservation. Field Studies Council, (<http://fsj.field-studies-council.org/>), 14.
- Harvey, H.W., 1949. On Manganese in Sea and Fresh Waters. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 28, 155. doi:10.1017/S0025315400055260
- Haslett, J., Parnell, A., 2008. A simple monotone process with application to radiocarbon-dated depth chronologies. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, 57(4), 399–418.
- Hátún, H., Payne, M. R., Beaugrand, G., Reid, P. C., Sandø, A. B., Drange, H., ... Bloch, D., 2009. Large bio-geographical shifts in the north-eastern Atlantic Ocean: From the subpolar gyre, via plankton, to blue whiting and pilot whales. *Progress in Oceanography*, 80(3–4), 149–162. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.03.001>
- Hátún, H., Sandø, A. B., Drange, H., Hansen, B., & Valdimarsson, H., 2005. Influence of the Atlantic Subpolar Gyre on the Thermohaline Circulation. *Science*, 309(5742), 1841–1844. <https://doi.org/10.1126/science.1114777>
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., & Röhl, U., 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*, 293(5533), 1304–1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>
- Hayek, L.E., Buzas, M.A., 2013. On the proper and efficient use of diversity measures with field samples. *Journal of Foraminiferal Research*, 43, 305-313.
- Hayward, B.W., Grenfell, H.R., Reid, C.M., Hayward, K.A., 1999. *Recent New Zealand Shallow-water Benthic Foraminifera: Taxonomy, Ecologic Distribution, Biogeography, and Use in Paleoenvironmental Assessment*, Institute of Geological & Nuclear Sciences, Lower Hutt, New Zealand (monograph 21), 264 pp.
- Hayward, B. W., Grenfell, H. R., Sabaa, A. T., & Kay, J., 2010. Using foraminiferal faunas as proxies for low tide level in the estimation of Holocene tectonic subsidence, New Zealand. *Marine Micropaleontology*, 76(1–2), 23–36. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2010.04.002>

- Heikkilä, M., Seppä, H., 2003. A 11,000yr palaeotemperature reconstruction from the southern boreal zone in Finland. *Quaternary Science Reviews* 22, 541–554. doi:10.1016/S0277-3791(02)00189-0
- Helama, S., Fauria, M.M., Mielikäinen, K., Timonen, M., Eronen, M., 2010. Sub-Milankovitch solar forcing of past climates: Mid and late Holocene perspectives. *GSA Bulletin* 122, 1981–1988. doi:10.1130/B30088.1
- Hennekam, R., de Lange, G., 2012. X-ray fluorescence core scanning of wet marine sediments: methods to improve quality and reproducibility of high-resolution paleoenvironmental records. *Limnol. Oceanogr. Methods* 10, 991–1003. doi:10.4319/lom.2012.10.991
- Hillaire-Marcel, C., De Vernal, A., Bilodeau, G., & Weaver, A. J., 2001. Absence of deep-water formation in the Labrador Sea during the last interglacial period. *Nature*, 410(6832), 1073–1077.
- Hippensteel, S.P., Eastin, M.D., Garcia, W.J., 2013. The geological legacy of Hurricane Irene: Implications for the fidelity of the paleo-storm record. *GSA Today* 4–10. doi:10.1130/GSATG184A.1
- Hong, Y. T., Hong, B., Lin, Q. H., Shibata, Y., Zhu, Y. X., Leng, X. T., & Wang, Y., 2009. Synchronous climate anomalies in the western North Pacific and North Atlantic regions during the last 14,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 28(9–10), 840–849.
- Hogg, A.G., 1982. Radiocarbon dating at University of Waikato, New Zealand (Occas. Rep. 8). University of Waikato, Dept. of Earth Sciences.
- Hoogakker, B. A. A., Chapman, M. R., McCave, I. N., Hillaire-Marcel, C., Ellison, C. R. W., Hall, I. R., & Telford, R. J., 2011. Dynamics of North Atlantic Deep Water masses during the Holocene. *Paleoceanography*, 26(4), PA4214. <https://doi.org/10.1029/2011PA002155>
- Horn, R., Vanney, J.-R., Boillot, G., Bouysse, P., Leclaire, L., 1966. Résultats géologiques d'une prospective sismique par la méthode boomer au large du Massif armoricain méridional. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 263, 1560-1563.
- Horton, B.P., 1999. The distribution of contemporary intertidal foraminifera at Cowpen Marsh, Tees Estuary, UK: implications for studies of Holocene sea-level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 149, 127–149. doi:10.1016/S0031-0182(98)00197-7
- Hua, Q., Barbetti, M., Rakowski, A. Z., 2013. Atmospheric Radiocarbon for the Period 1950–2010. *Radiocarbon* 55, 2059–2072. doi:10.2458/azu\_js\_rc.v55i2.16177
- Huerta, P., Proust, J.-N., Guennoc, P., Thinon, I., 2010. Seismic stratigraphy of the Vendean-Armorican platform of the French Atlantic shelf: new insights into the history of the North Atlantic ocean. *Bull. Société Géologique Fr.* 181, 37–50.
- Hurrell, J. W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224), 676–679.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Visbeck, M., 2001. The North Atlantic oscillation. *Science* 291, 603–605. doi:10.1126/science.1058761
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottensen, G., & Visbeck, M., 2003. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph Series, 134, 279 pp.
- I**
- Ineson, S., Scaife, A.A., Knight, J.R., Manners, J.C., Dunstone, N.J., Gray, L.J., Haigh, J.D., 2011. Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere. *Nat. Geosci.* 4, 753e757.
- IPCC Working Group I [WWW Document], n.d. URL <http://www.climatechange2013.org/> (accessed 10.10.17).
- J**
- Jackson, L. C., Kahana, R., Graham, T., Ringer, M. A., Woollings, T., Mecking, J. V., & Wood, R. A., 2015. Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM. *Climate Dynamics*, 45(11–12), 3299–3316. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2540-2>
- de Jager, C., 2005. Solar forcing of climate. *Surv. Geophys.* 33, 445e451.
- Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., Sottolichio, A., Bertier, C., 2016. Tracking the turbidity maximum zone in the Loire Estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring network. *Continental Shelf Research* 117, 1–11. doi:10.1016/j.csr.2016.01.017
- Jang, D., Hwang, J.H., 2013. Estuary classification method for considering climate change effects in South Korea. *Journal of Coastal Research* 65, 962–967. doi:10.2112/SI65-163.1



- Jansen, J.H., Van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology* 151, 143–153. doi:10.1016/S0025-3227(98)00074-7
- Jervey, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In Wilgus, C.K. Hasting, B.S., Kendall, C.G.St. C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C., eds, *Sea level changes: an integrated approach*. Tulsa, OK, Society of Economic Paleontologist and Mineralogist. Special Publication, 42, 47-69.
- Jessen, C. A., Solignac, S., Nørgaard-Pedersen, N., Mikkelsen, N., Kuijpers, A., & Seidenkrantz, M.-S., 2011. Exotic pollen as an indicator of variable atmospheric circulation over the Labrador Sea region during the mid to late Holocene. *Journal of Quaternary Science*, 26(3), 286–296. <https://doi.org/10.1002/jqs.1453>
- Jiménez-Moreno, G., Rodríguez-Ramírez, A., Pérez-Asensio, J.N., Carrión, J.S., López-Sáez, J.A., Villarías-Robles, J.J., Celestino-Pérez, S., Cerrillo-Cuenca, E., León, Á., Contreras, C., 2015. Impact of late-Holocene aridification trend, climate variability and geodynamic control on the environment from a coastal area in SW Spain. *The Holocene* 25, 607–617. doi:10.1177/0959683614565955
- Johnson, S. C., & Scheibling, R. E., 1987. Structure and dynamics of epifaunal assemblages on intertidal macroalgae *Ascophyllum nodosum* and *Fucus vesiculosus* in Nova Scotia, Canada. *Marine Ecology Progress Series*, 37(2/3), 209–227.
- Joly, C., Visset, L., 2005. Nouveaux éléments d'anthropisation sur le littoral vendéen dès la fin du Mésolithique. *Comptes Rendus Palevol* 4, 285–293. doi:10.1016/j.crpv.2004.12.006
- Jones, P.D., 2001. The Evolution of Climate Over the Last Millennium. *Science* 292, 662–667. doi:10.1126/science.1059126
- Jorissen, F.J., 1999. Benthic foraminiferal successions across Late Quaternary Mediterranean sapropels. *Marine Geology* 153, 91–101. doi:10.1016/S0025-3227(98)00088-7
- Jorissen, F., 2014. Colonization by the benthic foraminifer *Rosalina (Tretomphalus) concinna* of Mediterranean drifting plastics. In CIESM Workshop Monographs (Vol. 46, pp. 87–95). Albania.
- Jorissen, F. J., de Stigter, H. C., Widmark, J. G. V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats, *Mar. Micropal.*, 26, 3–15.
- Jorissen, F.J., Fontanier, C., and Thomas, E., 2007. Chapter Seven Paleooceanographical Proxies Based on Deep-Sea Benthic Foraminiferal Assemblage Characteristics, in *Developments in Marine Geology, Volume 1*, edited by Claude Hillaire-Marcel and Anne De Vernal, Elsevier, 263–325.
- Jouanneau, J.-M., Weber, O., Grousset, F.E., Thomas, B., 1998. Pb, Zn, Cs, Sc and rare earth elements as tracers of the Loire and Gironde particles on the Biscay shelf (SW France). *Oceanologica Acta, International Conference on Oceanography of the Bay of Biscay* 21, 233–241. doi:10.1016/S0399-1784(98)80011-X
- Jouanneau, J.M., Weber, O., Cremer, M., Castaing, P., 1999. Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research II* 46, 2205–2220.
- Jouet, G., Augris, C., Hallegouët, B., Le Roy, P., & Rolet, J., 2003. La vallée d'Ys: un paleoreseau hydrographique immergé en baie de Douarnenez (Finistère, France). *Comptes Rendus Geoscience* 335(5), 487-494.
- Jumel, G., Monnier, J.-L., 1990. Le gisement paléolithique inférieur de St-Malo-de-Phily (Ile et Vilaine). Une confirmation géologique et archéologique. *Rev. Archeol. Ouest*, 7, 5-8.

## K

- Kaplan, M. R., & Wolfe, A. P., 2006. Spatial and temporal variability of Holocene temperature in the North Atlantic region. *Quaternary Research*, 65(2), 223–231.
- Kaufman, D., 2004. Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W). *Quaternary Science Reviews* 23, 529–560. doi:10.1016/j.quascirev.2003.09.007
- Kemp, A.C., Horton, B.P., Donnelly, J.P., Mann, M.E., Vermeer, M., Rahmstorf, S., 2011. Climate related sea-level variations over the past two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108, 11017–11022. <https://doi.org/10.1073/pnas.1015619108>
- Knight, J.R., Folland, C.K., Scaife, A.A., 2006. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters* 33. doi:10.1029/2006GL026242
- Kodera, K., Kuroda, Y., 2002. Dynamical response to the solar cycle. *J. Geophys. Res.* 107, 4749.

- Kotilainen, A.T., Arppe, L., Dobosz, S., Jansen, E., Kabel, K., Karhu, J., Kotilainen, M.M., Kuijpers, A., Lougheed, B.C., Meier, H.E.M., Moros, M., Neumann, T., Porsche, C., Poulsen, N., Rasmussen, P., Ribeiro, S., Risebrobakken, B., Ryabchuk, D., Schimanke, S., Snowball, I., Spiridonov, M., Virtasalo, J.J., Weckström, K., Witkowski, A., Zhamoïda, V., 2014. Echoes from the Past: A Healthy Baltic Sea Requires More Effort. *AMBIO* 43, 60–68. doi:10.1007/s13280-013-0477-4
- Koutsikopoulos, C., & Le Cann, B., 1996. Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy. *Scientia Marina*, 60, 9–19.
- Kristoffersen, Y., 1978. Sea-floor spreading and the early opening of the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 38, 273–290. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90101-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90101-2)
- Kvale, E.P., Fraser, G.S., Archer, A.W., Zawistoski, A., Kemp, N., McGough, P., 1994. Evidence of seasonal precipitation in Pennsylvanian sediments of the Illinois basin. *Geology* 22, 331–334. doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0331:EOSPIP>2.3.CO;2
- L**
- Labat, D., 2008. Wavelet analysis of the annual discharge records of the world's largest rivers. *Advances in Water Resources*, 31(1), 109–117.
- Lajeunesse, P., 2012. Palaeoclimate: A history of outbursts. *Nature Geoscience* 5, 846–847. doi:10.1038/ngeo1651
- Lamb, H.H., 1970. Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A* 266 (1178), 425–533.
- Lambeck, T., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and channel coasts since the time of the last glacial maximum. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 129 (1–2) (1997), 1–22
- Lambeck, K., Esat, T. M., & Potter, E. K., 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903), 199–206.
- Lambeck, K., Chappell, J., 2004. Sea-level change through the last glacial cycle: geophysical, glaciological and palaeogeographic consequences. *Comptes Rendus Geoscience* 336, 677–689. doi:10.1016/j.crte.2003.12.017
- Lampert, L., Quéguiner, B., Labasque, T., Pichon, A., & Lebreton, N., 2002. Spatial variability of phytoplankton composition and biomass on the eastern continental shelf of the Bay of Biscay (north-east Atlantic Ocean). Evidence for a bloom of *Emiliana huxleyi* (Prymnesiophyceae) in spring 1998. *Continental Shelf Research*, 22(8), 1225–1247. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00103-0](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00103-0)
- Langer, M., 1988. Recent Epiphytic Foraminifera from Vulcano (Mediterranean Sea). *Rev. Paleobiologie Vol. Spec. No. 2*, 827–832.
- Langer, M., 1993. Epiphytic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 20(3), 235–265. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(93\)90035-V](https://doi.org/10.1016/0377-8398(93)90035-V)
- Langer, M. R., & Gehring, C. A., 1993. Bacteria farming; a possible feeding strategy of some smaller motile Foraminifera. *The Journal of Foraminiferal Research*, 23(1), 40–46. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.23.1.40>
- Langezaal, A.M., Jorissen, F.J., Braun, B., Chaillou, G., Fontanier, C., Anschutz, P., van der Zwaan, G.J., 2006. The influence of seasonal processes on geochemical profiles and foraminiferal assemblages on the outer shelf of the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research* 26, 1730–1755. doi:10.1016/j.csr.2006.05.005
- Lazure, P., & Jégou, A. M., 1998. 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf. *Oceanologica Acta*, 21(2), 165–177.
- Lazure, P., Jégou, A. M., & Kerdreux, M., 2006. Analysis of salinity measurements near islands on the French continental shelf of the Bay of Biscay. *Scientia Marina*, 70(1), 7–14.
- Lea, D.W., 1999. Trace elements in foraminiferal calcite, in: *Modern Foraminifera*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 259–277. doi:10.1007/0-306-48104-9\_15
- Le Boyer, A., Charria, G., Le Cann, B., Lazure, P., & Marié, L., 2013. Circulation on the shelf and the upper slope of the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, 55, 97–107. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.01.006>
- Le Floch, J.F., 1961, Propagation de la marée dynamique dans l'estuaire de la Seine et la Seine maritime. Thèse d'état, Université de Paris, 507 p.
- Le Hénaff, M., Roblou, L., & Bouffard, J., 2011. Characterizing the Navidad current interannual variability using coastal altimetry. *Ocean Dynamics*, 61(4), 425–437.

- Le Hir, P., Migniot, C., 1994. Estuaire de la Loire : Hydrosédimentaire. Nantes.
- Leorri, E., Martin, R., McLaughlin, P., 2006. Holocene environmental and parasequence development of the St. Jones Estuary, Delaware (USA): Foraminiferal proxies of natural climatic and anthropogenic change. *Palaeogeogr., Palaeoec.* 241, 590–607. doi:10.1016/j.palaeo.2006.04.011.
- Leorri, E., Fatela, F., Cearreta, A., Moreno, J., Antunes, C., Drago, T., 2011. Assessing the performance of a foraminifera-based transfer function to estimate sea-level changes in northern Portugal. *Quatern. Res.*, 75, 278–287.
- Leorri, E., Cearreta, A., 2009. Anthropocene versus Holocene relative sea-level rise rates in the southern Bay of Biscay. *Geogaceta* 127–130.
- Leorri, E., A. Cearreta, G. Milne, 2012. Field observations and modeling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implications for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. *Quaternary Sci. Rev.*, 42, 59–73
- Le Pichon, X., Sibuet, J.-C., 1971. Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny. *Earth and Planetary Science Letters* 12, 83–88. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90058-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90058-6)
- Lericolais, G., Berné, S., & Féliès, H., 2001. Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Marine Geology* 175(1), 183–197.
- Leroyer, C., 1997. Homme, climat, végétation au tardi- et postglaciaire dans le bassin parisien: apports de l'étude palynologique des fonds de vallées. Thèse de Doctorat, Université de Paris I, 2 vols
- Lesourd, S., Lesueur, P., Fisson, C., Dauvin, J.-C., 2016. Sediment evolution in the mouth of the Seine estuary (France): A long-term monitoring during the last 150 years. *Comptes Rendus Geoscience, Coastal sediment dynamics* 348, 442–450. doi:10.1016/j.crte.2015.08.001
- Lespez, L., Clet-Pellerin, M., Davidson, R., Hermier, G., Carpentier, V., Cadot, J.-M., 2010. Middle to Late Holocene landscape changes and geoarchaeological implications in the marshes of the Dives estuary (NW France). *Quaternary International* 216, 23–40. doi:10.1016/j.quaint.2009.06.018
- Lesueur, P., Tastet, J.P., Marambat, L., 1996. Shelf mud fields formation within historical times: examples from offshore the Gironde estuary, France. *Continental Shelf Research* 16, 1849–1870. doi:10.1016/0278-4343(96)00013-1
- Lesueur, P., Jouanneau, J.-M., Boust, D., Tastet, J.-P., & Weber, O., 2001. Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud fields in the Bay of Biscay (France). *Continental Shelf Research*, 21(13–14), 1383–1401. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00004-8](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00004-8)
- Leventer, A., Domack, E., Dunbar, R., Pike, J., Stickley, C., Maddison, E., Brachfeld, S., Manley, P., McClennen, C., 2006. Marine sediment record from the East Antarctic margin reveals dynamics of ice sheet recession. *GSA Today* 16, 4. doi:10.1130/GSAT01612A.1
- Lewis, S.L., Maslin, M.A., 2015. Defining the Anthropocene. *Nature* 519, 171–180. doi:10.1038/nature14258
- Lherminier, P. et Thierry, V. 2015. The Reykjanes Ridge Experiment, <http://wwz.ifremer.fr>.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records: Pliocene-Pleistocene Benthic Stack. *Paleoceanography* 20, n/a-n/a. doi:10.1029/2004PA001071
- Loeblich, A.R., Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold, New-York.
- López-Belzunce, M., Blázquez, A. M., & Pretus, J. L., 2014. Recent benthic foraminiferal assemblages and their relationship to environmental variables on the shoreface and inner shelf off Valencia (Western Mediterranean). *Marine Environmental Research*, 101, 169–183. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2014.06.011>
- Lougheed, B. C., Filipsson, H.L., Snowball, I., 2013. Large spatial variations in coastal  $^{14}\text{C}$  reservoir age - A case study from the Baltic Sea. *Clim. Past* 9, 1015–1028. doi:10.5194/cp-9-1015-2013.
- Lougheed, B.C., Obrochta, S.P., Lenz, C., Mellström, A., Metcalfe, B., Muscheler, R., Reinholdsson, M., Snowball, I., Zillén, L., 2017. Bulk sediment  $^{14}\text{C}$  dating in an estuarine environment: How accurate can it be?: Estuarine Bulk Sediment  $^{14}\text{C}$  Dating. *Paleoceanography* 32, 123–131. doi:10.1002/2016PA002960
- Loyer, S., Lampert, L., Menesguen, A., Cann, P., & Labasque, T., 2006. Seasonal evolution of the nutrient pattern on Biscay Bay continental shelf over the years 1999–2000. *Scientia Marina*, 70(1), 31–46.
- Lyell, C., 1864. Address [to the British Association]. Taylor & Francis.

