

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE BRETAGNE SUD

Ecole Doctorale n° 598

Sciences de la Mer et du Littoral

Spécialité : *Géosciences marines*

Par

Ophélie DAVID

**Reconstitutions des paléoenvironnements côtiers bretons à l'Holocène :
interactions entre dynamiques sédimentaires, climatiques et anthropiques**

Thèse présentée et soutenue à Vannes le 18 décembre 2023

Unité de recherche : Laboratoire Geo-Ocean - UMR 6538

Rapporteurs avant soutenance :

Fabienne MARRET-DAVIES, Reader, Université de Liverpool

Meryem MOJTAHID, Maître de Conférences, Université d'Angers

Composition du Jury :

Présidente : Meryem MOJTAHID, Maître de Conférences, Université d'Angers

Examineurs : Eric ARMYNOT DU CHÂTELET, Maître de Conférences, Université de Lille

Fabien ARNAUD, Directeur de recherche, CNRS, Université Savoie Mont-Blanc

Stéphanie DESPRAT, Maître de Conférences, Université de Bordeaux

Fabienne MARRET-DAVIES, Reader, Université de Liverpool

Directrice de thèse : Evelyne GOUBERT, Maître de Conférences, Université de Bretagne Sud

Co-encadrante : Muriel VIDAL, Maître de Conférences, Université de Bretagne Occidentale

Co-encadrante : Aurélie PENAUD, Maître de Conférences, Université de Bretagne Occidentale

“In my thoughts these shores, so different in their nature and in the inhabitants they support are made one by the unifying touch of the sea. For the differences I sense in this particular instant of time that is mine are but the differences of a moment, determined by our place in the stream of time and in the long rhythms of the sea. Once this rocky coast beneath me was a plain of sand; then the sea rose and found a new shore line. And again in some shadowy future the surf will have ground these rocks to sand and will have returned the coast to its earlier state. And so in my mind’s eye these coastal forms merge and blend in a shifting, kaleidoscopic pattern in which there is no finality, no ultimate and fixed reality—earth becoming fluid as the sea itself.”

Rachel Carson, 1951

Remerciements

A la rédaction des dernières lignes de ce travail doctoral, il est enfin venu le temps de remercier toutes les personnes qui ont contribué à enrichir ces trois années de recherche.

Mes premiers remerciements s'adressent au trio de trois drôles de dames, à mes encadrantes de thèse, qui ont accompagné mes premiers pas dans la recherche, ce depuis le Master.

Evelyne, à notre rencontre il y a maintenant 5 ans lors de mon stage de Master 1 où mon apprentissage sur nos amis les foraminifères a débuté, puis à ce projet de thèse que tu m'as confié. Merci pour ton soutien, ta confiance et ton accompagnement dans cette grande et tumultueuse aventure qu'est la thèse. Et merci à toi et Jorge pour ces délicieux repas réconfortants (je me délecte encore des *migas*).

Muriel paléontologue du Paléozoïque et de l'Holocène, merci de m'avoir conseillé, encadré, guidé avec toute ta bienveillance dans ma découverte du monde merveilleux des pollen, et, ce, depuis mon stage de Master 2.

The last but not the least, Aurélie, un grand merci pour ton soutien, ta pédagogie et ton dynamisme sans faille, j'ai beaucoup appris à tes côtés et je garderai en mémoire notre escapade italienne empreinte de palynologie, de découvertes archéologiques et de grèves...

Merci à toutes les trois pour votre investissement, votre soutien sans faille et vos nombreuses relectures, une grande partie de ce travail vous revient.

Je tiens à remercier très chaleureusement tous les membres du jury : Meryem Mojtahid, Fabienne Marret-Davies, Fabien Arnaud, Eric Armynot du Châtelet et Stéphanie Desprat pour avoir accepté de rapporter ou d'examiner cette thèse.

Les membres de mon comité de thèse ont aussi pleinement joué leur rôle de soutien et de conseil dès le début de cette aventure, je tiens donc à remercier Florence Mazier pour les précieux conseils prodigués, et j'ai une pensée particulièrement émue pour Grégor Marchand, toujours avide de bons conseils, toujours dispensés dans la bienveillance et la bonne humeur.

Ce travail est le fruit des nombreuses interactions qui ont jalonné ces trois années, il est temps à présent de remercier toutes les personnes qui ont contribué à la réflexion scientifique.

A l'équipe ADN, Morgane Ollivier et Frédérique Hubler-Barloy, merci pour votre précieuse aide sur ce nouveau proxy qu'est l'ADN ancien. Merci pour votre investissement sans faille, sur le tumultueux traitement des données ainsi que sur votre riche contribution quant à la rédaction du papier PADMé.

Un grand merci aux équipes géomorpho- et archéo- pour les riches échanges interdisciplinaires. Merci Pierre Séphan pour la précieuse aide sur l'organisation de la mission, ou plutôt des missions carottage PADMé qui furent assez mouvementées.

Merci également à Yvan Pailler et Clément Nicolas pour ces échanges qui ont permis d'éclairer ma lanterne de palynologue et combler mes carences en connaissances archéologiques. Je garde également en mémoire ces deux semaines mémorables passées à Béniguet.

Enfin un grand merci à Aneta pour nos discussions sur Plouescat et pour le partage de tes connaissances en archéologie, qui a éveillé en moi un profond intérêt pour cette discipline.

Merci à Agnès Baltzer et Jean-François Bourillet pour m'avoir permis de travailler sur les jolies séquences du plateau sud-armoricain en me fournissant vos données précédemment acquises.

Un grand merci à Nathalie Bourdet, pour ta précieuse aide sur le rinçage et tamisage des échantillons « foraminifères », dans cette tâche qui nécessite, je le sais, ô combien de patience.

Merci également à celles et ceux qui m'ont accompagnée sur le terrain de Bétahon et de Plouescat pour récolter des échantillons ou des carottes. A Mira Richa, ma première stagiaire pour m'avoir fait découvrir l'encadrement et pour avoir analysé quelques-uns de mes échantillons.

Je tiens également à remercier Marc-André Gutscher et Nathalie Babonneau pour m'avoir offert l'opportunité de monter à bord du *Pourquoi Pas ?* pour ma toute première mission océanographique dans un cadre exceptionnel au pied du colossal Etna.

Je souhaite vivement remercier les personnes du laboratoire Geo-Ocean de Brest et de Vannes merci à vous pour votre accueil et votre intérêt porté à ma thèse.

Je tiens à remercier en particulier la super équipe vannetaise, merci à tous pour vos petits mots de soutien lors du marathon que furent ces dernières semaines de rédaction. Merci à

Clément et à Annette pour les discussions botaniques ou autres, ainsi que les encouragements. Je suis heureuse de rester une année de plus à Vannes pour me délecter de tes doux jeux de mots, Annette.

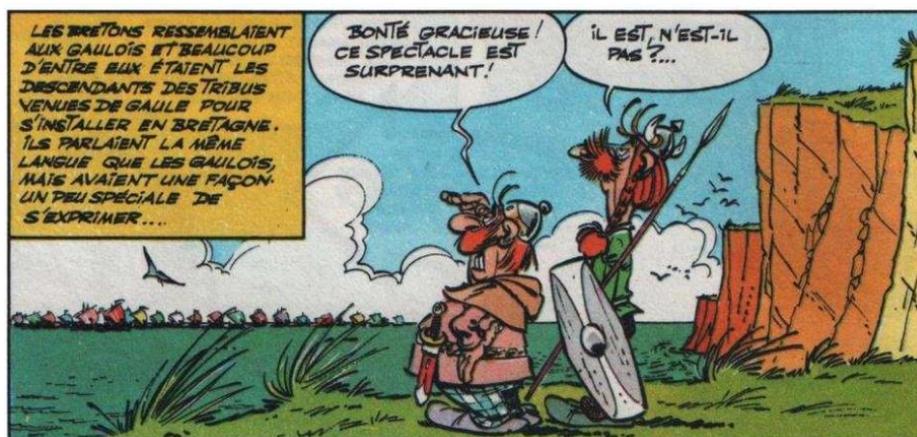
Je pense également à tous les doctorants de Brest et de Vannes, aux moments de convivialité autour d'un café, d'un repas ou d'un verre.

Merci également aux gestionnaires de laboratoires. Merci en particulier à Hélène Butel pour les nombreux ordres de mission et autres dossiers administratifs, ainsi que pour toute l'organisation des trajets-hébergements de la soutenance à venir.

Une pensée particulière à mes co-bureaux brestois. Wiem, j'ai eu le plaisir de partager avec toi deux premières : une première mission océanique sur le *Pourquoi Pas* et un premier congrès en présentiel (le summum du stress pour un thésard). Merci pour ta bienveillance et ton soutien, de ces périples en mer ionienne et strasbourgeois, je garderai que d'agréables souvenirs en ta compagnie. Vincent, mon prédécesseur qui m'a fait découvrir les prémices de la thèse, merci pour tes conseils. Et à la relève, Clara, tu progresses dans cette palpitante aventure qu'est la thèse, je te souhaite aventure et réussite pour les années à venir !

Et pour terminer à ma famille, à qui je dédie cette thèse, ces années passées éloignées de la contrée mancelle, mais à ces séjours exceptionnels à la découverte du Finistère puis du Morbihan. Merci pour votre soutien dans ce long cursus universitaire.

MERCI A TOUTES ET TOUS



Goscinny, R., Uderzo, A. (1966) – *Astérix chez les bretons*. Paris, Dargaud Editeur, 48p.

TABLES DES MATIERES

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I : CONTEXTES GÉOLOGIQUES, CLIMATIQUES ET ANTHROPIQUES : LES GRANDES ÉVOLUTIONS DU PAYSAGE ARMORICAIN	9
I. CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN	12
I.1. Histoire géologique régionale	12
I.2. Les quatre domaines armoricains.....	15
II. CONTEXTE CLIMATIQUE ET PALÉOCLIMATIQUE.....	17
II.1. Le climat actuel à l'échelle du Massif Armoricain	17
II.2. Contexte paléoclimatique	24
III. CONTEXTE ARCHÉOLOGIQUE.....	32
III.1. La transition Mésolithique (10,4–6,8 ka BP / 6,5–4,9 ka BC) – Néolithique (6,8–4,2 ka BP / 4,9–2,2 ka BC)	33
III.2. L'Age des métaux (4,2–2 ka BP / 2,1 ka–50 BC)	37
III.3. De l'époque Gallo-Romaine au Moyen-Age.....	39
IV. LA TRANSFORMATION DES PAYSAGES BRETONS À L'HOLOCÈNE	41
IV.1. Dynamique eustatique à l'Holocène	41
IV.2. Paysages terrestres présents et passés en Bretagne	46
CHAPITRE II : PRÉSENTATION DES SITES D'ÉTUDE ET DU MATÉRIEL ÉTUDIÉ 51	
I. CONTEXTES GÉOMORPHOLOGIQUES ET SÉDIMENTAIRES DES SITES D'ÉTUDE	54
I.1. Les sites d'étude de Bretagne sud : le plateau sud-armoricain	54
I.2. Le site d'étude Bretagne nord : de la baie de Goulven à la vallée du Kerallé	64
II. PRÉSENTATION DU MATÉRIEL D'ÉTUDE.....	68
II.1. Les carottes sédimentaires	68
II.2. Prélèvements de surface.....	75
CHAPITRE III : OUTILS, MÉTHODES ET FONDLEMENTS THÉORIQUES POUR LES INTERPRÉTATIONS PALÉOENVIRONNEMENTALES.....	77
I. RÉCAPITULATIF DES ANALYSES EFFECTUÉES SUR CHACUN DES SITES ÉTUDIÉS.....	81
II. DATATIONS ET ANALYSES SÉDIMENTOLOGIQUES	82
II.1. La datation ¹⁴ C	82
II.2. Analyses sédimentologiques.....	85
III. LES ANALYSES PALYNOLOGIQUES : GRAINS DE POLLEN ET DINOKYSTES.....	86
III.1. Le pollen.....	87
III.2. Les spores	93
III.3. Les kystes de dinoflagellés.....	94

III.4. Protocoles palynologiques : du sédiment au microscope	97
IV. LES ANALYSES MICROPALÉONTOLOGIQUES SUR LES ASSEMBLAGES DE FORAMINIFÈRES	
BENTHIQUES	99
IV.1. Caractéristiques générales	100
IV.2. Traitements en laboratoire et comptage des foraminifères	104
CHAPITRE IV : LE MARAIS MARITIME DE BÉTAHON : CARACTÉRISATION	
ACTUELLE ET ÉVOLUTIONS PASSÉES.....	107
Partie I : Etude des assemblages actuels de foraminifères dans le marais maritime de Bétahon	
pour affiner la compréhension des assemblages fossiles.....	113
RÉSUMÉ	113
I. INTRODUCTION	115
II. AIRE D'ÉTUDE.....	117
III. MATÉRIEL ET MÉTHODES	118
III.1. Prélèvements	118
III.2. Traitement des échantillons en laboratoire.....	119
III.3. Traitements statistiques	120
IV. DISTRIBUTION DES ESPÈCES DE FORAMINIFÈRES ACTUELS LE LONG DE TRANSECTS	
ALTITUDINAUX	121
IV.1. Transects aval : Tr3 et Tr14	122
IV.2. Transect central : Tr 6 (Figure IV-5).....	126
IV.3. Transect amont : Tr10 (Figure IV-6).....	128
IV.4. Bilan	128
V. DISTRIBUTION SPATIALE DES ASSEMBLAGES DE FORAMINIFÈRES ACTUELS DANS LE MARAIS	
MARITIME DE BÉTAHON	130
V.1. Assemblage 1 : la flèche sableuse de Bétahon	130
V.2. Assemblage 2 : les environnements de slikke	131
V.3. Assemblage 3 : le bas schorre.....	136
V.4. Assemblage 4 : bordure végétalisée d'une dépression vaseuse anthropique.....	136
VI. LA RÉPARTITION ET LA PRÉSERVATION DES ASSEMBLAGES ACTUELS POUR UNE MEILLEURE	
COMPRÉHENSION DES ASSEMBLAGES FOSSILES	138
VI.1. Distribution des assemblages de foraminifères en fonction des caractéristiques hydro-	
morpho-sédimentaires du marais maritime de Bétahon.....	138
VI.2. Implications des processus taphonomiques sur la représentativité différentielle des	
assemblages actuels et fossiles – Overview	140
VII. CONCLUSIONS.....	143

Partie II : Reconstitution paléoenvironnementale holocène du marais maritime de Bétahon (NW France) - dynamiques sédimentaires et évolution des assemblages de foraminifères. 145

RÉSUMÉ	145
I. INTRODUCTION	147
II. CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL	148
II.1. La baie et l'estuaire de la Vilaine	148
II.2. Dynamique sédimentaire dans l'estuaire de la Vilaine	149
III. MATÉRIEL ET MÉTHODES	151
III.1. Matériel sédimentaire étudié et datations AMS- ¹⁴ C	151
III.2. Analyses XRF	152
III.3. Analyses granulométriques	153
III.4. Analyses des assemblages de foraminifères benthiques	153
IV. RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS	154
IV.1. Caractéristiques sédimentaires et cadre chronologique	154
IV.2. Les assemblages de foraminifères benthiques dans la carotte BET-8	160
V. DISCUSSION : ÉVOLUTION PALÉOENVIRONNEMENTALE DU MARAIS DE BÉTAHON DEPUIS 10 KA BP	168
V.1. De 10 à 7,9 ka BP : comblement estuarien	168
V.2. De ~6,7 à 5,5 ka BP : période de ravinement tidal	169
V.3. Depuis 5,5 ka BP : édification du marais maritime actuel	170
VI. CONCLUSION	175
Figures complémentaires de la partie I	177
Figures complémentaires de la partie II	189
CHAPITRE V: SEDIMENTOLOGICAL AND PALYNOLOGICAL RECORDS SINCE 10 KA BP ALONG A PROXIMAL-DISTAL GRADIENT ON THE ARMORICAN SHELF (NW FRANCE)	193
ABSTRACT	198
I. INTRODUCTION	199
II. ENVIRONMENTAL CONTEXT	201
II.1. Hydrographical context of the Bay of Biscay	201
II.2. Sedimentological context of the Armorican shelf	203
III. MATERIAL AND METHODS	204
III.1. Study cores	204
III.2. Chronological frameworks	205
III.3. Sedimentological analyses	208
III.4. Palynological analyses	208
IV. RESULTS	209

IV.1. Sediment facies description and chrono-stratigraphical model.....	209
IV.2. Palynological results of core MD08-3204 CQ.....	212
V. DISCUSSION.....	217
V.1. Sedimentary evolution of the Armorican shelf over the last 10 kyrs BP	217
V.2. Palynological records along a proximal-distal gradient during the TST interval (8.5–8.3 ka BP)	220
V.3. Natural vs. anthropogenic impacts since 5.7 ka BP along an inshore-offshore gradient at the scale of the South Brittany platform	226
VI. CONCLUSIONS	232
DATA AVAILABILITY	234
ACKNOWLEDGMENTS	234
CHAPITRE VI : PALYNOLOGICAL, SEDIMENTOLOGICAL AND PALEOGENOMIC ANALYSES ALONG A 7.3 KYRS COASTAL RECORD IN NW BRITTANY (PLOUESCAT, FRANCE)	235
Part I : From a coastal plain to an anthropized fluvial valley (NW Brittany, France): 7.3 kyrs of paleoenvironmental evolution from sedimentology, palynology and paleogenomic.....	243
ABSTRACT.....	243
I. INTRODUCTION	245
II. ENVIRONMENTAL AND ARCHAEOLOGICAL CONTEXTS	247
II.1. Geomorphological context of the Bay of Goulven and the Kerallé valley.....	247
II.2. Relative Sea Level (RSL) evolution and implication on Brittany coastal landscape	249
II.3. Cultural and archeological evidence in Plouescat	249
III. MATERIALS AND METHODS.....	250
III.1. Studied sediment cores and AMS- ¹⁴ C dating.....	250
III.2. Sedimentological analyses.....	252
III.3. Palynological analyses on core ANE-C3	253
III.4. sedaDNA analyses on core PADMé.....	254
IV. RESULTS	256
IV.1. Chrono-stratigraphical model and sedimentological description.....	256
IV.2. Palynological results on the ANE-C3 core	259
IV.3. SedaDNA results on the PADMé core	260
IV.4. Comparison of palynological and sedaDNA records	266
V. PALEOENVIRONMENTAL EVOLUTION OF THE KERALLÉ VALLEY SINCE 7.3 KA BP.....	267
V.1. Environmental dynamics	267
V.2. Anthropogenic dynamics.....	269
VI. CONCLUSION AND PERSPECTIVES.....	274
ACKNOWLEDGMENTS	275

Part II : Data in brief - New coastal records in northern Brittany (Plouescat, NW France): sedimentological, palynological and paleogenomic data over the last 7.3 ka BP	277
ABSTRACT.....	277
I. SEDIMENTOLOGICAL DATASETS.....	279
I.1. High resolution photographs of ANE-C3 and PADMé cores.....	279
I.2. X-ray fluorescent (XRF) normalization applied in the study.....	280
II. MODERN SUB-SURFACE AND FOSSIL POLLEN ASSEMBLAGES (PLOUESCAT, NW BRITANNY) .	282
II.1. Sampling strategy	282
II.2. Methods: pollen extraction and counting.....	282
II.3. Modern sub-surface samples	283
II.4. Cluster analysis on ANE-C3 core samples	288
III. ANCIENT SEDIMENTARY DNA (SEDADNA)	289
III.1. Methodology	289
III.2. Cluster analysis performed on sedaDNA data of core PADMé to better characterize floristic assemblages	292
CHAPITRE VII - SYNTHÈSE : RECONSTITUTIONS DES PALÉOENVIRONNEMENTS CÔTIERS BRETONS A L'HOLOCÈNE : INTERACTIONS ENTRE DYNAMIQUES SÉDIMENTAIRES, CLIMATIQUES ET ANTHROPIQUES.....	295
AXE (1) : Dynamique du remplissage sédimentaire des systèmes côtiers face à la transgression marine holocène.....	301
I.1. Evolution des dynamiques sédimentaires et paléoenvironnementales holocènes à l'échelle macro-régionale du plateau sud-armoricain.....	302
I.2. Evolution des dynamiques sédimentaires et paléoenvironnementales holocènes sur la côte nord : exemple du comblement de la vallée du Kerallé (Plouescat).....	309
AXE (2) : Impacts des dynamiques hydro-climatiques et anthropiques sur l'évolution des paléoenvironnements côtiers holocènes.....	312
II.1. Implication des dynamiques sédimentaires et hydro-climatiques sur l'enregistrement du signal palynologique à l'échelle du plateau sud-armoricain.....	315
II.2. Le signal pollinique d'anthropisation : des échelles locales à l'échelle régionale	319
CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES	327
RAPPEL DE LA PROBLÉMATIQUE	329
SYNTHÈSE DES PRINCIPAUX RÉSULTATS	329
PERSPECTIVES.....	334
RÉFÉRENCES	339
ANNEXES.....	373

TABLES DES ILLUSTRATIONS

Figure 0-1 : Problématiques de la thèse et synthèse des données utilisées pour y répondre.	8
Figure I-1 : Schéma illustrant la géométrie et la cinétique des plaques de la fin du Protérozoïque (Ediacarien) jusqu'au Carbonifère (extrait de Ballèvre et al., 2013).....	13
Figure I-2 : Carte géologique simplifiée de la Bretagne et des grands domaines armoricains (modifiée du BRGM, carte au 1 : 1 000 000).	15
Figure I-3: Météorologie de la péninsule bretonne : a) Zonations climatiques bretonnes ; b) Température moyenne annuelle pour la période 1981-2010 ; c) Insolation moyenne annuelle pour la période 1997-2008 ; d) Précipitation moyenne annuelle pour la période 1971-2000. Données Météo France extraites de Belleguic et al. (2012).	17
Figure I-4 : L'Oscillation Nord Atlantique (ou NAO) avec a) la représentation des anomalies de pression entre l'anticyclone des Azores et la dépression islandaise conditionnant les configurations NAO+ ou NAO-, b) corrélation entre l'indice de NAO et le régime de précipitation hivernale (Tréguer et al., 2014), et c) valeurs standardisées de la NAO depuis 1950.	20
Figure I-5 : Température de surface (SST) et circulation océanique de surface en Atlantique Nord (d'après Eynaud et al., 2018). NAC : Dérive Nord Atlantique ; EGC : Courant Est Groenlandais ; WGC : Courant Ouest Groenlandais ; IC : Courant d'Irminger ; LC : Courant du Labrador ; GS : Gulf Stream ; STG : Gyre subtropical ; SPG : gyre subpolaire.	21
Figure I-6 : Indice AMO depuis 1856 (©tempsvrai.com 1992-2023).....	22
Figure I-7 : Représentation schématique des quatre configurations type associées à l'occurrence d'évènement tempêtueux sur les côtes ouest-européennes (van Vliet-Lanoë et al., 2014). a) NAO+/AMO+ : tempêtes de moindre intensité mais plus fréquentes et hivers pluvieux sur l'Europe du Nord / b) NAO-/AMO+ : tempêtes tropicales de forte intensité touchent l'Europe / c) NAO+/AMO- : les conditions climatiques sont régies par les phases de NAO, et dépendantes de la position du <i>jet stream</i> / d) NAO-/AMO- : tempêtes d'intensité modérée.	23
Figure I-8 : Zoom sur le climat des derniers 40 krys BP d'après les données glaciologiques NGRIP (Groenland). En rouge : les interstades de Dansgaard-Oeschger (i.e., périodes de réchauffement abrupt). En bleu : les événements de Heinrich (i.e., période de refroidissement extrême) (Penaud, 2009).....	26
Figure I-9 : Le climat holocène avec : en bleu les données isotopiques NGRIP (Johnsen et al., 2001) ; l'insolation à 65°N pour les périodes estivales (en rouge) et hivernales (en vert ; Berger et Loutre, 1991) ; en noir les changements climatiques rapides ou RCC (« Rapid Climate Change » ; Mayewski et al., 2004) ; et en violet les événements de Bond (BE pour « Bond Event » ; Bond et al., 1997, 2001). Ces données sont exprimées en fonction des subdivisions stratigraphiques (Walker et al., 2019) et des périodes culturelles définies pour le Nord-Ouest de la France (Gorczyńska et al., 2023a).....	28
Figure I-10 : Modèles conceptuels montrant les configurations atmosphériques (i.e., trajectoires des tempêtes) et océaniques (i.e., NAC pour Courant Nord Atlantique, et SPG pour gyre subpolaire) sur la marge nord-ouest européenne en configuration NAO+ prévalente (a), et NAO- prévalente (b) (modifié d'après Lambert et al., 2020).....	30
Figure I-11 : Evénements climatiques abrupts au cours de l'Holocène a) période de refroidissement abrupt du climat, i.e., Bond Event (Bond et al., 2001) ; b) Changements climatiques rapides, i.e., RCC (Mayewski et	

al., 2004) ; et c) Périodes tempétueuses en Europe recensées le long des côtes : du sud de la Manche (Sorrel et al., 2012) ; bretonnes (van Vliet-Lanoë et al., 2014) ; atlantiques européennes (Pouzet et al., 2018) ; et nord-européennes (Goslin et al., 2018).....	31
Figure I-12 : Carte des différentes voies de néolithisation en Europe (modifié d'après Rasse, 2008 et Guilaine, 2003 selon Demoule et al., 2007).....	34
Figure I-13 : Dynamique de la remontée du niveau marin holocène sur la façade atlantique française.	42
Figure I-14 : Cartes montrant les différents stades de la transgression holocène et son impact supposé sur l'évolution du trait de côte pour les secteurs a) sud-armoricain sur la base de la morphologie du substratum et b) nord-armoricain sur la base de la bathymétrie actuelle (laboratoire Geo-Ocean, Univ. Bretagne Sud, Vannes ; Menier, D et Le Gall, R.).....	45
Figure I-15 : Transect théorique de la végétation armoricaine depuis la zone supralittorale jusqu'à la forêt continentale. Les cortèges floristiques accompagnant ces milieux sont présentés de manière synthétique dans le Tableau I-1.....	46
Figure I-16 : Chronozones polliniques définies pour le Massif Armoricain (d'après Morzadec-Kerfourn, 1974), au regard des subdivisions stratigraphiques (Walker et al., 2019) et culturelles (Gorzynska et al., 2023a)...	49
Figure II-1 : a) Bathymétrie du Golfe de Gascogne et localisation des sites d'étude. b) Bathymétrie du domaine interne de la plateforme sud-armoricaine et localisation des deux sites d'étude morbihannais.....	55
Figure II-2 : a) Reconstitution des réseaux de paléovallées de la Vilaine (en rouge) et de l'Artimon (en orange) traversant le domaine du Mor Braz (selon Menier et al., 2006, 2010) et localisation des profils sismiques. Remplissage sédimentaire de la paléovallée de la Vilaine selon les profils sismiques b) V08 (d'après Menier et al., 2010, 2014) et c) 12A (d'après Baltzer et al., 2014).....	57
Figure II-3 : Répartition des sédiments superficiels dans le domaine du Mor Braz (modifié d'après Lesueur and Klingebiel, 1986 ; Menier et al., 2014).....	58
Figure II-4 : L'estuaire de la Vilaine a) extrait de la carte géologique (carte géologique de la France au 1/50 000, BRGM), b) carte géomorphologique (modifiée d'après Traini, 2009) et c) carte bathymétrique (Goubert et Le Gall, 2016a).....	60
Figure II-5 : Description des environnements caractéristiques du marais maritime de Bétahon : a) orthophotographie b) et photos aériennes (laboratoire Geo-Ocean, Univ. Bretagne Sud, Vannes, Avril 2021).	62
Figure II-6 : Transect théorique illustrant l'étagement altitudinal des environnements caractérisant le marais maritime de Bétahon. NM : Niveau Moyen / PMME : Pleines Mers de Mortes-Eaux / PMVE : Pleines Mers Vives-Eaux / PHMA : Plus Hautes Mers Astronomiques.	63
Figure II-7 : a) Bathymétrie du Golfe de Gascogne et localisation des sites d'études. b) Localisation du site d'étude de la baie de Goulven (i.e., Plouescat) dans le cadre nord finistérien.....	65
Figure II-8 : a) Cadre géomorphologique global de la baie de Goulven (d'après Hallégouët and Moign, 1976). b) Cadre géomorphologique et sédimentaire zoomé autour de l'anse de Kernic (d'après les données de Stéphan et al., 2018).....	67
Figure II-9 : Localisation et caractéristiques générales des 4 carottes sédimentaires étudiées.	69
Figure II-10 : a) Lieu de prélèvement de la carotte BET-8. b) Photographies et radiographies de la carotte (Traini, 2009) et positionnement des différents niveaux ayant fait l'objet d'analyses (i.e., datations, analyses sédimentaires et micropaléontologiques). c) Période temporelle couverte par cette archive sédimentaire. 71	

Figure II-11 : a) Lieu de prélèvement de la carotte MD08-3204 CQ. b) Photographies de la carotte (Baltzer et al., 2014) et positionnement des différents niveaux ayant fait l'objet d'analyses (i.e., datations, analyses sédimentaires et palynologiques). c) Période temporelle couverte par cette archive sédimentaire.	72
Figure II-12 : a) Lieu de prélèvement de la carotte ANE-C3. b) Photographies de la carotte et positionnement des différents niveaux ayant fait l'objet d'analyses (i.e., datations, analyses sédimentaires et palynologiques). c) Période temporelle couverte par cette archive sédimentaire.....	73
Figure II-13 : a) Lieu de prélèvement de la carotte PADMé. b) Photographies de la carotte et positionnement des différents niveaux ayant fait l'objet d'analyses (i.e., datations, analyses sédimentaires et sed-DNA). c) Période temporelle couverte par cette archive sédimentaire.....	74
Figure II-14 : Localisation des prélèvements de surface dans le marais maritime de Bétahon. Les échantillonnages réalisés se répartissent sous la forme de transects (Tr 1 à 14) situés de l'aval à l'amont du système.....	75
Figure II-15 : Répartition et caractéristiques environnementales des échantillons de surface prélevés sur le pourtour de l'Anse de Kernic.....	76
Figure III-1 : Schémas a) de la morphologie générale d'un grain de pollen (d'après Suc and Defér, 2003), b) des différents types d'ornementation (d'après Moore et al., 1991) et c) quelques exemples de type d'ouvertures.	88
Figure III-2 : Modèle conceptuel des processus contribuant à la représentativité différentielle des grains de pollen dans les assemblages polliniques (inspiré de Chevallier et al., 2020). Les ronds blancs représentent les grains de pollen émis par les taxons arboréens, produits en grande quantité et transportés sur de longues distances par le vent et les rivières. Les carrés jaunes symbolisent les grains de pollen produits par des taxons herbacés, dont la résolution taxonomique et les capacités de disséminations sont moindres. Les triangles roses représentent les grains de pollen émis par les taxons dits anthropiques ou cultivés, produits en faible quantité et transportés sur de courtes distances. Les grains de pollen s'accumulent dans les sédiments (marins, tourbeux ou encore lacustres), et sont collectés à la suite d'un carottage. Les échantillons sédimentaires récupérés sont traités en laboratoire, le résidu pollinique est compté sous microscope optique. L'assemblage pollinique résultant de cette observation est affecté par tous ces processus de représentativité différentielle menant à une sur-représentation des taxons arboréens et une sous-représentation des taxons herbacés.	90
Figure III-3 : Photographies et schémas de spores monolètes et trilètes.....	94
Figure III-4 : Morphologie d'un dinoflagellé appartenant au groupe des Gonyaulacales. a) Forme thécale (<i>Gonyaulax</i> sp.) et b) forme enkystée (genre <i>Spiniferites</i> ; d'après de Vernal et Marret, 2007).	95
Figure III-5 : Représentation schématique du cycle de vie des dinoflagellés (d'après Bravo et Figueroa, 2014).	96
Figure III-6 : Version schématisée de la plateforme continentale sud-armoricaine, sur laquelle figurent les différentes zones marines (domaines néritiques à océanique distal) ainsi que les dinokystes identifiés durant cette thèse, répartis le long de ce transect proximal-distal d'après leur affinité écologique, tel que défini dans Penaud et al. (2020). Les principaux taxons identifiés sont illustrés en Annexe 2.	97
Figure III-7 : Nature et représentation schématique de l'architecture des tests de foraminifères benthiques.	101
Figure III-8 : Représentation schématique du cycle de vie des foraminifères benthiques (Le Cadre, 2003).	102
Figure III-9 : a) Ensemble des paramètres influençant la distribution des foraminifères benthiques. b) Modèle TROX expliquant les microhabitats des foraminifères dans les zones subtidales en fonction des conditions trophiques et des concentrations en oxygène (Jorissen et al., 1995). c) Distribution théorique des assemblages de foraminifères dans les environnements de marais maritime dépendant de l'altitude régissant la durée d'exposition aux conditions subaériennes (transect établi d'après Scott et Medioli, 1978 ; Horton et Edwards, 2006 ; Stéphane et al., 2014).	103

Figure IV-1 : Localisation du marais maritime de Bétahon dans le contexte géomorphologique de l'estuaire de la Vilaine. Les points blancs représentent les prélèvements de surface effectués dans le cadre de cette étude.	118
Figure IV-2 : Localisation des prélèvements de surface effectués dans le marais maritime de Bétahon le long de la rivière du Saint-Eloi. Les sous-environnements échantillonnés sont plus amplement détaillés dans les figures complémentaires (Figure complémentaire IV-1 p.177 et Figure complémentaire IV-2 p.180).....	119
Figure IV-3: Abondances relatives (%) pour chacune des espèces identifiées de foraminifères morts, représentées en parallèle de l'abondance absolue totale (nombre de foraminifères/50g de sédiment sec) et de la richesse totale (nombre d'espèces identifiées) le long du transect aval n°3.	123
Figure IV-4: Abondances relatives (%) pour chacune des espèces identifiées de foraminifères morts, représentées en parallèle de l'abondance absolue totale (nombre de foraminifères/50g de sédiment sec) et de la richesse totale (nombre d'espèces identifiées) le long du transect aval n°14.	125
Figure IV-5: Abondances relatives (%) pour chacune des espèces identifiées de foraminifères morts, représentées en parallèle de l'abondance absolue totale (nombre de foraminifères/50g de sédiment sec) et de la richesse totale (nombre d'espèces identifiées) le long du transect central n°6.	127
Figure IV-6: Abondances relatives (%) pour chacune des espèces identifiées de foraminifères morts, représentées en parallèle de l'abondance absolue totale (nombre de foraminifères/50g de sédiment sec) et de la richesse totale (nombre d'espèces identifiées) le long du transect amont n°10.	129
Figure IV-7 : a) Identification des assemblages de foraminifères du marais maritime de Bétahon d'après une analyse cluster réalisée sous PAST (Algorithme : Paired group / Indice de similarité : Bray-Curtis). b) Identification des paramètres environnementaux conditionnant la distribution des assemblages de foraminifères d'après une analyse Canonique des Correspondance (CCA) réalisé sous R. Distribution c) spatiale et d) altitudinale des assemblages de foraminifères.....	133
Figure IV-8 : Schéma récapitulatif des dynamiques bio-sédimentaires dans l'actuel marais maritime de Bétahon.	137
Figure IV-9 : a) Localisation de l'estuaire de la Vilaine sur le plateau sud-armoricain. b) Cadre géomorphologique de l'estuaire de la Vilaine et localisation du marais maritime de Bétahon ainsi que des séquences précédemment étudiées dans le secteur.	150
Figure IV-10: Modèle d'âge de la carotte BET-8, pour les zones I et III mis en parallèle du log sédimentaire. Pour la zone II, ne pouvant faire l'objet d'un modèle d'âge en raison des multiples surfaces d'érosion, seuls les points de datations sont indiqués. Voir la Figure IV-12 pour la description du log sédimentaire.	155
Figure IV-11 : a) Matrice de corrélation obtenue sur les données XRF grâce au package « Hmisc » sous le logiciel R version 4.1.2. b) Ratios établis d'après les coefficients de similarité et la signature environnementale de chaque élément se référant à des études préalablement menées (Croudace et Rothwell, 2015 ; Richter et al., 2006). Si $r = 0$, il n'existe pas de corrélation entre les deux variables comparées. Plus r s'approche de 1, plus la corrélation est positive (en bleu), plus r s'approche de -1 plus la corrélation est négative (en rouge). .	156
Figure IV-12 : Données sédimentologiques de la carotte BET-8, avec : (a) log et description des faciès sédimentaires ; (b, c, d) données granulométriques acquises sur le sédiment décarbonaté (respectivement D50, les modes et la distribution granulométrique ; (e-j) ratios XRF Ca/Ti, Sr/Al et Ti/Al (constitution des ratios détaillée en Figure IV-11).	159
Figure IV-13 : Données générales sur les assemblages de foraminifères avec : a) l'abondance absolue, b) le nombre de spécimens comptés par échantillon, c) la richesse spécifique (avec le nombre d'espèces comptées et l'indice de diversité de Margalef). Représentation des abondances absolues calculées pour d) les diatomées	

et e) les ostracodes. Se référer à la Figure IV-12 pour la description du log sédimentaire et à la Figure IV-14 pour une description complète des assemblages de foraminifères.....	161
Figure IV-14 : a) Analyse cluster basée sur l'algorithme « <i>Paired group</i> » et utilisant l'indice de similarité « <i>Bray Curtis</i> » et b) analyse par correspondance (CCA pour « <i>Canonical Correspondence Analysis</i> »), effectuées sur les abondances relatives des foraminifères de la carotte BET-8. Les deux analyses ont été réalisées sous le logiciel PAST.	165
Figure IV-15 : a) Schéma de distribution au sein d'un estuaire des différents sous-assemblages de foraminifères, identifiés dans la carotte BET-8. b) Evolution des assemblages de foraminifères le long de la carotte BET-8.....	167
Figure IV-16 : Evolution des faciès sédimentaires et des assemblages de foraminifères de la carotte BET-8, au regard de la courbe de remontée du niveau marin le long des côtes sud-Bretagne (Garcia-Artola et al., 2018). TST : Cortège transgressif (ou « <i>Transgressive System Tract</i> »). TRS : Surface de Ravinement Tidal (ou « <i>Tidal Ravinement Surface</i> »). HST : Cortège de haut niveau marin (ou « <i>Highstand System Tract</i> »).....	173
Figure IV-17 : Schéma conceptuel de l'évolution du marais maritime de Bétahon et plus largement de l'estuaire externe de la Vilaine. TRS : Surface de Ravinement Tidal (ou « <i>Tidal Ravinement Surface</i> »).	174
Figure complémentaire IV-1 : Milieux échantillonnés dans le marais maritime de Bétahon, pour l'étude des assemblages de foraminifères benthiques, pour les transects a) en aval, b) centraux et c) en amont. Voir la Figure complémentaire IV-2 pour les caractéristiques de chaque point de prélèvement (i.e., altitude, distance à la mer, nature du substrat).....	177
Figure complémentaire IV-2 : Caractéristiques environnementales (i.e., altitude, distance du chenal et distance de la mer, couverture sédimentaire et végétale) décrites pour chaque échantillon de surface effectué dans le marais maritime de Bétahon.	180
Figure complémentaire IV-3 : Liste des espèces de foraminifères présentes dans les sédiments de surface du marais maritime de Bétahon (BF-21).....	181
Figure complémentaire IV-4 : Groupes écologiques définis pour les assemblages de foraminifères identifiés dans les échantillons de surface du marais maritime de Bétahon. D pour espèces dominantes (>20%) ; A pour accessoires (10-5%) et S pour les espèces rares (<5%).....	182
Figure complémentaire IV-5 : Répartition des espèces de foraminifères le long des transects situés en aval (Transects : 1, 2, 13), en partie centrale (Transects : 4, 5, 11, 12) et en amont (Transects : 8) de l'embouchure du Saint-Eloi. Pour chaque transect, les espèces de foraminifères sont représentées en abondance relative (%), en parallèle de l'abondance absolue totale (nombre de foraminifères /50g de sédiment sec) et de la richesse spécifique totale (nombre d'espèces identifiées). Se référer à la Figure complémentaire IV-1 (p. 177) pour une localisation précise des transects et des échantillons analysés.	183
Figure complémentaire IV-6 : Localisation et compositions faunistiques (i.e., foraminifères benthiques) des échantillons composant les différents assemblages définis par l'analyse cluster.	187
Figure complémentaire IV-7 : a) Estimation de la distribution granulométrique à partir des lavages. b) Description et contenu général des fractions granulométriques entre 125 µm et 1 mm.....	189
Figure complémentaire IV-8 : Liste des espèces de foraminifères présentes dans la carotte BET-8.	190
Figure complémentaire IV-9 : Grands groupes écologiques auxquels appartiennent les foraminifères de la carotte BET-8. D pour espèces dominantes (>20%) ; C pour espèces communes (20-10%) ; A pour accessoires (10-5%) et S pour rares (<5%).	191

Figure V-1 : a) Map illustrating the general winter surface circulation in the Bay of Biscay (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996; Ferrer et al., 2009), the repartition of muddy deposits on the shelf (Allen and Castaing, 1977), the location of the studied cores MD08-3204 CQ (Bay of Quiberon; Baltzer et al., 2014; I on the map a) and VK03-58bis (northern Grande Vasière, South Glénan islands; Bourillet et al., 2005, 2006; Naughton et al., 2007; II on the map a) as well as other cited cores in the text, including GL3 (loc'h of Guidel; Fernane et al., 2015; 1 on the map a), CBT-CS11 (northern Grande Vasière, Penmarc'h sector; Mojtahid et al., 2019; Penaud et al., 2020; 2 on the map a), VC-08 (Bay of Douarnenez; Lambert et al., 2019; 3 on the map a) and MD95-2002 (Meriadzec Terrace; Zumaque et al., 2017; Fersi et al., in prep.; 4 on the map a). b) Surface sediment distribution over the South Armorican platform (Lesueur and Klingebiel, 1986; Menier et al., 2014) and location of the above-mentioned inner to mid-shelf cores.	202
Figure V-2 : a) Age model of the studied core MD08-3204 CQ over the last 5.7 kyrs BP. b) Revised age models for cores CBT-CS11 (Penaud et al., 2020) and GL3 (Fernane et al., 2015). Age models were established using the rbacon package (Blaauw and Christen, 2011) in R version 4.1.2, and are expressed along cultural subdivisions for western Brittany (Gorczyńska et al., 2023a) and stratigraphical subdivisions (Walker et al., 2019).....	207
Figure V-3: Sedimentological description for cores a) MD08-3204 CQ and b) VK03-58bis, including the logs for the description of the sedimentary facies (a and b), X-ray radiography (Bourillet et al., 2005; only b), the median grain-size analysis or D50 on total (a and b) and decarbonated (only b) sediments, grain-size distributions (regarding total sediments for a and decarbonated sediments for b), as well as Total Organic Carbon (TOC) measurements (only a). Age-depth plots for both cores (see Table V-1 and Table V-2) are represented along sedimentation rates and the relative sea level (RSL) for southern Brittany (García-Artola et al., 2018). Intervals of low sedimentation rates linked to sediment remobilization and/or non-deposits are indicated using grey horizontal bands. HST: Highstand System Tract; TST: Transgressive System Tract; MFS: Maximum Flooding Surface.	211
Figure V-4: Along the log of core MD08-3204 CQ (see Figure V-3a): Palynological (dinocyst and pollen) data plotted vs. depth (cm) with concentrations (a and g), diversity Margalef indexes (b and h), number of different taxa (c and i), as well as dominance indexes (d and j) in parallel with percentages of the dominant species in dinocyst and pollen assemblages (e and k, respectively). Also, the number of counted specimens per analysed sample for pollen and dinocysts is highlighted in logarithmic scale allowing better visualizing the few number of dinocysts counted in the lower section of the MD08-3204CQ core. The interval of low sedimentation rates linked to sediment remobilization and/or non-deposits is indicated using a grey horizontal band (see Figure V-3).....	215
Figure V-5 : MD08-3204 CQ palynological data plotted vs. depth (cm). Major taxa (greater than 2% at least once in analyzed samples) of a) dinocyst and b) pollen assemblages. The interval of low sedimentation rates linked to sediment remobilization and/or non-deposits is indicating using grey horizontal bands (see Figure V-3a). Dinoflagellate cyst data are not represented for the latter interval, and they have been summed between 290 and 210 cm due to the extremely low dinocyst counts (see Figure V-4). Regarding pollen data, points are represented in the grey band but will never be considered in the discussion. An average of the basal points will be considered for the discussion, as for dinocysts. Colored percentages highlight dinocyst and pollen groups (see Table V-3).	216
Figure V-6: Conceptual model illustrating sedimentological configurations and main palynological tracers recorded at around 8.5 ka BP and from ~5.7 ka BP in the Bay of Quiberon. The number of palynomorphs represented in the two figures, respects the proportion of specimens counted for the two intervals (i.e., 8.5-	

8.3 ka BP and 5.7-1 ka BP) and are based on an arbitrary initial value of 4 grains of Quercus for the interval 5.7-1 ka BP. On both intervals dinocyst group (see Table V-3; Figure V-5) percentages were also averaged.	218
Figure V-7: 8.5–8.3 ka BP averaged palynomorph (a) and dinocyst (b) data (~200 yrs) along an inshore-offshore gradient with two proximal cores (MD08-3204 CQ, Bay of Quiberon, this study; and VC-08, Bay of Douarnenez, Lambert et al., 2019) and two distal cores (VK03-58bis, Grande Vasière, Glénan sector, Naughton et al., 2007; Penaud, pers. comm.; and MD95-2002, Meriadzec Terrace, Zumaque et al., 2017; Fersi, et al., in prep.). See Figure V-1 for core locations.	222
Figure V-8: 8.5–8.3 ka BP averaged pollen data (~200 yrs) along an inshore-offshore gradient with two proximal cores (MD08-3204 CQ, Bay of Quiberon, this study; and VC-08, Bay of Douarnenez, Lambert et al., 2019) and two distal cores (VK03-58bis, Grande Vasière, Glénan sector, Naughton et al., 2007; Penaud, pers. comm.; and MD95-2002, Meriadzec Terrace, Zumaque et al., 2017; Fersi, et al., in prep.). See Figure V-1 for core locations.	224
Figure V-9: Selected palynological data (i.e., <i>Lingulodinium machaerophorum</i> , <i>Alnus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Corylus</i> , Poaceae) acquired on cores MD08-3204 CQ (in orange; this study), CBT-CS11 (in blue; Penaud et al., 2020) and GL3 (in green; Fernane et al., 2015) addressed in parallel with stratigraphical and cultural subdivisions (see Figure V-2). Note the additional sedimentological data from core CBT-CS11 (i.e., D50 grain size on decarbonated sediments; Mojtahid et al., 2019) in order to discuss the load-transport capacity of the Loire river. Straight horizontal lines correspond to limits between MD08-3204 CQ palynozones. Dotted horizontal lines correspond to hydrodynamic (4.2 and 3.3 ka BP) or anthropogenic (1.2 ka BP) thresholds previously identified (Penaud et al., 2020).	228
Figure V-10: Anthropogenic Pollen Indicators (API: ruderal and adventitious taxa, cultivated taxa; see Table 3) calculated for cores MD08-3204 CQ (in orange; this study), CBT-CS11 (in blue; Penaud et al., 2020), and GL3 (in green; Fernane et al., 2015). Palynological data are addressed in parallel with periods of subpolar gyre (SPG) strengthening (Penaud et al., 2020), represented using grey horizontal bands. See Figure V-1 for core and rivers locations, as well as Figure V-2 for cultural subdivisions. Straight horizontal lines correspond to limits between MD08-3204 CQ palynozones. Dotted horizontal lines correspond to hydrodynamic (4.2 and 3.3 ka BP) or anthropogenic (1.2 ka BP) thresholds previously identified (Penaud et al., 2020).	229
Figure VI-1: a) Location of the Kerallé watershed in north-western Finistère region (NW France). b) Sédimentologique and geomorphologique context of the study area (modified from Hallégouët and Moign, 1976; Stéphan et al., 2016) and location of the main archeological monuments (from the DRAC-GeoBretagne).	248
Figure VI-2: Chronology and sedimentology of core ANE-C3. a) Age model established using the rbacon package (Blaauw and Christen, 2011) in R version 4.1.2 and expressed along cultural subdivisions for western Brittany (Gorczyńska et al., 2023a) and stratigraphical intervals (Walker et al., 2019). b) Sedimentological data plotted against depth (cm) with: total D50 (median), distribution in granulometric classes, carbonate (CaCO ₃ %) and Total Organic Carbon (TOC%) content, and X-ray Fluorescence (XRF) analyses.	257
Figure VI-3 : Chronology and sedimentology of core PADMé. a) Age model established using the rbacon package (Blaauw and Christen, 2011) in R version 4.1.2 and expressed along cultural subdivision for western Brittany (Gorczyńska et al., 2023a) and stratigraphical intervams (Walker et al., 2019). b) Grain size analyses plotted vs. depth (cm) with total D50 (median) and distribution in granulometric classes.	258
Figure VI-4: Palynological results plotted vs. depth (cm), along the log of the ANE-C3 core (see Figure VI-2 for the legend of the log): a) Palynofacies composition including counted palynomorphs; b) Pollen diversity	

indexes (i.e., number of pollen counted, number of pollen taxa, and Margalef diversity index ; d) Major taxa (>1.5%) of pollen assemblage calculated on a total pollen sum excluding some local taxa, expressed along cluster analyses (right: R-mode cluster; see Supplementary Figure VI-5/ left: CONISS clustering)......	261
Figure VI-5: SedaDNA results plotted vs. depth (cm), along the log of core PADMé (see Figure VI-3 for the legend of the log). a) Global DNA data (total number of reads detected, percentages of assigned reads and distribution of assigned reads). Number of reads assigned to selected b) Metazoa and b) Viridiplantae. Grey bands: level with less than 0.1% of total reads assigned to Viridiplantae (see Supplementary Figure VI-6).	264
Figure VI-6: Selected sedimentological and palynological data from core ANE-C3 and sedaDNA data from core PADMé. Pollen are presented in percentages (on total sum excluding <i>Alnus</i> , Cyperaceae and aquatic taxa). SedaDNA taxa are expressed in normalized counts on total assigned Viridiplantae. For level with less than 0.1% of total reads assigned to plants, the data are presented with less colored bars. Bullet points highlight metazoans occurrences.	270
Supplementary Figure VI-1 : High-definition pictures of core ANE-C3 and sampling location of the different analyses (stars: AMS- ¹⁴ C dates / green dots: palynological analyses / red dots: grain-size analyses / black strip: core portion subjected to Loss On Ignition and XRF analyses).	279
Supplementary Figure VI-2 : High-definition pictures of core PADMé and sampling location of the different analyses (stars: AMS- ¹⁴ C dates / yellow dots: sed-DNA analyses / red dots: grain-size analyses).	280
Supplementary Figure VI-3 : a) Correlation matrix performed on XRF data from core ANE-C3. b) Ratios based on correlation coefficient and environmental signature of each element referring to previous studies (Croudace and Rothwell, 2015; Richter et al., 2006).	281
Supplementary Figure VI-4: a) Location of mosses and modern soils collected around the Kernic Cove (Plouescat) and the vegetation cover that surrounding the samples. b) Environmental characteristics (vegetation cover and sedimentary substrate) of the sample and pollinic data. c) Arboreal and d) herbaceous percentages recorded in samples. PPI: Pastoral Pollen Indicators.....	286
Supplementary Figure VI-5 : Cluster analysis performed on the pollen percentages of ANE-C3 core (Algorithm: Paired Group / Similarity index: Bray-Curtis).....	289
Supplementary Figure VI-6: Cluster analysis performed on read assigned to plants (Algorithm: Paired Group / Similarity index: Bray-Curtis). Group A: more than 0.1% of total reads assigned to Viridiplantae. Group B: less than 0.1% of total reads assigned to Viridiplantae.	293
Figure VII-1 : Bilan des études paléoenvironnementales menées sur des archives sédimentaires continentales à marines du Finistère et du Morbihan et utilisant les proxies sédimentologiques, palynologiques et/ou micropaléontologiques. a) Localisation, et b) tableau synthétique des principales caractéristiques de ces séquences (e.g., extension temporelle, périodes culturelles couvertes, proxies investigués et auteurs associés).....	299
Figure VII-2 : Reconstitutions paléoenvironnementales holocènes le long du plateau sud-armoricain. a) Dynamiques sédimentaires et données paléoécologiques (i.e., palynologiques ou micropaléontologiques) issues de séquences distales (carottes : VK03-58bis, secteur des Glénan, données palynologiques issues de Penaud et Ganne, pers. comm. / MD03-3204 CQ, baie de Quiberon, cette étude) à proximale (carotte BET-8, marais maritime de Bétahon, cette étude). b) Schéma conceptuel de l'évolution des environnements côtiers à marins au cours de l'Holocène, le long d'un transect théorique proximal à distal.....	307
Figure VII-3 : Reconstitutions des étapes de comblement de la vallée interne du Kerallé à partir des enregistrements sédimentaires et palynologiques de la séquence ANE-C3.....	311

Figure VII-4 : Couvert végétal estimé entre la fin du Mésolithique et la période moderne pour le Massif Armoricaïn, sur la base d'analyses polliniques (modèle REVEALS) modifié d'après David (2014) et van Beek et al. (2018). Limites rouges : seuils polliniques d'anthropisation.	313
Figure VII-5 : Comparaison des signaux palynologiques acquis sur a) des séquences sud-Bretagne : CBT-CS11 (en bleu ; Penaud et al., 2020), MD08-3204 CQ (en orange ; cette étude), GL3 (en vert ; Fernane et al., 2014) et, b) une séquence nord-Bretagne, ANE-C3 (en noir ; cette étude). Ces données sont discutées au regard des dynamiques hydro-climatiques (i.e., bande bleu : intensification du gyre subpolaire établis par Penaud et al., 2020) et des grandes tendances culturelles définies pour le NW de la France (Gorczyńska et al., 2023a). Limites rouges : seuils polliniques d'anthropisation.	321
Figure VII-6 : Schéma synthétique des seuils polliniques d'anthropisation des sites côtiers nord- (Plouescat ; cette étude) et sud-Bretagne (Guidel ; Fernane et al., 2015) au regard des signaux macro-régionaux de la plateforme sud-armoricaine (baie de Quiberon, cette étude) ainsi que de la dynamique végétale estimée pour le massif armoricaïn (David, 2014 ; van Beek et al., 2018).....	326

LISTES DES TABLEAUX

Tableau I-1 : Quelques exemples des associations végétales caractéristiques des milieux littoraux jusqu'aux forêts continentales en passant par les milieux anthropisés, présentés dans la Figure I-15. D'après Quéré et al., 2008 ; Rivière, 2007.	47
Tableau III-1 : Récapitulatif des analyses paléoécologiques, sédimentologiques et des datations effectuées sur chacun des sites étudiés (Quiberon, Bétahon, Plouescat). Les symboles « ✓ » indiquent que les données ont été acquises dans le cadre de cette thèse, pour les autres données disponibles, l'acquéreur initial est cité. Les symboles « --- » indiquent que les données ne sont pas disponibles.	81
Tableau III-2 : Datations effectuées sur la carotte BET-8. En gris : les dates acquises dans le cadre de l'étude de Traini et al. (2013). En noir : les dates obtenues à l'issue de cette thèse. ** Ages rejetés.	83
Tableau III-3 : Datations effectuées sur la carotte MD08-3204 CQ. En gris : les dates acquises dans le cadre de l'étude de Baltzer et al. (2014). En noir : les dates nouvellement acquises.	84
Tableau III-4 : Ensemble des datations effectuées sur la carotte ANE-C3. En gris : les dates acquises dans le cadre de l'étude de Gorczynska (2023). En noir : les dates obtenues à l'issue de cette thèse. ** Age rejeté	84
Tableau III-5 : Ensemble des datations effectuées sur la carotte PADMé dans le cadre de ce projet de thèse. ** Age rejeté.	85
Tableau III-6 : Ensemble des taxons polliniques identifiés dans le cadre de cette thèse, regroupés d'après leur affinités écologiques et/ou anthropiques (sur le modèle de Rivière, 2007 ; Quéré et al., 2008). Quelques-uns des principaux taxons identifiés sont illustrés en Annexe 1.	91
Tableau IV-1 : Datations AMS- ¹⁴ C effectuées sur la carotte BET-8. En gris : les dates précédemment publiées dans Traini et al. (2013). Le symbole "***" indique les dates non prises en compte pour le modèle d'âge.	152
Table V-1 : MD08-3204 CQ AMS- ¹⁴ C dates. In grey: dates previously published in Baltzer et al. (2014). In black: new dates from this study acquired at the Poznań Radiocarbon Laboratory (Poz-x) and ARTEMIS (SacA x). All AMS- ¹⁴ C dates were calibrated with the CALIB 7.1 software using the IntCal20 calibration curve (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer et al., 2020), first considering a reservoir age of -400 ± 45 years to radiocarbon dates (point 1559 for the lower Loire in the marine20 database; Tisnérat-Laborde et al., 2010).	205
Table V-2: VK03-58bis AMS- ¹⁴ C dates. In grey: dates previously published in Naughton et al. (2007). In black: new dates from this study acquired at the Poznań Radiocarbon Laboratory (Poz-x), ARTEMIS (SacA x), and Beta Analytics (BETA-x). All AMS- ¹⁴ C dates were calibrated with the CALIB 7.1 software using the IntCal20 calibration curve (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer et al., 2020), first considering a reservoir age of -400 ± 45 years to radiocarbon dates (point 1559 for the lower Loire in the marine20 database; Tisnérat-Laborde et al., 2010).	206
Table V-3: This table gathers core MD08-3204 CQ data discussed in this study and describes the methodology used to calculate palynological relative abundances, absolute concentrations, and indexes, as well as dinocyst and pollen groups made according to ecological affinities (Penaud et al., 2020).	210
Table VI-1 : List of all AMS- ¹⁴ C dates obtained on core ANE-C3 (in italic grey rejected date).	251
Table VI-2 : List of all AMS- ¹⁴ C dates obtained on core PADMé (in italic grey rejected date).	252

Supplementary table VI-1: The principal anthropogenic pollen indicators recorded in Plouescat (in both modern and fossil samples) and their occurrence in various anthropized and/or natural environment (according to Behre, 1981; Hjelle, 1999; Marguerie, 1992; Quéré et al., 2008; Brun, 2009; Magyari et al., 2012 classification).....	288
Supplementary Table VI-2 : Description of the main assemblages defined by cluster analysis (i.e., main taxa and paleoenvironmental signature).	289
Supplementary Table VI-3: List of reference genome sequences of species of interest used for mapping.	292
Supplementary Table VI-4: Description of the sub-assemblages of the cluster group A.....	293

INTRODUCTION

Contexte scientifique général

A l'interglaciaire holocène (depuis 11 700 ans BP), bien que le climat apparaisse stable au regard des variations long terme du Quaternaire (*Heinrich, 1988 ; Dansgaard et al., 1993*), des fluctuations climatiques significatives se dessinent à différentes échelles de temps : à l'échelle pluri-millénaire de l'insolation (*Berger et Loutre, 1991*), à l'échelle infra-orbitale des événements abrupts d'instabilité cryosphérique (« événements de Bond » ; *Bond et al., 1997 ; Mayewski et al., 2004*), ainsi qu'à l'échelle pluri-décadale des oscillations climatiques, océaniques et atmosphériques, de l'Atlantique Nord (*Hátún et al., 2005 ; Lohman et al., 2009 ; Thornalley et al., 2009 ; Penaud et al., 2020*). De plus, consécutivement à la déglaciation, l'Holocène est marqué par une élévation rapide du niveau marin, suivie par une phase de net ralentissement amorcée dès 7-6 ka BP, tel qu'observée régionalement à l'échelle des côtes bretonnes (*Goslin et al., 2015 ; Stéphan et al., 2015 ; Garcia-Artola et al., 2018*). Sous l'effet de cette transgression, la ligne de rivage a progressivement reculé, modifiant la géomorphologie et la sédimentation des zones côtières.

Au cours de l'Holocène, la néolithisation entraîne également des modifications paysagères. Avec ce mouvement culturel, qui atteint la péninsule bretonne autour de 7 ka BP (*Blanchet et al., 2010 ; Marchand, 2021*), le mode de vie devient sédentaire et les pratiques agropastorales se développent, modifiant en cela drastiquement les environnements soumis à une anthropisation croissante. Les innovations techniques, culturelles et sociétales dresseront dès lors les limites des grandes périodes historiques (i.e., Age du Bronze 4,2–2,7 ka BP ; Age du Fer 2,7–2 ka BP ; période Gallo-Romaine 2–1,4 ka BP ; Moyen-Age 1,4–0,4 ka BP ; suivies de la période moderne ; *Gorczyńska et al., 2023a*). Le développement économique croissant va peu à peu favoriser la hiérarchisation des sociétés humaines qui ne cesseront d'étendre leurs activités (e.g., *Nicolas, 2011*), entraînant de profondes mutations environnementales et altérant le fonctionnement des écosystèmes terrestres, littoraux et marins. Ainsi, les défrichements massifs, l'accroissement des surfaces agricoles et, plus généralement, l'aménagement du territoire prennent de plus en plus d'essor au cours des temps historiques impactant le fonctionnement des bassins versants et modifiant profondément les apports en sédiments et en nutriments vers les littoraux, tels que récemment discuté à l'échelle des côtes bretonnes (*Lambert et al., 2018 ; Penaud et al., 2020*).

Situé à l'interface terre/mer, le littoral est, par conséquent, un milieu en mutation permanente sous l'effet de la variabilité climatique, eustatique et des activités humaines ; entraînant de profondes modifications des cycles sédimentaires, hydrologiques, géochimiques et biologiques. Les biotopes littoraux offrent, qui plus est, de nombreux moyens de subsistance aux populations

humaines (« *the power of aquatic perimeters* » ; *Fitzpatrick et Anderson, 2008*). Ainsi, le littoral a été occupé par les premières communautés humaines, comme en témoignent les nombreux vestiges archéologiques (e.g., *Langouët et Daire, 2009* ; *Pailler et al., 2011*) et il concentre aujourd'hui les zones les plus densément peuplées du globe. Mieux comprendre les mécanismes et les forçages responsables de la variabilité holocène à l'échelle régionale, voire locale, constitue donc un enjeu majeur pour établir des scénarii futurs de la trajectoire des milieux côtiers, où la vulnérabilité des sociétés humaines est particulièrement élevée. L'objectif des études paléoenvironnementales est ainsi de comprendre l'implication des processus sédimentaires, climatiques, eustatiques et anthropiques dans l'évolution des systèmes littoraux, et, ce, sur des échelles temporelles holocènes avec des hautes résolutions d'étude pluri-décadales à pluri-annuelles et sur des échelles spatiales imbriquées depuis les forçages hémisphériques globaux jusqu'aux observations locales (études de bassin versant).

En Bretagne, les études palynologiques se sont d'abord cantonnées aux prélèvements sédimentaires dans des tourbes ou dans des niveaux d'occupation humaine au sein de sites archéologiques (e.g., *Morzadec-Kerfourn, 1974* ; *Marguerie, 1992* ; *Visset et al., 1995, 1996*), offrant des signaux locaux et directs des impacts anthropiques mais présentant des reculs temporels trop courts pour explorer les fluctuations environnementales sur le long-terme. Le corpus de données palynologiques n'a cessé de s'enrichir au cours des dernières décennies grâce à l'acquisition de longues séquences sédimentaires prélevées dans des environnements côtiers-littoraux (e.g., *Fernane et al., 2014, 2015* ; *Lambert et al., 2019, 2020*) à marins (e.g., *Naughton et al., 2007* ; *Penaud et al., 2020*), dont l'extension temporelle plus large est propice à l'enregistrement des changements paléoenvironnementaux holocènes sur plusieurs milliers d'années. Ces études ont permis de retracer l'évolution parallèle des compartiments terre-mer via l'étude croisée des bioindicateurs marins (dinokystes) et continentaux (grains de pollen et spores). En effet, les études polliniques permettent de retracer la dynamique végétale des bassins versants adjacents aux sites étudiés, tandis que les dinokystes témoignent des dynamiques paléoenvironnementales de surface (i.e., température des eaux de surface, fluctuation des décharges fluviales et de la salinité associée, proximité ou éloignement de la côte, concentrations en nutriments et productivité passée). De plus, dans le domaine de la micropaléontologie, l'étude des foraminifères benthiques permet de retracer l'évolution long terme des milieux de dépôts côtiers (e.g., concentration en matière organique, pH, salinité, température, oxygène, conditions hydrodynamiques, teneur en CaCO₃, *Murray, 1991, 2006*), la chronologie de l'élévation du niveau marin sur les côtes (e.g., *Edwards, 2006* ; *Leorri et al., 2013* ; *Stéphan et al., 2015*) ou encore les occurrences de crues et de tempêtes. Ainsi, il est intéressant de mener les études palynologiques et micropaléontologiques en parallèle afin de

décrire au mieux les systèmes littoraux passés évoluant sous forçages climatiques et anthropiques multiples.

Objectifs de la thèse

Ce travail doctoral a pour ambition de compléter le corpus de données paléoenvironnementales précédemment acquis (e.g., *Morzadec-Kerfourn, 1974* ; *Gaudin, 2004* ; *Naughton et al., 2007* ; *Delaine et al., 2015* ; *Fernane et al., 2014, 2015* ; *Lambert et al., 2019* ; *Penaud et al., 2020*), afin d'établir un **canevan historique le plus complet possible des dynamiques sédimentologiques et paléoécologiques holocènes à l'échelle des côtes bretonnes**. Parmi les séquences étudiées, deux sont situées dans le domaine du Mor Braz (secteur sud-Bretagne), plus précisément dans la **baie de Quiberon** (carotte MD08-3204 CQ ; cf. *Baltzer et al., 2014*) et dans le **marais maritime de Bétahon** rattaché à l'estuaire de la Vilaine (carotte BET-8 ; cf. *Traini et al., 2013*). Deux autres archives sédimentaires sont situées dans la **vallée du Kéral à Plouescat**, commune littorale du nord-Finistère (secteur nord-Bretagne) et ont été prélevées dans le cadre du doctorat de *Gorczyńska (2022)* et du présent projet de thèse (carottes jumelles ANE-C3 et PADMé respectivement). Une approche paléoenvironnementale pluridisciplinaire a été menée, impliquant des analyses sédimentologiques sur l'ensemble des séquences, ainsi que des analyses palynologiques (grains de pollen et dinokystes) sur les séquences MD08-3204 CQ (Baie de Quiberon) et ANE-C3 (Plouescat) ainsi que micropaléontologiques (foraminifères benthiques) sur la carotte BET-8 (Bétahon). De plus, des données d'ADN sédimentaire ancien ont été acquises en collaboration avec le laboratoire ECOBIO (M. Ollivier et F. Hubler-Barloy, Univ. Rennes 1) sur la carotte PADMé, séquence jumelle de la carotte ANE-C3.

Ce travail s'articule autour de deux axes de recherche principaux (**Figure 0-1**) :

(1) La transformation des systèmes côtiers face à la transgression marine holocène.

→ L'objectif de ce premier axe de recherche est de retracer la **dynamique de remplissage sédimentaire** des secteurs étudiés-carottés depuis le stade d'enneigement initial jusqu'à la mise en place des environnements actuels.

(2) Les changements paléoenvironnementaux liés aux dynamiques anthropiques et hydro-climatiques.

→ L'objectif de ce deuxième axe de recherche est de reconstruire les **dynamiques paysagères passées** ainsi que les **relations terre-mer** et les **interactions Homme-Environnement** au cours du temps.

Organisation du mémoire

Le présent manuscrit est structuré en 7 chapitres. Le **Chapitre I** décrit le contexte géologique du Massif Armoricain, les dynamiques climatiques (actuelles et passées) et les grandes tendances culturelles. Un bilan succinct des transformations paysagères liées à l'évolution du niveau marin et à la dynamique du couvert végétal au cours du temps est également dressé. Le **Chapitre II** présente de manière détaillée les contextes géomorphologiques et sédimentaires de chaque site étudié dans ce manuscrit, ainsi que l'ensemble des carottes utilisées pour mener à bien ce projet de thèse. Le **Chapitre III** décrit les différents outils déployés (sédimentologiques, palynologiques, micropaléontologiques), incluant les protocoles, les méthodologies, ainsi que leurs interprétations dans le cadre des études paléoenvironnementales (biais, limites, incertitudes).

Les chapitres suivants, constitués par des articles publiés ou à soumettre (deux en anglais et deux en français), s'attachent à décrire, analyser et discuter les différents résultats obtenus pour chacune des séquences étudiées (Figure 0-1).

Le **Chapitre IV**, scindé en deux parties, s'intéresse à la caractérisation actuelle ainsi qu'à la dynamique holocène du **marais maritime de Bétahon**. La première partie concerne l'étude des assemblages de foraminifères benthiques actuels dans l'objectif de caractériser les signatures environnementales propres à chaque assemblage. La seconde partie consiste à retracer l'évolution paléoenvironnementale holocène du marais de Bétahon à partir de données sédimentologiques et des assemblages fossiles de foraminifères benthiques.

Le **Chapitre V** (article publié en 2022 dans "*Quaternary Science Reviews* ») traite des données sédimentologiques et palynologiques obtenues sur la séquence prélevée dans la **Baie de Quiberon** ; les données palynologiques étant discutées plus largement à l'échelle d'autres travaux menés depuis les sites côtiers sud-Bretagne à marins francs dans le nord du Golfe de Gascogne. Il a ainsi été possible, dans un premier temps, de reconstituer la dynamique de remplissage sédimentaire de la plateforme sud-Armoricaine dans le cadre de la transgression holocène et de discuter, dans un second temps, l'impact des forçages naturels et anthropiques à partir de données multiproxies. Une attention particulière a été portée sur l'enregistrement des signaux polliniques d'anthropisation en fonction des contextes sédimentaires (apports terrigènes et bassins versants) et de la fluctuation des décharges fluviales conditionnée par la dynamique du gyre subpolaire.

Le **Chapitre VI** discute de l'évolution paléoenvironnementale de la **vallée du Kerallé (Plouescat)** en retraçant les environnements de dépôts successifs via des données sédimentologiques et en définissant des seuils d'anthropisation via le couplage de données palynologiques et, pour la première fois dans un milieu côtier breton, de données d'ADN sédimentaire ancien acquises dans le cadre d'une collaboration.

Enfin, le **Chapitre VII** est une **synthèse**, qui reprend l'ensemble des résultats obtenus dans ce travail doctoral afin de dresser l'histoire environnementale holocène des systèmes côtiers bretons, et de discuter l'implication des forçages sédimentaires, climatiques et anthropiques de l'échelle régionale (Bretagne) à locale (étude de bassin versant) (Figure 0-1).

Cadre de la thèse

La réalisation de cette thèse a été rendue possible par l'obtention d'une allocation doctorale co-financée par l'Université de Bretagne Sud (UBS) et l'Université de Bretagne Occidentale (UBO). Trois encadrantes ont été impliquées dans ce travail doctoral, Evelyne Goubert (Geo-Ocean, Univ. Bretagne sud, directrice de thèse), ainsi que Muriel Vidal et Aurélie Penaud (Geo-Ocean, Univ. Bretagne Occidentale, encadrantes)

Ce travail a bénéficié du soutien financier de deux projets de recherche rattachés au programme ISblue (« *Interdisciplinary graduate School for the BLUE planet* », ANR-17-EURE-0015, co-fondé par le gouvernement français sous le programme « Investissements d'Avenir ») : le projet PADMé (« Dynamique d'anthropisation des milieux côtiers en Bretagne Nord : Pollen et ADN ancien de la fin du Mésolithique à nos jours » ; coord. M. Vidal) et le projet SEALEX (« *The sea as a long-term socio-ecological experiment* » ; coord. P. Stéphane).

Ce travail doctoral s'inscrit dans les thèmes de recherche portés par les équipes ASTRE (Archives Sédimentaires Transferts, Paléo-Environnements) et ODYSC (Observation et Dynamique des Systèmes Littoraux et Côtiers) du Laboratoire Geo-Ocean (UMR 6538). Aussi, de nombreuses collaborations ont permis la bonne réalisation de ces travaux, notamment grâce au laboratoire LETG (Environnement Télédétection Géomatique de Brest et de Nantes) ainsi que l'Inrap (Institut National de Recherche Archéologiques Préventives). Les interactions avec la ZABrI (Zone Atelier Brest Iroise, CNRS-INEE) et le programme ArMeRIE (Archéologie maritime et recherche interdisciplinaire environnementale) financé par l'Université de Bretagne Occidentale ont permis des échanges interdisciplinaires fructueux sur les dynamiques humaines et les paléoenvironnements holocènes. Enfin, une collaboration avec le laboratoire ECOBIO (Ecosystèmes, Biodiversité, Evolution ; Université Rennes 1) a permis d'acquérir des données d'ADN sédimentaire ancien, complémentaires aux études palynologiques.

Ce travail a également bénéficié du soutien de L'APLF (L'Association des Palynologues de Langue Française) qui a permis de nombreuses rencontres et échanges avec la communauté palynologue ainsi que l'obtention de bourses allouées à la participation à des congrès scientifiques.

Enfin, ce travail a bénéficié du support technique des laboratoires Artemis, Beta-Analytics et de Poznań pour la réalisation de datations ^{14}C , ainsi que du Laboratoire EPOC (Univ. Bordeaux) pour le traitement des échantillons palynologiques de la carotte ANE-C3, et de la plateforme PAS (Ifremer, Plouzané) pour la réalisation des analyses XRF sur cette même archive sédimentaire.

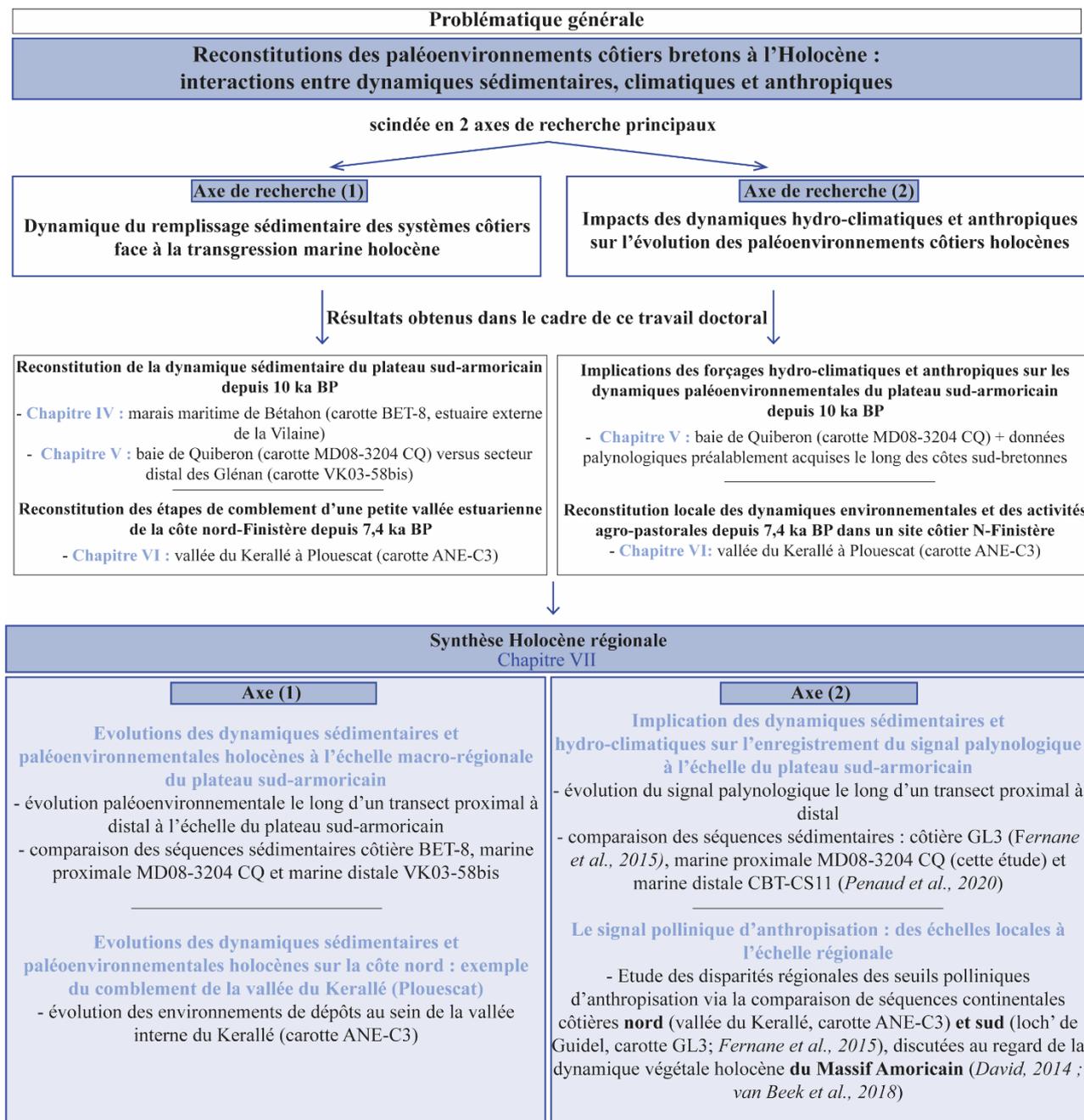
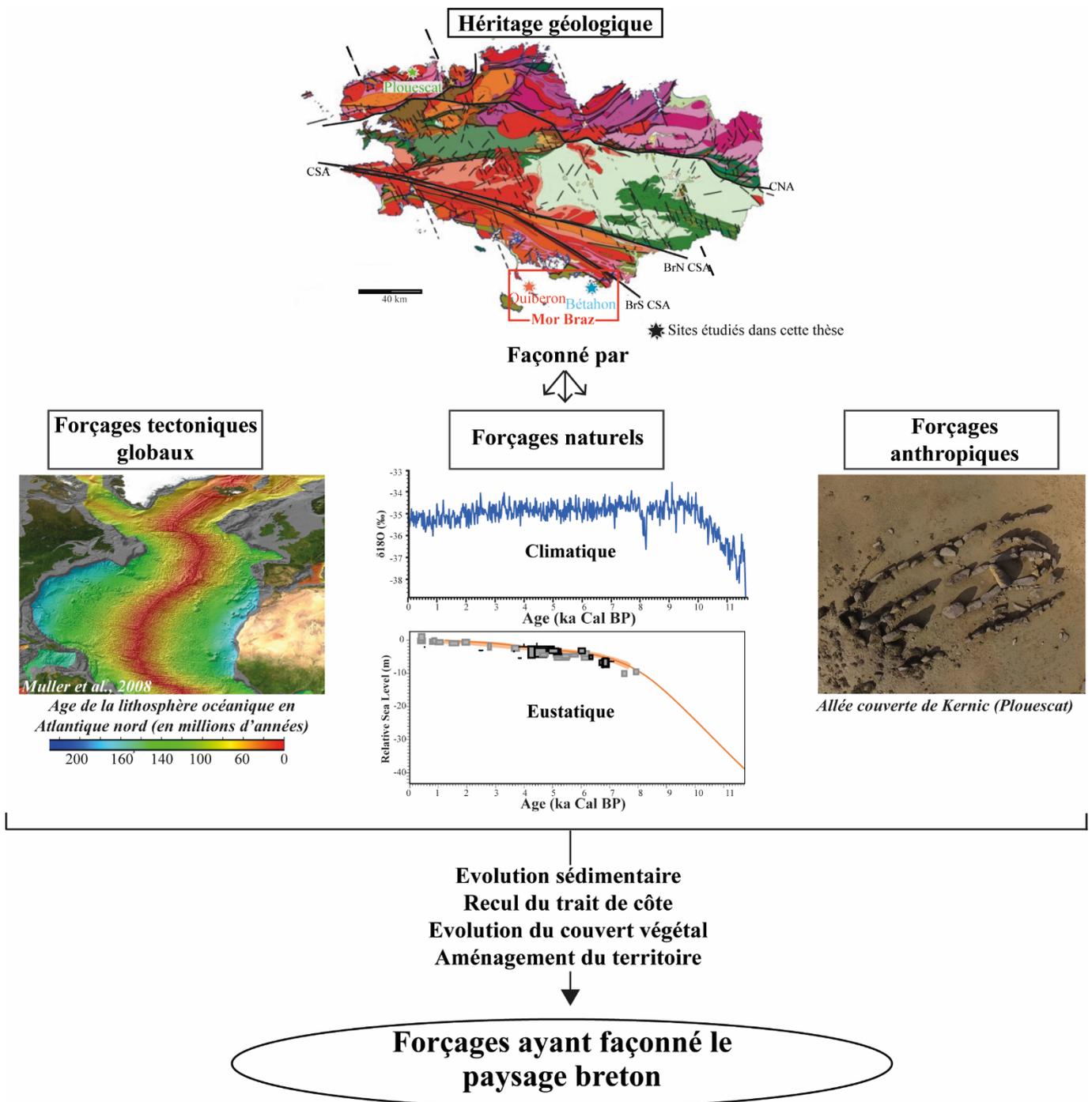


Figure 0-1 : Problématiques de la thèse et synthèse des données utilisées pour y répondre.

CHAPITRE I

Contextes géologiques, climatiques et anthropiques : les grandes évolutions du paysage armoricain



PLAN DU CHAPITRE I

Le **chapitre I** présente le cadre environnemental et historique de la région bretonne comprenant l'**histoire géologique** qui structure le socle breton, l'**évolution climatique actuelle et Holocène**, ainsi que les grandes **dynamiques culturelles et techniques** depuis la néolithisation. L'évolution holocène des paysages marins et terrestres bretons initiée par les fluctuations eustatiques ainsi que par l'évolution du couvert végétal, est également brièvement décrite en fin de chapitre.

I. CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN	12
I.1. Histoire géologique régionale	12
I.2. Les quatre domaines armoricains.....	15
II. CONTEXTE CLIMATIQUE ET PALÉOCLIMATIQUE.....	17
II.1. Le climat actuel à l'échelle du Massif Armoricain.....	17
II.1.1. Généralités.....	17
II.1.2. La circulation atmosphérique.....	18
II.1.3. La circulation océanique de l'Atlantique Nord.....	19
II.1.4. Régimes de tempêtes sur la façade européenne atlantique.....	23
II.2. Contexte paléoclimatique	24
II.2.1. Le Pléistocène.....	24
II.2.2. L'Holocène.....	25
III. CONTEXTE ARCHÉOLOGIQUE.....	32
III.1. La transition Mésolithique (10,4–6,8 ka BP / 6,5–4,9 ka BC) – Néolithique (6,8–4,2 ka BP / 4,9–2,2 ka BC)	33
III.1.1. La transition Mésolithique-Néolithique : changement technique et culturel	33
III.1.2. La diffusion du Néolithique en Europe	33
III.1.3. Le Néolithique en Bretagne.....	35
III.1.4. La transition Néolithique-Age du Bronze : émergence de la culture campaniforme	36
III.2. L'Age des métaux (4,2–2 ka BP / 2,1 ka–50 BC)	37
III.2.1. L'Age du Bronze (4,2–2,7 ka BP / 2,2 ka–800 BC) : essor de la métallurgie bretonne	37
III.2.2. L'Age du Fer (2,7–2 ka BP / 800–50 BC).....	38
III.3. De l'époque Gallo-Romaine au Moyen-Age.....	39
III.3.1. L'Epoque Gallo-Romaine (2–1,4 ka BP / 50 BC–460 AD)	39
III.3.2. Le Moyen Age (1,7 ka–450 ans BP / 460–1500 AD).....	40
IV. LA TRANSFORMATION DES PAYSAGES BRETONS À L'HOLOCÈNE	41
IV.1. Dynamique eustatique à l'Holocène	41
IV.1.1. Reconstitution du niveau marin pour la période Holocène.....	41
IV.2. Paysages terrestres présents et passés en Bretagne	46
IV.2.1. La végétation actuelle	46
IV.2.2. Evolution du couvert végétal au cours de l'Holocène.....	48

I. Contexte géologique du Massif Armoricain

Le Massif Armoricain, situé au nord-ouest de la France est bordé par trois bassins sédimentaires, les bassins de Paris, de la Manche et d'Aquitaine. Le socle armoricain est le résultat d'une longue histoire géologique, débutée il y a plus de 2 milliards d'années, caractérisée par deux grands cycles orogéniques : l'orogène cadomienne, active entre 650 et 540 Ma, et l'orogénèse hercynienne (ou varisque), active entre 440 et 280 Ma. Cette section du chapitre vise à présenter les grandes étapes de l'histoire géologique du Massif Armoricain, et notamment des socles protérozoïque, paléozoïque et de la couverture sédimentaire cénozoïque, constituant les grands domaines géologiques définis actuellement.

I.1. Histoire géologique régionale

- *L'histoire précambrienne et l'orogénèse cadomienne (650–540 Ma)*

Dans le Massif Armoricain, les témoins les plus anciens d'un socle continental remontent au Paléoprotérozoïque. Il s'agit des roches icartiennes (2,2 à 1,8 milliards d'années) identifiées dans la partie septentrionale, entre Lannion à Cherbourg (*Auvray et al., 1980 ; Samson et D'Lemos, 1998*). Après une lacune d'environ 1 milliard d'années, de nouvelles roches volcaniques et plutoniques sont identifiées dans la péninsule armoricaine et sont associées à l'orogénèse cadomienne (650–540 Ma). A cette période, le Massif Armoricain se situait au nord du continent Gondwana (**Figure I-1a**), proche de l'actuelle Afrique du Nord, ainsi la chaîne cadomienne est considérée comme un fragment de la chaîne panafricaine (*Chantraine et al., 2001*). Selon la principale hypothèse admise, la chaîne cadomienne résulterait de la subduction de l'Océan Celtique sous le Massif Armoricain, entraînant la formation d'un arc insulaire continental qui serait rentré en collision avec le continent (*Ballèvre et al., 2013*). Les sédiments briovériens ont été métamorphisés (i.e., schistes briovériens) lors de cette orogénèse cadomienne (*Chantraine et al., 1982 ; Rabu et al., 1990*).

- *L'histoire paléozoïque et l'orogénèse hercynienne (ou varisque 440–280 Ma)*

Par la suite, l'ouverture de l'Océan Rhéique, entre les continents Avalonia et Gondwana (*Ballèvre et al., 2009*), met en place un bassin océanique dans lequel se déposent d'épaisses séries sédimentaires paléozoïques (**Figure I-1b**). Cette transgression marine paléozoïque s'effectue dès le début du Cambrien en Normandie et débute à l'Ordovicien (540 à 440 millions d'années ou Ma) dans le domaine central.

Au Dévonien (420–360 Ma), deux zones de convergence sont actives, une au nord résultant de la convergence entre Avalonia et Armorica, et l’autre au sud résultant de la convergence entre Armorica et Gondwana (Figure I-1c ; Ballèvre *et al.*, 2013). Cette fermeture des espaces océaniques, entre le Dévonien et le Carbonifère (380–320 Ma), conduit à la collision de deux supercontinents, Gondwana et Laurentia (Figure I-1c), réunis en un continent unique, la Pangée, lors de la surrection de la chaîne hercynienne (ou varisque). A partir du Carbonifère supérieur (320–300 Ma), la phase de collision prend fin et laisse place à une phase extensive tardi-orogénique. Cette phase correspond à la mise en place des granites tardi-hercyniens, majoritairement présents en Bretagne Sud, et est accompagnée par la formation des grands Cisaillements Sud et Nord Armoricain (CSA et CNA, respectivement). L’ensemble des déformations engendrées au cours de cette période va modeler le Massif Armoricain et former les grands ensembles tels que définis aujourd’hui (Ballèvre *et al.*, 2013).

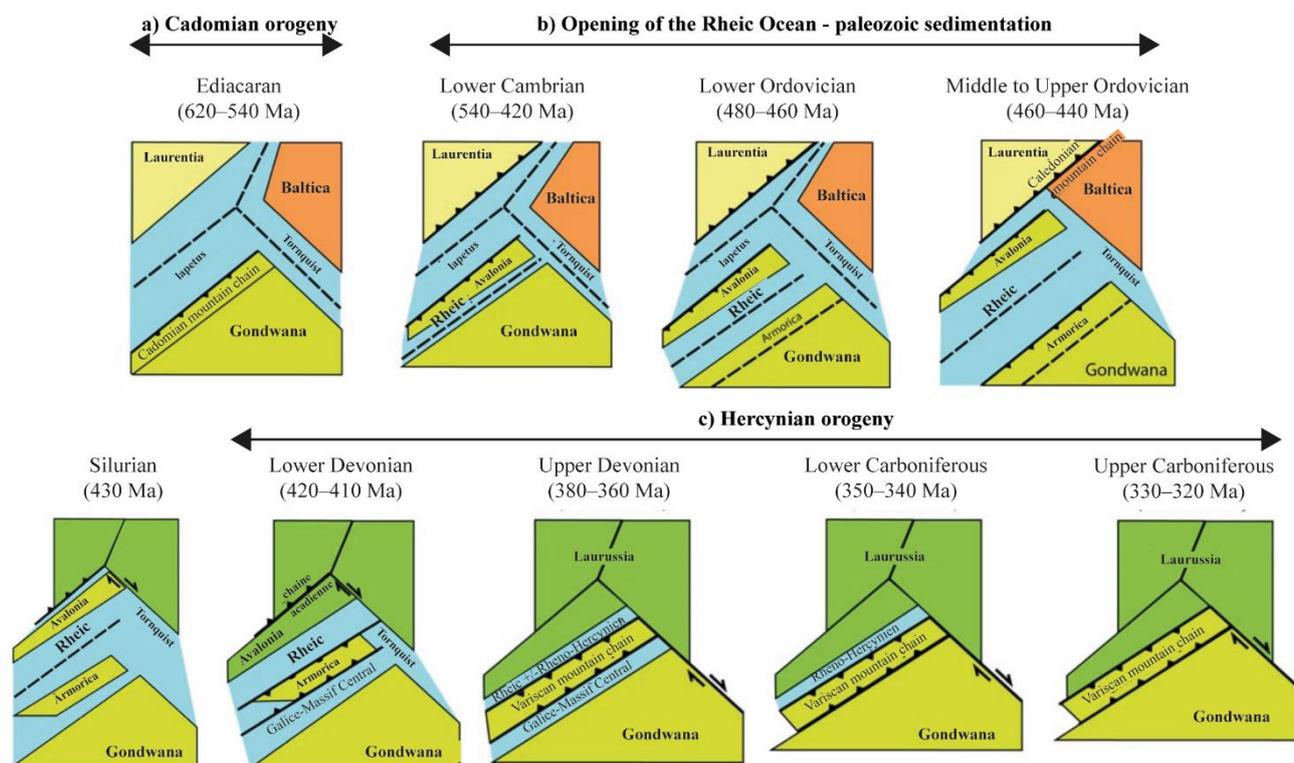


Figure I-1 : Schéma illustrant la géométrie et la cinétique des plaques de la fin du Protérozoïque (Ediacarien) jusqu’au Carbonifère (extrait de Ballèvre *et al.*, 2013).