## M

- Magny, M., 2004. Holocene climatic variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations, and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113, pp. 65–79
- Magny, M., Galop, D., Bellintani, P., Desmet, M., Didier, J., Haas, J.N., Martinelli, N., Pedrotti, A., Scandolari, R., Stock, A., Vanni re, B., 2009. Late-Holocene climatic variability south of the Alps as recorded by lake-level fluctuations at Lake Ledro, Trentino, Italy. *The Holocene* 19, 575–589. doi:10.1177/0959683609104032
- Magny, M., Arnaud, F., Holzhauser, H., Chapron, E., Debret, M., Desmet, M., Leroux, A., Millet, L., Revel, M., Vanni re, B., 2010. Solar and proxy-sensitivity imprints on paleohydrological records for the last millennium in west-central Europe. *Quaternary Research* 73, 173–179. doi:10.1016/j.yqres.2009.11.006
- Maillet, G.M., Vella, C., Provansal, M., Sabatier, F., 2006. Connections between the Rhône River and its delta (part 2): changes in the Rhône delta coastline since the beginning of the 18<sup>th</sup> century. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2/2006, 125-140.
- Maillet, G.M., 2012. HALIOLOIRE1 cruise, RV Haliotis. doi.org/10.17600/12120050
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Karin Hufthammer, A., & H is eter, T., 2006. Marine <sup>14</sup>C reservoir ages for 19<sup>th</sup> century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 25(23–24), 3228–3245. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.03.010
- Mann, M.E., Jones, P.D., 2003. Global surface temperatures over the past two millennia: Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters* 30. doi:10.1029/2003GL017814
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F., 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326, 1256–1260. doi:10.1126/science.1177303
- Marcott, S. A., Shakun, J. D., Clark, P. U., & Mix, A. C., 2013. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, 339(6124), 1198-1201.
- Marguerie, D., 1992. Evolution de la végétation sous l’impact humain en Armorique du Néolithique aux périodes historiques. *Travaux du Laboratoire d’Anthropologie de Rennes*, 40, 313 p.
- Marmin, S., Lesueur, P., Dauvin, J. C., Samson, S., Tournier, P., Lavanne, A. G., ... & Thouroude, C., 2016. An experimental study on dredge spoil of estuarine sediments in the bay of seine (France): A morphosedimentary assessment. *Continental Shelf Research*, 116, 89-102.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garc s, B.L., Brauer, A., Mata, M.P., Delgado-Huertas, A., Dulski, P., 2009. The Iberian–Roman Humid Period (2600–1600 cal yr BP) in the Zo nar Lake varve record (Andalucía, southern Spain). *Quaternary Research* 71, 108–120. doi:10.1016/j.yqres.2008.10.004
- Martín-Puertas, C., Jimenez Espejo, F. J., Martínez-Ruiz, F., Nieto-Moreno, V., Rodrigo, M., Mata, M. P., & Valero-Garcés, B. L., 2010. Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. *Climate of the Past*, 6, 807–816. https://doi.org/10.5194/cp-6-807-2010
- Martínez-García, B., Pascual, A., Rodríguez-L zaro, J., & Bodego, A., 2013. Recent benthic foraminifers of the Basque continental shelf (Bay of Biscay, northern Spain): Oceanographic implications. *Continental Shelf Research*, 66, 105–122. https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.07.006
- Martin, G.B., Thorrold, S.R., Jones, C.M., 2004. Temperature and salinity effects on strontium incorporation in otoliths of larval spot ( *Leiostomus xanthurus* ). *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 61, 34–42. doi:10.1139/f03-143
- Martins, V., Jouanneau, J. M., Weber, O., & Rocha, F., 2006. Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian upwelling system. *Marine Micropaleontology*, 59(1), 35–55.
- Martins, V., Dubert, J., Jouanneau, J.-M., Weber, O., da Silva, E.F., Patinha, C., Alveirinho Dias, J.M., Rocha, F., 2007. A multiproxy approach of the Holocene evolution of shelf–slope circulation on the NW Iberian Continental Shelf. *Marine Geology* 239, 1–18. doi:10.1016/j.margeo.2006.11.001
- Mary, Y., Eynaud, F., Zaragosi, S., Malaiz e, B., Cremer, M., & Schmidt, S., 2015. High frequency environmental changes and deposition processes in a 2kyr-long sedimentological record from the Cap-Breton canyon (Bay of Biscay). *The Holocene*, 25(2), 348–365. https://doi.org/10.1177/0959683614558647

- Mary, Y., Eynaud, F., Colin, C., Rossignol, L., Brocheray, S., Mojtahid, M., Garcia, J., Peral, M., Howa, H., Zaragosi, S., Cremer, M., 2017. Changes in Holocene meridional circulation and poleward Atlantic flow: the Bay of Biscay as a nodal point. *Clim. Past* 13, 201–216. doi:10.5194/cp-13-201-2017
- Mayer, L. M., L. L. Schick, M. A. Allison, K. C. Ruttenberg, and S. J. Bentley, 2007. Marine vs. terrigenous matter in Louisiana coastal sediments: The uses of bromine:organic carbon ratios, *Mar. Chem.*, 107, 244–254, doi:10.1016/j.marchem.2007.07.007.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W.B., Prentice, M., 1997. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102, 26345–26366. doi:10.1029/96JC03365
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene Climate Variability. *Quaternary Research* 62, 243–255. doi:10.1016/j.yqres.2004.07.001
- Mazouz, R., Assani, A. A., & Rodríguez, M. A., 2013. Application of redundancy analysis to hydroclimatology: A case study of spring heavy floods in southern Québec (Canada). *Journal of Hydrology*, 496(Supplement C), 187–194. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.035>
- McCartney, M. S., & Talley, L. D., 1982. The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr*, 12(11), 1169–1188.
- McCartney, M. S., & Mauritzen, C., 2001. On the origin of the warm inflow to the Nordic Seas. *Progress in Oceanography*, 51(1), 125–214. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(01\)00084-2](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(01)00084-2)
- McCave, I. N., 1972. Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas. *Shelf Sediment Transport*, 225–248.
- McCormick, M.P., Thomason, L.W., Trepte, C.R., 1995. Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption. *Nature* 373 (6513), 399–404.
- McFadgen, B.G. 1982. Dating New Zealand archaeology by radiocarbon, *New Zealand Journal of Science* 25: 379–92. *New Zealand Journal of Science* 25, 379–392.
- McGowan, S.A., Baker, R.G., 2014. How past sea-level changes can inform future planning: A case study from the Macleay River estuary, New South Wales, Australia. *The Holocene* 0959683614544055. doi:10.1177/0959683614544055
- Meehl, G.A., Arblaster, J.M., Branstator, G., van Loon, H., 2008. Coupled air-sea response mechanism to solar forcing in the Pacific region. *J. Climatol.* 21, 12883–12897.
- Melis R., Covelli S., 2013. Distribution and morphological abnormalities of recent foraminifera in the Marano and Grado Lagoon (North Adriatic Sea, Italy). *Mediterranean Marine Science*, 14/1, 432–450.
- Mellalieu, S.J., Massé, L., Coquillas, D., Alfonso, S., Tastet, J.P., 2000. Holocene development of the east bank of the Gironde Estuary: geoarchaeological investigation of the Saint Ciers-sur-Gironde marsh. *Geological Society, London, Special Publications* 175, 317–341.
- Menier D., 2004. Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique, Doctorat de l'université de Bretagne Sud, n°110, 202 p. ISBN : 2-914375-21-2. pp.
- Menier, D., Raynaud, J.-Y., Proust, J.-N., Guillocheau, F., Gunennoc, P., Bonnet, S., Tessier, B., Gouert, E., 2006. Basement control on shaping and infilling of valleys incised at the southern coast of Brittany, France. *SEPM Spec. Pub., Incised Valleys in time and space*.
- Menier, D., Tessier, B., Proust, J. N., Baltzer, A., Sorrel, P., & Traini, C., 2010. The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181(2), 115–128.
- Menier, D., Augris, C., Briand, C. (Eds.), 2014. *Les réseaux fluviaux anciens du plateau continental de Bretagne Sud*. Ed. Quae, Versailles.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M., 2000. Coherent High- and Low-Latitude Climate Variability During the Holocene Warm Period. *Science* 288, 2198–2202. doi:10.1126/science.288.5474.2198
- Meybeck, M., Cauwet, G., Dessery, S., Somville, M., Gouleau, D., Billen, G., 1988. Nutrients (organic C, P, N, Si) in the eutrophic River Loire (France) and its estuary. *Estuar Coastal Shelf Sci* 1988;27:595–624.
- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.-C., Saint-Paul, J., 1998. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18, 251–255. doi:10.1007/s003670050076

- Migniot, C., 1993. Bilan de l'Hydrologie et de l'hydrosédimentaire de l'estuaire de la Loire au cours des deux dernières décennies. A.P.E.E.L., Charenton-Le-Pont, France, 210 p.
- Milankovitch, M., 1920. Théorie Mathématique des Phénomènes Thermiques produits par la Radiation Solaire. Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagred. Gauthier-Villars, Paris.
- Milliman, J.D. and Ren, M., 1995. River flux to the sea: impact of human intervention on river systems and adjacent coastal area. In Eisma (ed.), *Climate Change: impact on coastal habitation*, CRC Press., Boca Raton (Florida), 57-83.
- Mojtahid, M., Jorissen, F.J., Garcia, J., Schiebel, R., Michel, E., Eynaud, F., Gillet, H., Cremer, M., Diz Ferreiro, P., Siccha, M., Howa, H., 2013. High resolution Holocene record in the southeastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals. *Palaeogeogr. Palaeoecol.* 377, 28–44. doi:10.1016/j.palaeo.2013.03.004.
- Milliman, J.D., 2001. Delivery and fate of fluvial water and sediment to the sea: a marine geologist's view of European rivers. *Scientia Marina*, 65 (suppl. 2), 121-132
- Moberg, A., Sonechkin, D.M., Holmgren, K., Datsenko, N.M., Karlén, W., 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature* 433, 613–617. doi:10.1038/nature03265
- Mojtahid, M., Jorissen, F., Lansard, B., Fontanier, C., Bombled, B., Rabouille, C., 2009. Spatial distribution of live benthic foraminifera in the Rhône prodelta: Faunal response to a continental–marine organic matter gradient. *Marine Micropaleontology* 70, 177–200. doi:10.1016/j.marmicro.2008.12.006
- Mojtahid, M., Griveaud, C., Fontanier, C., Anschutz, P., Jorissen, F.J., 2010. Live benthic foraminiferal faunas along a bathymetrical transect (140–4800m) in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Revue de micropaléontologie* 53, 139–162.
- Mojtahid, M., Jorissen, F.J., Garcia, J., Schiebel, R., Michel, E., Eynaud, F., Gillet, H., Cremer, M., Diz Ferreiro, P., Siccha, M., Howa, H., 2013. High resolution Holocene record in the southeastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 377, 28–44. doi:10.1016/j.palaeo.2013.03.004
- Mojtahid, M., Manceau, R., Schiebel, R., Hennekam, R., de Lange, G.J., 2015. Thirteen thousand years of southeastern Mediterranean climate variability inferred from an integrative planktic foraminiferal-based approach. *Paleoceanography* 30, 402–422. doi:10.1002/2014PA002705
- Mojtahid, M., Geslin, E., Coynel, A., Gorse, L., Vella, C., Davranche, A., Zozzolo, L., Blanchet, L., Bénéteau, E., Maillet, G., 2016. Spatial distribution of living (Rose Bengal stained) benthic foraminifera in the Loire estuary (western France). *Journal of Sea Research, Recent and past sedimentary, biogeochemical and benthic ecosystem evolution of the Loire Estuary (Western France)* 118, 1–16. doi:10.1016/j.seares.2016.02.003
- Monnier, J.-L., Jumel, G., Jumel, A., 1981. Le Paléolithique inférieur de la cote 42 à St-Malo-de-Phily (Ile et Vilaine): stratigraphie et industrie. – *Bull. Soc. Préhist. Française*, 72, 317-382.
- Moodley, L., Hess, C., 1992. Tolerance of Infaunal Benthic Foraminifera for Low and High Oxygen Concentrations. *Biol. Bull.* 183, 94–98. doi:10.2307/1542410
- Moodley, L., Boschker, H., Middelburg, J., Pel, R., Herman, P., de Deckere, E., Heip, C., 2000. Ecological significance of benthic foraminifera: 13C labelling experiments. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 202, 289–295. doi:10.3354/meps202289
- Moodley, L., Middelburg, J., Boschker, H., Duineveld, G., Pel, R., Herman, P., Heip, C., 2002. Bacteria and Foraminifera: key players in a short-term deep-sea benthic response to phytodetritus. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 236, 23–29. doi:10.3354/meps236023
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, Ó., Engstrom, D.R., López-Vicente, M., Navas, A., Soto, J., 2011. Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology* 46, 423–452. doi:10.1007/s10933-009-9346-3
- Morellón, M., Pérez-Sanz, A., Corella, J.P., Büntgen, U., Catalán, J., González-Sampériz, P., González-Trueba, J.J., López-Sáez, J.A., Moreno, A., Pla-Rabes, S., Saz-Sánchez, M. á., Scussolini, P., Serrano, E., Steinhilber, F., Stefanova, V., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B., 2012. A multi-proxy perspective on millennium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Climate of the Past* 8, 683–700. doi:10.5194/cp-8-683-2012

- Moreno, J., Fatela, F., Leorri, E., De la Rosa, J.M., Pereira, I., Araújo, M.F., Freitas, M.C., Corbett, D.R., Medeiros, A., 2014. Marsh benthic Foraminifera response to estuarine hydrological balance driven by climate variability over the last 2000 yr (Minho estuary, NW Portugal). *Quatern. Res.* 82, 318–330. doi:10.1016/j.yqres.2014.04.014
- Morley, A., Rosenthal, Y., & deMenocal, P., 2014. Ocean-atmosphere climate shift during the mid-to-late Holocene transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 18–26. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.039>
- Moros, M., Emeis, K., Risebrobakken, B., Snowball, I., Kuijpers, A., McManus, J., & Jansen, E., 2004. Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: climate influences on northern Europe and Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 23(20–22), 2113–2126.
- Morris, R. K. A., & Mitchell, S. B., 2013. Has Loss of Accommodation Space in the Humber Estuary Led to Elevated Suspended Sediment Concentrations? *Journal of Frontiers in Construction Engineering*, 2(1), 1–9.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1974. Variation de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. PhD thesis University of Rennes 1, p. 208
- Mougani, B., 1982. Redistribution des sédiments consécutive à des travaux d'aménagement: dépôt de dragage sur le banc de Bilho dans l'estuaire de la Loire. PhD thesis University of Nantes, p. 143.
- Mouret, A., Anschutz, P., Deflandre, B., Chaillou, G., Hyacinthe, C., Deborde, J., Etcheber, H., Jouanneau, J.-M., Grémare, A., Lecroart, P., 2010. Oxygen and organic carbon fluxes in sediments of the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 57, 528–540. doi:10.1016/j.dsr.2009.12.009
- Murray, J. W., 1991. Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Longman Scientific and Technical.
- Murray, J. W., 2006. Ecology And Applications of Benthic Foraminifera. Cambridge University Press.
- Murray, J.W., Hawkins, A.B., 1976. Sediment transport in the Severn Estuary during the past 8,000 – 9,000 years. *J. Geol. Soc.*, London 132, 385–398.
- Murray, J.W., Alve, E., 2000. Major Aspects of Foraminiferal Variability (standing Crop and Biomass) on a Monthly Scale in an Intertidal Zone. *Journal of Foraminiferal Research* 30, 177–191. doi:10.2113/0300177

## N

- NASA Ocean Biology (OB.DAAC), 2014. Mean annual sea surface temperature for the period 2009-2013 (composite dataset created by UNEP-WCMC). Data obtained from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Ocean Colour website (NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA). Accessed 28/11/2014. URL: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3>. Cambridge (UK): UNEP World Conservation Monitoring Centre. URL: <http://data.unep-wcmc.org/datasets/36>.
- Naughton, F., Bourillet, J. F., Sánchez Goñi, M. F., Turon, J. L., & Jouanneau, J. M., 2007. Long-term and millennial-scale climate variability in northwestern France during the last 8850 years. *The Holocene*, 17(7), 939–953.
- Nehlig, P., 2010. Géologie du bassin de la Loire. *Geosciences* 10–23.
- Nichols, M.M. & Biggs, R.B., 1985. Estuaries : In : Coastal Sedimentary Environments (Ed by R.A Davis). pp. 77-125.
- Nielsen, S.H.H., Koç, N., Crosta, X., 2004. Holocene climate in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Controlled by insolation or oceanic circulation? *Geology* 32, 317. doi:10.1130/G20334.1
- Nittrouer, C. A. N. (Edited, Austin, J. A., Field, M. E., Kravitz, J. H., Syvitski, J. P. M., & Wiberg, P. L., 2007). Continental margin sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy (Wiley). Malden, MA: Charles A. Nittrouer, James A. Austin, Michael E. Field, Joseph H. Kravitz, James P. M. Syvitski, and Patricia L. Wiberg. <https://doi.org/10.1002/9781444304398>
- Nizou, J., Hanebuth, T. J. J., & Vogt, C., 2011. Deciphering signals of late Holocene fluvial and aeolian supply from a shelf sediment depocentre off Senegal (north-west Africa). *Journal of Quaternary Science*, 26(4), 411–421. <https://doi.org/10.1002/jqs.1467>
- Noël, H., Garbolino, E., Brauer, A., Lallier-Vergès, E., de Beaulieu, J.-L., Disnar, J.-R., 2001. Human impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology* 25, 229–244.

## O

- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I., 1995. Complexity of Holocene Climate as Reconstructed from a Greenland Ice Core. *Science* 270, 1962–1964.