• *L’histoire post-orogénique et mésozoïque (252–66 Ma)*

La phase extensive tardi-orogénique préfigure la morphologie des zones de sédimentation du Mésozoïque (i.e., futurs bassins parisien et aquitain), alimentées par les éléments issus de l’érosion de la chaîne hercynienne au cours du Permien et du Trias (300–250 Ma). Au Mésozoïque, le Massif Armoricain est un domaine majoritairement continental, apparaissant

comme une « île » entourée par un domaine marin (Ziegler, 1990), même si certaines études suggèrent que l'extension de la couverture jurassique est sous-estimée et qu'elle a pu être érodée (Wyns et al., 2002 ; Guillocheau et al., 2003). A cette période, le Massif Armoricain est soumis à un régime érosif sous l'effet d'un climat tropical et humide, accentuant l'aplanissement des reliefs.

L'ouverture du Golfe de Gascogne débute au Crétacé inférieur (145–100 Ma) avec une première phase de rifting intracontinental, suivie par une phase d'accrétion océanique au Jurassique supérieur (161–145 Ma ; Barbier et al., 1986 ; Thinon, 1999 ; Guillocheau et al., 2003). Ce dernier évènement est contemporain de l'ouverture de l'Océan Atlantique, associé à la dislocation de la Pangée (Ziegler, 1987). Le Massif Armoricain constitue alors l'épaulement nord du rift, qui est rapidement aplani à la fin du Crétacé inférieur (i.e., Albien, 113–100 Ma), puis ennoyé au cours du Crétacé supérieur (100–66 Ma).

- *L'histoire cénozoïque (66 Ma à l'actuel)*

A la limite Crétacé-Cénozoïque débute une phase de compression liée à la convergence Afrique-Europe (i.e., phase de compression pyrénéenne), entraînant une déformation de grande longueur d'onde et de faible amplitude et engendrant de fortes modifications topographiques, morphologiques, tectoniques et sédimentaires sur le Massif Armoricain (Bouysse et Horn, 1972 ; Vanney, 1977 ; Wyns, 1991 ; Guillocheau et al., 2000, 2003). Ainsi, au Paléogène (65–23 Ma), deux phases de déformation affectent le domaine armoricain, i) la déformation pyrénéenne ayant induit le soulèvement de la marge sud-armoricain à l'Eocène moyen-supérieur (Bonnet et al., 2000 ; Guillocheau et al., 2003) et ii) l'inversion de la Manche à l'Oligocène inférieur (Curry et Smith, 1975 ; Curry et al., 1978 ; Ziegler, 1990 ; Guillocheau et al., 2003).

Au Cénozoïque, l'ensemble du Massif Armoricain est émergé et les roches du substratum subissent des phénomènes d'altération, notamment lors de l'optimum climatique de l'Eocène (55–34 Ma ; Estéoule-Choux, 1967 ; Wyns, 1991). Des incursions marines, de l'Oligocène au Pliocène, conduisent à la mise en place de dépôts littoraux présents à l'intérieur des terres (Brault et al., 2004 ; Néraudeau et al., 2002, 2003 ; Ceulemans et al., 2014) ainsi que sur l'actuelle marge sud-armoricaine (Andreieff et al., 1969). Puis, dans un contexte de refroidissement généralisé au Néogène, les dépôts mio-pliocènes (7–4,6 Ma ; Néraudeau et al., 2002, 2003) sont surmontés par des dépôts fluviatiles à estuariens (Guillocheau et al., 1998 ; van Vliet-Lanoë et al., 1998).

La mise en place des cycles glaciaires et interglaciaires au Quaternaire (i.e., depuis 2,6 Ma) se traduit par des dépôts de formations littorales et périglaciaires qui affleurent principalement

sur le littoral actuel. A l'Holocène (depuis 11,7 ka BP), les dépôts continentaux sont principalement représentés par des alluvions, des coulées de solifluxion, des tourbes ainsi que des dépôts fluviatiles ou éoliens (loess). Les formations littorales holocènes se composent de cordons littoraux (galets et/ou sables) derrière lesquels se forment des estrans vaseux sous influence tidale, évoluant en marais maritime puis en tourbière.

I.2. Les quatre domaines armoricains

Au cours de cette longue histoire géologique, ce sont principalement les évènements hercyniens qui ont marqué la structure du Massif Armoricain, aujourd'hui divisé en quatre grands domaines (Figure I-2). Chacun de ces domaines diffère par la nature et l'histoire du socle protérozoïque, par l'histoire sédimentaire (ou magmatique) paléozoïque, ainsi que la nature et l'âge de la déformation hercynienne (Le Corre et al., 1991 ; Ballèvre et al., 2013).

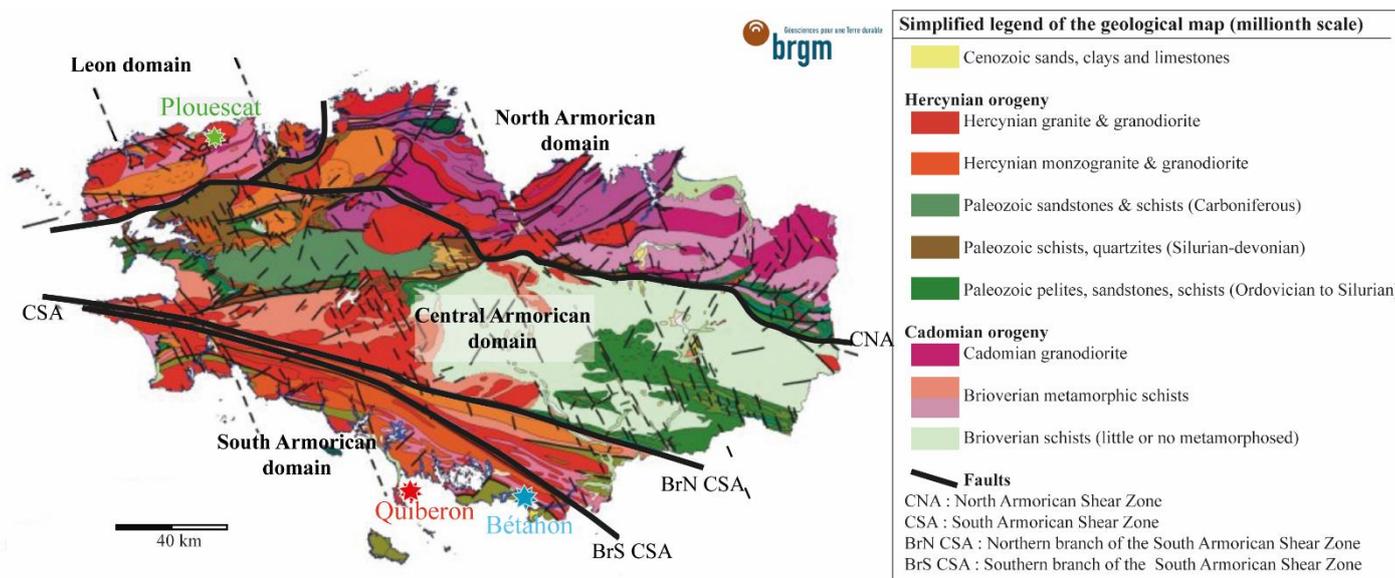


Figure I-2 : Carte géologique simplifiée de la Bretagne et des grands domaines armoricains (modifiée du BRGM, carte au 1 : 1 000 000).

•Le domaine centre-armoricain

Ce domaine est délimité au nord par le CNA et au sud par le CSA (Figure I-2) tous deux activés lors de l'orogénèse hercynienne. Il est composé de formations sédimentaires briovériennes, très peu déformées avant d'être surmontées par des dépôts sédimentaires paléozoïques discordants (i.e., d'âge Ordovicien à Carbonifère ; Le Corre et al., 1991). Ces formations briovériennes et paléozoïques ont été plissées et métamorphosées au cours de l'orogénèse hercynienne (Gumiaux et al., 2004 ; Caroff et al., 2021).

- *Le domaine nord-armoricain*

Au nord-est, le domaine nord-armoricain est caractérisé par la présence de roches précambriennes, des formations volcano-sédimentaires ainsi que des formations sédimentaires recoupées par des granitoïdes et largement métamorphisées lors de l'orogénèse cadomienne (Figure I-2). Ce domaine apparaît comme un bloc précambrien, peu affecté par les déformations hercyniennes qui sont seulement visibles sur sa périphérie (Le Corre et al., 1991 ; Le Gall et al., 2021).

- *Le domaine du Léon (cf. site d'étude de Plouescat dans cette thèse)*

Le domaine du Léon, délimité au sud par la rade de Brest et à l'est par le Pays de Morlaix, est un domaine complexe, dont l'histoire semble se rapprocher du domaine sud-armoricain. Le Léon, représenterait un bloc exotique d'affinité sud-armoricaine translaté, à la limite Dévonien-Carbonifère, le long d'une zone de décrochement. Cette hypothèse reste cependant largement débattue (Le Corre et al., 1989 ; Cagnard, 2008 ; Authemayou et al., 2019). Il est composé de roches métamorphiques (gneiss migmatitiques, orthogneiss) et de granitoïdes hercyniens (Le Corre et al., 1989, 1991 ; Cagnard, 2008).

- *Le domaine sud-armoricain (cf. domaine du Mor Braz également étudié dans cette thèse)*

Dans ce domaine, les évènements précambriens sont quasi-inexistants, masqués par les effets de la déformation hercynienne qui y atteint son intensité maximale (Le Corre et al., 1991). Cette région est composée de granitoïdes d'âge variés (i.e., rarement précambriens, parfois ordoviciens, essentiellement carbonifères) et de roches métamorphiques hercyniennes.

En quelques mots

Le Massif Armoricain a été façonné par deux événements orogéniques majeurs qui ont conduit à l'individualisation de quatre grands domaines géologiques. Le premier secteur étudié dans le cadre de ce travail doctoral, le **Mor Braz**, fait partie du **domaine sud-armoricain**, découpé par le **CSA**, et est constitué de roches magmatiques (granites) et métamorphiques, localement recouvertes par des dépôts cénozoïques. Ce domaine est situé sur une **marge passive** sur laquelle se développe un vaste plateau continental : le **plateau sud-armoricain**. Le second secteur d'étude, **Plouescat**, est rattaché au **domaine du Léon**, délimité par le **CNA**, composé essentiellement de roches **granitiques**.

II. Contexte climatique et paléoclimatique

II.1. Le climat actuel à l'échelle du Massif Armoricain

II.1.1. Généralités

Située sur la façade est-Atlantique, la Bretagne bénéficie d'un climat océanique tempéré caractérisé par des hivers et des étés doux et par une amplitude saisonnière faible (en moyenne 7°C en hiver et 17°C en été ; *Belleguic et al., 2012*). En fonction du contexte local (i.e., distance à la côte, topographie, latitude), des contrastes de températures, de précipitations, de vent ou encore d'ensoleillement apparaissent, ce qui permet de définir six grandes zones climatiques (Figure I-3a). Les températures annuelles atteignent en moyenne 10 à 11°C (Figure I-3b). La durée d'ensoleillement, dépendante de la latitude, entraîne une augmentation des températures vers les régions situées dans les secteurs les plus au sud (Figure I-3c). La région est soumise à un régime de pluies océaniques régulières, dont les cumuls les plus importants sont enregistrés d'octobre à mars. Le cumul des précipitations annuelles varie de 600 mm dans le bassin rennais à plus de 1600 mm dans les Monts d'Arrée (Figure I-3d ; *Belleguic et al., 2012*). De plus, la Bretagne fait face aux fortes perturbations issues de l'Océan Atlantique à l'origine de vents importants. Les vents dominants sont de secteur sud-ouest mais, au printemps et en été, des vents de secteur nord-est et nord-ouest apparaissent.

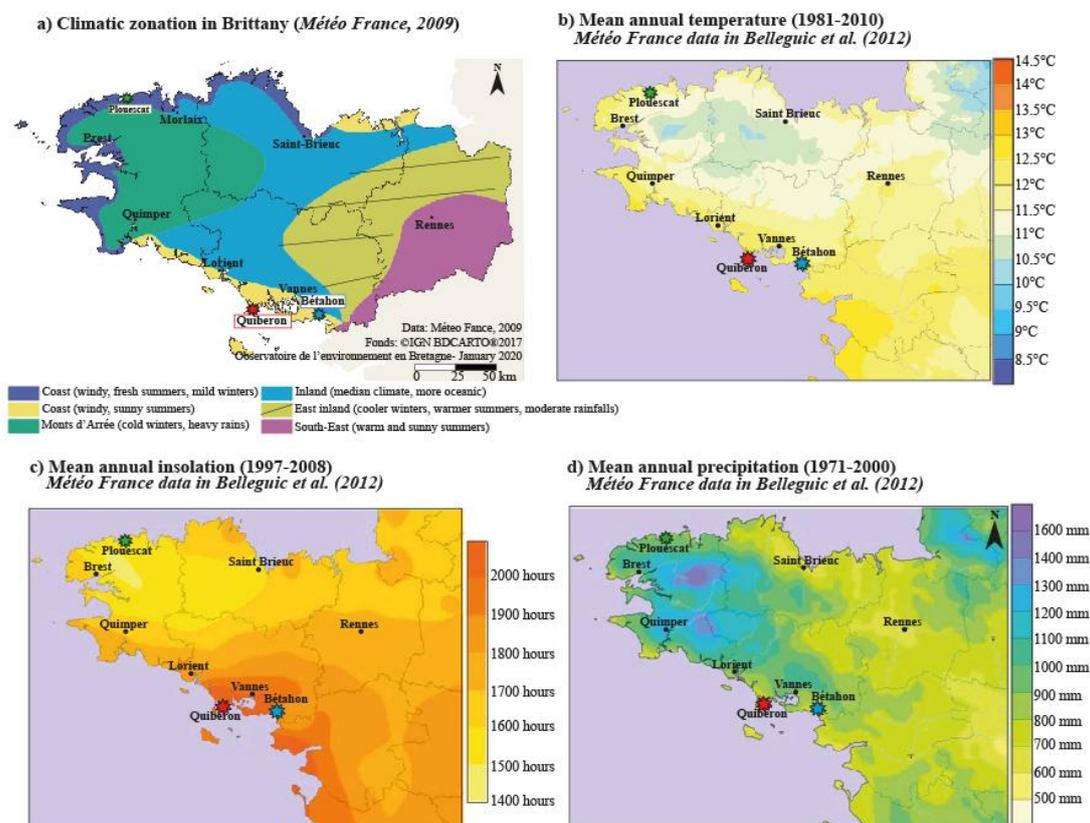


Figure I-3: Météorologie de la péninsule bretonne : a) Zonations climatiques bretonnes ; b) Température moyenne annuelle pour la période 1981-2010 ; c) Insolation moyenne annuelle pour la période 1997-2008 ; d) Précipitation moyenne annuelle pour la période 1971-2000. Données Météo France extraites de Belleguic et al. (2012).

II.1.2. La circulation atmosphérique

• *Les cellules convectives troposphériques*

Dans l'Hémisphère Nord, trois cellules convectives troposphériques participent au transfert convectif de la chaleur vers les pôles : les cellules de Hadley (0 à 30° de latitude), de Ferrel (30° à 60° de latitude) et polaires (60° à 90° de latitude). En Bretagne, située dans des latitudes moyennes tempérées, la cellule de Ferrel a un rôle important puisqu'elle détermine le régime des vents d'ouest (i.e., « *westerlies* »), des vents de surface assurant le transfert d'énergie depuis les tropiques jusqu'aux latitudes moyennes. Par ailleurs, dans les hautes strates de l'atmosphère (i.e., tropopause, ~10 km d'altitude) se trouve le courant-jet (i.e., « *Jet-stream* »), un des courants atmosphériques influençant le climat hivernal et les régimes de tempêtes des régions de l'Atlantique Nord. Il s'agit d'un couloir, de quelques kilomètres d'épaisseur et de quelques centaines de kilomètre de long, emprunté par des vents de direction est-ouest très rapides. Il participe à la formation des anticyclones et des dépressions, module leur intensité ainsi que leur trajectoire. Un changement dans la position latitudinale du courant-jet entraîne un décalage des zones climatiques et modifie la trajectoire des tempêtes.

Le modèle de circulation atmosphérique via des cellules convectives, nommé « Principe de Hadley » (*Persson, 2006*), est en réalité plus complexe en raison de la répartition des continents et des océans ainsi que de la dynamique temporelle. Ainsi, un mode d'oscillation, intrinsèque de l'atmosphère a été défini, l'Oscillation Nord Atlantique (i.e., NAO pour « *North Atlantic Oscillation* »).

• *La NAO (« North Atlantic Oscillation »)*

L'Oscillation Nord Atlantique (NAO) est induite par les fluctuations du gradient de pression atmosphérique au sol entre l'anticyclone des Açores et la dépression islandaise (*Figure I-4a*). Elle exerce un fort contrôle sur la position latitudinale et la vigueur des vents d'ouest ainsi que sur les régimes de précipitations hivernales (*Hurrell et al., 2003 ; Hurrell et Deser, 2010 ; Tréguer et al., 2014*). Lors de phases dites positives (i.e., NAO+), l'intensification du gradient de pression est à l'origine du renforcement des vents d'ouest (« *westerlies* »), entraînant un déplacement vers le nord des trajectoires des systèmes de dépressions hivernales de l'Atlantique (*Trouet et al., 2012*). Des modes NAO+ donnent naissance à des hivers doux et humides ainsi qu'à des tempêtes plus fréquentes en Europe du nord, et par conséquent sur la péninsule bretonne (*Hurrell et al., 2003 ; Tréguer et al., 2014 ; van Vliet-Lanoë et al., 2014 ; Figure I-4b*). *A contrario*, cette phase NAO+ est associée, en Europe du sud, à des conditions météorologiques plus sèches. Lors de phases dites négatives (i.e., NAO-), le gradient de

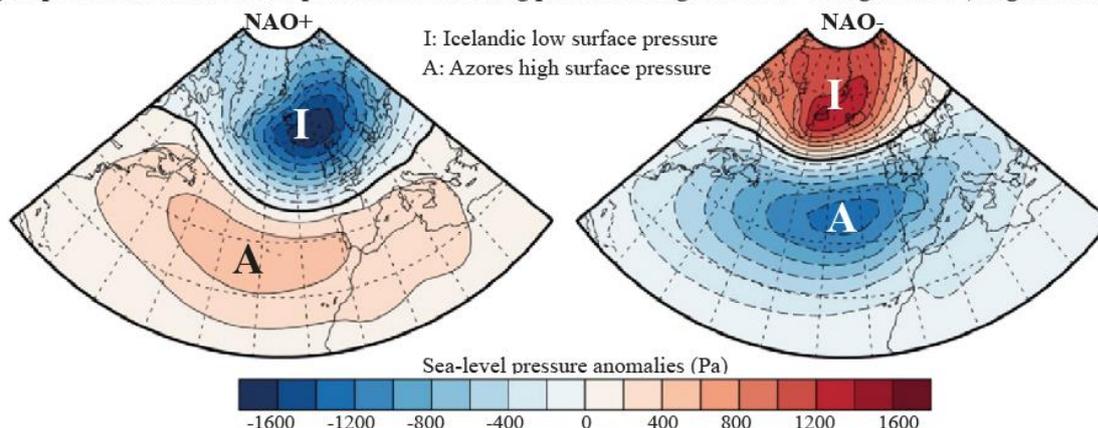
pression est affaibli, et les trajectoires des systèmes de dépressions hivernales de l'Atlantique sont déplacés vers le sud, entraînant une hausse du régime de précipitations en Europe du sud et en Afrique du nord (Figure I-4b). Les données instrumentales de la NAO montrent des alternances de phases positives et négatives sur des échelles intra-saisonnières, intra-annuelles, décennales voire pluri-décennales (Figure I-4c).

II.1.3. La circulation océanique de l'Atlantique Nord

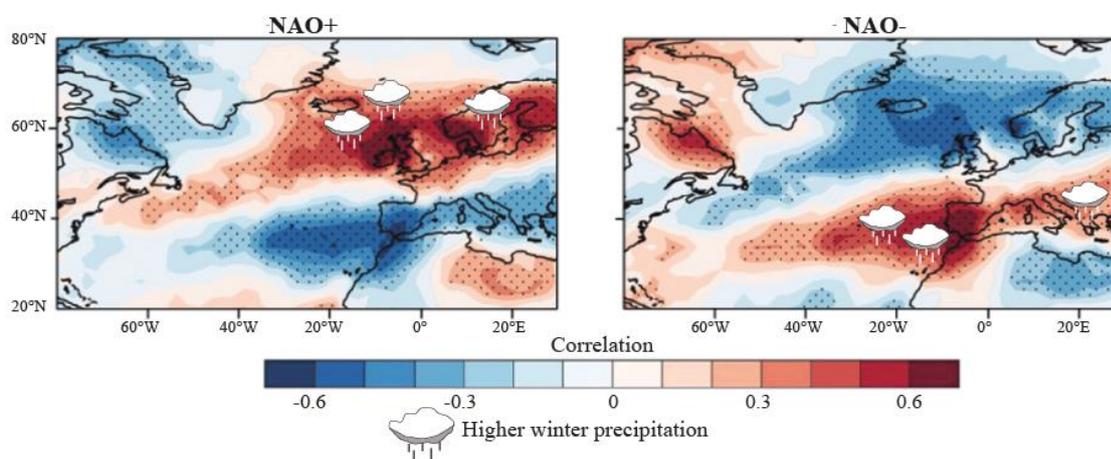
- *Circulation générale dans l'Atlantique Nord*

En Atlantique Nord, les circulations océaniques de surface et profonde (ou AMOC pour « *Atlantic Meridional Overturning Circulation* ») jouent un rôle primordial dans la redistribution de l'excédent de chaleur reçu à l'équateur. Les eaux chaudes et salées en surface sont ainsi dirigées vers les pôles, où la différence de densité des masses d'eaux (i.e., différence de salinité et de températures) entraîne des phénomènes de convection initiant la circulation thermohaline (i.e., THC ; *Broecker et al., 1990*). Dans cette dynamique, les mers du Labrador, du Groenland et de Norvège occupent une place importante puisque c'est dans ces centres convectifs que se forme la plupart des composantes de la NADW (i.e., « *North Atlantic Deep Water* »), branche profonde de la THC. Le transport des masses d'eaux des basses aux hautes latitudes est initié par les courants de surface générés par les vents et la rotation de la terre. Dans l'Atlantique Nord, le *Gulf Stream* constitue l'un de ces courants de surface, qui prend naissance dans le golfe du Mexique, avant de se diriger vers les hautes latitudes en longeant les côtes ouest européennes, via la Dérive Nord Atlantique (i.e., NAC pour « *North Atlantic Current* » ; Figure I-5). Grâce à ce courant, qui en se refroidissant transfère de la chaleur à l'atmosphère, l'Europe de l'ouest et donc la Bretagne bénéficient d'un climat hivernal doux, contrairement aux côtes canadiennes situées aux mêmes latitudes.

a) Representation of sea-level pressure conditioning positive or negative NAO configurations (Tréguer et al., 2014)



b) Correlation maps between winter (December-January-February) monthly mean precipitation anomalies and winter monthly mean large-scale indices (Tréguer et al., 2014)



c) NAO standardized 3-month running mean index since 1950 (from NOAA, National Weather Service)

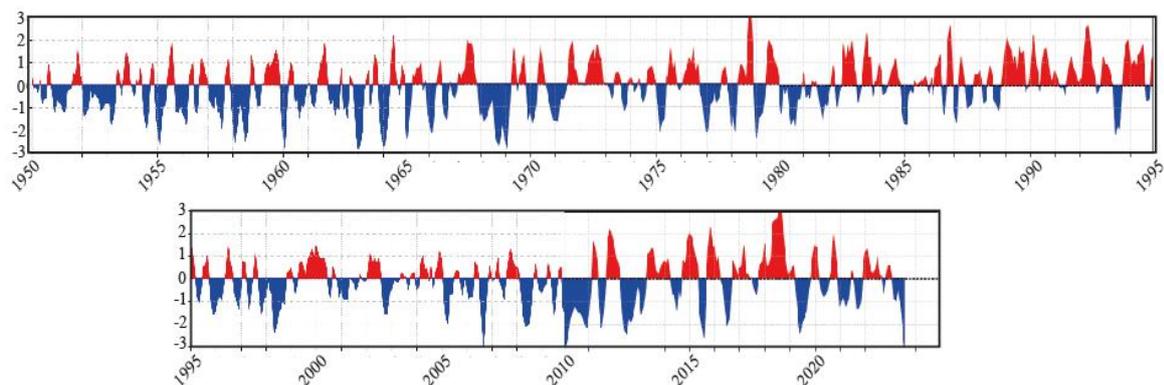


Figure I-4 : L'Oscillation Nord Atlantique (ou NAO) avec a) la représentation des anomalies de pression entre l'anticyclone des Azores et la dépression islandaise conditionnant les configurations NAO+ ou NAO-, b) corrélation entre l'indice de NAO et le régime de précipitation hivernale (Tréguer et al., 2014), et c) valeurs standardisées de la NAO depuis 1950.

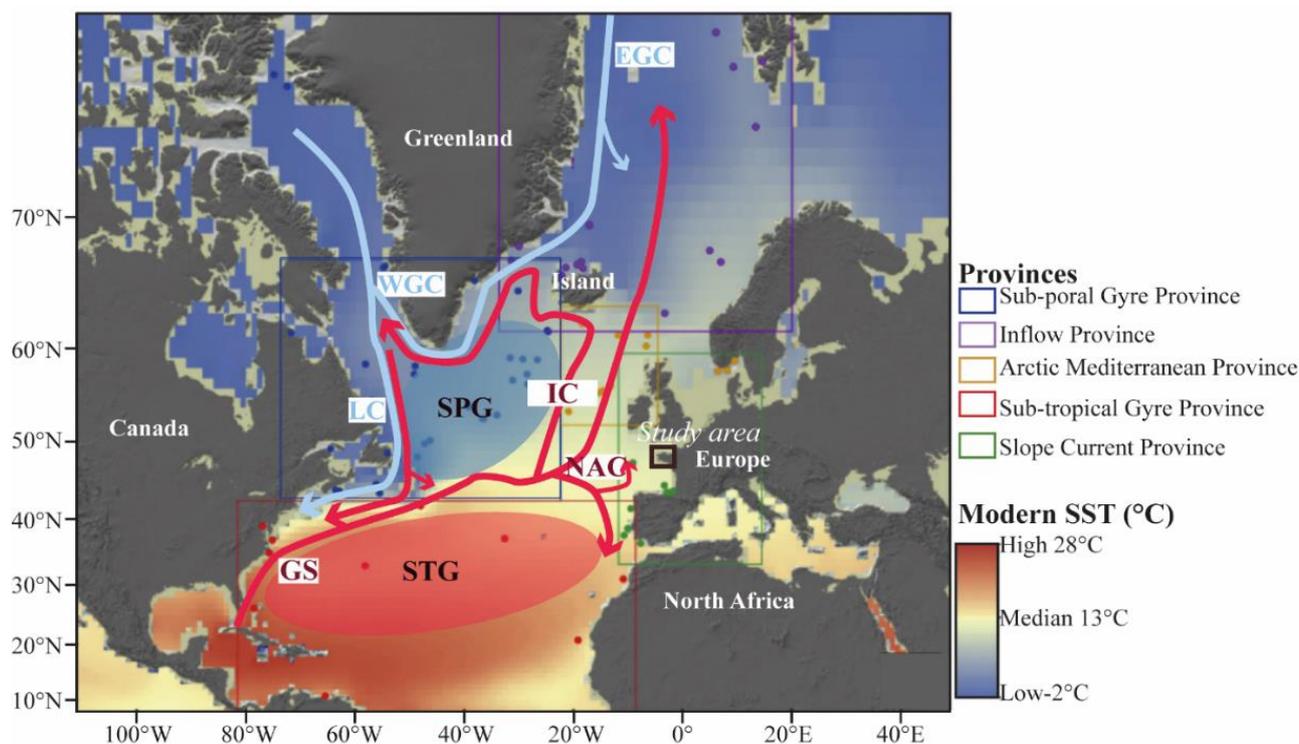


Figure I-5 : Température de surface (SST) et circulation océanique de surface en Atlantique Nord (d'après Eynaud et al., 2018). NAC : Dérive Nord Atlantique ; EGC : Courant Est Groenlandais ; WGC : Courant Ouest Groenlandais ; IC : Courant d'Irminger ; LC : Courant du Labrador ; GS : Gulf Stream ; STG : Gyre subtropical ; SPG : gyre subpolaire.

- *AMO* (« *Atlantic Multidecadal Oscillation* ») ou *AMV* (« *Atlantic Multidecadal Variability* »)

L'Oscillation Multi-décennale de l'Atlantique (i.e., *AMO* pour « *Atlantic Multidecadal Oscillation* »), nommée également Variabilité Multi-décennale de l'Atlantique (i.e., *AMV* pour « *Atlantic Multidecadal Variability* » ; Zhang et al., 2019) explique la variabilité des températures océaniques de surface (i.e., *SST* « *Sea Surface Temperature* ») dans l'Atlantique Nord. D'une périodicité de 50 à 80 ans (Figure I-6), l'*AMO* a de larges répercussions sur la variabilité climatique (multi-)décennale de l'Atlantique Nord (Knight et al., 2006 ; Sutton et Hodson, 2005 ; Zhang et al., 2019). L'*AMO* est induite par la quantité d'énergie solaire reçue par les masses d'eaux intertropicales (dépendant de l'insolation et de l'activité solaire) mais est également contrôlée par les paramètres régissant la redistribution de l'énergie thermique, c'est-à-dire les courants océaniques atlantiques (i.e., *AMOC*) et également atmosphériques. Les *SST* sont plus élevées lorsque l'*AMOC* se renforce ; le transport de chaleur vers les hautes latitudes étant favorisé (mode *AMO+*). Il faut également évoquer que l'*AMOC*, en modulant les *SST*, en particulier dans le bassin atlantique tropical, peut influencer l'atmosphère (Msadek et Frankignoul, 2009). Ainsi, des conditions de type *AMO-* (/ *AMO+*) associées à des *SST* plus froides (/plus chaudes) favorisent la mise en place d'une régime *NAO+* (/ *NAO-*).

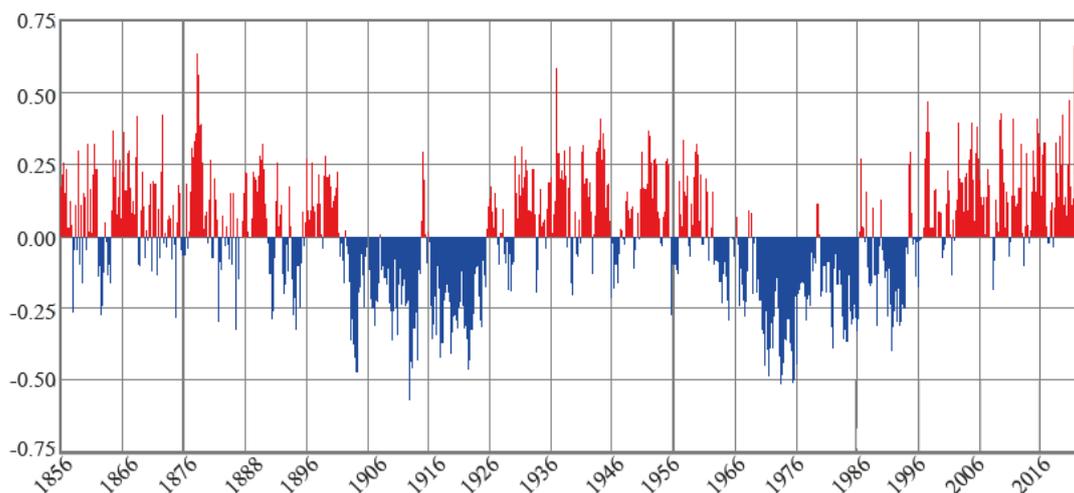


Figure I-6 : Indice AMO depuis 1856 (©tempsvrai.com 1992-2023).

- *Le gyre subpolaire (SPG)*

En Atlantique Nord, le NAC se scinde en deux branches, l'une se dirige vers les mers nordiques tandis que la seconde dévie vers le Groenland en passant par le sud de l'Islande formant le Courant d'Irminger (i.e., IC ; Figure I-5). Ce dernier (IC) fusionne avec le Courant Est Groenlandais (i.e., EGC) pour former le Courant Ouest Groenlandais (i.e., WGC ; Figure I-5). A cette configuration s'ajoute enfin le Courant du Labrador (i.e., LC ; Figure I-5), descendant de l'Océan Arctique et constituant la branche ouest finalisant ainsi la boucle du gyre subpolaire (i.e., SPG ; Figure I-5). Le SPG participe au transport de chaleur des basses latitudes vers le pôle Nord. Ainsi, la fluctuation de son intensité, induisant des variations de température et de salinité en Atlantique Nord, a de fortes répercussions sur la dynamique climatique générale ouest-européenne (e.g., *Hátún et al., 2005 ; Lohman et al., 2009 ; Thornalley et al., 2009*).

A l'échelle multi-décennale, la dynamique du SPG est contrôlée par le régime de la NAO (*Lohman et al., 2009 ; Thornalley et al., 2009*). Lors de phases récurrentes de mode NAO+, l'intensification des *westerlies* entraîne un refroidissement des eaux de surface dans le nord du SPG (*Häkkinen, 2000*), ce qui renforce ce dernier (phase SPG+) qui tend alors à s'étendre vers l'est (*Lohmann et al., 2009*). L'intensification zonale des *westerlies*, en condition NAO+, favoriserait l'afflux du Courant Est Groenlandais et de glaces de mer dans le SPG, au niveau du sud de l'Islande, ainsi que la migration vers le sud du front subarctique (*Bersch et al., 1999 ; Flatau et al., 2003 ; Thornalley et al., 2009, 2013 ; Morley et al., 2014*).

En résumé, la dynamique du SPG, contrôlée à l'échelle décennale par l'action des *westerlies* (et donc du régime de la NAO), impacte les conditions hydrologiques de surface de l'Atlantique Nord (i.e., AMO) ainsi que l'AMOC qui montre alors des phases de ralentissement (en condition SPG+/NAO+) ou de renforcement (en condition SPG-/NAO- ; *Wanner et al., 2015 ; Thornalley et al., 2013*).

II.1.4. Régimes de tempêtes sur la façade européenne atlantique

La Bretagne fait face à des fortes perturbations issues de l’Océan Atlantique Nord à l’origine de vents importants et de phases tempétueuses. Cependant, leur fréquence et leur intensité varie sur des échelles décennales à pluri-annuelles en fonction des interactions et des fluctuations des différentes oscillations atmosphériques et océaniques précédemment décrites. *van Vliet-Lanoë et al. (2014)* ont défini quatre configurations tempétueuses liées aux dynamiques conjointes NAO-AMO (Figure I-7). D’après ce modèle, les événements tempétueux les plus forts sur les côtes nord-européennes sont enregistrés lors des configurations AMO+/NAO-, tandis qu’en conditions AMO+/NAO+, les événements tempétueux sont plus récurrents mais de moindre intensité (*van Vliet-Lanoë et al., 2014 ; Figure I-7*).

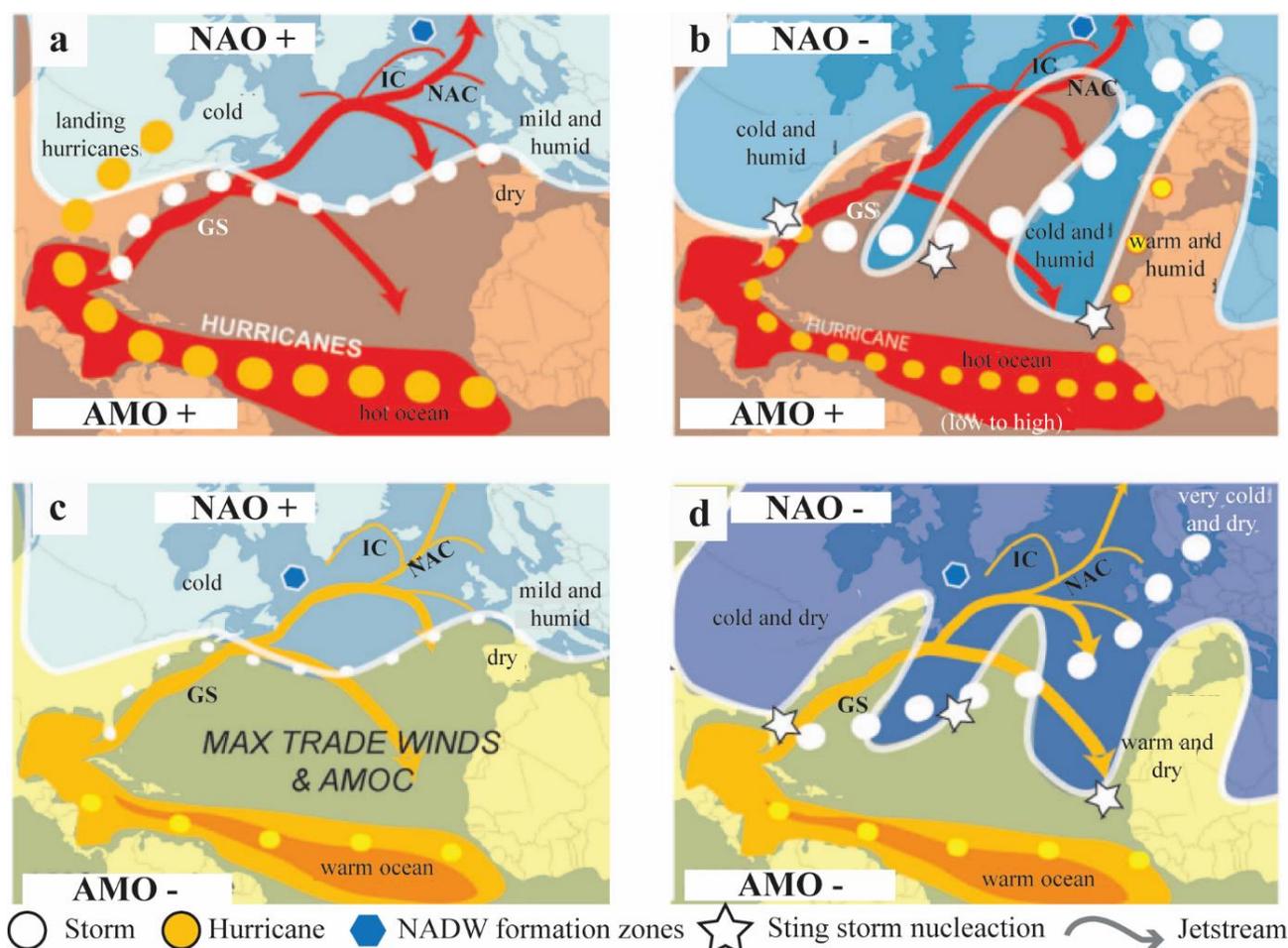


Figure I-7 : Représentation schématique des quatre configurations type associées à l’occurrence d’évènement tempétueux sur les côtes ouest-européennes (van Vliet-Lanoë et al., 2014). a) NAO+/AMO+ : tempêtes de moindre intensité mais plus fréquentes et hivers pluvieux sur l’Europe du Nord / b) NAO-/AMO+ : tempêtes tropicales de forte intensité touchent l’Europe / c) NAO+/AMO- : les conditions climatiques sont régies par les phases de NAO, et dépendantes de la position du jet stream / d) NAO-/AMO- : tempêtes d’intensité modérée.

II.2. Contexte paléoclimatique

De multiples facteurs externes (insolation, activité solaire) et internes (volcanisme, oscillations climatiques naturelles impliquant les interactions entre les différents compartiments terrestres : hydrosphère-cryosphère-atmosphère-biosphère-lithosphère) à la machine climatique régissent la variabilité naturelle du climat sur des échelles géologiques à contemporaines. La compréhension fine du fonctionnement de la machine climatique terrestre est devenue un enjeu majeur dans les études des trajectoires passées à futures. Cette partie expose brièvement l'évolution climatique du Pléistocène (2,6 Ma–11,7 ka BP) et, plus spécifiquement dans le cadre de cette thèse, celle de l'Holocène (depuis 11,7 ka BP).

II.2.1. Le Pléistocène

- *Variation climatique long terme : les cycles glaciaires-interglaciaires*

Le Quaternaire, débuté il y a 2,6 Ma, est marqué par la récurrence de cycles au cours desquels se succèdent des périodes glaciaires (i.e., larges volumes de glace stockés dans l'Hémisphère Nord essentiellement) et des périodes interglaciaires (i.e., recul des glaciers continentaux). Ces cycles sont caractérisés par une récurrence de 40 ka jusqu'à la révolution du Pléistocène Moyen (~1,2 Ma–800ka), puis de 100 ka après cet intervalle encore débattu. Ces bascules climatiques sont principalement contrôlées par la configuration orbitale de la Terre déterminant la distance Terre-Soleil et donc d'insolation, i.e., la quantité et la distribution latitudinale d'énergie thermique reçue par la Terre au cours du temps (*Milankovitch, 1941 ; Berger, 1998*). Trois paramètres orbitaux contrôlent le rayonnement incident. L'excentricité caractérise le degré d'aplatissement de l'ellipse décrite par la Terre autour du soleil dans le plan de l'écliptique et varie entre 0 et 7% selon des cycles de 400 kyr et 100 kyr. L'obliquité représente l'angle d'inclinaison de l'axe de rotation de la terre par rapport à l'écliptique (i.e., plan orbital), oscillant entre 22,5° et 24,5° suivant une période de 41 kyr. Enfin, la précession des équinoxes induit des changements de direction de l'axe d'inclinaison de la Terre en décrivant un cône selon des périodes de 23 kyr et 19 kyr. Par rétroaction positive, les forçages orbitaux sont amplifiés par l'albédo (i.e., quantité de rayonnement solaire incident réfléchi par une surface) et l'effet de serre (e.g., concentrations atmosphériques en CO₂ et CH₄).

- *Variabilité climatique sub-orbitale de la dernière période glaciaire (~70-15 ka BP)*

A cette variabilité climatique long-terme décrite précédemment, se superposent des événements climatiques abrupts à des échelles dites infra-orbitales. Ainsi, la dernière période glaciaire (~70–15 ka BP) est marquée par les cycles de Dansgaard-Oeschger (*Figure I-8*)

caractérisés par des phases stadières (i.e., refroidissements sur quelques centaines à milliers d'années) et interstadières (i.e., réchauffements atmosphériques abrupts ; *Dansgaard et al., 1993 ; Grootes et al., 1993 ; Voelker et al., 2002*). Certains refroidissements atmosphériques polaires les plus extrêmes correspondent à de fortes débâcles d'icebergs issus des calottes nord-américaines (i.e., inlandsis laurentidien) et nord-européennes (i.e., calotte fennoscandienne) et sont nommés événements d'Heinrich (HE pour « *Heinrich Event* » ; *Heinrich, 1988 ; Figure I-8*). Leur détection est possible grâce à la présence de grains détritiques grossiers, nommés IRD pour « *Ice Rafted Debris* », en fortes concentrations dans les sédiments de l'Atlantique Nord, principalement entre 40 et 55°N dans la ceinture de Ruddiman (*Ruddiman, 1977*).

Durant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG ; ~ 23–19 ka BP ; *Mix et al., 2001*), les inlandsis de l'Hémisphère Nord s'étendent jusqu'à 50°N de latitude. Alors située en marge de la calotte fennoscandienne, qui recouvre une grande partie de l'Europe du Nord, la Bretagne fait face à un climat froid et aride. En raison des grandes quantités de glace stockées dans les glaciers, le niveau marin est ~130 m plus bas par rapport au niveau actuel (*Fairbanks, 1989 ; Siddal et al., 2003*) et les températures atmosphériques globales sont plus froides de 4 à 6 °C, par rapport à l'actuel (*Siddal et al., 2003 ; Seltzer et al., 2021*). La déglaciation, entamée il y a environ 19 kyr BP marque la transition entre la fin de la dernière période glaciaire et le début de l'Holocène (11,7 ka BP). Trois épisodes climatiques rapides ponctuent la dernière déglaciation (*Figure I-8*) : HE 1 (18 à 15,6–14,7 ka BP ; *Naughton et al., 2023*), le réchauffement du Bölling-Alleröd (B/A ; 15 à 12,5 ka BP), et enfin par le refroidissement du Younger Dryas (YD ; 12,5 à 11,5 ka BP).

II.2.2. L'Holocène

L'interglaciaire holocène (depuis 11,7 ka BP) est marqué par une hausse des températures ainsi que par la remontée progressive du niveau marin. Longtemps considérée comme une période climatiquement stable au regard de la dernière période glaciaire (*Figure I-8*), l'Holocène est néanmoins affecté par des fluctuations climatiques significatives, comme l'ont révélé de nombreuses études menées sur des archives sédimentaires glaciaires (e.g., *O'Brien et al., 1995*) ou marines (e.g., *Bond et al., 1997, 2001 ; Mayewski et al., 2004*).

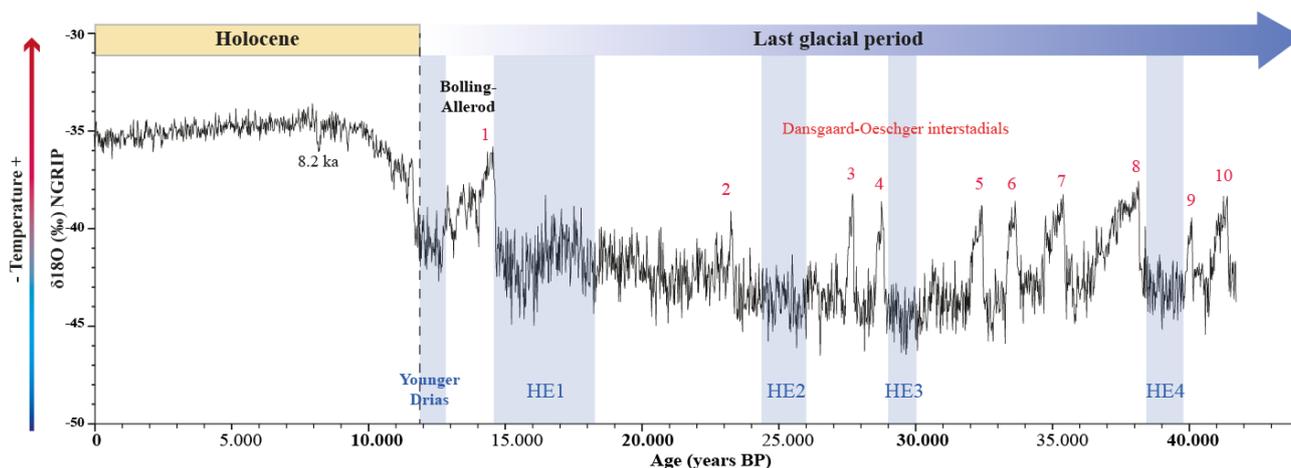


Figure I-8 : Zoom sur le climat des derniers 40 krys BP d'après les données glaciologiques NGRIP (Groenland). En rouge : les interstades de Dansgaard-Oeschger (i.e., périodes de réchauffement abrupt). En bleu : les événements de Heinrich (i.e., période de refroidissement extrême) (Penaud, 2009).

- *Variabilité climatique long-terme*

La stratigraphie de l'Holocène, récemment actualisée par *Walker et al. (2019)* souligne trois grandes subdivisions limitées par des événements climatiques aux répercussions globales.

L'Holocène Inférieur (« *Early Holocene* » ou encore Greelandien ; 11,7–8,2 ka BP) qui marque l'entrée dans l'interglaciaire, est caractérisé par de fortes valeurs d'insolation estivale (*Berger et Loutre, 1991* ; [Figure I-9](#)) entraînant l'augmentation des températures comme en témoigne la hausse notable du signal $\delta^{18}\text{O}$ dans les glaces du Groenland (*Walker et al., 2019* ; [Figure I-9](#)). Cela a engendré le retrait progressif des glaciers, opérant de profonds changements dans le régime de circulation atmosphérique (*Walker et al., 2019*). L'événement du 8,2 ka BP, correspondant à une phase de refroidissement abrupt, marque la fin de cet intervalle (i.e., [Figure I-9](#)). Ce refroidissement, détecté par de nombreuses études (e.g., *Alley et Àgustsdottir, 2005* ; *Rohling et Pälike, 2005* ; *Morrill et al., 2013*), est généré par la brusque vidange du lac proglaciaire Agassiz dans l'Atlantique Nord, suite à la rupture de la barrière de glace retenant jusqu'alors les eaux de fonte de la calotte Laurentide (*Barber et al., 1999* ; *Clarke et al., 2003, 2004, 2009*). L'injection d'eaux froides et douces dans l'Atlantique Nord a entraîné un net ralentissement de la circulation thermohaline (*Barber et al., 1999*), réduisant le transport de chaleur vers le nord ce qui a généré un refroidissement global du climat (*Alley et al., 1997* ; *Alley et Agustsdottir, 2005*).

L'Holocène Moyen (« *Middle Holocene* » ou encore Northgrippien ; 8,2–4,2 ka BP; [Figure I-9](#)), bien que marqué par une baisse de l'insolation estivale à 65°N, est caractérisé par une

hausse des températures atmosphériques définissant l'optimum climatique Holocène ou période Hypsithermale. La limite supérieure de cet intervalle est marquée par l'événement du 4,2 ka BP. Cet épisode climatique est caractérisé par une phase d'aridification des moyennes et basses latitudes (e.g., *Cullen et al., 2000* ; *Booth et al., 2005* ; *Bini et al., 2019*) marquant la fin de la période humide africaine (e.g., *De Menocal, 2015*). Dans les hautes latitudes, cet événement se traduit par un refroidissement entraînant le développement des glaciers (e.g., *Menounos et al., 2008* ; *Geirsdóttir et al., 2018*). Ce seuil climatique n'est pas décelé dans le nord-ouest de la France et plus globalement dans le Golfe de Gascogne. Cependant, la transition entre l'Holocène Moyen et Supérieur y est marquée par une réorganisation des circulations océaniques et atmosphériques (*Paasche et al., 2004* ; *Penaud et al., 2020*).

L'Holocène Supérieur (« *Late Holocene* » ou encore Méghalayan ; 4,2 ka BP à l'actuel) est caractérisé par la baisse continue de l'insolation estivale et la hausse de l'insolation hivernale à 65°N (*Berger et Loutre, 1991* ; [Figure I-9](#)), favorisant des hivers plus humides et plus doux sur le nord de l'Europe (*Benito et al., 2015*). L'intensification des précipitations hivernales a ainsi conduit à l'augmentation des décharges fluviales sur la façade atlantique française (*Penaud et al., 2020*). Il s'agit de la période la plus froide de l'Holocène en termes de températures globales (*Marcott et al., 2013*) et, également, à la période soutenant la plus forte croissance des impacts anthropiques sur les environnements terrestres.

- *Variabilité climatique rapide*

L'Holocène est ponctué par une variabilité climatique rapide à récurrence millénaire (i.e., pseudo-périodicité de ~1,5 kyr BP), caractérisée notamment par des événements climatiques abrupts et froids (*Bond et al., 2001* ; *Wanner et al., 2011, 2015* ; [Figure I-9](#)). Bien moins spectaculaires que l'événement du 8,2 ka BP, ces épisodes de refroidissement, nommés événements de Bond (i.e., BE pour « *Bond Event* » ; [Figure I-9](#)), sont décelés via la hausse des concentrations en débris lithiques dans les archives sédimentaires marines, issus de l'advection de glace de mer dans l'Atlantique Nord (*Bond et al., 1997, 2001*). Ces événements aux répercussions quasi-globales ont été par la suite qualifiés de « *Rapid Climate Change* » (i.e., RCC ; *Mayewski et al., 2004*). Les six périodes de RCC (i.e., 9–8, 6–5, 4,2–3,8, 3,5–2,5, 1,1–1, 0,6–0,1 ka cal BP ; [Figure I-9](#)) sont généralement caractérisées par un refroidissement des pôles, une aridité croissante au niveau des tropiques et par la réorganisation de la circulation atmosphérique (*Mayewski et al., 2004*). A noter que ces derniers trouvent des échos historiques, puisque des événements comme le Petit Age Glaciaire, identifié comme une période de refroidissement dans les archives sédimentaires (RCC : 0,1–0,6 ka BP), sont également

répertorié dans les archives historiques du Moyen-Age. Les causes de ces phénomènes d'instabilité cryosphérique entraînant des apports en eaux douces de fontes dans l'Atlantique Nord (Alley et MacAyeal, 1994 ; Alley et al., 2003 ; Clarke et al., 2004) sont toujours discutées. Ils pourraient résulter à la fois de cyclicités propres à l'activité solaire (Bond et al., 2001) et de réorganisations internes à la machine climatique via la circulation océanique (Debret et al., 2007).

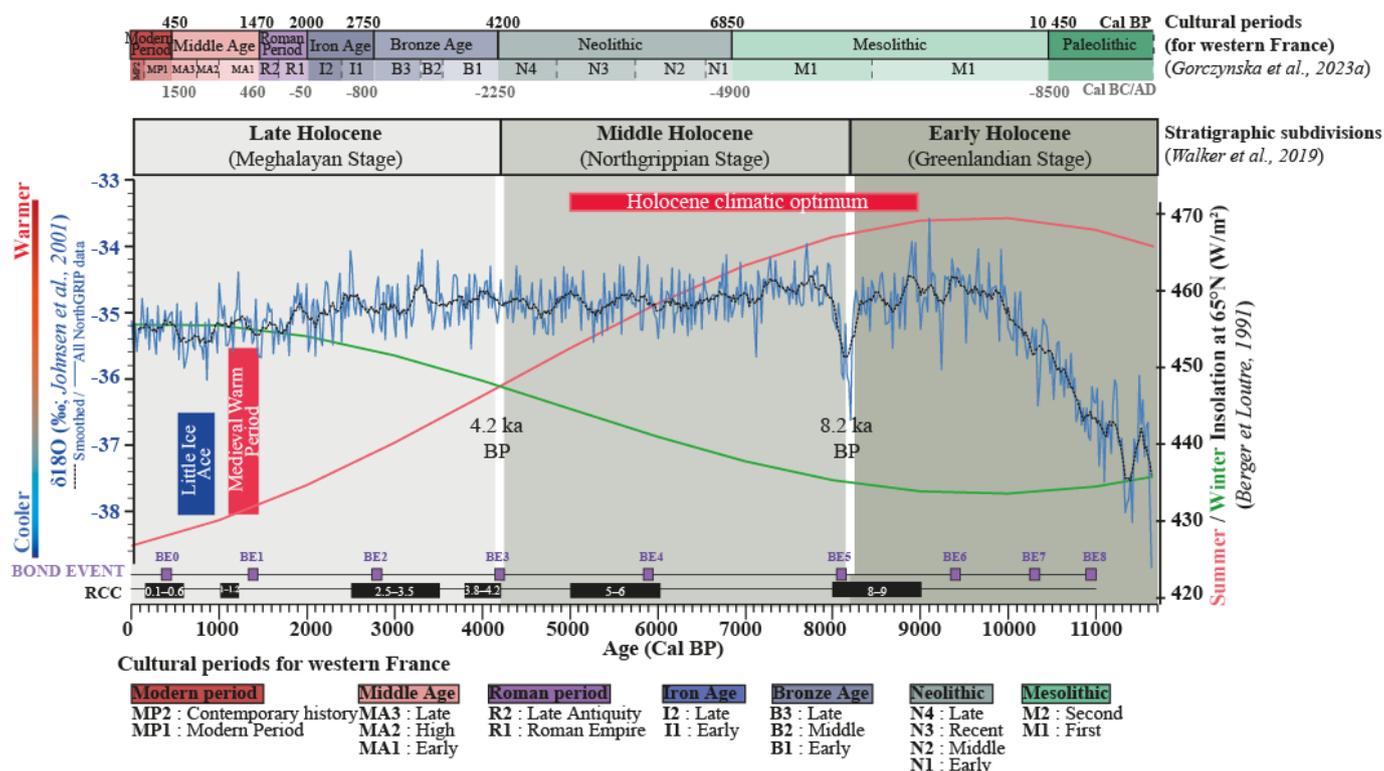


Figure I-9 : Le climat holocène avec : en bleu les données isotopiques NGRIP (Johnsen et al., 2001) ; l'insolation à 65°N pour les périodes estivales (en rouge) et hivernales (en vert ; Berger et Loutre, 1991) ; en noir les changements climatiques rapides ou RCC (« Rapid Climate Change » ; Mayewski et al., 2004) ; et en violet les événements de Bond (BE pour « Bond Event » ; Bond et al., 1997, 2001). Ces données sont exprimées en fonction des subdivisions stratigraphiques (Walker et al., 2019) et des périodes culturelles définies pour le Nord-Ouest de la France (Gorczyńska et al., 2023a).

Les mécanismes atmosphériques (cf. NAO) et océaniques (cf. AMO) régissant le climat moderne ont également été discutés sur des échelles de temps millénaires à pluri-décennales à partir des reconstructions paléo-océanographiques holocènes.

Pour exemple, des mécanismes analogues à des récurrences de phases positives ou négatives de la NAO ont été suggérés pour rendre compte de fluctuations climatique à l'échelle de l'Atlantique nord-est tempéré (e.g., Mojtabid et al., 2013 ; Goslin et al., 2018 ; Penaud et al., 2020 ; Lambert et al., 2020). En effet, la configuration météorologique NAO+ (NAO-), à

l'origine d'une hausse des précipitations hivernales sur l'Europe du Nord (/Europe du Sud) a pour conséquence aujourd'hui d'augmenter le débit des rivières dans les bassins versants concernés (Tréguer *et al.*, 2014). Or, la NAO présente des fluctuations sur des échelles de temps journalières, intra-saisonniers, intra- et inter-annuelles (Figure I-4c). Pour des échelles pluri-décennales à pluri-séculaires, on évoquera davantage la notion de récurrence de phase de NAO+ (/ou phases-type NAO-) dominant sur des intervalles de temps plus long. Ce modèle a notamment été discuté pour expliquer les régimes de précipitations sur les derniers 2,5 kyr à l'échelle de la façade atlantique française (cf., Lambert *et al.*, 2020 ; Figure I-10).

De plus, une récurrence de phases-type NAO+ serait associée à un modèle de renforcement du SPG (phase SPG +) et caractériserait ainsi les conditions type des phases de refroidissements rapides observées en Atlantique Nord au cours de l'Holocène (Bond *et al.*, 2001). Dans le Golfe de Gascogne, Zumaque *et al.* (2017) enregistrent, au cours de l'Holocène, des épisodes de faible salinité et de refroidissement interprétés comme résultant de configurations de type SPG+/NAO+. Les RCC ou événements de Bond pourraient ainsi correspondre à des périodes de renforcement du SPG (i.e., conditions froides dans les eaux de surface de l'Atlantique nord-est ; Penaud *et al.*, 2020). *A contrario*, une récurrence de phase-type NAO- correspondrait à une moindre intensité des *westerlies*, ainsi qu'à un affaiblissement du SPG qui s'étendrait alors vers l'ouest (Figure I-10) et favoriserait l'extension vers le nord du gyre subtropical (cf. configuration type AMO+ caractérisée par une hausse des SST de l'Atlantique Nord). Cette dynamique entraînerait l'advection de masses d'eaux chaudes et salées dans l'Atlantique Nord (Penaud *et al.*, 2020) et une stratification des masses d'eaux au sud de l'Islande (Thornalley *et al.*, 2009).

Enfin, dans les archives continentales d'arrière-cordons littoraux à marines, des dépôts de sable ou des hiatus sédimentaires, témoignent de changements géomorphologiques et sédimentaires initiés par des épisodes tempétueux. De nombreuses études ont ainsi examiné la récurrence de ces événements durant l'Holocène à l'échelle des côtes de l'Atlantique Est et de la Manche (e.g., Sorrel *et al.*, 2012 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014 ; Pouzet *et al.*, 2018 ; Goslin *et al.*, 2018 ; Figure I-11). A l'échelle millénaire, les événements tempétueux extrêmes semblent s'être produits avec une pseudo-période d'environ 1,5 kyr, en phase avec la cyclicité précédemment décrite relative aux réorganisations internes océaniques et atmosphériques de l'Atlantique Nord (Sorrel *et al.*, 2012 ; Goslin *et al.*, 2018 ; van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014 ; cf. section II.1.4. p.23 de ce chapitre I).

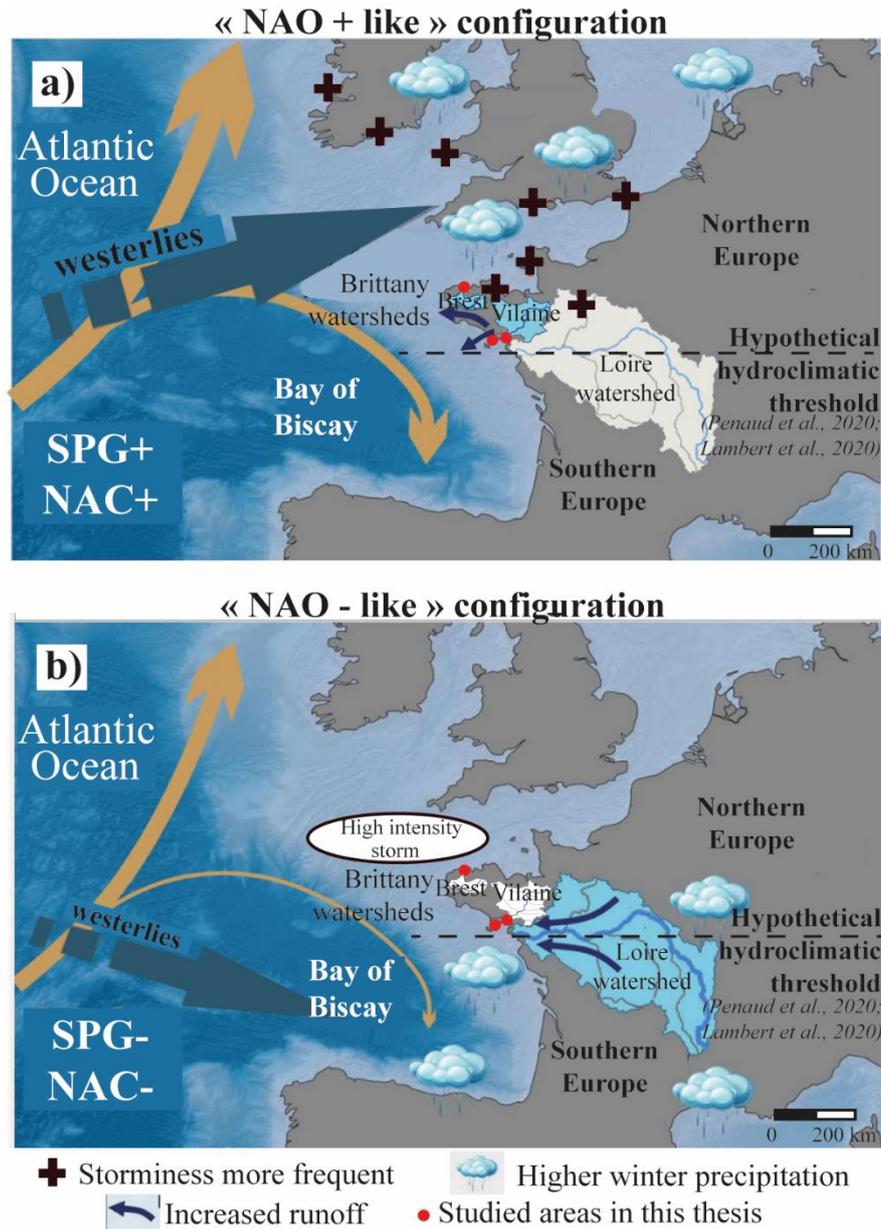


Figure I-10 : Modèles conceptuels montrant les configurations atmosphériques (i.e., trajectoires des tempêtes) et océaniques (i.e., NAC pour Courant Nord Atlantique, et SPG pour gyre subpolaire) sur la marge nord-ouest européenne en configuration NAO+ prévalente (a), et NAO- prévalente (b) (modifié d'après Lambert et al., 2020).

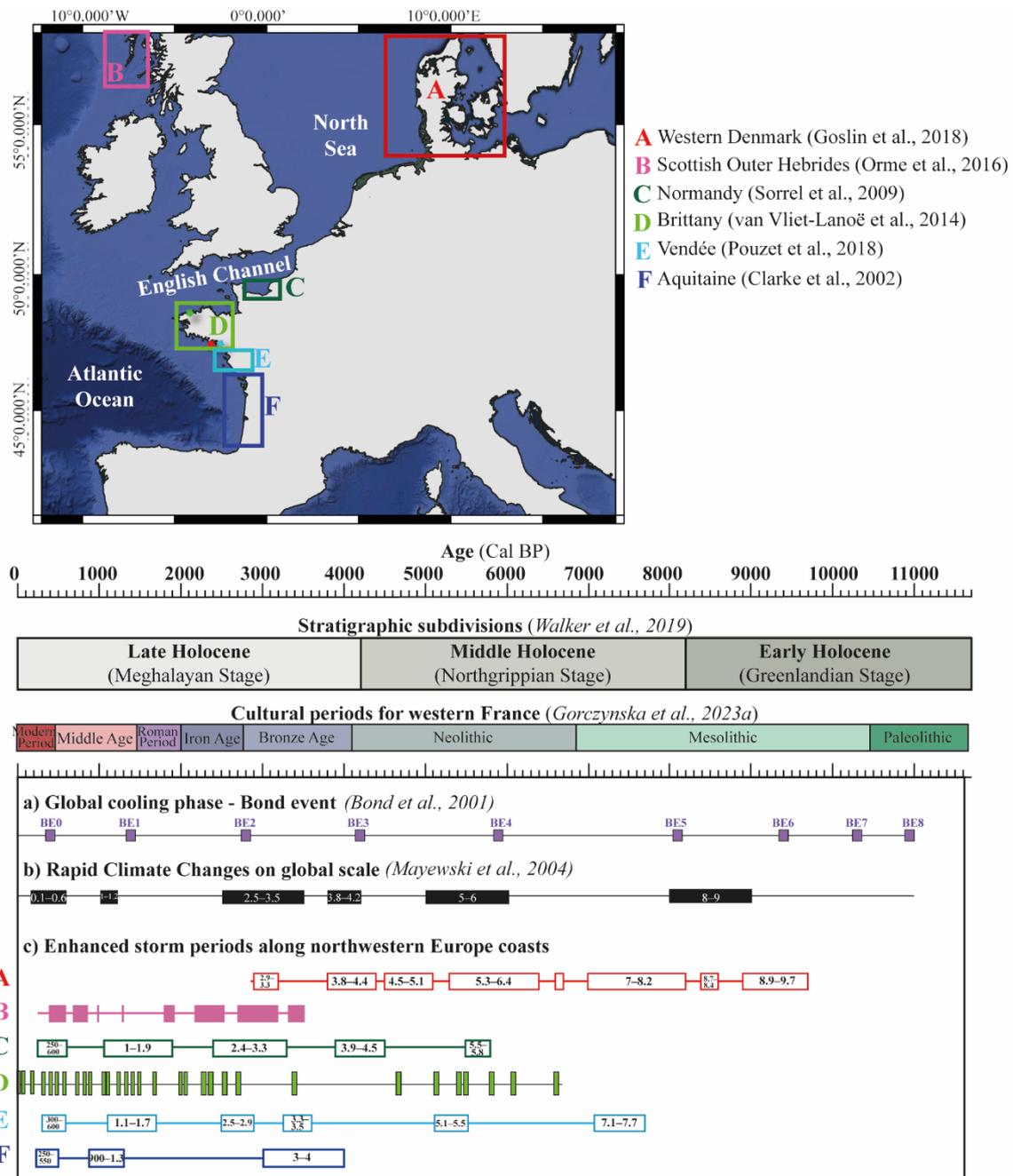


Figure I-11 : Événements climatiques abrupts au cours de l’Holocène a) période de refroidissement abrupt du climat, i.e., Bond Event (Bond et al., 2001) ; b) Changements climatiques rapides, i.e., RCC (Mayewski et al., 2004) ; et c) Périodes tempétueuses en Europe recensées le long des côtes : du sud de la Manche (Sorrel et al., 2012) ; bretonnes (van Vliet-Lanoë et al., 2014) ; atlantiques européennes (Pouzet et al., 2018) ; et nord-européennes (Goslin et al., 2018).

En quelques mots : Les forçages climatiques holocènes

A l'échelle de l'Holocène, l'insolation estivale à 65°N régit le climat de l'Hémisphère Nord, auquel se superpose des **forçages infra-orbitaux** induits par les **réorganisations internes des circulations atmosphériques et océaniques**. Les conditions météorologiques de la péninsule bretonne sont aujourd'hui régies par la principale oscillation atmosphérique de l'océan Atlantique Nord (**NAO**), couplé aux réorganisations océaniques du gyre subpolaire (**SPG**). Ces mécanismes sont également mis en avant sur de plus longues périodes de temps pour rendre compte de la variabilité climatique rapide millénaire de l'Holocène.

Ainsi, des phases récurrentes de type **NAO+/SPG+** seraient responsables de **précipitations hivernales accrues** et donc d'une hausse du débit des rivières à l'origine d'une **influence fluviale croissante** dans les eaux **côtières bretonnes** vers le milieu marin (et inversement en régime **NAO-/SPG-**). Les impacts sont inversés sur les bassins versants sud-européens à partir du **seuil hydro-climatique de la Loire**, où les conditions **NAO-/SPG-** seraient favorable à une **hausse des décharges fluviales**.

Le plateau sud-armoricain est situé à la transition entre ces deux zones climatiques (nord et sud-Loire), puisqu'il est alimenté à la fois par les apports fluviaux des rivières sud-bretonnes et par ceux de la Loire en premier lieu et de la Gironde dans une moindre mesure. Il sera donc important, dans cette thèse, de veiller à comprendre l'extension des bassins versants concernés par les apports terrigènes collectés aux différents sites carottés et le contexte hydro-climatique de chaque secteur étudié afin de discuter au mieux des forçages à l'origine de nos paléo-reconstructions

III. Contexte archéologique

L'Holocène est également connu pour soutenir l'évolution des sociétés humaines. Les forçages naturels et anthropiques s'imbriquent et il devient crucial de croiser les études paléoenvironnementales et archéologiques pour mieux appréhender l'évolution des paysages holocènes. Cette partie du chapitre présente les grandes phases culturelles depuis la fin du Mésolithique jusqu'au début du Moyen-Age, période temporelle couverte dans le cadre de cette thèse. Les limites chronologiques utilisées pour définir les périodes culturelles à l'échelle de l'ouest de la France sont issues des travaux de *Gorczyńska et al. (2023a)*. Par ailleurs, les dates sont systématiquement présentées en âge BP (« *Before present* », avant 1950) ainsi qu'en âge BC/AD (« *Before Jesus Christ* », « *Anno Domini* »), conformément aux usages des paléoenvironnementalistes et archéologues, respectivement.

III.1. La transition Mésolithique (10,4–6,8 ka BP / 6,5–4,9 ka BC) – Néolithique (6,8–4,2 ka BP / 4,9–2,2 ka BC)

III.1.1. La transition Mésolithique-Néolithique : changement technique et culturel

La transition Mésolithique-Néolithique est marquée par l'apparition puis la diffusion de nouvelles techniques d'exploitation des ressources, permettant de passer d'une économie de prédation (i.e., basée sur la cueillette et la chasse) à une économie de production, basée sur le développement des pratiques agro-pastorales. L'exploitation des ressources végétales par les populations mésolithiques est difficilement détectable dans les archives palynologiques, n'engendrant aucun changement significatif dans le paysage. C'est avec l'apparition des pratiques agro-pastorales au Néolithique que les activités humaines commencent à façonner le paysage végétal à travers la déforestation et le développement de plantes anthropiques (i.e., plantes cultivées, rudérales et adventices). L'apparition de l'agropastoralisme est l'une des composantes majeures du Néolithique, qui s'accompagne d'une combinaison de changements subtiles d'ordre, à la fois économique, écologique, technique, sociétal, culturel et idéologique (Demoule *et al.*, 2007). Ce mouvement est ainsi marqué par la production de céramiques, le développement du mégalithisme, notamment en Bretagne et plus généralement en Europe (Schulz Paulsson, 2018), ainsi que la construction d'habitats sédentaires (Price et Bar-Yosef, 2011).

III.1.2. La diffusion du Néolithique en Europe

La Mésopotamie (i.e., Proche-orient) constitue le foyer initial de l'innovation néolithique où apparaissent les premières traces d'agriculture et de domestication autour de 11,4 ka BP (/9,5 ka BC). Ce mouvement se diffuse progressivement en Europe au travers de transfert de connaissances entre les populations de chasseurs-cueilleurs et les nouvelles populations néolithiques (e.g., Marchand, 2021). Il s'étend depuis la zone du Proche Orient vers Chypre, l'Anatolie, la Crète et la péninsule grecque (entre 8,7–8 ka BP / 6,8–6,1 ka BC), puis vers la zone balkanique et le pourtour de l'Adriatique (entre 8–7,7 ka BP / 6,1–5,8 ka BC ; Figure I-12). Entre 7,7 et 7,4 ka BP (/ 5,8–5,5 ka BC), la néolithisation s'étend sur le pourtour méditerranéen, depuis les côtes tyrrhéniennes, en passant par le sud de la France vers 7,7 ka BP (/ 5,8 ka BC), avant de se poursuivre sur les côtes espagnoles, portugaises et atlantiques françaises (Figure I-12). Cette première voie de néolithisation, dite « méditerranéenne », est associée à la culture *impressa*, dont le premier faciès apparaît en France méditerranéenne autour de 7,8-7,6 ka BP (/ 5,8-5,6 ka BC ; Demoule, 2007). A cette étape succède le mouvement cardial (i.e., dont les céramiques sont décorées à l'aide de *Cardium*) qui se développe autour de 7,3-

7,2 ka BP (/ 5,4-5,2 ka BC ; *Perrin et al., 2018*). Une seconde voie de néolithisation, le « courant danubien », colonise de manière plus dense l'Europe centrale, atteignant les grandes plaines du nord de l'Europe entre 7,4–7,2 ka BP (/ 5,5–5,3 ka BC) avant de s'étendre vers l'Europe occidentale et d'atteindre le littoral français vers 7 ka BP (/ 5 ka BC ; *Mazurié de Kéroualin, 2001 ; Demoule, 2007 ; Rasse, 2008 ; Figure I-12*). Sur ce front de colonisation, se forme la culture de la céramique rubanée (ou linéaire), au sein de laquelle les poteries sont décorées de lignes gravées. Les groupes du Rubané franchissent le Rhin vers 7,1 ka BP (5,2 ka BC) puis progressent vers la Manche et la côte atlantique, finissant par rencontrer le courant méditerranéen autour de 6,7 ka BP (4,8 ka BC ; *Demoule, 2007*).

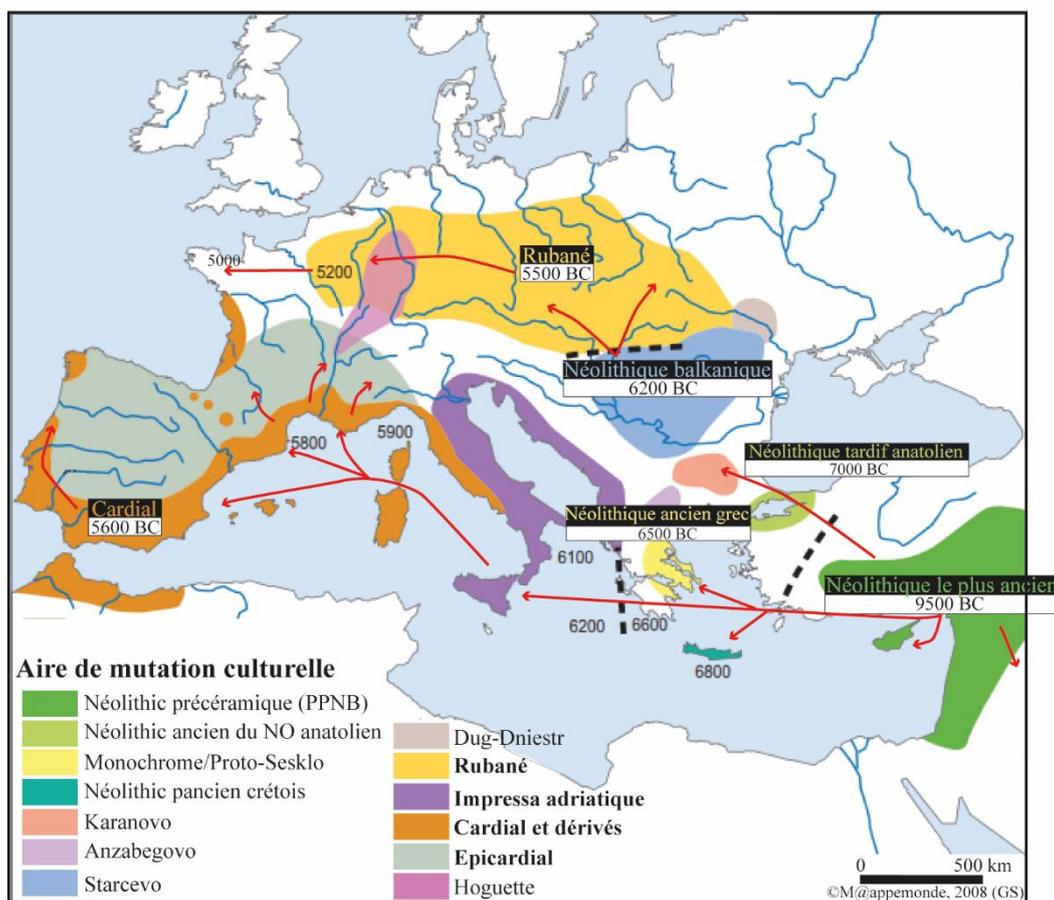


Figure I-12 : Carte des différentes voies de néolithisation en Europe (modifié d'après Rasse, 2008 et Guilaine, 2003 selon Demoule et al., 2007).

III.1.3. Le Néolithique en Bretagne

La néolithisation en Bretagne, et plus généralement dans le nord-ouest de la France, est caractérisée par la présence de groupes culturels mésolithiques et néolithiques entre lesquels des échanges de biens matériels et de transferts de techniques sont supposés (e.g., *Marchand, 2000* ; *Nicolas, E. et al., 2013*). La Bretagne étant située à la jonction des deux voies de néolithisation, les chasseurs-cueilleurs du Mésolithique y côtoient les groupes issus de la culture rubanée, i.e., groupe Blicquy-Villeneuve-Saint-Germain, extension occidentale du groupe Villeneuve-Saint-Germain (*Cassen et al., 1998* ; *Pailler et al., 2008* ; *Nicolas, E. et al., 2013* ; *Marchand, 2021*), et ceux originaires du bassin méditerranéen (e.g., *Marchand et Manen, 2006*). La culture rubanée touche l'ouest de la France autour de 7 ka BP (/ 5 ka BC ; *Blanchet et al., 2010*) tandis que le courant méditerranéen, associé à la culture épicaudale, arrive plus tardivement autour de 6,6 ka BP (/ 4,7 ka BC ; *Laporte et al., 2002*)

Au Néolithique moyen (6,6–5,7 ka BP / 4,6–3,8 ka BC ; *Gorzynska et al., 2023a*), le courant Rubané connaît des évolutions stylistiques et les premiers signes de différenciation sociale apparaissent (*Demoule, 2007*). Dans la moitié nord de la France, la culture de Cerny et les groupes apparentés se développent (i.e., Chambon dans le sud-ouest du Bassin Parisien ; Castelic en Armorique). La culture de type « Castelic ancien » est présente dans le Morbihan et en Loire-Atlantique (*Boujot et Cassen, 1992* ; *Marchand, 2014*), et est associée aux grandes structures funéraires (i.e., tumulus et tertres) de la région de Carnac (*Cassen et al., 2000*). Cette région montre une importante concentration de monuments mégalithiques, témoins d'une société hiérarchisée et située au cœur de réseaux d'échanges à longue distance, comme en témoignent les nombreux objets conçus dans des matières rares et d'origine lointaine (*L'Helgouach, 1965* ; *Boujot et Cassen, 1992* ; *Cassen et al., 2012*).

En Bretagne, le Néolithique moyen est également marqué par la construction de monuments funéraires individuels, les tombes à couloirs (i.e., « *passage grave* »), localisées pour l'essentiel le long des côtes bretonnes ainsi que sur les îles ou les promontoires surplombant la mer (*Scarre, 2002*). Leur forte concentration en domaine côtier montre l'importance du littoral pour ces groupes humains (*Fraser, 1983* ; *Scarre, 2002*).

Le Néolithique récent à final (5,7–4,1 ka BP / 3,8–2,1 ka BC ; *Gorzynska et al., 2023a*) est marqué par l'aménagement de sépultures collectives de type allées couvertes (i.e., « *gallery grave* »), dont la distribution s'opère sur l'ensemble du territoire breton. Cette étape marque la première phase d'expansion des pratiques agricoles vers l'intérieur des terres (*Giot, 1981* ; *L'Helgouach, 1965* ; *Giot et al., 1998* ; *Scarre, 2002*), probablement à l'origine d'une nouvelle

répartition des populations (*Tanguy et al., 2002*). Ces tombes collectives sont réutilisées en tant que sépultures jusqu'à l'Age du Bronze Ancien, soit pendant plus d'un millénaire (*Patton, 1963*). En Armorique, plusieurs groupes culturels se répartissent sur le territoire : Quessoy (Nord Finistère, Côtes d'Armor), Kerugou (Sud Finistère), Conguel (Morbihan et Loire-Atlantique) et Groh Collé (Loire-Atlantique jusqu'en Charente maritime ; *Demoule et al., 2007*).

Seuls les environnements situés à proximité des constructions mégalithiques présentent des traces de déboisement, laissant le paysage armoricain globalement inchangé au Néolithique (*Marguerie, 1992*). Les premières évidences de céréaliculture apparaissent au Néolithique ancien dans les enregistrements sédimentaires du sud de l'Armorique (*Visset, 1974, 1985 ; Marguerie, 1992 ; Visset et Bernard, 2006*). Au Néolithique moyen, les monuments mégalithiques des côtes nord-finistériennes et du golfe du Morbihan se développent dans des secteurs cultivés (*Marguerie, 1992*).

III.1.4. La transition Néolithique-Age du Bronze : émergence de la culture campaniforme

La période culturelle du Campaniforme s'étend de la fin Néolithique au début de l'Age du Bronze. Elle est marquée par la fin de la construction des monuments mégalithiques et par le développement de vases en forme de cloche renversée, à l'origine du nom de ce mouvement (*campana* en latin). Cette culture présente des spécificités distinctes selon les régions en raison de modalités de diffusion, d'intégration et d'évolution différentes selon les entités culturelles déjà présentes sur le territoire (*Lemercier, 2018*). En France, la culture campaniforme apparaît autour de 4,4–4,1 ka BP (/ 2,6–2,2 ka BC), de manière discontinue dans l'espace et le temps (*Demoule et al., 2007*). Bien que Carnac constitue l'une des régions les plus denses en vestiges campaniformes à l'échelle de Europe, l'introduction de ce mouvement culturel en Bretagne reste encore méconnue (*Riquet et al., 1963 ; Nicolas, 2016*). Les rites funéraires campaniformes sont fondés sur la réutilisation des tombes collectives et, plus rarement, individuelles érigées au Néolithique (i.e., allées couvertes et tombes à couloirs ; *Nicolas, C. et al., 2013*). A cette période, les échanges se développent le long de la façade atlantique (du Portugal à la Galice en passant par l'Armorique) et se manifestent par la circulation de gobelets, de techniques de décors et de pièces d'orfèvrerie (*Eluère, 1982 ; Needham et Sheridan, 2014 ; Nicolas, 2016*).

III.2. L'Age des métaux (4,2–2 ka BP / 2,1 ka–50 BC)

Les civilisations du Proche-Orient ont joué un rôle important dans la diffusion de la métallurgie en Europe à partir de la Méditerranée (*Giot et al., 1995*). En Europe centrale, les premières traces d'extraction du cuivre sont attestées à la fin du VI^{ème} et au début du V^{ème} millénaire BC, marquant la phase de pleine activité minière du Chalcolithique ancien.

La métallurgie se diffuse peu à peu en Europe à partir des courants nordiques et ibériques (*Giot et al., 1995*), atteignant tardivement la Bretagne où les quelques objets en or et en cuivre retrouvés dans les tombes néolithiques sont interprétés comme étant des biens de prestige acquis via les échanges (*Carozza et Marcigny, 2007*).

III.2.1. L'Age du Bronze (4,2–2,7 ka BP / 2,2 ka–800 BC) : essor de la métallurgie bretonne

Le Bronze ancien (4,1–3,5 ka BP / 2,1–1,6 ka BC) débute avec la civilisation des tumulus (*Briard, 1984*) alors que les traditions campaniformes sont encore présentes. L'évolution des techniques (i.e., généralisation de l'utilisation des alliages de cuivre et d'étain), des mœurs funéraires et sociales tranchent avec la période Néolithique. La société se hiérarchise et les pointes de flèches de type armoricain deviennent l'insigne des élites sociales associées au développement de la métallurgie (*Nicolas, 2011*). Durant le Bronze moyen (3,5–3,3 ka BP / 1,6–1,3 ka BC), le métal, largement utilisé, n'est plus l'apanage des élites dirigeantes et cette période est marquée par l'expansion et la diversification des objets en bronze, utilisés à des fins diverses (e.g., outillage, usage militaire ; *Giot et al., 1995*), comme en témoigne la présence de haches, de bracelets ou de poignards sur l'ensemble du territoire (*Briard, 1965 ; Mohen et Olivier, 1989*).

De vastes réseaux d'échanges se développent entre les îles Britanniques, l'Armorique et la péninsule Ibérique, régions dotées en étain et en cuivre (*Giot et al., 1995*). Le Massif Armoricain, situé le long des routes maritimes sur la façade atlantique, occupe une place importante dans cette dynamique (*Briard, 1996 ; Carozza et al., 2007*). Les systèmes commerciaux se développent également autour du bassin de la Manche et de la Mer du Nord, assurant une circulation d'objets et de matières premières depuis la Bretagne jusqu'au sud de la Scandinavie (*Carozza et al., 2007*). Ainsi, au Bronze moyen, la métallurgie bretonne, en particulier les épées du groupe de Tréboul, s'exporte jusqu'en Hollande (*Giot et al., 1995*). Les réseaux fluviaux ont également contribué à la circulation des populations, des objets et des matières premières entre l'est et l'ouest de la France (*Carozza et Marcigny, 2007*).

L'intensification des activités anthropiques (métallurgie, constructions, agro-pastoralisme) entraîne un fort déboisement, clairement visible dans l'ensemble des diagrammes polliniques du Massif Armoricaïn (*Marguerie, 1992 ; Barbier, 1999 ; Cyprien, 2001 ; Ouguerram, 2002 ; Gaudin, 2004 ; David, 2014 ; Lambert et al., 2019*). Malgré cette nette ouverture du paysage et l'accentuation de la rudéralisation, l'enregistrement des grains de pollen de céréales reste sporadique sur l'ensemble du territoire et semble surtout sensible dans les milieux littoraux (*Marguerie, 1992*). *David (2014)* explique ce biais par l'éloignement des lieux d'émission de ces grains de pollen par rapport aux points de prélèvement, en lien avec la dispersion des fermes irrégulièrement réparties sur le territoire. Les études carpologiques révèlent, quant à elles, une intensification de l'agriculture. A la fin de l'Age Bronze dans le Massif Armoricaïn, la diversification des plantes exploitées (i.e., céréales, légumineuses et plantes oléagineuses) suggère la mise en place de polycultures destinées à stabiliser les moyens de subsistance (*Neveu, 2017 ; Bouby et al., 2017*). D'après les études archéologiques, de petites unités rurales formées d'habitations et d'installations agricoles se généralisent dans la seconde moitié de l'Age du Bronze (*Carozza et al., 2007*). Outre le développement de la métallurgie, l'Age du Bronze, est également marqué par l'implantation de réseaux parcellaires accompagnés de nouvelles pratiques de type abattis et brûlis tendant vers une agriculture postforestière à jachère (*Carozza et Marcigny, 2007 ; Marcigny et Ghesquière, 2008*).

III.2.2. L'Age du Fer (2,7–2 ka BP / 800–50 BC)

La métallurgie du Fer apparaît dès le premier Age du Fer (*Vivet, 2007 ; Le Carlier de Veslud et Jouanet-Aldous, 2015 ; Le Carlier de Veslud, 2019*) dans le Massif Armoricaïn, région riche en minerai, notamment dans les formations paléozoïques. Les mœurs funéraires évoluent avec l'apparition des premiers cimetières en pleine terre, regroupant des coffres construits en dalles de pierre, des fosses et des urnes cinéraires, laissant supposer une hausse démographique de la population régionale. A la même époque, une vague migratoire entraîne la diffusion de la culture celte sur le territoire français, stimulant l'apparition de nouvelles techniques agricoles mais aussi culturelles, linguistiques ou encore religieuses (*Kruta, 2000 ; Galliou, 2014*). Plusieurs peuples sédentaires organisés autour d'un chef de village (*Galliou, 2014*) se partagent le territoire armoricaïn : les Osismes à l'ouest (cf., site d'étude de Plouescat dans le nord Finistère), les Vénètes au sud-ouest (c.f., site d'étude du Morbihan), les Namnètes au sud ainsi que les Coriosolites ou encore les Riédones au nord-est.

Le premier Age du Fer reste encore méconnu en Bretagne. Les habitats étant dispersés, ils sont particulièrement difficiles à retrouver dans les prospections archéologiques.

Le second Age du Fer est marqué par d'importantes phases de déboisement et par le développement de la culture céréalière sur le littoral mais également dans les terres (*Marguerie, 1992 ; Gaudin, 2004*), attestant du développement des exploitations agricoles sur l'ensemble du territoire (*Ménez et Lorho, 2013*). La densification des habitats ruraux s'accompagne d'une forte expansion démographique (*Ménez et Lorho, 2013*). Les taxons cultivés sont nombreux et variés, à l'image des cultures de sarrasin (*Fagopyrum*) ou de seigle (*Secale cereale*) décelées dans les assemblages polliniques (*Marguerie, 1992*). Témoins du pouvoir politique et économique de ces sociétés, de grandes enceintes fortifiées sont édifiées (e.g., camp d'Artus à Huelgoat ; *Galliou, 2014*). Les échanges trans-Manche, en recul au premier Age du Fer (*Cunliffe et Clark, 2009*), s'intensifient de nouveau (*Lefort, 2015*), accompagnés par les échanges vers les régions méditerranéennes (*Giot et al., 1995*).