- Ólafsdóttir, S., Jennings, A. E., Geirsdóttir, Á., Andrews, J., & Miller, G. H., 2010. Holocene variability of the North Atlantic Irminger current on the south-and northwest shelf of Iceland. *Marine Micropaleontology*, 77(3–4), 101–118.
- Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience* 5, 808–812. doi:10.1038/ngeo1589
- Olsen, J., Ascough, P., Loughheed, B.C., Rasmussen, P., 2017. Radiocarbon Dating in Estuarine Environments, in: Weckström, K., Saunders, K.M., Gell, P.A., Skilbeck, C.G. (Eds.), *Applications of Paleoenvironmental Techniques in Estuarine Studies*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 141–170. doi:10.1007/978-94-024-0990-1\_7
- OSPAR Commission, J. M., 2010. Background document on maerl beds (No. 491/2010) (p. 34). Retrieved from [https://www.researchgate.net/publication/230661931\\_Background\\_document\\_on\\_maerl\\_beds](https://www.researchgate.net/publication/230661931_Background_document_on_maerl_beds)
- Ottmann, F., Alix, Y., Limasset, O., 1968. Sur le lit ancien de la Loire, dans son cours inférieur. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1, 2, p. 27-56.
- Ouguerram, A., Visset, L., 2001a. Paysages et interactions homme/milieu dans la moyenne vallée de l’Erdre du Néolithique aux Epoques actuelles, étude pollinique du marais de Lisle. *Annales de Bretagne et des Pays de l’Ouest Anjou, Maine, Touraine*, 108, 129–146
- Ouguerram, A., Visset, L., 2001b. Palynologie de la tourbière de Nay dans la vallée de l’Erdre, affluent de la Loire (Massif armoricain, France) : histoire de la végétation et du peuplement humain. *Journal Botanique de la Société botanique de France*, 13, 35–45
- ## P
- Pairaud, I.L., Lyard, F., Auclair, F., Letellier, T., Marsaleix, P., 2008. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 1: Barotropic tides. *Continental Shelf Research* 28, 1294–1315.
- Pairaud, I.L., Auclair, F., Marsaleix, P., Lyard, F., Pichon, A., 2010. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 2: Baroclinic tides. *Continental Shelf Research* 30, 253–269.
- Panieri, G., Gamberi, F., Marani, M., & Barbieri, R., 2005. Benthic foraminifera from a recent, shallow-water hydrothermal environment in the Aeolian Arc (Tyrrhenian Sea). *Marine Geology*, 218(1–4), 207–229. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.04.002>
- Parnell, A. C., Haslett, J., Allen, J. R. M., Buck, C. E., Huntley, B., 2008. A flexible approach to assessing synchronicity of past events using Bayesian reconstructions of sedimentation history. *Quaternary Science Reviews*, 27(19–20), 1872–1885.
- Pascual, A., Rodriguez-Lazaro, J., Martín-Rubio, M., Jouanneau, J.-M., & Weber, O., 2008. A survey of the benthic microfauna (foraminifera, Ostracoda) on the Basque shelf, southern Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems*, 72(1–4), 35–63. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.05.015>
- Pawlowski, J., Holzmann, M., Berney, C., Fahrni, J., Gooday, A.J., Cedhagen, T., Habura, A., Bowser, S.S., 2003. The evolution of early Foraminifera. *PNAS* 100, 11494–11498. doi:10.1073/pnas.2035132100
- Peliz, Á., Dubert, J., Santos, A. M. ., Oliveira, P. B., & Le Cann, B., 2005. Winter upper ocean circulation in the Western Iberian Basin—Fronts, Eddies and Poleward Flows: an overview. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52(4), 621–646.
- Pena, L. D., Francés, G., Diz, P., Esparza, M., Grimalt, J. O., Nombela, M. A., & Alejo, I., 2010. Climate fluctuations during the Holocene in NW Iberia: High and low latitude linkages. *Continental Shelf Research*, 30(13), 1487–1496. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.05.009>
- Perillo, G.M., 1995. Definition and geomorphologic classifications of estuaries In: Perillo, G.M.E. (Eds.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*, Development in Sedimentology 53, Elsevier Science BV, Amsterdam, pp. 17–47
- Peterson, L.C., Haug, G.H., Murray, R.W., Yarincik, K.M., King, J.W., Bralower, T.J., Kameo, K., Pearce, R.B., 2000. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation at ODP Site 1002, Cariaco Basin (Venezuela), in: Leckie, R.M., Sigurdsson, H., Acton, G.D. (Eds.), *Procs of ODP Scientific Results. Vol.165. Caribbean Ocean History and the Cretaceous/Tertiary Boundary Event: Covering Leg 165 of the Cruises of the DV “Joides Resolution”*, Miami, FA, to San Juan, Puerto Rico, Sites 998-1002, 19 Dec 1995- 15 Feb 1996. Texas A & M University Ocean Drilling Program, pp. 85–99.



- Philippsen, B., 2013. The freshwater reservoir effect in radiocarbon dating. *Heritage Science* 1, 24. doi:10.1186/2050-7445-1-24
- Piña-Ochoa, E., Koho, K.A., Geslin, E., Risgaard-Petersen, N., 2010. Survival and life strategy of the foraminiferan *Globobulimina turgida* through nitrate storage and denitrification. *Mar Ecol Prog Ser.*, 417, 39–49. doi:10.3354/meps08805.
- Pingree, R.D., Le Cann, B., 1990. Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 70, 857–885.
- Pingree, R. D., & Le Cann, B., 1992. Three anticyclonic Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(7–8), 1147–1175.
- Pingree, R. D., & Le Cann, B., 1989. Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Progress in Oceanography*, 23(4), 303–338.
- Pinot, J.P., 1974. Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental : Etude géomorphologique, Université de Brest.
- Poirier, C., 2010. Enregistrements sédimentaires des changements environnementaux séculaires à millénaires par la micro- et la macrofaune benthiques littorales (phdthesis). Université de La Rochelle.
- Poirier, C., Poitevin, C., Chaumillon, É., 2016. Comparison of estuarine sediment record with modelled rates of sediment supply from a western European catchment since 1500. *Comptes Rendus Geoscience* 348, 479–488. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.02.009>
- Poirier, C., Chaumillon, E., Renaud, F., 2011. Siltation of river-influenced coastal environments: Respective impact of late Holocene land use and high-frequency climate changes. *Marine Geology* 290, 51–62. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.10.008>
- Pollard, R. T., & Pu, S., 1985. Structure and circulation of the upper Atlantic Ocean northeast of the Azores. *Progress in Oceanography*, 14, 443–462.
- Posamentier, H. W., & Vail, P. R., 1988. Eustatic control on clastic sedimentation II-sequence and systems tract models. In: *Sea Level Changes: An Integrated Approach* (Ed by Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Ross, C.A.). SEPM Publication 42, Tulsa, pp. 125-154.
- Prigent, D., Visset, L., Morzadec-Kerfourn, M.T., Lautridou, J.P., 1983. Human occupation of the submerged coast of the Massif Armoricaïn and postglacial sea level changes. In *Symposium Proceedings of La Jolla (Californie). Quaternary coastlines*. Academic press 303–324.
- Pritchard, D. W., 1955. Estuarine circulation patterns. *Proceeding of the American Society of Civil Engineers*, 717-727.
- Pritchard, D.W., 1960. Lectures on estuarine oceanography. B. Kinsman (Editor). J. Hopkins University., pp. 154
- Pritchard D, 1967. Observation of circulation in coastal plain estuaries. In: *Estuaries* (Ed by Lauff GH.). Washington, DC: American Association for the Advancement of Science; p. 3–5.
- Pritchard, D., Hogg, A.J., Roberts, W., 2002. Morphological modelling of intertidal mudflats: the role of cross-shore tidal currents. *Continental Shelf Research, Proceedings from the Tenth Biennial Conference on the Physics of Estuaries and Coastal Seas* 22, 1887–1895. doi:10.1016/S0278-4343(02)00044-4
- Proust, J.-N., Menier, D., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Rouby, D., Le Corre, C., 2001. Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine; nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pleistocène armoricaïn. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, 737–749. doi:10.2113/172.6.737
- Proust, J.N., Renault, M., Guennoc, P., Thion, I., 2010. Sedimentary architecture of the Loire River drowned valleys of the French Atlantic shelf. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 129–149. doi:10.2113/gssgfbull.181.2.129
- Puillat, I., Lazure, P., Jégou, A. M., Lampert, L., & Miller, P. I., 2004. Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990s. *Continental Shelf Research*, 24(10), 1143–1163. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.02.008>

## R

- Rahmstorf, S., 2003. Timing of abrupt climate change: A precise clock: TIMING OF ABRUPT CLIMATE CHANGE. *Geophysical Research Letters* 30, n/a-n/a. doi:10.1029/2003GL017115
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K.,

- Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res.* 111, D06102. doi:10.1029/2005JD006079
- Raybaud, V., Beaugrand, G., Goberville, E., Delebecq, G., Destombe, C., Valero, M., ... Gevaert, F., 2013. Decline in Kelp in West Europe and Climate. *PLoS ONE*, 8(6). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0066044>
- Rea, D. K. and Colman, S. M., 1995. Radiocarbon ages of pre-bomb clams and the hard-water effect in Lakes Michigan and Huron. *J. Paleolimn.*, 14: 89-91.
- Reaves, C.M., 1986. Organic matter metabolizability and calcium carbonate dissolution in nearshore marine muds. *J. of Sediment. Petrol.*, 56, 486-494.
- Raybaud, V., Beaugrand, G., Goberville, E., Delebecq, G., Destombe, C., Valero, M., Davoult, D., Morin, P., Gevaert, F., 2013. Decline in Kelp in West Europe and Climate. *PLoS One* 8. doi:10.1371/journal.pone.0066044
- Reichelt-Brushett, A., Clark, M., Birch, G., 2017. Physical and Chemical Factors to Consider when Studying Historical Contamination and Pollution in Estuaries, in: Weckström, K., Saunders, K.M., Gell, P.A., Skilbeck, C.G. (Eds.), *Applications of Paleoenvironmental Techniques in Estuarine Studies*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 239–276. doi:10.1007/978-94-024-0990-1\_10
- Reimer, P. J., Brown, T. A., and Reimer, R. W. 2004. Discussion: Reporting and calibration of Post-Bomb 14C Data. *Radiocarbon* 46, 1299-1304.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., Plicht, J. van der, 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887. doi:10.2458/azu\_js\_rc.55.16947.
- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1973. *Depositional Sedimentary Environments*, 1st ed. Springer Verlag, New York, 439p.
- Relexans, J.C., Meybeck, M., Billen, G., Brugeaille, M., Etcheber, H., Somville, M., 1988. Algal and microbial processes involved in particulate organic matter dynamics in the Loire estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 27, 625–644. [http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714\(88\)90072-8](http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714(88)90072-8).
- Rimbu, N., Lohmann, G., Kim, J. H., Arz, H. W., & Schneider, R., 2003. Arctic/North Atlantic Oscillation signature in Holocene sea surface temperature trends as obtained from alkenone data. *Geophysical Research Letters*, 30, 6.
- Robbins, J., Krezoski, J., Mozley, S., 1977. Radioactivity in sediments of the Great Lakes: Post-depositional redistribution by deposit-feeding organisms. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 325–333. doi:10.1016/0012-821X(77)90217-5
- Roberts, N. L., Piotrowski, A. M., Elderfield, H., Eglinton, T. I., & Lomas, M. W., 2012. Rare earth element association with foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 94, 57–71. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.07.009>
- Robock, A., 2000. Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.* 38 (2), 191–219
- Ruddiman, W., 2003. The Anthropogenic Greenhouse Era Began Thousands of Years Ago. *Climatic Change* 61, 261–293. doi:10.1023/B:CLIM.0000004577.17928.fa
- Ruddiman, W., McIntyre, A., 1981. The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 35, 145–214. doi:10.1016/0031-0182(81)90097-3
- Ruddiman, W., Ellis, E.C., Kaplan, J.O., Fuller, D.Q., 2015. Defining the epoch we live in. *Science* 348, 38–39. doi:10.1126/science.aaa7297
- Ryan A. D., Heap A. D., Radke, L., & Heggie, D.T, 2003. Conceptual models of Australia’s estuaries and coastal waterways: Applications for coastal resource management. *Geoscience Australia, Record* 2003/09, pp. 136.
- S**
- Saarni, S., Muschitiello, F., Weege, S., Brauer, A., Saarinen, T., 2016. A late Holocene record of solar-forced atmospheric blocking variability over Northern Europe inferred from varved lake sediments of Lake Kuninkaisenlampi. *Quaternary Science Reviews* 154, 100–110. doi:10.1016/j.quascirev.2016.10.019
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., Von Grafenstein, U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77, 1–11. doi:10.1016/j.yqres.2011.09.002

- Sanchez, M. Delanoë, Y., 2006. L'envasement dans différents ports de Loire-Atlantique. Actes des IX<sup>èmes</sup> Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier, 12-14 septembre 2006, Brest, pp 419-430.
- Sarafanov, A., 2009. On the effect of the North Atlantic Oscillation on temperature and salinity of the subpolar North Atlantic intermediate and deep waters. *ICES Journal of Marine Science*, 66(7), 1448–1454. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsp094>
- Sarafanov, A., Mercier, H., Falina, A., Sokov, A., & Lherminier, P., 2010. Cessation and partial reversal of deep water freshening in the northern North Atlantic: observation-based estimates and attribution. *Tellus A*, 62(1), 80–90. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00418.x>
- Saraswat, R., Nigam, R., & Pachkhande, S., 2011. Difference in optimum temperature for growth and reproduction in benthic foraminifer *Rosalina globularis*: Implications for paleoclimatic studies. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 405(1–2), 105–110. <https://doi.org/10.1016/j.jembe.2011.05.026>
- Schäfer, J., Blanc, G., Lapaquellerie, Y., Maillet, N., Maneux, E., Etcheber, H., 2002. Ten-year observation of the Gironde tributary fluvial system: fluxes of suspended matter, particulate organic carbon and cadmium. *Marine Chemistry* 79, 229–242.
- Schilman, B., Bar-Matthews, M., Almogi-Labin, A., & Luz, B., 2001. Global climate instability reflected by Eastern Mediterranean marine records during the late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 176(1–4), 157–176. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00336-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00336-4)
- Schmidt, D. N., Renaud, S., Bollmann, J., Schiebel, R., & Thierstein, H. R., 2004. Size distribution of Holocene planktic foraminifer assemblages: biogeography, ecology and adaptation. *Marine Micropaleontology*, 50(3–4), 319–338. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(03\)00098-7](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(03)00098-7)
- Schmidt, S., Howa, H., Diallo, A., Martín, J., Cremer, M., Duros, P., Fontanier, C., Deflandre, B., Metzger, E., Mulder, T., 2014. Recent sediment transport and deposition in the Cap-Ferret Canyon, South-East margin of Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 104, 134–144. doi:10.1016/j.dsr2.2013.06.004
- Schnitker, D., 1974. West Atlantic abyssal circulation during the past 120,000 years. *Nature*, 248 (5447): 385-387.
- Schnitker, D., 1980. Quaternary deep-sea benthic foraminifers and bottom water masses. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 8, 343-370.
- Schönfeld, J., 2002. Recent benthic foraminiferal assemblages in deep high-energy environments from the Gulf of Cadiz (Spain). *Marine Micropaleontology*, 44(3–4), 141–162. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(01\)00039-1](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(01)00039-1)
- Schröder-Adams, C.J., 2006. Estuaries of the past and present: A biofacies perspective. *Sedimentary Geology*, 190, 289-298.
- Schulz, M., Mudelsee, M., 2002. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences* 28:421-426.
- Schulz, M., Prange, M., & Klocker, A., 2007. Low-frequency oscillations of the Atlantic Ocean meridional overturning circulation in a coupled climate model. *Clim. Past*, 3(1), 97–107. <https://doi.org/10.5194/cp-3-97-2007>
- Scott, D.B., Medioli, F.S., 1980. Quantitative studies of marsh foraminiferal distributions in Nova Scotia: implications for sea level studies. *Special Publication - Cushman Foundation for Foraminiferal Research* 17, 58 pp.
- Sen Gupta, B.K., Machain-Castillo, M.L., 1993. Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats *Mar. Micropal.*, 20: 183-201.
- Sen Gupta, B.K., 1999. Systematics of modern Foraminifera, in: Sen Gupta, B. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 7–36.
- Serpette, A., Le Cann, B., Colas, F., 2006. Lagrangian circulation of the North Atlantic Central Water over the abyssal plain and continental slopes of the Bay of Biscay: description of selected mesoscale features. *Scientia Marina* 70, 27–42.
- Sherwin, T. J., Read, J. F., Holliday, N. P., & Johnson, C., 2012. The impact of changes in North Atlantic Gyre distribution on water mass characteristics in the Rockall Trough. *ICES Journal of Marine Science*, 69(5), 751–757. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsr185>
- Shindell, D.T., Schmidt, G.A., Mann, M.E., Faluvegi, G., 2004. Dynamic winter climate response to large tropical volcanic eruptions since 1600. *Journal of Geophysical Research* 109, D05104. doi:10.1029/2003JD004151.
- Shorthouse, C. A., Arnell, N. W. 1997. Spatial and temporal variability in European river flows and the North Atlantic Oscillation. *FRIEND '97: IAHS Publ.* 246, 77–85.

- Six, D., Reynaud, L., Letréguilly, A., 2001. Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 333, 693–698. doi:10.1016/S1251-8050(01)01697-4
- Sliter, W. V., 1965. Laboratory Experiments on the Life Cycle and Ecologic Controls of *Rosalina globularis* d'Orbigny. *The Journal of Protozoology*, 12(2), 210–215. <https://doi.org/10.1111/j.1550-7408.1965.tb01838.x>
- Soares, C., Sobral P., 2009. Bioturbation and erodibility of sediments from the Tagus estuary. *J. Coastal Res.* 56, 1429–1433.
- SOGREAH, 2006. Mission d'étude, d'approfondissement et d'évaluation de scénarios visant à améliorer le fonctionnement hydrosédimentaire de l'estuaire de la Loire, Tome 1, Analyse historique. GIP Loire Esuaire, 138 p.
- Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schüssler, M., Beer, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431, 1084–1087. doi:10.1038/nature02995
- Solignac, S., de Vernal, A., & Hillaire-Marcel, C., 2004. Holocene sea-surface conditions in the North Atlantic—contrasted trends and regimes in the western and eastern sectors (Labrador Sea vs. Iceland Basin). *Quaternary Science Reviews*, 23(3–4), 319–334. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.003>
- Solomina, O., Haeberli, W., Kull, C., Wiles, G., 2008. Historical and Holocene glacier–climate variations: General concepts and overview. *Global and Planetary Change* 60, 1–9. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.02.001
- Solomina, O.N., Bradley, R.S., Hodgson, D.A., Ivy-Ochs, S., Jomelli, V., Mackintosh, A.N., Nesje, A., Owen, L.A., Wanner, H., Wiles, G.C., Young, N.E., 2015. Holocene glacier fluctuations. *Quaternary Science Reviews* 111, 9–34. doi:10.1016/j.quascirev.2014.11.018
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N., & Mouazé, D., 2009. Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quaternary Science Reviews*, 28(5–6), 499–516. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.009>
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Baltzer, A., Bouaouina, F., Proust, J. N., ... & Traini, C., 2010. Sedimentary archives of the French Atlantic coast (inner Bay of Vilaine, south Brittany): Depositional history and late Holocene climatic and environmental signals. *Continental Shelf Research* 30(10), 1250–1266.
- Sorrel, P., Debret, M., Billeaud, I., Jaccard, S. L., McManus, J. F., & Tessier, B., 2012. Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. *Nature Geoscience*, 5(12), 892–896. <https://doi.org/10.1038/ngeo1619>
- de Souza, M.C., Angulo, R.J., Assine, M.L., de Castro, D.L., 2012. Sequence of facies at a Holocene storm-dominated regressive barrier at Praia de Leste, southern Brazil. *Marine Geology* 291–294, 49–62. doi:10.1016/j.margeo.2011.10.009
- Spalding, H. L., 2002. Distribution and abundance of deep water macroalgae in central California | Digital Commons of Moss Landing Marine Laboratories. San Francisco State University. Retrieved from <http://islandora.mlml.calstate.edu/islandora/object/islandora%3A1665>
- Spencer, C. D., Plater, A. J., & Long, A. J., 1998. Rapid coastal change during the mid- to late Holocene: the record of barrier estuary sedimentation in the Romney Marsh region, southeast England. *The Holocene*, 8(2), 143–163. <https://doi.org/10.1191/095968398673197622>
- Spindler, M., 1980. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie, Geologie Und Paläontologie, Monatshefte*, 9, 569–580.
- Srivastava, S.P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J., Macnab, R., 1990. Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature* 344, 756–759. <https://doi.org/10.1038/344756a0>
- Staines-Urías, F., Kuijpers, A., & Korte, C., 2013. Evolution of subpolar North Atlantic surface circulation since the early Holocene inferred from planktic foraminifera faunal and stable isotope records. *Quaternary Science Reviews*, 76, 66–81. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.06.016>
- Steffen, W., Crutzen, P.J., McNeill, J.R., 2007. The Anthropocene: Are Humans Now Overwhelming the Great Forces of Nature. *AMBIO: A Journal of the Human Environment* 36, 614–621. doi:10.1579/0044-7447(2007)36[614:TAAHNO]2.0.CO;2
- Steinhilber, F., Abreu, J.A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., Heikkilä, U., Kubik, P.W., Mann, M., McCracken, K.G., Miller, H., Miyahara, H., Oerter, H., Wilhelms, F., 2012. 9,400 Years of cosmic radiation and solar activity from Ice cores and tree rings. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 109, 5967e5971.