III.3. De l'époque Gallo-Romaine au Moyen-Age

III.3.1. L'Époque Gallo-Romaine (2–1,4 ka BP / 50 BC–460 AD)

Vers 2 ka BP (/52 BC), l'Armorique passe sous la domination de l'Empire Romain mais demeure autonome dans un régime apparenté à un protectorat (*Giot et al., 1995*). L'influence romaine entraîne une réorganisation du territoire, la modernisation des réseaux routiers (*Tourault, 2019*), l'urbanisation, ainsi que l'introduction de nouvelles techniques de construction. En outre, la mise en place de nouveaux systèmes administratifs et économiques à partir de 1,9 ka BP (/ I^{er} siècle AD), correspond à une longue période de paix. En Gaule, l'économie est dominée par l'agriculture qui occupe près de 90 % de la population (*Tourault, 2019*). Les paysans travaillent soit dans de petites propriétés parcellaires, soit dans de grands domaines agricoles (i.e., *villae*) placées sous l'autorité d'un propriétaire. L'expansion de la culture romaine aboutit à l'implantation de taxons méditerranéens tels que le noyer (*Castanea*) et le châtaignier (*Juglans*) signalés dans le Morbihan (*Visset et al., 1995*) ou encore de la vigne (*Vitis vinifera ; Ruas, 1990*). Les activités de pêche et l'extraction de sel font également partie intégrante de l'économie armoricaine (*Sanquer et Galliou, 1972*). Par ailleurs, l'exploitation des minerais d'étain, de plomb et de fer perdure à cette époque (*Le Carlier de Veslud et Jouanet-Aldous, 2015*).

Au cours du Bas-Empire (III^{ème} siècle BC), l'Empire Romain est touché par une crise politique, militaire, économique et sociale qui met fin à la période de prospérité en Armorique, et plus généralement en Gaule. Les raids des peuples maritimes entraînent la destruction des exploitations agricoles, visible au travers de la diminution des plantes rudérales et des céréales (*van Zeist, 1963 ; Marguerie, 1992 ; Barbier, 1999 ; Lambert et al., 2020*) entraînant

l'effondrement du système économique (*Galliou, 1991 ; Tourault, 2019*). Cette période troublée voit également l'arrivée des populations celtes bretonnes venant de l'actuelle Grande Bretagne. Ces populations christianisées sont à l'origine de la profonde mutation culturelle de l'Armorique qui deviendra la Bretagne (*Chadwick, 1965*).

III.3.2. Le Moyen Age (1,7 ka–450 ans BP / 460–1500 AD)

Le Moyen-Age est jalonné par de nombreuses guerres de pouvoir, faisant ralentir la croissance économique en Bretagne, région qui connaît néanmoins la construction de châteaux et forteresses, ainsi que la création du royaume de Bretagne puis du duché de Bretagne au X^{ème} siècle. L'activité agricole connaît un essor considérable, s'imprimant dans le paysage au travers de phases de déboisement de grande ampleur, particulièrement intenses au cours de l'optimum climatique médiévale (*Fernane et al., 2015*). L'environnement, devenu totalement agraire, est marqué par l'expansion de la culture céréalière clairement visible dans les assemblages polliniques des séquences bretonnes (*Marguerie, 1992 ; Barbier, 1999 ; Fernane et al., 2015*).

En quelques mots

La **Néolithisation**, qui atteint la péninsule armoricaine **vers 7 ka BP**, est associée à de profondes changements sociétaux et techniques, en raison de l'adoption d'un nouveau mode de subsistance fondé sur **l'agriculture et l'élevage**. Ce mouvement culturel entraîne la sédentarisation et la hiérarchisation des sociétés humaines comme en témoigne l'expansion du **mégalithisme**, particulièrement bien développé dans la région armoricaine (e.g., les alignements de Carnac). Le Néolithique final est marqué par l'expansion de la **culture campaniforme**, généralement associée à l'introduction de la **métallurgie**, pratique qui s'intensifiera au cours de l'**Age du Bronze** (4,2–2,7 ka BP) puis de l'**Age du Fer** (2,7–2 ka BP). La péninsule armoricaine et, plus généralement, la façade atlantique française est dès lors impliquée dans de vastes réseaux d'échanges d'objets et de matières premières, allant de l'Ibérie à la Galice et s'étendant jusqu'en Mer du Nord. Par ailleurs, le développement de la métallurgie et des échanges commerciaux entraîne l'apparition des élites dirigeantes dans une société en hausse démographique. Au cours de la **période gallo-romaine** (2–1,4 ka BP), l'Armorique passe sous la domination de l'Empire Romaine, conduisant à une **réorganisation du territoire** via la mise en place de nouveaux systèmes administratifs, techniques et urbains. Au cours d'une période de troubles politiques et économiques au Bas-Empire, les peuples celtes colonisent l'Armorique qui devient alors la Bretagne. Puis au **Moyen-Age** (1,7 ka–450 ans BP), marqué par la création du royaume puis duché de Bretagne, l'activité agricole prend un essor considérable façonnant le paysage devenant totalement agraire.

IV. La transformation des paysages bretons à l'Holocène

IV.1. Dynamique eustatique à l'Holocène

L'entrée dans l'interglaciaire Holocène est caractérisée par une phase de transgression du niveau marin qui s'explique par la fonte des glaces (calotte, permafrost) ainsi que par la dilatation thermique de l'eau de mer sous l'effet du réchauffement global. De plus, la fonte des calottes de glace provoque des réajustements glacio-isostatiques à l'origine de mouvements verticaux de la croûte terrestre. La formation d'une calotte de glace favorise un affaissement local de la lithosphère, tandis qu'en périphérie se forme un bourrelet marginal entraînant la surrection de la croûte terrestre. Lorsque la calotte glaciaire fond, la croûte terrestre se réajuste pour chercher à retrouver un état d'équilibre, entraînant localement une surrection et une subsidence des régions périphériques. En raison de ces mouvements verticaux, la remontée du niveau marin n'est pas uniforme le long des côtes atlantiques et de la Manche (e.g., *Lambeck, 1997* ; *Leorri et al. 2012a* ; *Goslin et al., 2015* ; *Garcia-Artola et al., 2018*). La Bretagne était située en périphérie des calottes européennes (britannique et fennoscandienne) lors de la dernière période glaciaire et la subsidence de la croûte terrestre a ainsi joué un rôle significatif dans la remontée du niveau marin relatif holocène régional (*Goslin et al., 2015*). De plus, l'augmentation de la tranche d'eau, et par conséquent du poids appliqué sur le plateau continental breton, a eu pour conséquence d'amplifier la subsidence de ce dernier.

IV.1.1. Reconstitution du niveau marin pour la période Holocène

Les premiers travaux sur la variation du niveau marin le long des côtes bretonnes ont été amorcés par *Morzadec-Kerfourn (1969, 1974* ; courbe verte : [Figure I-13](#)) au travers d'analyses palynologiques menées sur les tourbières littorales des côtes nord-finistériennes. Les travaux de *Ters (1973, 1986)* ont été les premiers à proposer une synthèse des variations relatives du niveau marin sur la façade Manche-Atlantique (courbe marron : [Figure I-13](#)). Plus récemment, ces données ont été réactualisées à l'aide de la méthode des SLIP pour « *Sea-Level Index Point* » (*Goslin et al., 2013, 2015* ; *Stéphan et Goslin, 2014* ; *Stéphan et al., 2015* ; rectangles gris : [Figure I-13](#)). Cette méthode, développée dans les années 1980 (*Shennan, 1986* ; *van de Plassche, 1986*), consiste à définir la position du niveau marin relatif à un moment (t) à partir d'un enregistrement sédimentaire déposé dans un milieu de basse-énergie, tel qu'un marais maritime. Au sein de cette séquence, seul un échantillon pour lequel i) la localisation géographique, ii) l'altitude, iii) l'âge et iv) la position altitudinale originale du dépôt par rapport au niveau marin de référence (ou appelée IM pour « *Indicative Meaning* ») peuvent être

précisément définis, constitue un bon point-index du niveau marin. L'IM est généralement déterminé à partir des assemblages de foraminifères benthiques des marais maritimes, montrant une bonne corrélation avec l'élévation altitudinale (Scott, 1977 ; Scott et Medioli, 1978 ; Horton et al., 1999).

L'ensemble de ces travaux ont permis de caractériser la dynamique holocène de remontée du niveau marin relatif (i.e., RSL pour « *Relative Sea Level* ») sur le pourtour breton et de distinguer trois grandes phases (Figure I-13). L'Holocène Inférieur est caractérisé par une remontée rapide du niveau marin entre 10 et 7 ka BP, avec des taux moyens de 7 mm/an (Garcia-Artola et al., 2018). Entre 7 et 6 ka BP, les taux de remontée du niveau marin chutent à environ 2 mm/an le long du littoral breton, cette inflexion trouvant écho à l'échelle globale (Leorri et al., 2012a ; Lambeck et al., 2014) et coïncidant avec la fin de la fonte de la calotte Laurentide (Carlson et al., 2008 ; Ullman et al., 2016). Autour de 7 ka BP, à l'échelle globale, le niveau marin avoisine ainsi le niveau actuel. Toutefois, en Bretagne, et plus largement au niveau de la façade Manche-Atlantique, située en périphérie des anciens inlandsis européens, la remontée du niveau marin se poursuit sous l'effet de la lente subsidence de la lithosphère. C'est ainsi qu'au cours de l'Holocène Supérieur, les taux de remontée du niveau marin sont plus faibles avec des valeurs de ~1 mm/an entre 6 et 4 ka BP et ~0,75 mm/an entre 4 et 1 ka BP (Garcia-Artola et al., 2018).

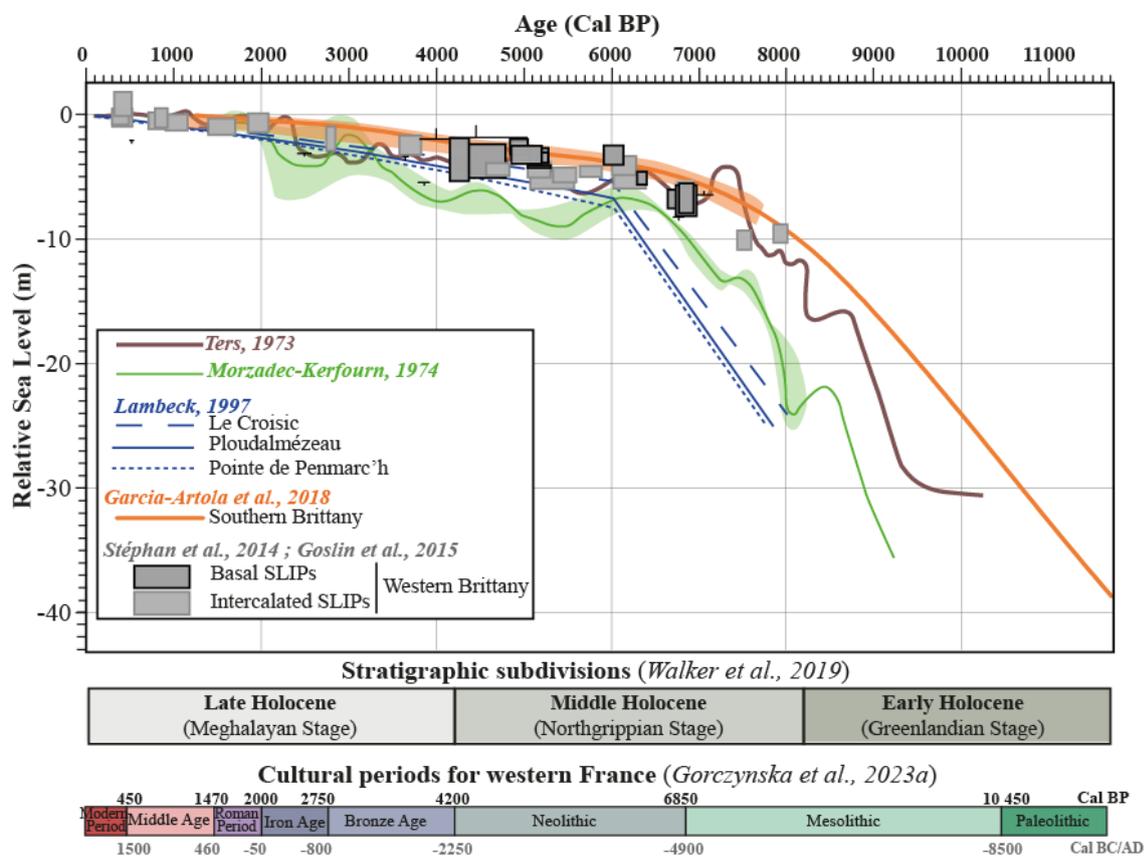


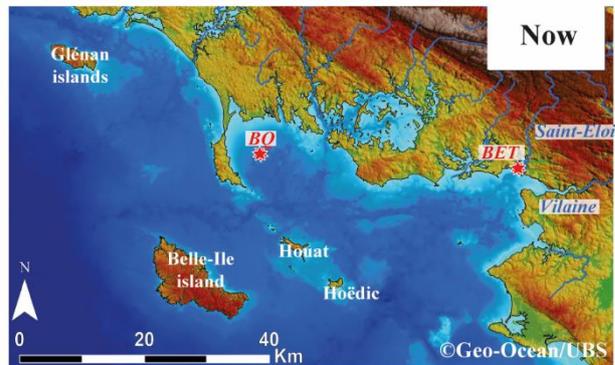
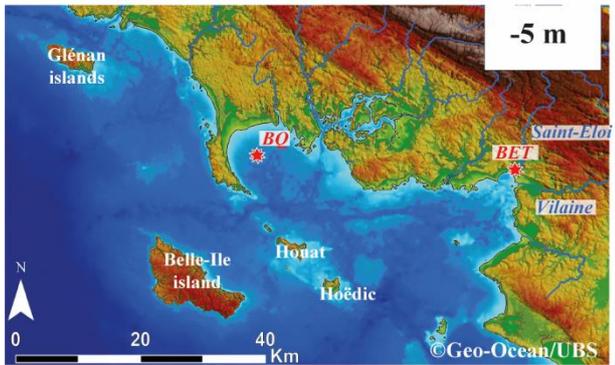
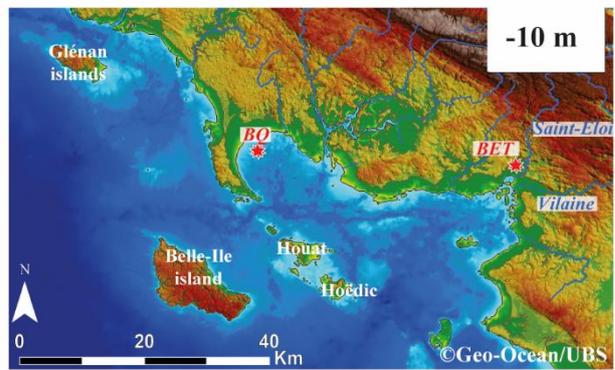
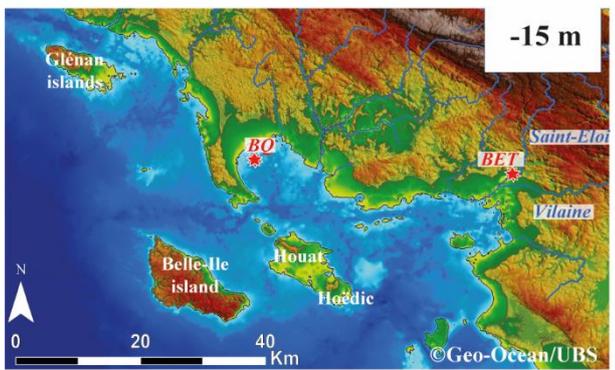
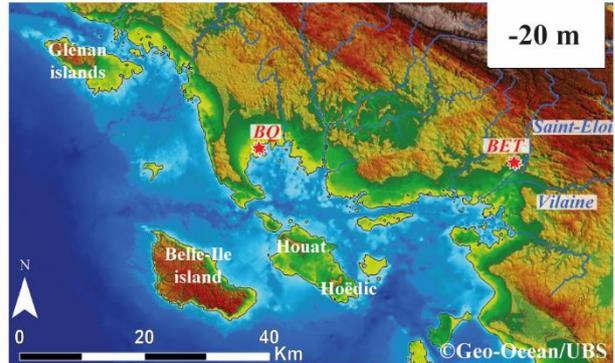
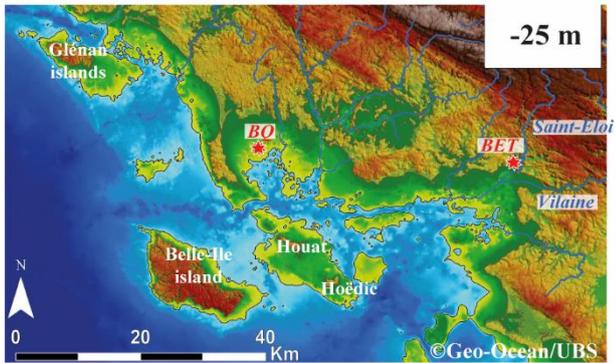
Figure I-13 : Dynamique de la remontée du niveau marin holocène sur la façade atlantique française.

• *Evolution des paysages sous-marins, trait de côte et processus sédimentaires*

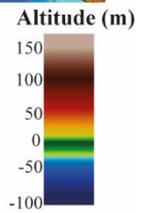
La remontée du niveau marin au cours de l'Holocène a profondément impacté la morphologie du littoral breton (Figure I-14) et modifié les dynamiques sédimentaires (i.e., érosion, transport, dépôts).

Lors de la dernière période glaciaire, le secteur sud-armoricain était constitué d'un vaste plateau continental incisé par des paléovallées. Il y a 15 ka, le trait de côte était situé à environ 50-100 km de l'actuel (Figure I-14a). Dans le secteur nord-Bretagne, la Manche, qui formait le plus grand fleuve que l'Europe ait jamais connu lors de la dernière période glaciaire, est progressivement inondée au cours de la transgression marine post-glaciaire (Figure I-14b). Dans le contexte de déglaciation, la mer ennoie progressivement les paléovallées du secteur sud-armoricain et la ligne de rivage recule vers l'intérieur des terres (Figure I-14a). Dès lors, les forçages hydrodynamiques marins (i.e., houles, courants de marée, dérive littorale) érodent puis redistribuent les sédiments côtiers en direction du continent, formant le cortège sédimentaire transgressif (i.e., TST pour « *Transgressive System Tract* » ; Menier et al., 2010, 2016). A partir de 7–6 ka BP les taux de remontée du niveau marin diminuent, ce qui va permettre l'édification des premières formes d'accumulation sédimentaire. La stabilisation des barrières sédimentaires favorise le développement de vastes marais maritimes puis dulçaquicoles (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Stéphan et al., 2015). Cette dynamique sédimentaire est caractérisée par la mise en place du cortège de haut niveau marin (HST pour « *Highstand System Tract* »), associé à une sédimentation mixte fluvio-marine sur le plateau continental breton (i.e., Menier et al., 2010, 2016 ; Baltzer et al., 2014 ; Grégoire et al., 2017 ; Penaud et al., 2020). Par ailleurs, les systèmes fluviaux se stabilisent également et leur influence devient croissante dans les eaux côtières à partir de l'Holocène Supérieur (i.e., 4,2 ka BP) en lien avec la tendance orbitale long-terme (i.e., diminution de la saisonnalité des températures de l'Hémisphère Nord sous l'effet de l'augmentation de l'insolation hivernale à 65°N), entraînant la hausse des régimes de précipitation hivernale et donc des décharges fluviales dans le secteur nord-européen (Benito et al., 2015 ; Penaud et al., 2020).

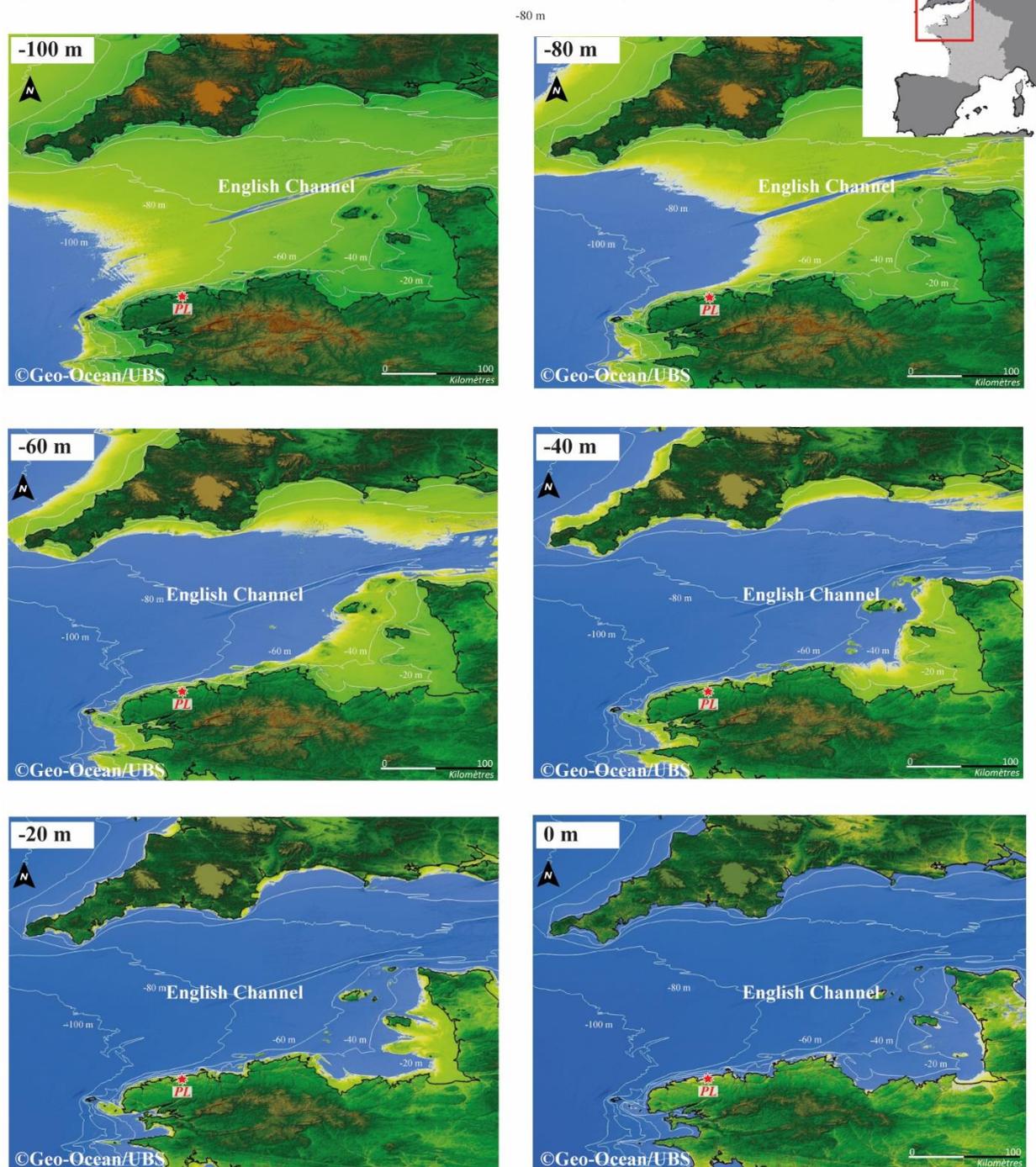
a) Coastline evolution in south-armoricain sector (Geo-Ocean/UBS)



***BO** Studied sequence retrieved in the Bay of Quiberon
***BET** Studied sequence retrieved in the maritime marsh of Bétahon



b) Coastline evolution in north-armorican sector (Geo-Ocean/UBS)



★ PL Studied sequence retrieved in Plouescat

Figure I-14 : Cartes montrant les différents stades de la transgression holocène et son impact supposé sur l'évolution du trait de côte pour les secteurs a) sud-armoricain sur la base de la morphologie du substratum et b) nord-armoricain sur la base de la bathymétrie actuelle (laboratoire Geo-Ocean, Univ. Bretagne Sud, Vannes ; Menier, D et Le Gall, R.).

IV.2. Paysages terrestres présents et passés en Bretagne

Les changements climatiques couplés à l'impact croissant des activités humaines depuis l'introduction des pratiques agro-pastorales au Néolithique sont à l'origine de profondes mutations dans l'évolution du couvert végétal holocène.

IV.2.1. La végétation actuelle

Actuellement, la Bretagne constitue l'une des premières régions agricoles françaises avec, en tête, le département du Finistère, constitué par 58% de surface agricole utile. C'est aussi la région qui présente la plus faible surface boisée, avec 12% de couvert forestier dans le Finistère, un pourcentage bien inférieur à la moyenne française autour de 27%. Les forêts, constituées majoritairement de feuillus (chêne pédonculé, noisetier, saule, châtaignier, hêtre) et de conifères (pins), sont morcelées et de petite taille.

De manière générale, le paysage végétal breton peut être subdivisé en trois grands types : i) les littoraux (dunes, falaises, marais maritimes), ii) les paysages de l'intérieur des terres (landes, tourbières, forêts), et iii) les grandes zones de cultures (*Quéré et al., 2008*). L'étagement de la végétation depuis les milieux littoraux jusqu'aux chênaies continentales dépend des conditions de salinité, de l'humidité atmosphérique, du régime de vent ainsi que de la nature des sols. Cette zonation de la végétation, depuis les zones infralittorales (ou les falaises littorales) jusqu'aux secteurs plus en amont dans les terres, est représentée sur la [Figure I-15](#). Les principales associations végétales caractéristiques de ces milieux sont répertoriées dans le [Tableau I-1](#).

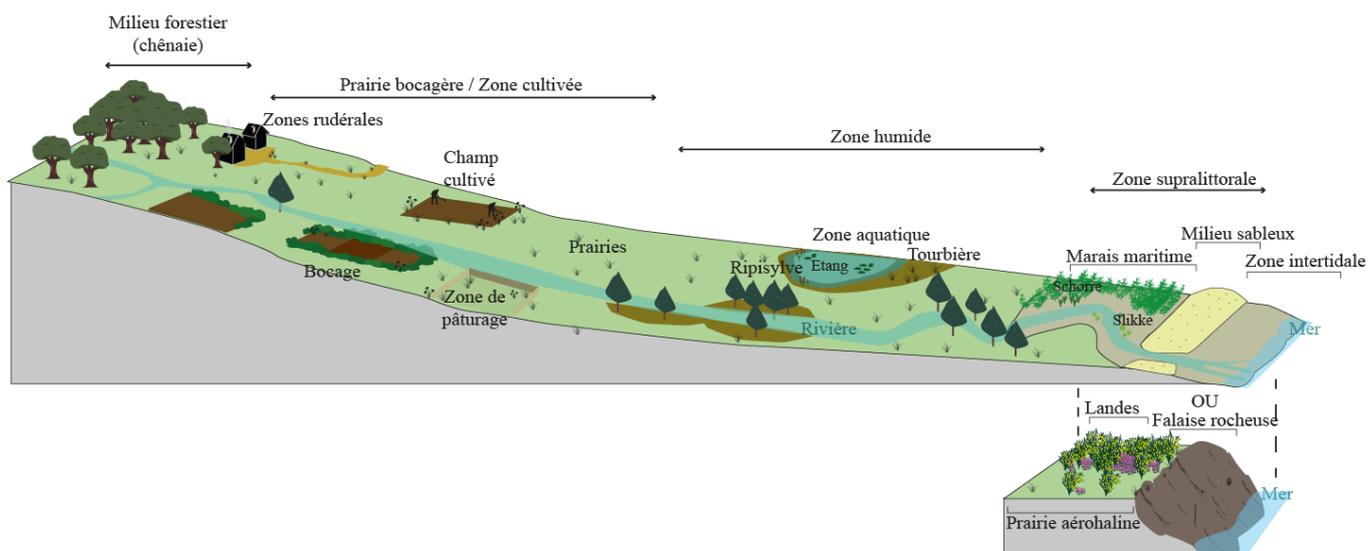


Figure I-15 : Transect théorique de la végétation armoricaine depuis la zone supralittorale jusqu'à la forêt continentale. Les cortèges floristiques accompagnant ces milieux sont présentés de manière synthétique dans le [Tableau I-1](#).

LES MILIEUX LITTORAUX			
Landes littorales	Milieux rocheux et prairies aérolines	Milieux sableux (plage, dune)	Milieux vaseux (marais littoraux)
<p>Ericaceae : <i>Erica cinera</i>, <i>E. vagans</i>, <i>Calluna vulgaris</i></p> <p>Fabaceae : <i>Cytisus scoparius</i>, <i>Ulex europaeus</i>, <i>U. gali</i></p>	<p>+ Falaises littorales</p> <p>Plumbaginaceae : <i>Armeria maritima</i>, <i>Limonium binervosum</i>, <i>L. vulgare</i></p> <p>Apiaceae : <i>Crithmum maritimum</i></p> <p>Caryophyllaceae : <i>Silene vulgaris</i> subsp. <i>maritima</i>, <i>Spergularia rupicola</i></p> <p>Aspleniaceae</p> <p>Primulaceae</p> <p>Cyperaceae : <i>Carex demissa</i>, <i>C. punctata</i>, <i>Isoplepis cernua</i></p> <p>Polygonaceae : <i>Rumex rupestris</i></p> <p>+ Pelouses aérolines</p> <p>Poaceae</p> <p>Plumbaginaceae : <i>Armeria maritima</i></p> <p>Apiaceae</p> <p>Caryophyllaceae</p> <p>Fabaceae : <i>Lotus corniculatus</i>, <i>Trifolium sp.</i></p> <p>Crassulaceae : <i>Sedum anglicum</i>, <i>Crassula vaillantii</i></p> <p>+ Sous influence du piétinement</p> <p>Amaranthaceae</p> <p>Plantaginaceae : <i>Plantago coronopus</i></p> <p>Geraniaceae : <i>Erodium maritimum</i></p>	<p>+ Haut de plage</p> <p>Amaranthaceae : <i>Beta vulgaris</i> subsp. <i>maritima</i>, <i>Atriplex lacinata</i>, <i>A. prostata</i></p> <p>Brassicaceae : <i>Cakile maritima</i></p> <p>Asteraceae : <i>Matricaria maritima</i></p> <p>Papaveraceae : <i>Glaucium flavum</i></p> <p>Polygonaceae : <i>Polygonum maritimum</i>, <i>P. oxyspermum</i></p> <p>+ Amas de galets</p> <p>Apiaceae : <i>Crithmum maritimum</i></p> <p>Asteraceae : <i>Matricaria maritima</i></p> <p>Brassicaceae : <i>Crambe maritima</i></p> <p>+ Dune</p> <p>Poaceae : <i>Ammophila arenaria</i>, <i>Elytrigia juncea</i> subsp. <i>boreoatlantica</i></p> <p>Euphorbiaceae : <i>Euphorbia paralias</i></p> <p>Caryophyllaceae : <i>Honckenia peploides</i></p> <p>Brassicaceae : <i>Cakile maritima</i>, <i>Crambe maritima</i></p> <p>Asteraceae : <i>Helichrysum stoechas</i></p> <p>Rubiaceae : <i>Galium maritimum</i></p> <p>Amaranthaceae : <i>Beta vulgaris</i> subsp. <i>maritima</i></p> <p>Convolvulaceae / Apiaceae / Lamiaceae / Crassulaceae</p>	<p>+ Slikke</p> <p>Zosteraceae : <i>Zostera maritima</i>, <i>Z. noltii</i> (zostères)</p> <p>Amaranthaceae : <i>Salicornia stricta</i>, <i>S. dolichostachya</i> (salicornes)</p> <p>Poaceae : <i>Spartina maritima</i>, <i>S. anglica</i></p> <p>+ Schorre</p> <p>Amaranthaceae : <i>Halimione portulacoides</i> (obione), <i>Arthrocnemum perenne</i>, <i>Suaeda maritima</i>, <i>Poaceae</i> : <i>Puccinellia maritima</i>, <i>Elytrigia acuta</i></p> <p>Niveaux plus élevés</p> <p>Poaceae : <i>Lagurus ovatus</i>, <i>Elytrigia acuta</i></p> <p>Plumbaginaceae : <i>Armeria maritima</i>, <i>Limonium vulgare</i></p> <p>Brassicaceae</p> <p>Asteraceae : <i>Tripolium pannonicum</i></p> <p>Plantaginaceae : <i>Plantago maritima</i></p> <p>Caryophyllaceae : <i>Spergularia media</i>, <i>Spergularia maritima</i></p> <p>+ Jonçaises</p> <p>Juncaceae : <i>Juncus gerardi</i>, <i>J. maritimus</i></p> <p>Cyperaceae : <i>Carex extensa</i>, <i>Scirpus maritimus</i></p>

VEGETATION DE L'INTERIEUR				
Zones anthropisées	Bois et végétation forestière	Prairies naturelles et semi-naturelles	Zones humides	Tourbes et bas-marais
<p>+ Champs cultivés</p> <p>Poaceae : e.g. <i>Secale cereale</i>, <i>Hordeum vulgare</i>, <i>Triticum aestivum</i>, <i>T. spelta</i>, <i>Avena sativa</i>, <i>Fagopyrum sp.</i>, <i>Vicia alba</i>, <i>Cannabaceae</i> : <i>Cannabis sativa</i>, <i>Humulus lupulus</i></p> <p>Brassicaceae : e.g. <i>Brassica oleraceae</i></p> <p>Amaranthaceae : e.g. <i>Beta vulgaris</i></p> <p>Fabaceae : e.g. <i>Pisum sativum</i>, <i>Vicia faba</i>, <i>Vicia sativa</i></p> <p>+ Plantes adventices (liées aux cultures)</p> <p>Asteraceae / Papaveraceae : <i>Papaver rhoeas</i>, <i>P. argemone</i> / Violaceae : <i>Viola tricolor</i> / Poaceae / Plantaginaceae / Lamiaceae / Ranunculaceae : <i>Ranunculus arvensis</i> / Asteroidae : <i>Centaurea cyanus</i> / Caryophyllaceae : <i>Spergularia arvensis</i> / Campanulaceae / Apiaceae / Brassicaceae / Urticaceae / Amaranthaceae : <i>Chenopodium murale</i>, <i>C. polyspermum</i>, <i>Atriplex patula</i> / Polygonaceae / Scrophulariaceae / Euphorbiaceae : <i>Mercurialis annua</i></p> <p>+ Plantes rudérales (espaces anthropisés, chemins)</p> <p>Amaranthaceae : <i>Chenopodium album</i> / Lamiaceae / Euphorbiaceae / Asteraceae / Cichorioideae / Malvaceae / Poaceae / Plantaginaceae / Asteraceae / Cichorioideae : <i>Bellis perennis</i> / Boraginaceae / Caryophyllaceae / Brassicaceae : <i>Raphanus raphanistrum</i> / Apiaceae / Geraniaceae : <i>Erodium moschatum</i> / Polyodiaceae / Crassulaceae / Valerianaceae / Papaveraceae / Poaceae / Urticaceae</p>	<p>+ Chênaie-Hêtraie acidiphile</p> <p>- Strate arborée : <i>Quercus robur</i>, <i>Fagus sylvatica</i>, <i>Castanea sativa</i> (<i>Acer campestre</i>, <i>Betula pubescens</i>, <i>Betula pendula</i>)</p> <p>- Strate arbustive : <i>Ilex aquifolium</i>, <i>Taxus baccata</i>, <i>Prunus spinosa</i>, <i>Sorbus aucuparia</i>, <i>Ulex europaeus</i></p> <p>- Strate herbacée : Ericaceae : <i>Vaccinium myrtillus</i> / Poaceae : <i>Holcus mollis</i> / Cyperaceae : <i>Carex pilulifera</i> / Orobanchaceae : <i>Melampyrum pratense</i></p> <p>+ Forêt neutrocline</p> <p>- Strate herbacée plus diversifiée : Poaceae / Ranunculaceae / Euphorbiaceae / Asparagaceae / Liliaceae / Lamiaceae / Cyperaceae / Onagraceae / Apiaceae / Caprifoliaceae / Orchidaceae</p> <p>+ Bois et forêts humides</p> <p>- Strate arborée : <i>Fraxinus excelsior</i>, <i>Alnus glutinosa</i>, <i>Corylus avellana</i>, <i>Salix atrocinerea</i></p> <p>- Strate herbacée : Cyperaceae : <i>Carex pendula</i>, <i>C. remota</i> / Primulaceae : <i>Lysimachia nemorum</i> / Scrophulariaceae : <i>Veronica montana</i> / Saxifragaceae</p> <p>+ Bocage</p> <p>- Strate arborée : <i>Quercus robur</i>, <i>Castanea sativa</i>, <i>Fagus sylvatica</i>, <i>Prunus spinosa</i>, <i>Corylus avellana</i>, <i>Hedera helix</i></p> <p>- Strate herbacée : Rosaceae / Crassulaceae : <i>Umbilicus rupestris</i></p>	<p>+ Prairie mésophile</p> <p>Poaceae / Onagraceae : <i>Epilobium</i> / Asteraceae / Plantaginaceae / Fabaceae : <i>Trifolium sp.</i> / Ranunculaceae / Geraniaceae / Caprifoliaceae / Scrophulariaceae / Linaceae / Cichorioideae</p> <p>+ Prairie humide</p> <p>Juncaceae / Poaceae / Cyperaceae / Apiaceae / Asteraceae / Ericaceae / Violaceae / Araliaceae / Onagraceae / Campanulaceae / Lamiaceae / Orchidaceae / Ranunculaceae / Caryophyllaceae / Brassicaceae / Polygonaceae : <i>Rumex acetosa</i></p>	<p>+ Rivières</p> <p>Ranunculaceae / Callitrichaceae / Typhaceae : <i>Sparganium emersum</i> / Apiaceae / Haloragaceae : <i>Myriophyllum alterniflorum</i> / Alismataceae / Potamogetonaceae / Plantaginaceae : <i>Veronica beccabunga</i> / Rosaceae / Poaceae / Scrophulariaceae / Asteraceae / Primulaceae / Lamiaceae / Boraginaceae / Onagraceae : <i>Epilobium hirsutum</i> / Cyperaceae / Cannabaceae : <i>Humulus lupulus</i></p> <p>+ Etangs</p> <p>Nymphaeaceae / Potamogetonaceae / Haloragaceae : <i>Myriophyllum spicatum</i> / Araceae : <i>Lemna minor</i> / Plantaginaceae / Alismataceae / Juncaceae / Asteraceae / Scrophulariaceae / Cyperaceae / Poaceae / Typhaceae</p> <p>+ Mares et fossés</p> <p>Plantaginaceae : <i>Callitriche stagnalis</i> / Apiaceae / Brassicaceae / Alismataceae / Araceae : <i>Lemna sp.</i> / Ranunculaceae / Boraginaceae / Caryophyllaceae / Lythraceae / Fabaceae : <i>Trifolium ornithopodioides</i> / Asteraceae</p>	<p>Tourbière</p> <p>Juncaceae : <i>Juncus acutiflorus</i>, <i>J. squarrosus</i>, <i>J. bulbosus</i> subsp. <i>bulbosus</i></p> <p>Cyperaceae : <i>Carex rostrata</i>, <i>C. curta</i>, <i>Eriophorum angustifolium</i>, <i>E. vaginatum</i>, <i>Scirpus fluitans</i>.</p> <p>Droseraceae</p> <p>Lentibulariaceae : <i>Pinguicula lusitanica</i></p> <p>Salicaceae : <i>Salix atrocinera</i>, <i>S. aurita</i></p> <p>Sphagnaceae : <i>Sphagnum sp.</i></p> <p>Poaceae : <i>Molinia caerulea</i></p> <p>Ericaceae : <i>Erica tetralix</i></p> <p>Hypericaceae : <i>Hypericum elodes</i></p> <p>Potamogetonaceae : <i>Potamogeton polygonifolius</i></p> <p>Bas-marais (tourbière basse)</p> <p>Cyperaceae : <i>Carex nigra</i>, <i>C. echinata</i>, <i>Eriophorum angustifolium</i></p> <p>Rosaceae : <i>Potentilla palustris</i></p>

Tableau I-1 : Quelques exemples des associations végétales caractéristiques des milieux littoraux jusqu'aux forêts continentales en passant par les milieux anthropisés, présentés dans la Figure I-15. D'après Quéré et al., 2008 ; Rivière, 2007.

IV.2.2. Evolution du couvert végétal au cours de l'Holocène

Durant le Dernier Maximum Glaciaire (i.e., 23–19 ka BP) le climat froid et sec favorise l'extension des calottes glaciaires sur une grande partie de l'Europe du nord. Les cortèges polliniques traduisent la présence d'une végétation steppique de type toundra dans les parties septentrionales de l'Europe non englacées. Les zones méridionales sont couvertes de vastes prairies et de rares forêts de ligneux clairsemés.

La première chronostratigraphie basée sur les assemblages polliniques pour les subdivisions holocènes du Massif Armoricain a été proposée par *Morzadec-Kerfourn (1974)*. Des relais d'espèces spécifiques ont été identifiés entre des phases climatiques chaudes et humides, périodes dites « Atlantiques », et des phases froides et sèches dites « Boréales » (*Figure I-16*). Cette chronostratigraphie a été étayée par de multiples données au cours des décennies suivantes (e.g., *Barbier, 1999 ; Gaudin, 2004 ; van Beek et al., 2018*) ce qui a permis de conforter la dynamique végétale observée pour l'ensemble de la région.

Le réchauffement climatique au début de l'Holocène s'accompagne du retrait des glaciers et favorise le développement de la forêt boréale constituée de bouleaux (*Betula*) et de pins (*Pinus*), tandis que les steppes périglaciaires reculent (*Barbier, 1999*). Face aux températures croissantes et à une humidité décroissante, les taxons mésothermophiles, tels que le noisetier (*Corylus*) et le chêne (*Quercus*), se développent au cours de la période préboréale, correspondant au début de l'Holocène Inférieur entre 10 et 8,9 ka BP (*Figure I-16*). Le couvert forestier continue de se densifier avec l'apogée du noisetier au cours de la période boréale (8,9–7,8 ka BP) et se diversifie avec l'apparition de l'orme (*Ulmus*) et du tilleul (*Tilia*) (*Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Barbier, 1999*). La période atlantique (i.e., Holocène Moyen, 7,8–5,7 ka BP), associée à l'Optimum Climatique Holocène, est marquée par le développement du chêne et par une légère régression du noisetier sous l'effet d'une humidité croissante tandis que le signal *Tilia-Ulmus* s'affirme davantage dans les spectres polliniques. Le climat commence à se rafraichir à la fin de l'Holocène Moyen. Tandis que le chêne domine, l'orme et le tilleul déclinent au cours du Subboréal (5,7–3,6 ka BP ; *Figure I-16*). A cette même période, l'aulne (*Alnus*) se développe à proximité des zones marécageuses et le long des systèmes fluviaux (*Barbier, 1999 ; Penaud et al., 2020*).

La manifestation la plus évidente de l'impact des sociétés sur le couvert végétal au cours de l'Holocène est le déboisement qui s'amorce au Néolithique (i.e., période subboréale ; *Morzadec-Kerfourn, 1974*), et s'accélère dès l'Age du Bronze (i.e., période subatlantique). Ce recul des taxons arboréens favorise la diversité floristique de la strate herbacée alors mieux représentée dans les spectres polliniques. De plus, les activités anthropiques sont à l'origine de l'apparition et/ou du développement des apophytes, plantes indigènes dont la croissance est

favorisée dans les milieux soumis aux activités agro-pastorales (i.e., plantes rudérales) et les espèces anthropochores introduites de manière intentionnelle (i.e., taxons cultivés) ou accidentelle (i.e., certaines plantes adventices). L'influence anthropique s'accroît et devient ainsi le facteur majeur de l'évolution du paysage à partir du Subatlantique tandis que le couvert végétal voit s'implanter le hêtre (*Fagus*) dans un assemblage dominé par *Quercus-Corylus* (Figure I-16).

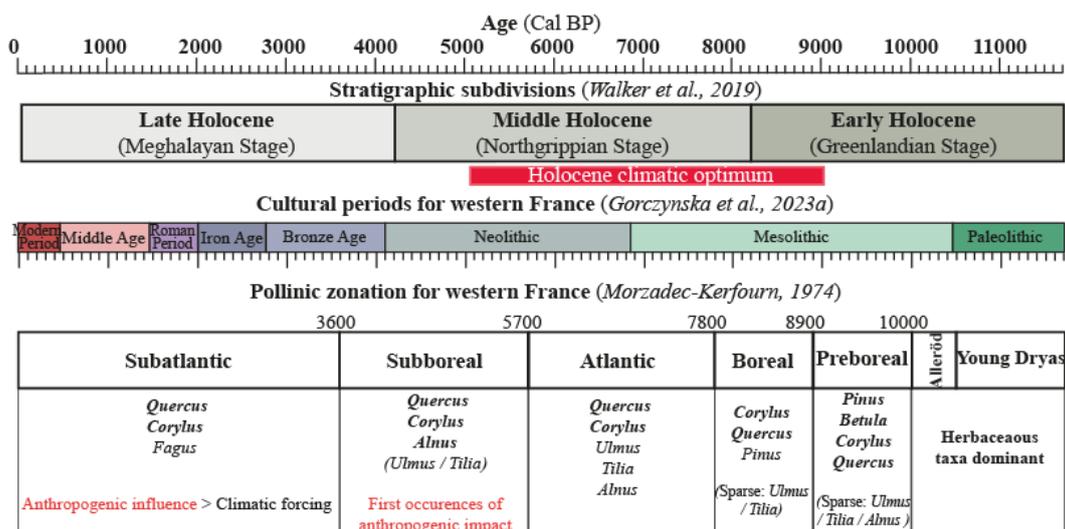


Figure I-16 : Chronozones polliniques définies pour le Massif Armoricain (d'après Morzadec-Kerfourn, 1974), au regard des subdivisions stratigraphiques (Walker et al., 2019) et culturelles (Gorzynska et al., 2023a).

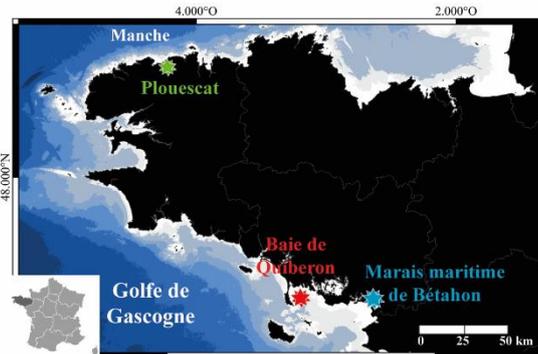
En quelques mots

L'interglaciaire Holocène est caractérisé par une **hausse globale du niveau des océans**. Cette transgression marine modifie considérablement le paysage littoral breton via le **recul du trait de côte** et la **modification des dynamiques sédimentaires**. La mer **ennoie progressivement le plateau continental** via le réseau de paléovallées, héritées du dernier bas niveau marin, conduisant à l'insularisation de nombreuses terres bretonnes (e.g., Hoëdic, Houat, archipel de Molène). En parallèle, sur le continent, l'accroissement des températures au début de l'Holocène favorise le **développement de la strate arborée**, notamment des taxons pionniers (*Betula*, *Pinus*) puis mésothermophiles (*Corylus*, *Quercus* puis *Ulmus*, *Tilia*) et enfin de *Fagus* associé au refroidissement amorcé à l'Holocène Moyen. Mais cet accroissement du couvert forestier est rapidement altéré, en raison de l'**accroissement des activités anthropiques** depuis le Néolithique conduisant à une **déforestation** de plus en plus massive au cours des temps historiques, et entraînant le **développement de plantes apophytes** et l'**introduction de plantes cultivées**.

Chapitre II

Présentation des sites d'étude et du matériel étudié

3 sites d'études
situés dans des contextes géomorphologiques
et sédimentaires différents



secteur sud-Bretagne
le Mor Bras ou la façade Quiberon-Vilaine

secteur nord-Bretagne
Plouescat côte nord-Finistère

* Baie de Quiberon

* Marais maritime de Bétahon

* vallée du Kerallé (Plouescat)



4 séquences sédimentaires
investiguées

* Carotte MD08-3204 CQ

* Carotte BET-8

* Carottes ANE-C3 & PADMé

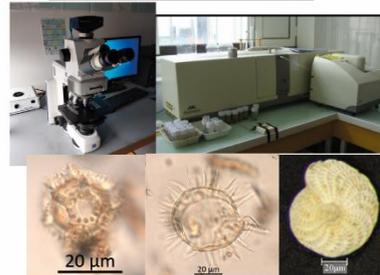
+ 83 échantillons de surface



Prélèvements & Echantillonnages



Analyses effectuées



PLAN DU CHAPITRE II

Dans le cadre de ce travail doctoral, trois sites ont fait l'objet d'études paléoenvironnementales : deux sont localisés sur le plateau sud-armoricain, et plus particulièrement le long de la façade Quiberon-Vilaine ou domaine du Mor Bras (i.e., la baie de Quiberon et le marais maritime de Bétahon). Le troisième site d'étude est localisé sur la côte nord Finistère (i.e., site de Plouescat). Au total, quatre archives sédimentaires ont été étudiées dans le cadre de cette thèse et deux sites (i.e., Plouescat, Bétahon) ont fait l'objet de prélèvement de surface pour une étude de la distribution actuelle des palynomorphes ou des assemblages de foraminifères benthiques. **Le chapitre II présente les contextes géomorphologiques et sédimentaires actuels et holocènes** de ces trois secteurs d'étude, avant de décrire plus amplement **les carottes et prélèvements de subsurface étudiés** pour mener à bien ce projet doctoral.

I. CONTEXTES GÉOMORPHOLOGIQUES ET SÉDIMENTAIRES DES SITES D'ÉTUDE	54
I.1. Les sites d'étude de Bretagne sud : le plateau sud-armoricain	54
I.1.1. Caractéristiques générales du plateau sud-armoricain.....	54
I.1.2. La façade Quiberon-Vilaine (ou domaine du Mor Braz).....	56
I.1.3. Zoom sur l'estuaire de Vilaine et le marais maritime de Bétahon.....	59
I.2. Le site d'étude Bretagne nord : de la baie de Goulven à la vallée du Kerallé	64
I.2.1. Contexte géomorphologique	64
I.2.2. Contexte sédimentaire actuel	64
I.2.3. Evolution géomorphologique au cours de l'Holocène	66
II. PRÉSENTATION DU MATÉRIEL D'ÉTUDE	68
II.1. Les carottes sédimentaires	68
II.1.1. Carotte BET-8 : Marais maritime de Bétahon (BET)	69
II.1.2. Carotte MD08-3204 CQ : Baie de Quiberon (BQ)	70
II.1.3. Carottes ANE-C3 et PADMé - Vallée du Kerallé, Plouescat (PL)	70
II.2. Prélèvements de surface.....	75
II.2.1. Marais maritime de Bétahon.....	75
II.2.2. Vallée du Kerallé - Plouescat.....	76

I. Contextes géomorphologiques et sédimentaires des sites d'étude

I.1. Les sites d'étude de Bretagne sud : le plateau sud-armoricain

I.1.1. Caractéristiques générales du plateau sud-armoricain

Le plateau sud-armoricain est situé sur la marge continentale nord du Golfe de Gascogne (orientée nord-ouest – sud-est ; [Figure II-1a](#)). Il se subdivise en trois grands ensembles ([Vanney, 1977](#)) : i) un ensemble formé de la plateforme externe, la pente et le glacis continental, ii) un second ensemble où les profondeurs décroissent rapidement de l'isobathe -110 à -50 m ([Figure II-1a](#)), iii) et, enfin, le domaine interne, ou « précontinent Breton » ([Pinot, 1974](#)) situé entre l'isobathe -50m et la côte ([Figure II-1b](#)). Ce dernier ensemble se divise en deux secteurs distincts : i) les baies côtières (e.g., Quiberon, Vilaine, Lorient), où la profondeur d'eau n'excède pas 25 m, sous influence fluviale des rivières bretonnes (i.e., Vilaine, Le Blavet), et ii) les îles et les hauts-fonds situés en domaine offshore et s'étendant des îles des Glénan jusqu'aux îles de Houat et Hoëdic ([Guilcher, 1948](#) ; [Figure II-1b](#)). Dans ce manuscrit, nous nous intéresserons essentiellement à la façade Quiberon-Vilaine, correspondant au domaine du Mor Braz qui s'étend de la presqu'île de Quiberon jusqu'au Croisic ([Figure II-1b](#)).

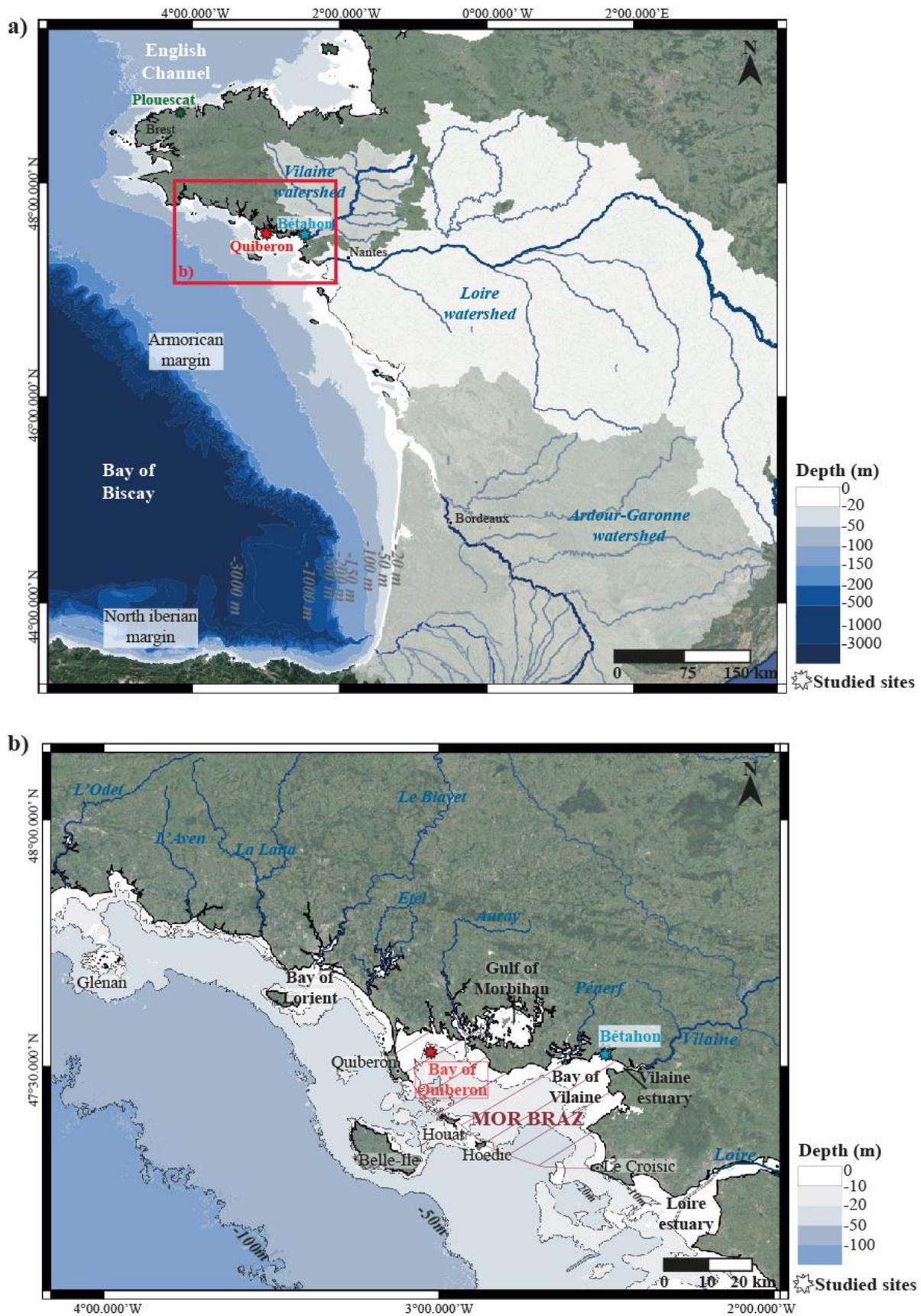


Figure II-1 : a) Bathymétrie du Golfe de Gascogne et localisation des sites d'étude. b) Bathymétrie du domaine interne de la plateforme sud-armoricaine et localisation des deux sites d'étude morbihannais.

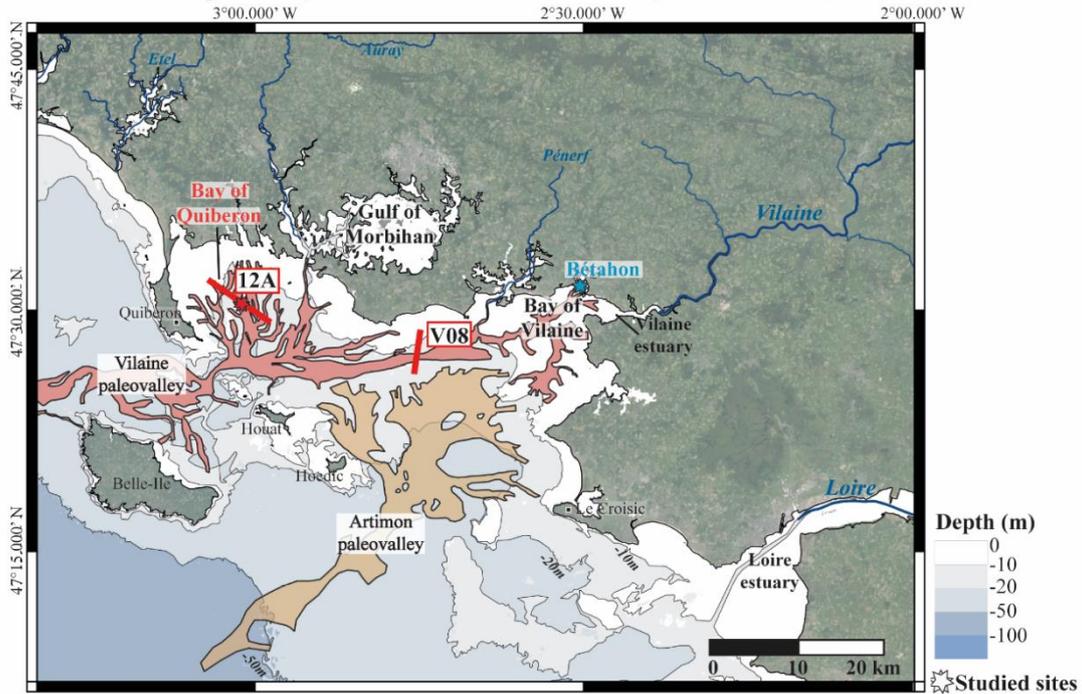
I.1.2. La façade Quiberon-Vilaine (ou domaine du Mor Braz)

- *Remplissage sédimentaire au cours de l'Holocène*

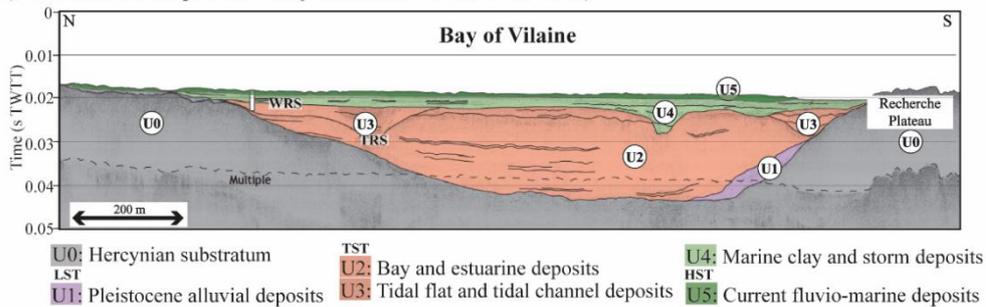
Des réseaux de vallées incisées traversent l'ensemble du Mor Braz : il s'agit des paléovallées de la Vilaine et de l'Artimon (*Menier et al., 2006, 2010 ; Figure II-2a*). Ces anciens tracés fluviaux ont incisé le socle de la plateforme sud-armoricaine lors des différents bas niveau marin, contraints par l'héritage géomorphologique du secteur (i.e., réseaux de fractures, hauts-fonds ; *Menier, 2004 ; Menier et al., 2006, 2010*). Au cours de la dernière transgression marine, ces deux vallées incisées ont été ennoyées et progressivement comblées (*Menier et al., 2010, 2014*).

De nombreuses campagnes sismiques et de carottages ont été menées afin d'étudier la morpho-bathymétrie ainsi que le remplissage sédimentaire de la paléovallée de la Vilaine (*Menier, 2004 ; Menier et al., 2006, 2010, 2014 ; Sorrel et al., 2010 ; Traini et al., 2013 ; Baltzer et al., 2014*). Les unités de comblement sédimentaire reposent sur les vestiges d'anciennes terrasses fluviales actives lors du dernier bas niveau marin (*Proust et al., 2001 ; U1 dans la Figure II-2b, c*). L'ennoiement progressif du Mor Braz a conduit à la mise en place du cortège transgressif (i.e., TST, « *Transgressive System Tract* »). Les premiers dépôts sont caractéristiques d'un environnement de fond de baie ou d'estuaire où l'influence marine demeure faible (*Menier et al., 2014 ; Baltzer et al., 2014 ; U2 dans la Figure II-2b, c*). Dans la baie de Vilaine, la transgression marine a ensuite entraîné la mise en place de faciès associés à des replats de marées et des chenaux tidaux (présence de surfaces de ravinement tidal, i.e., TRS, « *Tidal Ravinement Surface* ») associés à une embouchure estuarienne dominée par la marée (*Menier et al., 2014 ; Traini et al., 2013 ; U3 dans la Figure II-2b*). La mer finit par inonder définitivement la vallée de la Vilaine, dès lors soumise à l'action de la houle et conduisant, dans un premier temps, à l'érosion des dépôts estuariens précédents (i.e., surface de ravinement par la houle ; WRS, « *Wave Ravinement Surface* ») puis, dans un second temps, à la mise en place de vases marines entrecoupées par des niveaux de tempêtes (*U4 dans la Figure II-2b*). Dans la baie de Quiberon, la surface de ravinement tidal est directement surmontée par des dépôts marins associés à de fortes conditions énergétiques (*U3-4 dans la Figure II-2c*). Enfin, la dernière unité de comblement de ces deux baies (*U5 dans la Figure II-2b, c*), correspondant au fond marin actuel, est formée de sédiments d'origine mixte, issus du large et des panaches fluviales (Loire et Vilaine principalement ; *Barbaroux et Gallene, 1973 ; Menier et al., 2010 ; Goubert et Le Gall., 2016a, b*). Cette unité correspond au cortège de haut niveau marin (i.e., HST, « *Highstand System Tract* »). Les carottages effectués dans le Mor Braz (e.g., *Traini et al., 2013 ; Baltzer et al., 2014*) sont intégrés dans la suite de ce manuscrit au regard des nouvelles données acquises dans le cadre de ce travail doctoral.

a) Reconstruction of the paleovalley network in the Mor Braz domain (from Menier et al., 2006, 2010)



b) Boomer seismic profile V08 (from Menier et al., 2010, 2014)



c) Boomer seismic profile 12A (from Baltzer et al., 2014)

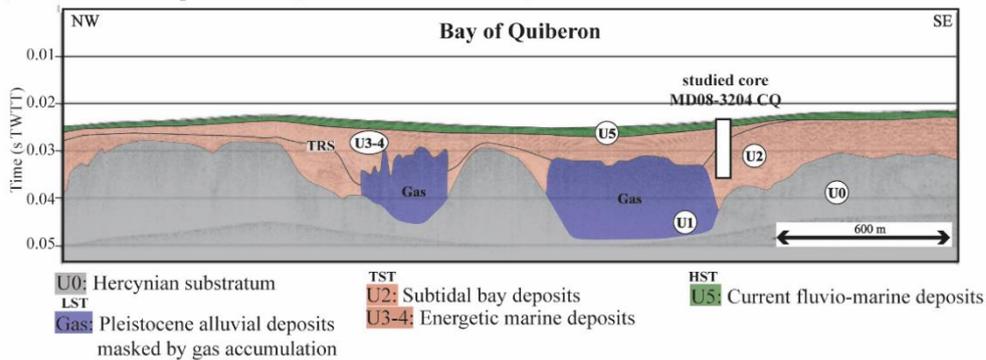


Figure II-2 : a) Reconstitution des réseaux de paléovallées de la Vilaine (en rouge) et de l'Artimon (en orange) traversant le domaine du Mor Braz (selon Menier et al., 2006, 2010) et localisation des profils sismiques. Remplissage sédimentaire de la paléovallée de la Vilaine selon les profils sismiques b) V08 (d'après Menier et al., 2010, 2014) et c) 12A (d'après Baltzer et al., 2014).

LST : Cortège de bas niveau marin (ou « Low System Tract ») / TST : Cortège transgressif (ou « Transgressive System Tract ») / HST : Cortège de haut niveau marin (ou « Highstand System Tract ») / TRS : Surface de ravinement tidal (ou « Tidal Ravinement Surface ») / WRS : Surface de ravinement par la houle (ou « Wave Ravinement Surface »).

• *Contexte sédimentaire actuel*

Dans le domaine du Mor Braz, les dépôts sédimentaires sont actuellement de nature variée. Les îles et les hauts-fonds sont entourés de dépôts sablo-graveleux (Figure II-3), en raison de l'amplification des courants de marée dans ces secteurs (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977). Au contraire, les baies peu profondes de Quiberon et de Vilaine, protégées par Belle-Ile et les presqu'îles de Quiberon et du Croisic, sont comblées par des dépôts plus fins, vaso-sableux (Figure II-3). Les apports terrigènes proviennent des rivières du Golfe du Morbihan, des panaches fluviales de la Vilaine et de la Loire, ou encore de la remise en suspension des fractions fines déposées au large (Barbaroux et Gallene, 1973 ; Menier et al., 2010 ; Goubert et Le Gall., 2016a, b). Les flux sédimentaires ont été estimés à $0,1 \cdot 10^6$ tonnes/an pour la Vilaine et de $0,5 \cdot 10^6$ tonnes/an pour la Loire (Jouanneau et al., 1999).

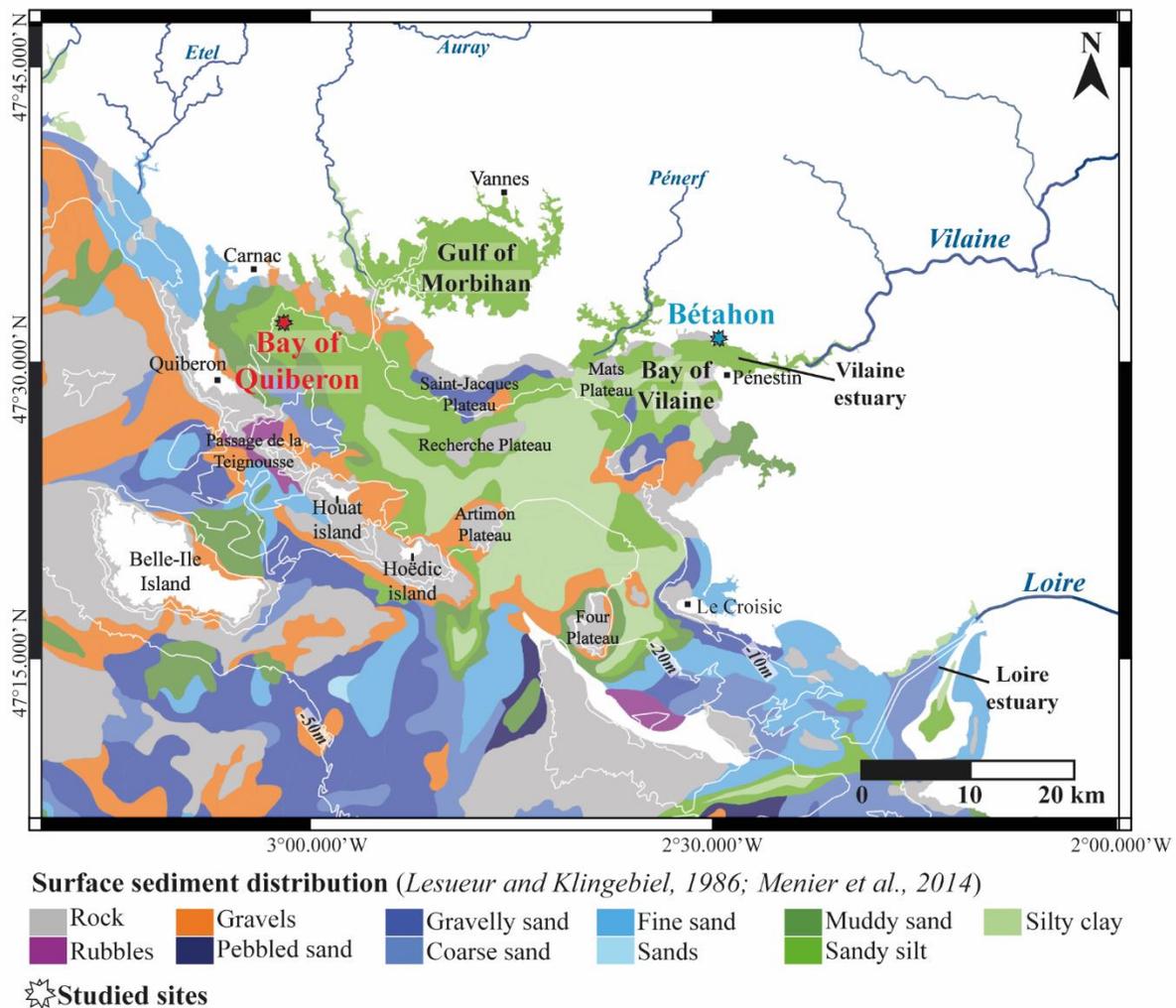


Figure II-3 : Répartition des sédiments superficiels dans le domaine du Mor Braz (modifié d'après Lesueur and Klingebiel, 1986 ; Menier et al., 2014).

I.1.3. Zoom sur l'estuaire de Vilaine et le marais maritime de Bétahon

- *Morphologie et processus sédimentaires actuels dans l'estuaire de la Vilaine*

La Vilaine parcourt 255 km et draine plus des 2/3 de la Bretagne (i.e., 11 400 km² ; [Figure II-1a](#)) avant de déboucher sur le Mor Braz. Cette baie estuarienne, abritée par la présence d'îles et de hauts-fonds ([Figure II-1b](#)), est soumise à un régime méso- à macrotidal à marées semi-diurnes (amplitudes : 2,5 m en mortes eaux / 5 m en vives eaux), auquel s'ajoutent de faibles houles de secteur sud-ouest et au faible débit fluvial sortant du barrage d'Arzal (construit en 1970). D'orientation est-ouest, cet estuaire se subdivise en trois segments principaux définis d'après des contrastes structuraux et lithologiques ([Goubert et Menier, 2005](#) ; [Figure II-4](#)). L'estuaire interne, qui s'étend du barrage d'Arzal jusqu'à Tréhiguier, est formé d'un chenal méandrique étroit dont les rives sont incisées dans les micaschistes et les orthogneiss pré-hercyniens. La partie centrale de l'estuaire s'étend du Banc du Strado (vaste vasière intertidale) jusqu'aux pointes de Penn-Lann et du Halguen (respectivement formées de micaschistes et de gneiss briovériens), sur lesquelles viennent se briser les houles. Le chenal, soumis à l'influence tidale, est bordé au nord par des falaises de micaschistes et d'amphibolites paléozoïques, tandis qu'au sud, il incise des formations sédimentaires cénozoïques ([Figure II-4a](#)). Enfin, l'estuaire s'élargit et s'ouvre sur l'océan, ce qui constitue la partie externe délimitée par les pointes de Kervoyal, de Penn-Lann et du Halguen ([Figure II-4](#)). En raison de sa morphologie et du contexte hydrodynamique, [Goubert et Menier \(2005\)](#) ont qualifié cet estuaire d'intermédiaire, entre « estuaire dominé par les vagues partiellement ouvert » et « estuaire dominé par la marée » d'après les classifications de [Dalrymple et al. \(1992\)](#), [Reinson \(1992\)](#) et [Dalrymple et Choi \(2007\)](#).

Dans l'estuaire de la Vilaine, la sédimentation est essentiellement composée de sédiments argilo-silteux formant de vastes vasières intertidales ([Figure II-4b](#)). Adossés au pied des falaises meubles, réparties le long du linéaire côtier, se développent des schorres et des cordons littoraux sablo-graveleux ([Figure II-4a, b](#)). Les vases de la baie et de l'estuaire sont fréquemment remises en suspension sous l'action de la houle et des vagues de tempêtes ([Salomon et Lazure, 1988](#) ; [Lazure et Salomon, 1991](#) ; [Goubert, 1997b](#) ; [Jouanneau et al., 1999](#) ; [Tessier, 2006](#) ; [Crave, 2009](#) ; [Goubert et Le Gall., 2016a, b](#)). L'onde de marée montante transporte les particules en suspension en direction de l'estuaire interne où elles se déposent à l'étale de haute mer ([Goubert, 1997b](#) ; [Goubert et Menier, 2005](#)). Les vases fraîchement déposées sont remises en suspension lorsque les courants de marée descendante sont suffisants. Cette remise en suspension est principalement observée en hiver, tandis que l'été est marqué par des épisodes de décantation ([Goubert et Le Gall, 2016a, b](#)). L'étude des fractions fines et le suivi des populations de foraminifères ([Goubert, 1997b](#)) ont démontré que lors d'épisodes de crues et de

fortes tempêtes, les sédiments de l'estuaire interne sont érodés et déplacés en direction de l'estuaire externe, avant d'être redirigés vers l'amont quelques mois plus tard.

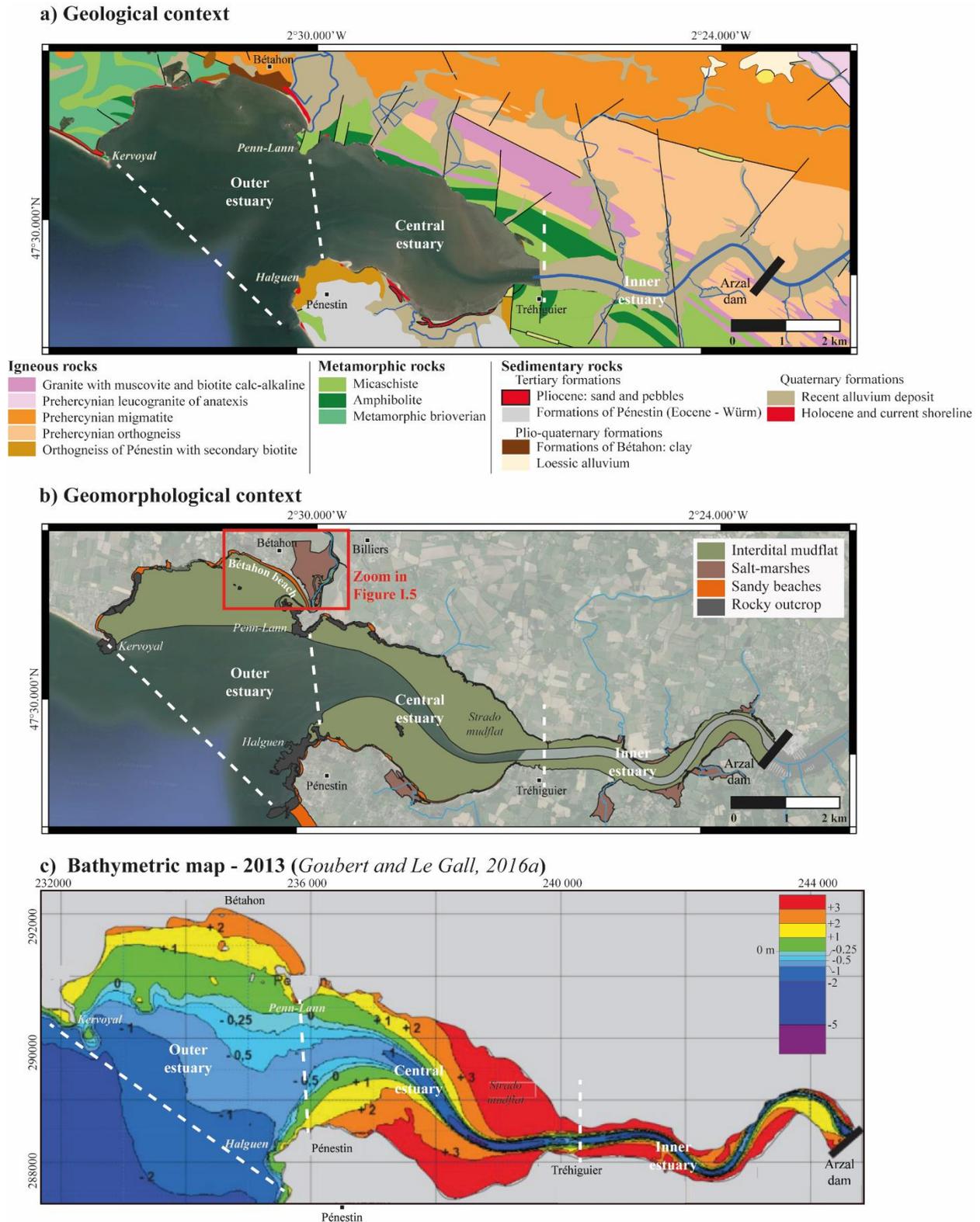


Figure II-4 : L'estuaire de la Vilaine a) extrait de la carte géologique (carte géologique de la France au 1/50 000, BRGM), b) carte géomorphologique (modifiée d'après Traini, 2009) et c) carte bathymétrique (Goubert et Le Gall, 2016a).

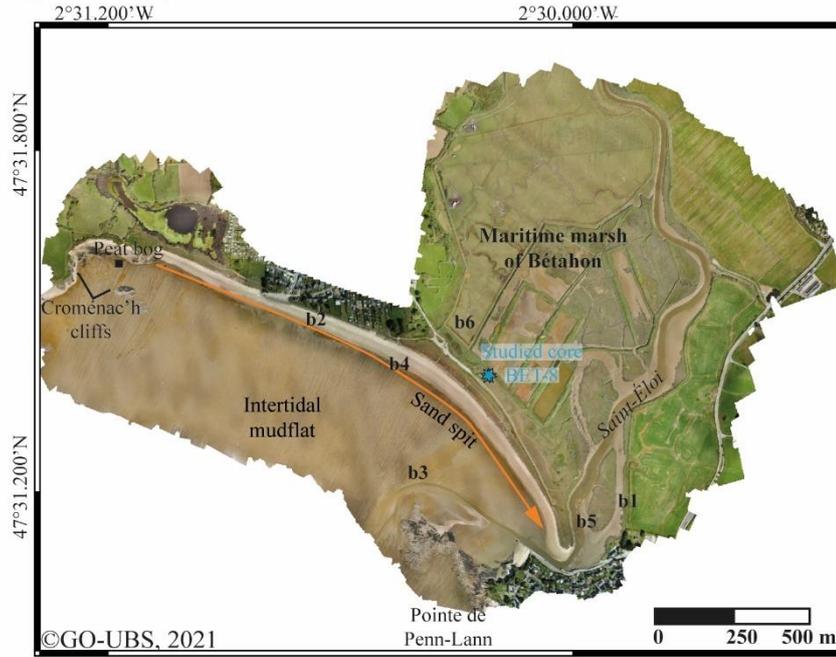
La construction du barrage d'Arzal, mis en service en 1970, a profondément modifié la morphologie de l'estuaire. L'onde de marée a été stoppée, réduisant ainsi l'espace de sédimentation à 8 km (au lieu de 50 km), et entraînant une hausse des taux de sédimentation en aval du barrage. Estimés à 4 mm/an sur les derniers 2,6 kyr (*Bouysse et al., 1974*), ces derniers ont atteint des taux de 85-170 mm/an sur la période 1960-1994 (*rapport Eramm Rivage, 1995 ; Goubert et Menier, 2005*). Les sédiments se sont d'abord déposés au niveau de l'estuaire interne entre 1970 et 1990, avant d'envaser les parties centrale et externe de l'estuaire dès 1990 (*Goubert et Mernier, 2005 ; Traini, 2009 ; Goubert et Le Gall, 2016a, b*).

- *La plage et le marais maritime de Bétahon*

Comme précédemment évoqué, le tracé de la Vilaine a évolué au cours du temps, influencé notamment par la présence de fractures associées au cisaillement sud-armoricain (*Maillocheau, 1980 ; Menier et al., 2006, 2010*). Celles-ci ont entraîné le développement de petits systèmes fluviaux associées au chenal principal, créant des dépressions aujourd'hui comblées et formant des marais à l'image de celui de Bétahon (*Figure II-4b et Figure II-5a*).

Situé le long de la rive nord de l'estuaire externe de la Vilaine, le marais maritime de Bétahon est bordé par la plage de Bétahon, qui s'étend sur plus de 1,7 km depuis les falaises de Croménac'h jusqu'à l'embouchure de la rivière du Saint-Eloi (*Figure II-4b ; Figure II-5a*). Cette plage est caractérisée par la présence d'un paléo-cordon de galets et par une flèche sableuse orientée NW-SE (*Figure II-5b1-2*). Les deux derniers siècles ont été marqués par un important recul de la flèche sableuse, suivi par une phase d'engraissement à partir de 1952 (*Stéphan, 2008*). L'érosion des falaises du Cromenach, situées à l'ouest (*Figure II-5a*), a été le principal contributeur des apports de matériel sédimentaire sur la plage de Bétahon depuis 1952 (*Stéphan, 2008 ; Morio, 2017*). Dans les zones inter- et sub-tidales se développe un vaste platier vaseux (de 50 cm à 1 m d'épaisseur ; *Figure II-5a, b2-3*) dont la particularité sédimentologique est la présence de seillons ou « *ridges and runnels* » perpendiculaires à la ligne de rivage (*Morio, 2017 ; Figure II-5b4*). Ces structures atypiques, observées au niveau de la rupture de pente, correspondent à des formes d'érosion ou de dépôt contrôlées par l'hydrodynamisme (*Morio, 2017*). Plus à l'ouest, un substrat tourbeux affleure au sein du platier vaseux et témoigne de la présence d'un ancien marais d'arrière-dune daté autour de 3,8 ka BP (*Marguerie, 1989*). Ce secteur occidental est partiellement protégé par un affleurement rocheux situé dans la partie subtidale/intertidale (*Figure II-5a*).

a) Orthophotography of the maritime marsh of Bétahon



b) Environmental description of the maritime marsh of Bétahon



Figure II-5 : Description des environnements caractéristiques du marais maritime de Bétahon : a) orthophotographie b) et photos aériennes (laboratoire Geo-Ocean, Univ. Bretagne Sud, Vannes, Avril 2021).

Protégé de l'érosion marine par la flèche sableuse, le marais maritime de Bétahon s'étend sur une superficie de près de 300 ha (Figure II-5a). Il se subdivise en deux grands types d'environnements distincts : i) la slikke, partie basse du marais généralement située entre les limites des PMME (i.e., Pleines Mers de Mortes-Eaux) et du NM (i.e., Niveau tidal Moyen), et ii) le schorre situé entre les limites des PHMA (i.e., Plus Hautes Mers Astronomiques) et des PMME. Ce dernier, immergé lors des marées de vives eaux, est largement recouvert par des plantes halophiles telles que les obiones (*Halimione portulacoides*), la soude (*Sueda maritima*), les salicornes ou quelques espèces de poacées (e.g., *Puccinellia maritima*). Les limites NM, PMME, PHMA du secteur ont été calculées en référence au port de Tréhiguier (-2,93 m NGF par rapport au RAM « Références Altimétriques maritimes », SHOM 2020) et sont illustrées en Figure II-6. Ce marais est également caractérisé par la présence de la rivière du Saint-Eloi, affluent de la Vilaine. Ce système méandrique a migré au cours du temps, comme en témoignent les chenaux secondaires, actuellement inondés lors des marées de vives eaux et drainés par de minces cours d'eau alimentant le chenal principal (Figure II-5b5). Aujourd'hui, des zones de pâturage parsèment le paysage, témoignant de la large empreinte anthropique qui a profondément modelé l'aspect du marais (Figure II-5b6).

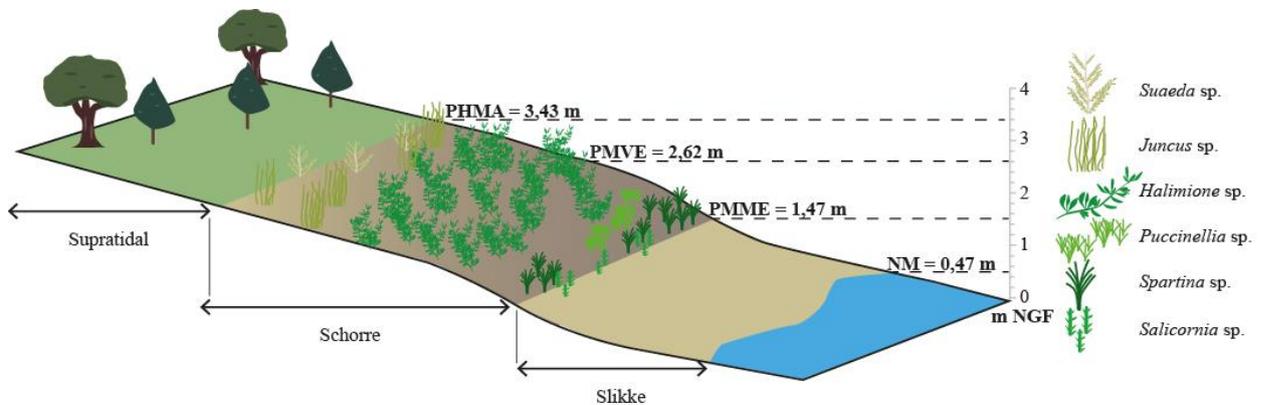


Figure II-6 : Transect théorique illustrant l'étagement altitudinal des environnements caractérisant le marais maritime de Bétahon. NM : Niveau Moyen / PMME : Pleines Mers de Mortes-Eaux / PMVE : Pleines Mers Vives-Eaux / PHMA : Plus Hautes Mers Astronomiques.

I.2. Le site d'étude Bretagne nord : de la baie de Goulven à la vallée du Kerallé

I.2.1. Contexte géomorphologique

Le second secteur étudié dans le cadre de cette thèse se situe sur le littoral septentrional du Léon, bordé par l'Océan Atlantique et la Manche ([Figure II-7](#)). Trois domaines façonnent le paysage : i) le plateau du Léon, ii) la banquette côtière située entre +25m et -15 m NGF, formée de parties émergées constituant un ensemble de chapelet de régions côtières basses, et de parties immergées formant une large plateforme à écueils et, enfin, iii) la plaine sous-marine relativement plate occupant la partie occidentale de la Manche ([Battistini, 1953](#)).

S'étendant de la commune de Brignogan jusqu'à Plouescat, la baie de Goulven (orientée ouest-nord-ouest – est-sud-est ; [Figure II-7](#)) est située à la transition entre l'ensemble qualifié de banquette côtière et le domaine du Léon constitué de roches métamorphiques hercyniennes ([Battistini, 1953](#)). Une falaise présentant un escarpement de 40 à 50 m de hauteur marque la transition entre ces deux domaines ([Figure II-8a](#)). Le domaine intertidal a été progressivement creusé par le réseau fluvial constitué par quatre rivières principales, la Flèche, le Froust, l'Ar Rest et le Kerallé, ce qui a façonné une pente douce jusqu'à la plaine sous-marine située à plus de 25 km au large ([Battistini, 1953, 1955 ; Battistini et Martin, 1956](#)).

I.2.2. Contexte sédimentaire actuel

A marée basse, des affleurements rocheux se dressent sur un vaste estran sableux alors découvert (e.g., ar Mean, Beg ar Groaz...), affleurements qui se poursuivent à l'intérieur des terres et forment des écueils fossiles ([Hallégouët et Moign, 1976 ; Figure II-8a, b](#)). Ces îlots rocheux permettent l'ancrage de dépôts de sables et le développement des cordons dunaires. Au fond de la baie de Goulven s'étend ainsi le vaste système dunaire de Keremma sur environ 7 km de long ([Hallégouët et Moign, 1976 ; Menez, 1977 ; Yoni et Hallégouët, 1998 ; Stéphan et al., 2018](#)). D'une largeur variant de 50 m à l'est jusqu'à 300 m à l'ouest, ce complexe dunaire reçoit des apports sédimentaires éoliens rapidement fixés par la végétation dans sa partie externe, correspondant à la dune vive ([Stéphan et al., 2018](#)). Datée à l'aide des vestiges archéologiques fossilisés par la dune, la partie centrale du massif dunaire semble avoir été mise en place autour de 450 cal. BP ([Gorczynska et al., 2023a](#)). De part et d'autre de ce complexe dunaire se développent des flèches sableuses à pointe libre, celle de Penn ar C'hleuz à l'ouest et celle de Kernic à l'est ([Figure II-8a](#)). Cette dernière, progradante vers l'est ([Hallégouët et Moign, 1976 ; Menez, 1977](#)), vient barrer un petit estuaire formant ainsi l'anse de Kernic.

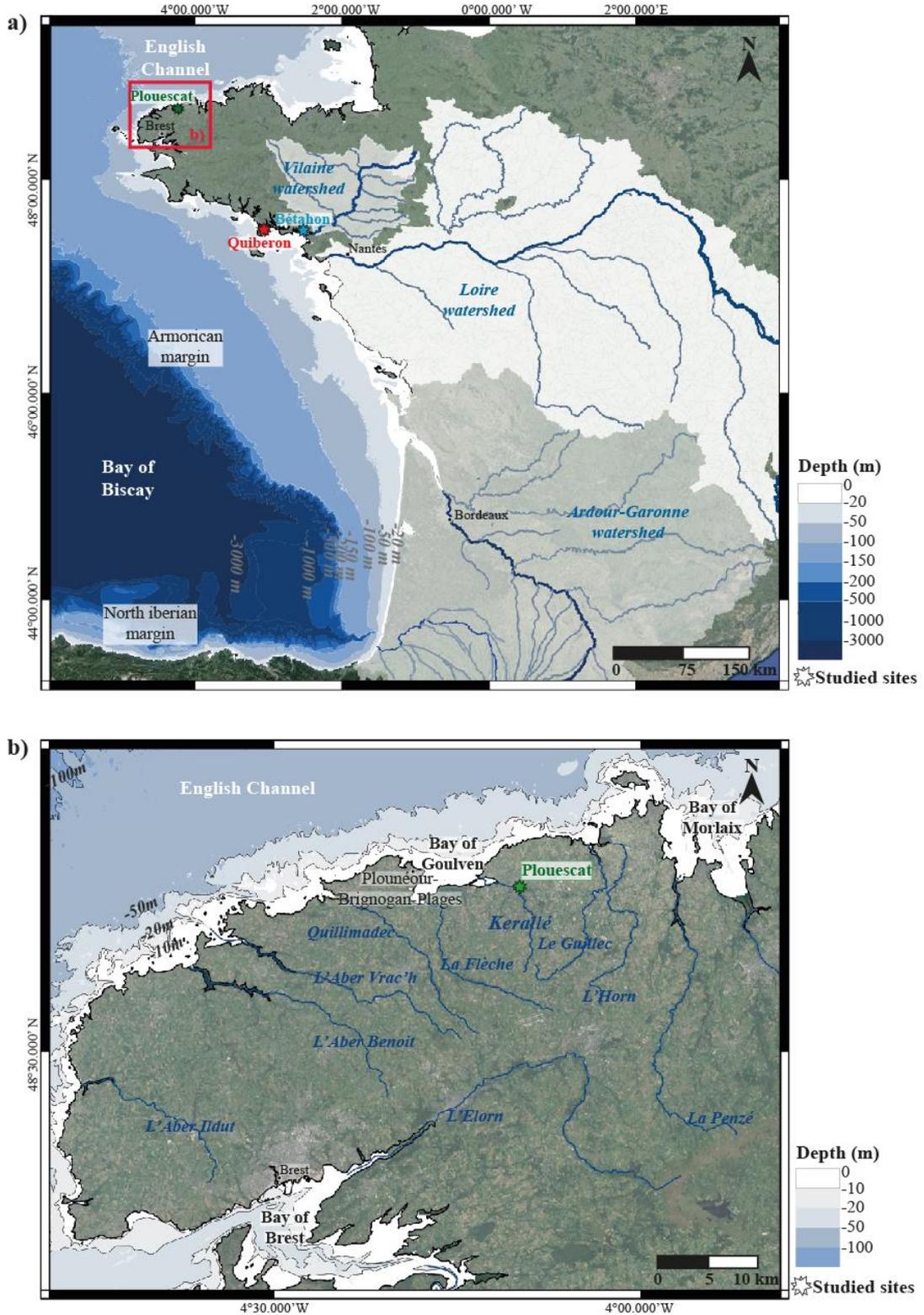


Figure II-7 : a) Bathymétrie du Golfe de Gascogne et localisation des sites d'études. b) Localisation du site d'étude de la baie de Goulven (i.e., Plouescat) dans le cadre nord finistérien.