- Stéphan, P., Goslin, J., 2014. Evolution du niveau marin relatif à l'Holocène le long des côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche : réactualisation des données par la méthode des « sea-level index points » *Quaternaire*, 25 (4), 295–312
- Stephenson, D.B., Wanner, H., Bronnimann, S., Luterbacher, J., 2003. The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Monograph-American Union* 134, 37–50
- Stiger-Pouvreau, V., Jégou, C., Cerantola, S., Guérard, F., & Lann, K., 2014. Phlorotannins in sargassaceae species from Brittany (France): Interesting molecules for ecophysiological and valorisation purposes. *Advances in Botanical Research*, 71, 379–411. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-408062-1.00013-5>
- Stothers, R.B., 1984. The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath. *Science* 224 (4654), 1191–1198.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended 14C Data Base and Revised Calib 3.0 14C Age Calibration Program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W., 2017, CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org>,
- Sutton, R.T., Hodson, D.L.R., 2005. Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. *Science* 309, 115–118. doi:10.1126/science.1109496
- Syvitski, J. P., Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J., & Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308 (5720), 376–380.

## T

- Talke, S.A., de Swart, H.E., de Jonge, V.N., 2009. An Idealized Model and Systematic Process Study of Oxygen Depletion in Highly Turbid Estuaries. *Estuar Coast*. 32, 602–620. doi:10.1007/s12237-009-9171-y
- Ters, M., 1973. Les variations du niveau marin depuis 10000 ans, le long du littoral atlantique français. 9e Congrès INQUA, suppl. Bull. A.F.E.Q., p. 114–135.
- Ters, M., 1986. Variations in Holocene sea level on the French Atlantic coast and their climatic significance M.R. Rampino, J.E. Sanders, W.S. Newman, L.K. Königsson (Eds.), *Climate: History, Periodicity and Predictability*, Van Nostrand Reinhold, New York (1986), pp. 204–237
- Ters, M., Fara, A., 1968. Sur quelques gisements de haut niveau marin entre la Loire et la Sèvre niortaise. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 5, 19–43. doi:10.3406/quate.1968.1074
- Ters, M., Planchais, N., & Azema, C., 1968. L'évolution de la basse vallée de la Loire, à l'aval de Nantes, à la fin du Würm et pendant la transgression flandrienne. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 5(3), 217–246. <https://doi.org/10.3406/quate.1968.1087>
- Tessier, B., 1993. Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): Perspectives for paleoreconstruction. *Marine Geology* 110, 355–367. doi:10.1016/0025-3227(93)90093-B
- Tessier, B., 2012. Stratigraphy of Tide-Dominated Estuaries, in: *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, Dordrecht, pp. 109–128. doi:10.1007/978-94-007-0123-6\_6
- Tessier, B., Archer, A.W., Lanier, W.P., Feldman, H.R., 1995. Comparison of Ancient Tidal Rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with Modern Analogues (the Bay of Mont-Saint-Michel, France), in: Flemming, B.W., Bartholom, A. (Eds.), *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, pp. 259–271. doi:10.1002/9781444304138.ch17
- Tessier, B., Billeaud, I., Lesueur, P., 2010a. Stratigraphic organisation of a composite macrotidal wedge: the Holocene sedimentary infilling of the Mont-Saint-Michel Bay (NW France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181(2), 99–113.
- Tessier, B., Delsinne, N., & Sorrel, P., 2010b. Holocene sedimentary infilling of a tide-dominated estuarine mouth. The example of the macrotidal Seine estuary (NW France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(2), 87–98.
- Thibault de Chanvalon, A., Metzger, E., Mouret, A., Cesbron, F., Knoery, J., Rozuel, E., Launeau, P., Nardelli, M.P., Jorissen, F.J., Geslin, E., 2015. Two-dimensional distribution of living benthic foraminifera in anoxic sediment layers of an estuarine mudflat (Loire Estuary, France). *Biogeosciences* 12, 6219–6234. doi:10.5194/bg-12-6219-2015
- Thibault de Chanvalon, A., Mouret, A., Knoery, J., Geslin, E., Péron, O., Metzger, E., 2016. Manganese, iron and phosphorus cycling in an estuarine mudflat, Loire, France. *Journal of Sea Research* 118, 92–102. doi:10.1016/j.seares.2016.10.004

- Thinon, I., 1999. Structure profonde de la marge Nord Gascogne du Bassin Armoricaïn. Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale, 324 p.
- Thinon, I., Fidalgo-González, L., Réhault, J.-P., Olivet, J.-L., 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 332, 561–568. doi:10.1016/S1251-8050(01)01576-2
- Thinon I., Menier D., Guennoc P., Proust J.N., 2008. Carte géologique de la France à 1/250 000. Marge continentale-Lorient Bretagne Sud. Coordination J.-N. Proust, P. Guennoc, Co Edition CNRS-BRGM.
- Thinon, I., Proust, J.-N., Paquet, F., 2010. Des vallées de la Loire sous la mer. *Géosciences Rev. BRGM Pour Une Terre Durable* 23.
- Thordarson, Th., Self, S., 2003. Atmospheric and environmental effects of the 1783–1784 Laki eruption: a review and reassessment. *J. Geophys. Res.* 108 (D1), 4011.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Lin, P. N., Henderson, K., & Mashiotta, T. A., 2003. Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales. *Climatic Change*, 59(1), 137–155.
- Thomson, J., I. W. Croudace, and A. Rothwell, 2006. A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units, in *New Techniques in Sediment Core Analysis*, edited by R. G. Rothwell, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 267, 65–77.
- Thornalley, D. J., Elderfield, H., & McCave, I. N., 2009. Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. *Nature*, 457(7230), 711–714.
- Thornalley, D. J. R., Elderfield, H., & McCave, I. N., 2011. Reconstructing North Atlantic deglacial surface hydrography and its link to the Atlantic overturning circulation. *Global and Planetary Change*, 79(3–4), 163–175. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.06.003>
- Thornalley, D.J.R., Blaschek, M., Davies, F.J., Praetorius, S., Oppo, D.W., McManus, J.F., Hall, I.R., Kleiven, H., Renssen, H., McCave, I.N., 2013. Long-term variations in Iceland–Scotland overflow strength during the Holocene. *Clim. Past* 9, 2073–2084. doi:10.5194/cp-9-2073-2013
- Thorndycraft, V. R., & Benito, G., 2006. The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews*, 25(3–4), 223–234. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.07.003>
- Toucanne, S., Soulet, G., Freslon, N., Silva Jacinto, R., Dennielou, B., Zaragosi, S., Eynaud, F., Bourillet, J.-F., Bayon, G., 2015. Millennial-scale fluctuations of the European Ice Sheet at the end of the last glacial, and their potential impact on global climate. *Quaternary Science Reviews* 123, 113–133. doi:10.1016/j.quascirev.2015.06.010
- Tourenq, J., Pomerol, C., 1995. Mise en évidence par la présence d'augite du Massif central, de l'existence d'une pré-Loire-pré-Seine coulant vers la Manche au Pléistocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, 320, 2A, p. 1163-1169.
- Traini, C., Menier, D., Proust, J.-N., Sorrel, P., 2013. Transgressive systems tract of a ria-type estuary: The Late Holocene Vilaine River drowned valley (France). *Mar. Geol.* 337, 140–155. doi:10.1016/j.margeo.2013.02.005
- Traini, C., Proust, J.-N., Menier, D., & Mathew, M. J., 2015. Distinguishing natural evolution and human impact on estuarine morpho-sedimentary development: A case study from the Vilaine Estuary, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 163, 143–155. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.06.025>
- Trigo, R.M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T.J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., Esteban-Parra, M.J., 2004. North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.* 24, 925–944. doi:10.1002/joc.1048
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N. E., Baker, A., Scourse, J. D., & Frank, D. C., 2009. Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, 324(5923), 78–80. <https://doi.org/10.1126/science.1166349>
- Trouet, V., Scourse, J. D., & Raible, C. C., 2012. North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change*, 84–85, 48–55. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.10.003>
- Turner, T.E., Swindles, G.T., Roucoux, K.H., 2014. Late Holocene ecohydrological and carbon dynamics of a UK raised bog: impact of human activity and climate change. *Quaternary Science Reviews* 84, 65–85. doi:10.1016/j.quascirev.2013.10.030

## U

Uppenbrink, J., 1999. Nota bene: the North Atlantic Oscillation. *Science*, 283(5404), 948-949.

## V

- Van Aken, H.M., 2002. Surface currents in the Bay of Biscay as observed with drifters between 1995 and 1999. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 49, 1071–1086. Van den Brink, L. M., & Janssen, C. R., 1985. The effect of human activities during cultural phases on the development of montane vegetation in the Serra de Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 44(3–4), 193–215. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(85\)90016-8](https://doi.org/10.1016/0034-6667(85)90016-8)
- Van Geel, B., Heusser, C.J., Renssen, H., Schuurmans, C.J.E., 2000. Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: a hypothesis. *The Holocene* 10, 659–664. doi:10.1191/09596830094908
- Van de Plassche, O., 1991. Coastal submergence of the Netherlands, NW Brittany (France), Delmarva Peninsula (VA, USA) and Connecticut (USA) during the last 5500 to 7500 sidereal years; R. Sabadini (Ed.), *Glacial Isostasy, Sea Level and Mantle Rheology*, Kluwer, Dordrecht (1991), pp. 285–300.
- Van Loon, H., 1693. 8ème carte particulière des côtes de Bretagne qui comprend l'entrée de la Loire et l'Isle de Noirmoutier comme elles paroissent à Basse Mer dans les grandes marées, <http://gallica.bnf.fr/>.
- Van Maren, D.S., Oost, A.P., Wang, Z.B., Vos, P.C., 2016. The effect of land reclamations and sediment extraction on the suspended sediment concentration in the Ems Estuary. *Marine Geology* 376, 147–157. doi:10.1016/j.margeo.2016.03.007
- Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Hallégouët, B., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Franzetti, M., Le Cornec, E., Le Roy, P., Penaud, A., 2014a. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part I – morphological impact and stratigraphical record. *The Holocene* 24, 413–433. doi:10.1177/0959683613519687
- Van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Goslin, J., Hallégouët, B., Le Cornec, E., 2014b. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part II – The chronology of events and climate forcing. *The Holocene* 24, 434–453. doi:10.1177/0959683613519688
- Van der Zwaan, G. J., Duijnste, I. A. P., den Dulk, M., Ernst, S. R., Jannink, N. T., & Kouwenhoven, T. J., 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems?: A review of paleocological concepts. *Earth-Science Reviews*, 46(1–4), 213–236. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00011-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00011-2)
- Vanne, J.R., 1964. Géomorphologie sous-marine de la fosse du Croisic. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 258, 2633-2636.
- Vanne, J.R., 1969. Le Précontinent du centre du golfe de Gascogne. *Recherches géomorphologiques*, these laboratoire de géomorphologie de l'école pratique des Hautes Etudes, 365 p.
- Vanne, J.R., 1977. Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine. *Société d'édition d'enseignement supérieur*, Paris, 473 pp.
- Verger, F., 2005. *Marais maritimes et estuaires du littoral français*. Belin, Paris, 335 p.
- Vickerman, K., 1992. The diversity and ecological significance of Protozoa. *Biodivers Conserv* 1, 334–341. doi:10.1007/BF00693769
- Vieira, F.S., Machado Koutsoukos, E.A., Machado, A.J., Trindade Dantas, M.A., 2015. Biofaciological zonation of benthic foraminifera of the continental shelf of Campos Basin, SE Brazil. *Quaternary International* 377, 18–27. doi:10.1016/j.quaint.2014.12.020
- Vink, A., Steffen, H., Reinhardt, L., Kaufmann, G., 2007. Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea). *Quaternary Sci. Rev.* 26, 3249–3275. doi:10.1016/j.quascirev.2007.07.014.
- Visbeck, M., Hurrell, J., Kushnir, Y., 2001. First international conference on the North Atlantic Oscillation (NAO): lessons and challenges for CLIVAR. *CLIVAR Exchanges*, 6, pp. 24–25
- Visset, L., 1973. Etude palynologique des sondages AI Montoir et CX Saint-Nazaire-Mindin (Loire-Atlantique): Presence probable de sédiments wurmiens. *Comptes rendus hebdomadaires des seances. Serie D. Sciences naturelles*.
- Visset, L., 1979. Recherches palynologiques sur la végétation pléistocène et holocène de quelques sites du district phytogéographique de Basse-Loire. *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France*, supplément hors série, Nantes, 282 p.

- Visset, L., 1982. Nouvelles recherches palynologiques (Boréal-Actuel) dans les marais de Brière : Ile d'Errand en Saint-Malo-de-Guersac (Loire-Atlantique, France). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 19, 29–38. doi:10.3406/quate.1982.1415
- Visset, L., 1985. Dernières données pollenanalytiques et radiométriques du golfe Briéron (Massif Armoricaïn-France). *Ecologia mediterranea* 11, 107–116.
- Visset, L., 1988. The Briere Marshlands: a palynological survey. *New Phytologist* 110, 409–424. doi:10.1111/j.1469-8137.1988.tb00279.x
- Visset, L., 2011. Le paléoenvironnement au cours de l'Holocène d'après les données palynologiques. In E. Zadora-Rio (dir.) - Atlas Archéologique de Touraine, Supplément à la Revue Archéologique du Centre de la France, 53, FERACF, Tours, 2014.
- Visset, L., Barbaroux, L., 1972. Etude palynologique du sondage C II, Mindin--Saint-Nazaire. *Acad Sci Paris C R Ser D*.
- Visset, L., Cyprien, A.-L., Carcaud, N., Ouguerram, A., Barbier, D., Bernard, J., 2002. Les prémices d'une agriculture diversifiée à la fin du Mésolithique dans le Val de Loire (Loire armoricaine, France). *Comptes Rendus Palevol* 1, 51–58. doi:10.1016/S1631-0683(02)00007-6
- Vonmoos, M., Beer, J., Muscheler, R., 2006. Large variations in Holocene solar activity: constraints from <sup>10</sup>Be in the Greenland Ice core project ice core. *J. Geophys. Res.* 111, A10105.

## W

- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S.O., Popp, T., Steffensen, J.-P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L.C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D.J., Nakagawa, T., Newnham, R., Schwander, J., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science* 24, 3–17. doi:10.1002/jqs.1227
- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27, 649–659. doi:10.1002/jqs.2565
- Wang, L., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grimalt, J., Grootes, P., Heilig, S., Ivanova, E., Kienast, M., Pelejero, C., Pflaumann, U., 1999. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology* 156, 245–284. doi:10.1016/S0025-3227(98)00182-0
- Wang, P., Chappell, J., 2001. Foraminifera as Holocene environmental indicators in the South Alligator River, Northern Australia. *Quaternary International, Australian Quaternary Studies: A Tribute to Jim Bowler* 83–85, 47–62. doi:10.1016/S1040-6182(01)00030-1
- Wanner, H., Holzhauser, H., Pfister, C., Zumbühl, H., 2000. Interannual to Century Scale Climate Variability in the European Alps (Die Klimavariabilität im europäischen Alpenraum auf der Zeitskala von Jahren bis Jahrhunderten). *Erdkunde* 54, 62–69.
- Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B., Xoplaki, E., 2001. North Atlantic Oscillation – Concepts And Studies. *Surveys in Geophysics* 22, 321–381. doi:10.1023/A:1014217317898
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791–1828. doi:10.1016/j.quascirev.2008.06.013
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30, 3109–3123. doi:10.1016/j.quascirev.2011.07.010
- Weber, N., 2004. Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais: apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages (Doctoral dissertation, La Rochelle).
- Williamson, W.C., 1858. On the Recent Foraminifera of Great Britain. Ray Society.



Wirth, S.B., Glur, L., Gilli, A., Anselmetti, F.S., 2013. Holocene flood frequency across the Central Alps – solar forcing and evidence for variations in North Atlantic atmospheric circulation. *Quaternary Science Reviews* 80, 112–128. doi:10.1016/j.quascirev.2013.09.002

## Y

Young, N.E., Briner, J.P., Rood, D.H., Finkel, R.C., 2012. Glacier Extent During the Younger Dryas and 8.2-ka Event on Baffin Island, Arctic Canada. *Science* 337, 1330–1333. doi:10.1126/science.1222759

## Z

Zaitlin, B.A., 1994. Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences. *Soc. Econ. P.* 51, 45–60.

Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W. and Boyd, R., 1994. - The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with relative sea-level change. In: R.W. Dalrymple, R.J. Boyd and B.A. Zaitlin (Eds), *Incised valley systems: Origin and sedimentary Sequences*. SEPM (Soc. Sediment. Geol.) Spec. Publ., Tulsa, 45-60.

Zalasiewicz, J., Waters, C.N., Williams, M., Barnosky, A.D., Cearreta, A., Crutzen, P., Ellis, E., Ellis, M.A., Fairchild, I.J., Grinevald, J., Haff, P.K., Hajdas, I., Leinfelder, R., McNeill, J., Odada, E.O., Poirier, C., Richter, D., Steffen, W., Summerhayes, C., Syvitski, J.P.M., Vidas, D., Wagnreich, M., Wing, S.L., Wolfe, A.P., An, Z., Oreskes, N., 2015. When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. *Quaternary International* 383, 196–203. doi:10.1016/j.quaint.2014.11.045

Zhang, X., Lin, C. M., Dalrymple, R. W., Gao, S., & Li, Y. L., 2014. Facies architecture and depositional model of a macrotidal incised-valley succession (Qiantang River estuary, eastern China), and differences from other macrotidal systems. *Geological Society of America Bulletin*, 126(3-4), 499-522.

Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G.J., Lourens, L.J., Reichart, G.-J., 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores: BROMINE AS ESTIMATOR OF SEDIMENT COMPOSITION. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, n/a-n/a. doi:10.1029/2007GC001932

Zielinski, G.A., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S., Twickler, M.S., Morrison, M., Meese, D.A., Gow, A.J., Alley, R.B., 2002. Record of volcanism since 7000 BC from the GISP2 Greenland ice core and implications for the volcano-climate system. *Climate Change* 264, 271.