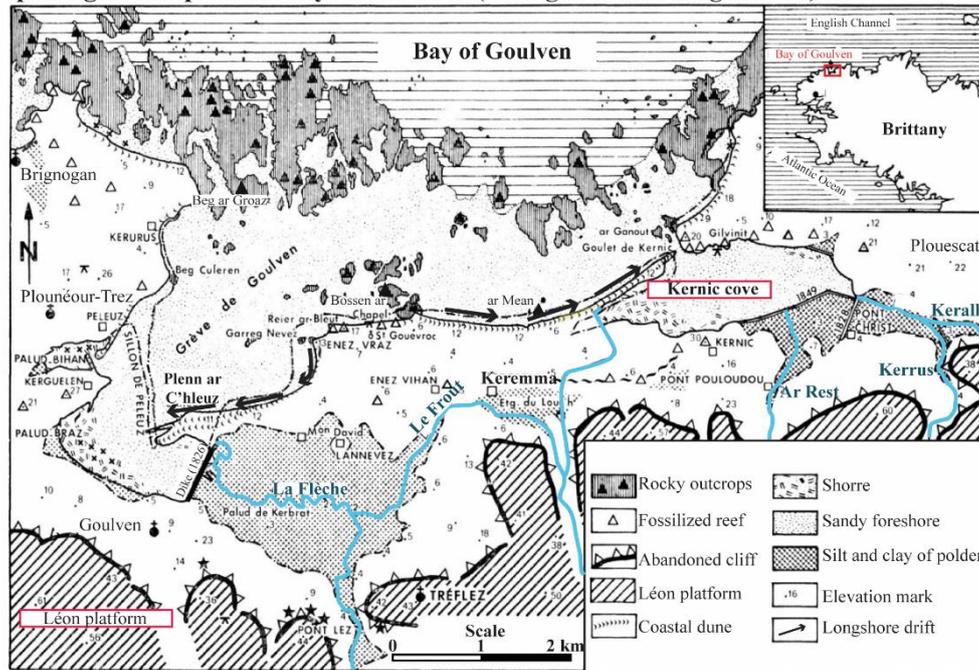
La vallée du Kerallé débouche dans l'anse de Kernic (Figure II-8b) et draine un bassin versant de 70 km², avec deux cours d'eau principaux, le Kerallé et son affluent le Kerrus (Figure II-8b). Aujourd'hui très fortement anthropisée, la vallée est essentiellement occupée par des prairies humides artificiellement drainées au cours du XIX^{ème} siècle à des fins de mise en culture et d'aires de pâture destinées à l'élevage.

I.2.3. Evolution géomorphologique au cours de l'Holocène

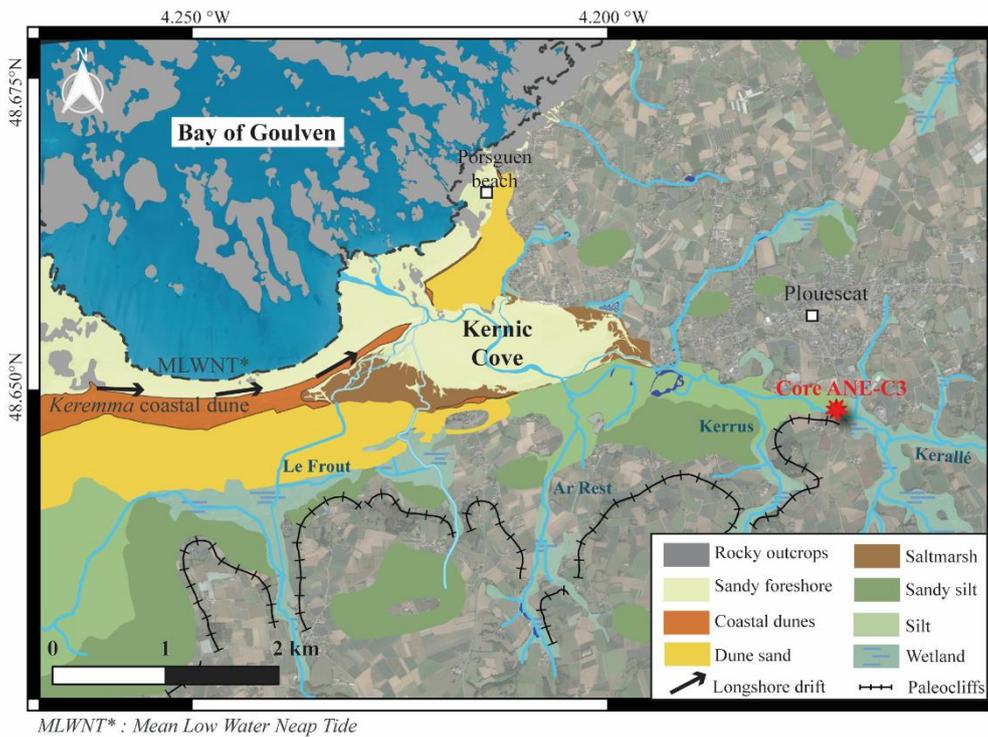
Connecté au domaine ouvert de la Manche, par l'intermédiaire de la baie de Goulven, le secteur présente de nombreux indices d'anciens niveaux marins quaternaires. La présence de niveaux sableux et de galets, au pied de l'abrupt du plateau du Léon, témoigne d'un ancien rivage mis en place au cours d'une période de haut niveau marin (i.e., supérieur de 20 m par rapport à l'actuel) de l'avant-dernier interglaciaire (i.e., entre 130 et 115 ka BP ; *Hallégouët et Moign, 1976*). Lors du Dernier Maximum glaciaire, le niveau marin est ~130 m inférieur à l'actuel (*Fairbanks, 1989 ; Siddal et al., 2003*) et la Manche constitue le plus grand fleuve que le continent européen ait jamais connu (e.g., *Bourillet et al., 2003*). La plateforme continentale émergée est alors soumise à l'érosion éolienne, entraînant l'épandage de sédiments lœssiques sur la partie septentrionale du Massif Armoricaïn (*Antoine, 2002*).

La transgression marine post glaciaire a, par la suite, ennoyé progressivement les environnements côtiers comme l'attestent encore les vestiges archéologiques holocène du secteur sud Manche. Par exemple, l'allée couverte de Kernic est un monument funéraire de la période du Néolithique Récent-Final (~5.3–4.2 ka BP), aujourd'hui partiellement immergé lors des marées hautes de vives eaux. De plus, sous le sable constituant l'estran de la baie de Goulven subsistent de vastes étendues de dépôts tourbeux holocènes d'une épaisseur moyenne de 30 cm, reposant directement sur le limon lœssique (*Morzadec-Kerfourn, 1974*). A l'instar des dépôts tourbeux de la plage de Porsguen riches en débris végétaux et situés actuellement à +2,5 m NGF, les dépôts tourbeux de la baie de Goulven témoignent d'un environnement lacustre établi entre le Néolithique Final et l'Age du Bronze (i.e., 4,2–3,2 ka BP ; *Briard et al., 1970 ; Morzadec-Kerfourn, 1974*). Récemment, de nouvelles séquences sédimentaires prélevées dans les zones humides des rivières du Kerallé et de Kerrus ont fait l'objet d'études sédimentologiques afin de préciser l'évolution géomorphologique du secteur sous l'influence de la remontée du niveau marin (*Gorzynska, 2022*).

a) Morphological map of the Bay of Goulven (Hallégouët and Moign, 1976)



b) Focus on sedimentological context around the Kernic cove (modified from Stéphan et al., 2018)



MLWNT* : Mean Low Water Neap Tide

Figure II-8 : a) Cadre géomorphologique global de la baie de Goulven (d'après Hallégouët and Moign, 1976). b) Cadre géomorphologique et sédimentaire zoomé autour de l'anse de Kernic (d'après les données de Stéphan et al., 2018).

En quelques mots :

Le domaine du Mor Braz fait partie du plateau sud-armoricain et comprend les deux baies peu profondes de Quiberon et de Vilaine.

La baie de Quiberon est partiellement abritée de l'Atlantique Nord par la presqu'île de Quiberon ainsi que par les îles d'Houat et d'Hoëdic. La sédimentation actuelle traduit les influences conjointes des dynamiques fluviales (Vilaine, Loire et autres rivières du Golfe du Morbihan) et océaniques.

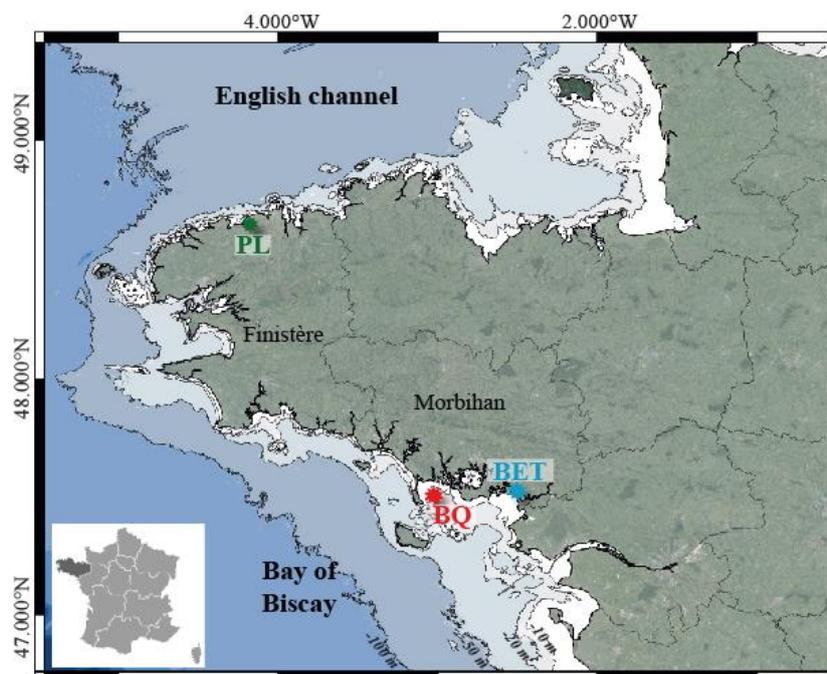
La baie de Vilaine, plus proche de l'estuaire, reste néanmoins soumise au régime méso- à macro-tidal ainsi qu'à l'influence fluviale aujourd'hui contrainte par le barrage d'Arzal. C'est dans la partie externe de cet estuaire que se situe **le marais maritime de Bétahon**, abrité des effets océaniques par un vaste cordon sableux.

Plouescat est une commune côtière située à la transition entre le **plateau du Léon** et la **plaine sous-marine de la Manche**. En domaine intertidal se développent de **vastes épandages sableux** qui sont venus se fixer sur les affleurements rocheux sous l'effet de la dérive littorale, constituant ainsi **la flèche sableuse de Kernic**. En arrière de ce système se développent des environnements plus ou moins isolés de l'influence marine (i.e., Anse de Kernic, marais maritime, prairies dunaires, vallée fluviale). La géomorphologie de la **vallée fluviale du Kéralle** a largement évolué au gré de la remontée du niveau marin et des dynamiques sédimentaires littorales à l'Holocène.

II. Présentation du matériel d'étude

II.1. Les carottes sédimentaires

Au sein des trois sites étudiés dans le cadre de cette thèse (**Figure II-9**) quatre séquences sédimentaires ont été investiguées pour discuter de l'évolution paléoenvironnementale des derniers ~10 ka BP. Cette partie vise à présenter les caractéristiques générales de ces séquences sédimentaires (i.e., méthodes et lieux de prélèvement, longueur des archives et stratégies d'échantillonnage).



Site	★ PL		★ BQ	★ BET
	Plouescat		Bay of Quiberon	Maritime marsh of Bétahon
Core	ANE-C3	PADMé	MD08-3204 CQ	BET-8
Lenght	12 m	10 m	3 m	25 m
Depth	/	/	17 m	/
Altitude	4.9 m NGF	4.9 m NGF	/	2.8 m NGF
Latitude/Longitude	48°38'54,51"N / 4°10'21.38"W	48°38'54,51"N / 4°10'21.38"W	47°30'27.6''N / 3°1'18.6''W	47°31,41'N / 2°30.22'W
Main proxies studied	Sedimentological analyses / Pollen grains		Sedimentological analyses / Pollen grains / Dinocysts	Sedimentological analyses / Foraminifera

Figure II-9 : Localisation et caractéristiques générales des 4 carottes sédimentaires étudiées.

II.1.1. Carotte BET-8 : Marais maritime de Bétahon (BET)

La carotte BET-8 (anciennement Fugro-Bil01, dans *Traini, 2009* ; *Traini et al., 2013*) est située sur la rive droite de l'estuaire de la Vilaine, derrière la flèche sableuse formant la plage de Bétahon (47°31,41'N ; 2°30,22'W ; [Figure II-9](#)). Cette séquence, longue de 25,5 m, a été prélevée à l'aide d'un « rotocarottier triplex 2050 Bonne Espérance » par l'entreprise Fugro en 2008. Des analyses géochimiques semi-quantitatives par fluorescence aux rayons X (XRF) ainsi que 5 datations AMS-¹⁴C ont été effectuées dans le cadre des travaux de *Traini (2009)*. Dans le cadre de cette thèse, ces données ont été réexploitées et complétées par l'acquisition de données granulométriques, de 17 nouvelles datations AMS-¹⁴C et d'une étude micropaléontologique (sur assemblages de foraminifères benthiques ; [Figure II-10](#)).

II.1.2. Carotte MD08-3204 CQ : Baie de Quiberon (BQ)

La carotte MD08-3204 CQ a été prélevée en 2008 dans la Baie de Quiberon (47°30'27,6'' N ; 3°1'18,6'' O, 17 m de profondeur, 8 m de long ; [Figure II-9](#)) par le N/O Marion Dufresne (campagne MD169/MICROSYSTEMS ; *Blamart et al., 2008*) à l'aide d'un carottier CALYPSO (CASQ). Dans le cadre de cette thèse, nous avons repris et complété les 3 premiers mètres de cette archive sédimentaire précédemment analysée (e.g., granulométrie, 4 datations AMS-¹⁴C : *Baltzer et al., 2014* ; perte au feu : *Baltzer, pers. comm*). Dans le cadre de cette thèse, 11 nouvelles datations AMS-¹⁴C ainsi qu'une étude palynologique, conduite à une résolution moyenne de 100 ans, viennent compléter le corpus de données ([Figure II-11](#)).

II.1.3. Carottes ANE-C3 et PADMé - Vallée du Kerallé, Plouescat (PL)

Les carottes ANE-C3 (prélevée en 2018 dans le cadre du projet Isblue-Flagship « SEALEX », coord. P. Stéphan) et PADMé (prélevée en 2021 dans le cadre projet Isblue-Emergence « PADMé », coord. M. Vidal) ont été prélevées dans le secteur interne de la vallée du Kerallé, sur la commune littorale de Plouescat (Nord Finistère, 48°38'54,5114"N ; 4°10'21.3848"W ; [Figure II-9](#)), par un système de carottier à percussion de 5 cm de diamètre (carottier Eikjalkamp de type Cobra, LETG-GO, IUEM).

La carotte ANE-C3 (12 m de long) avait précédemment fait l'objet d'une analyse de perte au feu ainsi que de 14 datations AMS-¹⁴C dans le cadre de la thèse de *Aneta Gorczynska (2023)*. Dans le cadre de cette thèse, ces données ont été réexploitées et complétées par des analyses granulométriques, des XRF, 5 nouvelles datations AMS-¹⁴C et par une analyse palynologique conduite à une résolution moyenne de 90 ans ([Figure II-12](#)).

La carotte PADMé (10 m de long), jumelle de la carotte ANE-C3 a été spécifiquement prélevée dans le but de réaliser des analyses moléculaires sur un sédiment non contaminé (i.e., analyses ADN sédimentaire ancien, ou sedaDNA, réalisées par M. Ollivier et F. Hubler-Barloy, ECOBIO, Univ. Rennes 1). Cette séquence a également fait l'objet de 8 datations AMS-¹⁴C et d'analyses granulométriques ([Figure II-13](#)).

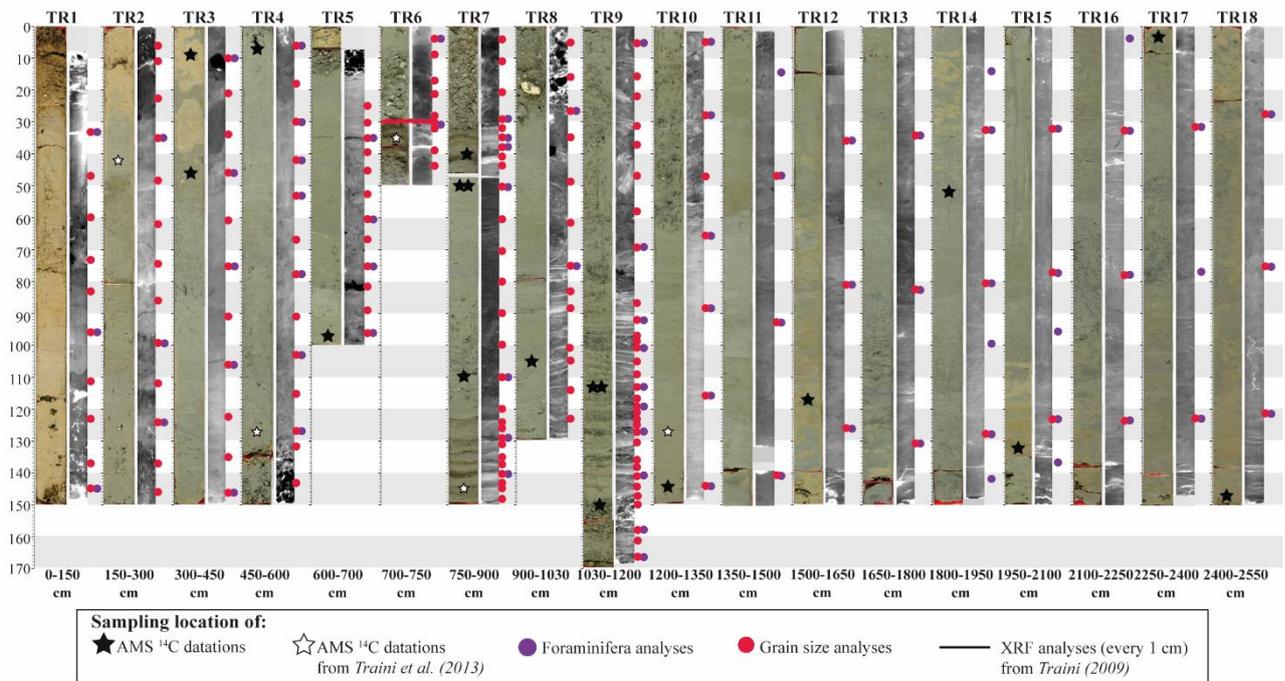
Core BET-8 (Maritime marsh of Bétahon)

Altitude	Length	Latitude/Longitude	Coring date
2.8 m NGF	25 m	47°31,41'N / 2°30,22'W	2008

a) Location



b) Pictures & Sampling location



c) Cultural and stratigraphical period recorded by core BET-8

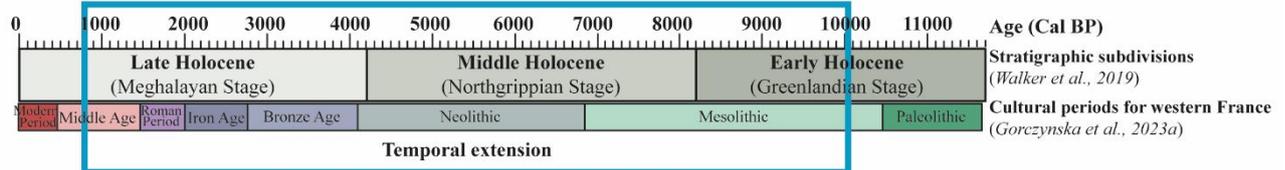
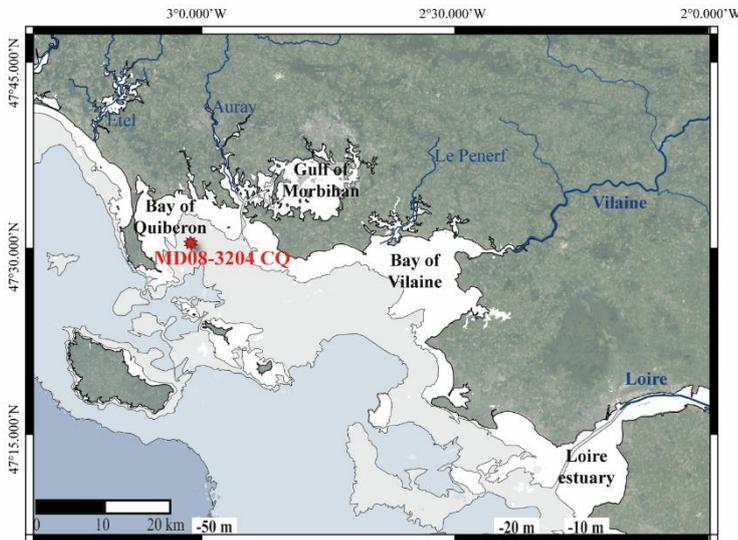


Figure II-10 : a) Lieu de prélèvement de la carotte BET-8. b) Photographies et radiographies de la carotte (Traini, 2009) et positionnement des différents niveaux ayant fait l'objet d'analyses (i.e., datations, analyses sédimentaires et micropaléontologiques). c) Période temporelle couverte par cette archive sédimentaire.

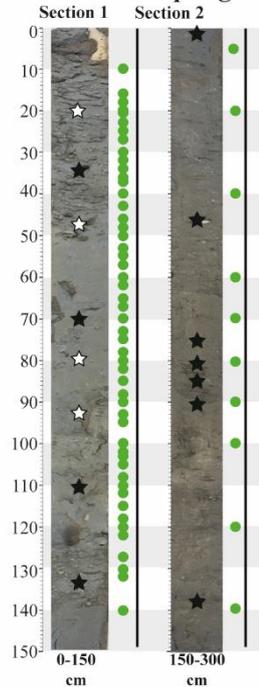
Core MD08-3204 CQ (Bay of Quiberon)

Depth	Length	Latitude/Longitude	Coring date
17 m	3 m	47°30'27.6''N / 3°1'18.6''W	2008

a) Location



b) Pictures & Sampling location



Sampling location of:

- ★ AMS ¹⁴C datations
- ☆ AMS ¹⁴C datations from *Baltzer et al. (2014)*
- Palynological analyses
- Grain size analyses (every 2 cm) & LOI (every 10 cm) from *Baltzer et al. (2014)*

c) Cultural and stratigraphical period recorded by core MD08-3204 CQ

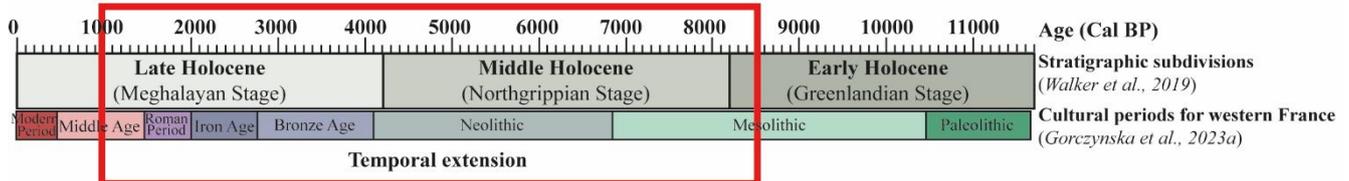
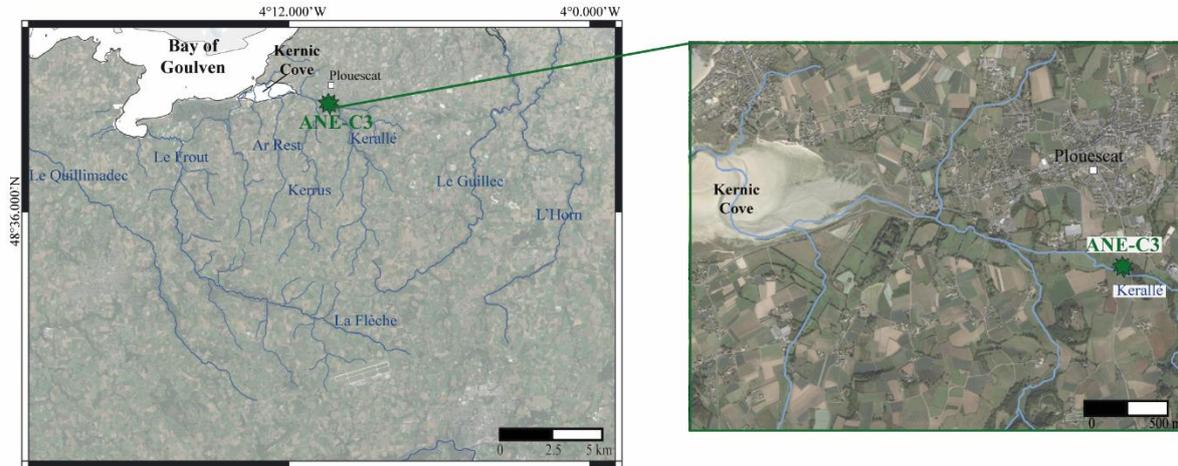


Figure II-11 : a) Lieu de prélèvement de la carotte MD08-3204 CQ. b) Photographies de la carotte (Baltzer et al., 2014) et positionnement des différents niveaux ayant fait l'objet d'analyses (i.e., datations, analyses sédimentaires et palynologiques). c) Période temporelle couverte par cette archive sédimentaire.

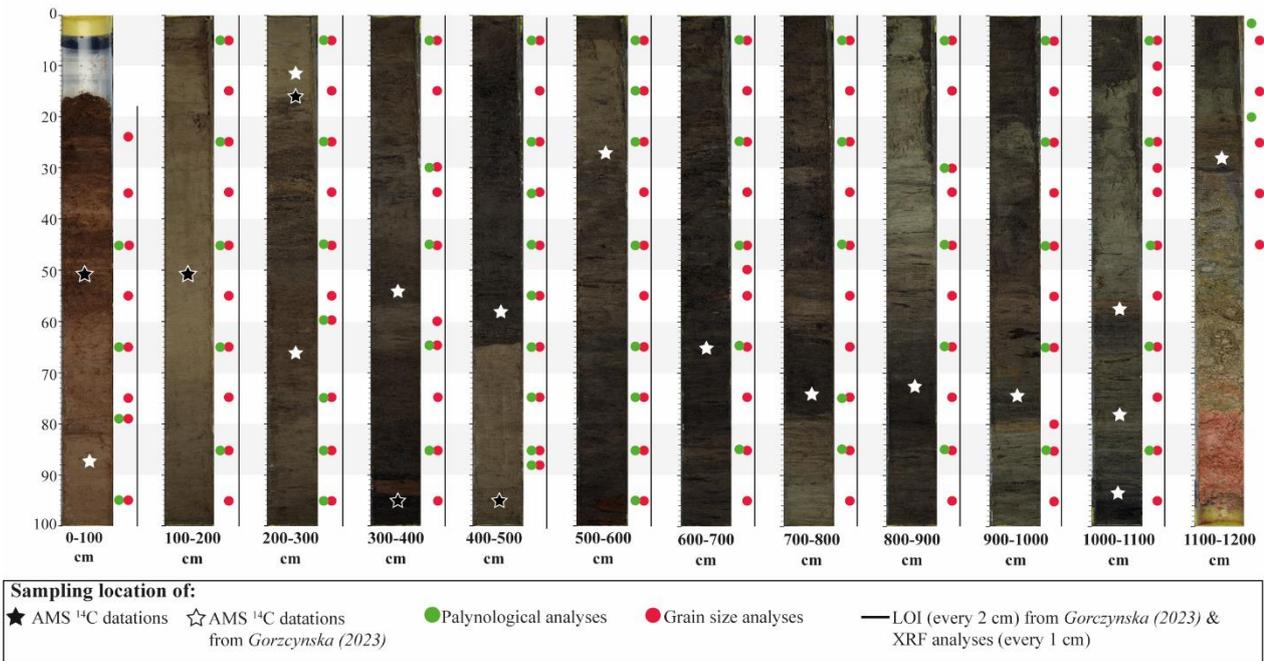
Core ANE-C3 (Kerallé valley - Plouescat)

Altitude	Length	Latitude/Longitude	Coring date
4.9 m NGF	12 m	48°38'54,51"N /4°10'21.38"W	2018

a) Location



b) Pictures & Sampling location



c) Cultural and stratigraphical period recorded by core ANE-C3

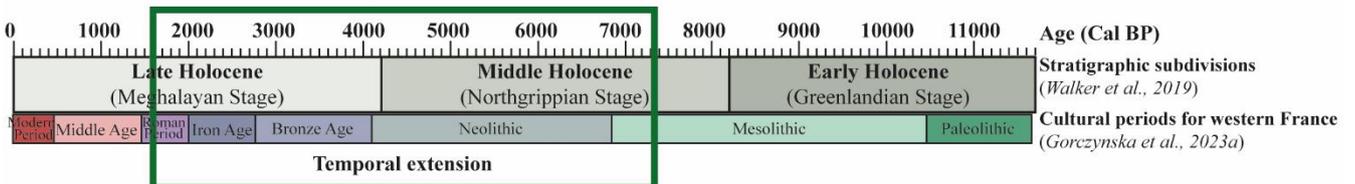
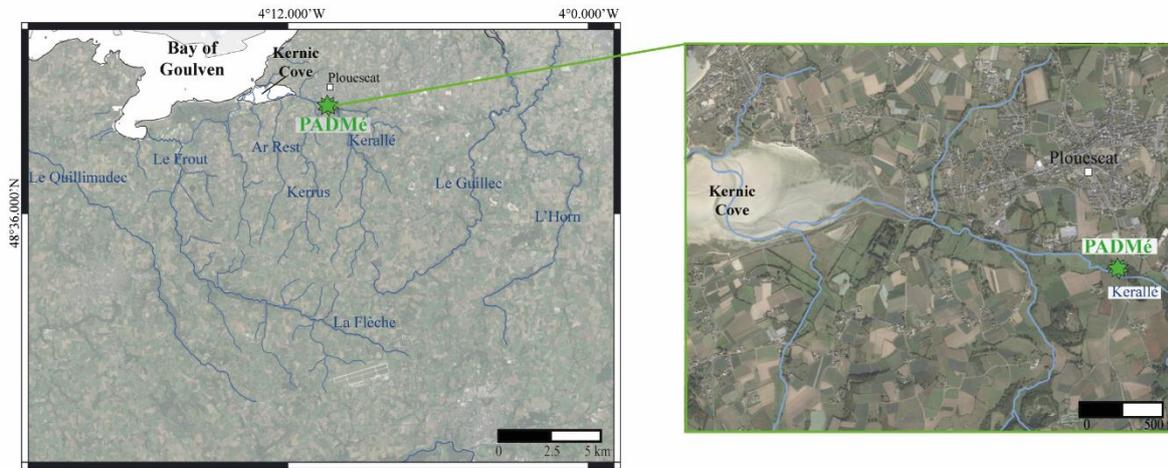


Figure II-12 : a) Lieu de prélèvement de la carotte ANE-C3. b) Photographies de la carotte et positionnement des différents niveaux ayant fait l'objet d'analyses (i.e., datations, analyses sédimentaires et palynologiques). c) Période temporelle couverte par cette archive sédimentaire.

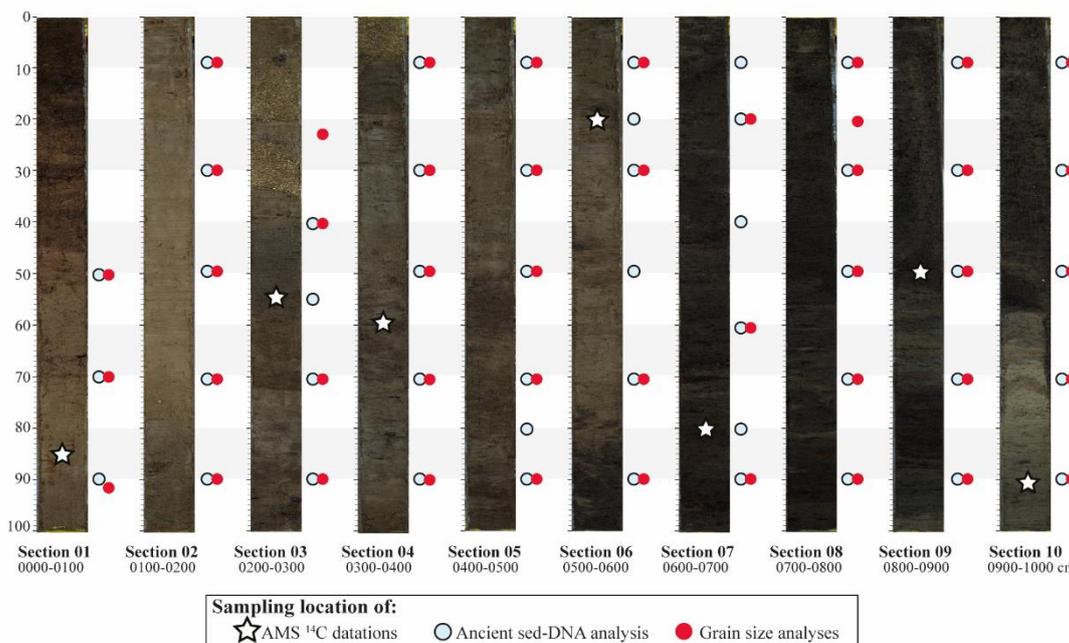
Core PADMé (Kerallé valley - Plouescat)

Altitude	Length	Latitude/Longitude	Coring date
4.9 m NGF	10 m	48°38'54,51"N / 4°10'21.38"W	2021

a) Location



b) Pictures & Sampling location



c) Cultural and stratigraphical period recorded by core PADMé

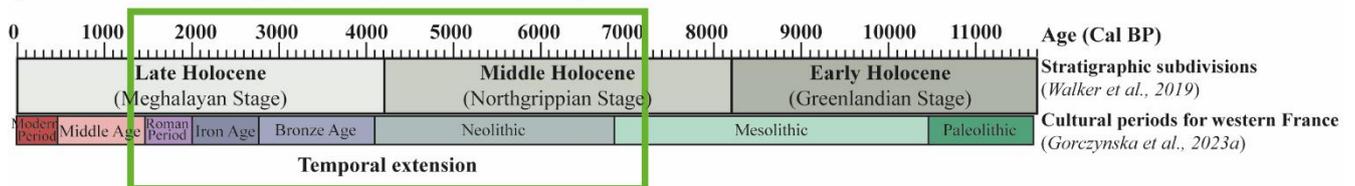


Figure II-13 : a) Lieu de prélèvement de la carotte PADMé. b) Photographies de la carotte et positionnement des différents niveaux ayant fait l'objet d'analyses (i.e., datations, analyses sédimentaires et sed-DNA). c) Période temporelle couverte par cette archive sédimentaire.

II.2. Prélèvements de surface

II.2.1. Marais maritime de Bétahon

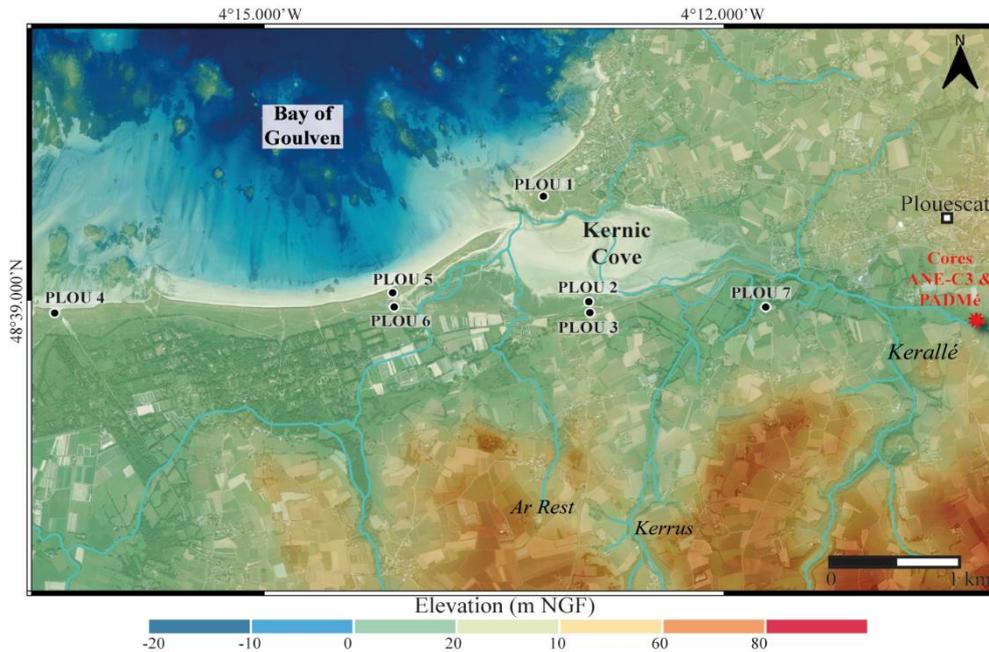
Dans le marais maritime de Bétahon, 76 échantillons de surface (nommés BF21-01 à BF-234) ont été prélevés entre les 13 et 14 avril 2021 afin de caractériser la distribution des assemblages de foraminifères benthiques actuels. Ainsi, différents environnements ont été sélectionnés en fonction de la nature du sédiment, du couvert végétal, de la distance à la mer et de la distance au chenal principal (i.e., rivière du Saint-Eloi ; [Figure II-14](#)). Le choix des sites de prélèvement a été déterminé de manière à établir des profils longitudinaux (de l'amont à l'aval du système) et latéraux (fonction de la topographie). Au total, 14 transects ont été réalisés de l'aval à l'amont du système (Tr 1 à Tr 14 dans la [Figure II-14](#)). Chaque point de prélèvement composant ces transects a fait l'objet d'une mesure altitudinale à l'aide d'un dGPS (Géo 7X Trimble, précision 2cm).



Figure II-14 : Localisation des prélèvements de surface dans le marais maritime de Bétahon. Les échantillonnages réalisés se répartissent sous la forme de transects (Tr 1 à 14) situés de l'aval à l'amont du système.

II.2.2. Vallée du Kerallé - Plouescat

Sept échantillons de mousses et de sols actuels ont été prélevés autour de l'anse de Kernic à Plouescat (Figure II-15) afin de caractériser le signal pollinique actuellement enregistré au sein de milieux côtiers anthropisés aux caractéristiques environnementales diverses (i.e., nature du substrat, végétation environnante ; Figure II-15).



Samples	Environmental characteristics	Sedimentological context
PL1	Anthropized coastal meadow	Dune sand deposit
PL2	Maritime marsh (Schorre with <i>Halimione</i> , <i>Armeria</i>)	Silty salt marsh
PL3	Costal meadow on dune system	Dune sand deposit
PL4	Keremma dune (with <i>Ammophila arenaria</i>)	Sandy dune
PL5	Top of Ode Vras dune (with <i>Ammophila arenaria</i>)	Sandy dune
PL6	Transition between dune and salt marsh, close to a dry channel	Transition between coastal dune and silty salt marsh
PL7	Agricultural area - Wet meadow	Silty and clay of polders

Figure II-15 : Répartition et caractéristiques environnementales des échantillons de surface prélevés sur le pourtour de l'Anse de Kernic.

Chapitre III

Outils, méthodes et fondements théoriques pour les interprétations paléoenvironnementales

Analyses en laboratoire

• Datations AMS-¹⁴C



(Laboratoires : Artemis, Beta-Analytix, Poznań)

• Analyses granulométriques



(Malvern Mastersizer 2000)

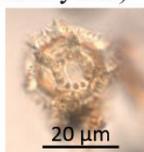
• Analyses XRF



(Avaatech XRF Core Scanner)

• Etudes paléoécologiques

Palynologie (Pollen & Dinokystes)

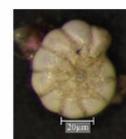


Cichorioideae



Lingulodinium machaerophorum

Micropaléontologie (Foraminifères)

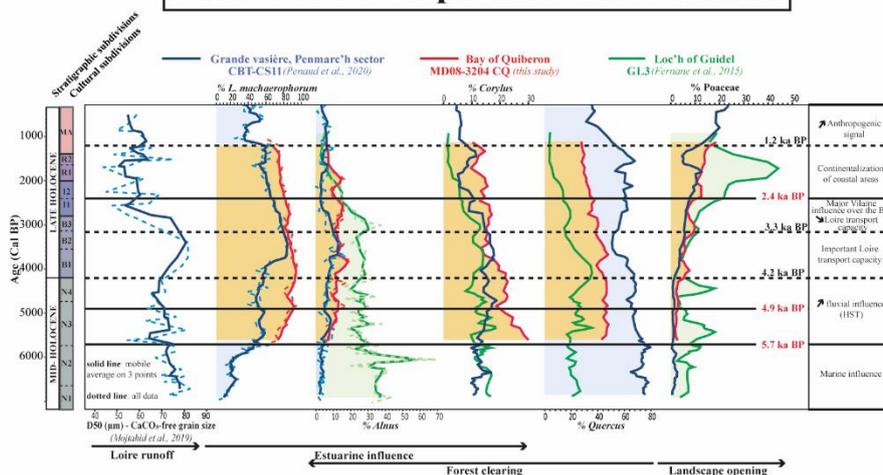


Ammonia beccarii



Elphidium crispum

Reconstructions paléoenvironnementales



Reconstitution des paléoenvironnements côtiers bretons à l'Holocène : interactions entre dynamiques sédimentaires, climatiques et anthropiques Ophélie David 2023

PLAN DU CHAPITRE III

Le chapitre III détaille les **méthodes et les protocoles** déployés pour l’acquisition des données **sédimentologiques, palynologiques et micropaléontologiques**. Les résultats de cette thèse multiproxies reposent en grande partie sur l’étude combinée de microfossiles d’origine continentale (grains de pollen et spores) ou marine (dinokystes et foraminifères benthiques). Cette partie vise aussi à décrire les **critères d’identification** de ces bioindicateurs, et les méthodes permettant de réaliser des **assemblages** par groupe taxonomique étudié. Le croisement avec les **préférences écologiques actuelles** va permettre de reconstruire de manière robuste les conditions environnementales passées de leur dépôt au sein des archives sédimentaires holocènes étudiées dans le cadre de ce projet doctoral.

I. RÉCAPITULATIF DES ANALYSES EFFECTUÉES SUR CHACUN DES SITES ÉTUDIÉS.....	81
II. DATATIONS ET ANALYSES SÉDIMENTOLOGIQUES	82
II.1. La datation ¹⁴ C.....	82
II.1.1. Principe général	82
II.1.2. Calibration des âges radiocarbone et réalisation des modèles d’âge	82
II.1.3. Datations des séquences sédimentaires étudiées.....	83
II.2. Analyses sédimentologiques.....	85
II.2.1. Analyses granulométriques.....	85
II.2.2. Analyses XRF.....	85
II.2.3. Analyses perte au feu (ou LOI pour « Loss On Ignition »).....	86
III. LES ANALYSES PALYNOLOGIQUES : GRAINS DE POLLEN ET DINOKYSTES.....	86
III.1. Le pollen.....	87
III.1.1. Morphologie générale et critères d’identification des grains de pollen	87
III.1.2. Diffusion du signal pollinique : de la production à l’enregistrement dans les sédiments	88
III.1.3. Ecologie et principaux groupements végétaux	91
III.1.4. Les indicateurs polliniques d’anthropisation	92
III.1.5. Le cas des taxons cultivés : problématique de l’identification de Cerealia-type	92
III.2. Les spores	93
III.3. Les kystes de dinoflagellés.....	94
III.3.1. Les dinoflagellés	94
III.3.2. Les dinokystes ou kystes de dinoflagellés	95
III.3.3. Ecologie et distribution actuelle des dinokystes	96
III.4. Protocoles palynologiques : du sédiment au microscope	97
III.4.1. Traitement en laboratoire : extraction des palynomorphes (pollen et/ou dinokystes).....	98
III.4.2. Comptage et phases de post-traitement des données brutes.....	98

IV. LES ANALYSES MICROPALÉONTOLOGIQUES SUR LES ASSEMBLAGES DE FORAMINIFÈRES

BENTHIQUES	99
IV.1. Caractéristiques générales	100
IV.1.1. Morphologie et critères d'identification des foraminifères benthiques	100
IV.1.2. Mode de vie et distribution des foraminifères benthiques	101
IV.2. Traitements en laboratoire et comptage des foraminifères	104
IV.2.1. Méthodologie générale.....	104
IV.2.2. Spécificité des échantillons de la carotte BET-8 (assemblages fossiles).....	105
IV.2.3. Spécificité des échantillons actuels BF-21 (assemblages modernes)	105

I. Récapitulatif des analyses effectuées sur chacun des sites étudiés

Le Tableau III-1 dresse le bilan des analyses effectuées sur chaque séquence sédimentaire étudiée.

Sites	BAY OF QUIBERON		MARITIME MARSH OF BÉTAHON		PLOUESCAT - KERALLE VALLEY	
	Core MD08-3204 CQ 15 AMS- ¹⁴ C dates (4 in Baltzer et al., 2014) Baltzer et al. (2014)	Core BET-8 23 AMS- ¹⁴ C dates (5 in Traini et al., 2013) Traini et al. (2013)	Surface samples (BF-21) ---	Core ANE-C3 19 AMS- ¹⁴ C dates (15 acquired by Gorczyńska, 2022) ✓	Core PADMÉ 8 AMS- ¹⁴ C dates ✓	Surface samples ---
Sediment archives						
Datation						
Photography						
Sedimentological analyses						
Sedimentological description / Log	✓	✓		✓	✓	
Grain size analyses	Baltzer et al. (2014)	✓		✓	✓	
XRF analyses	---	Traini et al. (2013)		✓	---	
Loss On Ignitio analyses	Baltzer pers. comm.	---		Gorczyńska (2022)	---	
Palynological analyses						
Treatment	✓ (in Geo-Ocean laboratory)	---		✓ (by EPOC laboratory)	---	✓
Pollen counts	✓	---		✓	---	✓
Dinoocyst count	✓	---		Occurrence	---	---
Paleontological analyses						
Foraminifera count	Goubert in Baltzer et al. (2014)	✓	✓	Gorczyńska (2022)	---	---
Paleontological analyses						
Sed-DNA	---	---	---	---	Collaboration with ECOBIO	---

Tableau III-1 : Récapitulatif des analyses paléocologiques, sédimentologiques et des datations effectuées sur chacun des sites étudiés (Quiberon, Bétahon, Plouescat). Les symboles «✓» indiquent que les données ont été acquises dans le cadre de cette thèse, pour les autres données disponibles, l'acquéreur initial est cité. Les symboles « --- » indiquent que les données ne sont pas disponibles.

II. Datations et analyses sédimentologiques

Afin de décrire précisément les dynamiques sédimentaires et paléoenvironnementales des séquences sédimentaires étudiées, chacune d'entre elles a fait l'objet de datations radiocarbone ainsi que d'analyses sédimentologiques dont les méthodologies sont détaillées ci-après.

II.1. La datation ^{14}C

II.1.1. Principe général

La technique de datation AMS- ^{14}C est basée sur le principe de décroissance radioactive exponentielle de l'isotope ^{14}C . Chaque être vivant échange du carbone avec son environnement, élément qui présente ainsi la même radioactivité dans l'organisme que celle du CO_2 atmosphérique. Lorsque l'organisme meurt, les échanges s'arrêtent et le ^{14}C se désintègre peu à peu. En comparant la quantité de ^{14}C présent dans l'échantillon avec des échantillons de référence, on peut remonter à l'âge de la mort de l'organisme. Cette méthode présente cependant des limites. En effet, la formation de ^{14}C est entretenue par l'interaction entre les bombardements cosmiques et l'azote de l'atmosphère, mais cette formation varie en fonction de l'intensité des champs magnétiques solaire et terrestre. Ainsi la quantité de ^{14}C dans l'atmosphère n'est pas stable au cours du temps. Des courbes de calibration, sous forme de régressions polynomiales sont définies et sans cesse remises à jour afin de relier les âges radiocarbone bruts (^{14}C) à des âges réels dits calendaires (Cal) qui prennent en compte les concentrations initiales de ^{14}C présentes dans l'atmosphère, variant au cours du temps.

II.1.2. Calibration des âges radiocarbone et réalisation des modèles d'âge

L'ensemble des dates AMS- ^{14}C collectée dans cette thèse a été calibré avec le logiciel CALIB 8.1 intégrant la courbe de calibration Intcal20 (*Stuiver et Reimer, 1993 ; Reimer et al., 2020*). Dans le cas de la datation de matériel provenant du domaine marin (e.g. coquilles carbonatées marines, foraminifères), une correction de l'âge réservoir océanique moyen de surface a également été appliquée. Cette correction varie spatialement (et temporellement), il faut donc considérer une valeur spécifique pour chaque site, en tenant compte des informations recensées dans la base de données marine ou « *Marine Reservoir Correction Database* » (<http://calib.org/calib>). Dans ce manuscrit, toutes les datations AMS- ^{14}C ont été calibrées et sont exprimées en âges calendaire BP (i.e., Cal. BP pour « calendar *Before Present* », où BP signifie avant 1950) et parfois en âges calendaire Cal. BC ou Cal. AD (pour « *Before Christ* » ou « *Anno Domini* », respectivement).

Pour chacune des séquences étudiées, des modèles d'âge ont été établis grâce au package Bacon (*Blaauw et Christen, 2011*) sous l'interface R (version 4.1.2, R Development Core Team, 2021 ; <http://www.r-project.org/>).

II.1.3. Datations des séquences sédimentaires étudiées

Les datations radiocarbones ont été réalisées au sein de trois laboratoires : Poznań Radiocarbon Laboratory (Pologne ; code laboratoire Poz-x), Beta-Analytic (Miami ; code laboratoire Beta-x), Artemis (Paris-Saclay, France ; code laboratoire SacAx).

• Carotte BET-8 (*Marais maritime de Bétahon*)

Au total, 23 datations AMS-¹⁴C ont été effectuées sur la carotte BET-8, dont 5 avaient été précédemment publiées par *Traini et al. (2013)* (Tableau III-2). Lorsque le matériel utilisé pour la datation était d'origine marine (i.e., coquilles de bivalves, foraminifères), une correction d'âge réservoir de -9 ± 45 ans a été appliquée (point 1569, Le Croisic dans « *Marine20 database* » ; *Tisnerat-Laborde et al., 2010*).

Code Lab	Depth (cm)	IGN (m)	Dated material	Age ¹⁴ C BP	terror	Reservoir age (year)	Age Cal BP			Age cal AD/BC
							min	max	mean	mean
Beta-278086	193	0.87	Plant material	990	40		792	892	842	1108 AD
SacA65361	310	-0.30	Bulk	2040	30		1919	2067	1993	43 AD
SacA65373	346	-0.66	Bivalve shell (<i>Scrobicularia plana</i>)	1750	30	9 ±45	1567	1706	1636	314 AD
**SacA65360	**456	-1.76	Bulk	**5045	30		5716	5902	**5809	3859 BC
Beta-278087	577	-2.97	Bulk	4470	40		4967	5297	5132	3182 BC
**SacA65372	**696	-4.16	Foraminifera (<i>Haynesina germanica</i>)	**1720	30	9 ±45	1535	1633	**1584	366 AD
Beta-278088	735	-4.55	Plant material	4910	40		5586	5724	5655	3705 BC
SacA65359	792	-5.12	Bulk	4775	30		5465	5588	5526.5	3576.5 BC
SacA65371	801	-5.21	Foraminifera (<i>Haynesina germanica</i>)	4965	30	9 ±45	5599	5738	5668	3718 BC
SacA65358	801	-5.21	Bulk	5430	30		6190	6295	6242.5	4292.5 AD
SacA65370	860	-5.80	Bivalve shell	4880	30	9 ±45	5577	5658	5617	3667 BC
Beta-278089	895	-6.15	Plant material	4700	40		5320	5482	5401	3451 BC
SacA65369	1005	-7.25	Foraminifera (<i>Haynesina germanica</i>)	5070	30	9 ±45	5735	5903	5819	3869 BC
SacA65357	1144	-8.64	Bulk	5510	30		6283	6313	6298	4348 BC
SacA65368	1144	-8.64	Foraminifera (<i>Haynesina germanica</i>)	5240	30	9 ±45	5932	5999	5965	4015 BC
SacA65367	1181	-9.01	Bivalve shell	5040	30	9 ±45	5708	5897	5802	3852 BC
Beta-278090	1328	-10.48	Bulk	7140	50		7934	8011	7972.5	6022.5 BC
SacA65366	1344	-10.64	Bivalve shell	6055	30	9 ±45	6794	6977	6885	4935 BC
SacA65356	1617	-13.37	Bulk	8260	35		9122	9328	9225	7275 BC
**SacA65355	1852	-15.72	Bulk	**9045	45		10196	10238	**10217	8267 BC
SacA65354	2083	-18.03	Bulk	8645	40		9537	9688	9612.5	7662.5 BC
SacA65353	2254	-19.74	Bulk	8885	40		9889	10183	10036	8086 BC
SacA65352	2502	-22.22	Bull	8870	40		9884	10177	10030.5	8080.5 BC

Tableau III-2 : Datations effectuées sur la carotte BET-8. En gris : les dates acquises dans le cadre de l'étude de Traini et al. (2013). En noir : les dates obtenues à l'issue de cette thèse. ** Ages rejetés.

• Carotte MD08-3204 CQ (*Baie de Quiberon*)

Au total, 15 datations AMS-¹⁴C ont été effectuées sur les trois premiers mètres de la carotte MD08-3204 CQ, dont 4 avaient été précédemment publiées par *Baltzer et al. (2014)* (Tableau III-3). Le matériel utilisé étant d'origine marine (i.e., coquilles de *Turritella communis*, de

bivalves ou de gastéropodes), une correction d'âge réservoir de -400 ± 45 ans a été appliquée (point 1559, Loire inférieure dans « *Marine20 database* » ; *Tisnerat-Laborde et al., 2010*).

Code Lab	Depth (cm)	Dated material	Age ^{14}C BP	\pm error	Reservoir age (years)	Age Cal BP			Age cal AD/BC
						min	max	mean	mean
Lyon 6307	20	<i>Turritella communis</i>	1510	30	400 \pm 45	955	1067	1011	939 AD
Poz-113445	35	<i>Turritella communis</i>	2355	30	400 \pm 45	1820	1948	1884	66 AD
Poz-33086	47	<i>Turritella communis</i>	2745	35	400 \pm 45	2312	2489	2400	450 BC
Poz-113447	70.5	Bivalve shell	3585	30	400 \pm 45	3361	3454	3407	1457 BC
Poz-33089	79	<i>Turritella communis</i>	3850	40	400 \pm 45	3616	3832	3724	1774 BC
Poz-26298	93	<i>Turritella communis</i>	4190	35	400 \pm 45	4082	4292	4187	2237 BC
Poz-117547	111	Shell	4755	35	400 \pm 45	4847	4980	4913	2963 BC
Poz-113448	134	Gastropod	5420	35	400 \pm 45	5657	5895	5776	3826 BC
Poz-117549	152	Shell	5095	35	400 \pm 45	5320	5480	5400	3450 BC
Poz-117550	196	Bivalve shell	7960	40	400 \pm 45	8350	8401	8375	6425 BC
SacA 29329	225	Shell	8060	40	400 \pm 45	8386	8539	8462	6512 BC
SacA 29330	231	Shell	8160	45	400 \pm 45	8422	8601	8511	6561 BC
SacA 54334	235.5	Gastropod	8145	35	400 \pm 45	8442	8592	8517	6567 BC
SacA 32028	241.5	Gastropod	8025	30	400 \pm 45	8385	8422	8403	6453 BC
Poz-113449	287	Gastropod	8210	50	400 \pm 45	8429	8724	8576	6626 BC
Poz-117551	324	Shell	8040	50	400 \pm 45	8370	8541	8455	6505 BC

Tableau III-3 : Datations effectuées sur la carotte MD08-3204 CQ. En gris : les dates acquises dans le cadre de l'étude de Baltzer et al. (2014). En noir : les dates nouvellement acquises.

- *Carottes ANE-C3 et PADMé (vallée du Kérallé)*

Au total, 19 datations AMS- ^{14}C ont été effectuées sur la carotte ANE-C3 (Tableau III-4). Le matériel utilisé pour la datation était exclusivement d'origine continentale (i.e., sédiments riches en matière organiques ou radicelles). Pour la carotte PADMé, ce sont 8 datations AMS- ^{14}C qui ont été acquises sur du matériel également continental (Tableau III-5). De ce fait, aucune correction n'a été prise en compte pour ces dates.

Code Lab	Depth (cm)	IGN (m)	Dated material	Age ^{14}C BP	\pm error	Age Cal BP			Age cal AD/BC
						min	max	mean	mean
**Beta - 573652	50.5	4.26	Fine rootlets	**101.38 pMC	30				
SacA-55035	86.5	3.90	Bulk	1670	30	1530	1589	1559	390 AD
Beta - 573653	150	3.26	Rfine rootlets	1880	30	1714	1840	1777	173 AD
SacA-55043	212.5	2.64	Bulk	2610	30	2735	2755	2745	795 AD
Beta - 570606	216.5	2.60	Fine rootlets	1690	30	1528	1624	1576	374 AD
SacA-55044	267.5	2.09	Bulk	2380	30	2347	2429	2388	438 BC
SacA-55039	354	1.22	Fine rootlets	2790	30	2852	2936	2894	944 BC
Beta - 570607	395.5	0.81	Fine rootlets	2940	30	3060	3163	3111	1161 BC
SacA-55038	458.5	0.18	Fine rootlets	3035	30	3158	3352	3255	1305 BC
Beta - 570608	495	-0.19	Fine rootlets	4100	30	4527	4621	4574	2624 BC
SacA-55042	527.5	-0.51	Bulk	4040	30	4419	4581	4500	2550 BC
SacA-55037	665.5	-1.89	Fine rootlets	4805	30	5482	5527	5504	3554 BC
SacA-55036	774.5	-2.98	Plants	5275	30	5987	6121	6054	4104 BC
SacA-55041	872.5	-3.96	Plants	5760	30	6485	6656	6570	4620 BC
SacA-55040	974.5	-4.98	Bulk	6265	30	7156	7264	7210	5260 BC
SacA-55052	1058.5	-5.82	Fine rootlets	6235	30	7013	7127	7070	5120 BC
SacA-55045	1078.5	-6.02	Plants	6245	35	7154	7257	7205	5255 BC
SacA-55053	1094.5	-6.18	Fine rootlets	6455	30	7314	7427	7370	5420 BC
SacA-55058	1128.5	-6.52	Fine rootlets	6340	35	7252	7209	7230	5280 BC

Tableau III-4 : Ensemble des datations effectuées sur la carotte ANE-C3. En gris : les dates acquises dans le cadre de l'étude de Gorczynska (2023). En noir : les dates obtenues à l'issue de cette thèse. ** Age rejeté

Code Lab	Depth (cm)	IGN (m)	Dated material	Age ¹⁴ C BP	±error	Age Cal BP			Age cal AD/BC
						min	max	mean	mean
Beta-603598	85.5	3.90	Bulk	1530	30	1356	1413	1384.5	565.5 AD
Beta-607886	255	2.21	Fine rootlets	2190	30	2114	2317	2215.5	266.5 BC
SacA65348	359.5	1.16	Bulk	2840	30	2865	3008	2936.5	987.5 BC
**Beta-603600	**454.25	0.22	Fine rootlets	**940	30	782	921	**851.5	1098.5 AD
Beta-603601	520	-0.44	Bulk	3630	30	3895	3980	3937.5	1988.5 BC
Beta-603602	679.5	-2.03	Fine rootlets	4340	30	4843	4974	4908.5	2959.5 BC
SacA65349	849.75	-3.73	Plants	5180	30	5901	5996	5948.5	3999.5 BC
Beta-603603	991.75	-5.15	Bulk	6320	30	7169	7210	7189.5	5240.5 BC

Tableau III-5 : Ensemble des datations effectuées sur la carotte PADMé dans le cadre de ce projet de thèse.
** Age rejeté.

II.2. Analyses sédimentologiques

II.2.1. Analyses granulométriques

Les analyses granulométriques ont été réalisées à l'aide du granulomètre laser « Malvern Mastersizer 2000 / Hydro » de l'IUEM (Plouzané) pour les carottes ANE-C3 et PADME, et de l'UBS (Univ. Bretagne Sud, Pontivy-Vannes) pour la carotte BET-8. Quant à la séquence MD08-3204 CQ, les données granulométriques avaient été précédemment acquises via un granulomètre « Beckman-Coulter LS230 » (*Baltzer et al., 2014*).

Dans le cas des carottes ANE-C3 et PADMé, afin d'obtenir une valeur granulométrique correspondant à la phase détritique du sédiment, il a fallu au préalable s'affranchir de la matière organique. Environ 2 g de sédiment ont été prélevés par niveau analysé auxquels de l'eau oxygénée (H₂O₂) a été ajoutée, puis le tout a été chauffé à 70°C jusqu'à disparition complète de l'effervescence. Après cette étape, une défloculation a été réalisée, grâce à l'ajout d'une solution d'hexamétaphosphate de sodium à 3% (NaPO₄). Pour la carotte BET-8, riches en fragments coquilliers, de l'acide chloridrique (HCl à 25% puis 35%) a été ajouté au sédiment jusqu'à l'arrêt complet de l'effervescence, afin d'obtenir des données granulométriques sur la fraction détritique à partir de sédiments décarbonatés.

Les données granulométriques ont ensuite été traitées avec le logiciel GRADISTAT version 8.0 (*Blott and Pye, 2001*), permettant d'obtenir la médiane (D50) ainsi que les modes et les différentes classes granulométriques (i.e., sable, silt, argile).

II.2.2. Analyses XRF

Des analyses XRF (i.e., Fluorescence aux rayons X) permettant d'estimer la composition chimique de la matrice sédimentaire (éléments majeurs essentiellement) de manière semi-quantitative (en nombre de coups/seconde), ont été réalisées via un scanner « *Avaatech* » sur les carottes ANE-C3 (cette étude ; Ifremer, Plouzané) et BET-8 (*Traini, 2009* ; EPOC,

Bordeaux). Ces analyses ont été effectuées à un pas de 1 cm, sauf pour les niveaux les plus grossiers pour lesquels l'acquisition est interrompue. Deux passages ont été effectués, un premier à 10 kV pour mesurer les éléments chimiques allant de l'Aluminium (Al) au Fer (Fe) et un second à 30 kV pour les éléments allant du Nickel (Ni) au Plomb (Pb).

Cette analyse étant semi-quantitative, il est nécessaire de normaliser les résultats sous la forme d'un ratio établi sur l'élément conservatif Al ou sur un autre élément considéré comme caractéristique de la phase détritique (*Thomson et al., 2006*). Dans cette étude, des matrices de corrélation ont été réalisées entre les éléments afin d'établir des ratios entre éléments non similaires porteurs d'un signal environnemental spécifique. Ces matrices de corrélation, réalisées grâce au package Hmisc sous l'interface R (version 4.1.2, R Development Core Team, 2021 ; <http://www.r-project.org/>) sont présentées et plus amplement développées dans les chapitres suivants.

II.2.3. Analyses perte au feu (ou LOI pour « *Loss On Ignition* »)

Pour les carottes MD08-3204 CQ (*Baltzer, pers. comm*) et ANE-C3 (*Gorczyńska, 2022*), la teneur en carbone organique (% TOC) et la calcimétrie (% CaCO₃) ont été obtenues par perte au feu (ou LOI pour « *Loss On Ignition* ») d'après le protocole établi par *Heiri et al. (2001)*. Les sédiments ont été chauffés à 105°C pendant 16h, permettant d'éliminer l'humidité résiduelle. Après la première pesée, les échantillons ont été chauffés à 550°C pendant 4h afin que le matériel organique contenu dans le sédiment soit oxydé et transformé en gaz carbonique (CO₂). A la fin de cette étape, la deuxième pesée permet de calculer la teneur en carbone organique (%TOC). Enfin, les sédiments ont été chauffés à 950°C pendant 2h, et la dernière pesée permet de calculer la teneur en carbonate (%CaCO₃).

III. Les analyses palynologiques : grains de pollen et dinokystes

La palynologie, signifiant étymologiquement l'étude de la poussière (du grec *palê*), est une science qui s'intéresse à l'étude des microfossiles à paroi organique d'une taille inférieure à 200 µm, comprenant notamment les grains de pollen (Phanérogames), les spores (Cryptogames) et les kystes de dinoflagellés (ou dinokystes, formes de résistance d'algues unicellulaires du groupe des dinoflagellés). Ces palynomorphes sont entourés d'une membrane extrêmement résistante, ce qui permet leur conservation dans des sédiments parfois très anciens (e.g., plusieurs centaines de millions d'années). Grâce à cette propriété, ce sont des outils clés dans la reconstitution des paléoenvironnements continentaux (pollen et spores) et des conditions environnementales marines de surface (dinokystes).

Après avoir présenté les principaux palynomorphes identifiés dans les lames palynologiques (grains de pollen, spores et dinokystes) et les critères d'identification, leur signification écologique est ensuite abordée. Enfin, la dernière partie présente le protocole employé pour l'extraction de ces bioindicateurs (i.e., protocole de traitement palynologique) ainsi que les méthodes de traitements effectuées sur les données brutes issues des comptages au microscope.

III.1. Le pollen

Les grains de pollen produits par les étamines (organes reproducteurs) sont les gamètes mâles des Angiospermes (Phanérogames ou plantes à fleurs) et des Gymnospermes (conifères) lors de la reproduction sexuée.

III.1.1. Morphologie générale et critères d'identification des grains de pollen

La paroi externe des grains de pollen, le sporoderme, se compose de deux couches : l'exine (membrane externe non cellulosique et très résistante) et l'intine (membrane cellulosique fragile ; [Figure III-1a](#)). L'exine est constituée de sporopollénine, un composé formé de chaînes hydrocarbonées, qui permet au pollen de résister aux processus diagénétiques (i.e., post-dépôt dans le bassin sédimentaire) et aux attaques chimiques (i.e., protocole de palynologie) sauf en cas d'oxydation importante (*Defer et Suc, 2003*). Chaque grain de pollen possède de nombreux caractères d'identification permettant de les relier à la plante productrice, généralement identifiable au niveau du genre pour les arbres et au niveau de la famille pour les herbacées (*Reille et Ponce, 1990*). L'identification repose sur : i) la taille et la forme du grain de pollen, ii) l'ornementation ([Figure III-1 b](#)), iii) le nombre et le type d'ouvertures (e.g., sillons et/ou pores ; [Figure III-1 c](#)). Dans le cadre de cette étude, les ouvrages de *Beug (1961)* et de *Reille (1995)*, ainsi que la collection de référence du Laboratoire Geo-Océan (IUEM, Plouzané), ont été utilisés pour la détermination des grains de pollen. Quelques exemples de pollen identifiés dans le cadre de cette étude sont présentés en [Annexe 1](#).

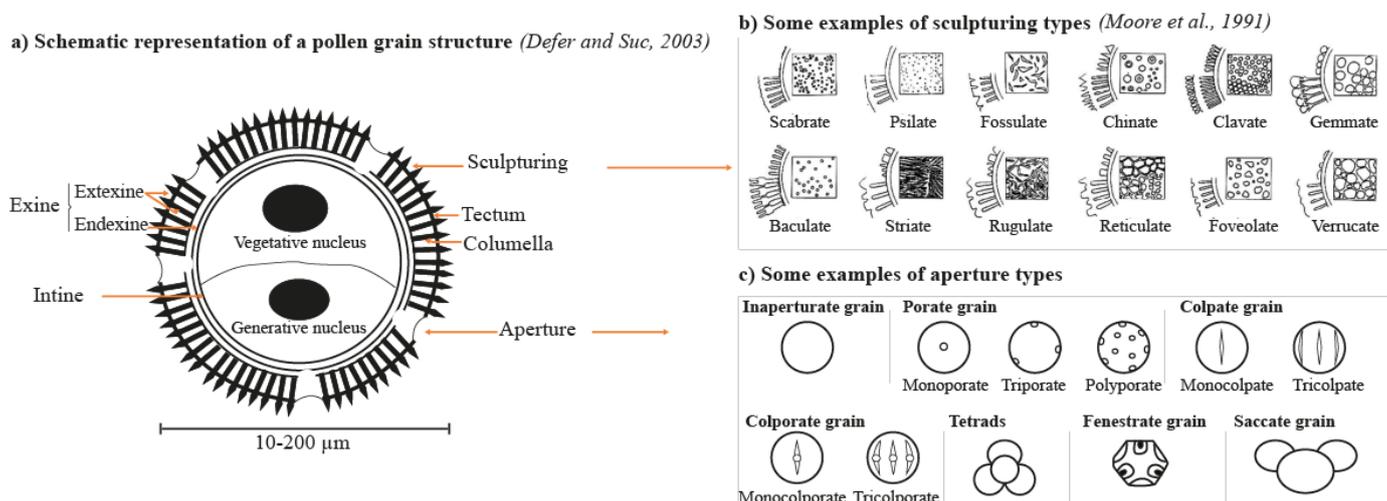


Figure III-1 : Schémas a) de la morphologie générale d'un grain de pollen (d'après Suc and Defer, 2003), b) des différents types d'ornementation (d'après Moore et al., 1991) et c) quelques exemples de type d'apertures.

III.1.2. Diffusion du signal pollinique : de la production à l'enregistrement dans les sédiments

La production pollinique varie considérablement entre les espèces selon les stratégies de reproduction (i.e., rythme de floraison de la plante) et selon les moyens employés par la plante pour diffuser ses gamètes (i.e., vent, eau, et/ou animaux). Ainsi, une plante utilisant le vent comme moyen de dissémination pour ses grains (i.e., plante anémogame) doit en produire de grandes quantités pour augmenter ses chances de fécondation et contrebalancer les pertes importantes. *A contrario*, les végétaux utilisant les êtres vivants (principalement les insectes) pour diffuser leurs grains (i.e., plantes entomophiles) connaissent moins de perte, car la diffusion est plus orientée, et sont donc de plus faibles producteurs polliniques. Cette production pollinique différentielle engendre de fortes distorsions entre le couvert végétal réel et les grains de pollen dispersés et enregistrés dans les sédiments (Lambert et al., 2017 ; Figure III-2). Ainsi, les taxons arboréens étant de grands producteurs polliniques pour la plupart des espèces, ont tendance à être sur-représentés dans les sédiments (Broström et al., 2008 ; Mazier et al., 2008, 2015 ; Lebreton et al., 2010 ; Sjögren et al., 2015 ; Lambert et al., 2017 ; Figure III-2). Par ailleurs, certains grains de pollen sont privilégiés par leur morphologie. C'est le cas de certains Gymnospermes (e.g., *Pinus*), dont les pollens à ballonnets peuvent être transportés sur de grande distance, engendrant leur sur-représentation dans les domaines marins notamment (Turon, 1984 ; Holmes, 1994).

Dans les sédiments anciens, la représentation pollinique est également affectée par des problèmes de préservation différentielle des grains de pollen. Tout d'abord, le type de sédiment peut affecter leur conservation. Un sédiment grossier (i.e., sable) a tendance à être stérile en

grains de pollen tandis qu'un sédiment fin (i.e., silt, argile) présente un fort potentiel de préservation. En outre, certains facteurs externes (attaque microbienne, oxydation, pH) peuvent entraîner la corrosion voire la destruction des grains de pollen. Cependant, certains grains sont plus résistants que d'autres en raison de caractéristiques internes favorables (teneur en sporopollénine, morphologie du grain, épaisseur de l'exine ; *Havinga, 1967 ; Lebreton et al., 2010*). Deux critères peuvent être utilisés pour évaluer le degré d'altération d'un échantillon (*Hall, 1981*). Premièrement, des fréquences élevées de pollen détériorés ou indéterminables peuvent indiquer qu'un assemblage est altéré et que les comptages polliniques sont biaisés en faveur de grains mieux conservés et plus facilement reconnaissables. Deuxièmement, si la concentration pollinique est inférieure à 2 500 grains/cm³ de sédiments sec, l'assemblage est considéré comme fortement altéré (*Hall, 1981*). Il faudra alors considérer comme suspect des échantillons présentant de faibles concentrations et/ou diversités, ou des sur-représentations d'un taxon inhabituel. Dans ce dernier cas, il sera important de veiller à vérifier que ces sur-représentations puissent être expliquées ou non (i.e., contaminations, processus taphonomiques).

Dans les études paléoenvironnementales, il est important de prendre en compte tous les processus susceptibles de biaiser l'image finale des assemblages polliniques lors de leur enregistrement dans les sédiments. De plus, **les spectres polliniques reflètent des signaux liés à une production pollinique i) locales à distales en fonction des bassins sédimentaires étudiés, des bassins versants concernés et des forçages climatiques impliqués dans le transport des palynomorphes continentaux, et ii) moyennés sur plusieurs dizaines à centaines d'années** (en fonction des résolutions d'étude) intégrant des **fluctuations saisonnières de la production** des taxons en **fonction des variations paléoclimatiques passées**.

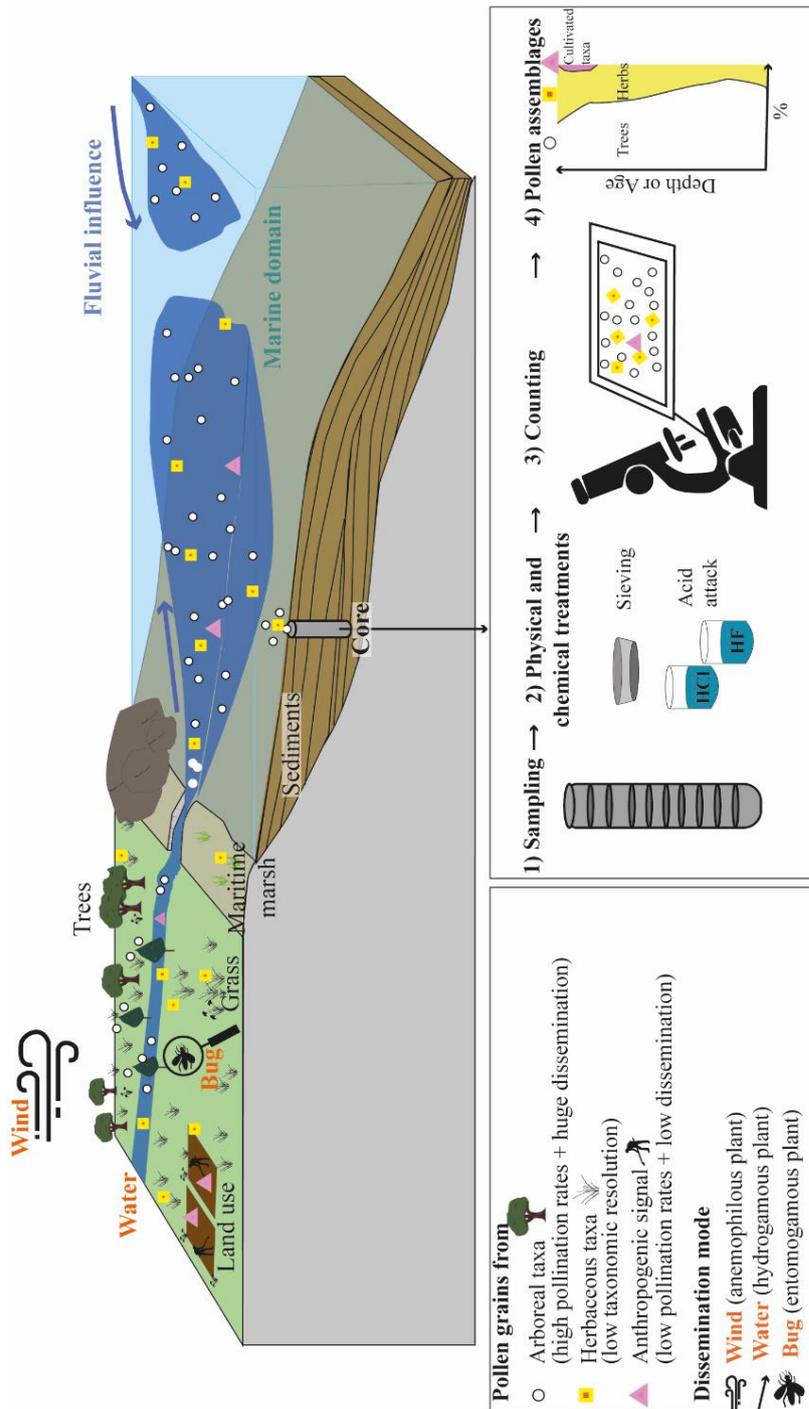


Figure III-2 : Modèle conceptuel des processus contribuant à la représentativité différentielle des grains de pollen dans les assemblages polliniques (inspiré de Chevallier et al., 2020). Les ronds blancs représentent les grains de pollen émis par les taxons arboréens, produits en grande quantité et transportés sur de longues distances par le vent et les rivières. Les carrés jaunes symbolisent les grains de pollen produits par des taxons herbacés, dont la résolution taxonomique et les capacités de disséminations sont moindres. Les triangles roses représentent les grains de pollen émis par les taxons dits anthropiques ou cultivés, produits en faible quantité et transportés sur de courtes distances. Les grains de pollen s'accumulent dans les sédiments (marins, tourbeux ou encore lacustres), et sont collectés à la suite d'un carottage. Les échantillons sédimentaires récupérés sont traités en laboratoire, le résidu pollinique est compté sous microscope optique. L'assemblage pollinique résultant de cette observation est affecté par tous ces processus de représentativité différentielle menant à une sur-représentation des taxons arboréens et une sous-représentation des taxons herbacés.

III.1.3. Ecologie et principaux groupements végétaux

Dans l'objectif de simplifier les diagrammes obtenus à l'issue des comptages polliniques, certains taxons ont été sommés en fonction de leurs affinités écologiques et/ou anthropiques (Tableau III-6).

	Type of vegetation cover	Species or families associated		
Arboreal taxa	* Forest system	<i>Quercus, Corylus, Hedera, Betula, Ulmus, Tilia, Fagus, Carpinus, Populus, Taxus, Abies, Juniperus, Ribes, Pinus</i>	*AP : sum of arboreal taxa	
	* Scrubs	<i>Hedera, Ilex, Viburnum, Rubus, Lonicera, Ligustrum, Prunus</i>		
	Riparian trees	<i>Alnus, Salix, Fraxinus</i>		
	Non-indigenous taxa	<i>Castanea, Vitis, Quercus ilex, Buxus, Juglans</i>		
Herbaceous taxa	NAP: Non-Arboreal taxa	Poaceae, Chenopodiaceae, Asteroideae, Brassicaceae, Cichorioideae, Cyperaceae, Ericaceae, Lotus, Juncaceae, <i>Plantago</i> spp., Primulaceae, Ranunculaceae, <i>Saxifraga Sagittaria</i> , Amaryllidaceae, Apiaceae, Boraginaceae, Campanulaceae, <i>Centranthus</i> , <i>Spergula/Spergularia</i> , Caryophyllaceae, <i>Sedum</i> , Crassulaceae, <i>Ephedra</i> , Euphorbiaceae, <i>Trifolium</i> , Fabaceae, Gentianaceae, Geraniaceae, <i>Myriophyllum</i> , Iridaceae, <i>Lemna</i> , Liliaceae, <i>Papaver</i> , <i>Plantago maritima</i> , <i>Veronica</i> , <i>Armeria</i> , <i>Limonium</i> , Oenotheraceae, Rosaceae, <i>Euphrasia</i> , Scrophulariaceae, <i>Typha/Sparganium</i> , Rubiaceae, <i>Viola</i> , <i>Hypericum</i> , <i>Polygonum</i> , Lamiaceae, <i>Althaea</i> , <i>Helianthemum</i> , <i>Matthiola</i> , <i>Convolvulus</i>		
	Aquatic taxa	<i>Typha/Sparganium, Potamogeton, Lemna, Lotus Myriophyllum, Nuphar, Mentha, Hydrocharis, Alisma plantago aquatica, Nymphaea</i>		
	Moors	<i>Ulex, Caluna</i> , Ericaceae, <i>Cytisus</i>		
	Taxa associated with human disturbance			
	API: Anthropogenic Pollen Indicators Adventitious + ruderal taxa	<i>Plantago lanceolata, Plantago coronopus, Rumex acetosa/acetosella, Mercurialis annua, Centaurea cyanus, Papaver</i> , Urticaceae, <i>Polygonum aviculare, Polygonum minus, Potentilla, Trifolium, Artemisia</i> No considered in coastal domain: Brassicaceae, Amaranthaceae, Apiaceae		
	PPI: Pastoral Pollen Indicators	<i>Plantago lanceolata</i> , Asteroideae, Cichorioideae		
	Cultivated taxa	<i>Cerealia</i> -type (including <i>Seccale cereale, Triticum</i>), Cannabaceae, <i>Zea mays, Linum</i>		

Tableau III-6 : Ensemble des taxons polliniques identifiés dans le cadre de cette thèse, regroupés d'après leur affinités écologiques et/ou anthropiques (sur le modèle de Rivière, 2007 ; Quéré et al., 2008). Quelques-uns des principaux taxons identifiés sont illustrés en Annexe 1.

III.1.4. Les indicateurs polliniques d'anthropisation (IPA)

Si la diminution des taxons arboréens par rapport à la somme totale des grains de pollen comptés renseigne sur le degré d'ouverture du paysage, cet indice seul ne suffit pas comme marqueur d'anthropisation. Il doit coïncider avec une augmentation des plantes cultivées, adventices (associées aux zones de culture) et/ou rudérales (associées aux zones anthropisées ; **Tableau III-6**). Les exigences écologiques de ces taxons polliniques associés à l'anthropisation ont été largement discutés afin de classer ces espèces selon leur appartenance à un ou plusieurs types d'utilisation des sols tels que les champs de céréales, les pâturages humides ou secs, les prairies fauchées, les friches, ou les communautés rudérales (Europe du Nord : *Behre, 1981, 1986* / Suède : *Gaillard et al., 1994* / Norvège : *Hjelle, 1999* / Hongrie : *Magyari et al., 2004* / Pyrénées et Jura, France : *Mazier, 2006 ; Mazier et al., 2009* / Franche-Comté, France : *Brun, 2011* / Bretagne : *Marguerie, 1992*). Néanmoins, cette classification se heurte à plusieurs difficultés. En effet, la détermination de certains taxons se limite à la famille (i.e., Poaceae, Amaranthaceae). Or, certaines espèces d'un même genre possèdent des exigences écologiques différentes et peuvent ainsi se retrouver groupées sous la même détermination. De plus, certaines espèces identifiées comme indicatrices d'anthropisation (e.g., Amaranthaceae) peuvent présenter un large spectre écologique et être présentes également dans des milieux « naturels » (e.g., le chénopode blanc et l'obione de la famille des Amaranthaceae prolifèrent dans les champs cultivés et dans les marais maritimes, respectivement). Parmi les taxons considérés comme anthropiques dans les archives continentales et ayant des affinités écologiques avec le littoral, on peut également citer *Plantago coronopus*, les Apiaceae ou encore les Brassicaceae (*Behre, 1981 ; Babier, 1999 ; Brun, 2011 ; Queré et al., 2008*).

L'enregistrement de l'impact anthropique en milieu côtier est difficile à mettre en évidence. Seule la **concomitance de plusieurs signaux** (i.e., hausse des taxons herbacés et des IPA, et, de manière générale, de la diversité floristique, synchrone avec la baisse des taxons arboréens) **peut mettre en évidence de manière plus robuste le développement des activités humaines.**

III.1.5. Le cas des taxons cultivés : problématique de l'identification de *Cerealia*-type

L'identification d'un système agraire dans les spectres polliniques fossiles repose sur la présence de grains de pollen de culture. La distinction entre les grains de pollen de graminées sauvages et cultivées se fait principalement sur des critères morphométriques (*Beug, 1961 ; Leroyer, 1997 ; Joly et al., 2007*). Pour le milieu littoral de l'ouest de la France, *Joly et al.*

(2007) ont réalisé une étude statistique des caractéristiques biométriques sur 39 graminées sauvages et seulement 4 espèces cultivées. Ils ont conclu que les seuils de 47 μm pour le diamètre du grain et de 11 μm pour celui du pore étaient suffisamment discriminants pour réduire le risque de classer un grain sauvage parmi les espèces cultivées. Ces seuils restent cependant sujets à caution puisque certaines espèces de graminées présentes sur le littoral (e.g., *Elymus* et *Hordelymus*) possèdent des grains de grandes dimensions égalant celles atteintes par les grains de pollen de céréales (Beug, 1961 ; Heim, 1970 ; Planchais, 1971). Par ailleurs, ce critère est restrictif pour de nombreuses variétés cultivées dont le grain de pollen est de plus petite dimension, à l'image des premières graminées domestiquées au Néolithique (< 47 μm ; Rösch, 1998).

Dans la suite de ce manuscrit, nous identifions comme **Cerealia-type** les grains conformes au seuil « 47 μm -11 μm » (Joly et al., 2007), en gardant à l'esprit que ce seuil est sujet à caution et fait actuellement l'objet d'une étude statistique plus poussée (Lambert et al., in prep.). Ainsi, **la présence éparse dans un diagramme pollinique de grains de type Cerealia sans autre marqueur pollinique d'anthropisation, peut également être attribuée à des espèces de graminées sauvages.** La dénomination *Cerealia*-type regroupe différentes espèces telles que *Triticum*-type, *Hordeum*-type, *Avena*-type (Beug, 2004), que nous n'estimons pas pouvoir identifier de façon certaine.

III.2. Les spores

Dans les sédiments anciens, il est fréquent de rencontrer des spores. Ces agents de la reproduction des Bryophytes (mousses, lichens) et Ptéridophytes (fougères) possèdent une membrane similaire à celle des grains de pollen (i.e., sporopollénine), leur conférant une bonne résistance pendant les processus diagénétiques et protocoles chimiques d'extraction des palynomorphes. Le sporoderme est constitué de deux couches : l'exospore (parfois ornementé) et l'endospore. Celui-ci est incisé par une ouverture de forme monolète (ouverture linéaire) ou trilète (ouverture en Y), permettant la germination (Figure III-3).

En raison de leur cycle de reproduction complexe (sporulation aléatoire ; Barbier, 1999) leur présence et leur quantification sont difficilement interprétables.

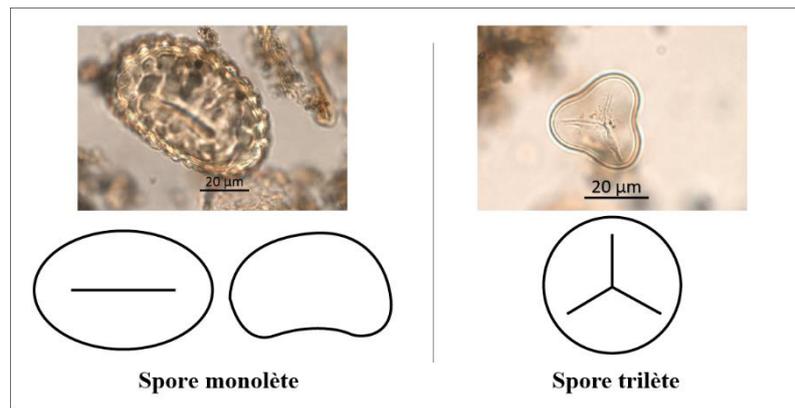


Figure III-3 : Photographies et schémas de spores monolètes et trilètes.

III.3. Les kystes de dinoflagellés

III.3.1. Les dinoflagellés

Les dinoflagellés sont des eucaryotes unicellulaires vivant dans la partie supérieure de la colonne d'eau. Ils peuvent être autotrophes, hétérotrophes (Evitt, 1985 ; Dale, 1996 ; Gómez, 2012) ou encore mixotrophes, alliant les deux stratégies de nutrition par la photosynthèse et la phagocytose. Certains ont même développé une activité symbiotique ou parasitaire. Etant le plus souvent photosynthétiques, ils constituent avec les diatomées et les coccolithophoridés une partie importante du phytoplancton, et jouent un rôle primordial dans le réseau trophique.

La plupart des formes de dinoflagellés sont dites thécales, leur membrane étant formée de plaques polygonales en cellulose ou en calcaire (Figure III-4a), et les autres formes sont dites athécales. Ils possèdent deux flagelles, décrivant un mouvement hélicoïdal, ce qui leur permet de se mouvoir verticalement dans la colonne d'eau, à la recherche de conditions environnementales favorables à leur développement. Leur prolifération est contrôlée par divers facteurs tels que la pénétration de la lumière, la température, la salinité, la présence d'éléments nutritifs (e.g., nitrates, phosphates). Leur concentration est maximale dans les zones côtières et néritiques où des blooms de grande ampleur peuvent être observés. La forme dite végétative des dinoflagellés n'est pas fossilisable et se dégrade dans les sédiments sous l'effet des processus d'oxydation et de dégradation de la matière organique.

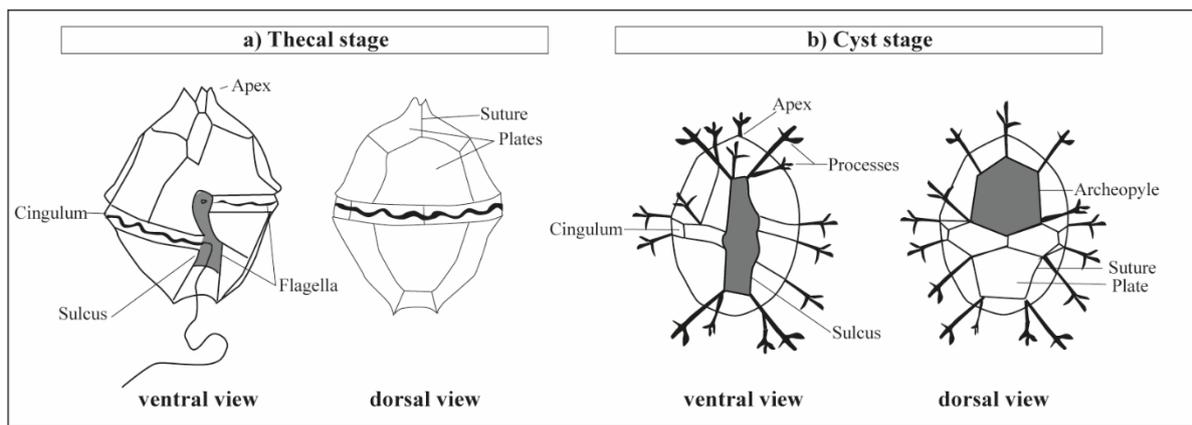


Figure III-4 : Morphologie d'un dinoflagellé appartenant au groupe des Gonyaulacales. a) Forme thécale (*Gonyaulax* sp.) et b) forme enkystée (genre *Spiniferites* ; d'après de Vernal et Marret, 2007).

III.3.2. Les dinokystes ou kystes de dinoflagellés

Au cours de leur cycle de vie, 10 à 20% des dinoflagellés produisent des kystes, dès lors nommés dinokystes (Dale, 1976, 1983 ; Taylor, 1987 ; Dodge et Harland, 1991 ; Head, 1996 ; Figure III-4b et Figure III-5). Cette phase d'enkystement permet de protéger les cellules diploïdes durant une phase de dormance pouvant durer plusieurs mois à siècle (Lewis et al., 1999). L'amélioration des conditions environnementales permet l'exkystement (Figure III-5) de la forme mobile (le dinoflagellé) à travers l'archéopyle (Anderson, 1980 ; Steidinger, 1983 ; Figure III-4b). La membrane externe des dinokystes est composée de dinosporine, un polymère organique chimiquement proche de la sporopollénine des grains de pollen et des spores, leur conférant une grande résistance, et donc la capacité de se conserver dans les sédiments (Evitt, 1985). Il faut cependant évoquer qu'une oxygénation plus importante des fonds océaniques et une granulométrie grossière des sédiments sont des facteurs agissant sur leur dégradation, cette dernière étant qui plus est sélective en fonction des taxons, à l'instar des taxons hétérotrophes davantage sensibles aux conditions oxiques (Zonnevel et al., 2001, 2007 ; Lambert et al., 2022).

Sur les 2 377 espèces de dinoflagellés recensés (Gómez, 2012), seulement une centaine de taxons de dinokystes sont aujourd'hui reconnus. De nombreuses incertitudes sur la classification des dinokystes perdurent puisque les liens entre les formes enkystées et végétatives sont difficiles à établir (Rochon et al., 2009). L'identification des kystes de dinoflagellés repose sur divers critères : i) la forme et la taille du kyste, ii) la forme et la position de l'archéopyle, iii) les processus (i.e., extensions soutenant les plaques celluloses de la forme végétative ; Figure III-4b) dont la forme, la taille, la position et les terminaisons varient. Dans le cadre de cette étude, la détermination des dinokystes repose sur les ouvrages suivants :

Rochon et al. (1999) ; van Nieuwenhove et al. (2020). Quelques exemples de dinokystes identifiés dans le cadre de cette étude sont présentés en Annexe 2.

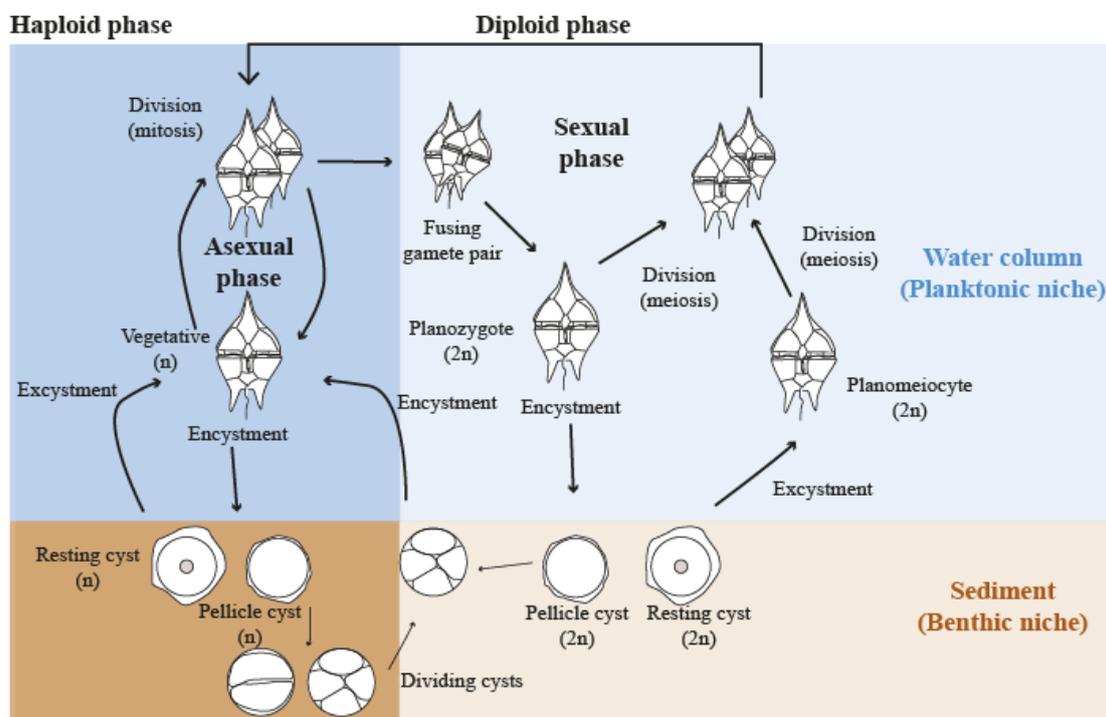


Figure III-5 : Représentation schématique du cycle de vie des dinoflagellés (d'après Bravo et Figueroa, 2014).

III.3.3. Ecologie et distribution actuelle des dinokystes

Les micro-paléontologues se sont largement consacrés à décrire l'écologie et la distribution des formes enkystées dans les sédiments de surface actuels, dans l'objectif d'interpréter les conditions paléoenvironnementales à partir des assemblages fossilisés dans les sédiments anciens. Ces études « modernes » ont permis de déterminer les paramètres actuels régissant la distribution des espèces tels que la salinité, la température, la concentration en nutriments ainsi que les conditions de productivité primaire ou encore la distribution des kystes le long d'un gradient inshore (/domaine côtier proximal) à offshore (/domaine marin distal) (e.g., *Zonneveld et al., 2013* ; *van Nieuwenhove et al., 2020* ; *Marret et al., 2020* ; *de Vernal et al., 2020*).

Le long du plateau sud-armoricain, secteur étudié dans ce travail doctoral, la distribution moderne des dinokystes a été récemment étudiée (*Ganne et al., 2016* ; *Penaud et al., 2020* ; *Lambert et al., 2022*). *Penaud et al. (2020)* ont classé ces taxons en groupes écologiques selon différents contextes bathymétriques le long d'un transect marin (/distal ou offshore) à côtier (/proximal), de la manière suivante : i) estuarien, ii) baie peu profonde à domaine néritique

médian, iii) domaine néritique externe, et iv) domaine océanique distal (Figure III-6). Dans la suite du manuscrit, nous nous référerons à ces groupements écologiques plus amplement détaillés dans la Figure III-6.

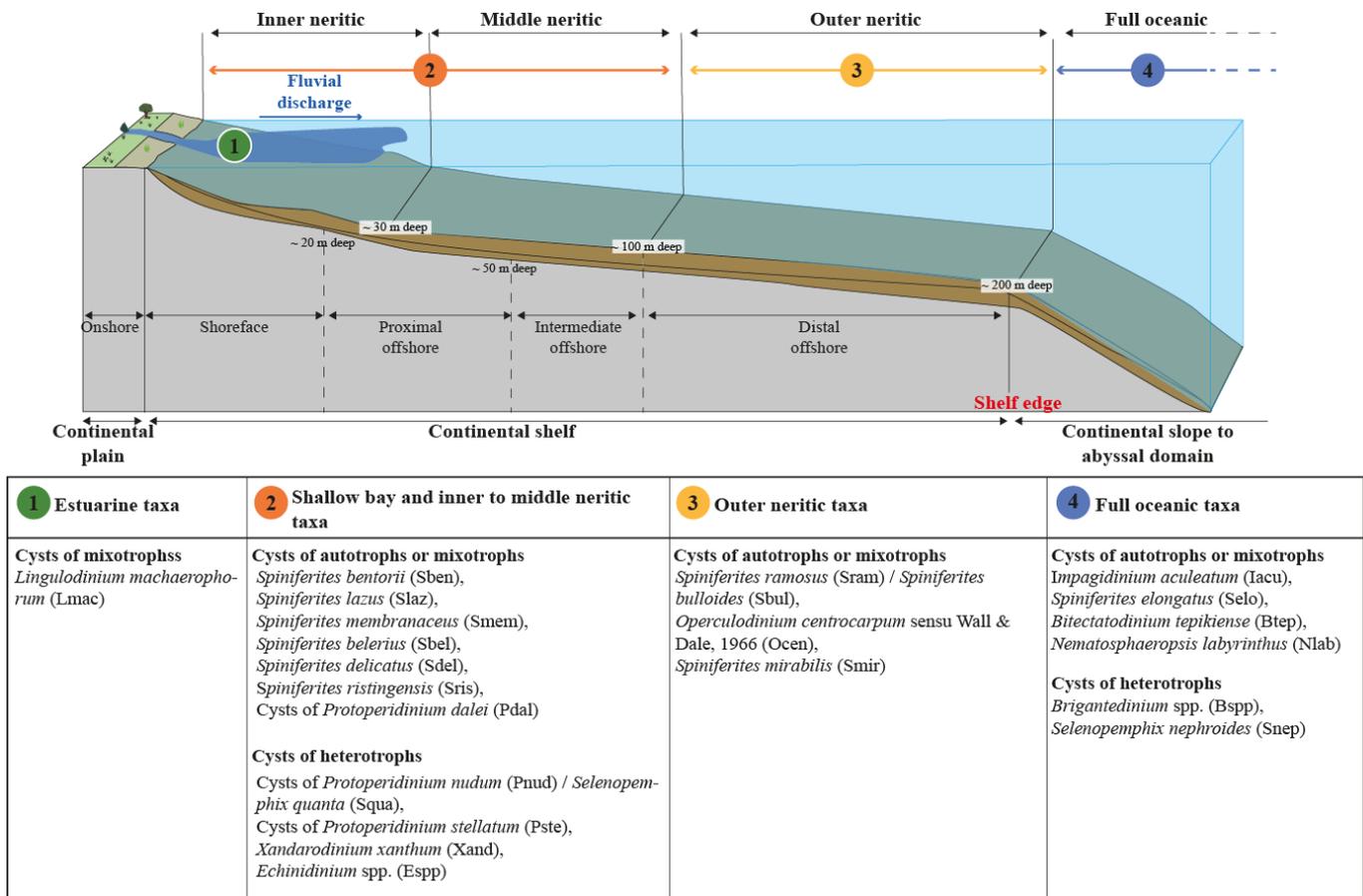


Figure III-6 : Version schématisée de la plateforme continentale sud-armoricaine, sur laquelle figurent les différentes zones marines (domaines néritiques à océanique distal) ainsi que les dinokystes identifiés durant cette thèse, répartis le long de ce transect proximal-distal d'après leur affinité écologique, tel que défini dans Penaud et al. (2020). Les principaux taxons identifiés sont illustrés en Annexe 2.

III.4. Protocoles palynologiques : du sédiment au microscope

Dans le cadre de cette thèse l'outil palynologique a été appliqué sur les carottes ANE-C3, prélevée en milieu continental humide à Plouescat, et MD08-3204 CQ, prélevée en contexte marin dans la Baie de Quiberon.

III.4.1. Traitement en laboratoire : extraction des palynomorphes (pollen et/ou dinokystes)

- *Protocole pour les sédiments*

Les traitements palynologiques ont été réalisés au laboratoire Geo-Ocean (IUEM, Plouzané) pour la carotte MD08-3204 CQ et au laboratoire EPOC (Univ. Bordeaux, Pessac) pour la carotte ANE-C3, en suivant la procédure établie par *de Vernal et al. (1999)*. Chaque échantillon (environ 2 cm³ de sédiment brut) est tamisé à 150 µm, pour se débarrasser de la fraction grossière. Avant de commencer les traitements, un nombre connu de spores exotiques (*Lycopodium*) est ajouté et servira au calcul des concentrations absolues en palynomorphes (cf. [partie III.4.2.](#) ci-après). La fraction inférieure à 150 µm est alors traitée chimiquement par ajout à froid d'acide chlorhydrique (HCl à 10-25 puis 50%) puis d'acide fluorhydrique (HF à 40 puis 70%) afin de dissoudre les fractions carbonatées et siliceuses, respectivement. Ensuite, les fractions minérales fines (dont les argiles) sont tamisées à 10 µm à l'aide de tamis en nylon à usage unique et grâce à un système de filtration sous pompe à vide. Le protocole plus détaillé peut être trouvé en [Annexe 3](#).

- *Protocoles pour les mousses : l'acétolyse*

Pour l'étude pollinique menée sur les mousses prélevées à Plouescat, une acétolyse a été réalisée au laboratoire Geo-Ocean (UBS, Vannes). Deux traitements chimiques sont effectués, un premier avec de l'acide acétique (CH₃COOH), le second avec de l'anhydrique acétique (C₄H₆O₃) et de l'acide sulfurique (H₂SO₄). Les proportions doivent être respectivement de 9 pour 1. Après avoir placé les échantillons au bain marie (90°C) pendant environ 8 minutes, la réaction est stoppée via l'ajout d'acide acétique. Après centrifugation, le culot concentré en grains de pollen est rincé plusieurs fois à l'eau distillée avant d'être récupéré.

III.4.2. Comptage et phases de post-traitement des données brutes

Les résidus ainsi extraits et concentrés en palynomorphes sont montés sur des lames mobiles puis observés au microscope optique Leica DMC 2500 à un grossissement x630 à x1000. Dans chaque niveau, 300 grains de pollen (100 en dehors du taxon dominant) minimum ont été comptés (*Fatela et Taborda, 2002*). Pour les dinokystes, 150 individus (100 en dehors du taxon dominant) minimum ont été comptés (*Mertens et al., 2009*). Ces seuils de comptage permettent de garantir un assemblage statistiquement fiable et d'obtenir un panorama suffisamment détaillé des espèces présentes.

Les taxons polliniques et les dinokystes sont décrits en pourcentages, calculés en fonction de la somme totale de spécimens identifiés par groupe taxonomique. Pour les assemblages polliniques, en fonction des sites étudiés, certains taxons sont extraits de cette somme totale. Pour la carotte MD08-3204 CQ, le pin (*Pinus*) a été exclu car sur-représenté dans ce type d'environnement marin. Pour la carotte ANE-C3, séquence continentale située dans une vallée fluviale, les taxons sur-représentés exclus sont les taxons locaux (i.e., *Alnus*, taxons aquatiques, Cyperaceae). Les données palynologiques peuvent également être exprimées en concentrations absolues (i.e., nombre de palynomorphes/cm³ de sédiment sec analysé). Ce calcul repose sur le comptage des spores exotiques de *Lycopodium* ajoutées en amont des traitements chimiques (Annexe 3). Les concentrations absolues sont calculées de la manière suivante :

$$C = \frac{N}{V} * \frac{L}{l}$$

avec *C* : concentration exprimée en nombre de palynomorphes/cm³ de sédiment sec analysé ; *N* : nombre de palynomorphes comptés ; *L* : nombre de spore de *Lycopodium* ajoutées ; *l* : nombre de spores de *Lycopodium* comptées ; *V* : volume en cm³ de sédiment sec traité.

IV. Les analyses micropaléontologiques sur les assemblages de foraminifères benthiques

Les foraminifères sont des organismes eucaryotes unicellulaires abondants et diversifiés. Mesurant pour les formes adultes de 200 µm à quelques centimètres pour les plus grands spécimens tropicaux. Les foraminifères occupent des environnements marins variés, depuis les plaines abyssales jusqu'aux milieux intertidaux, y compris les milieux saumâtres, voire hypersalins (Pawłowski, 2000). Les formes planctoniques vivent en suspension dans la colonne d'eau, tandis que les formes benthiques sont soit fixées sur un support (i.e., rochers : organismes épilithes ; plantes aquatiques ou macro-algues : organismes épiphytes ; coquilles : épibiontes) soit posées sur le sédiment (organismes épibenthiques) ou enfouies plus ou moins profondément (organismes endobenthiques).

Leur large distribution géographique ainsi que les exigences écologiques spécifiques pour chaque espèce (i.e., température, salinité, teneur en oxygène, quantité de matière organique, hydrodynamisme...) font des foraminifères, des bioindicateurs largement utilisés dans les reconstructions paléoenvironnementales.

IV.1. Caractéristiques générales

IV.1.1. Morphologie et critères d'identification des foraminifères benthiques

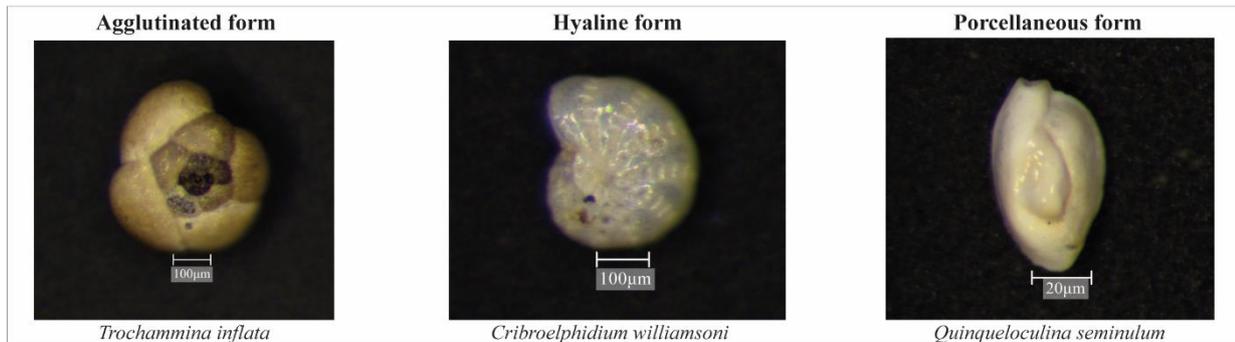
La cellule d'un foraminifère contient un cytoplasme granuloréticulé protégé par une coquille (ou test). Les interactions avec l'environnement extérieur se font par l'intermédiaire des pseudopodes, extensions cytoplasmiques accomplissant des fonctions vitales (*Sen Gupta, 1999*) telles que la locomotion, la fixation, la préhension de nourriture ou de particules sédimentaires, la reproduction ou encore l'édification du test. Ce dernier correspond à l'enveloppe plus ou moins rigide qui protège la cellule et qui peut être préservée/fossilisée. De nature variable, le test peut être composé i) de particules terrigènes ou biogènes liées par une matrice organique (test agglutiné ; [Figure III-7a](#)), ii) de cristaux de calcite ou d'aragonite biominéralisés par l'organisme (test porcelané ou hyalin ; [Figure III-7a](#)), ou être iii) organique (entouré d'une enveloppe protéique, i.e., Allogromiida ; *Gooday, 2002*). Dans le cas des tests hyalins, l'épaisseur de la couche de calcite dépend de l'âge de l'individu, mais aussi des conditions environnementales qui modifient la quantité de CaCO₃ produit (*Goubert, 1997b*). Le potentiel de fossilisation d'un test dépend de sa nature, ainsi que des conditions physico-chimiques du milieu sédimentaire dans lequel il est enfoui. Les espèces à test organique, sans coquille minérale, constituent une part importante des faunes benthiques mais ne sont généralement pas identifiables dans les études basées sur la détermination morphologique (*Goineau et Gooday, 2019 ; Anikeeva et al., 2019 ; Holzmann et al., 2022*).

Pour les foraminifères hyalins ou agglutinés, le test comprend une ou plusieurs chambres ou loges ([Figure III-7b](#)). Lorsque la cellule grandit, la loge d'habitation peut être remplacée par une loge plus grande (i.e., squelette est dit uniloculaire), ou bien de nouvelles loges sont édifiées au fur et à mesure de la croissance (i.e., le test est dit pluriloculaire ; [Figure III-7b](#)). Dans ce dernier cas, la disposition des loges peut varier : en ligne unique (test unisériel), en alternance sur deux ou trois lignes (test bi- ou tri-sériel), loges enroulées dans un plan (test planispiralé) ou selon une hélice (test trochospiralé ; [Figure III-7b](#)). L'architecture du test est différente pour les foraminifères porcelanés, l'enroulement des loges en forme de tube s'effectue selon 1, 3 ou 5 axes ([Figure III-7c](#)).

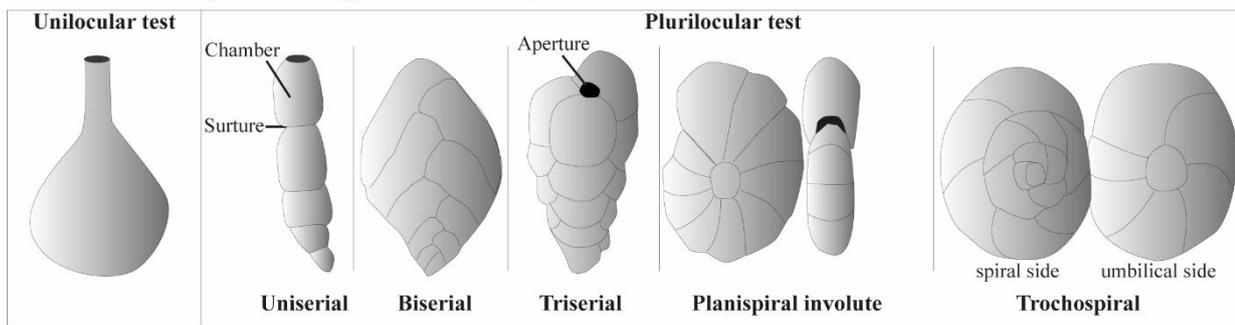
La classification des foraminifères est classiquement basée sur la nature du test et l'organisation des loges, mais d'autres critères s'ajoutent tels que la forme et la position des ouvertures ou encore l'ornementation de la surface du test (*Loeblich et Tappan, 1988, 1992 ; Sen Gupta, 1999*). Quelques exemples de foraminifères identifiés dans le cadre de cette étude sont présentés en [Annexe 4](#). Cette classification morphologique ne tient pas compte des

analyses génétiques (Pawłowski, 2000 ; Pawłowski et al., 2002 ; Hayward et al., 2004a ; Holzmann et al., 2022) qui ont démontré l'existence d'espèces cryptiques (i.e., similaires morphologiquement mais génétiquement différentes). Enfin, une espèce peut porter des noms différents, selon les auteurs, complexifiant le travail taxonomique et la comparaison des données disponibles (Murray, 2006).

a) Test



b) Chamber arrangement for agglutinated and hyaline forms



c) Chamber arrangement for porcellaneous form

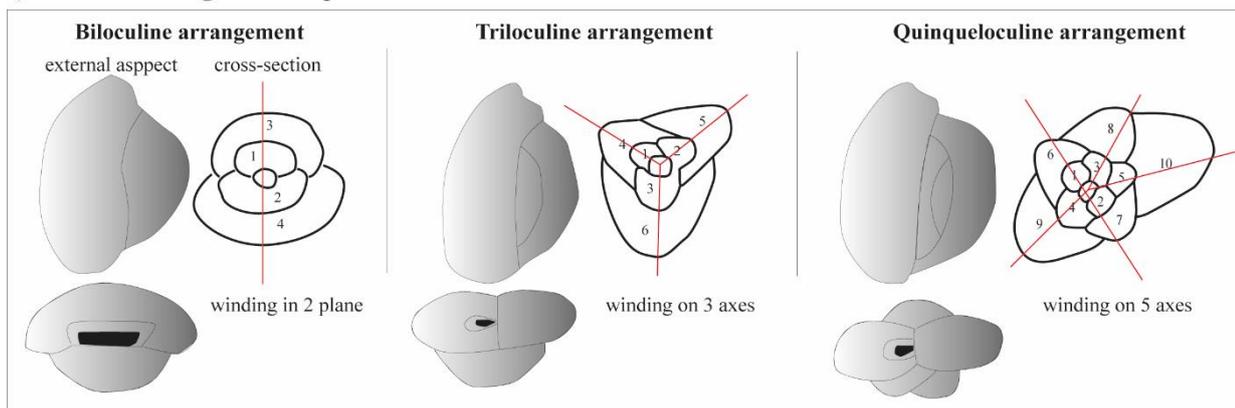


Figure III-7 : Nature et représentation schématique de l'architecture des tests de foraminifères benthiques.

IV.1.2. Mode de vie et distribution des foraminifères benthiques

Les foraminifères benthiques ont recours à plusieurs stratégies de nutrition : herbivores, détritivores, suspensivores, bactériovores, carnivores, filtreurs, omnivores ou encore parasites (Murray, 2006 ; Binczewka et al., 2015). Certaines espèces présentent des relations

endosymbiotiques avec des algues (Lee *et al.*, 1995) ou des bactéries (Bernhard, 1996, 2003). Le mode de reproduction de ces organismes unicellulaires est complexe. Les études en laboratoire ont révélé des cycles haplo-diplophasiques qui sont schématisés dans la Figure III-8.

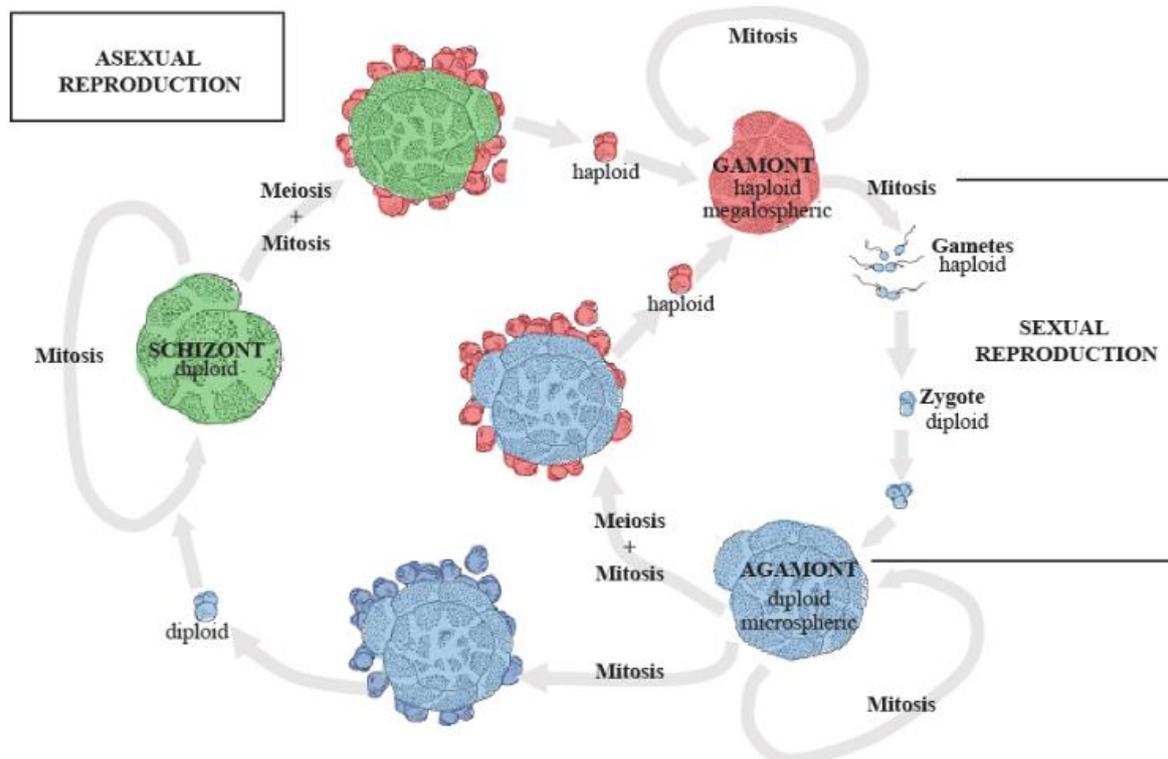


Figure III-8 : Représentation schématique du cycle de vie des foraminifères benthiques (Le Cadre, 2003).

Colonisant des environnements variés allant des abysses aux estrans (Williamson, 1858 ; Brady, 1884), les assemblages de foraminifères benthiques sont dépendants de multiples paramètres qui interagissent au sein de ces systèmes (Figure III-9). Les facteurs influençant cette répartition sont de nature abiotique (concentration de matière organique, oxygène dissous, température, salinité, pH, hydrodynamisme, nature du substrat, teneur en CaCO_3) et biotique (compétition inter- et intra-spécifique, bioturbation, prédation ; Murray, 1991, 2006). Par ailleurs, au sein d'un même environnement, les assemblages varient en fonction de la profondeur au sein du sédiment (Pujos, 1972, 1976 ; Schnitker, 1974, 1980 ; Blanc-Vernet, 1988). Il apparaît que l'abondance et la distribution des foraminifères benthiques sont majoritairement contrôlés par deux paramètres intimement liés : le flux de matière organique (Corliss et Emerson, 1990 ; Corliss, 1991 ; Gooday *et al.*, 1992 ; Moodley *et al.*, 2000, 2002) et la concentration en oxygène (Jorissen, 1999 ; Jorissen *et al.*, 1995), comme le définit le modèle TROX (Trophic and OXYgen ; Jorissen *et al.*, 1995 ; Figure III-9b).

a) Parameters responsible for foraminiferal microhabitats

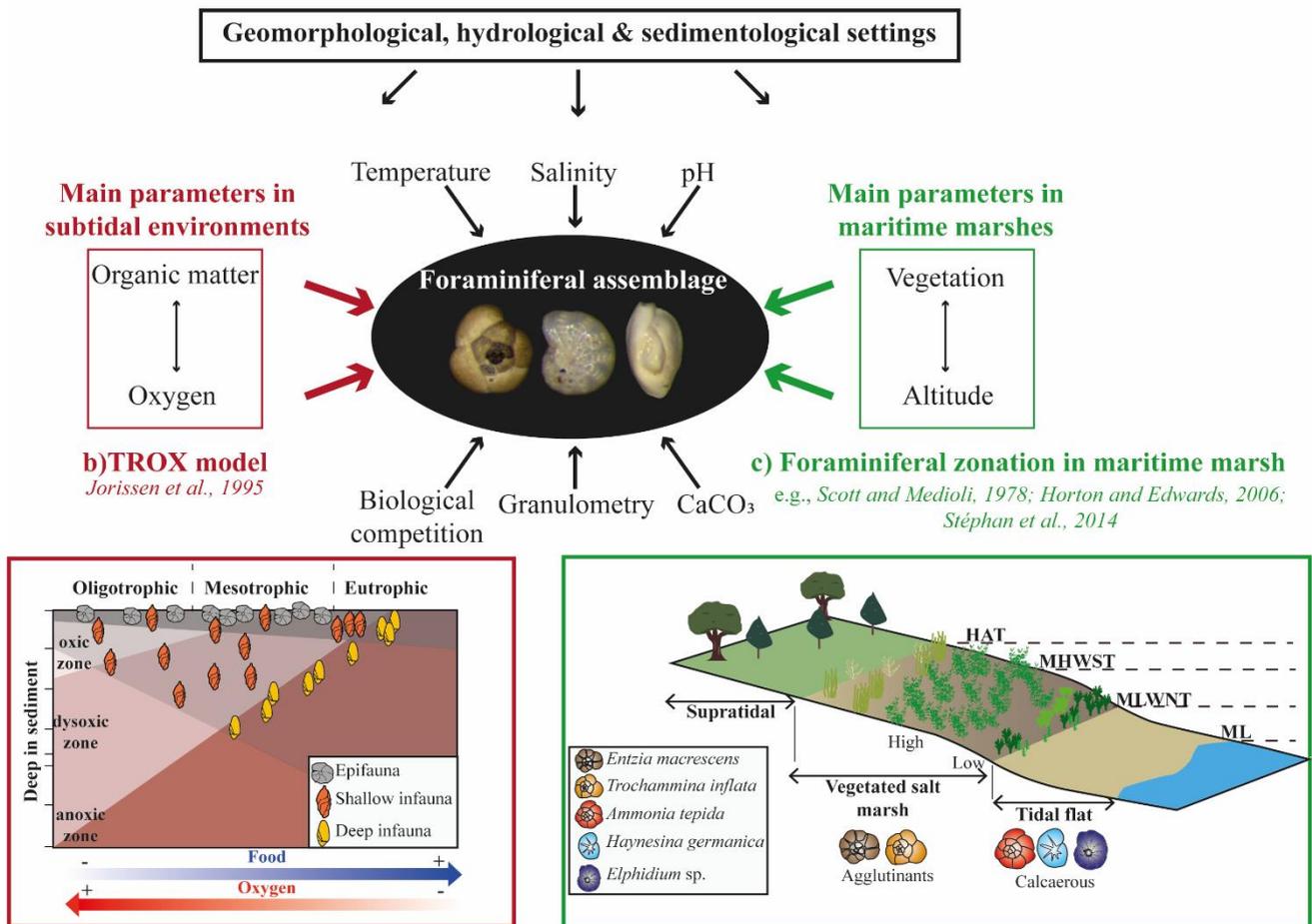


Figure III-9 : a) Ensemble des paramètres influençant la distribution des foraminifères benthiques. b) Modèle TROX expliquant les microhabitats des foraminifères dans les zones subtidales en fonction des conditions trophiques et des concentrations en oxygène (Jorissen et al., 1995). c) Distribution théorique des assemblages de foraminifères dans les environnements de marais maritime dépendant de l'altitude régissant la durée d'exposition aux conditions subaériennes (transect établi d'après Scott et Medioli, 1978 ; Horton et Edwards, 2006 ; Stéphan et al., 2014).

Dans les milieux littoraux peu profonds, la distribution des foraminifères benthiques est dépendante du contexte géomorphologique ainsi que du marnage, contrôlant non seulement la teneur en oxygène et la quantité de matière organique, mais également la salinité, la température, les conditions hydrodynamiques ainsi que le temps d'exposition en conditions subaériennes de marée basse (Schröder-Adams, 2006). Au sein des marais maritimes, la distribution des foraminifères est essentiellement dépendante de la fréquence et du temps d'exposition aux conditions subaériennes, inhérents à la position altitudinale par rapport au niveau moyen des marées et de l'éloignement de la mer (Scott et Medioli, 1978 ; Debenay et al., 2000 ; Haywards et al. 2004 ; Jorissen et al., 2022). Ainsi, dans l'ensemble des marais maritimes des milieux tempérés, la répartition des foraminifères benthiques, tout comme celle des plantes (Phleger, 1965), suit une zonation verticale dépendante de l'élévation (e.g., Scott et

Medioli, 1978 ; Horton et Edwards, 2006 ; Leorri et al, 2010 ; Rossi et al., 2011 ; Stéphan et al., 2015 ; Figure III-9c). En raison des conditions hautement variables (e.g., salinité, température, durée d’immersion), à l’échelle saisonnière voire journalière, les assemblages sont très peu diversifiés. Les schorres, correspondant aux niveaux de marée les plus élevés, sont dominés par les espèces aux tests agglutinés (e.g., *Entzia macrescens*, *Trochammina inflata*) tandis que les milieux soumis aux influences quotidiennes de la marée sont dominés par les foraminifères aux tests carbonatés (e.g., *Haynesina germanica*, *Ammonia tepida* ; Figure III-9c).

IV.2. Traitements en laboratoire et comptage des foraminifères

Dans le cadre de ce projet, deux types d’assemblages de foraminifères benthiques ont été étudiés : i) des assemblages **fossiles** issus de la **carotte BET-8**, et ii) des **assemblages actuels** issus d’échantillons de subsurface prélevés dans le marais maritime de Bétahon (**échantillons BF-21**).

IV.2.1. Méthodologie générale

Pour ces deux études, les échantillons prélevés ont été lavés et tamisés manuellement par voie humide à 63 µm, 125 µm, 500 µm et 1 mm avant d’être séchés à l’étuve à 40°C. Les fractions inférieures à 63 µm ne sont pas conservées. Afin de connaître la masse totale de sédiment, chaque fraction récoltée a été pesée à sec. Le comptage des foraminifères benthiques a été réalisé sur la fraction 125-500 µm. L’identification des espèces s’appuie sur la collection de référence du laboratoire Geo-Océan à l’UBS (Baie de la Vilaine, Golfe du Morbihan) ainsi que sur les articles de Murray (1971), Redois (1996), Goubert (1997b). La dénomination finale des genres et des espèces est conforme à la base de données WoRMS (*WoRMS - World Register of Marine Species*). Les observations étant réalisées sous loupe binoculaire, la distinction entre *Ammonia veneta*, *A. aberdoveyensis* et *A. confertitesta* (Hayward et al., 2021 ; Fouet, 2022 ; Pavard et al., 2023) n’a pas été faite et ces trois espèces sont donc regroupées sous le terme *Ammonia tepida*. De même, *Elphidium excavatum selseyensis* (écophénotype tempéré froid) et *E. excavatum lidoensis* (forme tempéré chaude), identifiés dans l’estuaire de la Vilaine (Goubert, 1997a, b) sont regroupés sous le terme *Elphidium excavatum*.

Afin d’obtenir un panorama détaillé des espèces présentes dans un échantillon, 300 spécimens ont été déterminés au minimum, permettant de garantir des assemblages fiables (Fatela et Taborda, 2002). Lorsqu’une espèce est largement dominante, le comptage a parfois

été poussé au-delà de ce seuil, afin d'obtenir au moins 100 autres spécimens. Les résultats de ces comptages sont exprimés en abondances absolues (nombre d'individus/50 g de sédiment brut), pourcentages ou encore en nombre total de taxons différents identifiés par niveau (i.e., diversité).

IV.2.2. Spécificité des échantillons de la carotte BET-8 (assemblages fossiles)

Pour la carotte BET-8, 81 échantillons ont été analysés à un pas d'échantillonnage de 40 cm pour la section inférieure de la carotte, caractérisée par une sédimentation homogène, et un pas allant de 50 à 3 cm pour la section supérieure de la carotte, marquée par une alternance de faciès grossiers à fins. Pour chaque niveau analysé, le refus de tamis (63, 125, 500 μm et 1 mm) a fait l'objet d'une estimation semi-quantitative de la nature des particules (e.g., fragments biogènes avec végétaux et coquilles de bivalves, fractions détritiques avec quartz et mica) à la loupe binoculaire (Leica M125). En raison de la faible préservation des tests, bien connue dans les milieux de marais maritime (e.g., *Jonasson et Patterson, 1992 ; Murray et Alve, 1999*), le seuil des 300 individus comptés n'a pas été atteint pour certains échantillons. Pour les niveaux concernés, tout le refus 125-500 μm a été compté, et seuls les niveaux présentant plus de 80 individus ont été représentés par le biais de données en abondances relatives (%). Dans le cas contraire, les taxons ont été représentés en occurrences.

IV.2.3. Spécificité des échantillons actuels BF-21 (assemblages modernes)

Pour les 76 échantillons (i.e., BF-21) récoltés dans les sédiments de surface du marais maritime de Bétahon, seuls les premiers centimètres, zone où se trouvent les assemblages les plus récents, ont été prélevés en suivant la méthode de la pseudo-réplication (*Hurlbert, 1984*). Cette méthode consiste à prélever des sédiments au hasard sur une surface de 1 m² à l'aide d'une cuillère. Placés dans un sac plastique, les échantillons ont été mélangés à de l'éthanol à 97% (permettant de stopper toute activité biologique qui pourrait entraîner une destruction de certains tests) auquel est ajouté du rose Bengale (facilitant l'identification des individus vivants ; *Walton, 1952*). Cette méthode de coloration du protoplasme des foraminifères présente cependant quelques biais puisque la couleur peut être difficilement repérable chez certaines espèces agglutinées aux tests épais. De plus, elle peut colorer des organismes occupant un test vide ainsi qu'un cytoplasme en cours de dégradation (*Murray, 1991*). *Figueira et al. (2012)* ont comparé deux méthodes de coloration (i.e., rose Bengale et « *CellTracker Green* ») et ont démontré l'efficacité des deux méthodes pour différencier les individus vivants des individus morts. Lors des comptages, pour être considérés comme vivants au moment du prélèvement,

les tests des foraminifères devaient présenter une coloration rose vif à l'intérieur d'au moins une loge, et pour les tests épais et/ou agglutinés tels que *Quinqueloculina seminulum* ou encore *Entzia macrescens*, *Trochammina inflata*, la présence d'une coloration interne a été vérifiée soit par cassage soit par humidification du test.

CHAPITRE IV

Le marais maritime de Bétahon : caractérisation actuelle et évolutions passées

David Ophélie * ^(a,b), **Goubert Evelyne** ^(a), **Traini Camille** ^(a), **Vidal Muriel** ^(b), **Penaud Aurélie** ^(b), **Menier David** ^(a)

(a) Geo-Ocean, Univ. Bretagne Sud, Univ. Brest, CNRS, Ifremer, UMR 6538, F-56000 Vannes, France

(b) Geo-Ocean, Univ. Brest, CNRS, Ifremer, UMR 6538, F-29280 Plouzané, France

AVANT-PROPOS

Ce **chapitre IV** est consacré à l'étude du marais maritime de Bétahon, situé sur la rive nord de l'estuaire externe de la Vilaine. Ce secteur localisé dans la partie nord-est du plateau sud-armoricain, a évolué au cours de l'Holocène sous l'impulsion de la remontée du niveau marin, qui a progressivement ennoyé le plateau continental, ainsi que sous l'influence des dynamiques fluviales, contrôlée par les variabilités hydro-climatiques. Des études sédimentologiques et sismiques réalisées dans la baie et l'estuaire externe de la Vilaine ont permis de retracer la chronologie du remplissage sédimentaire holocène en phase avec les étapes de remontée du niveau marin (*Menier et al., 2006, 2010, 2014 ; Sorrel et al., 2010 ; Traini et al., 2013*). Dans ce travail doctoral, nous cherchons à **reconstituer l'histoire paléoenvironnementale du marais maritime de Bétahon**, au travers d'études sédimentologiques et micropaléontologiques, afin de la relier à l'évolution morphologique générale de la baie et de l'estuaire de la Vilaine. Ce chapitre s'intègre dans **le premier axe de recherche** de ce travail doctoral portant sur la reconstitution des dynamiques sédimentaires passées relatives à la transgression marine holocène.

Les dynamiques sédimentaires de l'estuaire de la Vilaine et, plus spécifiquement, de la plage de Bétahon ayant précédemment été étudiées (*Goubert, 1997b ; Goubert et al., 2013 ; Stéphane, 2008 ; Goubert et Le Gall, 2016a, b ; Morio, 2017*), cela permet de mieux appréhender les apports sédimentaires alimentant actuellement le marais maritime de Bétahon. En préambule, des interprétations paléoenvironnementales holocènes, il convient désormais, de caractériser la **répartition actuelle des assemblages de foraminifères benthiques dans ce marais** et d'identifier **les paramètres ou dynamiques environnementales responsables de cette distribution** (i.e., élévation, influence tidale). L'objectif est de constituer un modèle des dynamiques bio-sédimentaires actuelles **qui servira de référence pour interpréter les assemblages de foraminifères fossiles** et ainsi affiner les modèles d'interprétation des dynamiques paléoenvironnementales holocènes du secteur.

En résumé, ce chapitre est scindé en deux parties reposant sur les principes et méthodologies suivantes :

- La **partie I** est dédiée à l'étude des **assemblages de foraminifères actuels dans le marais maritime de Bétahon**. Au total 76 échantillons ont été prélevés dans différents sous-environnements du marais maritime de Bétahon et ont fait l'objet d'analyses micropaléontologiques dans l'objectif de caractériser les signatures environnementales

propres à chaque assemblage définit d'après des analyses statistiques. ([Tableaux de comptage en Annexe 5](#)).

- La **partie II** se concentre sur **l'évolution paléoenvironnementale du marais maritime de Bétahon depuis 10 ka BP**, au travers d'une approche multiproxies menée sur la longue séquence sédimentaire, BET-8, couplant des analyses sédimentaires (granulométrie, XRF) et micropaléontologiques (assemblages de foraminifères fossiles / [Tableaux de comptage en Annexe 6](#)).

Les deux parties de ce présent chapitre, sont rédigées en français sous la forme d'articles détaillés. Cette étude étant particulièrement dense, en raison des nombreux échantillons actuels et fossiles analysés, des figures complémentaires ont été ajoutées en fin de chapitre ([p.177-191](#)).

PLAN DU CHAPITRE IV

PARTIE I : ETUDE DES ASSEMBLAGES ACTUELS DE FORAMINIFERES DANS LE MARAIS MARITIME DE BETAHON POUR AFFINER LA COMPREHENSION DES ASSEMBLAGES FOSSILES	113
RÉSUMÉ	113
I. INTRODUCTION	115
II. AIRE D'ÉTUDE.....	117
III. MATÉRIEL ET MÉTHODES	118
III.1. Prélèvements	118
III.2. Traitement des échantillons en laboratoire.....	119
III.3. Traitements statistiques	120
IV. DISTRIBUTION DES ESPÈCES DE FORAMINIFÈRES ACTUELS LE LONG DE TRANSECTS ALTITUDINAUX	121
IV.1. Transects aval : Tr3 et Tr14	122
Transect 3 (Figure IV-3)	122
Transect 14 (Figure IV-4)	124
IV.2. Transect central : Tr 6 (Figure IV-5).....	126
IV.3. Transect amont : Tr1 (Figure IV-6).....	128
IV.4. Bilan	128
V. DISTRIBUTION SPATIALE DES ASSEMBLAGES DE FORAMINIFÈRES ACTUELS DANS LE MARAIS MARITIME DE BÉTAHON	130
V.1. Assemblage 1 : la flèche sableuse de Bétahon	130
V.2. Assemblage 2 : les environnements de slikke	131
V.2.1. Assemblage 2a : transition slikke-schorre	134
V.2.2. Assemblage 2b : slikkes éloignées ou isolées de l'influence tidale	134
V.2.3. Assemblage 2c : slikke sous influence tidale.....	135
V.3. Assemblage 3 : le bas schorre.....	136
V.4. Assemblage 4 : bordure végétalisée d'une dépression vaseuse anthropique.....	136
VI. LA RÉPARTITION ET LA PRÉSERVATION DES ASSEMBLAGES ACTUELS POUR UNE MEILLEURE COMPRÉHENSION DES ASSEMBLAGES FOSSILES	138
VI.1. Distribution des assemblages de foraminifères en fonction des caractéristiques hydro-morpho-sédimentaires du marais maritime de Bétahon.....	138
VI.1.1. Distribution verticale des foraminifères benthiques et implication dans la reconstitution des paléo-niveaux marins	138
VI.1.2. Distribution spatiale des assemblages de foraminifères et implication dans les reconstructions paléoenvironnementales.....	139
VI.2. Implications des processus taphonomiques sur la représentativité différentielle des assemblages actuels et fossiles – Overview	140

VI.2.1. Processus chimiques et biologiques	140
VI.2.2. Processus physiques	141
VI.2.3. Bilan : du passage des assemblages actuels aux assemblages fossiles	142
VII. CONCLUSIONS.....	143
PARTIE II : RECONSTITUTION PALEOENVIRONNEMENTALE HOLOCENE DU MARAIS MARITIME DE BETAHON (NW FRANCE) - DYNAMIQUES SEDIMENTAIRES ET EVOLUTION DES ASSEMBLAGES DE FORAMINIFERES ..	
RÉSUMÉ	145
I. INTRODUCTION	147
II. CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL	148
II.1. La baie et l'estuaire de la Vilaine	148
II.2. Dynamique sédimentaire dans l'estuaire de la Vilaine.....	149
II.2.1. Remplissage sédimentaire holocène	149
II.2.2. Dynamique sédimentaire actuelle.....	151
III. MATÉRIEL ET MÉTHODES	151
III.1. Matériel sédimentaire étudié et datations AMS- ¹⁴ C.....	151
III.2. Analyses XRF.....	152
III.3. Analyses granulométriques	153
III.4. Analyses des assemblages de foraminifères benthiques	153
IV. RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS	154
IV.1. Caractéristiques sédimentaires et cadre chronologique	154
IV.1.1. Zonations sédimentaires et modèle d'âge.....	154
IV.1.2. Caractérisation des faciès sédimentaires : données XRF et granulométriques	156
IV.2. Les assemblages de foraminifères benthiques dans la carotte BET-8.....	160
IV.2.1. Abondances absolues et diversité spécifique.....	160
IV.2.2. Définition des assemblages de foraminifères à partir des analyses statistiques.....	162
Groupe A : les assemblages de la slikke	162
Groupe B : les assemblages du schorre	164
Bilan des assemblages identifiés	166
IV.2.1. Répartition des assemblages de foraminifères au sein de la carotte BET-8	166
V. DISCUSSION : ÉVOLUTION PALÉOENVIRONNEMENTALE DU MARAIS DE BÉTAHON DEPUIS 10 KA BP.....	168
V.1. De 10 à 7,9 ka BP : comblement estuarien.....	168
V.2. De ~6,7 à 5,5 ka BP : période de ravinement tidal	169
V.3. Depuis 5,5 ka BP : édification du marais maritime actuel	170
VI. CONCLUSION	175
FIGURES COMPLEMENTAIRES DE LA PARTIE I.....	177
FIGURES COMPLEMENTAIRES DE LA PARTIE II	189

Partie I : Etude des assemblages actuels de foraminifères dans le marais maritime de Bétahon pour affiner la compréhension des assemblages fossiles

Résumé

L'objectif de cette étude est de caractériser le lien entre la distribution des assemblages de foraminifères dans l'actuel marais maritime de Bétahon (Morbihan, France) et les paramètres environnementaux (i.e., altitude, influence tidale, houle). Pour cela, 76 échantillons sédimentaires ont été prélevés au sein d'une multitude d'environnements et de sous-environnements (e.g., schorre, slikke, chenaux abandonnés, dépressions vaseuses, etc...). Les assemblages de foraminifères ont ensuite été définis via des analyses statistiques (i.e., analyses hiérarchiques ou multivariées).

La cartographie de la répartition de ces assemblages dans les sous-environnements actuels du marais maritime de Bétahon a permis d'identifier trois groupements écologiques majeurs : i) un assemblage associé au schorre, dominé par les espèces agglutinées et dépendant de l'élévation, ii) un assemblage associé aux environnements sableux sous l'influence des agents hydrodynamiques, dominé par *Elphidium excavatum* associé à *Ammonia beccarii*, et enfin iii) un assemblage identifié dans les environnements vaseux où dominant les espèces hyalines estuariennes, *Haynesina germanica*, *Ammonia tepida* et *E. excavatum*. Ce dernier assemblage se subdivise en sous-assemblages chacun représentatif de sous-environnements particuliers (e.g., slikke tidale, slikke isolée, dépression vaseuse, etc...) et au sein desquels la répartition des espèces de foraminifères communes à rares est contrôlée par les paramètres hydro-morpho-sédimentaires.

L'étude de la répartition des assemblages de foraminifères actuels ainsi qu'un inventaire bibliographique des principaux processus taphonomiques agissant sur la préservation différentielle des tests dans les marais maritimes, constituent une base de référence nécessaire pour la réalisation d'une étude paléoenvironnementale sur le secteur axée sur l'utilisation de ces bio-indicateurs.

Mots-clés : foraminifères benthiques, marais maritime, analyses statistiques, distribution écologique, sud-Bretagne

I. Introduction

Les foraminifères sont des organismes unicellulaires très diversifiés qui abondent dans les zones marines du globe au sein d'environnements variés allant des plaines abyssales jusqu'aux milieux littoraux (*Murray, 1991 ; Debenay et al., 2000*). La large distribution géographique, les exigences écologiques spécifiques à chaque espèce ainsi que l'excellent potentiel de préservation font des foraminifères des bioindicateurs largement utilisés dans les études paléoenvironnementales (e.g., *Li et al., 2000 ; Cearreta et al., 2003 ; Leorri et Cearreta, 2004*).

Les domaines littoraux renferment une multitude de sous-environnements au sein desquels les paramètres physiques, chimiques et biologiques diffèrent, faisant ainsi varier les assemblages de foraminifères (*Debenay et al., 2000 ; Schröder-Adams, 2006*). Au sein des marais maritimes, la répartition des peuplements est essentiellement dépendante de la position altitudinale par rapport au niveau tidal moyen régissant la fréquence et le temps d'exposition aux conditions subaériennes (*Scott et Medioli, 1978 ; Debenay et al., 2000 ; Francescangeli et al., 2017*) ainsi que de la position au sein du système (i.e., amont ou aval) régissant le degré de salinité (*Jorissen et al., 2022*). Certains auteurs suggèrent que d'autres paramètres tels que le pH ou encore la minéralogie des sédiments peuvent également faire varier cette distribution (*De Rijk, 1995, 1997 ; Goldstein et Walkins, 1998 ; Armynot du Châtelet et al., 2009*). De nombreuses études se sont intéressées à la répartition altitudinale des assemblages de foraminifères actuels dans les zones végétalisées des marais maritimes tempérés dans l'objectif de les utiliser en tant que bioindicateurs du niveau marin (e.g., USA : *Scott et Medioli, 1978, 1980 ; Gehrels, 1994 ; Edwards et al., 2004 ; Wright et al., 2011 ; Walker et al., 2023* / Nouvelle-Zélande : *Hayward et al., 1999 ; Southall et al., 2006 ; Fadil et al., 2013 ; Garret et al., 2023* / Croatie : *Shaw et al., 2016* / Royaume-Uni : *Horton, 1999 ; Horton et Edwards, 2006* / France : *Armynot du Châtelet et al., 2005 ; Rossi et al., 2011 ; Stéphan et al., 2015 ; Francescangeli et al., 2017*). Considérant une forte corrélation entre les assemblages de foraminifères agglutinés présents dans le schorre et l'altitude, des fonctions de transfert ont ainsi été développées afin de prédire le niveau tidal moyen (e.g., *Horton et al., 1999 ; Gehrels, 2000 ; Horton et Edwards, 2006 ; Leorri et al., 2010 ; Stéphan et al., 2015*). Ces modèles sont appliqués aux assemblages fossiles afin de reconstituer les paléo-niveaux marins (e.g., Royaume-Uni : *Edwards, 2006* / Bretagne : *Stéphan et al., 2015 ; Goslin et al., 2015* / Côtes est-Atlantique : *Leorri et al., 2013*).

Bien que les foraminifères soient considérés comme de précieux indicateurs paléoenvironnementaux, leurs exigences écologiques et la répartition des assemblages sont difficiles à caractériser du fait de la dynamique des milieux et de leur complexité naturelle (*Armynot du Châtelet et al., 2018*). L'étude de la répartition des assemblages au sein d'unités environnementales spécifiques d'un milieu donné constitue donc une base de référence pour les reconstructions environnementales actuelles mais également passées.

Cette étude a pour objectif de définir les distributions spatiales et altitudinales des assemblages de foraminifères actuels dans le marais maritime de Bétahon. Nous nous intéressons plus particulièrement aux environnements vaseux (e.g., slikke, dépressions vaseuses) pour lesquels les assemblages de foraminifères ont été moins investigués au profit des assemblages du schorre, utilisés comme référentiel pour l'étude du niveau marin (e.g., *Scott et Medioli, 1978 ; Horton, 1999 ; Horton et Edwards, 2006*). Les assemblages observés dans cette étude sont décrits de manière quantitative afin de définir les tendances générales, avant de faire l'objet d'analyses statistiques (i.e., cluster et analyse multivariée) pour caractériser le lien entre la répartition des assemblages de foraminifères et les paramètres environnementaux (i.e., altitude, distance à la mer, granulométrie). La constitution d'un modèle de répartition actuelle, constituera une base de référence pour l'étude paléoenvironnementale menée dans ce même secteur (**Partie II p.147** de ce chapitre.). Enfin, un bilan de l'ensemble des processus taphonomiques impliqués dans la préservation des tests de foraminifères est dressé dans l'objectif d'expliquer la variabilité entre les assemblages actuels et fossiles du marais maritime de Bétahon.

II. Aire d'étude

Le marais maritime de Bétahon (47°31,41'N ; 2°30,22'W) est situé sur la côte nord de l'estuaire externe de la Vilaine (Figure IV-1). Cet estuaire fait face à de faibles houles de secteur sud-ouest (Vested *et al.*, 2013) ainsi qu'à un régime méso- à macrotidal avec des marées semi-diurnes (amplitudes : 2,5 m en mortes eaux / 5 m en vives eaux). L'évolution morphosédimentaire actuelle de l'estuaire est principalement régi par les paramètres hydro-climatiques (i.e., marée, vent, houle, débit fluvial ; Goubert, 1997b ; Goubert et Le Gall 2016a). Lors d'épisodes de crues, les sédiments de l'estuaire interne sont érodés puis déplacés en direction de l'estuaire externe et de la baie où ils se déposent. Lors d'épisodes de tempêtes, les sédiments fins de la baie de Vilaine et de l'estuaire externe (Figure IV-1) sont massivement remis en suspension (Tessier, 2006), puis transportés vers l'estuaire interne par les houles et courants de marée (Goubert, 1997b ; Goubert et Le Gall 2016a). Le suivi de la dynamique sédimentaire de la plage de Bétahon a permis de mettre en évidence des phases d'érosion en hiver (janvier à mars), associées à la mise en place de « *ridges and runnels* » structures d'érosion générées par les conditions hydrodynamiques (Morio, 2017), suivies par des phases d'engraissement sédimentaire associées au dépôt de vases fluides (50 cm à 1 m d'épaisseur) sur la période printemps/été (avril à août ; Goubert *et al.*, 2013).

Le marais maritime de Bétahon est protégé de l'action de la houle par une flèche sableuse d'orientation nord-ouest à sud-est qui s'étend sur plus de 1,7 km depuis les falaises de Croménac'h jusqu'à l'embouchure du Saint-Eloi (Figure IV-1). Au sein du schorre, situé entre les limites PHMA (i.e., Plus Hautes Mers Astronomiques) et PMME (i.e., Pleines Mers de Mortes-Eaux), la végétation est dominée par les Amaranthaceae et les Poaceae halophytes (e.g., *Halimione portulacoides*, *Sporobolus/Spartina maritima*, *Salicornia annuella*, *Sueda maritima*). La slikke formant la partie non végétalisée du marais maritime est constituée d'une multitude de sous-environnements allant des zones de replats de marées, aux slikkes plus ou moins éloignées de cette influence tidale et soumises au ruissellement fluvial (e.g., chenaux secondaires, dépressions ; Figure IV-2 et Figure complémentaire IV-1 p.177).

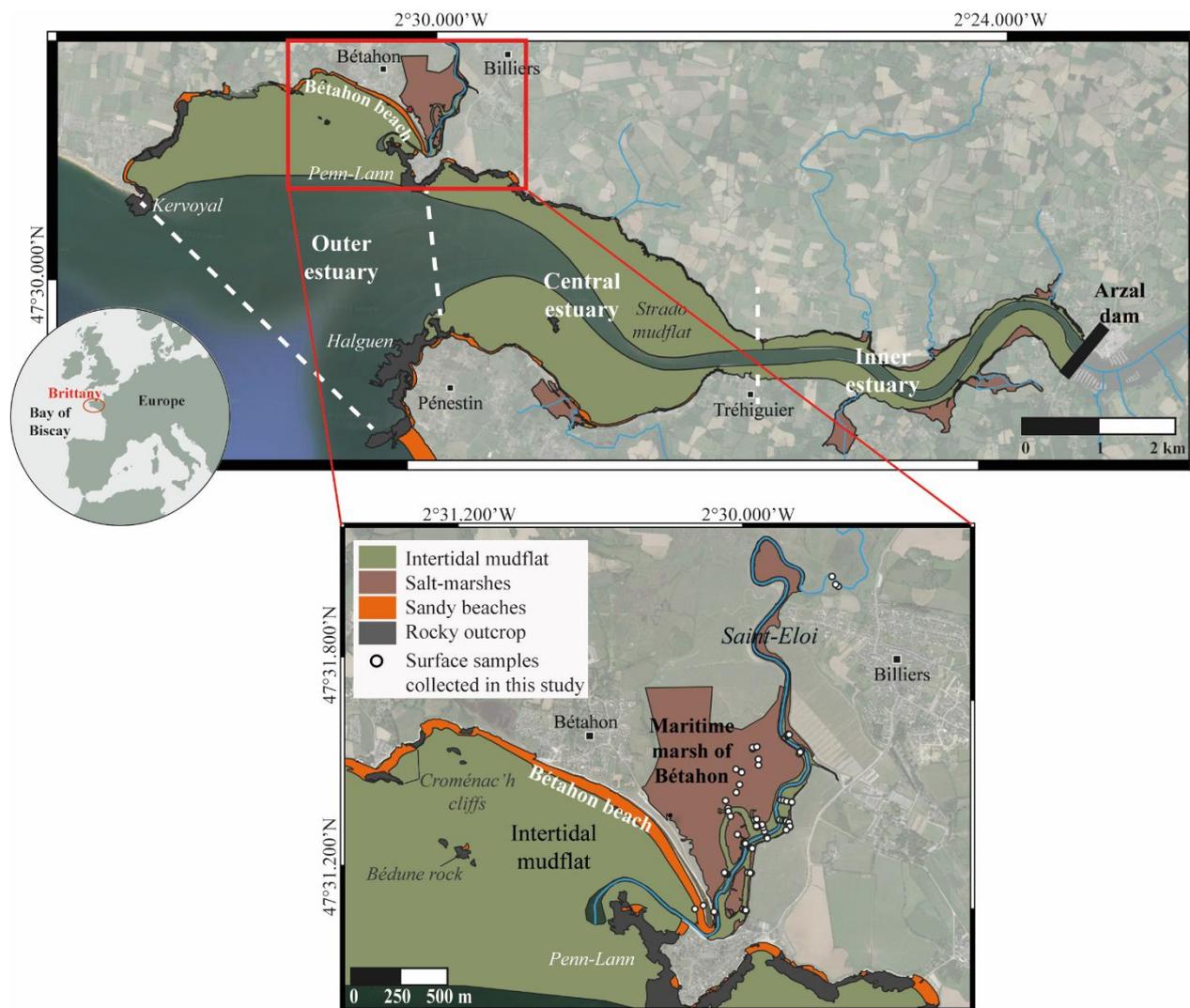


Figure IV-1 : Localisation du marais maritime de Bétahon dans le contexte géomorphologique de l'estuaire de la Vilaine. Les points blancs représentent les prélèvements de surface effectués dans le cadre de cette étude.

III. Matériel et Méthodes

III.1. Prélèvements

Au total, 76 échantillons ont été prélevés au sein du marais maritime de Bétahon les 13 et 14 avril 2021 (Figure IV-2 et Figure complémentaire IV-1 p.177). De manière aléatoire dans une surface de 1 m² (Hurlbert, 1984) seuls les premiers centimètres du sédiment superficiel ont été échantillonnés, considérant que les foraminifères compris entre 0 et 1 cm de profondeur forment un assemblage suffisamment représentatif (Patterson et al., 2004 ; Culver et Horton, 2005 ; Tobin et al., 2005 ; Horton et Edwards, 2006).

Les échantillonnages se répartissent le long de 14 transects altitudinaux répartis de l'aval à l'amont du système (Figure IV-2). Chaque point de prélèvement a fait l'objet d'une mesure altitudinale via un dGPS Géo 7X Trimble doté d'une précision de 2 cm. D'autre part, une description des caractéristiques environnementales propres à chaque point d'échantillonnage a été réalisée (i.e., substrat végétal ou sédimentaire, distance par rapport au chenal principal, distance à la mer calculée depuis l'embouchure du Saint-Eloi ; présentée dans la Figure complémentaire IV-2 p.180).

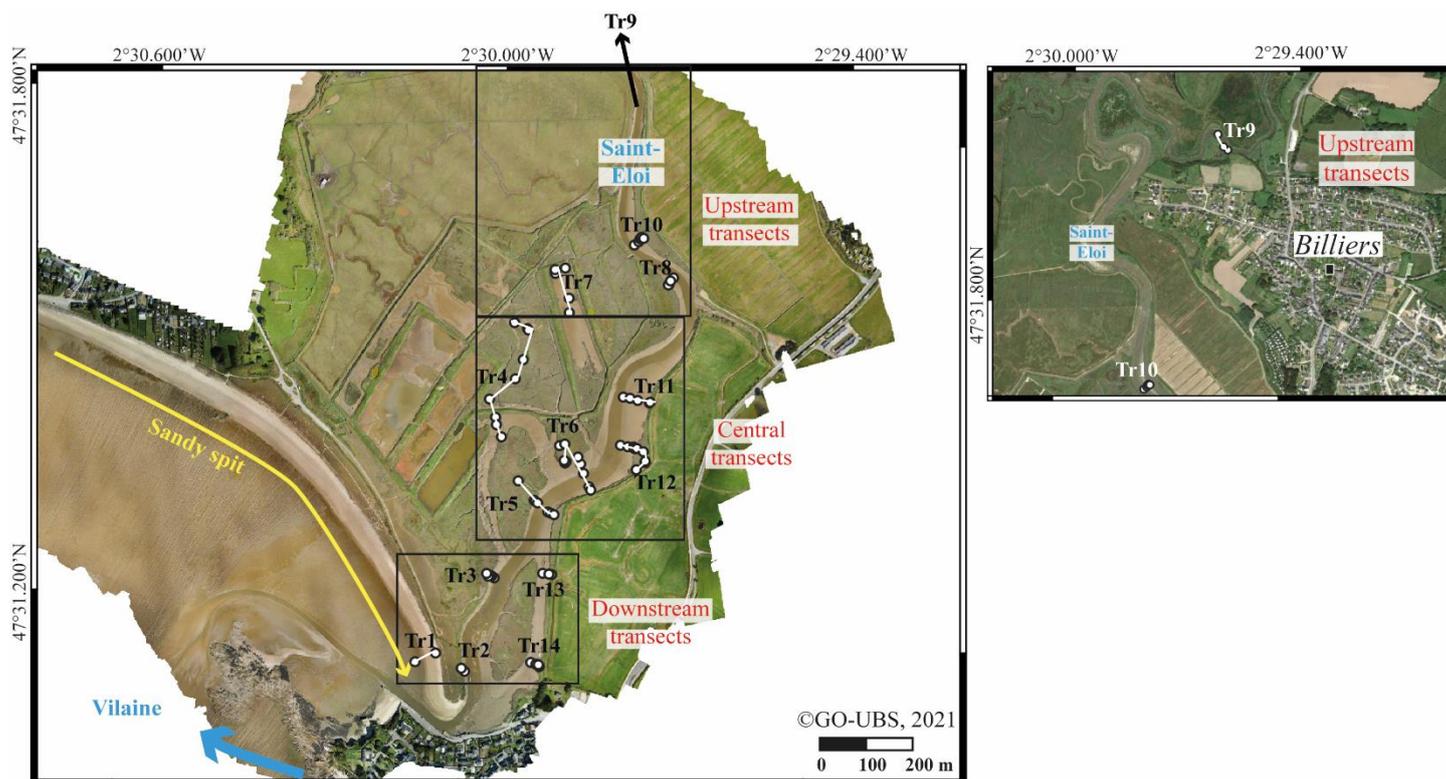


Figure IV-2 : Localisation des prélèvements de surface effectués dans le marais maritime de Bétahon le long de la rivière du Saint-Eloi. Les sous-environnements échantillonnés sont plus amplement détaillés dans les figures complémentaires (Figure complémentaire IV-1 p.177 et Figure complémentaire IV-2 p.180).

III.2. Traitement des échantillons en laboratoire

Une fois acheminés au laboratoire, les échantillons ont été mélangés à de l'éthanol à 97%, permettant de stopper toute activité biologique, additionné à du rose Bengale, facilitant l'identification des organismes vivants au moment du prélèvement (Walton, 1952). Laissés au repos pendant au moins 48h, les échantillons ont ensuite été tamisés par voie humide à 63 μm , 125 μm , 500 μm , et 1 mm, avant d'être séchés à l'étuve. Les résidus de tamis ainsi obtenus ont été pesés afin de caractériser la granulométrie de chaque échantillon.

Au sein de la fraction 125-500 μm , un minimum de 300 foraminifères (vivants + morts) a été compté afin d’avoir un panorama détaillé des espèces présentes (*Fatela et Taborda, 2002*). L’identification des espèces s’appuie sur la collection de référence du laboratoire Geo-Ocean (Univ. Bretagne Sud, Vannes) ainsi que sur les travaux de *Murray (1971a)*, *Redois (1996)*, *Goubert (1997b)*, et la dénomination finale des genres et des espèces est conforme à la base de données WoRMS (*WoRMS - World Register of Marine Species*). Les résultats de ces comptages sont exprimés en abondance absolue (nombre d’individus/50 g de sédiment brut), en abondance relative (%), ou encore en nombre total d’espèces identifiées par niveau (i.e., richesse spécifique).

Tandis que certains auteurs soutiennent que les assemblages totaux (vivants et morts) offrent une représentation précise de l’environnement (*Scott et Medioli, 1980* ; *Gehrels, 1994* ; *Hayward et al., 1999*), d’autres considèrent que les assemblages vivants sont trop affectés par les fluctuations saisonnières (*Murray, 1991, 2000* ; *Murray et Alve, 1999* ; *Horton et al., 1999*). Les assemblages morts qui représentent une succession d’assemblages moyennés sur plusieurs années et modifiés par les processus taphonomiques (e.g., dissolution des tests carbonatés, détérioration des tests agglutinés par transport ou décomposition du ciment organique ; *Murray, 1991, 2000*) constituent un meilleur analogue pour les reconstructions paléoenvironnementales (*Horton, 1999* ; *Murray, 2000* ; *Horton et Edwards, 2006*). Dans le cadre de cette étude, seuls les assemblages morts sont traités. Pour certains échantillons présentant une forte abondance d’individus vivants (bloom d’*Ammonia tepida*, *Quinqueloculina seminulum*, *Miliammina fusca*, *Entzia macrescens*) les assemblages de foraminifères n’ont pas pu être retranscrits en abondances relatives en raison d’un nombre insuffisant d’individus morts comptés. Ainsi, seuls 60 échantillons sur les 76 initialement prélevés ont pu faire l’objet d’analyses statistiques décrites ci-dessous.

III.3. Traitements statistiques

Afin de regrouper les points de prélèvement présentant des assemblages faunistiques similaires, une analyse cluster a été réalisée sous le logiciel Past version 1.75b (*Hammer et al., 2001*). Dans l’objectif de valider le modèle, différents tests ont été effectués en variant l’indice de similarité. Les groupes sortant restant homogènes, notre choix final s’est porté sur l’algorithme « *Paired group* » et l’indice de similarité « *Bray-Curtis* » (*Bray et Curtis, 1957*). Dans un second temps, une analyse canonique des correspondances ou CCA (pour « *Canonical Correspondence Analysis* » ; *Ter Braak, 1986*) a été réalisée sous Past. Cette analyse

multivariée permet de corréliser les échantillons présentant des assemblages faunistiques similaires et de définir leur répartition en fonction de quatre variables environnementales connues, étant ici les masses de fraction sableuse fine (63-125 µm) et moyenne (125-500 µm), normalisées pour 50g de sédiment brut ainsi que la distance à la mer (calculée depuis l'embouchure du Saint-Eloi) et l'altitude (en m NGF). Ces différentes analyses statistiques ont été réalisées en tenant compte des espèces dominantes et accessoires présentant une abondance relative maximale de plus de 3% (Figure complémentaire IV-3 p.181). Pour les espèces définies comme rares (Figure complémentaire IV-3 p.181), elles ont été sommées en fonction de leur affinité écologique connue, définissant ainsi deux groupements : les Elphidiidae marins à estuariens et les endofaunes/épifaunes marines à estuariennes (e.g., *Murray, 1971a* ; *Martin et al., 2016* ; Figure complémentaire IV-4 p.182).

Enfin, les assemblages obtenus ont été transférés dans le logiciel Qgis version 3.18.3 afin de visualiser leur répartition sur une orthophotographie géoréférencée du marais maritime de Bétahon prise le jour même de l'échantillonnage (Figure IV-2).

IV. Distribution des espèces de foraminifères actuels le long de transects altitudinaux

Au total 39 espèces de foraminifères morts ont été identifiées dans les 60 échantillons de surface analysés. La richesse des assemblages morts oscille entre 3 et 19 espèces identifiées tandis que l'abondance atteint un maximum de 36 140 foraminifères morts/50g de sédiment brut. Certaines espèces portent ces fortes abondances, il s'agit de *Haynesina germanica*, *Elphidium excavatum*, *Ammonia tepida*¹ ainsi qu'*Ammonia beccarii* pour les foraminifères hyalins et de *Entzia macrescens*, *Miliammina fusca* et *Trochammina inflata* pour les espèces agglutinées (Figure complémentaire IV-3 p.181).

Cette partie consiste à décrire la distribution des assemblages de foraminifères morts le long de transects altitudinaux. Pour cela les transects aval n°3 (chenal principal) et n°14 (chenal abandonné), le transect central n°6 ainsi que le transect amont n°10, considérés comme étant les plus représentatifs, ont été sélectionnés pour être présentés en détail (localisés en Figure IV-2 et en Figure complémentaire IV-1 p.177). La répartition des espèces le long des autres transects analysés est présentée sur la Figure complémentaire IV-5 (p.183), excepté pour le

¹ Les observations étant réalisées sous loupe binoculaire, la distinction entre *Ammonia veneta*, *A. aberdoveyensis* et *A. confertitesta* (*Hayward et al., 2021* ; *Fouet, 2022* ; *Pavard et al., 2023*) n'a pas été faite. Ces trois espèces sont donc regroupées sous le terme *Ammonia tepida*.

transect 9, le plus en amont, ne présentant pas suffisamment de foraminifères comptés (moins de 40 individus).

IV.1. Transects aval : Tr3 et Tr14

Transect 3 (Figure IV-3)

Le transect 3, composé de 5 échantillons, présente une amplitude altitudinale de 2,55 m allant du schorre végétalisé médian à la slikke sous influence tidale. Ce transect est situé dans la partie avale du marais de Bétahon, à proximité de l'embouchure du Saint-Eloi, zone sujette à l'influence tidale (Figure IV-2 et Figure complémentaire IV-1a p.177). Au total, 25 espèces mortes ont été identifiées sur l'ensemble du transect. L'abondance absolue est maximale au sein des échantillons de la zone du schorre, BF21-08 et BF21-09 avec des valeurs atteignant respectivement 21 400 et 14 000 foraminifères/50g de sédiment. Ce transect est dominé par *H. germanica*, dont les pourcentages diminuent conjointement avec la hausse de l'altitude, passant ainsi de 54% dans la basse slikke à 12% dans le schorre. Suivant la même tendance les espèces *E. excavatum* et *A. beccarii* atteignent leur valeur maximale dans la slikke, tandis qu'*A. tepida* est davantage présente à la transition entre le schorre et la slikke (21% dans l'échantillon BF21-07). *E. macrescens* est principalement identifiée dans le schorre où elle atteint 70% dans la partie la plus haute. Elle est accompagnée en moindre abondance par *Quinqueloculina seminulum* et *T. inflata* (<5 % ; échantillon BF21-09). Les faunes marines à estuariennes (i.e., Elphidiidae, endofaune et épifaune) avoisinent les 5% dans les échantillons de bas schorre (i.e., BF21-06 et 07).

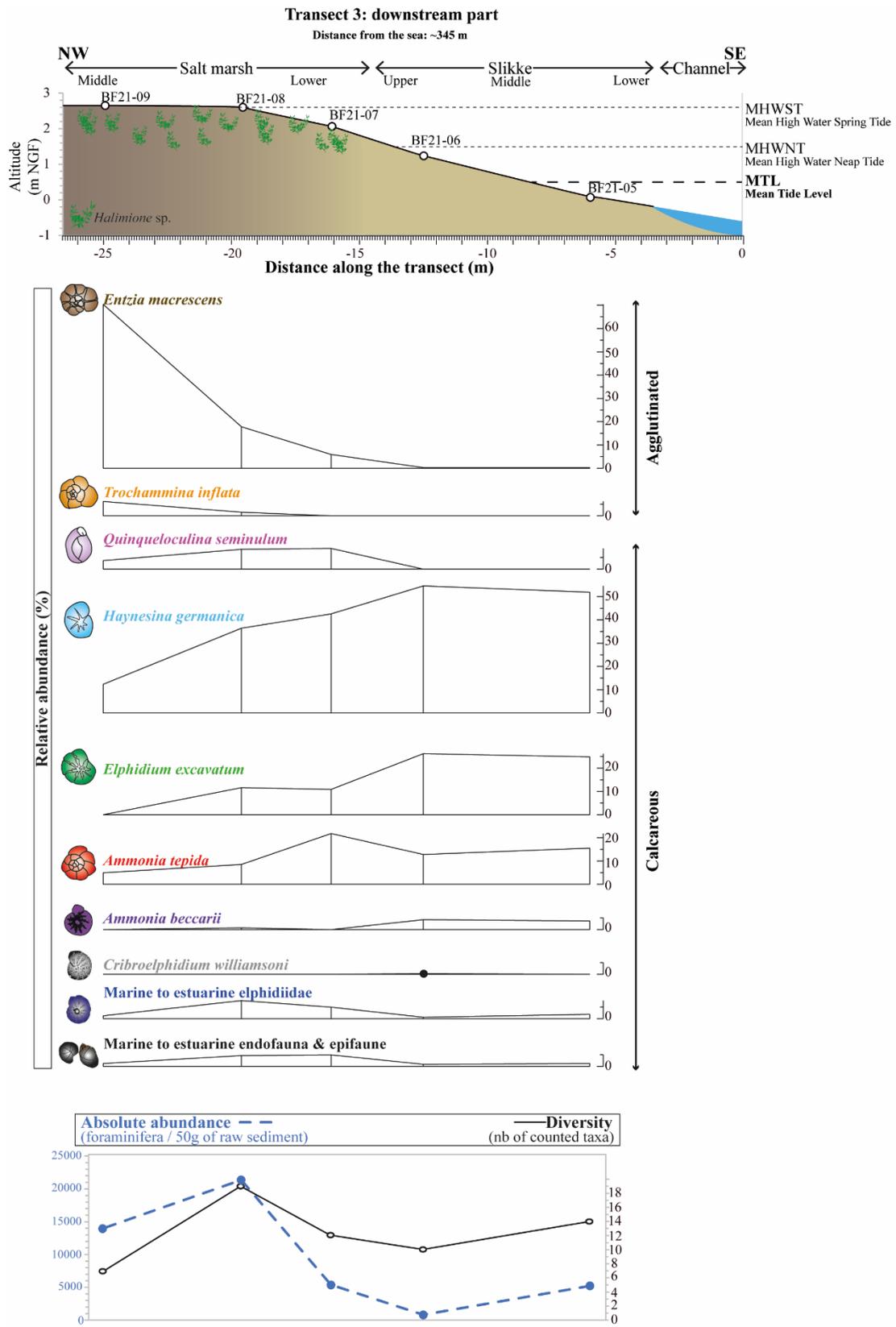


Figure IV-3: Abondances relatives (%) pour chacune des espèces identifiées de foraminifères morts, représentées en parallèle de l'abondance absolue totale (nombre de foraminifères/50g de sédiment sec) et de la richesse totale (nombre d'espèces identifiées) le long du transect aval n°3.

Transect 14 (Figure IV-4)

Le transect 14 est situé en aval du système, dans un chenal secondaire dont l'altitude est au-dessus du niveau marin moyen et où ne ruisselle qu'un léger cours d'eau (Figure IV-2 et Figure complémentaire IV-1a p.177). Au total, 4 prélèvements ont été effectués dans une gamme altitudinale de 1,5 m allant du bas schorre végétalisé aux environnements vaseux éloignés de l'influence tidale. L'abondance absolue est faible tout au long de ce transect oscillant entre 500 et 23 foraminifères/50g de sédiment. Au total, 18 espèces mortes ont été identifiées parmi lesquelles deux espèces prédominent tout au long du transect : *H. germanica* (45% en moyenne) et *A. tepida* (23% en moyenne). *E. excavatum* augmente au sein de la slikke, jusqu'à devenir une espèce dominante dans l'échantillon BF21-234 (31%) situé à proximité du ruissellement actif. Les espèces agglutinées, *E. macrescens* (34%), *T. inflata* (6%), *Miliammina fusca* (2%), ainsi que l'espèce porcelanée *Q. seminulum* (13%) ne sont présentes que dans le bas schorre colonisé par *Halimione portulacoides* (échantillon BF21-237).

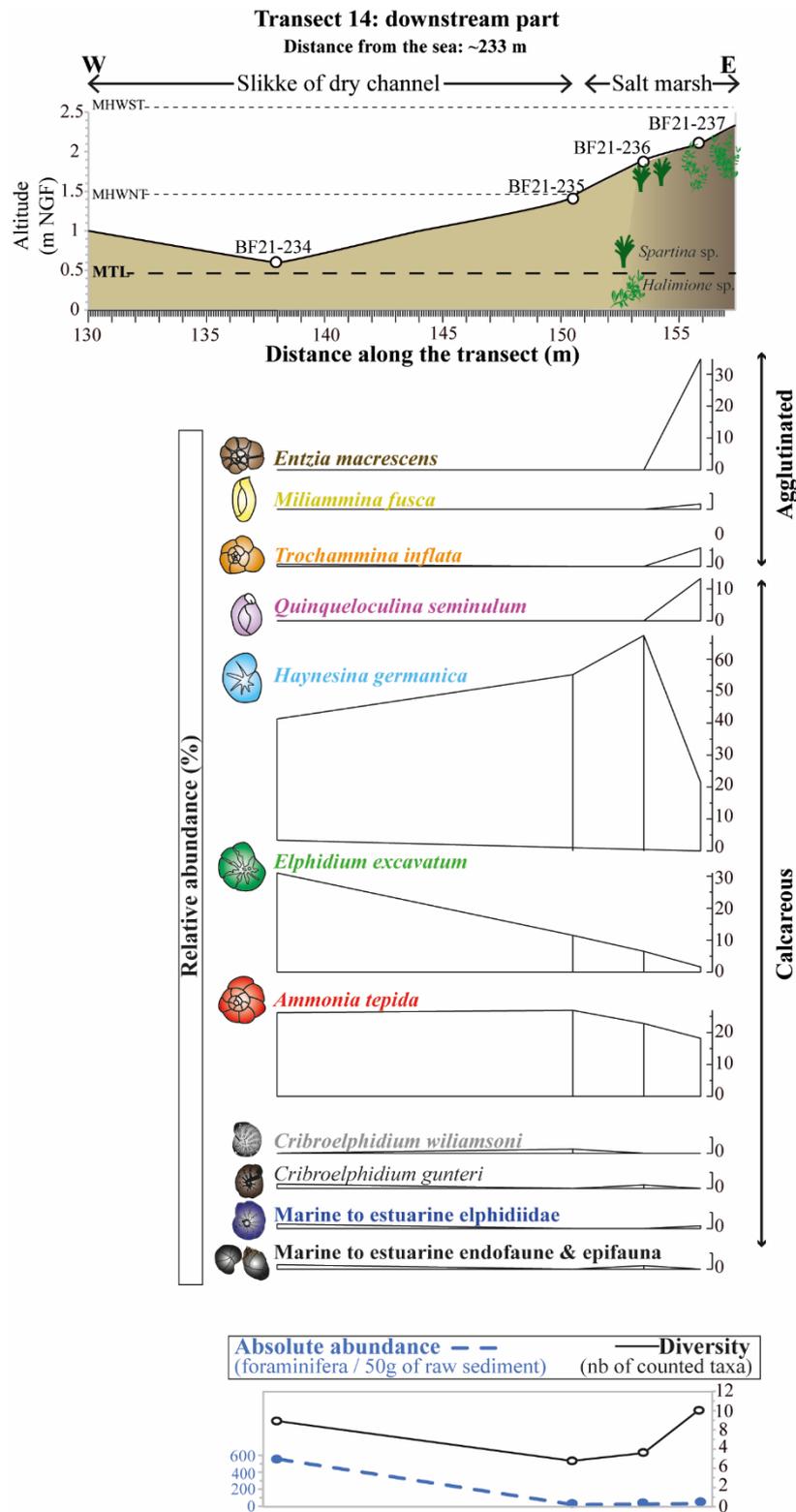


Figure IV-4: Abondances relatives (%) pour chacune des espèces identifiées de foraminifères morts, représentées en parallèle de l'abondance absolue totale (nombre de foraminifères/50g de sédiment sec) et de la richesse totale (nombre d'espèces identifiées) le long du transect aval n°14.

IV.2. Transect central : Tr 6 (Figure IV-5)

Pour représenter la partie centrale du marais maritime (Figure IV-2), le transect 6 composé de 9 échantillons et couvrant une amplitude altitudinale de 2,8 m a été sélectionné (Figure complémentaire IV-1b p.177). L'abondance absolue est maximale dans les zones de basse slikke intertidale, 6 000 à 7 000 foraminifères/50g de sédiment dans les échantillons BF21-111 et BF21-226, et diminue avec l'élévation atteignant en moyenne 500 foraminifères/50g de sédiment à la transition entre la slikke et le schorre. L'échantillon BF21-116 prélevé dans une dépression vaseuse au sein du haut schorre végétalisé (2,4 m NGF) atteint une abondance absolue de 2 000 foraminifères/50g de sédiment. Au total, 21 espèces de foraminifères morts ont été identifiées le long de ce transect. Au sein des environnements de slikke, les espèces *H. germanica* (38% en moyenne), *E. excavatum* (32% en moyenne) et *A. tepida* (20% en moyenne) dominent largement (i.e., échantillons BF21-111, 112, 113, 119, 226 et 227). L'échantillon BF21-114 prélevé dans le bas schorre où se développe *Spartina* sp. est marqué par la dominance de *A. tepida* (40%) tandis que l'assemblage BF21-117 situé dans une zone à *Puccinellia* sp. est dominé par *M. fusca* (36%). Enfin, dans la dépression vaseuse du schorre (i.e., BF21-116), *H. germanica* (56%) domine suivie par *E. macrescens* (27%).

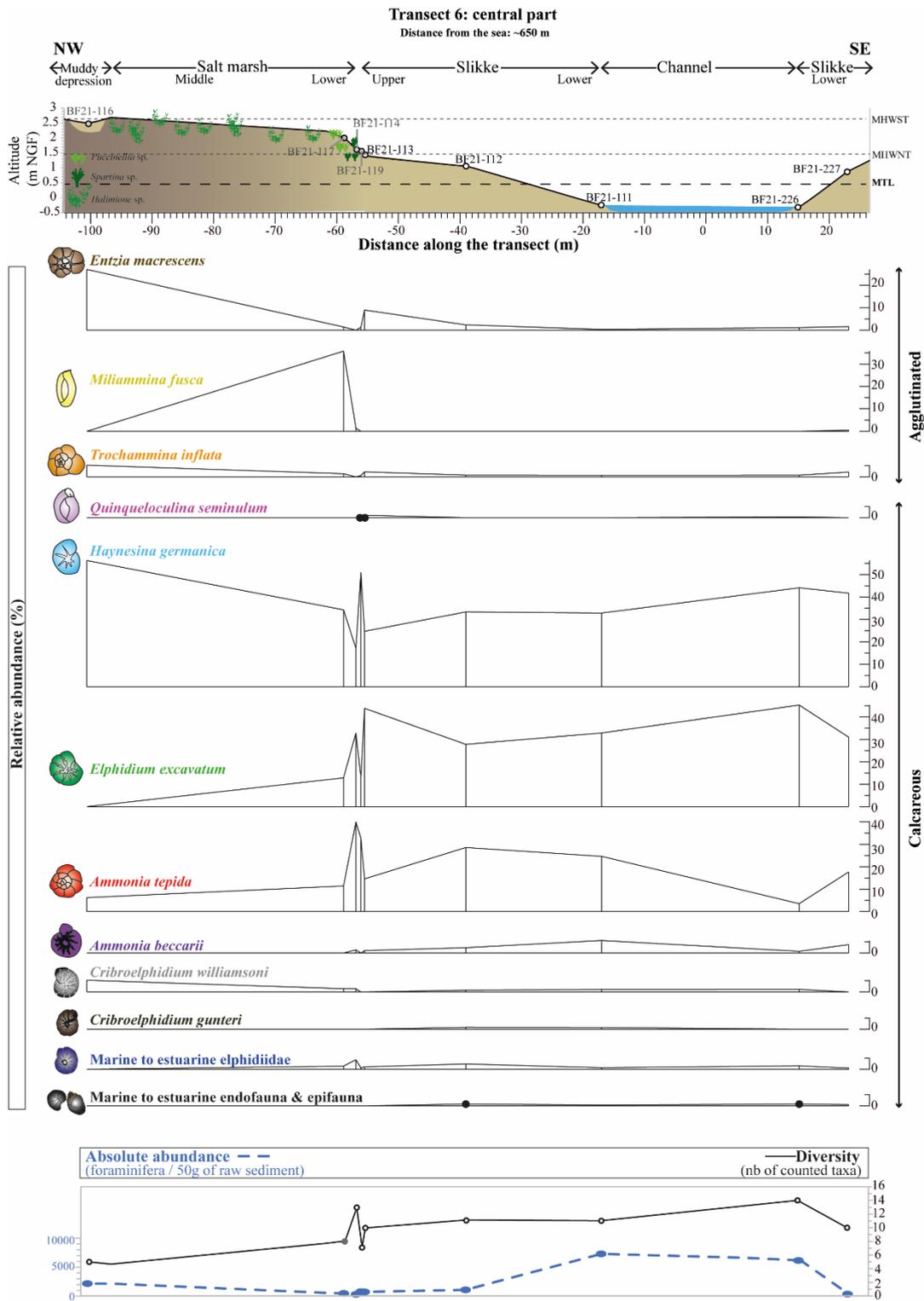


Figure IV-5: Abondances relatives (%) pour chacune des espèces identifiées de foraminifères morts, représentées en parallèle de l'abondance absolue totale (nombre de foraminifères/50g de sédiment sec) et de la richesse totale (nombre d'espèces identifiées) le long du transect central n°6.