Zumaque, J., Eynaud, F., & de Vernal, A., 2017. Holocene paleoceanography of the Bay of Biscay: Evidence for west-east linkages in the North Atlantic based on dinocyst data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 468, 403–413. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.031>

# Table des illustrations

## Figures

- Figure I-1 : (a) Courbe du  $\delta^{18}\text{O}$  de la glace dans le forage NGRIP (NGRIP dating Group, 2008) ; (b) Courbe global du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères benthiques (Lisiecki et Raymo, 2005) ; (c) Anomalie de température par rapport à l'actuel (1 961 – 1 990) au cours de l'Holocène (Marcott *et al.*, 2013). En dessous sont indiquées les principales subdivisions de l'Holocène.....7
- Figure I-2 : Comparaison de l'activité solaire (irradiance solaire totale) déduite de la reconstruction de l'intensité des rayonnement cosmique (en bleu) et de l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  d'une stalagmite de la grotte de Dongge, Chine, (en vert) représentant les changements du climat asiatique. Les deux enregistrements ont été normalisés. *In* Steinhilber *et al.*, 2012 .....9
- Figure I-3 : Représentation schématique des deux modes de l'Oscillation Nord Atlantique adaptée de Morley *et al.*, 2014 ; A : Anticyclone et D : Dépression. Les limites du bassin versant de la Loire sont matérialisées par une ligne noire discontinue.....10
- Figure I-4 : Évolution de la concentration en sulfates volcaniques (anomalies indépendantes du bruit de fond) au cours de l'Holocène, enregistrée dans la carotte de glace GISP2 (Groenland) (*In* Zielinski *et al.*, 1994).....10
- Figure I-5 : Évolution du niveau marin relatif sur les côtes bretonnes (Goslin *et al.*, 2013 ; 2015 ; Stéphan *et al.*, 2014) (*SLIPs* : *Sea-Level Index Points*) et dans l'estuaire moyen de la Loire (Bernard, 1996) depuis 8,0 cal ka BP.....11
- Figure I-6 : Représentation schématique d'un estuaire selon Pritchard (1967), Dalrymple *et al.* (1992) et Perillo (1995), d'après Dalrymple *et al.* (1992) repris de Dionne (1963).....12
- Figure I-7 : Diagrammes 3D représentant les différents modes de mélange des eaux douces et salées selon la classification de Pritchard (1955). (a) Estuaire mélangé ; (b) estuaire partiellement mélangé ; (c) estuaire stratifié ; (d) estuaire à coin salé (repris d'après Pearson Prentice Hall, Inc. Copyright ©2008 ; source : <http://www.iupui.edu>).....13
- Figure I-8 : Diagrammes ternaires représentant : (a) la classification des environnements de dépôts côtiers selon la force relative des processus de houle et marée ainsi que la charge sédimentaire du fleuve (d'après Dalrymple *et al.*, 1992 et Boyd *et al.*, 1992) ; (b) leur évolution temporelle selon les variations eustatiques.....15
- Figure I-9 : Représentation idéale de la zonation d'un estuaire dominé par la marée selon Dalrymple *et al.* (1992). (a) Distribution longitudinale de l'énergie. (c) Vue aérienne de la repartition des environnements sédimentaires ; et (c) repartition des faciès sédimentaire selon une coupe longitudinale axiale.....16
- Figure I-10 : (a) Carte du modèle de circulation générale de l'Atlantique Nord (*SPG* : gyre subpolaire ; *STG* : gyre subtropicale ; *NAD* : *North Atlantic Drift* ; *IPC* : *Iberian Poleward Current*) d'après Lherminier et Thierry (2015). Température de surface de l'Atlantique Nord (*NASA Ocean Biology*, 2014) ; (b) Carte du schéma régional de circulation océanique de surface dans le Golfe de Gascogne (d'après Koutsikopoulos et Le Cann., 1996). Bathymétrie *EMODNET* ; (c) Coupe bathymétrique allant du haut de plateau jusqu'à la plaine abyssale avec les principales masses d'eaux : *ENACW* (*East North Atlantic Central Water*) ; *MOW* (*Mediterranean*

<i>Outflow Water</i> ) ; NEADW (North East Atlantic Deep Water). Illustration modifiée d'après Mary <i>et al.</i> , 2017.....	18
Figure I-11 : Carte de la nature des fonds de la partie septentrionale du Golfe de Gascogne, basée sur les cartes publiées de 1970 à 2010 (SHOM, 2011).....	20
Figure I-12 : Distribution des espèces dominantes de foraminifères benthiques dans les estuaires meso- à macrotidaux tempérés de la façade Atlantique (d'après Debenay et Guillou, 2002).....	22
Figure I-13 : Distribution spatiale des abondances relatives des trois espèces majeures dans l'estuaire de la Loire (Mojtahid <i>et al.</i> , 2016).....	23
Figure I-14 : Adaptation du modèle <i>Trox</i> décrit par Jorissen <i>et al.</i> , (1995) à la faune benthique du Golfe de Gascogne. La distribution des micro-habitats ainsi que la composition spécifique des foraminifères le long d'un transect bathymétrique y sont représentés (d'après Mojtahid <i>et al.</i> , 2010).....	24
Figure II-1 : Bassin versant de la Loire et réseau hydrologique Physiographie et toponymie de la zone d'étude.....	26
Figure II-2 : Extrait de la carte géologique de la France au millionième mettant en avant le bassin versant de la Loire.....	27
Figure II-3 : Hypothèses de liaison de la Loire avec la Seine (d'après Étienne et Larue, 2011 dans Menier <i>et al.</i> , 2014).....	28
Figure II-4 : (a) Débits moyens mensuels de la Loire à Montjean-sur-Loire calculés sur la période (1863 – 2017) ; (b) Comparaisons de l'écoulement de la Loire avec les indices (notez les échelles renversées) des principales oscillations climatiques affectants l'Atlantique Nord ( <i>EA</i> : <i>East Atlantic pattern</i> ; <i>NAO</i> : <i>North Atlantic Oscillation</i> ; <i>AMO</i> : <i>Atlantic Multidecadal Oscillation</i> ). (sources : écoulements et débits de la Loire : <a href="http://www.hydro.eaufrance.fr">www.hydro.eaufrance.fr</a> ; indices climatiques : <a href="http://www.cpc.ncep.noaa.gov">www.cpc.ncep.noaa.gov</a> ).....	29
Figure II-5 : Carte morphobathymétrique de l'estuaire de la Loire, issue de la compilation de la <i>BD Alti® 75m</i> (IGN ; résolution : 75 m) pour la partie continentale et du MNT façade Atlantique ( <i>Projet Homonim</i> , SHOM, 2015 ; résolution : ~110 m) pour la partie marine. Les noms des principales villes et formations géomorphologiques y sont indiqués.....	31
Figure II-6 : Carte géologique simplifiée de l'estuaire de la Loire (modifiée d'après Thinon <i>et al.</i> , 2008).....	32
Figure II-7 : Coupe schématique du remplissage sédimentaire de l'estuaire de la Loire entre Montoir et Mindin (Barbaroux, 1981).....	33
Figure II-8 : Évolution de l'estuaire de la Loire entre la Martinière et Paimboeuf de 1887 à 2003 (Verger, 2005).....	34
Figure II-9 : Évolution de l'estuaire de la Loire entre Donges et Saint-Nazaire de 1929 à 2002 (Verger, 2005).....	35
Figure II-10 : Morphologie actuelle du substratum du plateau continental au large de l'estuaire de la Loire (Thinon <i>et al.</i> , 2008) et des réseaux de paléovallées de la Loire et de la Vilaine. Modifié d'après Cressard et Augris, 1976 et Menier, 2004 (source : Thinon <i>et al.</i> , 2010).....	36
Figure II-11 : Coupe (AB Figure II-10) au travers du réseau des paléovallées incisées d'une paléo-Loire schématisant la géométrie des unités du remplissage sédimentaire (modifié d'après Proust <i>et al.</i> , 2010) (source : Thinon <i>et al.</i> , 2010).....	37

- Figure II-12 : Carte du plateau continental du Golfe de Gascogne (France), localisant les zones de sédimentations fines du plateau et des baies côtières. La Grande Vasière est colorée en gris foncé. Les autres zones de sédimentation fine sont colorées en gris clair (Jouanneau *et al.*, 1999).....37
- Figure II-13 : (a) Carte morpho-bathymétrique de la partie septentrionale du Golfe de Gascogne, issue de la compilation de la *BD Alti® 75m* (IGN ; résolution : 75 m) pour la partie continentale et du MNT façade Atlantique (*Projet Homonim*, SHOM, 2015 ; résolution : ~110 m) pour la partie marine. La localisation des carottes étudiées est indiquée par des étoiles rouges. Un tracé du bassin versant de la Loire est présenté en haut à droite. Le rectangle rouge est détaillé dans la Figure II-13b. (b) Zoom sur la partie interne de l'estuaire de la Loire et positionnement des carottes étudiées (Carte morpho-bathymétrique issue du *MNTUnifié de la Loire* (GIP Loire estuaire, 2008) et du *MNT Halioloire1* (Maillet, 2012) pour la partie interne, ainsi que des données bathymétriques du GPMNSN (Port de Nantes/Saint-Nazaire) pour la partie externe.....40
- Figure II-14 : Photographie illustrant le détail du dispositif de carottage utilisé lors de la mission PALEOVASE (cliché M. Durand).....41
- Figure III-1: Location of the study area. A) Salinity domains and morphological subdivisions of the Loire estuary (Gallenne, 1974). B) DEM (Digital Elevation Model) of the Loire estuary and the location of the main cities and geological structures. DEM data are sourced from *BD Alti®* (©IGN<sup>1</sup>) for land areas, from *UDEM2008*<sup>2</sup> (GIP3 Loire estuary) for the inner estuary, and from bathymetric data (GPMNSN<sup>4</sup>: Nantes/Saint-Nazaire seaport) for the outer estuary. C) DEM of the study area (red rectangle on Figure III-1B) with the location of the four studied sediment cores. Location of the diagrammatic section of Figure III-1D is represented by a dashed line. D) Diagrammatic section of the inner Loire estuary sedimentary infilling modified from Barbaroux *et al.* (1974a). The present location of the four studied cores is indicated by red arrows.....52
- Figure III-2: Recent morphological evolution of the study area since 1693 AD (copy of the original map; Van Loon 1693), illustrated by seven WGS84 referenced maps (1850 to 2008 AD) simplified into four bathymetric ranges (see details of the mapping method in the text). The present location of the four studied cores is indicated.....55
- Figure III-3: High definition photos of the four studied cores presented as sections of about 1 m long. The nine white rectangles underline selected sediment segments numbered in accordance with Figure III-4 where they are described in terms of facies. N.A.: Non available core half-sections.....57
- Figure III-4: A) Zoom on the nine selected sediment segments (their position along the core sections are presented as white rectangles on Figure III-3) allowing the observation of all the eight facies described in the text (paragraph 4.2.1). Colored bars on the right side of each box symbolize the corresponding facies following the same color code as in Figure III-5. B) Zoom on facies FG and its schematic description inspired from the ideal bedding succession recording a neap-spring tidal cycle as described by Tessier (1993).....59
- Figure III-5: Sediment description of the four studied cores, using the eight sedimentary facies presented in Figure III-4 and the same color code. All ages are given in calibrated AMS <sup>14</sup>C dates (cal. yrs BP or AD; see Table III-3). Cores are displayed in the figure according to their elevation relatively to the LLTL: Lowest Low Tide Level (scale on the left). N.A.: Non available core half-sections.....60
- Figure III-6: Relative abundances of the main (> 5%) species of benthic foraminifera in core SC05 grouped following the three PCA groups presented in Figure III-7. The stratigraphic column (<sup>14</sup>C dates in cal. yrs BP or AD) is drawn on the left part of the figure. The small empty circles placed near the log indicate the location of counted foraminiferal samples. Gray bars indicate samples with less than 10 counted individuals. These samples were discarded from the calculation of foraminiferal relative abundances. N.A.: Non available core half-sections.....62

- Figure III-7: Principal Component Analysis (PCA): Projection on the first two axes of the PCA of the % of the main (>5%) living benthic foraminiferal species. The samples depths in core SC05 are represented by black dots. A zoom on the low contributors to PCA axes is presented in the red rectangle.....64
- Figure III-8: Paleogeographical evolution of the study area from ~6 kyrs to present. Left panels show paleogeographic maps on which the present day position of the four studied cores is indicated. Right panels propose 3D block-diagrams presenting the hypothetical paleogeographical reconstruction of our sedimentary archives. A) The reconstruction of the coastline during the ~6-2.5 kyrs time period (maximum flooding due to the Holocene transgression) is based on the Holocene alluvium fluviomarine deposits drawn in Paimboeuf and Saint-Nazaire geological maps (1/50000; BRGM<sup>9</sup>). B) The 1850 AD historical map represents the pre-industrial period. C) The 2008 AD map shows the modern morphology impacted by human management.....68
- Figure III-9 : (a) Carte morpho-bathymétrique de l'estuaire de la Loire entre Saint-Nazaire et Montoir, issue du *MNTUnifié de la Loire* (GIP Loire estuaire, 2008) et du *MNT Halioloire1* (Maillet, 2012) pour la partie interne, ainsi que des données bathymétriques du GPMNSN (Port de Nantes/Saint-Nazaire) pour la partie externe. (b) Carte bathymétrique simplifiée de l'estuaire de la Loire entre Saint-Nazaire et Montoir, issue de la carte bathymétrique de 1902 (source : GPMNSN). La position des carottes est matérialisée par un rond blanc.....74
- Figure III-10 : Représentation schématique des archives sédimentaires prélevées en rive droite de l'estuaire interne de la Loire et tentative de corrélation stratigraphique.....75
- Figure III-11 : Comparaison des âges calibrés (cal a BP) selon la nature des matériaux datés dans les carottes SC05 et SC14.....77
- Figure IV-1 : Localisation de la zone d'étude. (a) Image satellite (SPOT 6 : [www.geoportail.gouv.fr](http://www.geoportail.gouv.fr)) montrant l'ensemble de l'estuaire de la Loire depuis Nantes jusqu'à l'embouchure. Le rectangle rouge représente l'agrandissement illustré dans la figure b. (b) Mosaique de photographies aériennes ([www.geoportail.gouv.fr](http://www.geoportail.gouv.fr)) montrant la partie aval de l'estuaire moyen de la Loire et la localisation des principales villes. (c) Photographie aérienne haute résolution (Projet RS2E ; région Pays de la Loire) de la vasière des Brillantes montrant la localisation des carottes PV1 et PV2. Le faisceau rouge à proximité du point de carottage PV2 indique la localisation et la direction dans laquelle a été prise la photographie présentée en figure d. (d) Photographie de la zone d'étude prise sur le site.....84
- Figure IV-2 : (a) Profil de décroissance du <sup>210</sup>Pbxs dans les 35 cm supérieurs des carottes interfaces prélevées au même endroit que PV1 et PV2. (b) Figure représentant les datations radiocarbone mesurées sur la carotte PV2 ainsi que le taux de sédimentation (calcul préliminaire) issu du profil de décroissance du <sup>210</sup>Pbxs. Sur cette figure sont illustrées les différences sources d'erreurs théoriques inhérentes à nos datations radiocarbone (cf. paragraphe 5.1 pour plus de détails).....86
- Figure IV-3 : Photographie HD et imagerie rX HD de la carotte PV2. Les rectangles blancs correspondent aux sept segments sélectionnés pour représenter les six faciès décrits dans la Figure IV-4.....88
- Figure IV-4 : (a) Photos haute définition (HD) et imageries rX HD des sept segments sélectionnés (rectangles blancs sur la Figure IV-3) dans la carotte PV2 permettant l'observation des 6 faciès décrits dans le texte. Les barres de couleurs symbolisent les faciès selon le même code que la Figure 5. Les coupes transversales proviennent de l'imagerie *CT-scan*. Dans la partie supérieure, un zoom sur le passage du faciès  $F_A$  à  $F_C$ . La partie gauche représente la photo HD et l'imagerie rX HD avec les coupes transversales représentatives. La partie droite est issue des images du *CT-scan* mettant en avant les stratifications de plus grandes pentes (lignes en tirets rouges) indicatrices du sens des paléo-courants. (b) Photographie HD d'une scorie de fonderie et (c) d'un

- fragment de bois (architecture ligneuse bien visible) composant les éléments les plus grossiers d'un dépôt de type « *channel lag* » ( $F_A$ , PV2, 371 cm).....91
- Figure IV-5 : Logs sédimentaires synthétiques des carottes PV1 et PV2 avec l'indication des différents faciès sédimentaires présentés dans la Figure IV-4 et leur interprétation stratigraphique, ainsi que la répartition granulométrique selon les classes argiles, silts, sables, graviers. Les dates  $^{14}\text{C}$  sont indiquées à gauche des logs sédimentaires. Les âges grisés indiquent une inversion d'âge ou des résultats incohérents par rapport à la tendance générale (cf. paragraphe 5.1. ; Tableau IV-1).....93
- Figure IV-6 : Profils du carbone organique total (a) et des éléments majeurs issus de l'analyse XRF (cps/Kcps) dans la carotte PV1 (b-h). Pour une meilleure lisibilité des résultats, la répartition granulométrique (i), les faciès sédimentaires (j) et le log sédimentaire (k) sont représentés en bas de la figure. La carotte est positionnée selon son altitude relative par rapport au niveau des plus basses mers astronomiques (CM96). L'âge  $^{14}\text{C}$  BP est indiqué à la base de la colonne stratigraphique et sa position symbolisée par un triangle.....95
- Figure IV-7 : Profils des éléments majeurs issus de l'analyse XRF (cps/Kcps) de la carotte PV2 (a-g). Pour une meilleure lisibilité des résultats, la répartition granulométrique (h), les faciès sédimentaires (i) et le log sédimentaire (j) sont représentés en bas de la figure. Les chiffres romains représentent les séquences discutées dans le paragraphe 5.2. La carotte est positionnée selon son altitude relative par rapport au niveau des plus basses mers astronomiques (CM96). Les âges  $^{14}\text{C}$  calibrés (cal a BP) sont indiqués à la base de la colonne stratigraphique et leur position symbolisée par un triangle noir. Les âges grisés indiquent une inversion d'âge ou des résultats incohérents par rapport à la tendance générale (cf. paragraphe 5.1. ; Tableau IV-1).....96
- Figure IV-8 : (a) Abondance totale des foraminifères benthiques. Les chiffres placés au bout des barres noires indiquent le nombre d'individus dans la totalité de l'échantillon. (b-r) Abondances relatives des espèces dominantes (> 5%) de foraminifères benthiques dans la carotte PV2 regroupées selon les trois groupes issus de l'ACP présentée en Figure IV-9a. (s) Abondance relative des trois groupes. La succession des faciès sédimentaires (t) ainsi que les âges  $^{14}\text{C}$  calibrés (cal a BP), dont la position est symbolisée par un triangle noir, sont représentées dans la partie basse de la figure. Les âges grisés indiquent une inversion d'âge ou des résultats incohérents par rapport à la tendance générale (cf. paragraphe 5.1. ; Tableau IV-1). Les chiffres romains représentent les séquences discutées dans le paragraphe 5.2. La carotte est positionnée selon son altitude relative par rapport au niveau des plus basses mers astronomiques (CM96). Les barres grises indiquent les échantillons contenant moins de 10 individus. Ces échantillons ont été ignorés du calcul des abondances relatives de foraminifères benthiques.....98
- Figure IV-9 : (a) Analyse en Composante Principale (ACP) : Projection sur les 2 premiers axes de l'ACP des abondances relatives des espèces dominantes (> 5%) de foraminifères benthiques dans la carotte PV2. Les différents échantillons, et leurs profondeurs correspondantes, sont représentés par des ronds dont la couleur indique le faciès dans lequel ils ont été prélevés (cf. Figure IV-5). Un zoom sur les faibles contributeurs aux axes de l'ACP est présenté dans le rectangle rouge. (b) Caractéristiques micropaléontologiques (contenu en foraminifères benthiques) des six faciès sédimentaires identifiés (cf. Figure IV-4).....100
- Figure IV-10 : Évolution paléogéographique de la zone d'étude depuis ~5,5 cal ka BP jusqu'à l'actuel. Les points de carottages PV1 et PV2 sont matérialisés par des points rouges. (a/b) Reconstruction de la ligne de rivage au « maximum » de la transgression Flandrienne entre ~5,5 et 2,5 cal ka BP (Durand *et al.*, 2016). (c-e) Reconstitution de la paléogéographie de la zone d'étude entre ~3,0 et >8,0 cal ka BP. (f) Carte simplifiée issue de la carte bathymétrique de 1938 AD (Durand *et al.*, 2016) correspondant à la période antérieure aux travaux de dragage du chenal Nord. (g) Carte simplifiée de la situation actuelle.....103
- Figure V-1: (a) Location of the study area (black rectangle), the Loire River pathway (blue line), and its catchment area (black line); (b) Satellite image (SPOT 6 Satellite Imagery from [www.geoportail.gouv.fr](http://www.geoportail.gouv.fr)) showing the Loire

turbid plume in the 27<sup>th</sup> of September 2015 and the location of core KV14bis (red star); (c) DEM (Digital Elevation Model) of the Loire outlet and the incised valleys on the inner shelf. DEM data are sourced from *BD Alti® 75m* (IGN; resolution: 75 m) for land area, and from Bathymetric DEM of Atlantic facade (*Homonim project*, SHOM, 2015; resolution: ~110 m) for the sea area. Red star represents the location of core KV14bis. Fine black lines define the contour of substratum outcropping at seafloor. The bold black line (A - B) shows the location of the diagrammatic section displayed in Figure V-2.....113

Figure V-2: Simplified diagrammatic section (see location on Figure 1) of the Loire incised paleovalley network from on a compilation of high resolution seismic profiles (Proust *et al.*, 2010; Thinon *et al.*, 2010). The location of core KV14bis is indicated by a black arrow.....114

Figure V-3: (a) Particle size distribution of core KV14bis (volumetric percentage of sand, silt and clay; median grain size D50); (b) KV14bis age model in cal a BP (upper scale) and AD/BC (lower scale); (c) <sup>210</sup>Pb and <sup>137</sup>Cs measurements of the 25cm top sediments and associated age model. Red star represents the median probability of the most recent calibrated radiocarbon date (see Table V-1). Calculated mean sedimentation rates (between dating levels) are indicated in cm a<sup>-1</sup> on the two age models (b and c).....116

Figure V-4: (a) High definition photos and X-ray imagery of core KV14bis, displayed in 1 m sections. Black triangles indicate the radiocarbon dates (the excluded date is indicated in grey). (b) Zoom on the five selected sediment segments described in the text (their position along the core sections are presented as white rectangles on Figure 4a) and the corresponding most representative grain size distribution.....118

Figure V-5: Sedimentological and geochemical data displayed in cal a BP (upper scale) and AD/BC (lower scale). (a) Sedimentation rate (cm a<sup>-1</sup>); (b) CaCO<sub>3</sub>-free grain size distribution of 6 selected representative samples (x: grain size (µm); y: % volume); (c) CaCO<sub>3</sub>-free grain size Skewness index; (d) CaCO<sub>3</sub>-free grain size D90 (µm); (e) XRF-Ti content (cps); (f) Br/Cl ratio; (g) Total Organic Carbon (%); (h) Sr content (cps); (i) CaCO<sub>3</sub> (%).....119

Figure V-6: Faunal data displayed in cal a BP (upper scale) and a AD/BC (lower scale). (a) Total benthic foraminiferal absolute densities (ind. g<sup>-1</sup>); (b) Diversity index Shannon H' and (c) Equitability J'; (d-m) Relative abundances (%) of the dominant benthic foraminiferal species (>5% in at least one sample).....120

Figure V-7: The main results from KV14bis core compared with other global and regional climate proxies, and displayed in cal a BP (upper scale) and AD/BC (lower scale). (a) Known historical climatic periods: MCW: Modern Climate Warming; LIA: Little Ice Age; MCA: Medieval Climate Anomaly; DACP: Dark Age Cold Period; RHP: Roman Humid Period; (b) XRF-Ti content (cps); (c) XRF-Br/Cl ratio; (d) *P. mediterraneensis* (%); (e) Terrigenous fraction in sediments from the Lake Bourget (France) (Arnaud *et al.*, 2012); (f) Testate amoebae water table proxy from a raised bog in UK (Turner *et al.*, 2014); (g) Average winter precipitation in % of present reference period AD 1961-1991 from Lyngen bay, Norway (Bakke *et al.*, 2008); (h) XRF-Sr content (cps); (i) variations in Total Solar Irradiance (TSI) (Steinhilber *et al.*, 2012) with Solar Minima (G: Gleissberg minimum; D: Dalton minimum; M: Maunder minimum; S: Spører minimum; W: Wolf minimum; O: Oort minimum; R: Roman minimum; Gr: Greek minimum); (j) Climate conditions (D: Dry; H: Humid) from this study and the Iberian Peninsula (Corella *et al.*, 2013; Bernardez *et al.*, 2008; Martín-Puertas *et al.*, 2010); (k) Late Holocene storm periods from this study and from Sorrel *et al.* (2012) ; (l) NAO reconstruction from Greenland (Olsen *et al.*, 2012) and Scotland/Morocco (Trouet *et al.*, 2009).....123

Figure V-8: Time series analysis of (a) XRF-Ti content, (b) XRF-Sr content and (c) XRF-Br/Cl ratios recorded between 0 and 2.6 cal ka BP in core KV14bis, compared to (d) Total Solar Irradiance reconstruction (Steinhilber *et al.*, 2012) of the last 3.0 cal ka BP. 95% confidence levels are presented as black lines in Morlet wavelet transform spectra (left) and dashed lines in REDFIT spectra (right). The full lines in REDFIT spectra (right) represent the AR(1) red noise model (null hypothesis). Grey bars on the right panel mark periodicities found

- in the XRF-Ti, Sr and Br/Cl ratio records in core KV14bis as well as in TSI. Blue bar marks the 1 300 – 1 500 years cycle.....126
- Figure VI-1: a, b) Figures modified from Staines-Urías *et al.* (2013): a) Modern North Atlantic Ocean surface circulation. Red arrows indicate warm currents; blue arrows, cold currents. SPG, Subpolar gyre; STG, Subtropical gyre; NAC, North Atlantic Current; EGC, East Greenland Current; EIC, East Icelandic Current; IC, Irminger Current; RHB, Rockall Trough Branch; IFB, Iceland-Faroe Branch; EPC, European Poleward Current; ENAW, Eastern North Atlantic Waters. b) Simplified schematic representations of the upper-ocean circulation in the North Atlantic under positive and negative NAO conditions. c) Location of core CBT-CS11 (this study) and the other cores from the Bay of Biscay: VK03-58/59bis (Naughton *et al.*, 2007); STG (Duchemin *et al.*, 2008); vk16 (Estournès *et al.*, 2012); KS10b (Mojtahid *et al.*, 2013); PP10-07 (Brocheray *et al.*, 2014). Map performed using the online EMODnet Portal for Bathymetry (<http://www.emodnet-bathymetry.eu/>). EPC, European Poleward slope Current; IPC, Iberian Poleward Current. d) Sismic profile showing the location of core CBT-CS11.....134
- Figure VI-2: Age model of core CBT-CS11. The grey bar indicates the 50 upper centimeters with unreliable age model.....136
- Figure VI-3: Grain-size and XRF data. a) CaCO<sub>3</sub>-free grain size; b) XRF Sr and Ca content; c) XRF Fe content; d) XRF Sr/Fe and Ca/Fe ratios; e) XRF S content. LIA: Little Ice Age; MCA: Medieval Climate Anomaly; RWP: Roman Warm Period; HTM: Holocene Thermal Maximum.....138
- Figure VI-4: a) Total benthic absolute densities (ind g<sup>-1</sup>); b) Diversity index (Shannon H); (c–k) Relative abundances (%) of the most representative benthic foraminiferal species (>5% in at least one sample); l) cumulative percentages of eutrophic species (*Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Cancris auriculus*, *Cassidulina* spp., *Globobulimina* spp., *Melonis barleeanus*, *Nonion* spp., *Nonionella turgida*, *Uvigerina* spp.). LIA: Little Ice Age; MCA: Medieval Climate Anomaly; RWP: Roman Warm Period; HTM: Holocene Thermal Maximum.....139
- Figure VI-5: Oxygen and carbon stable isotopes measured on the benthic species *Cibicides refulgens*. The thick lines represent three-points moving average. LIA: Little Ice Age; MCA: Medieval Climate Anomaly; RWP: Roman Warm Period; HTM: Holocene Thermal Maximum.....139
- Figure VI-6: Summary figure of the main results, and comparison to intervals/episodes defined from other proxies and by other authors at the regional to global scale. (a) Summer insolation at 47°N and a simplified Holocene reconstruction of sea-level in Brittany from (Goslin *et al.*, 2015); b) Percentages of *C. refulgens* and *R. globularis*; c) XRF Fe content and 3pt-average curve of benthic foraminiferal δ<sup>13</sup>C; d) 3pt-average curve of benthic foraminiferal δ<sup>18</sup>O at our study site. The pre- and post ~2.5 cal ka BP periods have separated scales in order to remove the thermohaline front; e) 3-pt average density difference proxy from core Rapid-12-1K (Thorndyke *et al.*, 2009) calculated using derived Mg/Ca and δ<sup>18</sup>O temperatures and salinities of *G. bulloides* and *G. inflata*; f) Winter and summer sea surface salinities estimated from dinocysts in core MD95-2002 (Zumaque *et al.*, 2017); g) Sea surface temperature anomalies calculated using transfer function on planktic foraminiferal assemblages in core ODP Hole 658C (deMenocal *et al.*, 2000); h) Selection of East Atlantic and Mediterranean Holocene records. (1) (Mojtahid *et al.*, 2013); (2) (Sorrel *et al.*, 2012); (3) (Bernárdez *et al.*, 2008); (4) (Diz *et al.*, 2002); (5) (Martins *et al.*, 2006); (6) (Pena *et al.*, 2010); (7) (Benito *et al.*, 2003); (8) (Thorndyke and Benito, 2006); (9) (Van Den Brink and Janssen, 1985); (10) (Björck *et al.*, 2006); (11) (Sabatier *et al.*, 2012); (12) (Roberts *et al.*, 2012); (13) (Schilman *et al.*, 2001); (14) (Martín-Puertas *et al.*, 2010); (15) (Mojtahid *et al.*, 2015). Red colors indicate negative like NAO conditions while blue colors indicate positive like NAO conditions. The interpretative horizontal line separating red and blue colored areas in figures e-g are placed around the average between maximum and minimum values of the total variability.....140



- Figure VI-7: Continuous Wavelet Transform (CWT) analyses performed on a) 3-pt moving average of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{C. refulgens}}$ , b) the 0.38-7 ka entire record of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{C. refulgens}}$  (3-pt moving average), and after separating the 0.38-2.5 ka record of (b1) from that of the 2.5-7 ka time period (b2) to filter the effect of the major change at  $\sim 2.5$  ka BP; c) benthic foraminiferal diversity; d) Fe-XRF content (3-pt moving average).....144
- Figure VII-1 : (a) Carte morpho-bathymétrique de la partie septentrionale du Golfe de Gascogne, issue de la compilation de la *BD Alti® 75m* (IGN ; résolution : 75 m) pour la partie continentale et du MNT façade Atlantique (*Projet Homonim*, SHOM, 2015 ; résolution :  $\sim 110$  m) pour la partie marine. La localisation des carottes étudiées est indiquée par des étoiles rouges. Un tracé du bassin versant de la Loire est présenté en haut à droite. Le rectangle rouge est détaillé dans la Figure VII-1b. (b) Agrandissement de la partie aval de l'estuaire moyen de la Loire, entre Paimboeuf et Saint-Nazaire, et positionnement des carottes étudiées sur la carte morpho-bathymétrique issue du *MNTUnifié de la Loire* (GIP Loire estuaire, 2008) et du *MNT Halioloire1* (Maillet, 2012) pour la partie interne, ainsi que des données bathymétriques du GPMNSN (Port de Nantes/Saint-Nazaire) pour la partie externe.....149
- Figure VII-2 : Représentation schématique des séquences sédimentaires de l'estuaire et tentative de corrélation stratigraphique entre la rive droite et la vasière des Brillantes. Les lignes noires continues représentent la bathymétrie actuelle selon les transects imagés par les lignes rouges sur la carte. La ligne noire discontinue représente la bathymétrie selon la carte de 1902 (*cf.* Chapitre III, Discussion complémentaire pour le secteur nord). Les faciès sédimentaires présentés sont une compilation synthétisée des différents faciès déterminés dans les chapitres III et IV. Ainsi, les noms et les couleurs attribués à chaque faciès sédimentaire ont été homogénéisés.....151
- Figure VII-3 : Comparaison entre les abondances relatives des principales espèces de foraminifères benthiques communes entre au moins deux sites des quatre sites étudiés, classées selon un ordre alphabétique, dans (a) les carottes de l'estuaire moyen et (b) les carottes du large. Les espèces sélectionnées représentent les espèces dominantes et communes dans au moins deux carottes. Les carottes de l'estuaire moyen (b) sont placées selon un modèle d'âge approximatif afin de tenter une comparaison temporelle avec les carottes du large. Le cadre temporel de la carotte SC05 est issu d'une extrapolation linéaire entre les âges corrigés suite à la réflexion menée dans le Chapitre III. Le cadre temporel de la PV2 est issu d'une extrapolation linéaire entre les âges obtenus et calibrés (*cf.* Chapitre IV). Les barres grisées indiquent les niveaux où les abondances sont  $< 10$  individus.....154-155
- Figure VII-4 : Figure synthétique illustrant les quatre périodes décrites dans le texte en représentant sur un fond cartographique les principales interprétations paléomorphologiques et paléoenvironnementales de notre zone d'étude issues de la combinaison de nos résultats. *RSL : Relative Sea Level*.....157
- Figure VII-5 : Comparaison des principaux résultats issus des carottes CBT-CS11 (au large de la Pointe de Penmarc'h) et KV14bis (Fosse du Croisic) sur la période  $\sim 2,6$  kans cal BP au Présent. (a) Teneur en Ti-XRF (cps) de la carotte KV14bis ; (b) teneur en Ti-XRF (cps) de la carotte CBT-CS11 ; (c) teneur en Sr-XRF (cps) de la carotte KV14bis ; (d) teneur en Sr-XRF (cps) de la carotte CBT-CS11 ; (e) périodes de tempêtes durant l'Holocène Tardif d'après l'enregistrement de la carotte KV14bis (Fosse du Croisic, Chapitre V, Durand *et al.*, In prep.) et d'après Sorrel *et al.* (2012). Les barres grises transparentes indiquent la partie de la carotte où le modèle d'âge est déficient due à la forte bioturbation.....160
- Figure VII-6 : En haut, représentation schématique des deux modes de l'Oscillation Nord Atlantique (d'après Visbeck *et al.*, 2001 et Stephenson *et al.*, 2003). En bas, hypothèse sur les conséquences probables sur l'activité hydrologique des fleuves sud bretons et Loire mais aussi sur le climat local (*i.e.* tempêtes).....161

## Planches

- Plate III-1: SEM photographs of most foraminiferal species found downcore SC05. All lettering numbers "a" are spiral sides and all "b" are umbilical sides. 1. *Remaneica plicata* (Terquem, 1876); 2. *Jadammina macrescens* (Brady, 1870); 3. *Adelosina* sp.; 4. *Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803); 5. *Edentostomina* sp.; 6. *Quinqueloculina lata* (Terquem, 1876); 7. *Procerolagena clavata* (d'Orbigny, 1846); 8. *Lagena perlucida* (Montagu, 1803); 9. *Lagena sulcata* (Walker and Jacob, 1798); 10. *Homalohedra williamsoni* (Alcock, 1865); 11. *Fissurina orbignyana* (Seguenza, 1862); 12. *Favulina melo* (d'Orbigny, 1826); 13. *Planorbulina mediterranensis* (d'Orbigny, 1826); 14. *Gavelinopsis praegeri* (Heron Allen and Earland, 1913); 15. *Asterigerinata mamilla* (Williamson, 1858); 16. *Ammonia beccarii* (Linnaeus, 1758); 17. *Ammonia tepida* (Cushman, 1926); 18. *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny, 1839); 19. *Lobatula lobatula* (Walker and Jacob, 1798); 20. *Haynesina germanica* (Ehrenberg, 1840); 21. *Haynesina depressula* (Walker and Jacob, 1798); 22. *Elphidium williamsoni* (Haynes, 1973); 23. *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny, 1846); 24. *Criboelphidium excavatum* (Terquem, 1876); 25. *Elphidium excavatum* subsp. *clavatum* (Cushman, 1930); 26. *Elphidium decipiens* (Costa, 1856).....63
- Planche IV-1 : Photographies MEB des espèces dominantes (>5%) de foraminifères benthiques de la carotte PV2. 1. *Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803) ; 2. *Lagena perlucida* (Montagu, 1803) ; 3. *Lagena sulcata* (Walker and Jacob, 1798) ; 4. *Fissurina orbignyana* Seguenza, 1862 ; 5. *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny, 1826 ; 6. *Lobatula lobatula* (Walker and Jacob, 1798) ; 7. *Cibicides refulgens* (Terquem, 1876) ; 8. *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny, 1839), a. spiral side, b. umbilical side ; 9. *Ammonia tepida* (Cushman, 1926), a. spiral side, b. umbilical side ; 10. *Haynesina germanica* (Ehrenberg, 1840) ; 11. *Elphidium selseyense* (Heron-Allen & Earland, 1911) ; 12. *Elphidium lidoense* Cushman, 1936 ; 13. *Elphidium oceanense* (d'Orbigny, 1826) ; 14. *Elphidium magellanicum* Heron-Allen & Earland, 1932 ; 15. *Elphidium gerthi* van Voorthuysen, 1957 ; 16. *Elphidium williamsoni* Haynes, 1973 ; 17. *Elphidium decipiens* (O.G.Costa, 1856).....99
- Plate V-1: SEM photographs of: 1. *Cibicides refulgens* (Terquem, 1876); 2. *Lobatula lobatula* (Walker and Jacob, 1798); 3. *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny, 1826; 4. *Asterigerinata mamilla* (Williamson, 1858); 5. *Textularia truncata* Höglund, 1947; 6. *Spiroplectammina sagittula* (Defrance, 1824); 7. *Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803); 8. *Quinqueloculina seminula* (Linnaeus, 1758); 9. *Quinqueloculina lata* Terquem, 1876; 10. *Cibicides variabilis* (d'Orbigny, 1826).....121