IV.3. Transect amont : Tr10 (Figure IV-6)

Le transect 10, situé plus en amont de l'embouchure du Saint-Eloi, est composé de 4 échantillons couvrant une amplitude altitudinale de 1,291 m et qui se répartissent dans des environnements allant de la basse slikke intertidale jusqu'à la bordure du marais maritime (i.e., transition entre la slikke et le schorre ; Figure IV-2 et Figure complémentaire IV-1c p.177). L'abondance absolue diminue de 782 à 175 foraminifères/50g de sédiment depuis la basse slikke (BF21-204, 0,275 m NGF) jusqu'à la slikke médiane (BF21-206, 1,279 m NGF), respectivement. Elle augmente à 4 180 foraminifères/50g de sédiment dans l'échantillon situé à la transition entre la haute slikke et le schorre (BF21-207, 1,566 m NGF). L'échantillon prélevé dans la basse slikke est le plus diversifié, avec 13 espèces identifiées tandis que les environnements de slikke médiane à haute présentent respectivement une richesse de 4 et 6 espèces. Dans les environnements de slikke basse à médiane, *H. germanica* (50% en moyenne) domine, accompagnée d'*A. tepida* (37% en moyenne). Dans l'échantillon de la basse slikke *E. excavatum* atteint 12% avant de décroître au fur et à mesure que l'altitude augmente. Par ailleurs, cet échantillon (BF21-204) se caractérise par l'occurrence d'*A. beccarii* (5%), des Elphidiidae et endofaune ou épifaune marine à estuarienne (2% et 1%, respectivement). Enfin, l'échantillon BF21-207 situé à la jonction entre la slikke et le schorre est dominé par les espèces agglutinées *E. macrescens* (68%) et *T. inflata* (19%) et est caractérisé par l'occurrence de *Q. seminulum* (5%).

IV.4. Bilan

Après avoir observé la répartition des espèces de foraminifères le long de transects altitudinaux, comme l'ont classiquement réalisé les études antérieures, nous nous intéressons désormais aux assemblages de foraminifères ainsi qu'à leur répartition à l'échelle spatiale du marais maritime de Bétahon. Par cette approche, nous souhaitons accorder une place plus importante aux espèces communes et accessoires, souvent mises de côté au profit des espèces dominantes. En effet, la présence d'espèces accessoires peut avoir une signification environnementale particulière, permettant de mieux caractériser les différents milieux de dépôts et d'identifier les facteurs responsables du développement d'un assemblage plutôt qu'un autre.

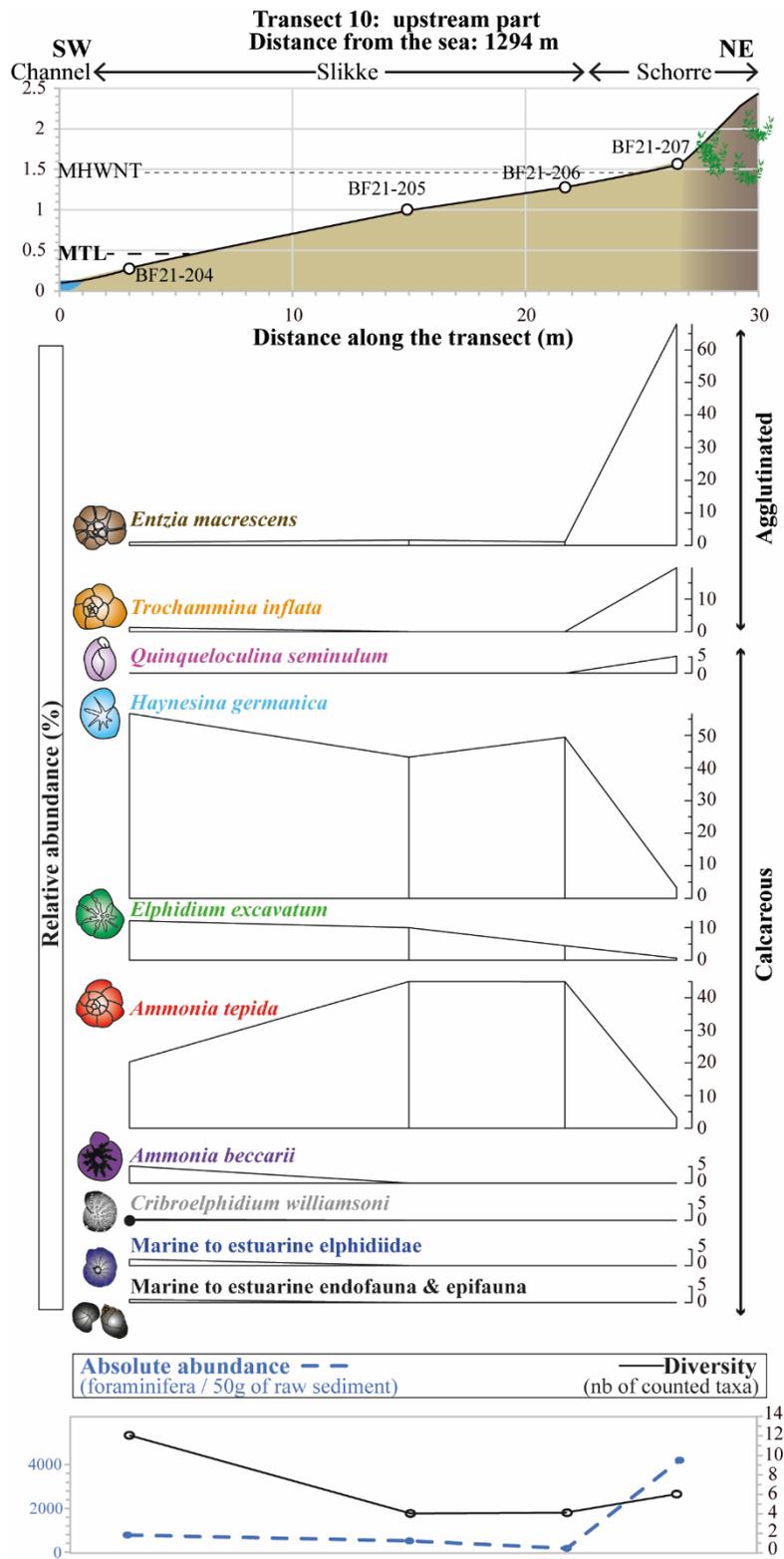


Figure IV-6: Abondances relatives (%) pour chacune des espèces identifiées de foraminifères morts, représentées en parallèle de l'abondance absolue totale (nombre de foraminifères/50g de sédiment sec) et de la richesse totale (nombre d'espèces identifiées) le long du transect amont n°10.

V. Distribution spatiale des assemblages de foraminifères actuels dans le marais maritime de Bétahon

Afin d'identifier les assemblages clés et leur répartition au sein du marais maritime de Bétahon, des analyses statistiques hiérarchiques (cluster) et multivariées (CCA) ont été réalisées sur les 60 échantillons présentant un nombre suffisant de foraminifères morts comptés (Figure IV-7a, b). L'analyse cluster a permis d'identifier 4 assemblages principaux (A1-2-3-4) et 3 sous-assemblages (A2a-b-c ; Figure IV-7a).

La majorité des échantillons se répartissent le long de l'axe 1 dans la CCA, porteur à plus de 87% de la variance contre 15% pour l'axe 2 (Figure IV-7b). Les assemblages 3 (orange) et 4 (gris), positionnés à gauche de l'axe 1, sont liés à une altitude plus importante et sont corrélés à l'éloignement à la mer. Les assemblages 1 (violet) et 2c (bleu), à droite de l'axe, sont quant à eux corrélés à la présence d'une fraction sableuse fine à moyenne associée à un hydrodynamisme plus fort en raison de la proximité de l'influence marine (Figure IV-7b, c). L'assemblage 2a (vert foncé) apparaît également corrélé à une altitude plus importante et à l'éloignement à la mer tandis que l'assemblage 2b (vert clair) est associé à des conditions médianes (Figure IV-7b).

Les assemblages obtenus par l'analyse cluster ont été positionnés sur une orthophotographie du marais maritime, ce qui permet de les corréler à des environnements hydro-morpho-sédimentaires particuliers (Figure IV-7c). Par ailleurs, les mesures altitudinales réalisées sur le terrain permettent de corréler les assemblages à une gamme altitudinale précise (Figure IV-7d). La suite de cette partie consiste à présenter les différents assemblages et sous-assemblages identifiés en considérant l'ensemble des espèces de foraminifères, qu'elles soient dominantes ou rares, et ainsi caractériser le signal écologique propre à chaque sous-environnement représenté. Pour une meilleure compréhension, seuls les assemblages moyens sont décrits (pour de plus amples détails sur la localisation et le contenu des assemblages identifiés, le lecteur peut se référer à la Figure complémentaire IV-6 p.187).

V.1. Assemblage 1 : la flèche sableuse de Bétahon

L'assemblage 1 réunit les deux échantillons situés sur la flèche sableuse de Bétahon, zone affectée par l'influence de la houle et de la marée (en violet ; Figure IV-7c). Le prélèvement BF21-1 situé à une altitude de 2,9 m NGF a été réalisé dans les sédiments sableux (fraction 125-500 μm = 92%) de la flèche littorale, tandis que l'échantillon BF21-2, composé de sédiments sablo-silteux (fraction 63-125 μm = 43% / fraction 125-500 μm = 57%) se situe sur l'estran à 0,4 m NGF (Figure IV-7c, d et Figure complémentaire IV-1a). Au sein de

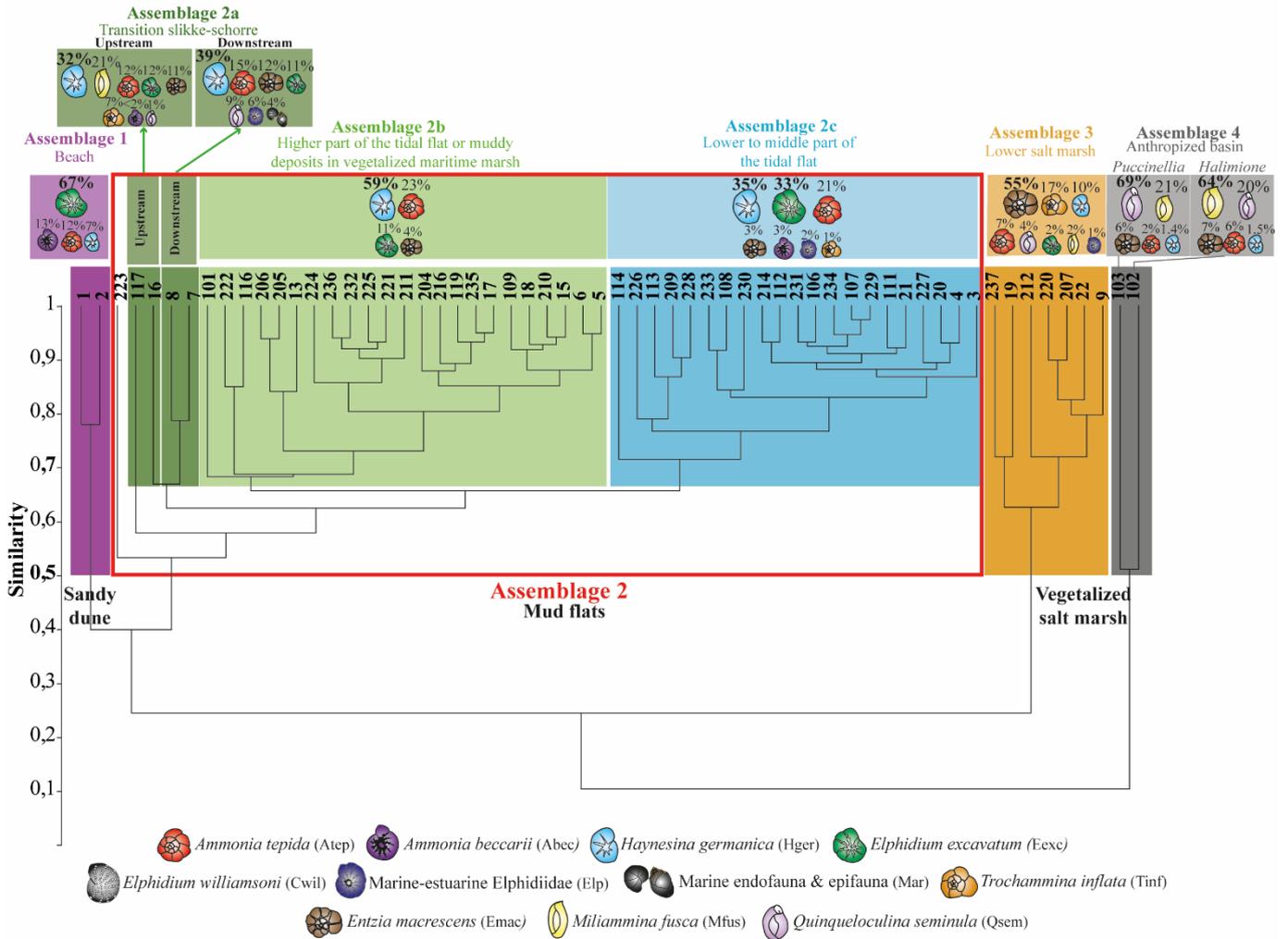
l'assemblage moyen, la dominance est portée par *E. excavatum* (67%) suivie par deux espèces communes *A. beccarii* (13%) et *A. tepida* (12%) et une espèce accessoire, *H. germanica* (7%) (Figure IV-7a ; ou Figure complémentaire IV-6a p.187).

Elphidium excavatum est l'espèce vivante dominante dans l'estuaire de la Vilaine (Goubert, 1997a, b). Elle vit et se reproduit principalement dans le domaine subtidal, les embryons sont transportés par les agents hydrodynamiques (marée, houle) au sein de l'estuaire et se déposent dans les milieux intertidaux de la côte nord où leur survie est difficile (Goubert, 1997a, b). Quant à *A. beccarii*, c'est une espèce plutôt de l'épifaune (fixée sur les rochers ou les algues) qui peut vivre dans des eaux plus froides et marines du plateau continental (Walton et Sloan, 1990 ; Murray, 2006 ; Hayward et al., 2021). Cette espèce est couramment observée dans les environnements hydrodynamiques où les faciès sableux grossiers dominent (e.g., chenaux tidaux dans le Golfe du Morbihan ; Perez-Belmonte, 2008). La robustesse de son test favorise sa préservation au sein d'environnements énergétiques, ce qui peut conduire à sa sur-représentation. Ces deux espèces d'origine allochtone sont ainsi transportées depuis les milieux infralittoraux de la baie jusqu'à la plage de Bétahon (i.e., flèche sableuse et estran associé) par les courants de flot et par la houle (Figure IV-8).

V.2. Assemblage 2 : les environnements de slikke

L'assemblage 2 rassemble 48 échantillons localisés dans divers environnements de slikke (Figure IV-7a, c) allant d'environnements sédimentaires silteux à sablo-silteux (fraction 63-125 μm = 55% / fraction 125-500 μm = 25% en moyenne). Il est largement dominé par *H. germanica*, espèce communément identifiée dans les zones subtidales à intertidales sans végétation et sous l'influence des eaux continentales (e.g., Horton et al., 1999 ; Alve et Murray, 1999 ; Armynot du Châtelet et al., 2005). Il s'agit du taxon hyalin le plus abondant dans les environnements marginaux (e.g., Murray, 2006). Comme précédemment décrit, cette espèce est faiblement corrélée à l'élévation (e.g., Debenay et Guillou, 2002 ; Debenay et al., 2006 ; Armynot du Châtelet et al., 2005 ; Francescangeli et al., 2017) et s'étend ainsi dans le marais maritime de Bétahon sur de larges gammes altitudinales (comprises entre -0,3 à 2,6 m NGF ; A2 dans la Figure IV-7d). Elle est accompagnée par *A. tepida* et *E. excavatum* formant le trio caractéristique des environnements estuariens des régions européennes (e.g., Horton, 1999 ; Debenay et al., 2006 ; Mojtahid et al., 2016). Cependant, la proportion de ces espèces varie au profit de l'émergence ou de la diminution d'autres espèces communes à rares, et ce, en fonction des sous-environnements représentés. Il est ainsi possible de définir trois sous-assemblages (Figure IV-7a, b).

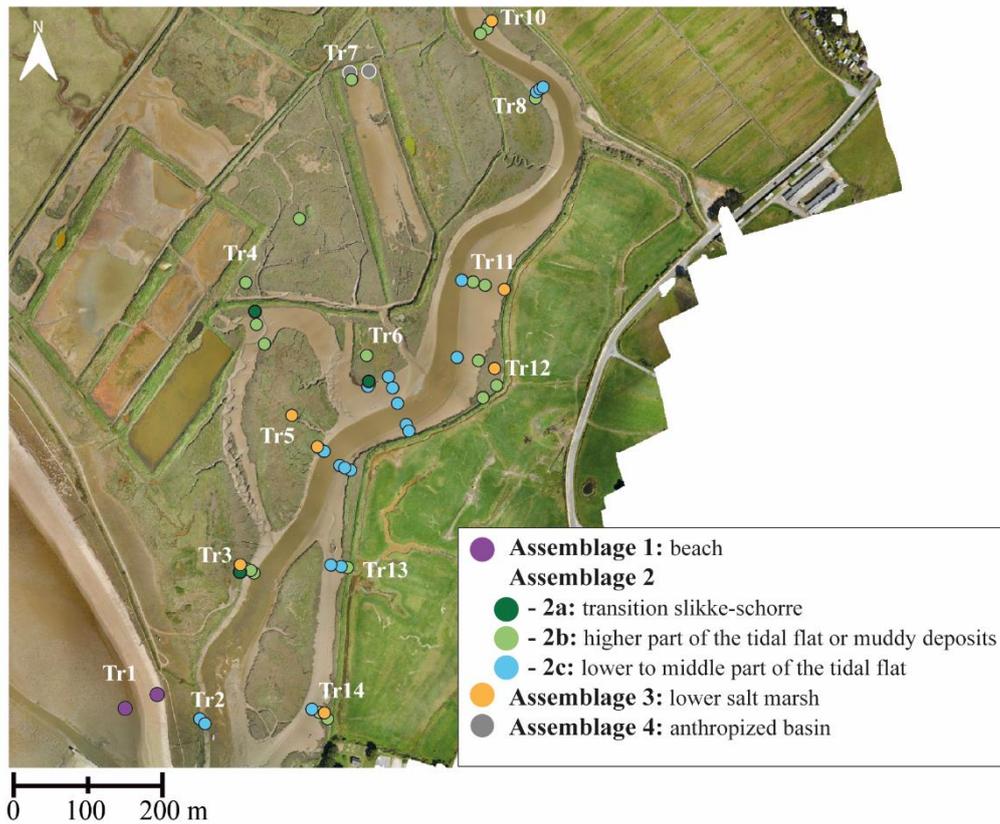
a) Foraminiferal assemblages according to cluster analysis (Algorithm: Paired group / Similarity measure: Bray Curtis)



b) Canonical Correspondence Analysis



c) Spatial distribution of foraminiferal assemblages



d) Altitudinal range of each foraminiferal assemblages

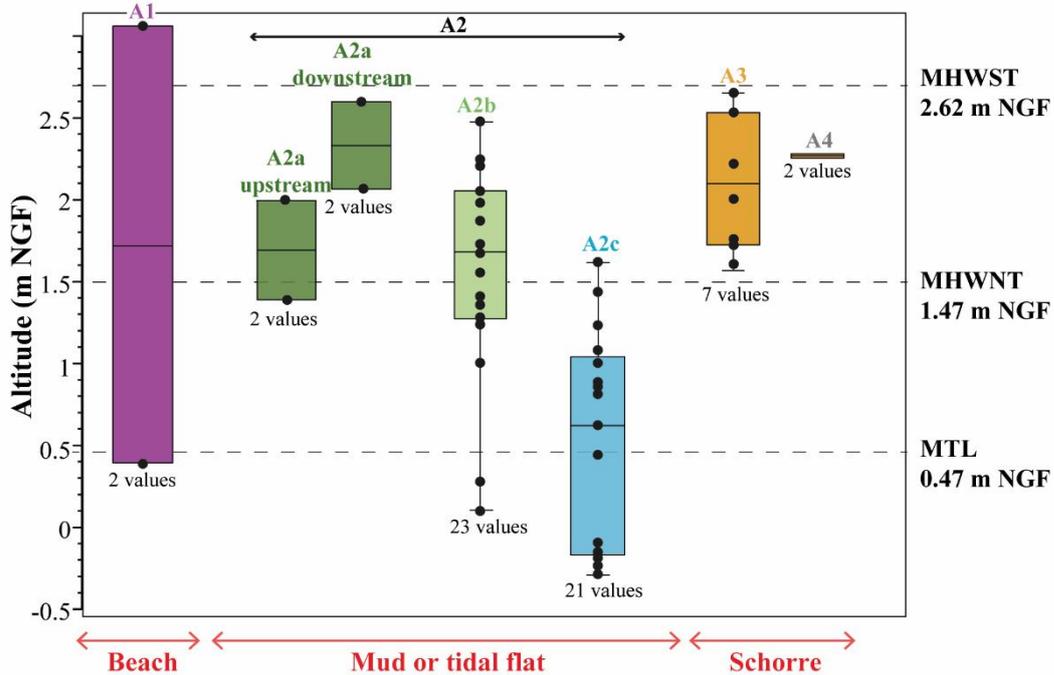


Figure IV-7 : a) Identification des assemblages de foraminifères du marais maritime de Bétahon d’après une analyse cluster réalisée sous PAST (Algorithme : Paired group / Indice de similarité : Bray-Curtis). b) Identification des paramètres environnementaux conditionnant la distribution des assemblages de foraminifères d’après une analyse Canonique des Correspondance (CCA) réalisé sous R. Distribution c) spatiale et d) altitudinale des assemblages de foraminifères.

MHWST pour “Mean High Water Spring Tide” (i.e., Pleines Mers Vives-Eaux) / MHWNT pour “Mean High Water Neap Tide” (i.e., Pleines Mers de Mortes-Eaux) / MTL pour “Mean Tide Level” (i.e., Niveau moyen).

V.2.1. Assemblage 2a : transition slikke-schorre

L'assemblage 2a (4 échantillons) est principalement identifié dans les environnements situés à la transition entre la slikke et le bas schorre végétalisé (en vert foncé ; Figure IV-7c). Cet assemblage est caractérisé par une forte proportion d'espèces hyalines (*H. germanica* >30% ; *A. tepida* >12% et *E. excavatum* 11-12%) généralement identifiées comme dominantes dans les environnements de slikke (e.g., *Scott et Medioli, 1978* ; *Horton et al., 1999*). Les espèces agglutinées sont représentées par *E. macrescens* (11-12% ; Figure IV-7a), dont la présence traduit la proximité du schorre où elles se développent (e.g., *Horton et Murray, 2006*). Les espèces accessoires diffèrent selon le positionnement des échantillons en aval ou en amont du système.

En position aval, au sein des échantillons BF21-7 et BF21-8, situés entre 2 et 2,6 m NGF (Figure complémentaire IV-6b), ces espèces accessoires sont *Q. seminulum* (9%), les Elphidiidae marins (6%) et les épifaunes et endofaunes marines (4% ; Figure IV-7a). L'occurrence de faune marine infralittorale est corrélée à l'action des courants tidaux plus importants dans ce secteur et à l'origine du transport de ces tests depuis les milieux subtidaux (*Brasier, 1981* ; *Murray and Alve, 1999* ; Figure IV-8).

En position amont, au sein des échantillons BF21-117 et BF21-16 compris entre 2 et 1,4 m NGF (Figure complémentaire IV-6b p.187), *Miliammina fusca* (21%) est codominante avec *H. germanica* (32%) tandis que les espèces *T. inflata* (7%), *A. beccarii* (2%) et *Q. seminulum* (1%) sont identifiées en tant qu'espèces accessoires à rares (Figure IV-7a). L'absence des espèces marines infralittorales, identifiées en aval, est vraisemblablement due à l'affaiblissement de l'influence tidale dans ce secteur (Figure IV-8). *M. fusca* devient la seconde espèce dominante, confirmant les observations précédentes décrivant cette espèce sur les bordures des bas marais maritimes (*Gehrels, 1994* ; *Alve et Murray, 1999* ; *Armynot du Châtelet et al., 2005*). Dans ce sous-assemblage amont, *T. inflata* communément associée aux environnements végétalisés du schorre est également observée. L'absence de *T. inflata* et *M. fusca* dans l'assemblage aval peut être induit par des processus taphonomiques, tels qu'un hydrodynamisme plus important favorisant la dégradation de ces tests agglutinés de nature plus fragile (c.f., section VI.2. p.140 de ce chapitre).

V.2.2. Assemblage 2b : slikkes éloignées ou isolées de l'influence tidale

L'assemblage 2b rassemble 23 échantillons localisés dans les parties hautes de la slikke jouxtant le cours principal du Saint-Eloi, dans les slikkes dites isolées situées en amont ou dans les chenaux secondaires ainsi que dans les dépressions vaseuses du schorre (en vert clair ;

Figure IV-7c). En raison de ces multiples sous-environnements représentés, l'amplitude altitudinale de cet assemblage est importante, entre 0,1 et 2,5 m NGF (Figure IV-7d). L'espèce *H. germanica* (59%) domine accompagnée par les espèces estuariennes *A. tepida* (23%) et *E. excavatum* (11% ; Horton, 1999 ; Debenay et al., 2006 ; Mojtahid et al., 2016). Dans cet assemblage, *E. excavatum* est une espèce autochtone qui prolifère dans le chenal de navigation du Saint-Eloi, où la turbidité et le remaniement sédimentaire sont favorables à sa reproduction comme observé dans les systèmes Vilaine (Goubert, 1997b) et Loire (Mojtahid et al., 2016). Les tests se déposent ensuite sur les berges intertidales, environnements plus avantageux pour le développement de *H. germanica* et *A. tepida* (Mojtahid et al., 2016 ; Fouet, 2022), ce qui explique leurs proportions plus importantes (Figure IV-7a). Enfin, la présence d'*E. macrescens* (4% ; Figure IV-7a ; ou Figure complémentaire IV-6c p.187) dans un tel environnement est probablement induite par le ruissellement entraînant un transport des taxons depuis les zones végétalisées jusqu'à la slikke (Figure IV-8).

V.2.3. Assemblage 2c : slikke sous influence tidale

L'assemblage 2c regroupe 21 échantillons répartis pour l'essentiel dans les parties basses à moyennes de la slikke jouxtant uniquement le cours principal du Saint-Eloi (en bleu ; Figure IV-7c). Cet assemblage est identifié dans les parties amont à aval du système expliquant la large emprise altitudinale, oscillant entre 0,01 et 2,5 m NGF (Figure IV-7c, d).

Le trio d'espèces estuariennes domine l'assemblage : *H. germanica* (35%), *E. excavatum* (33%) et *A. tepida* (21%). A noter, qu'*E. excavatum* atteint ici des pourcentages importants qui peuvent s'expliquer par la double origine allochtone (i.e., embryons issus des milieux infralittoraux transportés le long du chenal par les agents dynamiques) et autochtone (i.e., prolifération dans le chenal turbide) de cette espèce. Quelques espèces agglutinées (i.e., *E. macrescens* 3% et *T. inflata* 1%) et infralittorales (i.e., *A. beccarii* 3% et les Elphidiidae marins 2% ; Figure IV-7a ; ou Figure complémentaire IV-6d p.187) accompagnent cet assemblage. L'occurrence de ces deux derniers groupements est induite par des effets de transport, respectivement via le ruissellement depuis le schorre et via les courants tidaux favorisant le transport d'espèces allochtones infralittorales (Culver et al., 1996 ; Murray et Alve, 1999 ; Figure IV-8). Dans cet assemblage, la présence de ces Elphidiidae infralittoraux mais également d'*A. beccarii* ou encore des endofaunes et épifaunes marines, même en moindre pourcentage, permet ainsi de caractériser l'influence marine/tidale sur le secteur (i.e., « *Allochthonous species* » ; Figure IV-8).

V.3. Assemblage 3 : le bas schorre

Au total, 7 échantillons sont regroupés au sein de l'assemblage 3 (en orange ; [Figure IV-7](#)). Ils se répartissent principalement dans les zones basses du schorre, végétalisées par *Halimione portulacoides*, entre 1,5 et 2,6 m NGF (i.e., entre les limites MHWNT et MHWST ; [Figure IV-7c, d](#)). Cet assemblage du schorre est classiquement (e.g., [Scott et Medioli, 1978](#) ; [Horton et al., 1999](#) ; [Horton et Edwards, 2006](#) ; [Rossi et al., 2011](#)) dominé par les espèces agglutinées *E. macrescens* (55% en moyenne) suivie par *T. inflata* (17% en moyenne) et en moindre proportion par *M. fusca* (2% ; [Figure IV-7a](#) ; ou [Figure complémentaire IV-6e p.187](#)). La présence de certaines espèces hyalines telles que *H. germanica* (10%), *A. tepida* (7%), *Q. seminulum* (4%) ou encore *E. excavatum* (2%) est attribuable à la proximité des environnements de slikke (e.g., [Murray, 1973](#) ; [Horton et al., 1999](#)). Par ailleurs, les échantillons les plus proches de l'embouchure (i.e., BF21-9, 19, 237 ; [Figure complémentaire IV-6e p.187](#)) présentent quelques occurrences du groupement Elphidiidae attribuables à la proximité de l'influence marine/tidale à l'origine du transport de ces espèces allochtones ([Figure IV-8](#)).

V.4. Assemblage 4 : bordure végétalisée d'une dépression vaseuse anthropique

L'assemblage 4 est représenté par deux échantillons situés aux abords d'une dépression vaseuse artificielle (en gris foncé ; [Figure IV-7c](#)). Les assemblages de foraminifères divergent en fonction du couvert végétal. *M. fusca* et *Q. seminulum* atteignent respectivement 64% et 22% dans un environnement couvert par *Halimione portulacoides* (i.e., échantillon BF21-102), tandis qu'elles atteignent respectivement 20% et 69% dans un environnement à *Puccinellia* (i.e., échantillon BF21-103 ; [Figure IV-7a](#)). *Q. seminulum* plus communément décrite dans les parties basses des marais maritimes à proximité de la slikke ([Alve et Murray, 1999](#)), peut être occasionnellement présente dans les parties hautes des marais maritimes ([Franceschini et al., 2005](#) ; [Shaw et al., 2016](#) ; [Francescangeli et al., 2017](#)). Quant à *M. fusca*, elle est plus généralement décrite dans les zones des bas marais maritimes, à l'image de l'assemblage 2a, et dans les environnements à faible salinité soumis à des apports d'eau douce ([Debenay et al., 2000](#) ; [Hayward et al., 2004b](#)). En outre, les espèces accessoires sont similaires pour ces deux échantillons (*E. macrescens* 7% et *A. tepida* 4% en moyenne) dans un contexte où *H. germanica* n'est que sporadique (<2% ; [Figure complémentaire IV-6f p.187](#)).

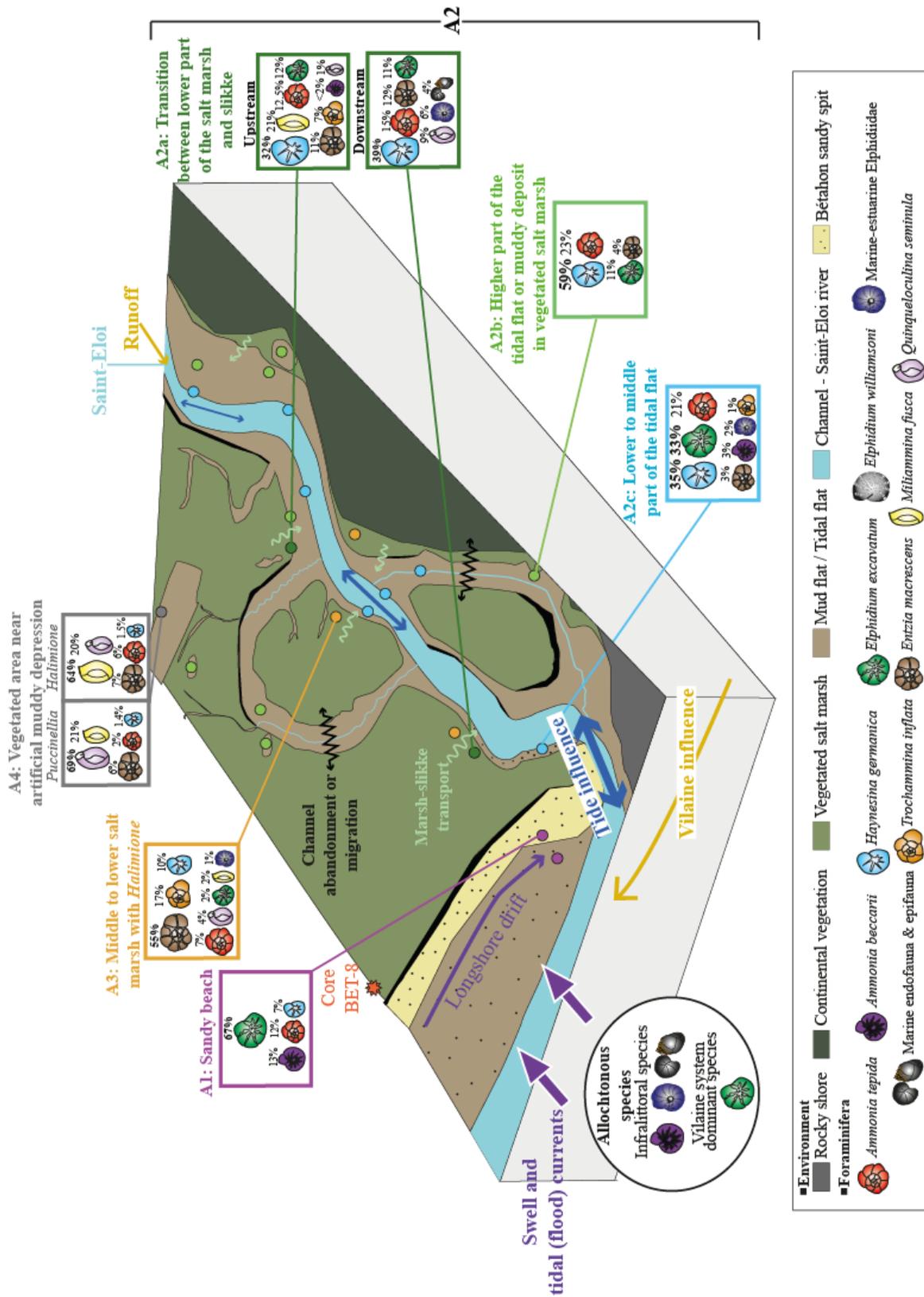


Figure IV-8 : Schéma récapitulatif des dynamiques bio-sédimentaires dans l'actuel marais maritime de Bétahon.

VI. La répartition et la préservation des assemblages actuels pour une meilleure compréhension des assemblages fossiles

VI.1. Distribution des assemblages de foraminifères en fonction des caractéristiques hydro-morpho-sédimentaires du marais maritime de Bétahon

VI.1.1. Distribution verticale des foraminifères benthiques et implication dans la reconstitution des paléo-niveaux marins

De nombreuses études ont montré que la répartition des foraminifères dans les marais maritimes est principalement contrôlée par l'élévation qui conditionne la durée d'émersion (e.g., *Scott et Medioli, 1978, 1980 ; Hayward et al., 1999 ; Gehrels, 1994 ; Horton et Edwards, 2006 ; Rossi et al., 2011*). Les résultats obtenus dans le marais maritime de Bétahon sont en accord avec ces études antérieures, définissant deux groupements principaux. Un premier groupement composé par des taxons à test hyalin, tels que *H. germanica*, *A. tepida*, *E. excavatum*, est communément associé aux environnements de slikke subtidale à intertidale (e.g., *Murray, 1971b ; Murray, 1973 ; Horton et al., 1999 ; Armynot du Châtelet et al., 2005 ; Duchemin et al., 2005 ; Horton et Edwards, 2006 ; Stéphan et al., 2015 ; Francescangeli et al., 2017* / i.e., assemblages A1 et A2 de notre étude ; [Figure IV-8](#)). Le second groupement correspondant au marais maritime végétalisé (i.e., schorre) est dominé par les taxons à test agglutiné tels que *E. macrescens*, *T. inflata* et *M. fusca* (e.g., *Murray, 1973 ; Scott et Medioli, 1978 ; Horton et al., 1999 ; Duchemin et al., 2005 ; Horton et Edwards, 2006 ; Rossi et al., 2011 ; Stéphan et al., 2015 ; Francescangeli et al., 2017* / i.e., assemblage A3 de notre étude ; [Figure IV-8](#)). Ce dernier groupement présente un assemblage suffisamment caractéristique (i.e., large dominance des foraminifères agglutinés, *E. macrescens* et *T. inflata*) tout en étant bien contraint altitudinalement (i.e., situé entre les limites PMME et PHMA), ce qui permet de convertir les données faunistiques en termes d'élévation. De nombreuses études ont ainsi développé des fonctions de transfert permettant de définir le niveau marin tidal à partir de la position altitudinale d'un assemblage dominé par les foraminifères agglutinés (e.g., *Horton et Murray, 2006 ; Wright et al., 2011 ; Stéphan et al., 2015*). Les assemblages caractéristiques du schorre constituent donc les meilleurs analogues pour la reconstitution des paléo-niveaux marins. A noter qu'en raison de la variabilité propre à chaque site d'étude, il est important d'étudier en amont la répartition locale des peuplements de foraminifères avant de reconstituer des courbes de niveaux marins (*Goldstein et Walkins, 1998 ; Edwards et al., 2004 ; Stéphan et al., 2015*). Ainsi, l'utilisation des foraminifères en tant que bioindicateurs du niveau marin est communément appliquée sur des séquences sédimentaires courtes, recouvrant les derniers 100

à 1 000 ans (e.g., *Edwards et al., 2004 ; Rossi et al., 2011 ; Fadil et al., 2013 ; Avnaim-Katav et al., 2023*) mais plus rarement sur des archives à large emprise temporelle, recouvrant les derniers 7 000 à 8 000 ans (e.g., *Edwards, 2006 ; Horton et Edwards, 2006 ; Stéphan et al., 2015*). Ces dernières nécessitent de prendre en compte des marges d'erreurs plus importantes, liées aux changements post-dépôts tels que la compaction ainsi que les processus taphonomiques et diagénétiques modifiant la représentation des assemblages fossiles.

VI.1.2. Distribution spatiale des assemblages de foraminifères et implication dans les reconstructions paléoenvironnementales

Cette étude réalisée dans le marais maritime de Bétahon a montré que les assemblages des zones intertidales, et plus largement des milieux vaseux, sont dominés par les foraminifères hyalins. Ces assemblages se subdivisent en sous-assemblages présents dans des gammes altitudinales larges (A2a, b, c dans la *Figure IV-7d*) et ce, en raison des multiples sous-environnements représentés (e.g., slikke tidale, dépôts vaseux aux abords du chenal principal ou de chenaux secondaires, dépressions vaseuses ; *Figure IV-7c*).

La description des sous-assemblages issus des environnements de slikke du marais de Bétahon (i.e., Assemblage A2 ; *Figure IV-7*) a montré que ceux-ci n'étaient pas strictement corrélés à l'altitude et au niveau marin, mais étaient fonction des caractéristiques hydrologiques morphologiques et sédimentaires du milieu. Ainsi un assemblage caractérisant les hautes slikkes ou les slikkes isolées (i.e., A2b entre 0 et 2,6 m NGF) est présent dans des gammes altitudinales similaires à un assemblage du schorre (i.e., A3 entre 1,6 et 2,6 m NGF ; *Figure IV-7d*). Cela signifie que la transition des assemblages de schorre à slikke dans une carotte sédimentaire, ne traduit pas forcément des fluctuations du niveau marin, mais peut refléter la migration latérale des environnements de dépôt, au gré, par exemple, de la migration d'un chenal. Ainsi, les modèles de répartition verticale des peuplements de foraminifères utilisés pour reconstituer les variations du niveau marin (e.g., *Scott et Medioli, 1978*) doivent prendre en compte l'instabilité des milieux de dépôts pouvant entraîner des changements hydrologiques, morphologiques et sédimentaires affectant les faunes benthiques (*Armynot du Châtelet et al., 2005 ; Francescangeli et al., 2017*). En outre, les fluctuations du fonctionnement hydro-morphodynamique à niveau marin constant pourraient ainsi être décryptées grâce à l'étude des assemblages de foraminifères tenant compte des espèces dominantes à rares.

Le modèle de la répartition spatiale actuelle des assemblages de foraminifères dans le marais maritime de Bétahon a ainsi permis de définir une probabilité de positionner un assemblage donné dans un environnement particulier (i.e., vasière intertidale plus ou moins exposée aux

influences tidales, chenal secondaire, schorre végétalisé). Ce modèle des dynamiques bio-hydro-sédimentaires actuelles (Figure IV-8) servira à reconstituer les milieux de dépôts passés à partir des assemblages fossiles préservés dans la séquence sédimentaire de Bétahon (carotte BET-8, 25m de long, couvrant les derniers 10 000 ans BP), dans l'objectif d'établir un scénario sur l'évolution paléoenvironnementale holocène de ce secteur (cf. Partie B p.147). Cependant, les assemblages actuels et fossiles définis par les mêmes méthodes statistiques seront significativement différents en raison de processus taphonomiques post-dépôts qu'il faut prendre en compte pour intercomparer les données modernes et passées.

VI.2. Implications des processus taphonomiques sur la représentativité différentielle des assemblages actuels et fossiles – Overview

Goldstein et Watkins (1999) suggèrent qu'entre 80 et 90% des tests sont éliminés dans les premiers 10 cm de sédiments. La diminution de l'abondance de foraminifères avec la profondeur, communément observée dans les marais maritimes, suggère qu'une destruction de ces derniers s'opère au cours du temps sous l'effet de processus taphonomiques (e.g., *Chen et al., 2020* ; *Goldstein et Watkins, 1998, 1999*). Les principaux processus modifiant les assemblages de foraminifères dans la colonne sédimentaire sont induits par les processus physico-chimiques durant la diagénèse précoce (*Berkeley et al., 2007*). Ces derniers entraînent une préservation différentielle des tests de foraminifères et induisent des différences notables entre les assemblages modernes et fossiles. Dans cette section, nous recensons une partie de ces processus à l'origine de la dégradation des tests de foraminifères dans les milieux de marais maritime, en réalisant une synthèse des connaissances préalablement acquises sur ce sujet, et nous examinons dans quelle mesure ils peuvent influencer la représentation des assemblages fossiles dans le secteur de Bétahon.

VI.2.1. Processus chimiques et biologiques

Les tests agglutinés formés par des particules sédimentaires liées dans un ciment organique, sont particulièrement sensibles à l'oxydation microbienne (e.g., *Murray et Alve, 1999* ; *Goldstein et Watkins, 1999* ; *Berkeley et al., 2007*). La destruction du ciment organique est facilitée lors de l'accroissement des températures et/ou des conditions d'oxygénation du sédiment (i.e., bioturbation ; *Berkeley et al., 2007*). Cependant, les sensibilités à la dégradation bactérienne diffèrent selon les espèces, ce qui induit une préservation différentielle au sein de

ce groupement à test agglutiné. Par exemple, chez *M. fusca*, les tests formés de particules sédimentaires grossières englobées dans un ciment organique non-minéralisé sont plus facilement détruits, que ceux de *E. macrescens* ou *T. inflata* composés de particules minérales fines et plus robustes (Rijk et Troelstra, 1999 ; Goldstein et Watkins, 1999).

Les tests carbonatés sont quant à eux sensibles aux conditions acides qui prévalent dans les marais maritimes végétalisés (e.g., Jonasson et Patterson, 1992 ; Rijk et Troelstra, 1999 ; Alve et Murray, 1999 ; Berkeley et al., 2007). L'oxydation aérobie de la matière organique entraîne l'acidification de ces milieux, ce qui modifie l'état de saturation du carbonate de calcium dans les eaux interstitielles (Berkeley et al., 2007). Bien que les spécimens carbonatés vivants soient capables d'atténuer temporairement les effets du pH, ils finissent par se décalcifier entièrement (Le Cadre et al., 2003). Murray et Alve (1999) ont ainsi constaté une hausse significative des espèces agglutinées dans les assemblages morts (i.e., 67% contre 30% dans les assemblages vivants) en raison de la non-préservation des tests carbonatés dans les milieux intertidaux et les marais maritime. *A contrario*, ces tests sont préservés dans les milieux argileux (i.e., slikke intertidale) ou anoxiques où la décomposition anaérobie tend à favoriser la préservation du CaCO₃ (pour une revue complète se référer à Berkeley et al., 2007).

VI.2.2. Processus physiques

Selon Alve (1999), les assemblages de foraminifères caractéristiques des vasières sont principalement contrôlés par les processus physiques, reposant principalement sur les conditions hydrodynamiques du milieu et sur la dynamique sédimentaire. En effet, des conditions hautement hydrodynamiques ne permettent pas la préservation des tests fragiles. Dans ces conditions, les espèces agglutinées ne sont pas préservées, à l'image de l'assemblage A1 (i.e., flèche sableuse de Bétahon) dans notre étude sous emprise directe des influences de la houle et de la marée où seules les espèces hyalines sont présentes malgré la proximité du schorre (Figure IV-8). Comme précédemment évoqué, les tests agglutinés sont plus ou moins sensibles à la dégradation en fonction de leur composition. L'observation et la manipulation sous stéréozoom de *M. fusca* révèle que ce test, formé de particules terrigènes grossières, est particulièrement fragile. Par ailleurs, cette espèce principalement retrouvée en bordure du marais maritime est dominante dans la partie amont de l'assemblage 2a mais disparaît complètement dans le secteur aval (Figure IV-8). Son absence dans les assemblages morts du secteur aval indique qu'elle est particulièrement sensible aux inondations et remaniements sédimentaires, fréquents dans cette zone. En raison de la fragilité du test, documentée par de nombreuses études (Culver et al., 1996 ; Goldstein et Watkins, 1999 ; Culver

et Horton, 2005 ; Chen et al., 2020 ; Garret et al., 2023), la probabilité que *M. fusca* soit préservée dans des archives sédimentaires, sujettes à la compaction, est donc faible.

VI.2.3. Bilan : du passage des assemblages actuels aux assemblages fossiles

Globalement, les processus taphonomiques font diminuer les abondances absolues tandis que la préservation différentielle des tests modifie les abondances relatives, entraînant des changements significatifs entre les assemblages modernes et fossiles présents dans un cadre hydro-morpho-sédimentaire analogue. Dans les assemblages fossiles associés aux zones végétalisées du schorre, les espèces agglutinées seront sur-représentées en raison de la dissolution des tests carbonatés. Par ailleurs, si des conditions hautement énergétiques prévalent (influence directe des houles et de la marée) les tests carbonatés plus robustes auront tendance à être sur-représentés en raison de la dégradation physique des tests agglutinés.

Afin d'intercomparer les assemblages actuels et fossiles dans le cadre des études paléoenvironnementales, il est important de ne prendre en compte que les assemblages modernes morts, afin de s'affranchir des fluctuations saisonnières (Murray, 1991, 2000 ; Murray et Alve, 1999 ; Horton et al., 1999) et d'appliquer un premier filtre taphonomique. Par ailleurs, les abondances absolues étant affectées par les processus taphonomiques, il est nécessaire de normaliser les données sur l'assemblage total et de n'interpréter que les abondances relatives comme évoqué par Goldstein et Walkins (1999).

VII. Conclusions

Cette étude a permis de caractériser les assemblages de foraminifères actuels du marais maritime de Bétahon ainsi que certains paramètres environnementaux (i.e., altitude, distance à la mer, conditions hydro-sédimentaires) responsables de leur répartition. La prise en compte de l'ensemble des espèces présentes, qu'elles soient dominantes ou rares, a permis d'identifier trois groupements écologiques principaux : i) un assemblage dominé par les espèces à tests agglutinés essentiellement identifié dans le schorre végétalisé et dont la répartition dépend de l'élévation, ii) un assemblage associé aux environnements sédimentaires sableux sous contraintes hydrodynamiques où domine *Elphidium excavatum* secondairement accompagné par *Ammonia beccarii*, et iii) un assemblage dominé par les espèces euryhalines *Haynesina germanica*, *Ammonia tepida* accompagnées par *E. excavatum*, identifié dans divers environnements vaseux du marais. Ce dernier se subdivise en sous-assemblages, en raison des multiples sous-environnements représentés, au sein desquels les paramètres hydro-morpho-sédimentaires modifient les proportions ainsi que l'occurrence d'espèces communes à rares. Cette étude montre que le modèle de répartition verticale des assemblages de foraminifères n'est vrai que pour les assemblages du schorre végétalisé. Par ailleurs, cette étude a montré qu'au sein d'un site il existait autant de sous-assemblages que de sous-environnements. En définitif, les études paléoenvironnementales doivent prendre en compte les potentielles migrations latérales d'environnements impliquant des changements hydro-morpho-sédimentaires au cours du temps et qui s'enregistrent dans les assemblages de foraminifères à travers la représentativité différentielle des espèces rares à communes.

En outre, cette étude souligne que les assemblages modernes et fossiles correspondant à un même environnement ne présenteront pas la même signature faunistique en raison des processus taphonomiques agissant sur la préservation des tests de foraminifères. Les espèces particulièrement sensibles aux altérations physico-chimiques, à l'instar de *M. fusca*, ont très peu de chances d'être représentées dans les assemblages fossiles.

Cette étude a ainsi permis d'établir une cartographie de la répartition des assemblages de foraminifères dans les sous-environnements actuels du marais maritime de Bétahon ainsi qu'un bilan des processus taphonomiques agissant sur la préservation différentielle des tests. Ce modèle servira de base pour interpréter les assemblages fossiles dans le cadre de l'étude paléoenvironnementale menée sur ce secteur.

Partie II : Reconstitution paléoenvironnementale holocène du marais maritime de Bétahon (NW France) - dynamiques sédimentaires et évolution des assemblages de foraminifères

Résumé

Cette étude propose une reconstruction paléoenvironnementale holocène du marais maritime de Bétahon situé sur la rive nord de l'estuaire de la Vilaine (Bretagne sud), via l'analyse d'une carotte sédimentaire (i.e., BET-8) couvrant les derniers 10 kyr BP. Les environnements de dépôts ont été déduits à partir de données sédimentologiques (i.e., granulométrie, XRF) et micropaléontologiques (foraminifères benthiques) tandis que la chronologie a été contrainte par 22 datations AMS-¹⁴C.

Situé dans le prolongement de la paléovallée Vilaine, ayant incisé le socle sud-armoricain lors des dernières périodes glaciaires, la carotte de Bétahon enregistre quatre grandes étapes de comblement sédimentaire. Entre 10 et 7,9 ka BP, les premiers faciès estuariens associés au développement de marais maritimes coïncident avec l'installation du cortège sédimentaire transgressif (i.e., TST), qui se termine par la mise en place d'une surface de ravinement tidale (i.e., TRS) entre ~7,9 et 6,7 ka BP puis par l'installation de faciès tidaux entre ~6,7 et 5,5 ka BP. Ces derniers marquent le développement d'un estuaire dominé par la marée dans un contexte d'ennoiement quasi-maximal. Néanmoins, suite au ralentissement des taux de remontée du niveau marin amorcé vers 7-6 ka BP sur les côtes bretonnes, cet estuaire est progressivement isolé de l'influence tidale suite au comblement progressif couplé à l'installation des premiers cordons dunaires dans l'anse de Bétahon. Un marais maritime se développe à nouveau autour de 5,5 ka BP, associé à l'établissement du cortège de haut niveau marin (i.e., HST). Par ailleurs, des phases d'intensification de la décharge fluviale compris dans les intervalles 6,4–5,1 et 1,6–1,2 ka BP sont identifiées grâce au signal géochimique et coïncident avec les grandes réorganisations climatiques de l'Atlantique Nord à l'origine de détériorations climatiques sur l'Europe du Nord (i.e., hausse du régime de précipitation hivernale).

Mots-clés : Holocène, marais maritime de Bétahon, estuaire et baie de Vilaine, foraminifères benthiques, sédimentologie, reconstructions paléoenvironnementales

I. Introduction

Les milieux estuariens situés à l'interface terre-mer sont en constante réorganisation, contraints par les facteurs hydrodynamiques tels que la houle, les marées ou encore les décharges fluviales (e.g., *Dalrymple et al., 1992*), et contrôlés par des processus globaux tels que la remontée du niveau marin et les fluctuations hydro-climatiques. Améliorer nos connaissances sur les dynamiques environnementales est primordial pour comprendre les trajectoires passées et établir les futures trajectoires de ces systèmes, aujourd'hui densément peuplés (e.g., *Kotilainen et al., 2014*).

L'interglaciaire Holocène (derniers 11,7 kyrs BP) est caractérisé par une variabilité climatique opérante à différentes échelles de temps, depuis l'échelle pluri-millénaire de l'insolation (*Berger et Loutre, 1991*), à l'échelle infra-orbitale des événements abrupts d'instabilité cryosphérique (« événements de Bond » ; *Bond et al., 1997* ; *Mayewski et al., 2004*), en passant par l'échelle pluri-décadale des oscillations climatiques de l'Atlantique Nord (océaniques, i.e., dynamique du gyre subpolaire / atmosphériques, i.e., Oscillation Nord Atlantique ; *Hátún et al., 2005* ; *Lohman et al., 2009* ; *Thornalley et al., 2009* ; *Penaud et al., 2020*).

Consécutif de la déglaciation, l'Holocène est également caractérisé par une élévation globale du niveau des océans (e.g., *Lambeck, 1997* ; *Leorri et al., 2012a* ; *Lambeck et al., 2014* ; *Garcia-Artola et al., 2018*). Cette transgression entraîne l'envasement progressif des plateaux continentaux via les réseaux de paléovallées, ayant incisé le socle lors du dernier bas niveau marin (e.g., *Dalrymple et al., 1994* ; *Zaitlin et al., 1994*). A l'Holocène Inférieur, les taux de remontée du niveau marin sont rapides ce qui favorise la création d'espace disponible à la sédimentation (ou espace d'accommodation) entraînant la mise en place d'un cortège sédimentaire transgressif (ou TST pour « *Transgressive System Tract* ») progradant en direction du continent. L'envasement se poursuit et les paléovallées se combrent progressivement. Au cours de l'Holocène Moyen et Supérieur, le ralentissement des taux de remontée du niveau marin réduit la création d'espace d'accommodation entraînant la mise en place du cortège sédimentaire de haut niveau marin (ou HST pour « *Highstand System Tract* ») qui rétrograde en direction du domaine marin. Cette dynamique de remplissage sédimentaire a largement été étudiée grâce aux enregistrements stratigraphiques acquis à l'échelle de la façade atlantique française (e.g., *Lericolais et al., 2001* ; *Proust et al., 2001* ; *Chaumillon et Weber, 2006* ; *Chaumillon et al., 2008*), et plus particulièrement dans les environnements distaux (e.g., *Menier, 2004* ; *Menier et al., 2006, 2010, 2014* ; *Sorrel et al., 2010* ; *Estournès et al., 2012* ;

Baltzer et al., 2014) à proximaux (e.g., estuaire de la Vilaine : *Traini, 2009 ; Traini et al., 2013 ;* estuaire de la Loire : *Delaine et al., 2014 ; Durand et al., 2016*) du plateau sud-armoricain. Dans les systèmes estuariens, les analyses sédimentologiques sont généralement couplées à l'étude des assemblages de foraminifères benthiques afin de reconstituer les dynamiques hydrologiques (i.e., ruissellement fluvial *versus* incursions tidales) et sédimentaires induites par les fluctuations climato-eustatiques et contraintes par les caractéristiques géomorphologiques locales (e.g., *Leorri et Cearreta, 2004 ; Delaine et al., 2014 ; Durand et al., 2016*).

Peu d'études ont été menées dans de petits systèmes proximaux sud-armoricains, pourtant susceptibles d'enregistrer à haute résolution les variabilités paléoenvironnementales holocènes. En effet, il est important de comprendre les trajectoires environnementales passées de ces systèmes sud-bretons qui ont pu accompagner l'évolution des sociétés humaines depuis le Paléolithique (e.g., *Cassen, 1993 ; Giot et al., 1995, 1998 ; Marchand, 2014 ; Ravon et al., 2022*).

Dans cette étude, nous poursuivons les travaux de *Sorrel et al. (2010)* et *Traini et al. (2013)* portant sur la dynamique holocène de l'estuaire de la Vilaine, en nous intéressant plus particulièrement à l'évolution paléoenvironnementale du marais maritime de Bétahon, situé sur la rive nord de cet estuaire. Des données granulométriques ainsi que 17 datations AMS-¹⁴C ont été nouvellement acquises sur une séquence sédimentaire longue de 25 m et recouvrant les derniers 10 kyrs BP (i.e., carotte BET-8 anciennement Fugro-Bil01 ; *Traini, 2009*), venant compléter le corpus de données préexistant (i.e., analyses XRF et 5 datations dans *Traini et al., 2013*). Une description des assemblages de foraminifères benthiques a également été réalisée sur la base d'analyses quantitatives et statistiques (i.e., cluster et analyse multivariée). Par cette approche multiproxies, nous cherchons à dresser l'histoire paléoenvironnementale du marais de Bétahon depuis 10 kyrs BP, afin de discuter de l'établissement des cortèges stratigraphiques (i.e., TST, HST), généralement étudiés dans les environnements distaux du plateau sud-armoricain, dans un petit système proximal et de leur répercussion sur les dynamiques hydro-morpho-sédimentaires.

II. Contexte environnemental

II.1. La baie et l'estuaire de la Vilaine

La Baie de Vilaine située dans le nord-ouest de la France (sud-Bretagne) appartient au domaine du Mor Bras abrité de l'océan Atlantique par un arc structural formé des presqu'îles

de Quiberon, du Croisic ainsi que par les îles de Houat et Hoëdic (Figure IV-9a). Cette baie peu profonde (< 25 m de profondeur), fait partie du « précontinent breton » (Pinot, 1974), domaine subtidal situé entre la côte et l'isobathe -50 m, constituant la plateforme sud-armoricaine. La Vilaine, le plus long fleuve breton (225 km) drainant les 2/3 de la région (i.e., 11 400 km²), vient se déverser dans cette baie formant l'estuaire de la Vilaine. Ce dernier, partiellement abrité, est soumis à de faibles houles de secteur sud-ouest (Vested et al., 2013) ainsi qu'à un régime méso- à macro-tidal avec des marées semi-diurnes (amplitudes : 2,5 m en mortes eaux et 5 m en vives eaux), et au débit sortant de la Vilaine (71 m³/s) via le barrage d'Arzal (construit en 1970).

II.2. Dynamique sédimentaire dans l'estuaire de la Vilaine

II.2.1. Remplissage sédimentaire holocène

Le réseau de paléovallées ayant incisé le socle de la plateforme sud-armoricain lors des dernières périodes glaciaires (Menier et al., 2006, 2010, 2014 ; Figure IV-9a) témoigne de l'évolution du système « Vilaine » au cours du temps. Au sein de la baie de Vilaine, les dépôts associés aux anciennes terrasses fluviales ayant fonctionnées lors du dernier bas niveau marin (Proust et al., 2001), sont progressivement recouverts par les cortèges transgressifs (ou TST ; Menier et al., 2010, 2014 ; Sorrel et al., 2010 ; Traini et al., 2013) mis en place dans un contexte de remontée rapide du niveau marin syn- et post-déglaciation. L'Holocène Inférieur (11,7–8,2 ka BP) est caractérisé par de forts taux de remontée du niveau marin (~7 mm/an entre 10 et 7 ka BP ; Garcia-Artola et al., 2018). Dans cette dynamique, les cortèges sédimentaires venant combler la paléovallée de la Vilaine, correspondent à des faciès vaseux de fond de baie qui évoluent progressivement vers une sédimentation estuarienne sous influence d'abord tidale vers 7,5 ka BP puis sous influence de la houle vers 5,7 ka BP (Menier et al., 2010 ; Traini et al., 2013). La diminution des taux de remontée du niveau marin, défini régionalement vers 7-6 ka BP (Stéphan et al., 2015 ; Goslin et al., 2015 ; Garcia-Artola et al., 2018), entraîne la mise en place de dépôts fluviomarins influencés par les panaches fluviales de la Vilaine et de la Loire, principalement. Cette dernière unité sédimentaire constitue le cortège de haut niveau marin (ou HST) qui semble perdurer depuis environ 5 ka BP (Menier et al., 2010 ; Traini et al., 2013).

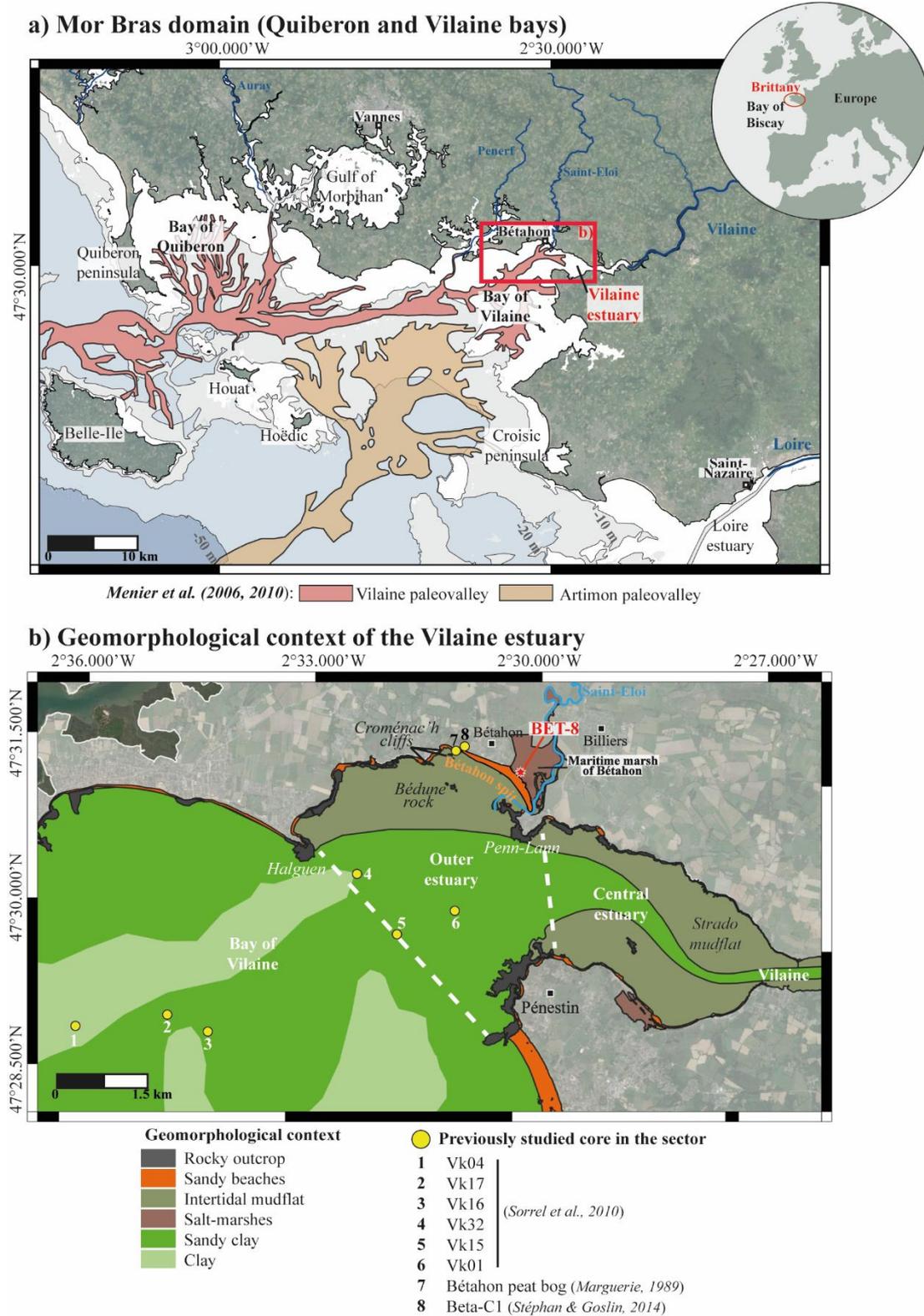


Figure IV-9 : a) Localisation de l'estuaire de la Vilaine sur le plateau sud-armoricain. b) Cadre géomorphologique de l'estuaire de la Vilaine et localisation du marais maritime de Bétahon ainsi que des séquences précédemment étudiées dans le secteur.

II.2.2. Dynamique sédimentaire actuelle

Au sein de l'estuaire de la Vilaine, la sédimentation actuelle est dominée par des sédiments argilo-silteux (Figure IV-9b) issus du large ou de la remise en suspension des particules sédimentaires au sein du système par les paramètres hydro-climatiques (i.e., marée, vent, houle, et débit de précipitation ; *Salomon et Lazure, 1988 ; Lazure et Salomon, 1991 ; Jouanneau et al., 1999 ; Tessier, 2006 ; Crave, 2009 ; Goubert et Le Gall., 2016a, b*). Occasionnellement des cordons littoraux sablo-graveleux viennent s'ancrer au pied des falaises meubles du linéaire côtier (*Traini, 2009*), à l'image de la flèche sableuse de Bétahon (*Stéphan, 2008 ; Figure IV-9b*). Le barrage d'Arzal, mis en fonction en 1970, a profondément réduit l'espace disponible pour la sédimentation estuarienne (de 50 à 8 km) et a entraîné une augmentation des taux de sédimentation dans les parties centrale et externe de l'estuaire, de 4 mm/an sur les derniers 2,6 ka à 85-170 mm/an pour la période 1960-1994 (*rapport Eramm Rivage, 1995 ; Goubert et Le Gall, 2016a, b*).

Le marais maritime de Bétahon, situé sur la rive nord de l'estuaire externe de la Vilaine, est bordé par une flèche sableuse orientée NW-SE, qui s'étend sur plus de 1,7 km depuis les falaises de Croménac'h jusqu'à l'embouchure de la rivière du Saint-Eloi (Figure IV-9b). Au pied de ce cordon dunaire, la sédimentation de l'estran s'opère en deux phases : i) une phase érosive en hiver (janvier à mars) associée à la mise en place de « *ridges and runnels* » (*Morio, 2017*), ii) une phase de décantation en été (avril à août) corrélée à la mise en place d'un épais dépôt de vases fluides (i.e., 50 cm à 1 m, *Goubert et al., 2013*). En arrière de la flèche sableuse, le marais maritime de Bétahon qui s'étend sur plus de 300 ha est traversé par la rivière du Saint-Eloi, affluent estuarien de la Vilaine drainant un bassin versant de 177 km².

III. Matériel et Méthodes

III.1. Matériel sédimentaire étudié et datations AMS-¹⁴C

La carotte BET-8 (anciennement nommé Fugro-Bil 1 dans *Traini, 2009 ; Traini et al., 2013*) a été prélevée dans le marais maritime de Bétahon, en arrière du cordon sableux (47°31,41'N ; 2°30,22'W) à l'aide d'un rotocarottier par l'entreprise Fugro en 2008.

Longue de 25 m, cette séquence a fait l'objet de 17 nouvelles datations AMS-¹⁴C venant compléter les 5 déjà acquises (*Traini et al., 2013 ; Tableau IV-1 ; cf., Résultat : Figure IV-10*). Toutes ces datations ont été calibrées à l'aide du logiciel CALIB 7.1 via la courbe IntCal20

(*Stuiver and Reimer, 1993 ; Reimer et al., 2020*). Une correction de l'âge réservoir de -9 ± 45 ans a été appliquée lorsque le matériel daté était d'origine marine (point 1569, Le Croisic « *Marine20 database* » ; *Tisnerat-Laborde et al., 2010*). Le modèle d'âge a été établi par interpolation linéaire grâce au package « *Bacon* » (*Blaauw et Christen, 2011*) disponible sur le logiciel R (version 4.1.2, R Development Core Team, 2021 ; <http://www.r-project.org/>).

Lab. code	Depth (cm)	Dated material	Age ¹⁴ C BP	±error	Reservoir age	Age years Cal BP mm (mean) max
Beta-278086	193	Plant material	990	40		792 (842) 892
SacA65361	310	Bulk	2040	30		1919 (1993) 2067
SacA65373	346	Bivalve shell (<i>Scrobicularia plana</i>)	1750	30	9	1410 (1492) 1574
**SacA65360	456	Bulk	5045	30		5716 (5809) 5902
Beta-278087	577	Bulk	4470	40		4967 (5132) 5297
**SacA65372	696	Foraminifera (<i>Haynesina germanica</i>)	1720	30	9	1408 (1471.5) 1535
Beta-278088	735	Plant material	4910	40		5586 (5655) 5724
**SacA65359	792	Bulk	4775	30		5465 (5526.5) 5588
**SacA65371	801	Foraminifera (<i>Haynesina germanica</i>)	4965	30	9	5580 (5590) 5600
**SacA65358	801	Bulk	5430	30		6190 (6242.5) 6295
**SacA65370	860	Bivalve shell	4880	30	9	5462 (5524) 5586
**Beta-278089	895	Plant material	4700	40		5320 (5401) 5482
**SacA65369	1005	Foraminifera (<i>Haynesina germanica</i>)	5070	30	9	5599 (5668.5) 5738
**SacA65357	1144	Bulk	5510	30		6283 (6298) 6313
**SacA65368	1144	Foraminifera (<i>Haynesina germanica</i>)	5240	30	9	5893 (5908.5) 5924
**SacA65367	1181	Bivalve shell	5040	30	9	5593 (5655) 5717
Beta-278090	1328	Bulk	7140	50		7934 (7972.5) 8011
SacA65366	1344	Bivalve shell	6055	30	9	6671 (6737) 6803
SacA65356	1617	Bulk	8260	35		9122 (9225) 9328
**SacA65355	1852	Bulk	9045	45		10196 (10217) 10238
SacA65354	2083	Bulk	8645	40		9537 (9612.5) 9688
SacA65353	2254	Bulk	8885	40		9889 (10036) 10183
SacA65352	2502	Bull	8870	40		9884 (10030.5) 10177

Tableau IV-1 : Datations AMS-¹⁴C effectuées sur la carotte BET-8. En gris : les dates précédemment publiées dans Traini et al. (2013). Le symbole “**” indique les dates non prises en compte pour le modèle d'âge.

III.2. Analyses XRF

La carotte BET-8 a fait l'objet d'analyses géochimiques par fluorescence aux rayons X (XRF) effectuées via un scanner « *Avaatech* » (laboratoire EPOC, Univ. de Bordeaux 1, Pessac) à un pas de 1 cm, en dehors des niveaux grossiers où l'analyse n'est pas fonctionnelle. Les résultats de cette analyse étant semi-quantitatifs, il est nécessaire de les normaliser. Pour cela, les données sont généralement exprimées sous la forme d'un rapport établi sur Al ou sur un autre élément considéré comme caractéristique de la phase détritique (*Thomson et al., 2006*). Pour cette étude, une matrice de corrélation, réalisée à partir du package « *Hmisc* » sous R (version 4.1.2, R Development Core Team, 2021 ; <http://www.r-project.org/>), a permis de définir les coefficients de similarité de Pearson (r) entre les éléments et d'ainsi établir des ratios sur la base du signal environnemental (cf., Résultat : [Figure IV-11](#)).

III.3. Analyses granulométriques

Après une description visuelle des faciès sédimentaires, des analyses granulométriques ont été réalisées grâce au granulomètre laser « *Malvern Hydro 2000* » (Geo-Ocean, Univ. Bretagne Sud, Pontivy-Vannes) sur sédiment décarbonaté via l'ajout d'acide chlorhydrique (HCl). Le pas d'échantillonnage de 50 cm pour la section inférieure présentant des faciès sédimentaires homogènes (entre 2550 et 1390 cm) a été réduit à 10 voire 1 cm pour la section supérieure, en raison de la présence de faciès plus hétérogènes. Les données granulométriques ont ensuite été traitées avec le logiciel GRADISTAT version 8.0 (*Blott et Pye, 2001*), permettant d'obtenir la médiane (D50), les modes ainsi que les différentes classes granulométriques (i.e., sable, silt, argile ; cf., Résultat : [Figure IV-12](#)).

III.4. Analyses des assemblages de foraminifères benthiques

- *Prélèvements et tamisage*

Au total, 81 échantillons ont fait l'objet d'une analyse micropaléontologique. Le pas d'échantillonnage moyen est de 40 cm pour la section inférieure (2550-1350 cm) et oscille de 3 à 50 cm pour la section supérieure en fonction des variations de faciès sédimentaires. Les échantillons ont ensuite été lavés et tamisés manuellement par voie humide à 63 µm, 125 µm, 500 µm et 1 mm avant d'être séchés à l'étuve à 40°C puis pesés. Le comptage des foraminifères benthiques a été réalisé sur la fraction 125-500 µm et l'ensemble des refus de tamis ont fait l'objet d'une estimation semi-quantitative de la nature des particules (e.g., fragments biogènes de végétaux, de coquilles ou fragments détritiques ; [Figure complémentaire IV-7 p.189](#)) au stéréozoom Zeiss (x 100 maximum).

- *Comptages des foraminifères et traitements des données*

Fatela et Taborda (2002) 300 foraminifères ont été comptés et identifiés en s'appuyant sur la collection de référence du laboratoire Geo-Ocean (Univ. Bretagne Sud, Vannes) ainsi que sur les articles de *Murray (1971a)*, *Redois (1996)*, *Goubert (1997b)* puis nommés conformément à la base de données WoRMS (*WoRMS - World Register of Marine Species*). Dans certains échantillons, où toute la fraction 125-500 µm a été comptée, le nombre de 300 individus n'a pas été atteint, soit en raison d'un biais de préservation des tests bien connus des milieux de marais maritime (e.g., *Jonasson et Patterson, 1992* ; *Murray et Alve, 1999* / c.f., [Partie A section VI.2. p.140](#) de ce chapitre) soit en raison de conditions environnementales non propices à l'installation des foraminifères. Seuls les échantillons présentant plus de 80 individus comptés ont été retenus, pour les autres niveaux les espèces présentes sont indiquées à titre

d'information (cf., Résultats : [Figure IV-15](#)). Les données sont exprimées de plusieurs manières : en abondances relatives (pourcentages) et absolues (nombre d'individus / 50 g de sédiment brut), ainsi qu'en richesse (nombre d'espèces identifiées ou indice de Margalef). Enfin, les espèces rares et en moyenne inférieures à 2% (*Edwards et al., 2004* ; [Figure complémentaire IV-8 p.190](#)) ont été regroupées en fonction de leurs affinités écologiques définies d'après la littérature ([Figure complémentaire IV-9 p.191](#)).

- *Traitement statistique*

Afin de définir des assemblages de foraminifères dans la carotte BET-8, des analyses statistiques hiérarchiques et multivariées ont été réalisées sous le logiciel PAST version 1.75b (*Hammer et al., 2001*). Tout d'abord une analyse cluster a été effectuée, basée sur l'algorithme « *Paired group* » et l'indice de similarité « *Bray-Curtis* » (*Bray et Curtis, 1957*). Afin de valider le modèle cluster, différents tests ont été effectués et ont mis en évidence des assemblages homogènes. Dans un second temps, une analyse des correspondances (ou CCA pour « *Canonical Correspondence Analysis* ») a été effectuée. Cette dernière permet de trier les échantillons d'après leur variance les uns par rapport aux autres, et de les regrouper selon leur affinité écologique en fonction de paramètres environnementaux incluant ici les principales fractions granulométriques (i.e., <63, 63-250, 250-500 et >500 μm) et le signal XRF Ca/Ti.

IV. Résultats et interprétations

IV.1. Caractéristiques sédimentaires et cadre chronologique

IV.1.1. Zonations sédimentaires et modèle d'âge

Le long de la carotte BET-8, quatre zones décrivent des tendances sédimentaires différentes. Une première zone I, entre 2550 et 1350 cm, est caractérisée par une sédimentation homogène composée de silt moyen à grossier. La zone II, entre 1350 et 700 cm, se compose d'une alternance de faciès silteux et sablo-graveleux dont la mise en place est associée à des surfaces d'érosion (E1 à E7 dans les [Figure IV-10](#) et [Figure IV-12](#)). La zone III, entre 700 et 175 cm, est marquée par le retour d'une sédimentation homogène composée de silt fin argileux. Enfin, les derniers 175 cm du sommet de la carotte définissent la zone IV caractérisée par la présence de silt argileux oxydé.

Les 23 datations AMS- ^{14}C ont permis de mieux contraindre le cadre chronostratigraphique de la carotte BET-8 ([Figure IV-10](#)). Deux modèles d'âge ont pu être réalisés pour les zones I (5 datations) et III (5 datations). En revanche, pour la zone II aucun modèle d'âge n'a été réalisé

en raison des inversions de dates associées à la mise en place des niveaux sédimentaires grossiers à base érosive.

La zone I (2550-1350 cm / 10–7,9 ka BP) est caractérisée par des taux sédimentaires importants de l'ordre de 5,7 mm/an. Un hiatus sédimentaire d'environ 1,2 ka BP sépare la zone I de la zone II. Au sein de cette zone II (1350-700 cm / 6,7–5,5 ka BP) le solde sédimentaire entre dépôt et érosion correspond à un taux fictif de sédimentation de 4 mm/an, puisque cette zone présente 7 limites érosives. La zone III (700-175 cm / 5,5 ka–842 ans BP) est marquée par une chute des taux de sédimentation atteignant 1,3 mm/an en moyenne (Figure IV-10). La dernière zone (175-0 cm) couvrant une période récente (i.e., derniers 842 ans BP) n'a pas fait l'objet de datation supplémentaire en raison de l'âge récent et de la forte empreinte anthropique, caractérisant actuellement le secteur, ayant pu induire des remaniements sédimentaires importants.

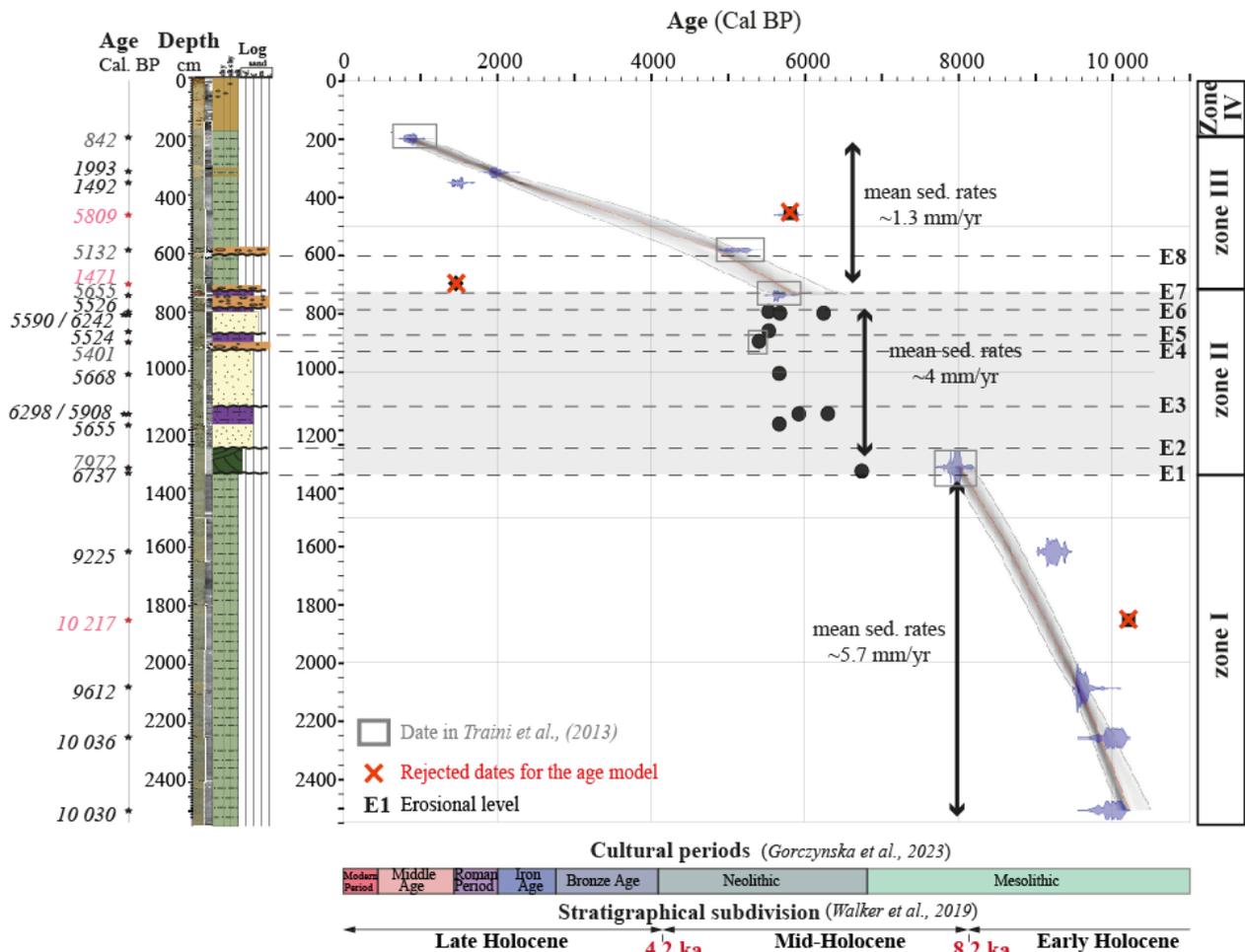
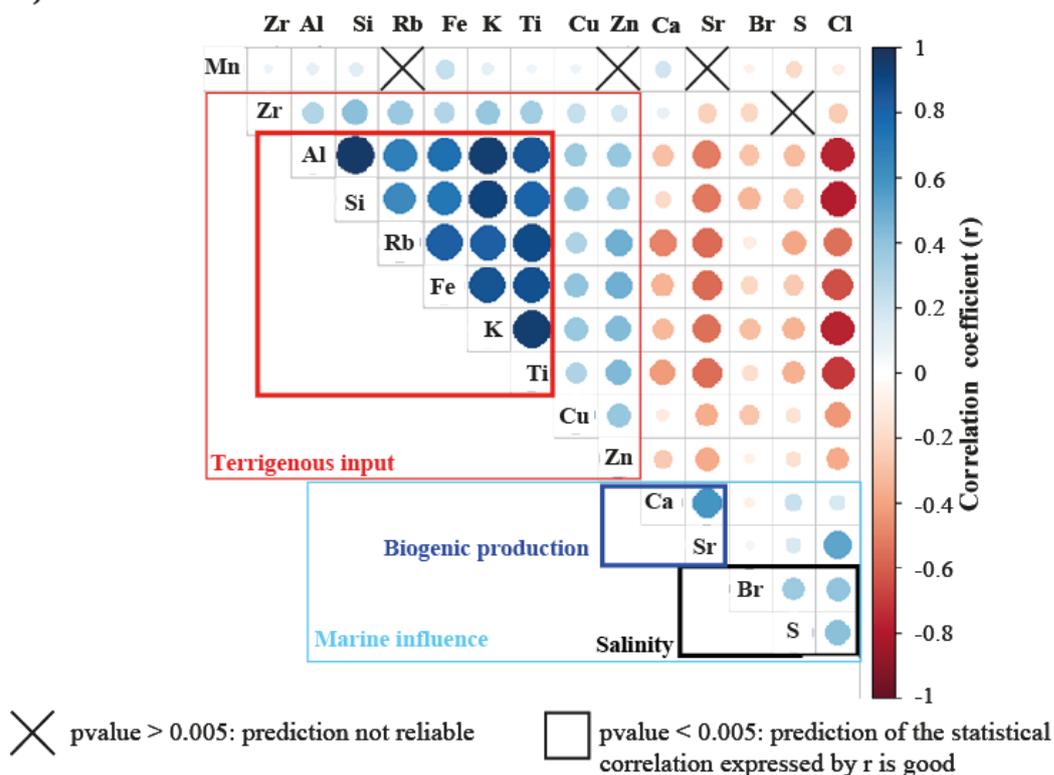


Figure IV-10: Modèle d'âge de la carotte BET-8, pour les zones I et III mis en parallèle du log sédimentaire. Pour la zone II, ne pouvant faire l'objet d'un modèle d'âge en raison des multiples surfaces d'érosion, seuls les points de datations sont indiqués. Voir la Figure IV-12 pour la description du log sédimentaire.

IV.1.2. Caractérisation des faciès sédimentaires : données XRF et granulométriques

La matrice de corrélation établie sur les éléments XRF a permis de distinguer trois grands ensembles d'éléments. Premièrement une corrélation positive est observée entre Al, Si, Rb, Fe, K, Ti ($r > 0,6$) et dans une moindre mesure avec Zr, Cu, Zn ($0,2 < r < 0,4$; [Figure IV-11a](#)), éléments associés à une signature environnementale détritique (*Croudace et Rothwell, 2015*). Les deux autres groupements identifiés sont marqueurs de l'influence marine : le groupe Ca-Sr ($r = 0,58$; [Figure IV-11a](#)) est associé à la production de matériel carbonaté biogène tandis que le groupe Br-S-Cl ($r \sim 0,2-0,3$; [Figure IV-11a](#)) marque une hausse de la salinité (*Croudace et Rothwell, 2015*). Pour normaliser les données XRF, des éléments anti-corrélés ont été sélectionnés afin d'établir des ratios fonction du signal environnemental (e.g., signal carbonaté versus terrigène : Ca/Ti et Sr/Al; [Figure IV-11b](#)). Pour le signal terrigène, l'élément Ti (signature silico-clastique) est normalisé par l'élément stable Al afin de tracer l'apport fluvial (*Croudace et Rothwell, 2015*; *Durand et al., 2018*).

a) Correlation matrix



b) XRF element ratios applied in this paleoenvironmental study

- **Ca/Ti ratio:** Carbonate production / Detrital input
- **Sr/Al ratio:** Carbonate production / Detrital input
- **Ti/Al ratio:** Runoff (silico-clastic signal)

Figure IV-11 : a) Matrice de corrélation obtenue sur les données XRF grâce au package « Hmisc » sous le logiciel R version 4.1.2. b) Ratios établis d'après les coefficients de similarité et la signature environnementale de chaque élément se référant à des études préalablement menées (*Croudace et Rothwell, 2015*; *Richter et al., 2006*). Si $r = 0$, il n'existe pas de corrélation entre les deux variables comparées. Plus r s'approche de 1, plus la corrélation est positive (en bleu), plus r s'approche de -1 plus la corrélation est négative (en rouge).

La zone I (2550-1350 cm / 10–7,9 ka BP) se caractérise par le faciès F1 (vert clair ; [Figure IV-12a](#)) composé d'une sédimentation homogène dominée par un mode fin, avec plus de 90% de silt (D50 moyen de 24 μm ; [Figure IV-12b-d](#)). Le signal XRF est caractérisé par deux phases d'incursion négative du signal Ca/Ti (i.e., 2550-2400 et 1700-1400 cm / 1^{ère} et 2^{ème} bandes rouges ; [Figure IV-12e](#)), associées à une production carbonatée moindre. Par ailleurs, un pic du signal terrigène Ti/Al est observé entre 2350 et 2290 cm ([Figure IV-12g](#)) coïncidant avec la présence de fragments lithiques dans les résidus de tamis ([Figure complémentaire IV-7 p.189](#)).

La zone II (1350-700 cm / ~6,7–5,5 ka BP) présente de multiples surfaces érosives (E1 à E7) associées à l'alternance de faciès fins et grossiers. Celle-ci démarre après la surface érosive E1, avec le faciès F2 (i.e., 1350-1260 cm / vert foncé ; [Figure IV-12a-d](#)) formé de silt argileux et marqué par l'occurrence de laminations entrecroisées visibles. Quelques rares fragments de coquilles présents au sommet de cet intervalle sont associés à des augmentations du ratio XRF Ca/Ti ([Figure IV-12e](#)).

A la suite de la surface érosive E2, se met en place le faciès F3 (1260-1180 cm / jaune ; [Figure IV-12a](#)) caractérisé par la mise en place de dépôts sableux et de quelques lamines silteuses (D50 compris entre 20 et 110 μm ; [Figure IV-12b,c](#)). Entre 1180 et 1120 cm, s'étend le faciès F4 (violet ; [Figure IV-12a](#)) marqué par une alternance de lamines sableuses fines à grossières, parfois très coquillières ainsi que de lamines silteuses plus ou moins riches en matière organique (D50 entre 19 et 623 μm ; [Figure IV-12b](#)). Ces deux faciès F3 et F4, compris entre les surfaces d'érosion E2 et E3 sont caractérisés par une hausse conjointe des ratios XRF carbonatés et terrigènes, i.e., Ca/Ti, Sr/Al et Ti/Al (1^{ère} bande bleu foncé ; [Figure IV-12e,f,g](#)). Cette hausse du signal terrigène coïncide avec l'accroissement du mode sédimentaire grossier ([Figure IV-12c](#)) ainsi que la présence de fragments lithiques dans les résidus de tamis ([Figure complémentaire IV-7 p.189](#)).

A la suite de la troisième surface érosive (E3), le faciès sableux F3 réapparaît entre 1120 et 930 cm, marqué par une diminution des ratios XRF Sr/Al et Ti/Al tandis que le signal Ca/Ti demeure élevé (1^{ère} bande bleu clair ; [Figure IV-12e,f,g](#)).

La quatrième surface érosive E4 (i.e., 930 cm) marque l'apparition du faciès F5 caractérisé par la présence de galets et de graviers imbriqués dans une matrice sableuse (D50 moyen de 790 μm , mode grossier dominant ; [Figure IV-12a, b, c](#)). Par la suite, la sédimentation est caractérisée par l'alternance des faciès F3 (intervalle 870-800 cm), F4 (intervalles 900-870, 800-780 et 750-730 cm) et F5 (intervalles 780-750 et 725-700 cm ; [Figure IV-12a](#)). Par ailleurs, à partir de la surface E4 les ratios XRF Sr/Al et Ti/Al réaugmentent (2^{ème} bande bleu foncé ; [Figure IV-12f, g](#)).

La zone III (700-175 cm / 5,5 ka-842 ans BP) faisant suite à la surface érosive E7 est marquée par la mise en place d'un faciès silto-argileux homogène similaire au faciès F1, interrompu entre 600 et 580 cm par l'établissement du faciès grossier F5 associé à la dernière surface érosive E8 (Figure IV-12a). Les ratios XRF Ca/Ti et Sr/Al diminuent nettement suite au retour de la sédimentation homogène, tandis que le ratio Ti/Al demeure élevé (1^{ère} bande orange) avant de décroître après la mise en place de la surface E8 (3^{ème} bande rouge ; Figure IV-12e, f, g). Puis l'intervalle 345-235 cm se caractérise par une augmentation du ratio Ca/Ti (2^{ème} bande bleu clair) accompagnée à partir de 350 cm par la hausse du signal Ti/Al (3^{ème} bande bleu foncé ; Figure IV-12e, f, g). Le ratio XRF Ca/Ti diminue de nouveau vers 235 cm, tandis que le ratio Ti/Al demeure élevé jusqu'à 175 cm (2^{ème} bande orange ; Figure IV-12e, f, g). Cette hausse du signal terrigène Ti/Al est corrélée à la présence de fraction lithique grossière (Figure IV-12c).

Enfin la zone IV (175-0 cm / depuis 842 ans BP) est caractérisée par la présence de silt de couleur brun foncé témoin de l'état oxydé du sédiment et forme le dernier faciès F6 (marron ; Figure IV-12a).

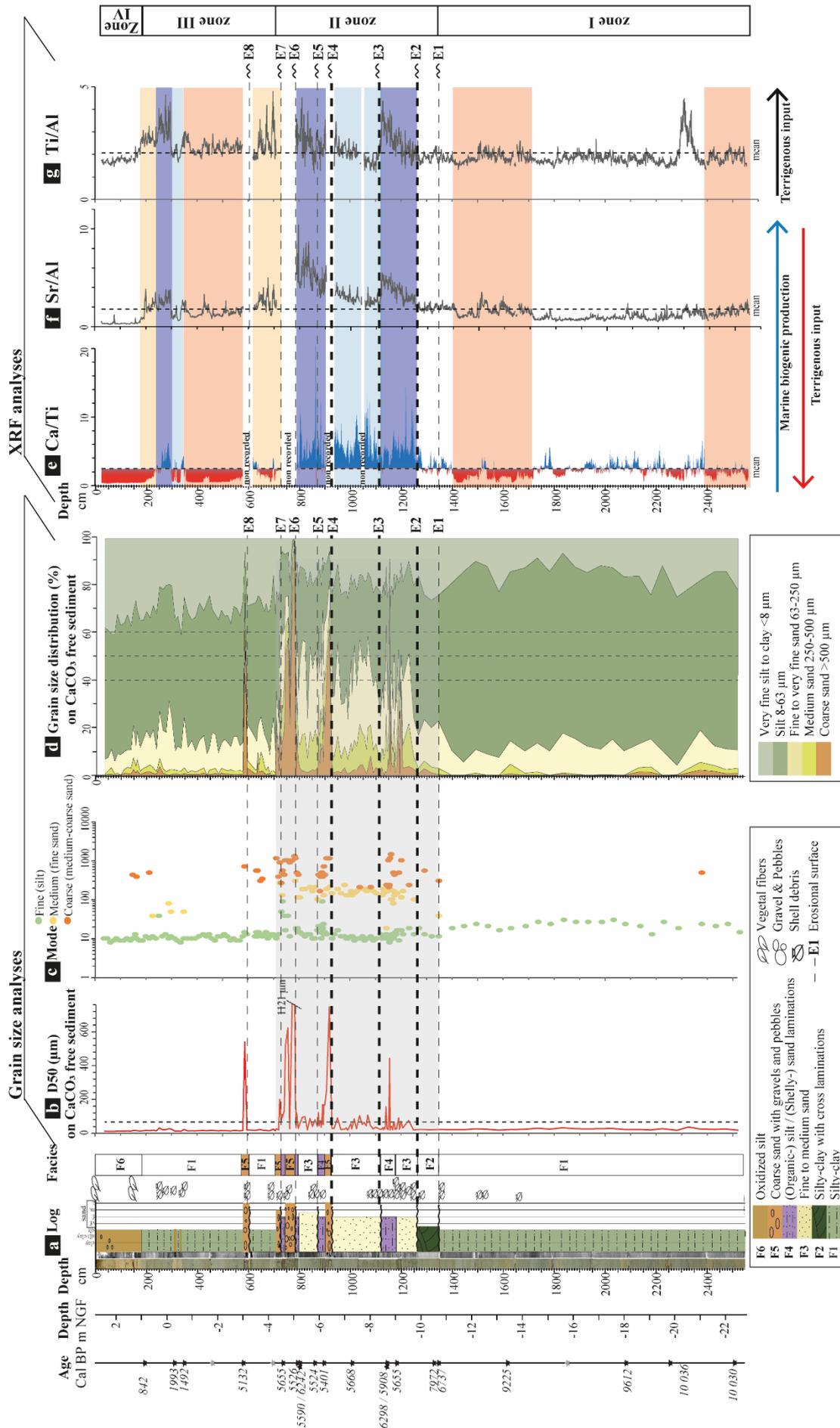


Figure IV-12 : Données sédimentologiques de la carotte BET-8, avec : (a) log et description des faciès sédimentaires ; (b, c, d) données granulométriques acquises sur le sédiment décarbonaté (respectivement D50, les modes et la distribution granulométrique ; (e-j) ratios XRF Ca/Ti, Sr/Al et Ti/Al (constitution des ratios détaillée en Figure IV-11).

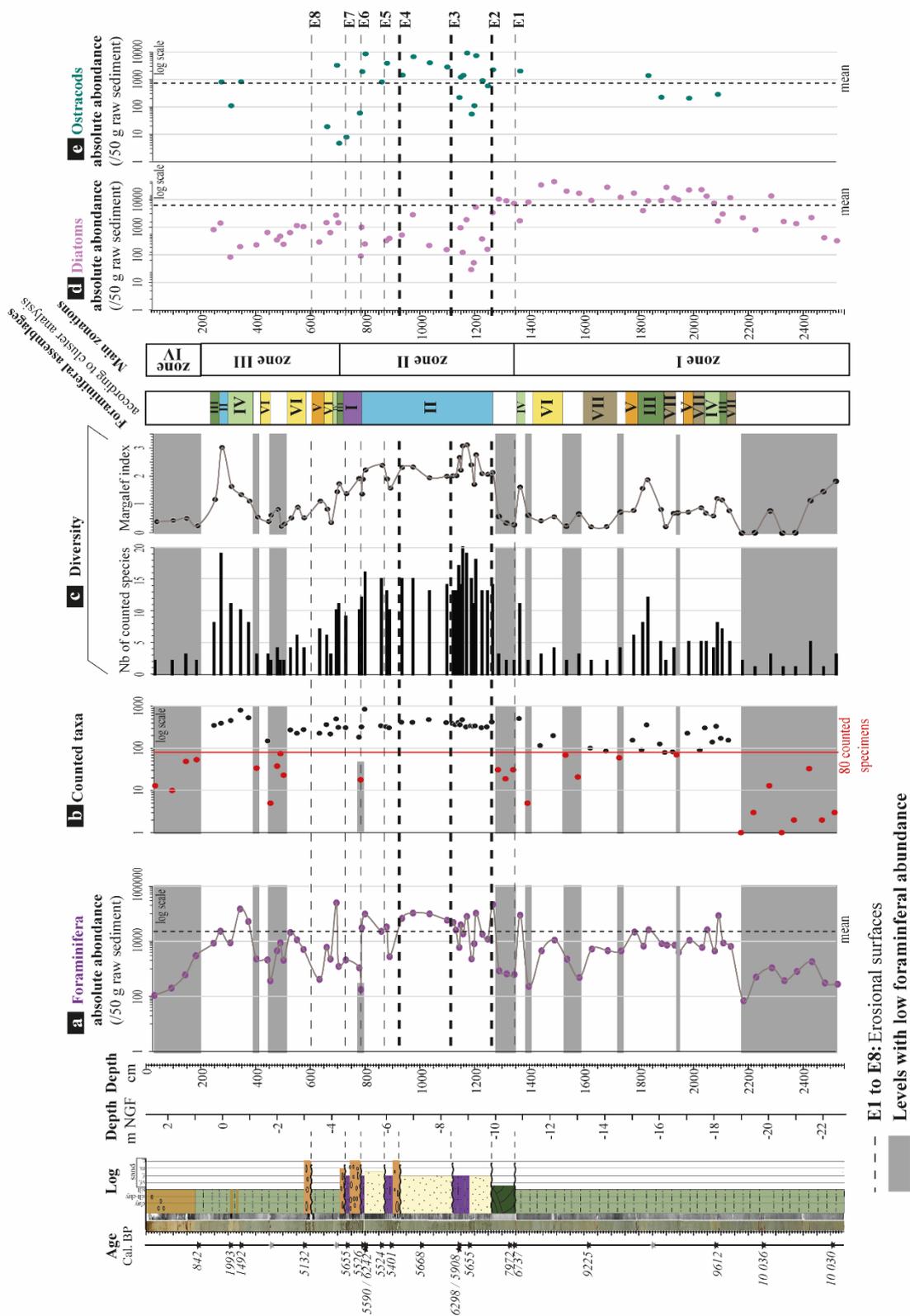
IV.2. Les assemblages de foraminifères benthiques dans la carotte BET-8

IV.2.1. Abondances absolues et richesse spécifique

Au total 39 espèces de foraminifères ont été identifiées (Figure complémentaire IV-8 p.190). L'abondance absolue atteint en moyenne 28 000 foraminifères/50 g de sédiment brut (Figure IV-13a). Par ailleurs, 26 niveaux sont caractérisés par une abondance moindre et sont associés à un nombre insuffisant de foraminifères comptés, ils ne peuvent donc pas être représentés en abondance relative (bandes grises dans la Figure IV-13a, b).

Les zones établies à partir des données sédimentaires sont également caractérisées par des variations dans les assemblages de foraminifères. L'abondance absolue moyenne augmente entre les zones I et II, passant de 13 000 à 46 000 foraminifères/50g de sédiment, puis décroît dans les zones II et IV passant de 34 600 à 1 100 foraminifères/50g de sédiment (Figure IV-13a). La richesse spécifique moyenne atteint respectivement 4 et 6 espèces dans les zones I et III, et atteint 13 espèces identifiées en moyenne dans la zone II (Figure IV-13c). Dans la zone IV, où seules quelques rares occurrences de foraminifères agglutinés sont observées, la richesse n'excède pas 3 espèces (Figure IV-13b, c). L'état oxydé du sédiment est ici un biais taphonomique causant une moindre préservation des tests de foraminifères à l'origine de faibles richesses et abondances (cf. Partie I section VI.2. p.140 de ce chapitre).

Les comptages réalisés sur les fractions 125-500 µm ont révélé la présence d'autres bioindicateurs à test siliceux et carbonaté : les diatomées et les ostracodes. Les diatomées atteignent une abondance absolue moyenne de 11 680 spécimens/50 g de sédiment dans la zone I, avant de décroître à 1 470 puis 462 spécimens/50 g de sédiment dans les zones II et III (Figure IV-13d). Les rares occurrences d'ostracodes dans les zones I et III (Figure IV-13e), s'observent dans des niveaux où la richesse des foraminifères augmente (Figure IV-13c). Dans la zone II, ils augmentent drastiquement atteignant en moyenne 2 000 ostracodes/50 g de sédiment (Figure IV-13e).



IV.2.2. Définition des assemblages de foraminifères à partir des analyses statistiques

Les 55 niveaux présentant un nombre suffisant de foraminifères comptés ont fait l'objet d'analyses cluster (Figure IV-14a) et CCA (Figure IV-14b) dans le but d'identifier différents assemblages présents dans la carotte BET-8. Ces analyses ont mis en évidence deux groupes écologiques majeurs (A et B) ainsi que sept sous-assemblages (I à VII ; Figure IV-14a). Ces assemblages se répartissent le long de l'axe 1 de la CCA, porteur à plus de 88% de la variance. Cette dernière est portée par la granulométrie, plus grossière à gauche, où se concentrent les échantillons du groupe A, et plus fine à droite de l'axe, où se concentrent les échantillons du groupement B.

Il convient désormais de décrire les assemblages de foraminifères de ces deux groupements et sept sous-assemblages afin de définir les conditions environnementales qui prévalaient lors de leur dépôt, en se référant au modèle de répartition actuelle des foraminifères dans le marais de Bétahon (cf., Partie I p.115 ou Figure IV-8 p.137) et en tenant compte des filtres taphonomiques pouvant affecter la représentation des assemblages fossiles (i.e., processus taphonomiques) et en s'appuyant sur la bibliographie.

Groupe A : les assemblages de la slikke

Le groupe A comprend 38 échantillons qui se subdivisent en 4 sous-assemblages (AI à AIV ; Figure IV-14a). D'après la CCA, l'assemblage AI (violet) est lié à la présence de fractions sédimentaires grossières (> 500 µm ; Figure IV-14b). L'assemblage AII (bleu) est quant à lui porté par la présence d'une sédimentation sablo-silteuse (fraction 63-250 et 250-500 µm) exprimant un fort signal carbonaté (ratio Ca/Ti ; Figure IV-14b). Les assemblages AIII (vert foncé) et AIV (vert clair) sont associés à une sédimentation intermédiaire oscillant entre fraction fine à sableuse. De manière générale le groupe A est dominé par les foraminifères à test hyalins (e.g., *Haynesina germanica*, *Ammonia beccarii*, *Ammonia tepida*, *Elphidium* spp.) communément associés aux environnements de slikke sous influence fluviale et/ou tidale (cf., Partie I p.115 ; Murray, 1971b, 1973 ; Horton et al., 1999 ; Armynot du Châtelet et al., 2005 ; Duchemin et al., 2005 ; Horton et Edwards, 2006 ; Stéphan et al., 2015 ; Francescangeli et al., 2017).

• *Assemblage AI et AII : environnements sous influence tidale*

L'assemblage AI d'une richesse spécifique moyenne de 9 espèces est dominé par l'espèce *A. beccarii* (40%) suivie par *H. germanica* (22%) et *A. tepida* (21% ; Figure IV-14a). Les Elphidiidae sont bien représentés dans cet assemblage avec 7% d'*Elphidium williamsoni*, 6% d'Elphidiidae à affinité marine (regroupant principalement *Elphidium pulvereum*,

Cribrorhynchium gerthi et *Elphidium crispum* ; [Figure complémentaire IV-9 p.191](#)) et enfin 2% d'*E. excavatum*.

Au sein de l'assemblage AII, où la richesse spécifique moyenne atteint 15 espèces, les espèces *H. germanica* (44%) et *A. tepida* (29%) dominent l'assemblage suivies par *A. beccarii* (11%). Les Elphidiidae sont bien représentés avec 7% d'Elphidiidae à affinité marine, 4% d'*E. williamsoni* et 3% d'*E. excavatum*. Cet assemblage est également marqué par l'occurrence de taxons associés aux endofaunes et épifaunes marines (~1%).

Dans ces deux assemblages AI et AII, la présence d'espèces infralittorales, telles que *A. beccarii* et les Elphidiidae marins, au sein d'un assemblage où les taxons estuariens *H. germanica* et *A. tepida* sont codominants, est induite par un transport via les agents hydrodynamiques. Ces deux assemblages sont ainsi comparables aux assemblages identifiés actuellement dans les environnements sous influence tidale, de type plage sableuse ou chenaux tidaux (c.f., Assemblage actuel 1 et 2c, [Partie I Figure IV-8 p.137](#)). Néanmoins, par rapport aux assemblages modernes, les assemblages fossiles sont caractérisés par de faibles proportions d'*E. excavatum* au profit de pourcentages élevés d'*A. beccarii*. Ces différences entre les assemblages fossiles et modernes seraient induites par l'évolution morphosédimentaire et hydrodynamique du secteur étudié au cours de l'Holocène. Actuellement, l'installation d'*E. excavatum* est favorisée dans des environnements turbides où affluent des charges sédimentaires silteuses, conditions qui prévalent actuellement dans les estuaires de la Vilaine et de la Loire (*Goubert, 1997b ; Mojtahid et al., 2016*).

- *Assemblage AIII : transition slikke-schorre*

L'assemblage AIII, présentant une richesse spécifique moyenne de 8 espèces, est dominé par *H. germanica* (50% ; [Figure IV-14a](#)). Les espèces à test agglutinés sont également bien représentées avec *Trochammina inflata* (16%) et *Entzia macrescens* (15%) accompagnées par *A. tepida* (14%). *E. williamsoni* (3%) et *A. beccarii* (1,5% ; [Figure IV-14a](#)) sont également présentes en moindre pourcentage. La forte proportion d'espèces agglutinées dans un assemblage dominé par *H. germanica* semble indiquer la présence d'un environnement situé à la transition entre la slikke et le schorre, tel qu'observé dans les assemblages actuels du marais maritime (c.f., Assemblage actuel 2a, [Partie I Figure IV-8 p.137](#)). Par ailleurs, l'occurrence d'*A. beccarii* (1,5%) peut résulter d'un faible transport tidal.

- *Assemblage AIV : slikke éloignée ou isolée de l'influence tidale*

L'assemblage AIV est largement dominé par *H. germanica* (85%), taxon dont la dominance résulte d'une nette influence fluviatile (e.g., *Debenay et al., 2006*). En moindre abondance sont représentées les espèces *A. tepida* (8%), *E. macrescens* (2%) et *Elphidium excavatum* (~1% ;

Figure IV-14a). Un assemblage similaire est observé dans les environnements vaseux actuels éloignés, voire complètement isolés, de l'influence tidale (i.e., haute slikke, chenal secondaire, dépression vaseuse ; c.f., Assemblage actuel 2b, [Partie I Figure IV-8 p.137](#)).

Groupe B : les assemblages du schorre

Le groupe B regroupe 17 échantillons qui se répartissent au sein de 3 assemblages (BV, BVI et BVII). Ces derniers, situés les plus à droite de l'axe 1 de la CCA, sont marqués par la présence de fractions sédimentaires très fine (<63 μm ; [Figure IV-14b](#)). De plus, ces assemblages sont dominés par les foraminifères à test agglutiné (i.e., *Entzia macrescens* et *Trochammina inflata*) et présentant une faible richesse spécifique (4 à 6 espèces identifiées en moyenne). Considérant l'ensemble de ces paramètres, ces assemblages apparaissent caractéristiques de la partie végétalisée du schorre (cf., [Partie I p. 115](#) . *Murray, 1973 ; Scott et Medioli, 1978 ; Horton et al., 1999 ; Duchemin et al., 2005 ; Horton et Edwards, 2006 ; Rossi et al., 2011 ; Stéphan et al., 2015 ; Francescangeli et al., 2017*).

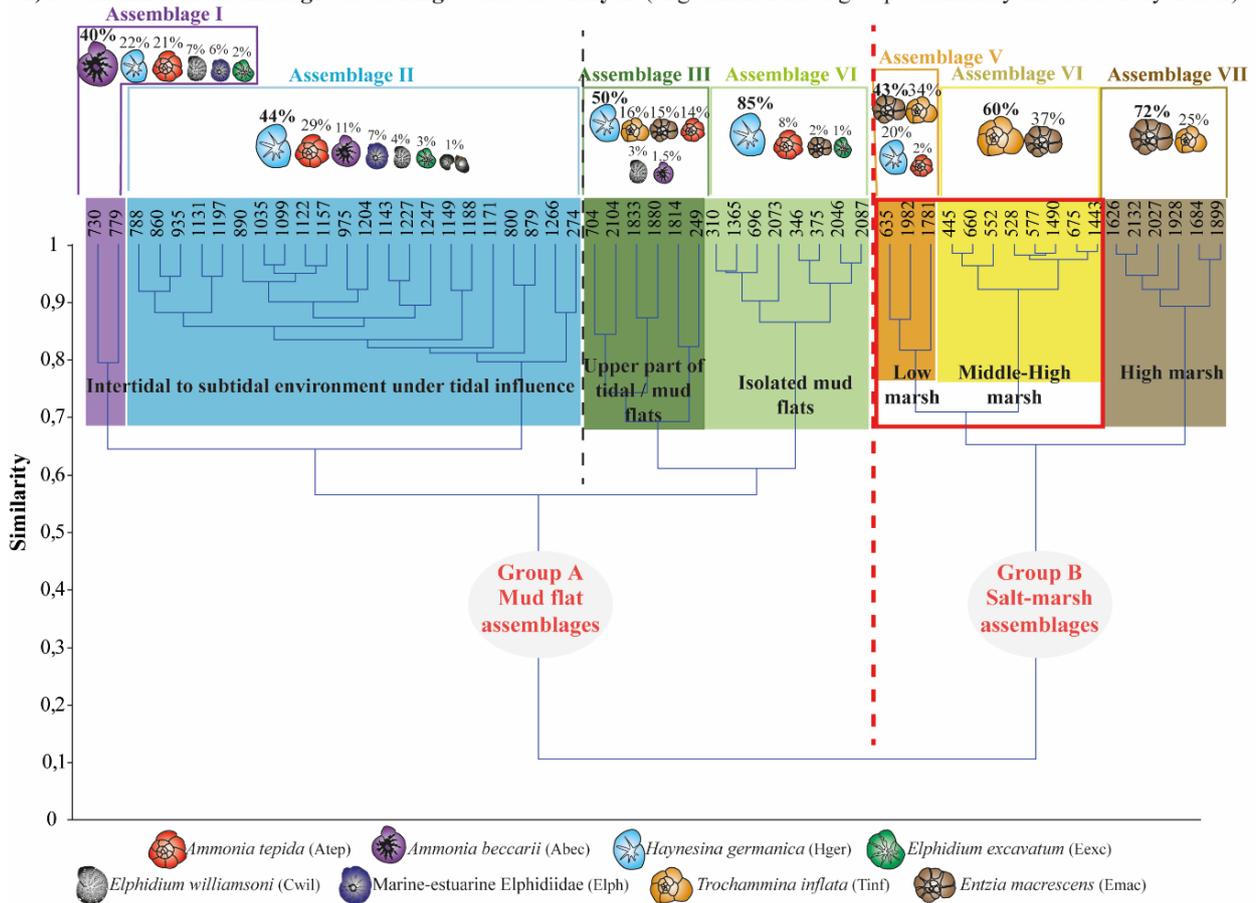
• *Assemblage BV : le bas schorre*

L'assemblage BV présente la richesse spécifique la plus haute du groupe B avec 6 espèces identifiées en moyenne. Les deux espèces agglutinées *E. macrescens* (43%) et *T. inflata* (34%) dominent l'assemblage, accompagnées par l'espèce hyaline *H. germanica* (20%) et en moindre pourcentage *A. tepida* (2% ; [Figure IV-14a](#)). La présence d'espèces hyalines au sein d'un assemblage dominé par les agglutinées est identifiée dans les environnements actuels du bas schorre situés à proximité de la slikke (c.f., Assemblage actuel A3, [Partie I Figure IV-8 p.137](#)).

• *Assemblage BVI et BVII : schorre médian à haut*

Au sein de l'assemblage VI, l'espèce dominante est *T. inflata* (60%) suivie par *E. macrescens* (37% ; [Figure IV-14a](#)). Un tel assemblage n'a pas été observé dans les assemblages actuels du marais de Bétahon, mais il est commun dans de nombreux marais maritimes britanniques (*Murray, 1991 ; Masset et al., 2006 ; Horton et Edwards, 2006*), néo-zélandais (*Hayward et Hollis 1994 ; Haywards et al., 2004*) ou encore américains (*Kemp, 2009 ; Walker et al., 2023*) et correspond à des environnements de schorre médian à supérieur, caractérisés par une forte salinité. Enfin l'assemblage BVII est dominé par *E. macrescens* (72%) et par *T. inflata* (25% ; [Figure IV-14a](#)). Ce dernier assemblage, non enregistré dans les assemblages actuels, a été identifié dans les parties hautes à médianes du schorre dans de nombreux marais maritimes tempérés (e.g., *Scott et Medioli, 1978 ; Murray, 1973 ; Horton et Edwards, 2006 ; Hayward et al., 2004b ; Duchemin et al., 2005 ; Rossi et al., 2011 ; Stéphan et al., 2015 ; Francescangeli et al., 2017*).

a) Foraminiferal assemblages according to cluster analysis (Algorithm: Paired group / Similarity measure: Bray Curtis)



b) Canonical Correspondence Analysis

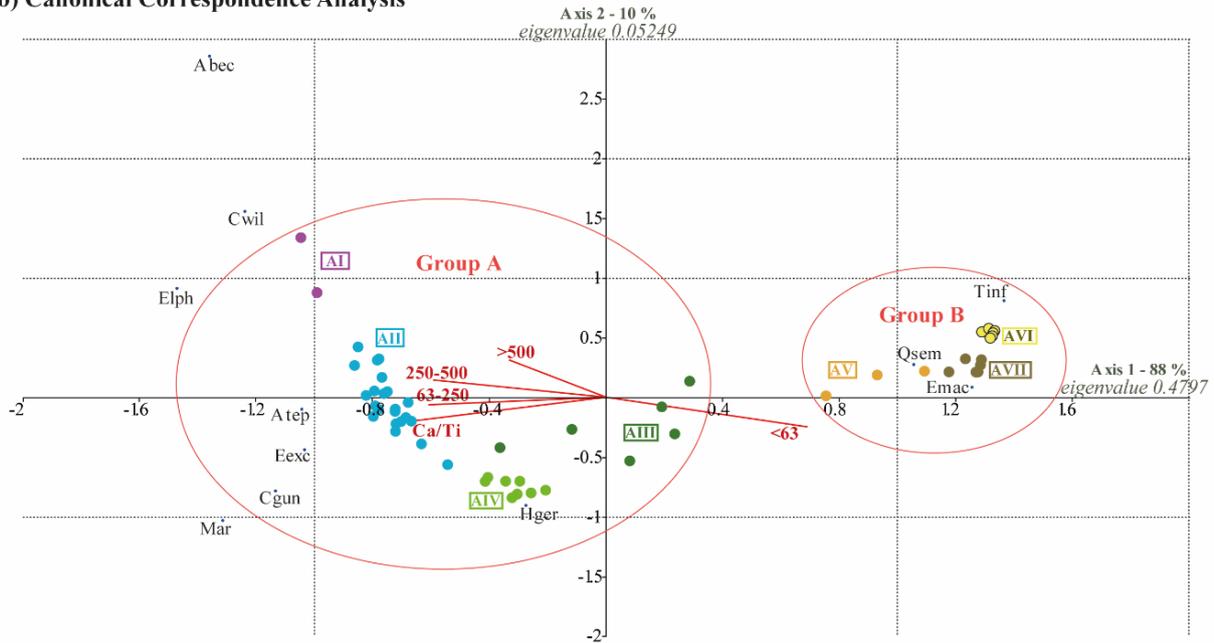


Figure IV-14 : a) Analyse cluster basée sur l’algorithme « Paired group » et utilisant l’indice de similarité « Bray Curtis » et b) analyse par correspondance (CCA pour « Canonical Correspondence Analysis »), effectuées sur les abondances relatives des foraminifères de la carotte BET-8. Les deux analyses ont été réalisées sous le logiciel PAST.

Bilan des assemblages identifiés

Au total 7 sous-assemblages ont été définis et associés à des sous-environnements allant du haut schorre à la slikke tidale, comme schématisé en [Figure IV-15a](#). Il convient désormais d'étudier la répétition de ces différents assemblages au sein de la carotte sédimentaire BET-8 afin d'étudier des dynamiques paléoenvironnementales.

IV.2.1. Répartition des assemblages de foraminifères au sein de la carotte BET-8

Les assemblages définis par l'analyse cluster sont reportés le long de la carotte BET-8 ([Figure IV-15b](#)), ce qui permet d'identifier une évolution en trois phases du système, concordante avec les grandes zones sédimentaires décrites précédemment.

La première zone (2550-1350 cm / 10–7,9 ka BP) débute avec un intervalle présentant une faible abondance de foraminifères, où seules quelques occurrences d'espèces agglutinées sont identifiées (2550-2150 cm ; [Figure IV-13a](#) et [Figure IV-15b](#)). Puis l'intervalle 2150-1350 cm (~9,6–7,9 ka BP) est marqué par l'alternance des assemblages du schorre, BV (orange) et BVII (marron), ainsi que des assemblages de haute slikke à slikke isolée, respectivement AIII (vert foncé) et AIV (vert clair ; [Figure IV-15a, b](#)). L'alternance de ces assemblages peut résulter d'une migration latérale des environnements de dépôts, notamment à la migration d'un chenal.

La deuxième zone (1350-700 cm / 6,7–5,5 ka BP) débute avec un intervalle à faible abondance associé au faciès sédimentaire F2 ([Figure IV-15b](#)). Les assemblages AII (bleu, 1260-780 cm) et AI (violet, 780-700 cm), caractérisés par la présence d'espèces marines infralittorales (i.e., *A. beccarii*, Elphidiidae marins, endofaunes et épifaunes marines) s'établissent ensuite, ce qui traduit la mise en place d'un environnement sous influence tidale ([Figure IV-15a, b](#)).

La troisième zone (700-175 cm / depuis 5,5 ka BP) est marquée par le retour des assemblages de haute slikke (AIII) à slikke isolée (AIV), marquant l'affaiblissement du signal marin au profit de l'influence fluviatile. Puis entre 680 à 390 cm, les assemblages du schorre végétalisé (BV et BI) s'établissent traduisant un assèchement du milieu ([Figure IV-15a, b](#)). Au-delà, les assemblages de slikke isolée (i.e., AIV puis AIII entre 390-274 cm) puis de slikke tidale (i.e., AII, post-274 cm) font leur retour, reflétant l'alluviation d'un chenal ainsi qu'un léger regain de l'influence tidale.

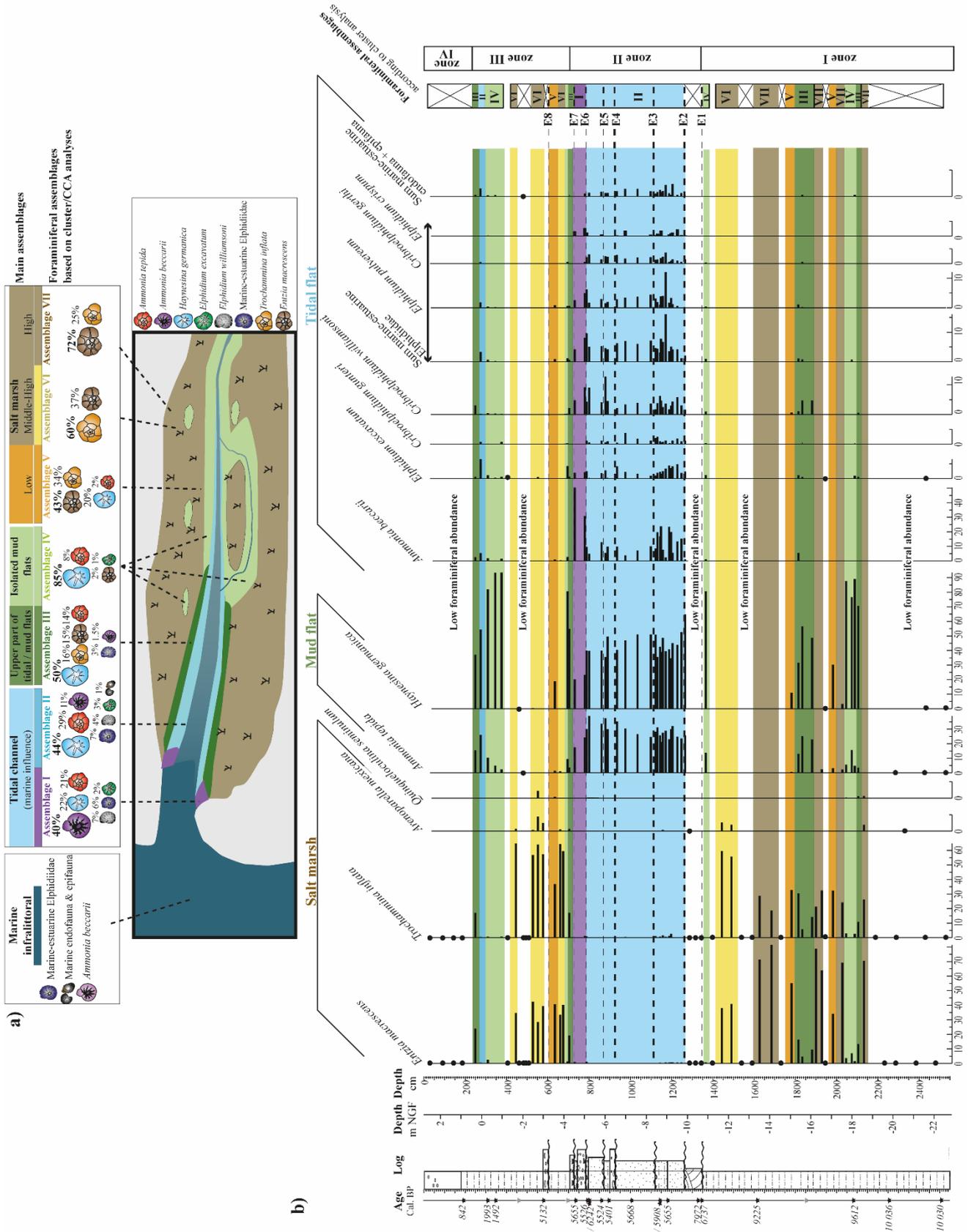


Figure IV-15 : a) Schéma de distribution au sein d'un estuaire des différents sous-assemblages de foraminifères, identifiés dans la carotte BET-8. b) Evolution des assemblages de foraminifères le long de la carotte BET-8.

V. Discussion : évolution paléoenvironnementale du marais de Bétahon depuis 10 ka BP

V.1. De 10 à 7,9 ka BP : comblement estuarien

L'intervalle 10–7,9 ka BP (zone I) est marqué par la mise en place d'une première unité de comblement à Bétahon qui se caractérise par une sédimentation homogène fine (i.e., argile-silteuse). Entre 10 et 9,6 ka BP, l'abondance de foraminifères est très faible se traduisant par quelques occurrences de taxons agglutinés mal préservés. Sur cet intervalle où le niveau marin demeure inférieur à -20 m par rapport au niveau actuel (Figure IV-16), le secteur étudié est encore largement continental et n'est pas encore affecté par l'influence marine-tidale. Sur l'intervalle 9,6 et 7,9 ka BP, les foraminifères se développent alternant entre des assemblages de schorre ou de slikke sous influence fluviale (Figure IV-16). Cette unité décrit l'installation des premiers cortèges estuariens sur le secteur de Bétahon, encore très en retrait de la ligne de rivage (position du niveau marin entre -20 et -9 m par rapport au niveau actuel ; Figure IV-17).

Entre 10 et 7,9 ka BP le niveau marin augmente rapidement sur le plateau sud-armoricain (~7 mm/an ; Garcia-Artola *et al.*, 2018 ; Figure IV-16). Les milieux distaux de l'actuelle baie de Vilaine sont touchés par l'inondation et le ravinement marin à partir de 8,4 ka BP (Bouysse *et al.*, 1974 ; Proust *et al.*, 2001 ; Menier *et al.*, 2010), avant que la vallée de Vilaine, caractérisée par une pente douce, ne soit rapidement ennoyée (Traini *et al.*, 2013). La remontée rapide du niveau marin favorise la création d'espace d'accommodation définissant l'établissement du cortège sédimentaire transgressif (TST). Ce cortège s'accompagne de taux de sédimentation importants dans les milieux distaux (e.g., David *et al.*, 2022) mais également proximaux où ils entraînent l'aggradation de dépôts dans les estuaires conduisant au développement de marais maritime et d'estran (e.g., Dalrymple *et al.*, 1992 ; Allard *et al.*, 2010 ; Tessier *et al.*, 2010). Cette aggradation se fait au même rythme que la remontée du niveau marin, la charge sédimentaire fluvio-marine est ainsi suffisante pour combler l'espace d'accommodation au gré de cette transgression (8 m en 1700 ans à Bétahon).

En résumé, l'intervalle 10–7,9 ka BP marque l'installation des faciès estuariens exprimés par le développement de marais maritimes dans les secteurs les plus en amont des anciennes rias connectées à la paléovallée de la Vilaine, ce qui explique la présence d'assemblages de foraminifères typiques de schorre ou de slikke dite isolée (i.e., sous influence fluviale principale) à Bétahon dès 9,6 ka BP (Figure IV-16 et Figure IV-17). Ce modèle de remplissage est cohérent avec les données préalablement collectées à l'échelle de la baie de Vilaine. En effet, des dépôts sédimentaires antérieurs à 7 ka BP associés au fonctionnement d'une ancienne ria ont été identifiés par les travaux de Sorrel *et al.* (2010), dans un secteur plus distal,

aujourd'hui situé dans la baie de Vilaine (i.e., carottes Vk04 et Vk17 dans [Figure IV-17](#)). Enfin, dans l'actuel marais de la Bédume situé à l'ouest de notre secteur d'étude (carotte C1 dans la [Figure IV-17](#) ; *Stéphan et Goslin, 2014*), la présence d'un milieu tourbeux associé à un environnement de haut-schorre végétalisé d'après les assemblages de foraminifères, témoigne du développement d'un vaste marais maritime autour de 7,2 ka BP.

V.2. De ~6,7 à 5,5 ka BP : période de ravinement tidal

La sédimentation devient discontinue conduisant à un hiatus sédimentaire de 1,2 ka BP (i.e., entre 7,9 et 6,7 ka BP) puis a une alternance de faciès silto-sableux à sablo-graveleux, sur l'intervalle 6,7–5,5 ka BP (zone II) dont la mise en place est associée à des surfaces d'érosion (E1 à E7 ; [Figure IV-16](#)). Les sédiments présentent un enrichissement en carbonates ([Figure IV-12e](#)) associé à la présence de fragments coquilliers, d'ostracodes ([Figure IV-13e](#)) et de foraminifères hyalins ([Figure IV-15b](#)). Les assemblages de foraminifères se diversifient avec l'apparition d'espèces infralittorales (i.e., Elphidiidae ainsi que les endofaunes et épifaunes marines) dans un assemblage dominé par les taxons estuariens (*H. germanica* et *A. tepida* ; [Figure IV-15b](#)), ce qui traduit un transport de ces premières par les courants tidaux. En outre, *A. beccarii*, dont le test robuste favorise sa représentation dans les environnements hautement hydrodynamiques tels que les chenaux tidaux du Golfe du Morbihan (*Perez-Belmonte, 2008*) ou le cordon dunaire de Bétahon (cf., [Partie I p. 115](#)), devient une espèce commune voire dominante. Ces proxies témoignent d'une hausse de l'hydrodynamisme à l'issue de la mise en place d'une surface de ravinement tidal (TRS pour « *Tidal Ravinement Surface* ») entre 7,9 et 6,7 ka BP.

L'intervalle ~6,7–5,5 ka BP est caractérisé par le dépôt de faciès tidaux à Bétahon interprétés comme résultant du développement de milieux vaseux intertidaux ou de zones de replats de marées (i.e., lamines silto-sableuses coquillières) suivie par l'accrétion de barres tidales (i.e., faciès sableux à sableux-graveleux). D'après le modèle de *Dalrymple et al., (1992)*, cette sédimentation est caractéristique d'un environnement de type estuaire dominé par la marée. En résumé, sous l'effet de la transgression, la dynamique sédimentaire de Bétahon évolue passant d'un environnement estuarien stable avec développement de marais maritimes sur l'intervalle 9,6–7,9 ka BP à un milieu estuarien sous influence de la marée entre ~6,7 et 5,5 ka BP ([Figure IV-17](#)). Ces observations coïncident avec les enregistrements sédimentaires de la baie et de l'estuaire externe de la Vilaine, où l'influence tidale est décelée à partir de 7–6,5 ka BP et associée à la mise en place d'une surface de ravinement tidal surmontée par l'accrétion de barres tidales (carottes Vk04, 17, 16 et 32 dans la [Figure IV-17](#) ; *Sorrel et al., 2010*). Ce seuil

d'inondation des milieux proximaux est également identifié dans le golfe du Morbihan (*Perez-Belmonte, 2008*) ou encore dans l'estuaire de la Loire (*Delaine et al., 2015*) entre 8 et 5 ka BP.

A l'échelle macro-régionale du plateau sud-armoricain, au cours de l'intervalle 8,4–5,7 ka BP, les dernières unités du cortège transgressif se mettent en place et les taux de remontée du niveau marin décroissent autour de 7-6 ka BP (*Garcia-Artola et al., 2018* ; [Figure IV-16](#)). Cela se traduit dans les milieux distaux par la mise en place de faciès sédimentaires et/ou faunistiques condensés caractéristiques de l'établissement de la surface d'inondation maximale (MFS pour « *Maximum Flooding Surface* ») (*David et al., 2022*). Dans les milieux proximaux (i.e., Bétahon) à la faveur de la rétrogradation de la ligne de rivage l'hydrodynamisme augmente. Ainsi, la fin du TST se traduit par l'établissement d'une surface de ravinement tidal entre ~7,9 et 6,7 ka BP, suivie par l'installation de cortèges sédimentaires tidaux entre 6,7 et 5,5 ka BP. Dans cette configuration environnementale dominée par l'influence tidale, le signal terrigène Ti/Al montre des incursions positives traçant des décharges fluviales plus intenses ([Figure IV-12g](#) ou [Figure IV-17](#)). Cela concorde avec la phase de réorganisation des dynamiques océaniques et atmosphériques de l'Atlantique Nord (*Bond et al., 2001* ; *Penaud et al., 2020*) entraînant une intensification du régime de précipitation hivernale et une hausse des débits fluviaux sur l'Europe du Nord entre 6,4 et 5,1 ka BP.

V.3. Depuis 5,5 ka BP : édification du marais maritime actuel

A partir de 5,5 ka BP (zone III), la sédimentation devient de nouveau homogène tandis que les assemblages de foraminifères de slikke sous influence fluviale puis de schorre sont de retour, marquant l'établissement du marais maritime de Bétahon. En parallèle, des dépôts marins offshore s'installent au sein de la baie de la Vilaine vers 5,8-5,5 ka BP (*Sorrel et al., 2010* ; carottes Vk04, 17, 16) tandis que la partie externe de l'estuaire de la Vilaine enregistre une sédimentation sableuse alimentée par l'influence fluviale (*Sorrel et al., 2010* ; carottes Vk32, 15, 01 ; [Figure IV-17](#)).

L'établissement de faciès de marais maritime à Bétahon s'opère dans un contexte de haut niveau marin, celui-ci ayant atteint une position proche de l'actuelle (-3 m vers 5,5 ka BP ; *Garcia-Artola et al., 2018* ; [Figure IV-16](#)). Cette réduction de l'influence tidale post-phase de stabilisation du niveau marin est largement reconnue dans de nombreux systèmes estuariens (e.g., *Dalrymple et al., 1992* ; *Fletcher et al., 1993* ; *Long et al., 1996* ; *Margotta et al., 2016*). Le ralentissement des taux de remontée du niveau marin a conduit à la réduction de l'espace d'accommodation, les milieux proximaux (baies et estuaires) se combent progressivement

tandis que le prisme tidal migre en direction la mer, ce qui définit l'établissement du cortège de haut niveau marin (ou HST).

Par ailleurs, le long du littoral breton, la ligne de rivage se régularise suite à la formation des cordons sableux, en arrière desquels se forment de vastes zones humides ou tourbières littorales (e.g., *Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Marguerie, 1989 ; Stéphan, 2019*). Dans la partie ouest de la plage de Bétahon, un dépôt tourbeux est à l'affleurement sur l'actuel bas estran (*Marguerie, 1989 ; « peat bog »* dans la [Figure IV-17](#)). Cette tourbière témoigne du développement d'un ancien marais progressivement déconnecté des incursions marines, possiblement suite à la mise en place d'un paléo-cordon dunaire autour de 3,7 et 3,9 ka BP, d'après les deux datations obtenues par *Marguerie (1989)* et recalibrées d'après la courbe IntCal20. Dans l'anse de Bétahon, les affleurements rocheux sont nombreux, les premiers cordons dunaires auraient ainsi pu s'ancrer sur le rocher du Bédun avant de progressivement reculer et s'ancrer sur les falaises de Croménac'h, point d'ancrage de l'actuel flèche sableuse ([Figure IV-9b](#) et [Figure IV-17](#)). *Traini et al. (2013)* définissaient l'établissement de l'actuelle flèche sableuse de Bétahon autour de 5,4 ka BP. Cependant, aucun dépôt de tempête (ou « *washover* ») n'est décelé dans la carotte sédimentaire de Bétahon pourtant située en arrière de ce cordon dunaire, et ce, malgré les événements tempétueux enregistrés à l'échelle des côtes sud-bretonnes au cours des derniers 5,4 kyrs BP (*van Vliet et al., 2014*). La flèche sableuse n'aurait donc atteint sa position actuelle que récemment et ne serait à priori pas enregistrée dans la séquence étudiée sous la forme de washover. Plus à l'ouest, dans le marais de la Bédume en arrière du cordon actuel, une fine pellicule de sable fin éolien est identifiée au sommet d'une séquence sédimentaire (carotte C1 dans la [Figure IV-17 ; Stéphan et Goslin, 2014](#)) et pourrait coïncider avec l'établissement récent de la flèche sableuse.

En résumé, le marais maritime de Bétahon se forme à partir de 5,5 ka BP, sous l'impulsion d'un comblement entraînant le recul du prisme tidal et l'élévation du milieu au-dessus de la limite des PMME à l'origine de l'installation d'espèces de foraminifères moins tolérantes à la salinité, i.e., assemblages de schorre végétalisé. En outre, la formation d'un ancien cordon dunaire ancré sur les affleurements rocheux de l'anse de Bétahon (e.g., rocher du Bédun) a également pu contribuer à isoler le secteur de l'influence de la marée et des houles.

La réorganisation des dynamiques sédimentaires faisant suite à l'établissement du HST pourrait en partie expliquer une abondance plus importante d'*E. excavatum* dans les assemblages actuels par rapport aux assemblages fossiles. En effet, en baie de Quiberon, *E. excavatum* est enregistré à partir de 5,7 ka BP (*Goubert, pers. comm*) coïncidant avec l'installation du HST (*David et al., 2022* ou [Chapitre V p.193](#)). Par ailleurs, de récentes études

ont démontré que l'augmentation des précipitations hivernales entraînant une érosion accrue des bassins versants, d'autant plus intense lorsque le couvert végétal est massivement déboisé, est corrélée à un apport massif de fractions silteuses dans les eaux côtières (e.g., *Poirier et al., 2011*). Or, une réorganisation climatique globale s'opère autour de 4,2 ka BP associée à une amplification du régime de précipitations hivernales sur l'Europe du nord à l'origine de décharges fluviales plus importantes (*Benito et al., 2015*). A cette dynamique s'ajoute l'intensification de la déforestation dans les bassins versants bretons à partir de l'Age du Bronze (i.e., 4,2 ka BP ; *Marguerie, 1992* ; *David, 2014* ; [Chapitre V p.193](#) et [Chapitre VI p.235](#)). Le double seuil hydro-climatique et anthropique du 4,2 ka BP, aurait ainsi favorisé l'afflux de fractions sédimentaires fines dans les eaux côtières et entraîné la migration des bouchons vaseux vers les parties externes des estuaires. Ces conditions auraient favorisé l'installation d'*E. excavatum*, proliférant dans les environnements turbides où affluent des fractions silteuses en constants remaniements (e.g., estuaire de la Vilaine et de la Loire ; *Goubert, 1997b* ; *Mojtahid et al., 2016*). En résumé, les influences marines/tidales dominantes par le passé sont à l'origine des fortes abondances d'*A. beccarii* dans les assemblages fossiles, tandis que la reconfiguration hydro-morpho-sédimentaire de l'estuaire de la Vilaine, amorcée autour de 5,5-4,2 ka BP, a conduit à la prolifération d'*E. excavatum*. En outre, la construction récente du barrage d'Arzal (i.e., 1970) a contribué à expulser davantage le bouchon vaseux vers l'estuaire externe de la Vilaine contribuant également à la prolifération de cette espèce dans l'estuaire de la Vilaine (*Goubert, 1997b*).

Autour de ~1,9–1,4 ka BP les assemblages de foraminifères sont marqués par le retour des environnements de slikke dans lesquels sont présentes quelques espèces infralittorales, simultanément avec la résurgence du signal de productivité marine biogène (i.e., ratio XRF Ca/Ti) mais également du signal d'intensification de la décharge fluviale (i.e., ratio XRF Ti/Al ; [Figure IV-16](#)). Cette dynamique coïncide avec une nouvelle phase de détérioration climatique décelée dans l'Atlantique Nord sur l'intervalle 1,2–1,6 ka BP (*Bond et al., 2001* ; *Penaud et al., 2020*) conduisant à l'intensification du régime de précipitation hivernale et à des événements tempétueux plus fréquents (*van Vliet-Lanoë et al., 2014* ; *Lambert et al., 2020*). Enfin, après 842 ans BP (zone IV) les sédiments s'oxydent, ce qui pourrait résulter de l'action anthropique. En effet, en cette période du Haut Moyen-Age où l'activité agricole connaît une expansion considérable (e.g., *Marguerie, 1992*), le marais a pu être drainé en vue de l'installation d'aires de pâturage.

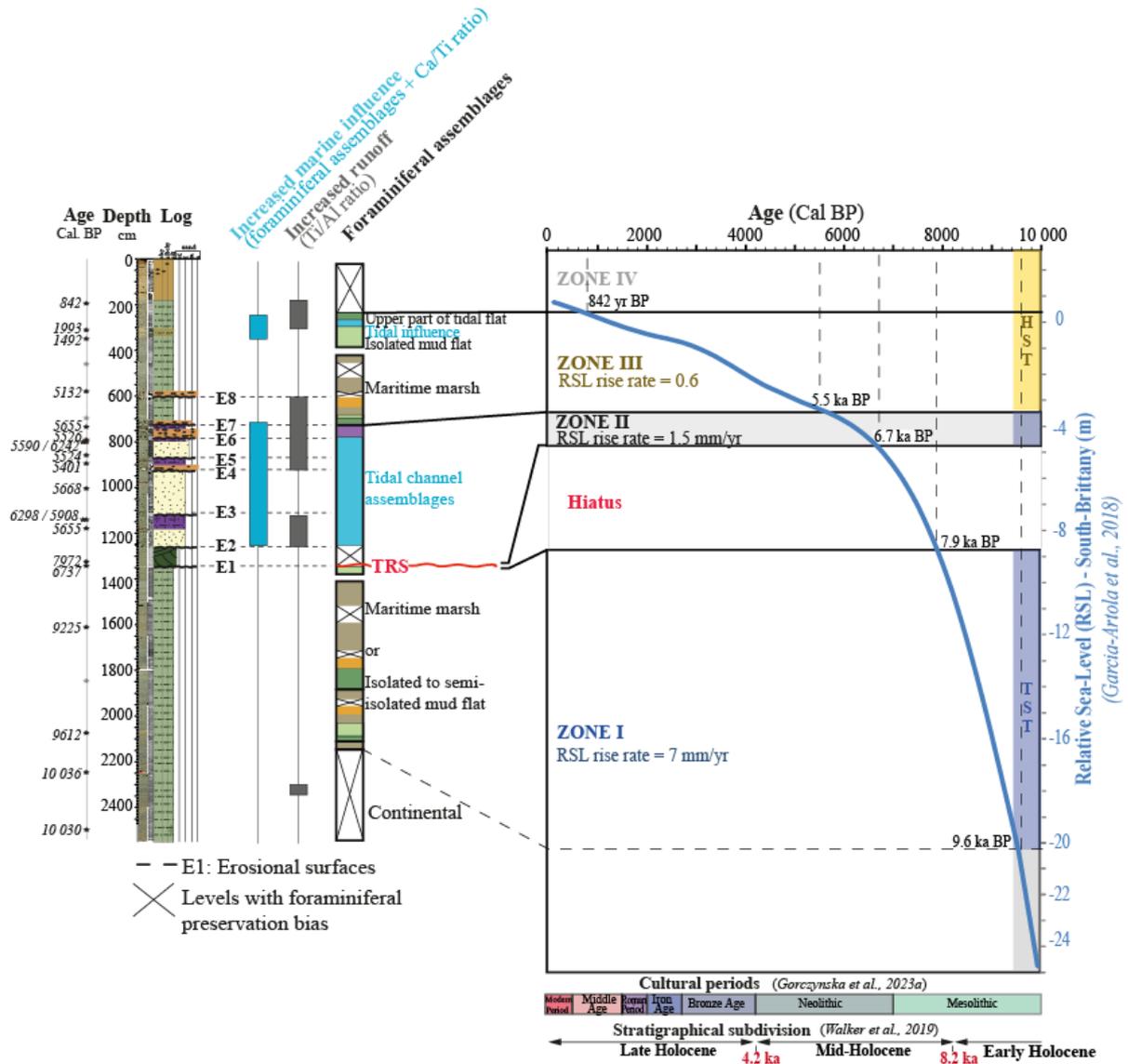


Figure IV-16 : Evolution des faciès sédimentaires et des assemblages de foraminifères de la carotte BET-8, au regard de la courbe de remontée du niveau marin le long des côtes sud-Bretagne (Garcia-Artola et al., 2018). TST : Cortège transgressif (ou « *Transgressive System Tract* »). TRS : Surface de Ravinement Tidal (ou « *Tidal Ravinement Surface* »). HST : Cortège de haut niveau marin (ou « *Highstand System Tract* »).

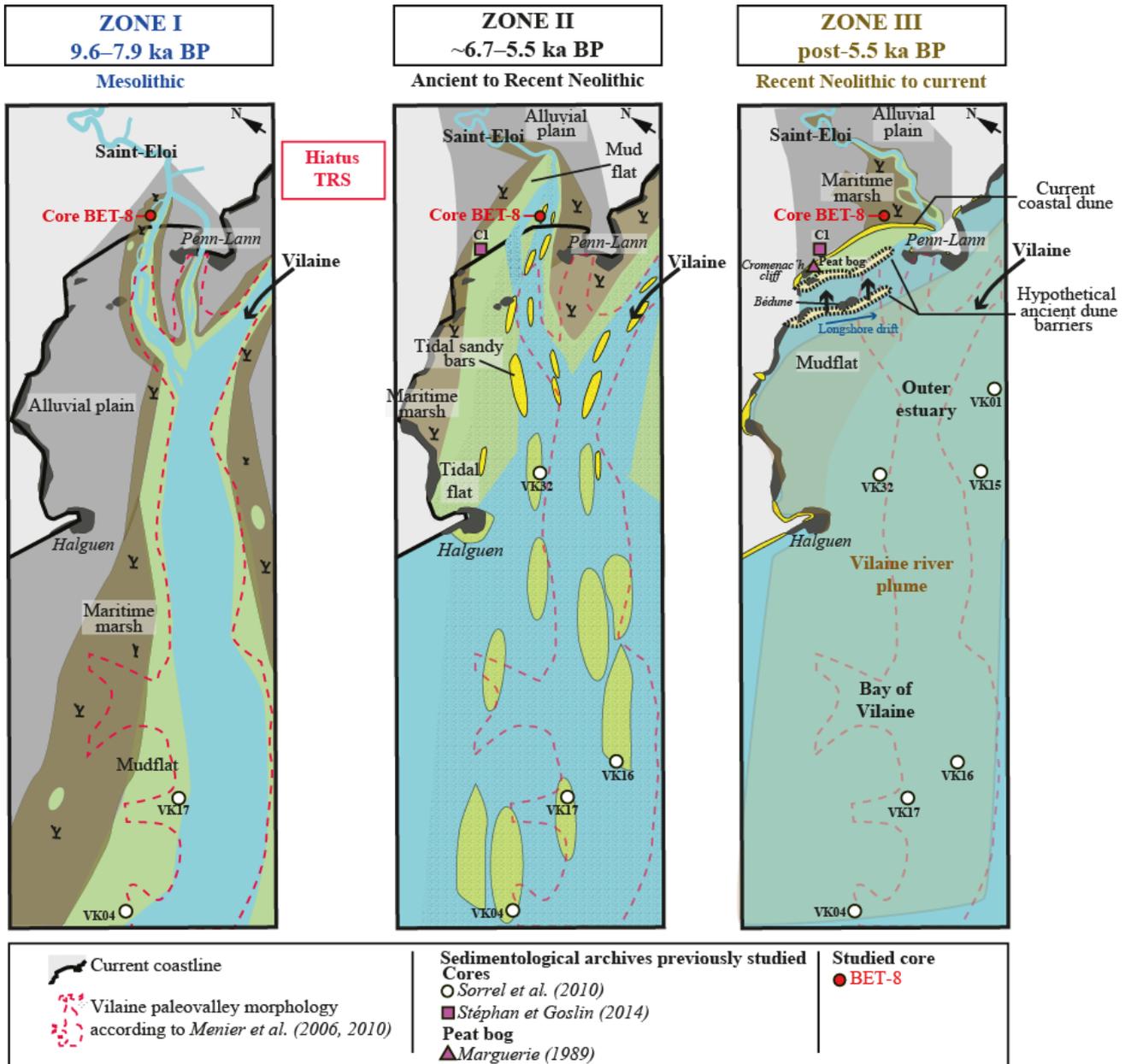


Figure IV-17 : Schéma conceptuel de l'évolution du marais maritime de Bétahon et plus largement de l'estuaire externe de la Vilaine. TRS : Surface de Ravinement Tidal (ou « Tidal Ravinement Surface »).

VI. Conclusion

Cette étude a permis d'analyser le remplissage sédimentaire holocène, i.e., derniers 10 kyr BP, du marais maritime de Bétahon, situé dans le prolongement de la paléovallée de la Vilaine. L'approche multiproxies (sédimentaires et micropaléontologiques) a permis de retracer l'impact des dynamiques hydro-morpho-sédimentaires sur l'évolution de ce système, dynamiques contrôlées par les variations du niveau marin et par les fluctuations climatiques régionales. Quatre principaux stades de comblement sont ainsi identifiés :

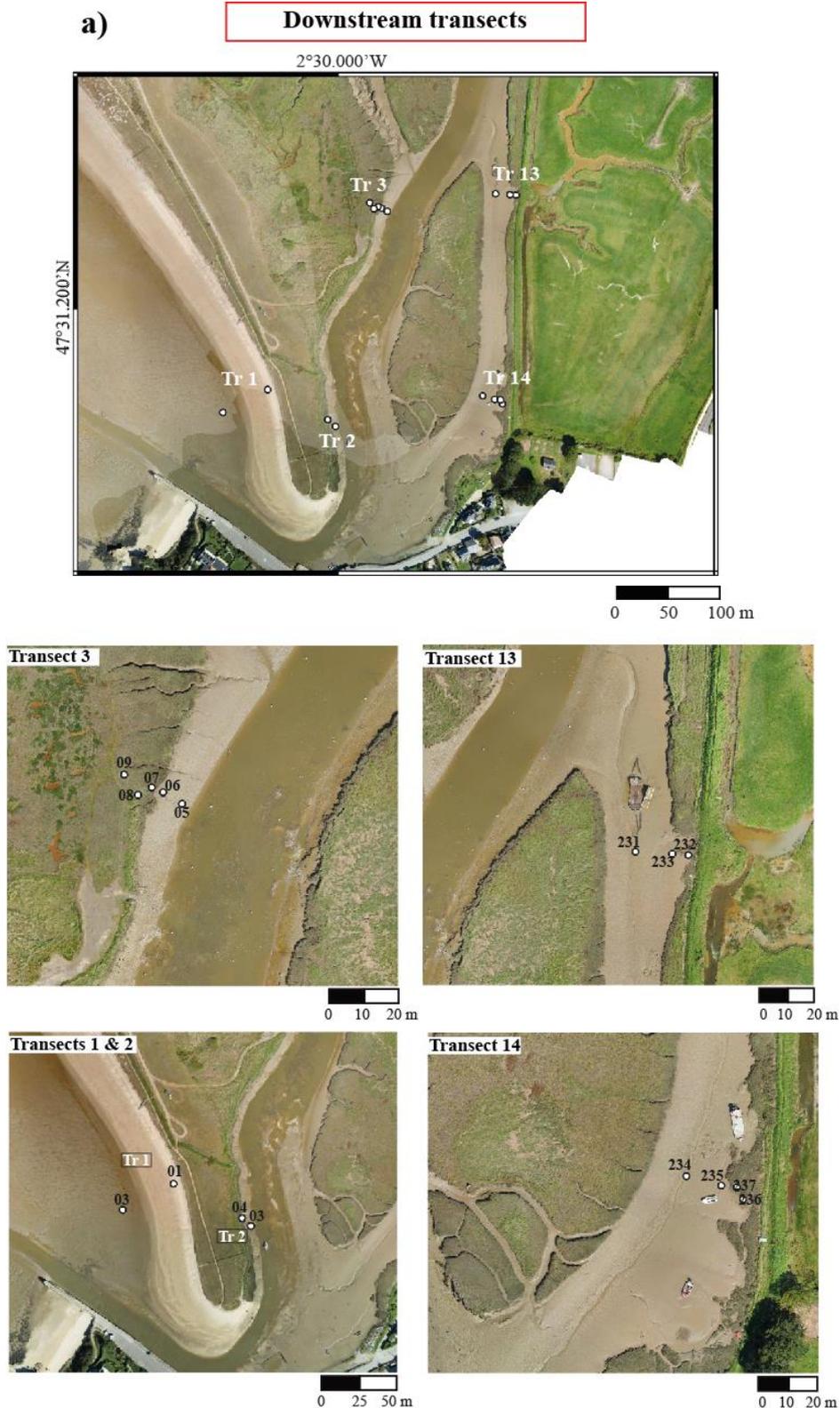
- de 10 à 7,9 ka BP : lorsque l'élévation du niveau marin atteint des taux maximums entraînant l'envasement des parties distales du plateau-sud armoricain, de vastes environnements saumâtres s'étendent dans les zones les plus en amont des paléo-rias. A Bétahon, cela coïncide avec le développement de marais maritimes dès 9,6 ka BP, faciès estuariens correspondant à l'installation du cortège transgressif (TST) dans les milieux proximaux.
- entre ~7,9 et ~6,7 ka BP : la transgression marine se poursuit entraînant la rétrogradation de la ligne de rivage et du prisme tidal, qui atteignent les milieux proximaux alors affectés par le ravinement tidal (TRS) à l'origine de la lacune sédimentaire observée dans l'enregistrement sédimentaire de Bétahon.
- de ~6,7 à 5,5 ka BP : à l'issue de la TRS, des faciès tidaux (i.e., barres tidales sableuses et replats de marée) se mettent en place à Bétahon, fonctionnant dès lors comme un estuaire dominé par la marée. L'établissement de la TRS et la hausse de l'hydrodynamisme dans les secteurs proximaux coïncident avec la mise en place de faciès sédimentaires condensés dans les environnements plus distaux du plateau sud-armoricain associés à la surface d'inondation maximale (MFS) marquant la fin du TST. A cette intensification de la dynamique tidale sur le secteur de Bétahon, se superposent des pulses de décharge fluviale coïncidant avec l'intensification du régime de précipitations hivernales sur l'Europe du Nord sur la période 6,4–5,1 ka BP, sous l'effet de la réorganisation climatique de l'Atlantique Nord.
- depuis 5,5 ka BP : le ralentissement du niveau marin amorcé depuis 7-6 ka BP sur les côtes bretonnes modifie la dynamique sédimentaire ; le prisme tidal prograde et les systèmes estuariens progressivement comblés sont en élévation, ce qui définit l'installation du cortège de haut niveau marin (HST). Cette dynamique entraîne un recul de l'influence tidale à Bétahon où se développe alors un marais maritime. En outre, ce contexte est favorable à l'édification de cordons dunaires précoces qui auraient pu s'ancrer sur les affleurements rocheux de l'anse de Bétahon, avant de migrer vers la

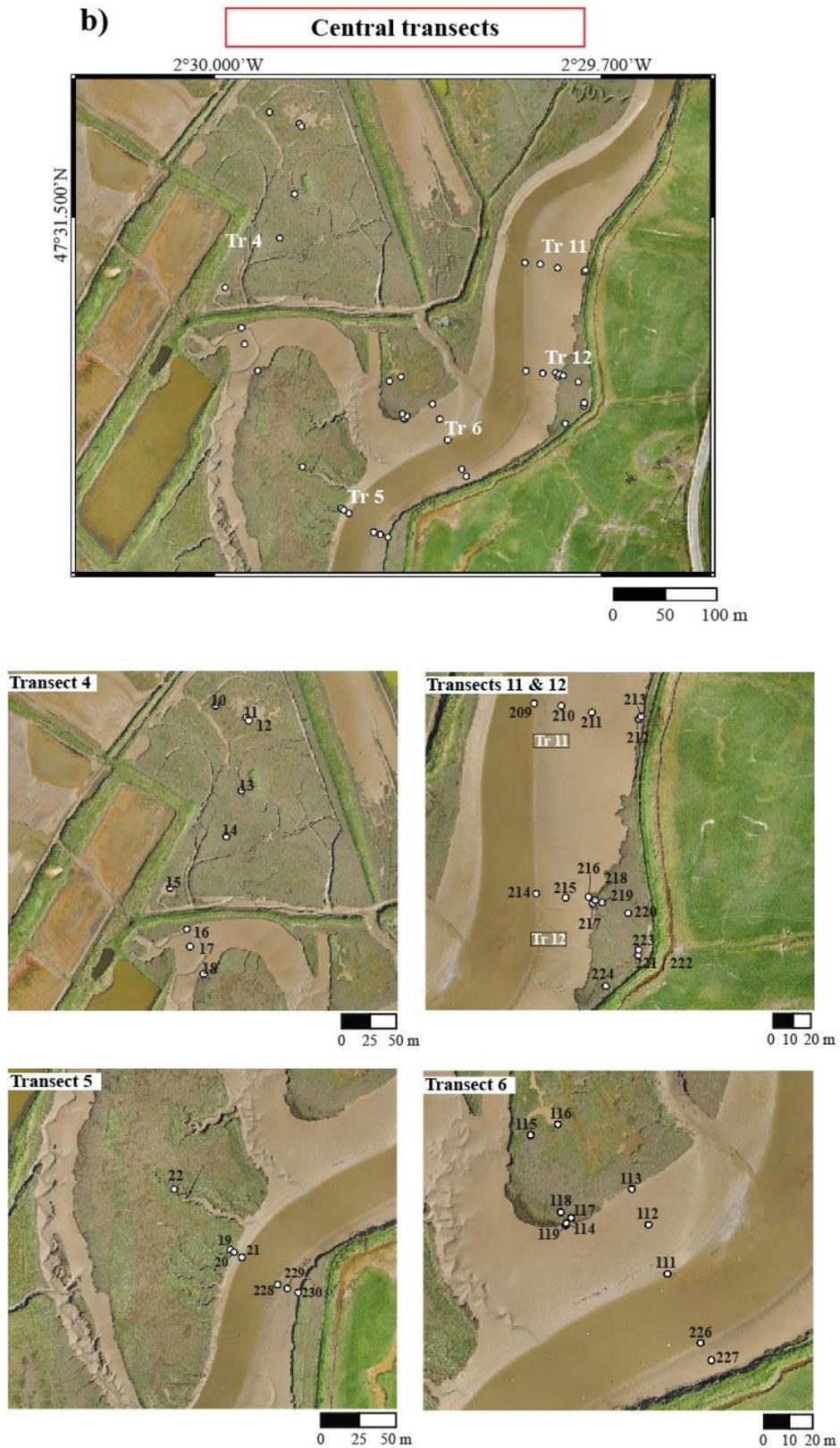
position actuelle dans une période très récente, et ainsi entrainer le développement des marais littoraux actuels. De nouveau à Bétahon, la décharge fluviatile s'intensifie en parallèle d'incursions tidales, coïncidant avec une nouvelle phase de détérioration climatique de l'Atlantique Nord entre 1,6–1,2 ka BP.

Cette présente étude a permis de définir un modèle d'évolution des environnements proximaux, connaissant de profonds remaniements entre 10 et 5,5 ka BP avant de se stabiliser dans le courant du Néolithique récent sous l'impulsion du ralentissement de la remontée du niveau marin et du comblement sédimentaire.

Figures complémentaires de la partie I

Figure complémentaire IV-1 : Milieux échantillonnés dans le marais maritime de Bétahon, pour l'étude des assemblages de foraminifères benthiques, pour les transects a) en aval, b) centraux et c) en amont. Voir la Figure complémentaire IV-2 pour les caractéristiques de chaque point de prélèvement (i.e., altitude, distance à la mer, nature du substrat).





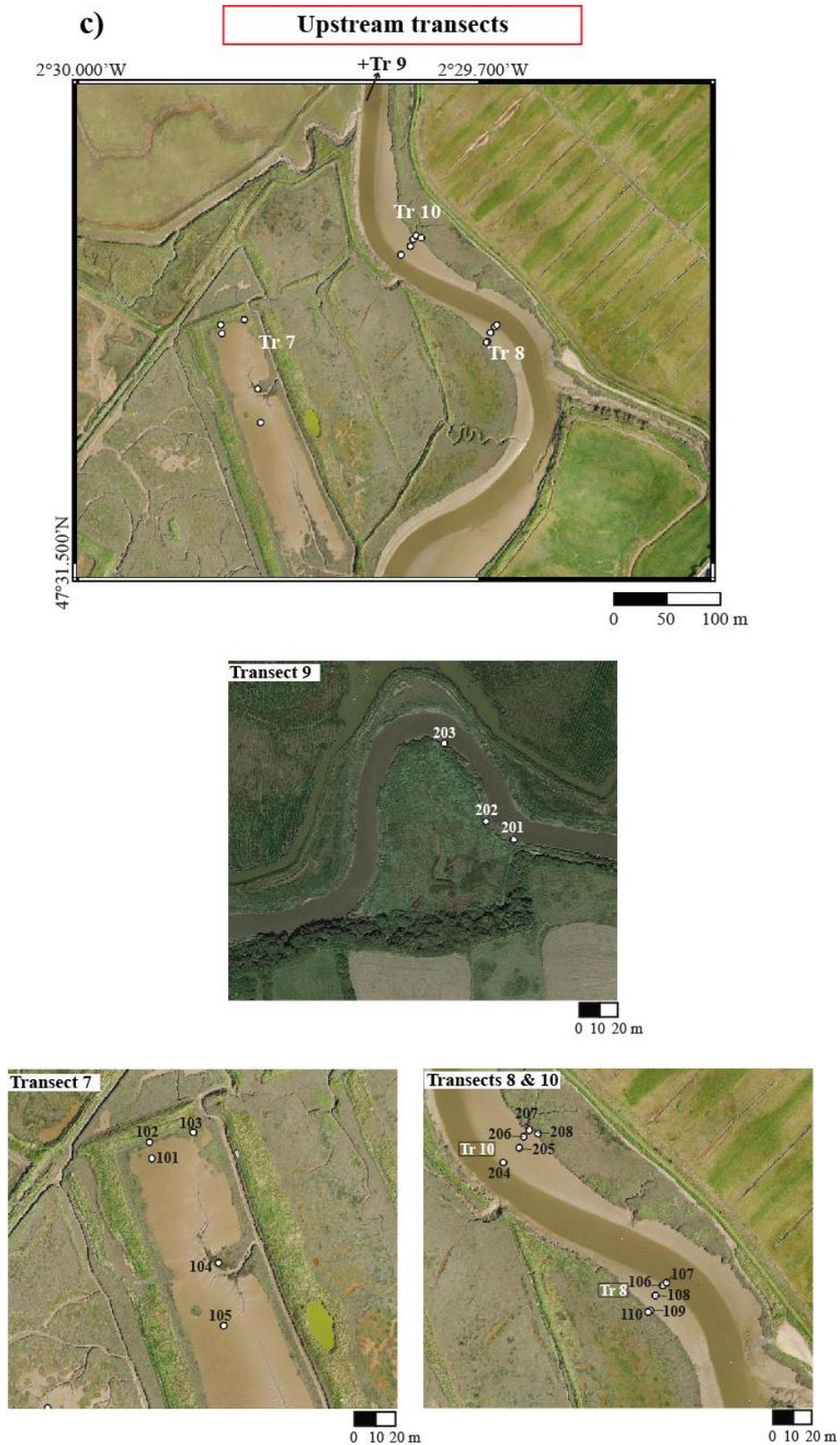


Figure complémentaire IV-2 : Caractéristiques environnementales (i.e., altitude, distance du chenal et distance de la mer, couverture sédimentaire et végétale) décrites pour chaque échantillon de surface effectué dans le marais maritime de Bétahon.

	Transect	Samples	Altitude (m)	Distance from the channel (m)	Distance from the sea (m)	Characteristics of the sampling site (sediment, vegetation)
Downstream transects	Tr 1	BF21-01	2.945	70	0	Sandy spit (shelly-sand)
		BF21-02	0.394	119	0	Bottom of the beach (sandy-silt)
	Tr 2	BF21-03	-0.135	4.5	160	Lower tidal flat, behind the sandy spit
		BF21-04	0.994	14.5	170	Lower to middle tidal flat, behind the sandy spit
	Tr 3	BF21-05	0.097	6	380	Lower tidal flat
		BF21-06	1.235	12.5	386	Lower to middle tidal flat
		BF21-07	2.064	16.1	389.6	Lower salt marsh with <i>Halimione</i>
		BF21-08	2.597	19.6	393.1	Lower salt marsh with <i>Halimione</i> and <i>Poaceae</i>
		BF21-09	2.647	25	398.5	Middle salt marsh with <i>Halimione</i> and <i>Poaceae</i>
		BF21-231	0.811	67	480	Lower slikke in secondary channel
	Tr 13	BF21-232	1.984	80.5	493	Higher slikke in secondary channel
		BF21-233	1.435	86.5	499	Higher slikke in secondary channel with <i>Salicornia</i>
	Tr 14	BF21-234	0.606	138	280	Lower slikke in secondary channel
		BF21-235	1.41	150.5	292	Higher slikke in secondary channel
BF21-236		1.875	153.5	295	Lower salt marsh with <i>Spartina</i>	
BF21-237		2.099	156	297	Lower salt marsh with <i>Halimione</i>	
Central transects	Tr 4	BF21-10	2.167	457	1020	Muddy depression in higher salt marsh
		BF21-13	1.727	373	936	Slikke of a micro-channel in higher salt marsh
		BF21-14	2.29	328	891	Wet vegetated area in higher salt marsh (<i>Halimione</i> , <i>Poaceae</i>)
		BF21-15	1.991	288	851	Muddy depression
	Tr 5	BF21-16	1.388	245	808	Slikke of a secondary channel
		BF21-17	1.685	209	772	Middle slikke of a secondary channel
		BF21-18	1.543	180	745	Higher slikke of a secondary channel
		BF21-19	2.227	25.5	579	Lower salt marsh with <i>Halimione</i>
		BF21-20	0.846	22.5	576	Lower tidal flat
		BF21-21	-0.246	16.5	570	Lower tidal flat
		BF21-22	1.752	80.5	634	Very organic slikke in a secondary channel
		BF21-228	-0.17	14	570	Lower tidal flat
	Tr 6	BF21-229	0.425	21	577	Lower to middle tidal flat
		BF21-230	1.227	28.7	584.7	Higher tidal flat
		BF21-111	-0.247	17	690	Lower tidal flat
		BF21-112	1.058	39	712	Middle tidal flat
		BF21-113	1.439	55.4	728	Higher tidal flat
		BF21-114	2.669	56.8	729	Lower salt marsh with <i>Spartina</i>
		BF21-115	2.683	96.8	759	Higher salt marsh with <i>Halimione</i>
		BF21-116	2.481	100.4	763	Muddy depression
BF21-117		2.003	58.8	731	Lower salt marsh with <i>Puccinella</i>	
BF21-118		2.235	61.8	734	Middle salt marsh with <i>Halimione</i>	
BF21-119		1.564	56	729	Higher tidal flat	
BF21-226		-0.321	15	690	Lower tidal flat	
BF21-227	0.87	23	698	Middle to lower tidal flat		
Upstream transects	Tr11	BF21-209	-0.203	9.6	900	Lower tidal flat
		BF21-210	0.997	24.6	915	Lower tidal flat
		BF21-211	1.357	41.6	932	Middle tidal flat
		BF21-212	1.723	67.6	958	Higher tidal flat
		BF21-213	1.881	69.6	960	Lower salt marsh with <i>Halimione</i>
	Tr12	BF21-214	-0.19	15	790	Lower tidal flat
		BF21-215	1.536	31	806	Middle to lower tidal flat
		BF21-216	1.866	43	818	Higher tidal flat
		BF21-217	1.977	45.5	820.5	Lower salt marsh with <i>Spartina</i>
		BF21-218	2.158	47.5	822.5	Lower salt marsh with <i>Puccinella</i>
		BF21-219	2.345	51.5	826.5	Middle salt marsh with <i>Halimione</i>
		BF21-220	2.53	66.5	841.5	Higher salt marsh with <i>Halimione</i>
		BF21-221	2.243	75.5	850.5	Surface of the muddy depression
		BF21-222	2.212	75.5	850.5	Bottom of the muddy depression
		BF21-223	2.255	76.5	851.5	Higher salt marsh with <i>Spartina</i> near muddy depression
	Tr 7	BF21-224	2.226	77.5	852.5	Surface of the muddy depression
		BF21-225	2.226	77.5	852.5	Bottom of the muddy depression
		BF21-101	2.055	270	1190	Slikke of the muddy depression (anthropic bassin)
		BF21-102	2.218	278	1198	<i>Halimione</i> around the anthropic bassin
	Tr 8	BF21-103	2.193	276	1196	<i>Puccinella</i> around the anthropic bassin
		BF21-104	2.04	210	1130	<i>Spartina</i> around the anthropic bassin
		BF21-105	2.08	180	1100	Middle slikke of the anthropic bassin
		BF21-106	-0.177	3.8	1250	Lower tidal flat
	Tr 9 the most upstream	BF21-107	-0.3	0	1250	Lower tidal flat
		BF21-108	1	10.6	1260	Middle to lower tidal flat
		BF21-109	1.68	19	1269	Higher tidal flat
		BF21-110	2.22	20.5	1270	Lower salt marsh with <i>Halimione</i>
	Tr 10	BF21-201	1.44	8	3403	Salt marsh with <i>Spartina</i>
BF21-202		1.681	11	3406	Salt marsh with <i>Halimione</i>	
BF21-203		0.966	5	3400	Middle slikke along the Saint-Eloi riverbank	
BF21-204		0.275	3	1350	Lower tidal flat	
BF21-205		0.994	15	1362	Middle to lower tidal flat	
BF21-206		1.279	21.7	1368	Higher tidal flat	
BF21-207		1.566	26.5	1373	Lower salt marsh with <i>Halimione</i>	
BF21-208		2.28	29.2	1376	Lower salt marsh with <i>Halimione</i>	

Figure complémentaire IV-3 : Liste des espèces de foraminifères présentes dans les sédiments de surface du marais maritime de Bétahon (BF-21).