# Liste des tableaux

Tableau II-1 : Tableau récapitulatif présentant le travail réalisé durant cette thèse ainsi que les nombreuses collaborations dont j'ai bénéficié. La mention OUI en rouge souligne les données que j'ai acquise personnellement durant la thèse. Les noms en rouge sont ceux d'étudiants auxquels j'ai participé à l'encadrement de stage. Les noms des étudiants stagiaires qui ont acquis des données présentées dans cette thèse mais que je n'ai pas encadré apparaissent en bleu.....	38
Tableau II-2 : Tableau récapitulatif des principales caractéristiques des huit carottes sédimentaires étudiées.....	39
Tableau II-3 : Tableau récapitulatif des points datés, du type de matériel utilisé et des datations obtenues sur l'ensemble des quatre carottes étudiés.....	43
Table III-1: Main characteristics of original historical maps.....	54
Table III-2: Main characteristics of the four studied cores. Geographic coordinates are given in WGS84 system and depths in meters below LLTL (Lowest Low Tide Level).....	56
Table III-3: Radiocarbon dates. All absolute AMS $^{14}\text{C}$ ages are expressed in radiocarbon years BP and calibrated ages are given in calendar years BP. Because of its post 1950 age, radiocarbon sample Poz-74595 (core SC05; 123-124cm depth) absolute dating is given in pMC (percent of Modern Carbon) and calibrated age is given in years AD. LLTL: Lowest Low Tide Level; TOC: Total Organic Carbon.....	58
Tableau IV-1 : Datations radiocarbones. Tous les âges absolus ( $^{14}\text{C}$ AMS) sont exprimés en années radiocarbones BP ( <i>Before Present</i> : Avant le Présent) et les âges calibrés sont donnés en années calendaires BP. CM96 : système altimétrique dont le référentiel est le niveau des plus basses mers astronomiques ; COT : Carbone Organique Total. (*) indique du matériel très probablement remanié. Ces dates radiocarbones sont donc ignorées de la trame chronologique. La probabilité à $2\sigma$ des âges calibrés, lorsqu'elle n'est pas spécifiée entre parenthèses, est $> 0.9$ .....	85
Table V-1: Radiocarbon dates. All absolute AMS $^{14}\text{C}$ ages are expressed in radiocarbon years BP (a BP), and calibrated ages are given in calendar years BP (cal a BP). LLTL: Lowest Low Tide Level; TOC: Total Organic Carbon. (*) indicate most likely reworked material; accordingly, this radiocarbon date was excluded from calculation of the age model. (**) denotes influence of nuclear testing $^{14}\text{C}$ . Relative area under probability distribution, when is not specified in parentheses, is $> 0.955$ .....	115
Table VI-1: AMS radiocarbon ages of core CBT-CS11. <sup>a</sup> Corrected $^{14}\text{C}$ ages were calibrated using the atmospheric calibration curve IntCal13 (Reimer <i>et al.</i> , 2013); <sup>b</sup> Reservoir correction inferred from Mangerud <i>et al.</i> (2006); $^{14}\text{C}$ age showing age inversion or incoherent results in comparison to the general tendency. SacA: code for ARTEMIS facilities; Poz: code for Poznan laboratory.....	136



# **Annexes**







## Appendix III-2

Taxonomic reference list from core SC05.

Groups of species used in Figs 6 and 7	Species	Original description	Identification references	Ecology of the dominant species	Ecology references
Marsh agglutinants	<i>Ammoglobigerina globigeriniformis</i>	(Parker and Jones, 1865)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 9 (25/26)	Epifaunal and Infaunal species widespread on mid and high vegetated marshes of the inner estuary, which are only flooded during high tides.	Boomer (1998); Fatela et al. (2009); Horton and Murray (2006)
	<i>Jadammina macrescens</i>	(Brady, 1870)	Murray (1971), Plate 13 (1-5)		
	<i>Trochammina inflata</i>	(Montagu, 1808)	Murray (1971), Plate 10 (3-6)		
Deep agglutinants	<i>Remaneica plicata</i>	(Terquem, 1876)	Debenay et al. (2001), Plate I (8/9)	Epifaunal; free or clinging; hard substrates or soft sediment, detritivorous; marine, lagoons and shelf-bathyal.	Murray (2006)
	<i>Textularia</i> spp.	Defrance, 1824	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 10		
Miliolids	<i>Adelosina</i> sp.	d'Orbigny, 1826	Debenay et al. (2001), Plate 2 (8)	Stenohaline species living in subtidal shallow environments, widespread in slightly brackish to hypersaline lagoons, marine marsh and inner shelf.	Murray (2006)
	<i>Edentostomina</i> sp.	Collins, 1958	Debenay et al. (2001), Plate 2 (15)		
	<i>Miliolinella subrotunda</i>	(Montagu, 1803)	Debenay et al. (2001), Plate II (5)		
	<i>Quinqueloculina lata</i>	Terquem, 1876	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 15 (16)		
	<i>Quinqueloculina seminula</i>	(Linnaeus, 1758)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 15 (30)		
	<i>Quinqueloculina</i> sp.	d'Orbigny, 1826			
	<i>Acervulina inhaerens</i>	Schulze, 1854	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 25 (3)		
	<i>Ammonia beccarii</i>	(Linnaeus, 1758)	Schweitzer et al. (2011), Fig. 1	Stenohaline species living in subtidal shallow environments	Murray (2006)
	<i>Ammonia parkinsoniana</i>	(d'Orbigny, 1839)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 27 (3/4)		Murray (2006)
	<i>Ammonia tepida</i>	(Cushman, 1926)	Debenay et al. (1998), Plate I (6/7)	Intertidal mudflats of the present Loire lower inner estuary	Mojtahid et al. (2016)
	<i>Asterigerinata mamilla</i>	(Williamson, 1858)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 25 (10-13)	Epifaunal, Free; sediment; herbivore; marine, inner shelf	Murray (2006)
	<i>Bulimina marginata</i>	d'Orbigny, 1826	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 20 (23)		
	<i>Cassidulina carinata</i>	Silvestri, 1896	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 20 (5)		
	<i>Criboelphidium albumbilicatum</i>	Weiss, 1954	Alve and Murray (1999), Plate 1 (12/13)	Infaunal; common in sediments with highly variable sand, mud and TOC contents, salinity 15-31,	
	<i>Criboelphidium excavatum</i>	(Terquem, 1875)	Debenay et al. (2001), Plate VI (5)	intertidal to subtidal in estuaries, lagoons, continental shelf and slope (down to several hundred meters). Sandy subtidal sediments of the lower inner and outer Loire estuary.	Murray (2006); Mojtahid et al. (2016)
	<i>Criboelphidium incertum</i>	Williamson, 1858	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 27 (19/20)		
	<i>Cyclogyra involvens</i>	(Reuss, 1850)	Murray (1971), Plate 18 (1-3)		
	<i>Elphidium aculeatum</i>	(d'Orbigny, 1846)	Pillet et al. (2010), Fig. 1	Very slightly brackish low tidal or shallow subtidal parts of enclosed harbours and tidal inlet; Fully marine conditions in moderately sheltered inner shelf	<i>Elphidium advenum</i> in Debenay et al. (2013); Hayward et al. (1999)
	<i>Elphidium crispum</i>	(Linnaeus, 1758)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 27 (13/14)		
	<i>Elphidium decipiens</i>	(O.G.Costa, 1856)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 27 (15/16)	Sandy and muddy substrate, 25-42 m water depth	Murray (1991)
	<i>Elphidium excavatum subsp. clavatum</i>	Cushman, 1930	<i>Elphidium incertum clavatum</i> in Cushman (1930), Plate 7, figure 10 a, b; Poignant et al. (2000), Plate I 8-10	infaunal-epifaunal, sometimes epiphytic; in high-latitude estuaries in surface seasonal water layer, sometimes close to a glacier.	Murray (2006)
	<i>Elphidium granosum</i>	(d'Orbigny, 1826)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 27 (17/18)	infaunal euryhaline species lagoonal and shallow-marine settings. Species prefers high food availability, but it does not tolerate oxygen stress	Jorissen (1988); Bellotti et al. (1994); Poignant et al. (2000)
	<i>Elphidium williamsoni</i>	Haynes, 1973	Alve and Murray (1999), Plate 2 (6/7)	Brackish species. Very wide tolerance range for salinity variations. infaunal, herbivore, widespread in marginal marine environments along the European seaboard.	Murray (1971)
	<i>Favulina hexagona</i>	(Williamson, 1848)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 19 (4)		
	<i>Favulina melo</i>	(d'Orbigny, 1839)	Debenay et al. (2001), Plate III (3)	Inner to mid-shelf depths, sheltered fully marine or slightly brackish outer parts of harbours and tidal inlets	<i>Oolina melo</i> in Hayward et al. (1999)

Appendix III-2 continued.

Groups of species used in Figs 6 and 7	Species	Original description	Identification references	Ecology of the dominant species	Ecology references
	<i>Fissurina orbignyana</i>	Seguenza, 1862	Murray (1971), Plate 40 (1-5)		
	<i>Gavelinopsis praegeri</i>	(Heron-Allen and Earland, 1913)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 22 (3/4)	Epifaunal, clinging; hard substrates; passive suspension feeder; marine; shelf-bathyal.	
	<i>Globobulimina</i> sp.	Cushman, 1927		Infaunal; tolerant of degraded organic matter and feeding off associated bacteria; tolerates dysoxia; abundant under oxic conditions at the sediment surface; high organic flux	
	<i>Haynesina depressula</i>	Walker & Jacob, 1798	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 25 (17/18)		
	<i>Haynesina germanica</i>	(Ehrenberg, 1840)	Pillet <i>et al.</i> (2013), Plate I (C/D)	Intertidal mudflats of the present Loire lower inner estuary.	Mojtahid <i>et al.</i> (2016)
	<i>Homalohedra williamsoni</i>	(Alcock, 1865)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate III (5)		
	<i>Lagena perlucida</i>	(Montagu, 1803)	Murray (1971), Plate 33 (1-3)		
	<i>Lagena striata</i>	(d'Orbigny, 1839)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 18 (33)		
<i>Lagena</i> spp.	<i>Lagena sulcata</i>	(Walker & Jacob, 1798)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate III (7)	Marine shelf genus which lives on muddy substrates. Transported into estuaries during storms and deposited as empty tests in mud.	Murray (1971)
	<i>Lagena</i> sp.	Walker & Boys, 1784			
	<i>Reussoolina laevis</i>	(Montagu, 1803)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate III (8)		
	<i>Lenticulina</i> sp.	Lamarck, 1804	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 18 (19/20)		
	<i>Lobatula lobatula</i>	(Walker and Jacob, 1798)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate VI (2)	Stenohaline epifaunal species living in subtidal shallow environments (Inner shelf). Dead tests can be transported into estuary mouth.	Murray (2006)
	<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	d'Orbigny, 1826	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 24 (21-24)		Murray (2006)
	<i>Procerolagena clavata</i>	(d'Orbigny, 1846)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate III (1)	Coastal bay, 10 m water depth	Hyalinonetrion clavatum in Debenay <i>et al.</i> (2013)
	<i>Rosalina bradyi</i>	(Cushman, 1915)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 22 (11-14)		
	<i>Rosalina globularis</i>	d'Orbigny, 1826	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 2 (15/16)		
	<i>Rosalina</i> sp.	d'Orbigny, 1826			

# Annexe IV-1

Données brutes issues de l'analyse des faunes de foraminifères benthiques de la carotte PV2.

Tronçon	Longueur	Interval	Poids sec (g)	Profondeur (cm)	Hyalins																				
					<i>Acervulina inhaerens</i>	<i>Ammonia beccarii</i>	<i>Ammonia falsobeccarii</i>	<i>Ammonia parkinsoniana</i>	<i>Ammonia tepida</i>	<i>Asterigerinata mamilla</i>	<i>Bolivina pseudoplicata</i>	<i>Bolivina striatula</i>	<i>Bulimina aculeata</i>	<i>Bulimina elegans</i>	<i>Bulimina elongata</i>	<i>Bulimina marginata</i>	<i>Cancris auriculus</i>	<i>Cassidulina carinata</i>	<i>Cibicides refulgens</i>	<i>Cibicides variabilis</i>	<i>Discorbinella</i> sp.	<i>Elphidium aculeatum</i>	<i>Elphidium bartleti</i>	<i>Elphidium selseyense</i>	<i>Elphidium lidoense</i>
1/6	0-98	9-10	6,50	9,5					17													6	2	2	1
		36-37	4,60	36,5					12													3	3	2	
		42-43	6,78	42,5		1		2	38	2				1			7					13	18	14	5
		60-61	7,45	60,5	2			6	106	7					1		2	10	1	1	2	42	48	28	3
		72-73	6,76	72,5		1	1	3	27							1		8				14	11	7	3
		83,5-84,5	10,17	84			2	34	74	7			1		2		5	22		2	3	9	50	8	4
85,5-86,5	5,27	86		1		8	40	1								2			4	17	13	16	1		
2/6	98-197,5	5-6	5,20	103,5				1	10		1			1							7	4	4		
		10-11	9,55	108,5	1		1	7	112												50	34	30	4	
		27-28	4,28	125,5					3																
		66-67	10,22	164,5	2	1		11	165	2						1		66		1	1	1	45	85	61
		91-92	5,14	189,5					10									1				8	4	3	
3/6	197,5-294,5	0-1	4,85	198					7									1			3		3		
		14-15	10,65	214,5				21	55	4					1		1					38	21	28	
		18,5-19,5	4,60	219		1		1	6													4	2	1	
		60-61	12,68	260					26	2							16			2		4	14	4	
		78-79	19,52	278,5				8	20	1						1				1			5	2	
4/6	294,5-394,5	8,5-9,5	16,15	303,5		2		4	18	3				1			5					2	9	1	
		19-20	11,64	311	2	4		20	68	6			1				37	10	2	12		14	21	8	3
		36,5-37,5	3,70	331,5				1	1													3	1	1	
		48,5-49,5	16,80	343,5				2	1													1	1		
		86-87	15,76	381				5	7							1	6			1		7	4	1	
5/6	394,5-495	8,5-9,5	4,66	403,5	3				12	3							4			1		45	3	20	
		11-12	6,58	406				2	10	5					1					1	1	43	13	27	2
		39-40	22,80	434																					
		50,5-51,5	5,32	445,5																					
		71,25-71,75	1,41	465,75				7	20									9			1		8	9	
		93,5-94,5	3,94	488,5																					1
6/6	495-542,5	5-6	5,50	500,5																					
		7,5-8,5	7,04	503																					
		19-20	8,19	514,5																					
		34,5-35,5	8,20	530					28	3		1						3			2		37	8	12





# Annexe IV-2

Liste des références taxonomiques utilisées pour l'analyse des faunes de foraminifères benthiques de la carotte PV2.

	Espèces	Description originale	Références d'identification	Ecologie des espèces dominantes	Références écologiques
Agglutinés	<i>Jadammina macrescens</i>	(Brady, 1870)	Murray (1971), Plate 13 (1-5)		
	<i>Haplophragmoides</i> sp.	Cushman, 1910	Jones, (1994), Plate 43 (7)		
	<i>Remaneica plicata</i>	(Terquem, 1876)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate I (8/9)		
	<i>Spiroplectammina sagittula</i>	(Defrance, 1824)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 9 (19-21)		
	<i>Textularia agglutinans</i>	d'Orbigny, 1839	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 9 (15/16)		
	<i>Textularia truncata</i>	Höglund, 1947	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate I (4)		
Porcelanés	<i>Adelosina</i> sp.	d'Orbigny, 1826	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate 2 (8)		
	<i>Edentostomina</i> sp.	Collins, 1958	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate 2 (15)	Miliolidés : Stenohaline species living in subtidal shallow environments, widespread in slightly brackish to hypersaline lagoons, marine marsh and inner shelf.	Murray (2006)
	<i>Miliolinella subrotunda</i>	(Montagu, 1803)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate II (5)		
	<i>Quiqueloculina lata</i>	Terquem, 1876	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 15 (16)		
	<i>Quiqueloculina seminula</i>	(Linnaeus, 1758)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 15 (30)		
	Miliolidea indét. (cassées)				
	<i>Spiroloculina</i> sp.	d'Orbigny, 1826	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 13 (10-11)		
Hyalins	<i>Acervulina inhaerens</i>	Schulze, 1854	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 25 (3)		
	<i>Ammonia beccarii</i>	(Linnaeus, 1758)	Schweitzer <i>et al.</i> (2011), Fig. 1		Murray (2006)
	<i>Ammonia falsobeccarii</i>	(Rouillois, 1974)	Schweitzer <i>et al.</i> (2011), Fig. 2	Stenohaline species living in subtidal shallow environments	Murray (2006)
	<i>Ammonia parkinsoniana</i>	(d'Orbigny, 1839)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 27 (3/4)		Murray (2006)
	<i>Ammonia tepida</i>	(Cushman, 1926)	Debenay <i>et al.</i> (1998), Plate I (6/7)	Intertidal mudflats of the present Loire lower inner estuary	Mojtahid <i>et al.</i> (2016)
	<i>Asterigerinata mamilla</i>	(Williamson, 1858)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 25 (10-13)	Epifaunal, Free; sediment; herbivore; marine, inner shelf	Murray (2006)
	<i>Bolivina pseudoplicata</i>	Heron-Allen & Earland, 1930	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 19 (22)		
	<i>Bolivina striatula</i>	Cushman, 1922	<i>Brizalina striatula</i> dans Milker and Schmiedl (2012), Fig. 20 (3)		
	<i>Bulimina aculeata</i>	d'Orbigny, 1826	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 20 (19)		
	<i>Bulimina elegans</i>	d'Orbigny, 1826	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate IV (9)		
	<i>Bulimina elongata</i>	d'Orbigny, 1846	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate IV (10)		
	<i>Bulimina marginata</i>	d'Orbigny, 1826	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 20 (23)		
	<i>Cancriis auriculus</i>	(Fichtel & Moll, 1798)	Jones, (1994), Plate 106 (4)		
	<i>Cassidulina carinata</i>	Silvestri, 1896	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 20 (5)		
	<i>Cibicides refulgens</i>	Montfort, 1808	Murray (2006), Fig. 5.3 (15)	Epifaunal; attached to firm substrates in high-energy areas (such as currents). shelf-bathyal	Murray (2006)
	<i>Cibicides variabilis</i>	(d'Orbigny, 1826)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 24 (25/26)		
	<i>Discorbinella</i> sp.	Cushman & Martin, 1935			
	<i>Elphidium aculeatum</i>	Silvestri, 1900	Darling <i>et al.</i> (2016), Fig. 3 (S10)		
	<i>Elphidium bartletti</i>	Cushman, 1933	Darling <i>et al.</i> (2016), Fig. 3 (S8)		
	<i>Elphidium selseyense</i>	(Heron-Allen & Earland, 1911)	Darling <i>et al.</i> (2016), Fig. 3 (S5)	Infaustral; common in sediments with highly variable sand, mud and TOC contents, salinity 15-31, intertidal to subtidal in estuaries, lagoons, continental shelf and slope (down to several hundred meters).	<i>E. excavatum</i> dans Murray (2006) ; Mojtahid <i>et al.</i> (2016)
<i>Elphidium lidoense</i>	Cushman, 1936	Darling <i>et al.</i> (2016), Fig. 3 (S13)			
<i>Elphidium gerthi</i>	van Voorthuysen, 1957	Darling <i>et al.</i> (2016), Fig. 3 (S2)	Sandy subtidal sediments of the lower inner and outer Loire estuary.		

	Espèces	Description originale	Références d'identification	Ecologie des espèces dominantes	Références écologiques
Hyalins	<i>Elphidium incertum</i>	Williamson, 1858	Darling <i>et al.</i> (2016), Fig. 3 (S6)		
	<i>Elphidium decipiens</i>	(O.G.Costa, 1856)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 27 (15/16)	Sandy and muddy substrate, 25-42 m water depth	Murray (1991)
	<i>Elphidium magellanicum</i>	Heron-Allen & Earland, 1932	Murray (2003), Fig. 7 (9-10)		
	<i>Elphidium margaritaceum</i>	Cushman, 1930	Darling <i>et al.</i> (2016), Fig. 3 (S9)		
	<i>Elphidium oceanense</i>	(d'Orbigny, 1826)	Darling <i>et al.</i> (2016), Fig. 3 (S3)		
	<i>Elphidium williamsoni</i>	Haynes, 1973	Darling <i>et al.</i> (2016), Fig. 3 (S1)	Brackish species. Very wide tolerance range for salinity variations. infaunal, herbivore, widespread in marginal marine environments along the European seaboard.	Murray (1971)
	<i>Favulina melo</i>	(d'Orbigny, 1839)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate III (3)		
	<i>Favulina squamosa</i>	(Montagu, 1803)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate III (6)		
	<i>Fissurina orbignyana</i>	Seguenza, 1862	Murray (1971), Plate 40 (1-5)		
	<i>Fissurina</i> sp.	Reuss, 1850			
	<i>Fursenkoina</i> sp.	Loeblich & Tappan, 1961			
	<i>Gavelinopsis praegeri</i>	(Heron-Allen and & Earland, 1913)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 22 (3/4)		
	<i>Glandulina</i> sp.	d'Orbigny, 1839			
	<i>Globbulimina affinis</i>	(d'Orbigny, 1839)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 20 (24)		
	<i>Globulina gibba</i>	(d'Orbigny in Deshayes, 1832)	Jones, (1994), Plate 71 (11-12)		
	<i>Haynesina depressula</i>	Walker & Jacob, 1798	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 25 (17/18)		
	<i>Haynesina germanica</i>	(Ehrenberg, 1840)	Pillet <i>et al.</i> (2013), Plate I (C/D)	Intertidal mudflats of the present Loire lower inner estuary.	Mojtahid <i>et al.</i> (2016)
	<i>Homalohedra williamsoni</i>	(Alcock, 1865)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate III (5)		
	<i>Lagena perlucida</i>	(Montagu, 1803)	Murray (1971), Plate 33 (1-3)	Marine shelf genus which lives on muddy substrates. Transported into estuaries during storms and deposited as empty tests in mud.	Murray (1971)
	<i>Lagena sulcata</i>	(Walker & Jacob, 1798)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate III (7)		
	<i>Lagena</i> sp.	Walker & Boys, 1784			
	<i>Lenticulina</i> sp.	Lamarck, 1804	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 18 (19/20)		
	<i>Lobatula lobatula</i>	(Walker and Jacob, 1798)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate VI (2)	Stenohaline epifaunal species living in subtidal shallow environments (Inner shelf). Dead tests can be transported into estuary mouth.	Murray (2006)
	<i>Melonis barleeanus</i>	(Williamson, 1858)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 26 (11/12)		
	<i>Nonionella turgida</i>	(Williamson, 1858)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 26 (1-6)		
	<i>Pararotalia</i> sp.	Le Calvez, 1949			
	<i>Patellina corrugata</i>	Williamson, 1858	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 11 (21-23)		
	<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	d'Orbigny, 1826	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 24 (21-24)	Stenohaline epifaunal species living in subtidal shallow environments (Inner shelf). Dead tests can be transported into estuary mouth.	Murray (2006)
	<i>Procerolagena clavata</i>	(d'Orbigny, 1846)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate III (1)	Coastal bay, 10 m water depth	Hyalinonetrion clavatum dans Debenay <i>et al.</i> (2013)
	<i>Reussoolina laevis</i>	(Montagu, 1803)	Debenay <i>et al.</i> (2001), Plate III (8)		
<i>Rosalina brady</i>	(Cushman, 1915)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 22 (11-14)			
<i>Rosalina globularis</i>	d'Orbigny, 1826	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 2 (15/16)			
<i>Stomatorbina concentrica</i>	(Parker & Jones, 1864)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 21 (24)			









# Appendix V-2

Taxonomic reference list from core KV14bis.

	Species	Original description	Identification references	Ecology of the dominant species	Ecology references
<b>Agglutinated</b>	<i>Eggerelloides scaber</i>	(Williamson, 1858)	Debenay et al. (2001), Plate I (5)		
	<i>Remaneica plicata</i>	(Terquem, 1876)	Debenay et al. (2001), Plate I (8/9)		
	<i>Textularia agglutinans</i>	d'Orbigny, 1839	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 9 (15/16)		
	<i>Textularia truncata</i>	Höglund, 1947	Debenay et al. (2001), Plate I (4)	Epifaunal; free or clinging; hard substrates or soft sediment, detritivorous; marine, lagoons and shelf-bathyal.	Murray (2006)
	<i>Spiroplectammina sagittula</i>	(Defrance, 1824)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 9 (19-21)		
<b>Porcelaneous</b>	<i>Adelosina</i> spp.	d'Orbigny, 1826			
	<i>Cornuspira involvens</i>	(Reuss, 1850)	Debenay et al. (2001), Plate II (14)		
	<i>Edentostomina</i> sp.	Collins, 1958	Debenay et al. (2001), Plate II (15)		
	<i>Miliolinella subrotunda</i>	(Montagu, 1803)	Debenay et al. (2001), Plate II (5)	epifaunal, on plants or sediment; in deep water may construct a detrital tube to lift itself several	Murray (2006)
	<i>Pyrgo depressa</i>	(Silvestri, 1923)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 17 (10/11)		
	<i>Pyrgo williamsoni</i>	d'Orbigny, 1826	Murray (1971), Plate 27 (5-7)		
	<i>Quinqueloculina lata</i>	Terquem, 1876	Debenay et al. (2001), Plate II (2)	epifaunal, free or clinging; plants or sediment; herbivore; marine-hypersaline; S 32-65;	Murray (2006)
	<i>Quinqueloculina seminula</i>	(Linnaeus, 1758)	Debenay et al. (2001), Plate II (11/12)	cold-warm; hypersaline lagoons, marine marsh and shelf, rarely bathyal.	
<i>Spiroloculina</i> spp.	d'Orbigny, 1826				
<b>Hyaline</b>	<i>Acervulina inhaerens</i>	Schulze, 1854	Debenay et al. (2001), Plate IV (31)		
	<i>Ammonia beccarii</i>	(Linnaeus, 1758)	Schweitzer et al. (2011), Fig. 1 (F431/F432)		
	<i>Ammonia falsobeccarii</i>	(Rouvillois, 1974)	Schweitzer et al. (2011), Fig. 1 (F433/F434) ; Fig. 2		
	<i>Ammonia parkinsoniana</i>	(d'Orbigny, 1839)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 27 (3/4)		
	<i>Ammonia tepida</i>	(Cushman, 1926)	Debenay et al. (1998), Plate I (6/7)		
	<i>Ammonia</i> sp.	Brünnich, 1772			
	<i>Asterigerinata mamilla</i>	(Williamson, 1858)	Debenay et al. (2001), Plate IV (20/21)	Epifaunal, Free; sediment; herbivore; marine, inner shelf	Murray (2006)
	<i>Asterigerinata</i> sp.	Bermúdez, 1949	Murray (2006), Fig. 4.8 (12)		
	<i>Bolivina pseudoplicata</i>	Heron-Allen & Earland, 1930	Debenay et al. (2001), Plate IV (6)		
	<i>Bolivina variabilis</i>	(Williamson, 1858)	Debenay et al. (2001), Plate IV (3/4)		
	<i>Bulimina aculeata</i>	d'Orbigny, 1826	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 20 (19)		
	<i>Bulimina elegans</i>	d'Orbigny, 1826	Debenay et al. (2001), Plate IV (9)		
	<i>Bulimina elongata</i>	d'Orbigny, 1846	Debenay et al. (2001), Plate IV (10)		
	<i>Bulimina marginata</i>	d'Orbigny, 1826	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 20 (23)		
	<i>Cassidulina laevigata</i>	d'Orbigny, 1826	Debenay et al. (2001), Plate IV (19)		
	<i>Cibicides refulgens</i>	Montfort, 1808	Murray (2006), Fig. 5.3 (15)	Epifaunal; attached to firm substrates in high-energy areas (such as currents). shelf-bathyal	Murray (2006)
	<i>Cibicides variabilis</i>	(d'Orbigny, 1826)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 24 (25/26)	Stenohaline epifaunal species living in subtidal shallow environments (Inner shelf). Dead tests can be transported into estuary mouth.	Murray (1971)
	<i>Laevidentalina bradyensis</i>	(Dervieux, 1894)	Loeblich and Tappan (1994), Plate 114 (1-9)		
	<i>Elphidium aculeatum</i>	(d'Orbigny, 1846)	Darling et al. (2016), Fig. 3 (S10)		
	<i>Elphidium bartletti</i>	Cushman, 1933	Darling et al. (2016), Fig. 3 (S8)		
	<i>Elphidium crispum</i>	(Linnaeus, 1758)	Darling et al. (2016), Fig. 3 (S11)		
	<i>Elphidium decipiens</i>	(O.G.Costa, 1856)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 27 (15/16)		
	<i>Elphidium gerthi</i>	Van Voorthuysen, 1957	Darling et al. (2016), Fig. 3 (S2)		
	<i>Elphidium incertum</i>	Williamson, 1858	Darling et al. (2016), Fig. 3 (S6)		
	<i>Elphidium lidoense</i>	Cushman, 1936	Darling et al. (2016), Fig. 3 (S13)		
<i>Elphidium magellanicum</i>	Heron-Allen & Earland, 1932	Debenay et al. (2001), Plate VI (7)			
<i>Elphidium margaritaceum</i>	Cushman, 1930	Darling et al. (2016), Fig. 3 (S9)			
<i>Elphidium selseyense</i>	(Heron-Allen & Earland, 1911)	Darling et al. (2016), Fig. 3 (S5)			

Appendix V-2 continued.

	Species	Original description	Identification references	Ecology of the dominant species	Ecology references
	<i>Elphidium williamsoni</i>	Haynes, 1973	Darling et al. (2016), Fig. 3 (S1)		
	<i>Elphidium</i> sp.				
	<i>Favulina squamosa</i>	(Montagu, 1803)	Debenay et al. (2001), Plate III (6)		
	<i>Favulina melo</i>	(d'Orbigny, 1839)	Debenay et al. (2001), Plate III (3)		
	<i>Fissurina orbignyana</i>	Seguenza, 1862	Murray (1971), Plate 40 (1-5)		
	<i>Fissurina marginata</i>	(Montagu, 1803)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 19 (12)		
	<i>Fursenkoina</i> sp.	Loeblich & Tappan, 1961			
	<i>Gavelinopsis praegeri</i>	(Heron-Allen and Earland, 1913)	Debenay et al. (2001), Plate V (3/4)		
	<i>Globobulimina</i> sp.	Cushman, 1927			
	<i>Globocassidulina crassa</i>	(d'Orbigny, 1839)	Debenay et al. (2001), Plate IV (18)		
	<i>Globocassidulina</i> sp.	Voloshinova, 1960			
	<i>Globulina gibba</i>	(D'Orbigny in Deshayes, 1832)	Debenay et al. (2001), Plate III (13)		
	<i>Hanzawaia boueana</i>	(d'Orbigny, 1846)	Loeblich and Tappan (1994), Plate 364 (1-8)		
	<i>Haynesina depressula</i>	Walker & Jacob, 1798	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 25 (17/18)		
	<i>Haynesina germanica</i>	(Ehrenberg, 1840)	Pillet et al. (2013), Plate I (C/D)		
	<i>Homalohedra williamsoni</i>	(Alcock, 1865)	Debenay et al. (2001), Plate III (5)		
	<i>Hyalinea balthica</i>	(Schröter in Gmelin, 1791)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 24 (1/2)		
	<i>Lagena perlucida</i>	(Montagu, 1803)	Murray (1971), Plate 33 (1-3)		
	<i>Lagena sulcata</i>	(Walker & Jacob, 1798)	Debenay et al. (2001), Plate III (7)		
	<i>Lagena</i> sp.	Walker & Boys, 1784			
	<i>Lamarckina haliotidea</i>	(Heron-Allen & Earland, 1911)	Debenay et al. (2001), Plate IV (22-32)		
Hyaline	<i>Lenticulina atlantica</i>	(Barker, 1960)	Jones (1994), Plate 69 (10-12)		
	<i>Lenticulina gibba</i>	(d'Orbigny, 1839)	Hayward et al. (2010), Plate 14 (19/20)		
	<i>Lobatula lobatula</i>	(Walker and Jacob, 1798)	Murray (2006), Fig. 5.3 (14)	Stenohaline epifaunal species living in subtidal shallow environments (Inner shelf). Dead tests can be transported into estuary mouth.	<i>Cibicides lobatulus</i> in Murray (2006)
	<i>Melonis barleeanus</i>	(Williamson, 1858)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 26 (11/12)		
	<i>Nonion fabum</i>	(Fichtel & Moll, 1798)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 25 (22-24)		
	<i>Nonionoides turgida</i>	(Williamson, 1858)	Debenay et al. (2001), Plate VI (14)		
	<i>Oolina variata</i>	(Brady, 1881)	Jones (1994), Plate 61 (1)		
	<i>Pararotalia</i> sp.	Le Calvez, 1949			
	<i>Patellina corrugata</i>	Williamson, 1858	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 11 (21-23)		
	<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	d'Orbigny, 1826	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 24 (21-24)	Stenohaline epifaunal species living in subtidal shallow environments (Inner shelf). Dead tests can be transported into estuary mouth.	Murray (1971)
	<i>Rhaptohelenina decoratiformis</i>	(McCulloch, 1977)	Loeblich and Tappan (1994), Plate 305 (1-10)		
	<i>Procerolagena clavata</i>	(d'Orbigny, 1846)	Debenay et al. (2001), Plate III (1)		
	<i>Reussoolina laevis</i>	(Montagu, 1803)	Debenay et al. (2001), Plate III (8)		
	<i>Rosalina bradyi</i>	(Cushman, 1915)	Debenay et al. (2001), Plate V (1/2)		
	<i>Rosalina globularis</i>	d'Orbigny, 1826	Debenay et al. (2001), Plate V (13)		
	<i>Rosalina</i> sp.	d'Orbigny, 1826			
<i>Saracenaria altifrons</i>	(Parr, 1950)	Hayward et al. (2010), Plate 15 (20-24)			
<i>Spirillina vivipara</i>	Ehrenberg, 1843	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 11 (15/16)			
<i>Stomatorbina concentrica</i>	(Parker & Jones, 1864)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 11 (15/16)			
<i>Trifarina angulosa</i>	(Williamson, 1858)	Milker and Schmiedl (2012), Fig. 21 (24/25)			
<i>Uvigerina</i> sp.	d'Orbigny, 1826				















# Thèse de Doctorat

Matthieu DURAND

## De l'estuaire à l'océan : Expression des forçages locaux et globaux dans l'enregistrement sédimentaire de la dynamique de la Loire depuis l'Holocène Moyen

From estuary to ocean: Expression of local and global forcing factors in the sedimentary records of the Loire River dynamics from the Middle Holocene

### Résumé

L'objectif de ce travail est de reconstituer les changements de la dynamique hydrosédimentaire de la Loire en fonction des variations climatiques globales et régionales depuis l'Holocène Moyen (~7 ka), dans un contexte de ralentissement et de stabilisation de la remontée du niveau marin. Le rôle des aménagements anthropiques de l'estuaire interne depuis le début du XX<sup>ème</sup> siècle, a été également considéré. Dans cet objectif, les séquences sédimentaires étudiées ont été prélevées le long d'un continuum terre-mer entre l'estuaire interne de la Loire et la partie septentrionale du Golfe de Gascogne, en passant par les paléovallées incisées présentes à l'embouchure actuelle. L'emboîtement des dimensions temporelle et spatiale fait l'unicité de ce travail de recherche à l'échelle de la Loire mais également sa complexité. Afin de déconvoluer les différents signaux enregistrés, nous avons entrepris une approche analytique combinant des données sédimentologiques, micropaléontologiques (foraminifères benthiques) et géochimiques, le tout dans un cadre chronologique contraint par des datations <sup>14</sup>C et <sup>210</sup>Pb/<sup>137</sup>Cs. Nos résultats montrent que le ralentissement de la montée des eaux a joué un rôle majeur dans le façonnement du paysage estuarien et par conséquent, dans la chenalisation du flux terrigène vers le large. Ce flux terrigène est également modulé à plus grande échelle par les forçages climatiques internes et externes (e.g., Oscillation Nord Atlantique, forçage solaire) affectant à la fois le bassin versant, l'occurrence des tempêtes au large ainsi que la circulation océanique de surface. Enfin, la partie la plus récente de nos archives sédimentaires estuariennes enregistre l'impact des aménagements humains qui ont profondément modifié la morphologie de l'estuaire interne depuis le début du XX<sup>ème</sup> siècle.

### Mots clés

Estuaire de la Loire, Golfe de Gascogne, Aménagements humains, Paléohydrologie, Niveau marin, Climat holocène, Faciès sédimentaires, Foraminifères benthiques

### Abstract

The aim of this work is to reconstruct changes in the hydro-sedimentary dynamics of the Loire River according to global and regional climatic variations since the Middle Holocene (~7 ka), in a general context of slowing down of sea-level rise. The impact of the recent human settlements undertaken in the internal Loire estuary since the beginning of the 20<sup>th</sup> century is also considered. To achieve this objective, the studied sedimentary sequences were collected along a land-sea continuum from the internal estuary, to the incised paleovalleys off the present-day river mouth, until the northern part of the Bay of Biscay (South Brittany). The imbrication of both temporal and spatial dimensions makes the originality of this research on the scale of the Loire River, but also its complexity. In order to deconvolute the various recorded signals, we used a multiproxy approach combining sedimentological, micropaleontological (benthic foraminifera) and geochemical analyses, within a chronological framework constrained by <sup>14</sup>C and <sup>210</sup>Pb/<sup>137</sup>Cs dating. Our results show that the Middle to Late Holocene slowing down of sea-level rise plays a major role in shaping the estuarine landscape and in the channelization of the terrigenous flow towards the ocean. At the same time, this terrigenous flow is modulated on a larger scale by internal and external climatic forcing (e.g., North Atlantic Oscillation, solar forcing) controlling humidity over the Loire River catchment area, the occurrence of storms and ocean surface circulation. The most recent parts of our estuarine sedimentary sequences record the impact of human settlements since the beginning of the 20<sup>th</sup> century modifying significantly the morphology of the inner estuary and the location of the main river channel.

### Key Words

Loire estuary, Bay of Biscay, Human settlements, Paleohydrology, Sea level, Holocene climate, Sedimentary facies, Benthic foraminifera