Foraminifera species found in the <u>surface samples</u> of the maritime marsh of Bétahon (BF21)		Nb. of occurrences / 76 samples			Max. absolute abundance (nb of specimens/ 50g of raw sediment)			Max. relative abundance (%)		
		Live	Dead	Tot.	Live	Dead	Tot.	Live	Dead	Tot.
Dominant	<i>Haynesina germanica</i> (Ehrenberg, 1840)	72	75	76	1466	10915	12128	51.7	67	76.2
	<i>Entzia macrescens</i> (Brady, 1870)	37	63	69	69391	9829	72070	91.5	77.8	93.8
	<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem, 1875)	43	63	66	383	16130	16130	7.0	69.5	69.9
	<i>Ammonia tepida</i> (Cushman, 1926)	73	73	75	4497	4972	7155	85.5	24.4	89.9
	<i>Quinqueloculina semimulum</i> (Linnaeus, 1758)	32	27	39	12823	1823	13302	67.6	27.8	69.6
	<i>Miliammina fusca</i> (Brady, 1870)	32	19	36	1807	175	1807	23.4	41.9	65.3
	<i>Trochammina inflata</i> (Montagu, 1808)	30	43	53	5863	862	6725	17.7	22.8	26.4
	<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus, 1758)	2	31	32	2	3274	3274	0.6	21.3	21.3
Accessory	<i>Criboelphidium williamsoni</i> (Haynes, 1973)	15	23	32	2038	115	2153	24.4	8.9	25.8
Scarce	<i>Criboelphidium gunteri</i> (Cole, 1931)	7	19	22	79	134	134	6.9	3.3	7.7
	<i>Criboelphidium magellanicum</i> (Heron-Allen & Earland, 1932)	1	23	23	0	497	497	0.3	1.3	1.3
	<i>Haynesina depressula</i> (Walker & Jacob, 1798)	2	13	15	17	166	166	0.3	2	2
	<i>Criboelphidium gerthi</i> (van Voorthuysen, 1957)	0	20	20	0	331	331	0.0	1.4	1.4
	<i>Elphidium pulvereum</i> Todd, 1958	0	16	16	0	331	331	0.0	1.1	1.1
	<i>Nonionoides turgidus</i> (Williamson, 1858)	0	11	11	0	331	331	0.0	0.6	0.6
	<i>Lobatula Lobatula</i> (Walker & Jacob, 1798) / <i>Cibicides refulgens</i> Montfort, 1808	2	11	13	0	134	134	0.3	0.6	0.6
	<i>Elphidium earlandi</i> Cushman, 1936	0	10	10	0	497	497	0.0	0.9	0.9
	<i>Bulimina marginata</i> d'Orbigny, 1826	0	10	10	0	166	166	0.0	0.3	0.3
	<i>Remaneica plicata</i> (Terquem, 1876)	0	8	8	0	10	10	0.0	2.1	2.1
	<i>Elphidium crispum</i> (Linnaeus, 1758)	0	8	8	0	201	201	0.0	0.9	0.9
	<i>Bulimina elongata</i> d'Orbigny, 1846	1	7	8	4	166	166	0.2	0.5	0.5
	<i>Cribrostomoides jeffreysii</i> (Williamson, 1858)	4	2	6	172	6	172	0.3	0.6	0.6
	<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson, 1858)	0	5	5	0	53	53	0.0	0.3	0.3
	<i>Porosonion granosum</i> (d'Orbigny, 1846)	0	4	4	0	166	166	0.0	0.3	0.3
	<i>Tricloculina</i> d'Orbigny, 1826	3	3	4	3	16	16	1.1	0.6	1.4
	<i>Fissurina</i> Fée, 1825	0	3	3	0	53	53	0.0	0.3	0.3
	<i>Parafissurina</i> Parr, 1947	0	3	3	0	166	166	0.0	0.3	0.3
	<i>Lagena laevicostata</i> Cushman & Gray, 1946	0	3	3	0	13	13	0.0	0.3	0.3
	<i>Favulina melo</i> (d'Orbigny, 1839) / <i>Favulina hexagona</i> (Williamson, 1848)	0	2	2	0	16	16	0.0	0.3	0.3
	<i>Bullopore irregularis</i> (d'Orbigny, 1850)	1	1	2	1	1	1	0.3	0.3	0.3
	Planctoniques (toutes espèces confondues)	0	2	2	0	166	166	0.0	0.3	0.3
	<i>Scherochorella moniliformis</i> (Siddall, 1886)	1	0	1	7	0	7	1.6	0.0	1.6
	<i>Arenoparrella mexicana</i> (Kornfeld, 1931)	1	0	1	42	0	42	0.2	0.0	0.2
	<i>Bolivina pseudoplicata</i> Heron-Allen & Earland, 1930	0	1	1	0	5	5	0.0	0.3	0.3
	<i>Patellina corrugata</i> Williamson, 1858	0	1	1	0	0	0	0.0	0.3	0.3
	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 1826	0	1	1	0	24	24	0.0	0.3	0.3
	<i>Gavelinopsis praegeri</i> (Heron-Allen & Earland, 1913)	0	1	1	0	5	5	0.0	0.3	0.3
	<i>Nonion commune</i> (d'Orbigny, 1826)	0	1	1	0	4	4	0.0	0.2	0.2
	<i>Homalohedra williamsoni</i> (Alcock, 1865)	0	1	1	0	20	20	0.0	0.2	0.2
	<i>Hyalinonetron clavatum</i> (d'Orbigny, 1846)	0	1	1	0	166	166	0.0	0.3	0.3
	<i>Cornuspira involvens</i> (Reuss, 1850)	0	1	1	0	53	53	0.0	0.2	0.2

Total number of benthic foraminifera species : 40 (19 living species / 39 dead species)

Figure complémentaire IV-4 : Groupes écologiques définis pour les assemblages de foraminifères identifiés dans les échantillons de surface du marais maritime de Bétahon. D pour espèces dominantes (>20%) ; A pour accessoires (10-5%) et S pour les espèces rares (<5%)

High to low marsh species (schorre)	
D	<i>Entzia macrescens</i> (Brady, 1870)
D	<i>Trochammina inflata</i> (Montagu, 1808)
D	<i>Quinqueloculina seminulum</i> (Linnaeus, 1758)
D	<i>Miliammina fusca</i> (Brady, 1870)
S	<i>Arenoparrella mexicana</i> (Kornfeld, 1931)
S	<i>Bullopore irregularis</i> (d'Orbigny, 1850)
S	<i>Remaneica plicata</i> (Terquem, 1876)
S	<i>Cribrostomoides jeffreysii</i> (Williamson, 1858)

D : Dominant species
A : Accessory species
S : Scarce species

Muddy depressions species	
A	<i>Cribrorhynchium williamsoni</i> (Haynes, 1973)
S	<i>Cribrorhynchium gunteri</i> (Cole, 1931)

Species found in channel under continental to tidal influence	
D	<i>Haynesina germanica</i> (Ehrenberg, 1840)
D	<i>Ammonia tepida</i> (Cushman, 1926)
S	<i>Haynesina depressula</i> (Walker & Jacob, 1798)
S	<i>Porosonion granosum</i> (d'Orbigny, 1846)

Tidal channel species	
D	<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem, 1875)
D	<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus, 1758)

Estuarine to marine Elphidiidae	
S	<i>Cribrorhynchium gerthi</i> (van Voorthuysen, 1957)
S	<i>Cribrorhynchium magellanicum</i> (Heron-Allen & Earland, 1932)
S	<i>Elphidium pulvereum</i> Todd, 1958
S	<i>Elphidium earlandi</i> Cushman, 1936
S	<i>Elphidium crispum</i> (Linnaeus, 1758)

Marine endofauna	
S	Planctoniques (toutes espèces confondues)

Marine endofauna	
S	<i>Nonionoides turgidus</i> (Williamson, 1858)
S	<i>Nonion commune</i> (d'Orbigny, 1826)

Marine to estuarine endofauna	
S	<i>Bulimina marginata</i> d'Orbigny, 1826
S	<i>Buliminella elongata</i> d'Orbigny, 1846
S	<i>Bolivina pseudoplicata</i> Heron-Allen & Earland, 1930
S	<i>Favulina melo</i> (d'Orbigny, 1839) / <i>Favulina hexagona</i> (Williamson, 1848)

Marine epifauna	
S	<i>Fissurina</i> Fée, 1825
S	<i>Parafissurina</i> Parr, 1947
S	<i>Lagena laevicostata</i> Cushman & Gray, 1946
S	<i>Hyalinonetrion clavatum</i> (d'Orbigny, 1846)
S	<i>Cornuspira involvens</i> (Reuss, 1850)

Marine to estuarine epifauna	
S	<i>Lobatula lobatula</i> (Walker & Jacob, 1798) / <i>Cibicides refulgens</i> Montfort, 1808
S	<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson, 1858)
S	<i>Patellina corrugata</i> Williamson, 1858
S	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 1826
S	<i>Gavelinopsis praegeri</i> (Heron-Allen & Earland, 1913)

Summed in
marine-estuarine
Elphidiidae

↑

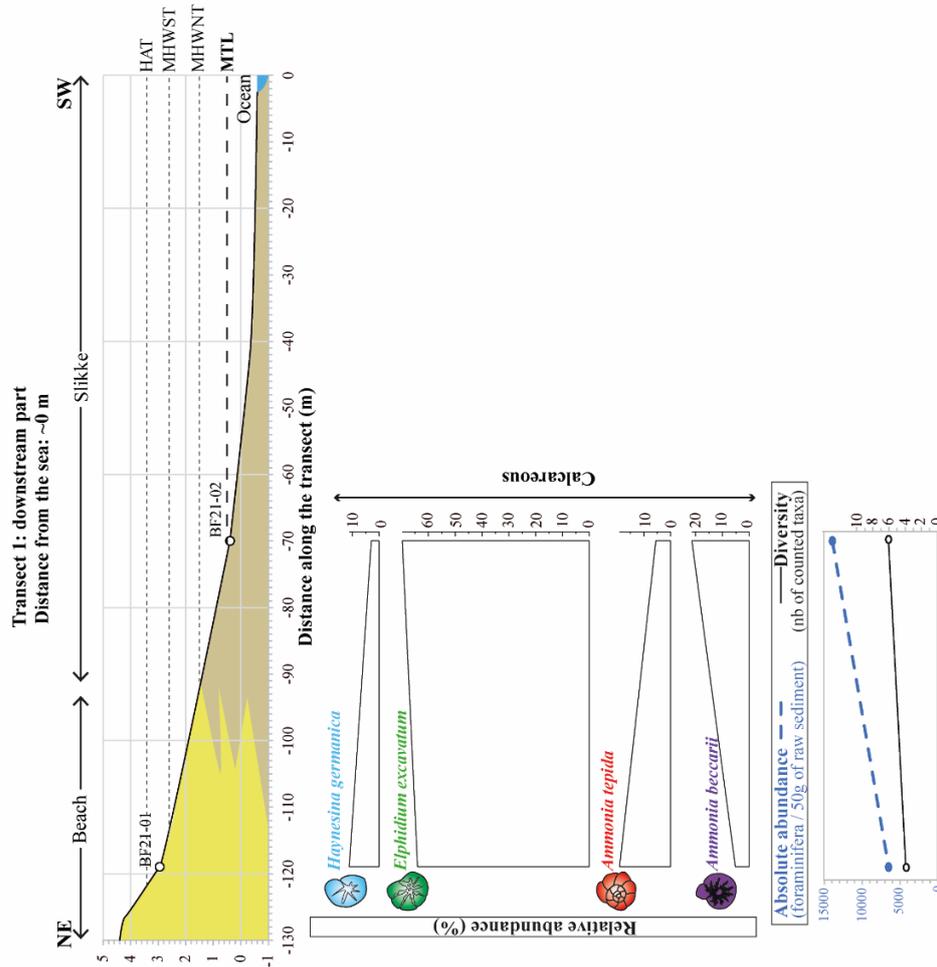
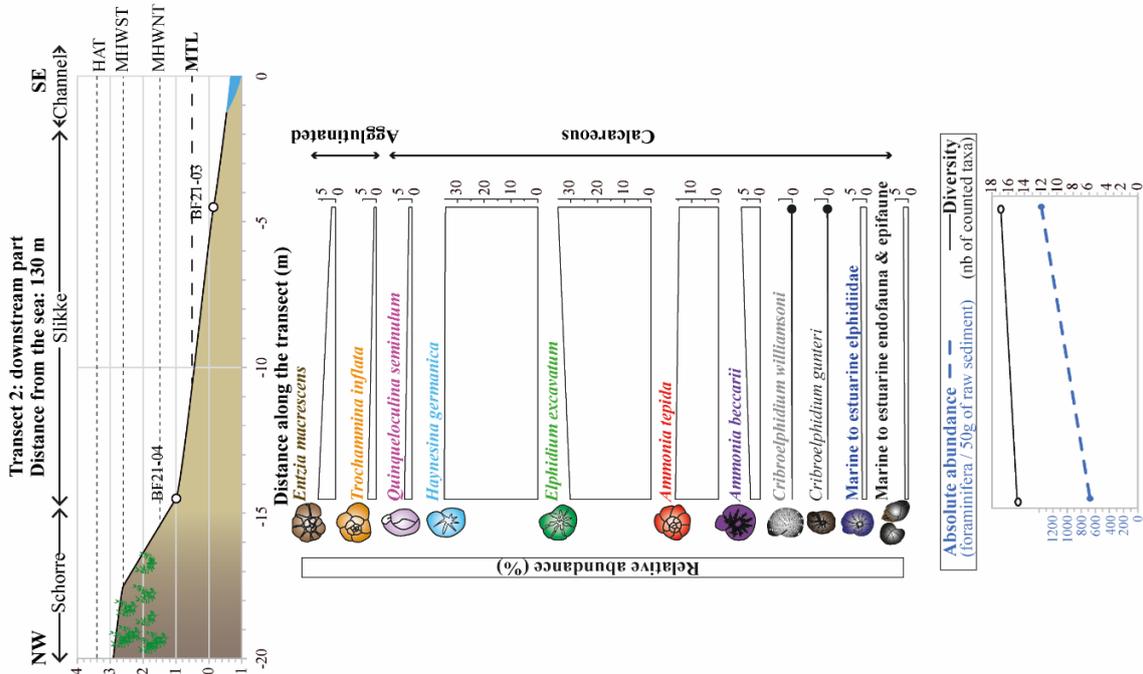
↓

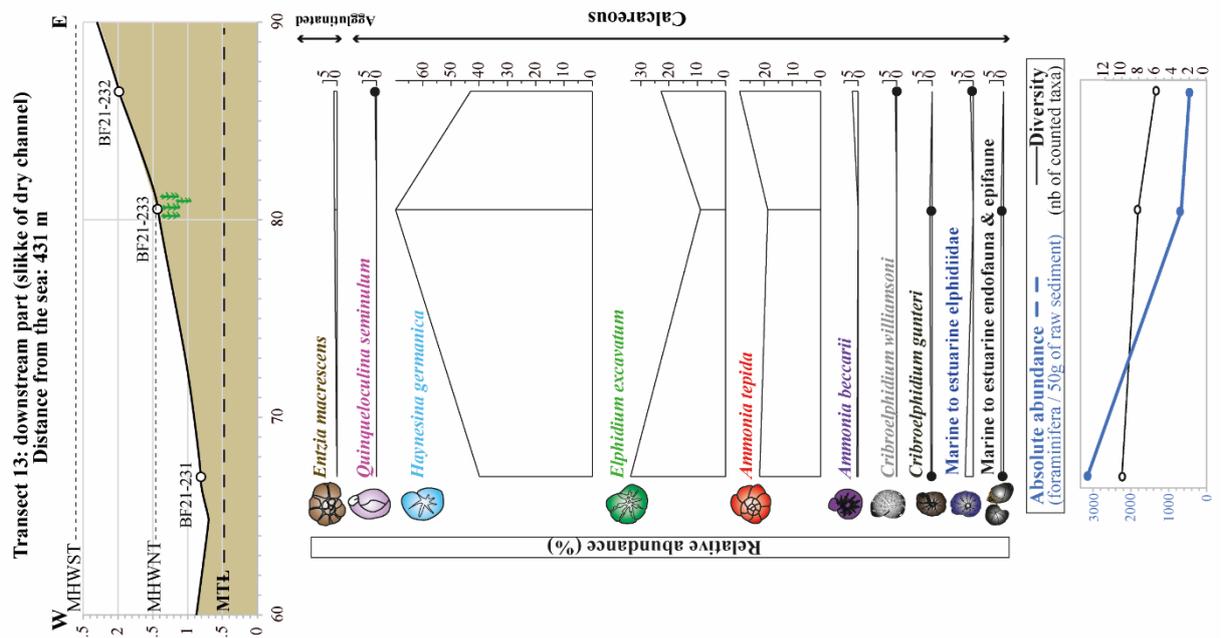
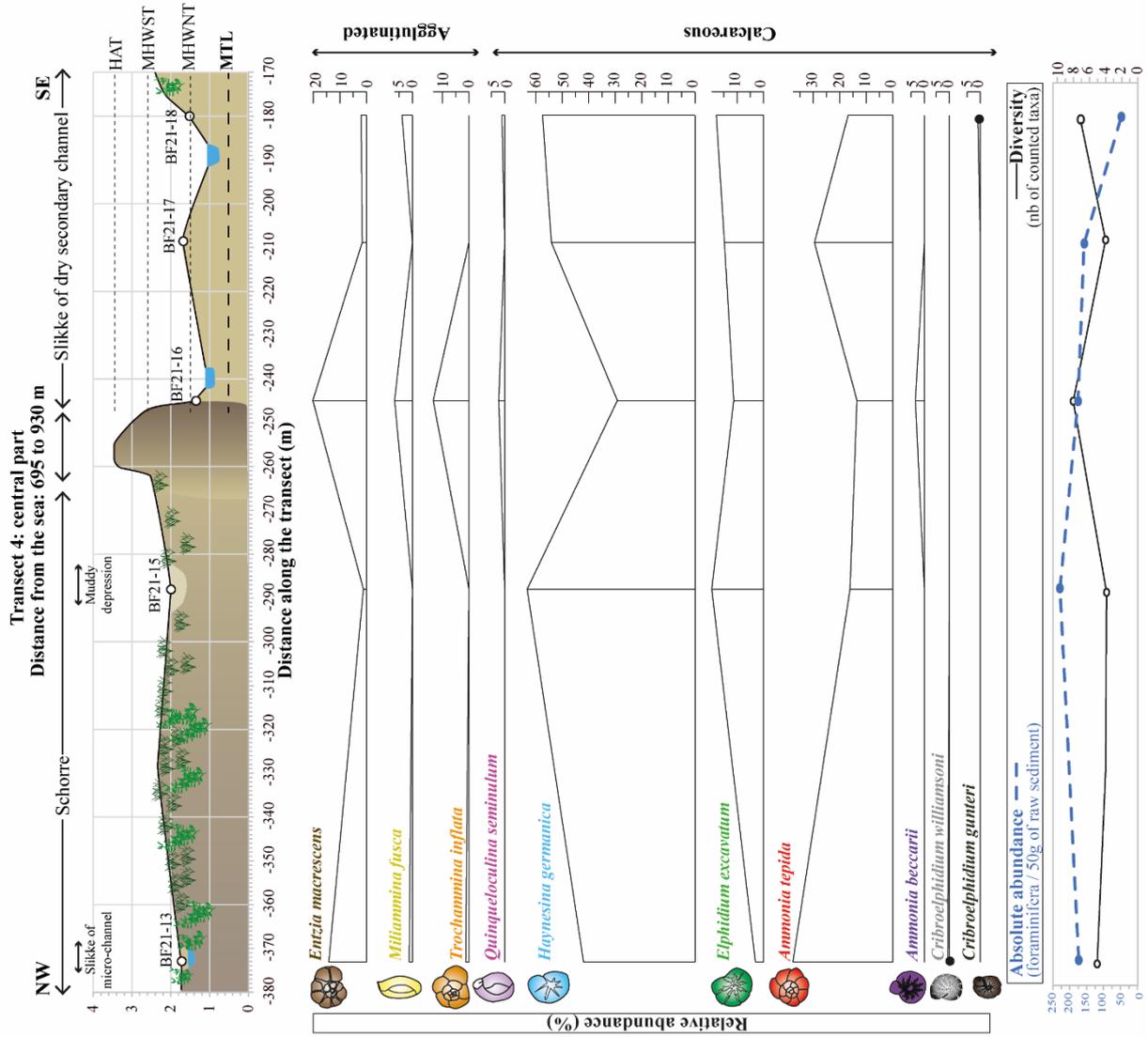
Summed in
marine-estuarine
endofauna + epifauna

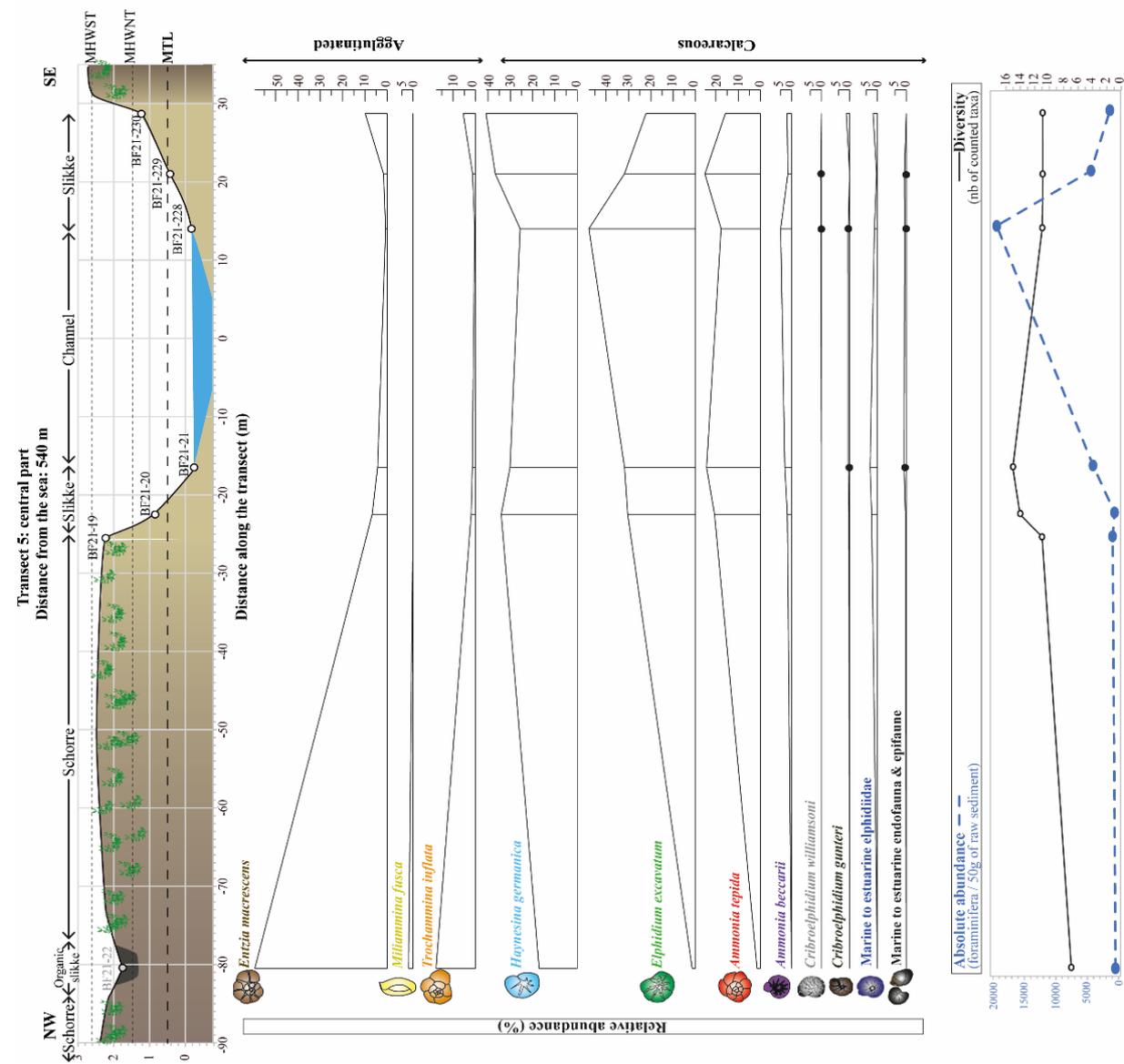
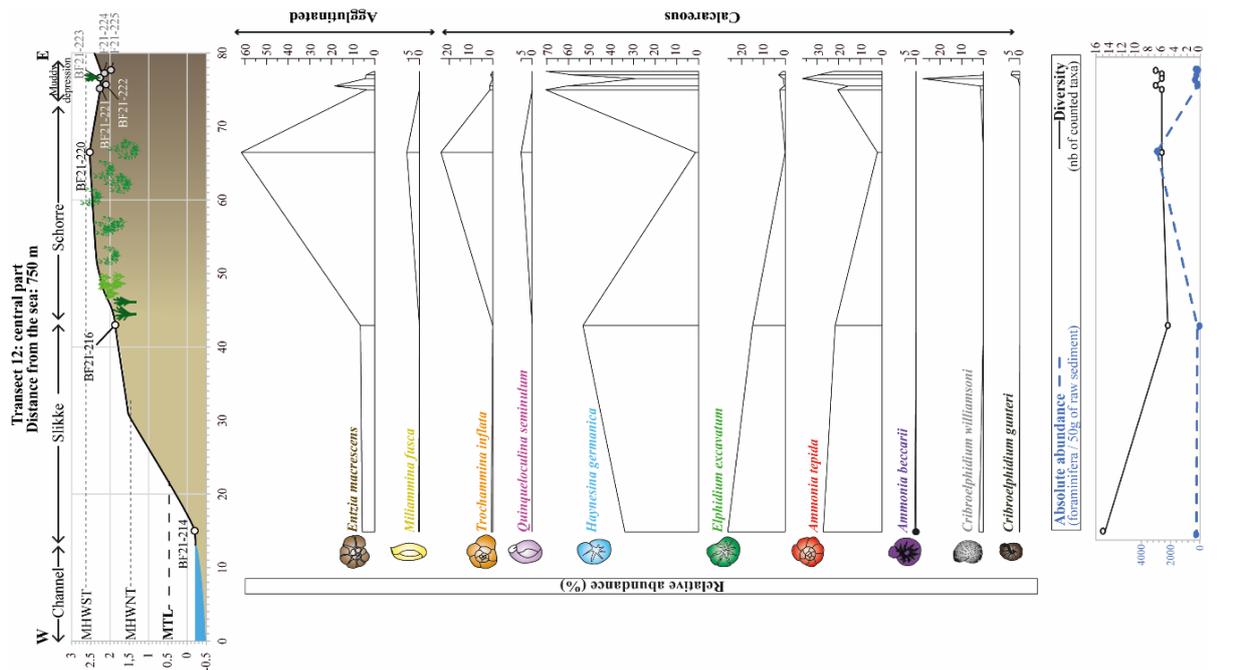
↑

↓

Figure complémentaire IV-5 : Répartition des espèces de foraminifères le long des transects situés en aval (Transects : 1, 2, 13), en partie centrale (Transects : 4, 5, 11, 12) et en amont (Transects : 8) de l'embouchure du Saint-Eloi. Pour chaque transect, les espèces de foraminifères sont représentées en abondance relative (%), en parallèle de l'abondance absolue totale (nombre de foraminifères /50g de sédiment sec) et de la richesse spécifique totale (nombre d'espèces identifiées). Se référer à la Figure complémentaire IV-1 (p. 177) pour une localisation précise des transects et des échantillons analysés.







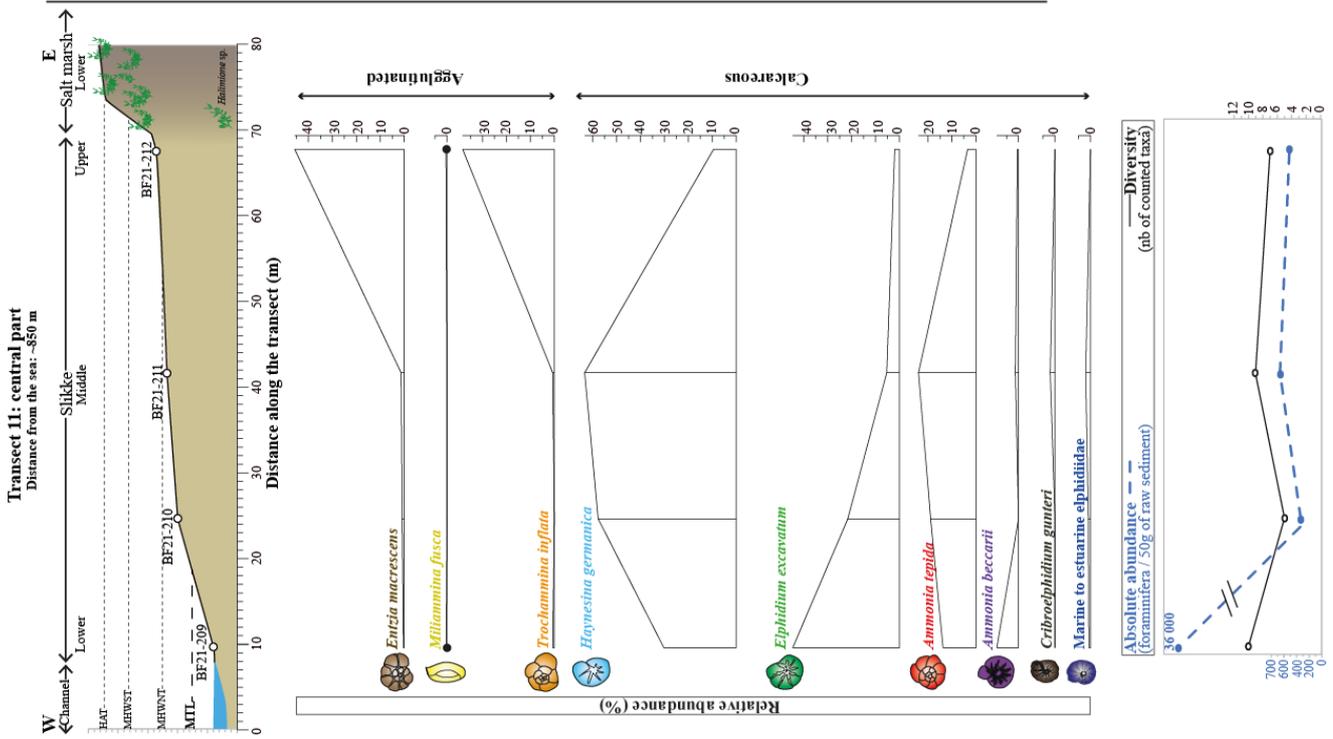
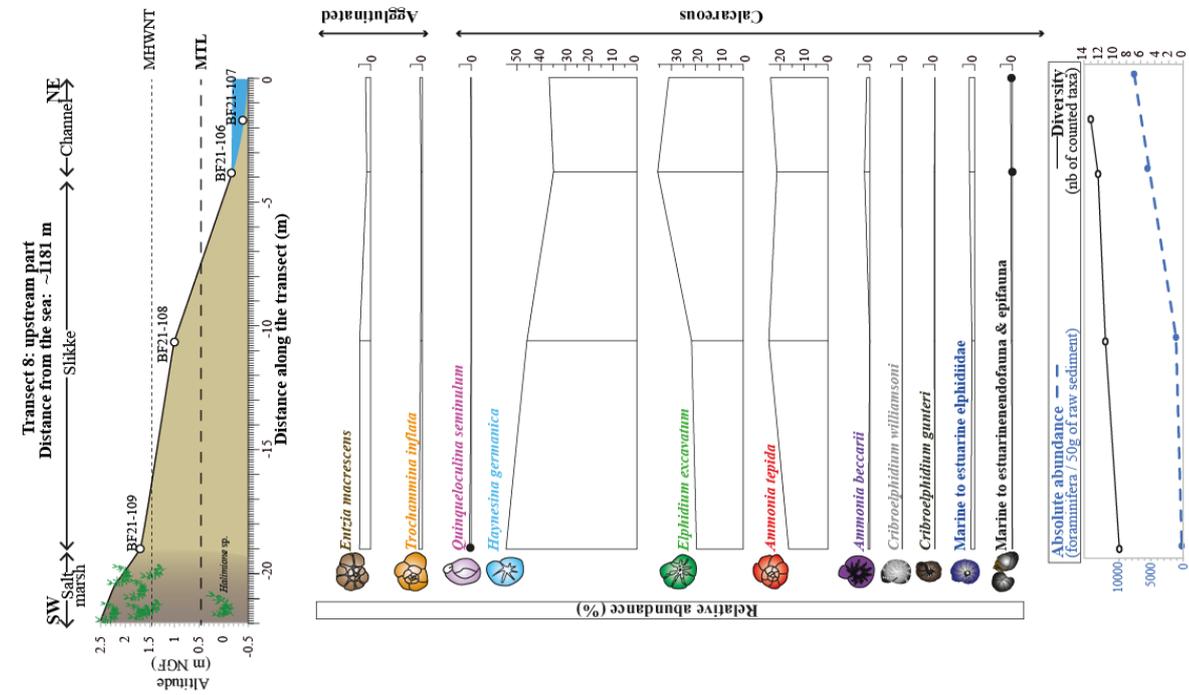
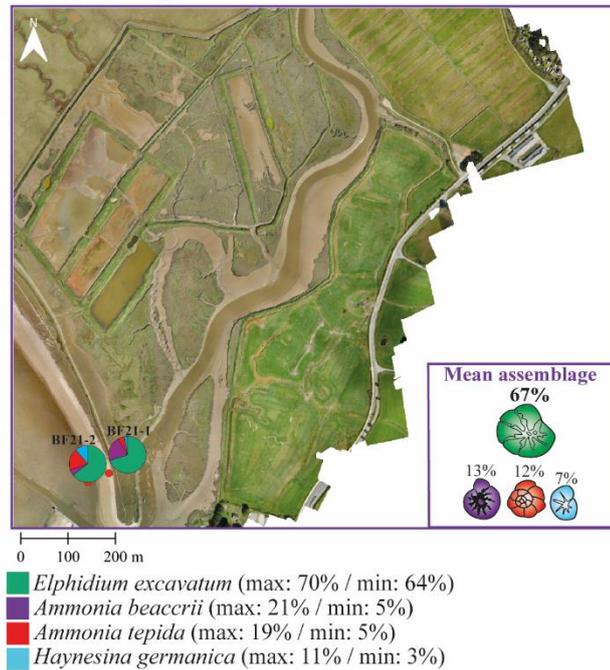
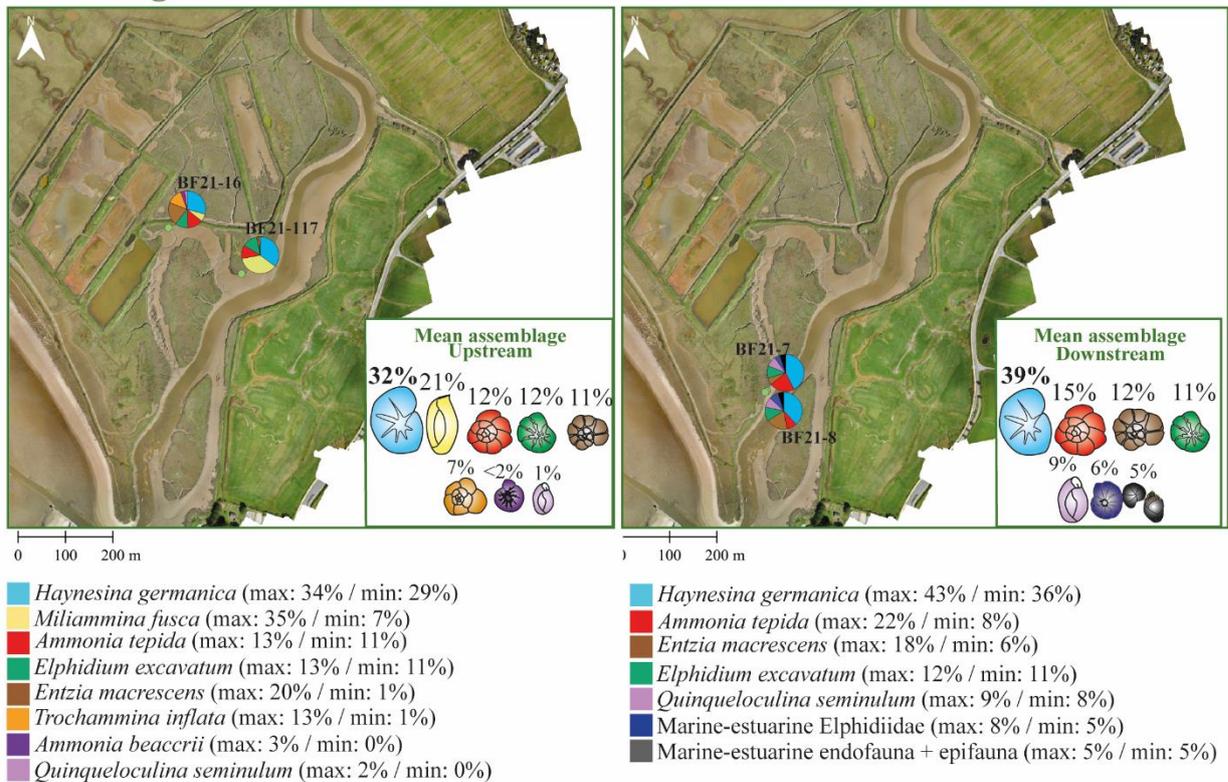


Figure complémentaire IV-6 : Localisation et compositions faunistiques (i.e., foraminifères benthiques) des échantillons composant les différents assemblages définis par l'analyse cluster.

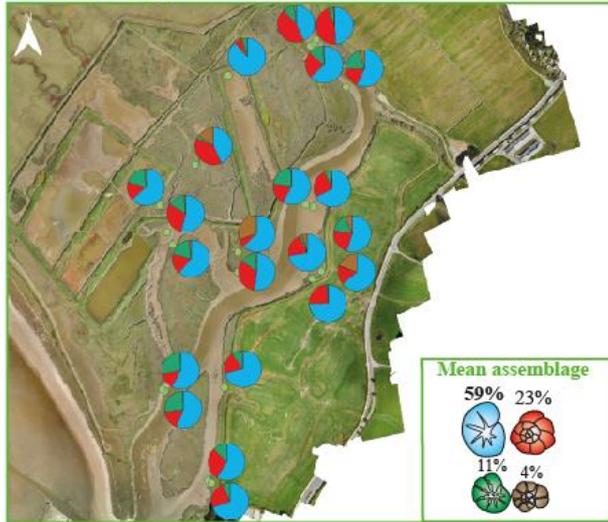
a) Assemblage 1



b) Assemblage 2a



c) **Assemblage 2b**



- 0 100 200 m
- *Haynesina germanica* (max: 88% / min: 42%)
 - *Ammonia tepida* (max: 45% / min: 6%)
 - *Elphidium excavatum* (max: 26% / min: 0%)
 - *Entzia macrescens* (max: 27% / min: 0%)

d) **Assemblage 2c**



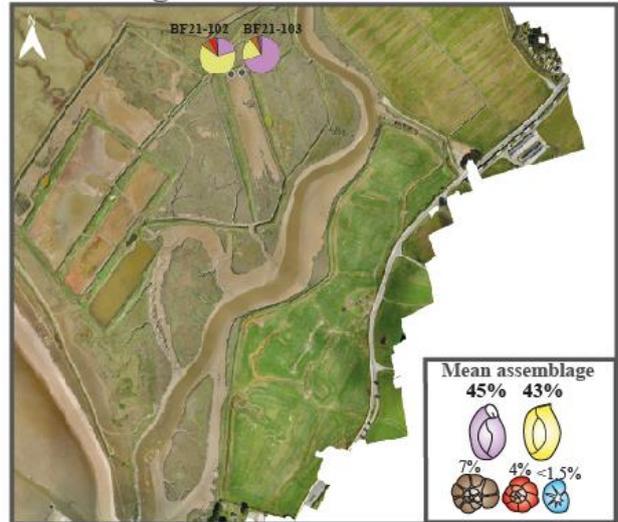
- 0 100 200 m
- *Haynesina germanica* (max: 45% / min: 17%)
 - *Elphidium excavatum* (max: 36% / min: 22%)
 - *Ammonia tepida* (max: 29% / min: 3%)
 - *Entzia macrescens* (max: 10% / min: 0%)
 - *Ammonia beaccrui* (max: 7% / min: 0%)
 - Marine-estuarine Elphidiidae (max: 3% / min: 0.4%)
 - *Trochammina inflata* (max: 5% / min: 0%)

e) **Assemblage 3**



- 0 100 200 m
- *Entzia macrescens* (max: 70% / min: 34%)
 - *Trochammina inflata* (max: 38% / min: 6%)
 - *Haynesina germanica* (max: 21% / min: 1.5%)
 - *Ammonia tepida* (max: 18% / min: 1.5%)
 - *Quinqueloculina seminulum* (max: 13% / min: 0%)
 - *Elphidium excavatum* (max: 8% / min: 0%)
 - *Miliammina fusca* (max: 6% / min: 0%)
 - Marine-estuarine Elphidiidae (max: 7% / min: 0%)

f) **Assemblage 4**



- 0 100 200 m
- *Quinqueloculina seminulum* (max: 69% / min: 20%)
 - *Miliammina fusca* (max: 64% / min: 22%)
 - *Entzia macrescens* (max: 8% / min: 6%)
 - *Ammonia tepida* (max: 6% / min: 2%)
 - *Haynesina germanica* (max: 1.5% / min: 1.4%)

Figures complémentaires de la partie II

Figure complémentaire IV-7 : a) Estimation de la distribution granulométrique à partir des lavages. b) Description et contenu général des fractions granulométriques entre 125 µm et 1 mm.

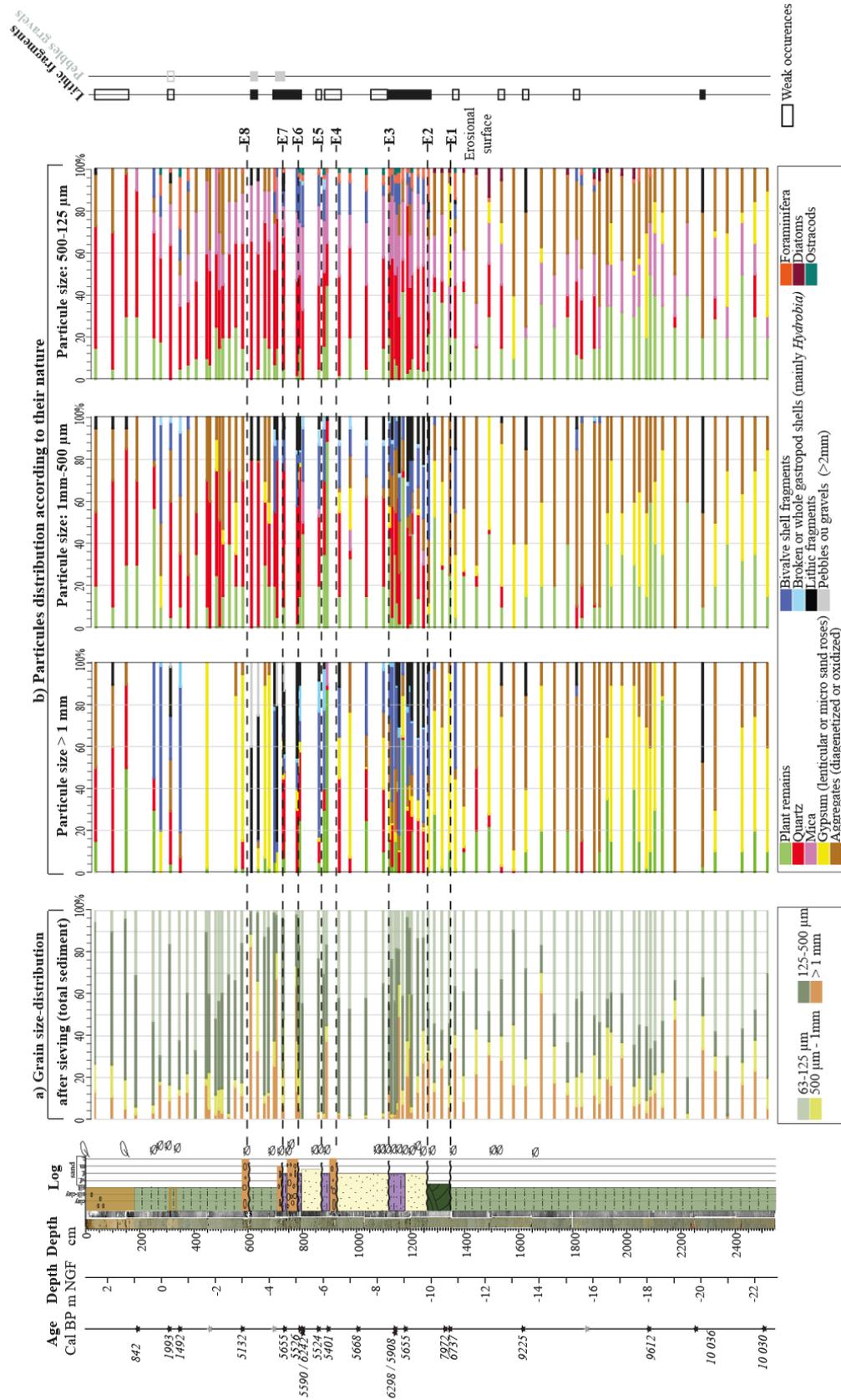


Figure complémentaire IV-8 : Liste des espèces de foraminifères présentes dans la carotte BET-8.

	Foraminifera species found in <u>CORE BET-8</u>	Nb. of occurrences / 81 samples	Max. absolute abundance (nb of specimens/ 50g of raw sediment)	Max. relative abundance (%)	Found at different level of preservation				
					White	Partially dissolved	Completely dissolved	Pyritized	Rework / Damaged
Dominant	<i>Entzia macrescens</i> (Brady 1870)	70	13030.3	81.4		X	X		
	<i>Haynesina germanica</i> (Ehrenberg 1840)	48	220816.2	93.6	X		X	X	
	<i>Trochammina inflata</i> (Montagu. 1808)	68	12704.9	64.4		X	X		
	<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus. 1758)	34	10429.7	50.3	X				X
	<i>Ammonia tepida</i> (Cushman . 1926)	49	61945.9	39.0	X		X		X
Common	<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem 1875)	39	11535.2	6.6					X
	<i>Criboelphidium williamsoni</i> (Haynes. 1973)	38	9824.6	12.8					X
	<i>Elphidium pulvereum</i> Todd. 1958	30	10674.9	12.1					X
	<i>Criboelphidium gerthi</i> (van Voorthuysen. 1957)	26	3409.9	3.7					X
	<i>Criboelphidium gunteri</i> (Cole. 1931)	27	4564.7	3.9					X
	<i>Elphidium crispum</i> (Linnaeus. 1758)	21	2282.4	2.7					X
Accessory	<i>Arenoparrella mexicana</i> (Kornfeld. 1931)	13	485.4	4.4					
	<i>Cribratomoides jeffreysii</i> (Williamson. 1858)	14	165.8	1.5					
	<i>Haynesina depressula</i> (Walker & Jacob. 1798)	14	1094.9	1.2					
	<i>Nonionoides turgidus</i> (Williamson. 1858)	12	1348.6	1.2					
Scarce	<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson. 1858)	13	906.8	0.8					
	<i>Elphidium aculeatum</i> (d'Orbigny. 1846)	9	568.3	1.2					
	<i>Bulimina elongata</i> d'Orbigny. 1846	9	180.2	0.3					
	<i>Quinqueloculina seminulum</i> (Linnaeus. 1758)	7	242.7	2.2		X	X		
	<i>Lobatula Lobatula</i> (Walker & Jacob. 1798)	6	337.1	0.3					
	<i>Hyalinonetrion clavatum</i> (d'Orbigny. 1846)	5	568.3	0.3					
	<i>Criboelphidium magellanicum</i> (Heron-Allen & Earland. 1932)	5	568.3	0.3					
	<i>Lagena laevicostata</i> Cushman & Gray. 1946	5	337.1	0.3					
	<i>Fissurina lucida</i> (Williamson. 1848)	5	180.2	0.3					
	<i>Elphidium earlandi</i> Crushman. 1936	4	273.7	0.8					
	<i>Favulina melo</i> (d'Orbigny 1839) / <i>Favulina hexagona</i> (Williamson. 1848)	3	273.7	0.3					
	<i>Parafissurina</i> Parr. 1947	3	121.3	0.3					
	<i>Porosonion granosum</i> (d'Orbigny. 1846)	3	549.3	0.2					
	<i>Buliminella elegantissima</i> (d'Orbigny. 1839)	1	273.7	0.3					
	<i>Patellina corrugata</i> Williamson. 1858	1	337.1	0.3					
	<i>Bolivina striatula</i> Cushman . 1922	1	73.4	0.3					
	Planctoniques (toutes espèces confondues)	2	279.0	0.5					
	<i>Gavelinopsis praegeri</i> (Heron-Allen & Earland. 1913)	2	285.3	0.2					
	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny. 1826	2	205.5	0.3					
	<i>Cibicides refulgens</i> Montfort. 1808	2	82.0	0.3					
	<i>Lagena semistriata</i> Williamson. 1848	1	285.0	0.3					
	<i>Adelosina bicornis</i> (Walker & Jacob. 1798)	1	82.0	0.3					
	<i>Nonion faba</i> (Fichtel & Moll. 1798)	1	119.0						
	<i>Quinqueloculina bicostata</i> d'Orbigny. 1839	1	61.7						

Total number of benthic foraminifera species: 39

Figure complémentaire IV-9 : Grands groupes écologiques auxquels appartiennent les foraminifères de la carotte BET-8. D pour espèces dominantes (>20%) ; C pour espèces communes (20-10%) ; A pour accessoires (10-5%) et S pour rares (<5%).

High to low marsh species (schorre)	
D	<i>Entzia macrescens</i> (Brady, 1870)
D	<i>Trochammina inflata</i> (Montagu, 1808)
S	<i>Arenoparrella mexicana</i> (Kornfeld, 1931)
S	<i>Cribrostomoides jeffreysii</i> (Williamson, 1858)

D : Dominant species
C : Common species
A : Accessory species
S : Scarce species

Muddy depression species	
C	<i>Cribroelphidium williamsoni</i> (Haynes, 1973)
S	<i>Cribroelphidium gunteri</i> (Cole, 1931)
S	<i>Haynesina depressula</i> (Walker & Jacob, 1798)

Species found in mud flat under continental to tidal influence	
D	<i>Haynesina germanica</i> (Ehrenberg, 1840)
D	<i>Ammonia tepida</i> (Cushman, 1926)
S	<i>Porosonion granosum</i> (d'Orbigny, 1846)
Tidal channel species	
A	<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem, 1875)
D	<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus, 1758)

Estuarine to marine Elphidiidae	
S	<i>Cribroelphidium gerthi</i> (van Voorthuysen, 1957)
S	<i>Cribroelphidium magellanicum</i> (Heron-Allen & Earland, 1932)
C	<i>Elphidium pulvereum</i> Todd, 1958
S	<i>Elphidium crispum</i> (Linnaeus, 1758)
S	<i>Elphidium earlandi</i> Cushman, 1936
S	<i>Elphidium aculeatum</i> (d'Orbigny, 1846)

↑
Summed in
marine-estuarine
Elphidiidae
↓

Marine endofauna	
S	Planctoniques (toutes espèces confondues)
Marine circalittoral endofauna	
S	<i>Nonionoides turgidus</i> (Williamson, 1858)
S	<i>Nonion faba</i> (Fichtel & Moll, 1798)
Marine infralittoral to estuarine endofauna	
S	<i>Bulimina elongata</i> d'Orbigny, 1846
S	<i>Buliminella elegantissima</i> (d'Orbigny, 1839)
S	<i>Bolivina striatula</i> Cushman, 1922
S	<i>Favulina melo</i> d'Orbigny, 1839) / <i>Favulina hexagona</i> (Williamson, 1848)
Marine epifauna	
Marine infralittoral epifauna	
S	<i>Fissurina</i> Fée, 1825
S	<i>Parafissurina</i> Parr, 1947
S	<i>Lagena laevicostata</i> Cushman & Gray, 1946
S	<i>Hyalinonetrion clavatum</i> (d'Orbigny, 1846)
Marine infralittoral to estuarine epifauna	
S	<i>Lobatula Lobatula</i> (Walker & Jacob, 1798) / <i>Cibicides refulgens</i> Montfort, 1808
S	<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson, 1858)
S	<i>Patellina corrugata</i> Williamson, 1858
S	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 1826

↑
Summed in
marine-estuarine
endofauna + epifauna
↓

CHAPITRE V

Sedimentological and palynological records since 10 ka BP along a proximal-distal gradient on the Armorican shelf (NW France)

Article publié dans “*Quaternary Science Reviews*” en octobre 2022

DOI : <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107678>

David Ophélie^(a,b), Penaud Aurélie^(a), Vidal Muriel^(a), Fersi Wiem^(a), Lambert Clément^(b), Goubert Evelyne^(b), Herlédan Maiwenn^(c), Stéphan Pierre^(d), Paillet Yvan^(e), Bourillet Jean-François^(f), Baltzer Agnès^(g)

(a) *Geo-Ocean, Univ. Brest, CNRS, Ifremer, UMR 6538, F-29280 Plouzané, France*

(b) *Geo-Ocean, Univ. Bretagne Sud, Univ. Brest, CNRS, Ifremer, UMR 6538, F-56000 Vannes, France*

(c) *Univ. Lille, Laboratoire d’Océanologie et de Géosciences, UMR 8187, F-59655 Villeneuve d’Ascq, France*

(d) *CNRS, Littoral Environnement Télédétection Géomatique, UMR 6554, IUEM, F-29280 Plouzané, France*

(e) *Chaire Armerie, Univ. Brest, Inrap, Littoral Environnement Télédétection Géomatique, UMR 6554, IUEM, F-29280 Plouzané, France*

(f) *Ifremer, Ressources physiques et écosystèmes de fond de Mer, Centre de Bretagne. 1625, route de Ste Anne, CS 10070, F-29280 Plouzané, France*

(g) *Univ. Nantes, Laboratoire Géolittomer/IGARUN, UMR 6554, F-44300 Nantes, France*

AVANT-PROPOS

Située à l’interface entre le domaine océanique et le continent, la plateforme sud-armoricaine est sujette aux variabilités climatiques de l’Atlantique Nord, ainsi qu’aux influences fluviales, principalement de la Loire, la Gironde et la Vilaine. Dans un tel milieu sédimentaire sous influence mixte, la principale problématique des études paléoenvironnementales est de discerner l’impact respectif des forçages naturelles, d’ordre multimillénaire à décennale, de ceux induit par les dynamiques anthropiques. Pour mieux comprendre ces interactions complexes, des études multiproxies ont été récemment menées sur des séquences issues du plateau sud-armoricain dans des domaines côtiers (Loc’h de Guidel ; *Fernane et al., 2015*) à marins distaux (Grande Vasière, 70-100 m de profondeur : *Naughton et al., 2007* ; *Penaud et al., 2020* / au domaine offshore profond > 2 000 m de profondeur, terrasse de Meriadzec : *Zumaque et al., 2017*). Ces études via l’analyse de bio-indicateurs marins (kystes de dinoflagellés, foraminifères planctoniques à benthiques) et/ou continentaux (grains de pollen) ont apporté les premiers éléments de réponse quant à l’impact des fluctuations climatiques long-termes (évolution de l’insolation estivale, transgression marine) à rapides (événements de Bond d’échelle millénaire aux régimes multi-décennaux de l’oscillation Nord-Atlantique, NAO) ainsi que sur les principaux seuils régionaux d’anthropisation.

Dans le cadre de ce travail doctoral, **une nouvelle séquence sédimentaire acquise sur le plateau interne**, au sein de la **baie de Quiberon**, vient alimenter ce corpus de données. Ce site proximal vient compléter les données côtières à marines préalablement acquises et permet d’établir un **transect proximal-distal, plus complet, à l’échelle de la plateforme sud-armoricaine**. Ce **chapitre V** est dédié à la présentation des résultats sédimentologiques et palynologiques (grains de pollen et dinokystes ; [Tableaux de comptage en Annexe 7](#)) acquis sur cette séquence et à l’intercomparaison avec les données préexistantes permettant ainsi de caractériser les **changements paléoenvironnementaux holocènes à l’échelle de la plateforme sud-armoricaine**. Dans un premier temps, cette étude vise à établir la chronologie de mise en place des cortèges sédimentaires sur le plateau sud-armoricain depuis 10 ka BP et à les relier aux étapes de la transgression marine holocène, alimentant ainsi **le premier axe de recherche** de ce travail doctoral. Le second objectif est de discuter de l’impact des processus taphonomiques, des conditions hydro-climatiques et de la dynamique anthropique sur la représentativité du signal palynologique, et, en particulier, du signal pollinique d’anthropisation, via l’intercomparaison de séquences côtières à océaniques. Cette partie

alimente **le second axe de recherche** de ce travail doctoral et vise à améliorer l’interprétation du signal palynologique afin de mieux caractériser les seuils d’anthropisation passées.

Ce chapitre est présenté sous la forme d’un article scientifique rédigé en langue anglaise, article qui a été publié dans la revue *Quaternary Science Review* en octobre 2022.

PLAN DU CHAPITRE V

ABSTRACT	198
I. INTRODUCTION	199
II. ENVIRONMENTAL CONTEXT	201
II.1. Hydrographical context of the Bay of Biscay.....	201
II.2. Sedimentological context of the Armorican shelf	203
II.2.1. The Bay of Quiberon (BQ).....	203
II.2.2. The Grande Vasière mid-shelf belt (GV).....	203
III. MATERIAL AND METHODS	204
III.1. Study cores	204
III.2. Chronological frameworks	205
III.3. Sedimentological analyses.....	208
III.4. Palynological analyses.....	208
IV. RESULTS	209
IV.1. Sediment facies description and chrono-stratigraphical model.....	209
IV.1.1. The MD08-3204 CQ core: the inshore domain of the Bay of Quiberon	209
IV.1.1. The VK03-58bis core in the mid-shelf mud belt (northern Grande Vasière)	212
IV.2. Palynological results of core MD08-3204 CQ.....	212
IV.2.1. Diversity and concentrations.....	213
IV.2.2. Description of palynological assemblages	214
V. DISCUSSION	217
V.1. Sedimentary evolution of the Armorican shelf over the last 10 kyrs BP	217
V.1.1. Sedimentation rates during the Holocene transgression	217
V.1.2. “The Turritella layer”: a bio-stratigraphical indicator of the Maximum Flooding Surface establishment	219
V.2. Palynological records along a proximal-distal gradient during the TST interval (8.5–8.3 ka BP)	220
V.2.1. Averaged 8.5–8.3 ka BP dinocyst observations.....	221
V.2.1. Averaged 8.5–8.3 ka BP pollen observations	222
V.2.1. Quercus vs. Corylus signature in space and time	225
V.3. Natural vs. anthropogenic impacts since 5.7 ka BP along an inshore-offshore gradient at the scale of the South Brittany platform	226
V.3.1. Fluvial hydrosystem processes and related shelf sedimentation	226
V.3.2. The anthropogenic pollen signature along the South Brittany coast.....	229
V.3.3. Impact of multi-secular hydro-climatic forcing on the Anthropogenic Pollen Indicator (API) record	231
VI. CONCLUSIONS	232
DATA AVAILABILITY	234
ACKNOWLEDGMENTS	234

Abstract

New findings acquired in Armorican shelf (core MD08-3204 CQ: Bay of Quiberon and core VK03-58bis: South Glénan islands) depict Holocene paleoenvironmental changes since 10 ka BP through a multi-proxy dataset including sedimentological and palynological data. First, grain-size analyses and AMS-¹⁴C dates show a common sedimentary history for both study cores. The slowdown of the relative sea level (RSL) rise was accompanied by a drop of the sedimentation rates between ~8.3 and 5.7 ka BP; the rates had been relatively higher at the onset of the Holocene. This interval led to the establishment of a shell-condensed level, identified in core VK03-58bis by the “*Turritella* layer” and interpreted as a marker for the Maximum Flooding Surface. Palynological data (pollen and dinoflagellate cyst assemblages) acquired in core MD08-3204 CQ argue for an amplification of the fluvial influence since 5.7 ka BP; the establishment of the Highstand System Tract (i.e., mixed marine and fluvial influences on the platform) then accompanied the slowdown of the RSL rise rates. On the shelf, the amplification of Anthropogenic Pollen Indicators (API) has been better detected since 4.2 ka BP, due not only to the increase of human impact but also due to a stronger fluvial influence on the shelf during the Late Holocene. Palynological data, recorded on the 8.5–8.3 ka BP interval along an inshore-offshore gradient, also demonstrate the complexity of the palynological signals such as i) the fluvial influence that promotes some pollen taxa (*Alnus* and *Corylus*) from proximal areas and ii) the macro-regionalization of palynomorph sources in distal cores. In addition, the comparison of palynological tracers, including API, over the last 7 kyrs BP, with South Brittany coastal and mid-shelf sites subject to northern vs. southern Loire catchment areas, shows a major hydro-climatic effect on the reconstructed palynological signals. Strengthened subpolar gyre (SPG) dynamics, combined with recurrent positive North Atlantic Oscillation (NAO) configurations, appear responsible for increased winter precipitation and fluvial discharge over northern Europe, as in Brittany. Conversely, weakened SPG intervals, associated with recurrent negative NAO-like modes, are characterized by intensified winter fluvial discharge over southern Europe. Interestingly, at an infra-orbital timescale, we record major peaks of API during periods of strengthened (/weakened) SPG dynamics in sites subject to detritic-organic matter inputs from Brittany (/Loire) watersheds.

Keywords: Holocene, South Brittany, pollen, dinoflagellate cysts, paleoenvironmental changes, *Turritella* layer, Anthropogenic Pollen Indicators (API), fluvial discharge

I. Introduction

The Holocene (i.e., the last 11.7 kyrs BP) is characterized by climate variability operating differently according to timescales. In the first instance, the summer insolation at 65°N gradually decreases during the Holocene and induces a drop in Northern Hemisphere summer air temperatures (*Berger and Loutre, 1991*) fostering the Mid-Holocene freshening and the increase in winter precipitation over Northwestern (NW) Europe (e.g., *Morzadec-Kerfourn, 1974; Naughton et al., 2007; Penaud et al., 2020*). Superimposed on the long-term Holocene climate trend, millennial-scale abrupt climate events derive from repeated cryospheric instabilities (i.e., Bond events, *Bond et al., 1997*; or Rapid Climate Changes with a more global-scale perspective, *Mayewski et al., 2004*). Over Europe, the infra-orbital Holocene climate subsequently oscillates at multidecadal timescales and is mainly driven by North Atlantic Oscillation-like (NAO; e.g., *Hurrell, 1995; Hurrell et al., 2003*) varying atmospheric regimes (e.g., *Olsen et al., 2012; Morley et al., 2014*) and North Atlantic Ocean gyre dynamics (e.g., *Hátún et al., 2005; Thornalley et al., 2009; Moffa-Sánchez and Hall, 2017; Penaud et al., 2020; Lambert et al., 2020*).

Following the deglaciation, the Early Holocene is also characterized by high Relative Sea Level (RSL) rise rates that decreased during the Mid to Late Holocene along the Atlantic coasts (e.g., Caribbean region and South America, *Milne et al., 2005*; Southern Bay of Biscay; *Leorri et al., 2012a, b*; North America, *Engelhart et al., 2015*; Europe, *García-Artola et al., 2018*). The RSL evolution is strongly controlled by meltwater inputs and isostatic adjustments, inducing different sea-level rates according to the region investigated (*Leorri et al., 2012a, b; Goslin et al., 2015; García-Artola, 2018*). Along the southern Brittany coasts, the RSL rose rapidly between 20 ka BP (~ -25 m) and ~7 ka BP (~ -5 m) and subsequently slowed down at ~6 ka BP (*Goslin et al., 2015; Stéphan et al., 2015; García-Artola et al., 2018*), leading to the development of tidal flats in estuarine environments and saltmarshes along the Brittany coasts (e.g., *Joly and Visset, 2009; Menier et al., 2010; Stéphan et al., 2019; Penaud et al., 2020*). The Holocene marine transgression thus progressively flooded fluvial paleovalleys, resulting in the geomorphological transformation of French Atlantic coastal ecosystems (e.g., *Proust et al., 2001; Weber et al., 2004; Chaumillon et al., 2008; Menier, 2004; Menier et al., 2010; Baltzer et al., 2014; Gregoire et al., 2017*).

Superimposed on these natural forcings, Holocene paleoenvironments are impacted by the evolution of human societies (i.e., cultural and technical changes), especially since the start of the Neolithic (i.e., ~7 ka BP in Brittany; *Pailler et al., 2008*). The related landscape changes are mainly recorded thanks to palynological data highlighting the progressive deforestation and

the introduction and intensification of the agro-pastoral activities thanks to Anthropogenic Pollen Indicators (API) (e.g., *Marguerie, 1992; Visset et al., 1995, 1996; Gaudin, 2004; Visset and Bernard, 2006; Naughton et al., 2007; Fernane et al., 2014, 2015; Penaud et al., 2020*). In parallel with terrestrial bio-indicators (pollen grains), aquatic bio-indicators (dinoflagellate cysts or dinocysts) allow discussing surface water evolution through time linked with sea level variations or leaching of nutrients from soils to coastal waters (e.g., *Lambert et al., 2018; Penaud et al., 2020*). These latter paleoceanographic tracers are found in worldwide sediments and their distribution are mainly driven by sea-surface parameters (i.e., temperature, salinity), nutrient concentration and primary productivity regimes, as well as inshore-offshore gradients (e.g., *Zonneveld et al., 2013; van Nieuwenhove et al., 2020; Marret et al., 2020; de Vernal et al., 2020*). Along the Brittany coasts, the modern distribution of dinocysts has recently been updated (*Ganne et al., 2016; Lambert et al. 2017, 2022*). Furthermore, *Penaud et al. (2020)* have recently classified dinocyst taxa into ecological groups according to different bathymetric contexts (i.e., estuarine, shallow bay, inner neritic, outer neritic, full oceanic) along a marine (distal or offshore) to coastal (proximal) temporal transect across the Bay of Biscay.

The Armorican shelf, subject to both fluvial (i.e., mainly the Loire and Vilaine rivers) and oceanic (i.e., North Atlantic Ocean through gyre dynamics) influences ([Figure V-1a](#)), is a key area for conducting paleoenvironmental studies (*Naughton et al., 2007; Penaud et al., 2020*). In this study, we examine two cores retrieved in the Armorican shelf ([Figure V-1a, b](#)): cores MD08-3204 CQ (Bay of Quiberon) and VK03-58bis (Grande Vasière, South Glénan sector). Previous studies conducted on core VK03-58bis aimed at discussing the sedimentological structure of the Grande Vasière (*Folliot, 2004; Bourillet et al., 2005, 2006*) as well as landscape-climate changes in northwestern France (*Naughton et al., 2007*). Core MD08-3204 CQ was previously examined by *Baltzer et al. (2014)* to reconstruct the sedimentary filling of the Bay of Quiberon. The present work is based on i) new radiocarbon dates obtained for both studied cores and ii) new palynological (pollen and dinocyst) analyses conducted on core MD08-3204 CQ. Our first objective is to refine the chronostratigraphy of both sequences to reconstruct the sedimentary dynamics on the shelf in relation with the long-term evolution of the RSL rise. This allows providing a new stratigraphical significance for the “*Turritella* layer”, an interval characterized by a high concentration of *Turritella communis* shells in core VK03-58bis (*Folliot, 2004; Bourillet et al., 2005, 2006; Naughton et al., 2007; Baltzer et al., 2015*). Secondly, this study aims at understanding palynological signatures along a proximal-distal gradient from coastal (*Lambert et al., 2019; and this study*), mid-shelf (*Naughton et al., 2007*)

to deep marine environments (Zumaque et al., 2017; Fersi et al., in prep) on the 8.5–8.3 ka BP interval. Finally, the API detection is discussed from continental (South Brittany maritime marsh; Fernane et al., 2015) to Armorican shelf environments (Penaud et al., 2020; and this study) over the last 7 kyrs BP taking into account anthropogenic and natural forcing.

II. Environmental context

II.1. Hydrographical context of the Bay of Biscay

The study area extends from the northern part of the Bay of Biscay (BoB), an open oceanic basin in the north-eastern Atlantic Ocean, to the coastal zone of South Brittany. In the BoB, modern residual shelf currents (Figure V-1a) depend on wind-driven, tidally-induced, and density-driven flows (Pingree and Le Cann, 1989; Koutsikopoulos and Le Cann, 1996; Castaing et al., 1999). Currently, seasonal atmospheric dynamics (Pingree and Le Cann, 1989) and river discharge (Lazure and Jégou, 1998; Lazure et al., 2008) lead to the complex hydrological system presented in Charria et al. (2013). In winter (i.e., October to March), a SW-dominant wind regime forces a SE to NW shelf current as schematized in Figure V-1a, while in summer (i.e., April to September), a NE-dominant wind regime forces a NW to SE shelf current (Charria et al., 2013; Charria, 2018). From mid-autumn to early spring, freshwater discharge of the Loire and Gironde rivers (i.e., values greater than 1500 m³/s; Castaing and Allen, 1981) are pushed back toward the BoB coastal areas under the influence of sustained wind activity (Figure V-1a). This leads to a salinity decrease and a sea-surface cooling between the coast and the 100 m isobath. Under increasing winter fluvial discharge, the establishment of the resulting modern “winter horizontal thermohaline front” then characterizes the pronounced disconnection of oceanic and shelf waters (Castaing et al., 1999; Costoya et al., 2016; Figure V-1a), identified from 3.3 ka BP on the mid-shelf (Mojtahid et al., 2019; Penaud et al., 2020).

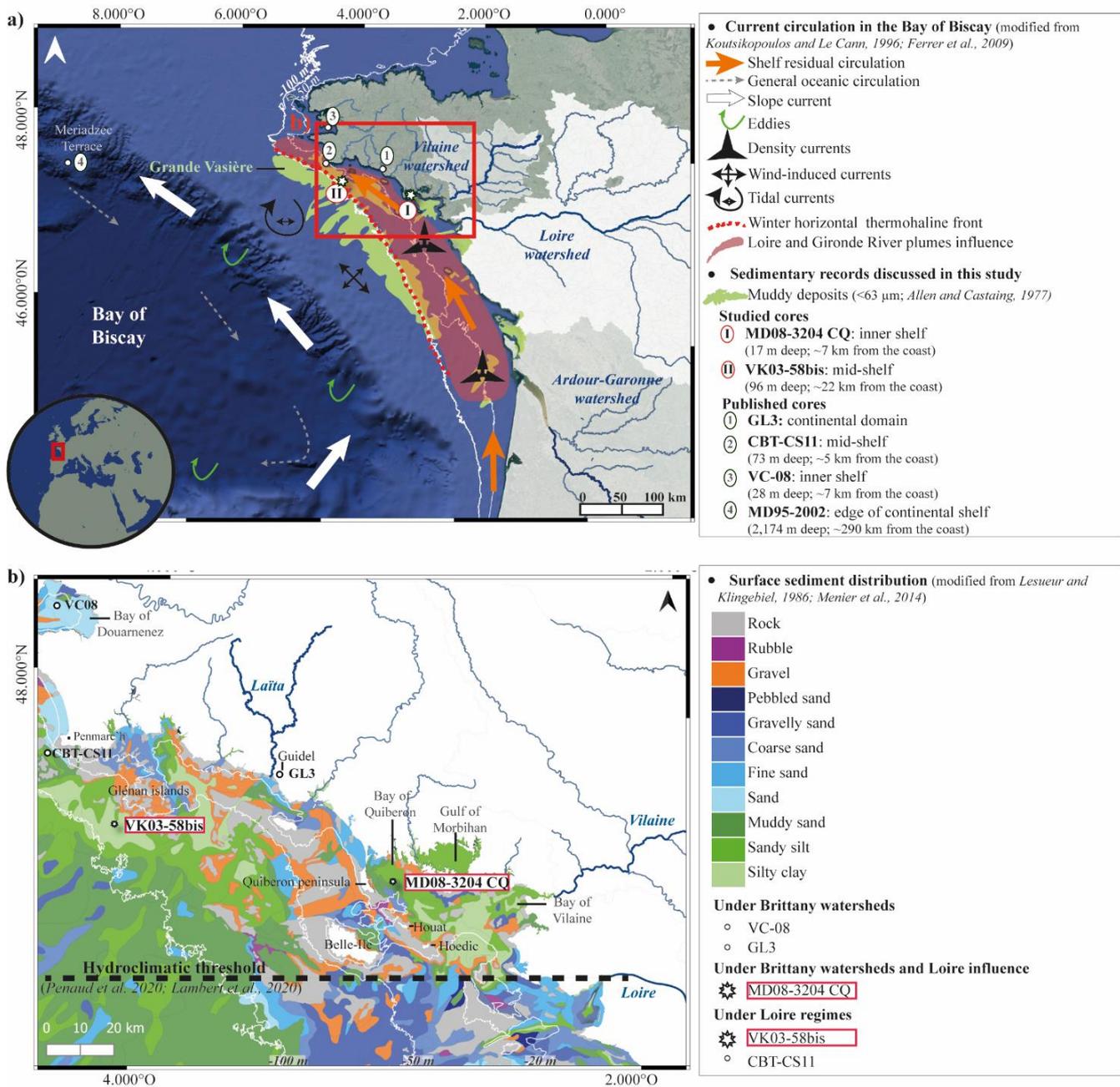


Figure V-1 : a) Map illustrating the general winter surface circulation in the Bay of Biscay (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996; Ferrer et al., 2009), the repartition of muddy deposits on the shelf (Allen and Castaing, 1977), the location of the studied cores MD08-3204 CQ (Bay of Quiberon; Baltzer et al., 2014; I on the map a) and VK03-58bis (northern Grande Vasière, South Glénan islands; Bourillet et al., 2005, 2006; Naughton et al., 2007; II on the map a) as well as other cited cores in the text, including GL3 (loc’th of Guidel; Fernane et al., 2015; 1 on the map a), CBT-CS11 (northern Grande Vasière, Penmarc’h sector; Mojtahid et al., 2019; Penaud et al., 2020; 2 on the map a), VC-08 (Bay of Douarnenez; Lambert et al., 2019; 3 on the map a) and MD95-2002 (Meriadzec Terrace; Zumaque et al., 2017; Fersi et al., in prep.; 4 on the map a). b) Surface sediment distribution over the South Armorican platform (Lesueur and Klingebiel, 1986; Menier et al., 2014) and location of the above-mentioned inner to mid-shelf cores.

II.2. Sedimentological context of the Armorican shelf

II.2.1. The Bay of Quiberon (BQ)

The Bay of Quiberon (BQ; 4 to 14 km width) is located in the internal domain of the Armorican shelf, between the coast and the 50 m isobath (Figure V-1a, b). This shallow internal domain is divided into two sectors separated by large paleovalley networks and weakly incised (Guilcher, 1948; Vanney, 1977; Menier, 2004; Menier et al., 2010, 2014): i) the inshore region with water depths below 25 m (i.e., bays of Quiberon and Vilaine; Figure V-1b) and ii) the offshore region formed by rocky shoals (i.e., islands of Houat and Hoëdic; Figure V-1b). In the BQ, modern sedimentation consists of fine terrigenous sediments (i.e., muddy sand; Figure V-1b), coming mainly from the swells-driven resuspension of the fine sediments deposited in the Vilaine Bay and from the Morbihan Gulf, Vilaine and Loire river plumes (Menier et al., 2010, 2014).

The Holocene sedimentary infilling of the BQ, following the Last Glacial Maximum (~20 ka BP) when the BQ was completely submerged, has been thoroughly studied using seismic profiles and sedimentological analyses (Baltzer et al., 2014). The BQ post-glacial flooding was initially confined to paleovalleys, gradually filled by fluvial deposits, which evolved to a subtidal bay (Unit 2 in Baltzer et al., 2014). Next, marine deposits indicative of energetic conditions (e.g., sparse marine shell debris, clayey- and sandy-rich deposits) settled during the rapid sea-level rise (8.7 to 6–5 ka BP; Unit 3 in Baltzer et al., 2014) until reaching the Maximum Flooding Surface (MFS). Following the RSL rise, BQ sedimentation now reflects highstand sea level conditions established since ~6–5 ka BP (Unit 4 in Baltzer et al., 2014).

II.2.2. The Grande Vasière mid-shelf belt (GV)

The Grande Vasière (GV; 225 km length; 40 km wide; surface of 8,000 km²; Figure V-1a), located between 80 and 110 m water depth, is a mid-depth mud belt (McCave, 1972; Dubrulle et al., 2007). The GV generally designates the upper part of the Holocene sediment accumulation built up at a rate of 0.1 to 0.2 cm/yr (Lesueur et al., 2001). The GV consists of a thin layer of silty mud, mainly tens of centimeters thick except on the NNW and SSE edges, overlying two sandy units (Andreieff et al., 1971; Bourillet et al., 2006). Present-day sediment inputs come from the winter fluvial terrigenous supply (1.5 10⁶ t/yr from the Gironde, 0.5 10⁶ t/yr from the Loire, and 0.1 10⁶ t/yr from the Vilaine; Jouanneau et al., 1999) and the wave erosion (storminess and distant swell) of the NW French coast between April and September (Jouanneau et al., 1999; Dubrulle et al., 2007). In the BoB, the winter horizontal thermohaline

front derives from the extension of winter fluvial turbid plumes up to the 100 m isobath (Costoya *et al.*, 2016), explaining the extension of the mid-shelf sediment deposits on the GV (Castaing *et al.*, 1999). The provisional sedimentary budget over the last 30 years shows a decrease of the clayey fraction due to the fine material remobilization because of storms and fishing activities (Bourillet *et al.*, 2006).

In the northern part of the BoB, the Loire and Vilaine rivers together represent 95% of BoB watersheds. Up to 90% of the nutrient contribution in the northern part of the Armorican shelf comes from the Loire and Vilaine rivers and the southern Brittany coastal river discharge make smaller secondary contributions (Guillaud *et al.*, 2008). The northernmost sector of the GV (southwest of Glénan islands; Figure V-1b) is characterized by a thicker, muddy layer, of a few meters of Holocene silty-clayey sediments (Bourillet *et al.*, 2006). In this area, a characteristic acoustic reflector in seismic profiles has been identified and attributed to the presence of a remarkable concentration of *Turritella communis* shells, described as the “*Turritella* layer” in the core VK03-58bis (Folliot, 2004; Bourillet *et al.*, 2005, 2006). The environmental changes required for the establishment of this shell deposit, observed on the Armorican shelf but also elsewhere in the northern Atlantic Ocean (Scottish fjords; Baltzer *et al.*, 2015), are still debated.

III. Material and methods

III.1. Study cores

The CALYPSO square (CASQ) core MD08-3204 CQ (47°30'27.6''N; 3°1'18.6''W; 17 m deep; 8.91 m long) was collected in the central part of the BQ (Figure V-1 a, b) onboard the R/V Marion Dufresne in 2008 (MD169/MICROSYSTEMS cruise; Blamart *et al.*, 2008). Only the three upper meters are examined in this study.

The VK03-58bis core (47°36.349'N; 4°08.173'W; 96.8 m deep; 2.72 m long) was collected with a vibrocorer, in the NNW edge of the GV off the South Glénan islands (GV; Figure V-1 a, b) during the Vibarmor cruise, onboard the R/V *Côtes de la Manche* (Le Roy, 2003; ‘*Défi Golfe de Gascogne*’ 2001-2005, Ifremer). The latter sedimentary archive retrieves the totality of the northern GV sediment accumulation (Bourillet *et al.*, 2005, 2006; Naughton *et al.*, 2007).

III.2. Chronological frameworks

New chronostratigraphies established on both studied cores were used to discuss the sedimentation dynamics on the Armorican shelf. In this study, 11 new AMS-¹⁴C dates were obtained for the upper three meters of core MD08-3204 CQ, these were used to build a robust chronostratigraphy based on a total of 15 AMS-¹⁴C dates between 287 and 20 cm (Table V-1). Regarding core VK03-58bis, 10 additional AMS-¹⁴C dates were newly acquired (8 on benthic foraminifera and 2 on *Turritella communis* shells), complementing the 5 earlier AMS-¹⁴C dates published in Naughton *et al.* (2007) (Table V-2). All AMS-¹⁴C dates were calibrated with the CALIB 7.1 software using the IntCal20 calibration curve (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer *et al.*, 2020), first considering a reservoir age of -400 ± 45 years to radiocarbon dates (point 1559 for the lower Loire in the marine20 database; Tisnérat-Laborde *et al.*, 2010) for both studied cores (Table V-1 and Table V-2).

Code	Depth (cm)	Sample nature	Age ¹⁴ C BP ± error		Age min (mean) max Cal BP
<i>Lyon 6307</i>	20	<i>Turritella communis</i>	1510	30	955 (1011) 1067
Poz-113445	35	<i>Turritella communis</i>	2355	30	1820 (1884) 1948
<i>Poz-33086</i>	47	<i>Turritella communis</i>	2745	35	2312 (2400.5) 2489
Poz-113447	70.5	Bivalve	3585	30	3361 (3407.5) 3454
<i>Poz-33089</i>	79	<i>Turritella communis</i>	3850	40	3616 (3724) 3832
<i>Poz-26298</i>	93	<i>Turritella communis</i>	4190	35	4082 (4187) 4292
Poz-117547	111	Shell debris	4755	35	4847 (4913.5) 4980
Poz-113448	134	Gastropod	5420	35	5657 (5776) 5895
Poz-117549	152	Shell debris	5095	35	5320 (5400) 5480
Poz-117550	196	Bivalve	7960	40	8350 (8375.5) 8401
SacA 29329	225	Shell debris	8060	40	8386 (8462.5) 8539
SacA 29330	231	Shell debris	8160	45	8422 (8511.5) 8601
SacA 54334	235.5	Gastropod	8145	35	8442 (8517) 8592
SacA 32028	241.5	Gastropod	8025	30	8385 (8403.5) 8422
Poz-113449	287	Gastropod	8210	50	8429 (8576.5) 8724

Table V-1 : MD08-3204 CQ AMS-¹⁴C dates. In grey: dates previously published in Baltzer *et al.* (2014). In black: new dates from this study acquired at the Poznań Radiocarbon Laboratory (Poz-x) and ARTEMIS (SacA x). All AMS-¹⁴C dates were calibrated with the CALIB 7.1 software using the IntCal20 calibration curve (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer *et al.*, 2020), first considering a reservoir age of -400 ± 45 years to radiocarbon dates (point 1559 for the lower Loire in the marine20 database; Tisnérat-Laborde *et al.*, 2010).

Code	Depth (cm)	Sample nature	Age ¹⁴ C BP ± error		Age min (mean) max Cal BP
Poz-47041	32	Benthic foraminifera	2005	30	1408 (1471.5) 1535
Poz-47042	57	Benthic foraminifera	2810	70	2340 (2526.5) 2713
Poz-47043	92	Benthic foraminifera	3930	30	3714 (3760) 3806
<i>Poz-10166</i>	106	<i>Turritella communis</i>	3820	30	3572 (3647.5) 3723
SacA55613	110	<i>Turritella communis</i>	4110	30	3974 (4038) 4102
BETA-550086	125	Benthic foraminifera	5410	30	5653 (5710) 5767
Poz-47044	137	Benthic foraminifera	5940	40	6280 (6341) 6402
SacA55614	140	<i>Turritella communis</i>	7295	30	7678 (7712.5) 7747
<i>Poz-10167</i>	149	<i>Turritella communis</i>	7020	40	7431 (7476.5) 7522
<i>Poz-10168</i>	160	<i>Turritella communis</i>	8030	40	8369 (8444.5) 8520
<i>Poz-10170</i>	177	<i>Turritella communis</i>	8170	40	8429 (8515.5) 8602
BETA-550087	179	Benthic foraminifera	7900	30	8321 (8347) 8373
BETA-550088	210	Benthic foraminifera	8940	30	9486 (9414.5) 9543
<i>Poz-10171</i>	226	<i>Turritella communis</i>	8240	40	8521 (8648) 8775
BETA-550089	266	Benthic foraminifera	9400	40	10170 (10201) 10235

Table V-2: VK03-58bis AMS-¹⁴C dates. In grey: dates previously published in Naughton et al. (2007). In black: new dates from this study acquired at the Poznań Radiocarbon Laboratory (Poz-x), ARTEMIS (SacA x), and Beta Analytics (BETA-x). All AMS-¹⁴C dates were calibrated with the CALIB 7.1 software using the IntCal20 calibration curve (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer et al., 2020), first considering a reservoir age of -400 ± 45 years to radiocarbon dates (point 1559 for the lower Loire in the marine20 database; Tisnérat-Laborde et al., 2010).

Also, this study aims at understanding palynological signatures along a proximal-distal gradient on the Armorican shelf since the subsequent RSL slowdown at ~6 ka BP. For this purpose, an age model was established on the top core section (134–20 cm) of core MD08-3204 CQ using the rbacon package (Blaauw and Christen, 2011) in R version 4.1.2 (R Development Core Team, 2021; <http://www.r-project.org/>). This allowed reconstructing the last 5.7 kyrs BP (Figure V-2a), while no age model was established for the lower section of the core (287–134 cm) because of the peculiar sedimentological context discussed later in the manuscript (i.e., period of remobilization or no sediment deposition). The palynological records obtained on core MD08-3204 CQ were also compared with published palynological datasets from continental (core GL3, Loc’h of Guidel; Fernane et al., 2015) and mid-shelf (core CBT-CS11, Grande Vasière, Penmarc’h sector; Penaud et al., 2020) sedimentary archives (Figure V-1a, b). For the last two cited cores, all AMS-¹⁴C dates previously acquired were re-calibrated and their age models were modified using the same chronological methodologies as the one described for core MD08-3204 CQ (Figure V-2b).

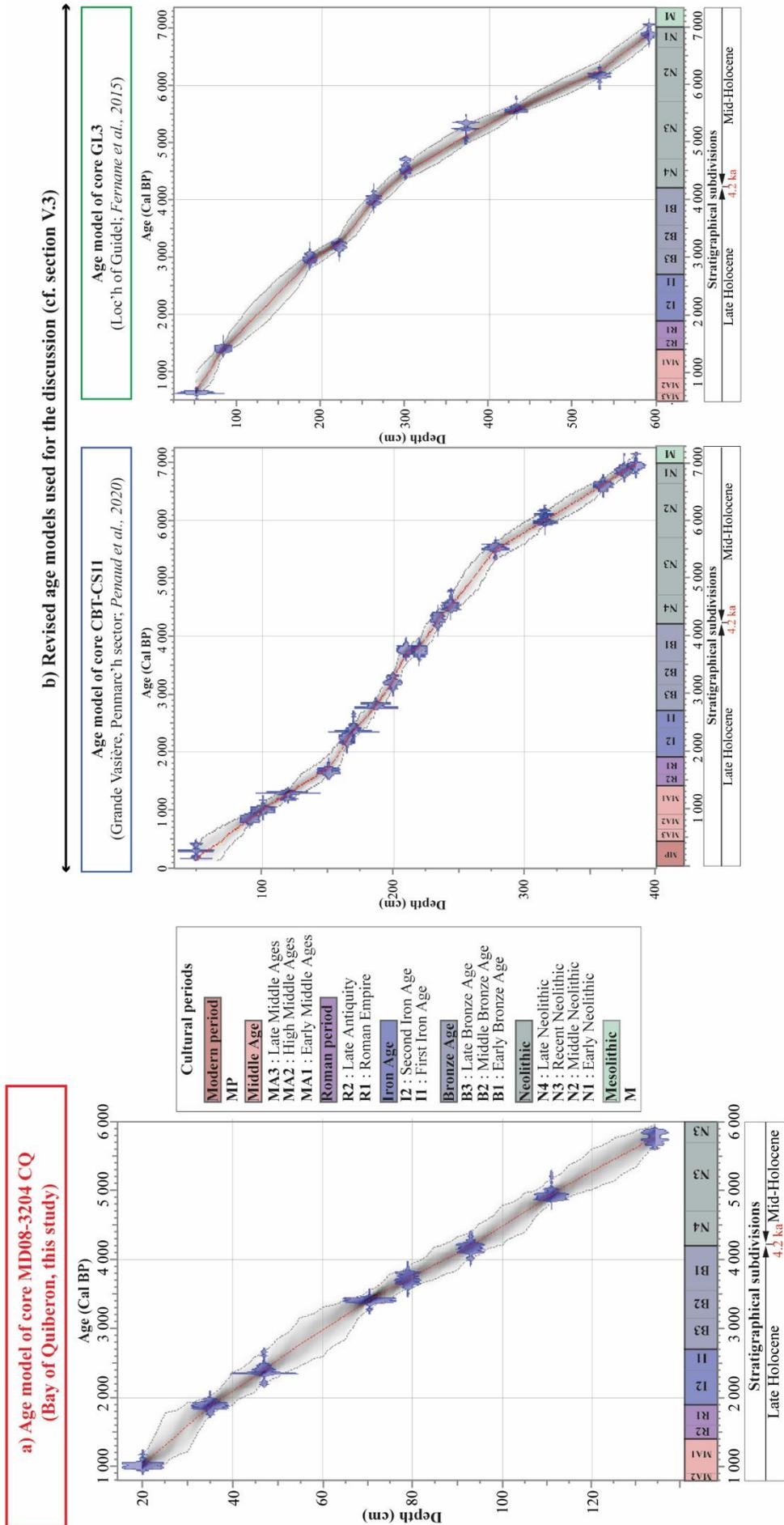


Figure V-2 : a) Age model of the studied core MD08-3204 CQ over the last 5.7 kyrs BP. b) Revised age models for cores CBT-CS11 (Penaud et al., 2020) and GL3 (Fernane et al., 2015). Age models were established using the rbacon package (Blaauw and Christen, 2011) in R version 4.1.2, and are expressed along cultural subdivisions for western Brittany (Gorcynska et al., 2023a) and stratigraphical subdivisions (Walker et al., 2019).

III.3. Sedimentological analyses

In this study, the logs previously established for cores MD08-3204 CQ (*Baltzer et al., 2014*) and VK03-58bis (*Folliot, 2004*) were reviewed thanks to a refined description of the sedimentary facies (Figure V-3a, b).

Regarding core MD08-3204 CQ, the sedimentological data presented in this study refer to the 299–1 cm section also investigated for palynological data. Sedimentological analyses previously carried out on this core (*Baltzer et al., 2014*) include a sedimentological description and total grain-size analyses (after removal of the organic matter) using a Beckman-Coulter LS230 laser particle analyzer. Also, new calcimetry (% CaCO₃; Figure V-3a) and Total Organic Carbon (% TOC; Figure V-3a) data were acquired (Chrono-environnement laboratory, Univ. Bourgogne Franche-Comté) thanks to the standard Loss On Ignition (LOI) method (*Heiri et al., 2001*). Sediments were dried at 105°C during 20 hours and then cooled in a dessicator before burning. After weighing, samples were burned at 550°C during 5 hours and weighed to calculate the TOC content. Then, the samples were burned at 950°C during 2 hours and weighed to calculate the carbonate content.

Regarding the VK03-58bis core, new CaCO₃-free grain-size analyses (after HCl 30% treatment) were performed on a Malvern Hydro 2000 particle size analyzer (Geo-Ocean laboratory, Univ. Bretagne Sud, Pontivy-Vannes), and added information on previous sedimentological data including grain-size analyses on the total sediment fraction (*Bourillet et al., 2005; Naughton et al., 2007; Figure V-3b*). Grain-size statistics for both study cores, including median grain-size (D50) values, were obtained using the GRADISTAT v 8.0 software (*Blott and Pye, 2001*).

III.4. Palynological analyses

New palynological data were acquired on core MD08-3204 CQ (BQ) for the upper three meters of the core. A total of 61 samples were taken every 10–20 cm, in the lower part of the sequence (i.e., 290–140 cm), and every ~3 cm in the upper part (i.e., 140–10 cm) within a 1 cm sample (i.e., corresponding to ~2 cm³).

Palynological treatments on the <150 µm sediment fraction were carried out at the Geo-Ocean laboratory (Univ. Bretagne Occidentale, Plouzané) following the procedure described by *de Vernal et al. (1999)*. First, carbonate and siliceous fractions were removed using chemical treatments (cold 10-25-50% HCl and cold 40-70% HF). Then, mineral clayey fractions were sieved with 10 µm mesh size nylon screens. An optical microscope Leica DMC 2500 at ×630

magnification was used for palynomorph determination, following *Beug (1961)* and *Reille (1995)* for pollen, and *Rochon et al. (1999)* and *van Nieuwenhove et al. (2020)* for dinocyst identifications. For each sample a minimum of i) 300 pollen grains (150 grains excluding *Pinus* and indeterminate grains; *Fatela and Taborada, 2002*) and ii) 300 dinocysts (100 specimens besides the dominant species *Lingulodinium machaerophorum*), were counted to systematically ensure statistically reliable assemblages (*Mertens et al., 2009*). Palynological results were then represented in absolute (number of specimens/cm³) and relative (percentages) abundances (*Table V-3*). Palynological diagrams and cluster analyses were performed using the Psimpoll program (*Bennet, 1992*), and ecological indexes (number of taxa per sample, Margalef diversity, and dominance; *Table V-3*) were calculated using the Past program v 1.75b (*Hammer et al., 2001*). The dinocyst and pollen identified in core MD08-3204 CQ are grouping according to their ecological affinities (*Table V-3*).

IV. Results

IV.1. Sediment facies description and chrono-stratigraphical model

IV.1.1. The MD08-3204 CQ core: the inshore domain of the Bay of Quiberon

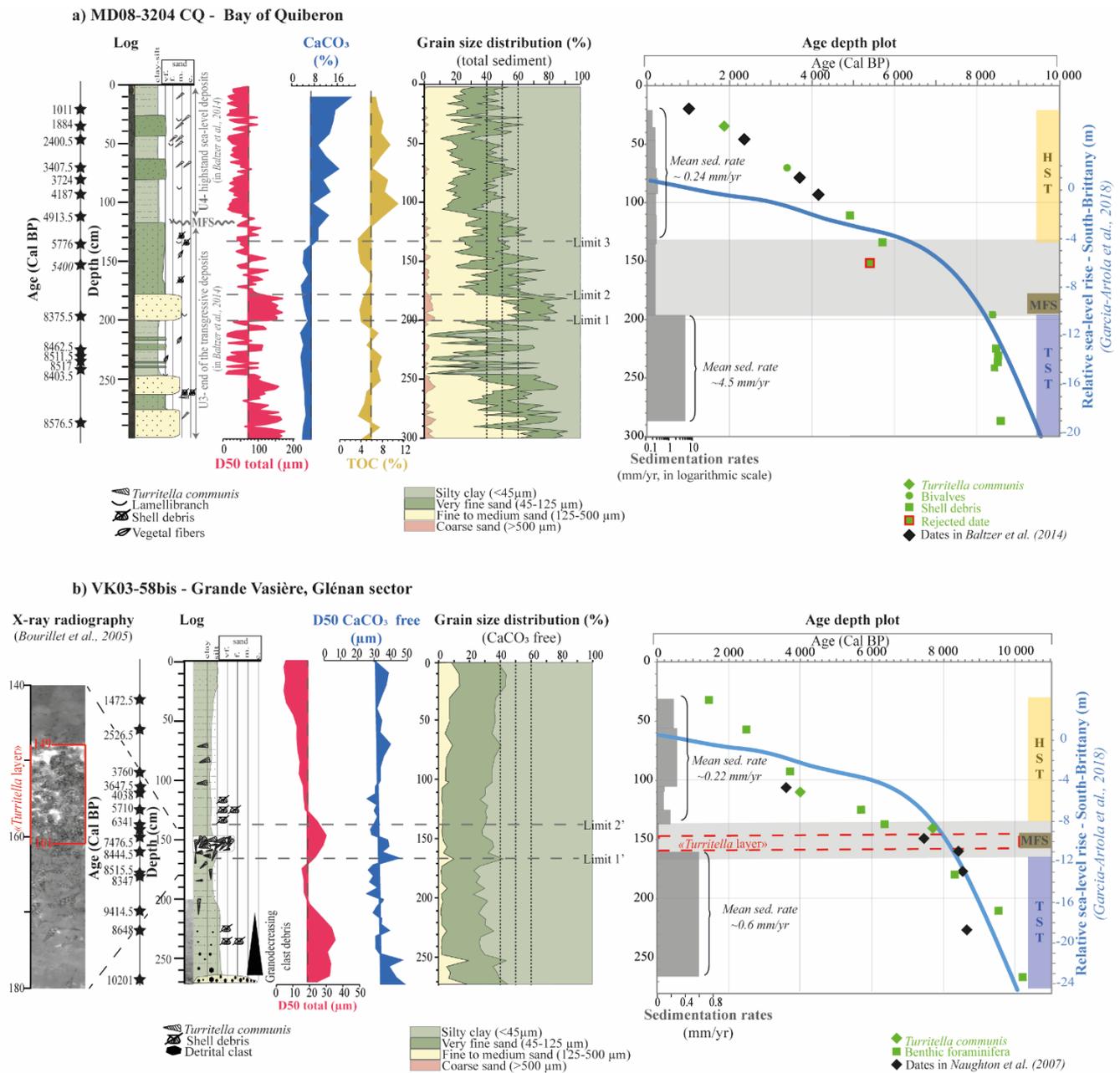
The age-depth plot (*Figure V-3a*) defines three main stratigraphical intervals. In the lower part, between 299–196 cm, a short time interval encompassing 200 years (8.5–8.3 ka BP) is characterized by high sedimentation rates of about 4.5 mm/yr. Between 196–134 cm (8.3–5.7 ka BP), a drop in sedimentation rates (decreasing to ~0.2 mm/yr), associated with a reversed date, suggests a period of remobilization or no sediment deposition (grey band in *Figure V-3a*). From 134 cm (5.7 ka BP) to the top of the core, a resumption of lower and constant sedimentation rates of about 0.24 mm/yr is calculated.

Regarding grain-size analyses performed on the total sediment fraction, in the lower part of the core between 299–250 cm, sediments consist of fine to medium sands, with less than 40% of silty-clayey sediments (*Figure V-3a*). Between 250–200 cm, a larger proportion of silty-clayey sediments (~60% of the grain size distribution) is characterized by an increase of the TOC (higher than 6%; *Figure V-3a*). Between 200–180 cm, marking the base of the low sedimentation rate interval, total sediment D50 values rise (~40 µm before limit 1 and 150 µm after this limit; *Figure V-3a*) and correspond to the increase of the proportion of fine to sands. From 180 cm, sediments consist in very fine-sandy (~60% of the grain size distribution, limit 2 in *Figure V-3a*). Finally, at 134 cm (i.e., limit 3 corresponds to the resumption of constant

sedimentation rates), total sediment D50 values decrease (~95 µm before limit 3 and 42 µm after; Figure V-3a). At the same time, both calcimetry (4% before 134 cm and 12% after limit 3) and TOC (lower than 6% before 134 cm and between 6-12% after limit 3) increase.

MD08-3204 CQ data	METHODOLOGY
Palynomorph relative abundances (%)	Pollen percentages are calculated using a main sum excluding i) <i>Pinus</i> counts (<i>Pinus</i> pollen grains thus always tend to be over-represented in marine sediments due to better dispersal and conservation), ii) spores and iii) indeterminate pollen grains. Dinocyst percentages are calculated on a sum of total dinocysts excluding pre-Quaternary specimens.
Palynomorph absolute concentrations (taxa/cm³)	Palynomorph concentrations are based on the marker grain method with <i>Lycopodium</i> spores (de Vernal et al., 1999; Mertens et al., 2009); calibrated tablets of known numbers of spores (here 28 848) being added to each sample before chemical treatments.
Diversity (Margalef) index	$(S-1)/\ln(n)$ where S is the number of taxa per sample and n is the number of individuals (pollen grains or dinocysts) counted in each sample.
Dominance index	Dominance ranges from 0 (all taxa are equally present) to 1 (one taxa dominates the assemblage). Dominance=1-Simpson index.
Taxon richness	Number of different taxa present in each analyzed level
Sum inner neritic taxa (Cysts of phototrophs or mixotrophs)	<i>Spiniferites bentorii</i> (Sben), <i>Spiniferites lazus</i> (Slaz), <i>Spiniferites membranaceus</i> (Smem), <i>Spiniferites belerius</i> (Sbel), <i>Spiniferites delicatus</i> (Sdel), <i>Spiniferites ristingensis</i> (Sris), Cysts of <i>Protoperidinium dalei</i> (Pdal)
Sum outer neritic taxa (Cysts of phototrophs or mixotrophs)	<i>Spiniferites ramosus</i> (Sram) / <i>Spiniferites bulloideus</i> (Sbul), <i>Operculodinium centrocarpum</i> sensu Wall & Dale, 1966 (Ocen), <i>Spiniferites mirabilis</i> (Smir)
Sum inner neritic taxa (Cysts of heterotrophs)	Cysts of <i>Protoperidinium nudum</i> (Pnud) / <i>Selenopemphix quanta</i> (Squa), Cysts of <i>Protoperidinium stellatum</i> (Pste), <i>Xandarodinium xanthum</i> (Xand)
Sum AP (arboreal taxa)	<u>Major taxa >2%:</u> <i>Quercus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Hedera</i> , <i>Betula</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Fagus</i> <u>Minor taxa <2%:</u> <i>Ilex</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Prunus</i> , <i>Populus</i> , <i>Taxus</i> , <i>Abies</i> , <i>Viburnum</i> , <i>Juniperus</i> , <i>Ribes</i>
Sum riparian trees	<u>Major taxa >2%:</u> <i>Alnus</i> , <i>Salix</i> , <i>Fraxinus</i>
Non-indigenous trees	<u>Major taxa >2%:</u> <i>Castanea</i> <u>Minor taxa <2%:</u> <i>Vitis</i> , <i>Quercus ilex</i> , <i>Buxus</i> , <i>Juglans</i>
Sum NAP (herbaceous taxa)	<u>Major taxa >2%:</u> Poaceae, Chenopodiaceae, Asteroideae, Brassicaceae, Cichorioideae, Cyperaceae, Ericaceae, <i>Lotus</i> , Juncaceae, <i>Plantago coronopus</i> , <i>Plantago</i> spp., Primulaceae, Ranunculaceae, <i>Saxifraga</i> <u>Minor taxa <2%:</u> <i>Sagittaria</i> , Amaryllidaceae, Apiaceae, Boraginaceae, Campanulaceae, <i>Centranthus</i> , <i>Spergula/Spergularia</i> , Caryophyllaceae, <i>Cistus</i> , <i>Sedum</i> , Crassulaceae, <i>Ephedra</i> , Euphorbiaceae, <i>Trifolium</i> , <i>Ulex</i> , Fabaceae, Gentianaceae, Geraniaceae, <i>Myriophyllum</i> , Iridaceae, <i>Lemna</i> , Liliaceae, <i>Papaver</i> , <i>Plantago maritima</i> , <i>Veronica</i> , <i>Armeria</i> , <i>Limonium</i> , <i>Potamogeton</i> , Oenotheraceae, Rosaceae, <i>Euphrasia</i> , Scrophulariaceae, <i>Typha/Sparganium</i> , Rubiaceae, <i>Viola</i> , <i>Hypericum</i> , <i>Polygonum</i> , Lamiaceae, <i>Althaeia</i> , <i>Helianthemum</i> , <i>Matthiola</i> , <i>Convolvulus</i>

Table V-3: This table gathers core MD08-3204 CQ data discussed in this study and describes the methodology used to calculate palynological relative abundances, absolute concentrations, and indexes, as well as dinocyst and pollen groups made according to ecological affinities (Penaud et al., 2020).



IV.1.2. The VK03-58bis core in the mid-shelf mud belt (northern Grande Vasière)

The age-depth plot of core VK03-58bis (Figure V-3b) defines three main stratigraphical intervals, as for core MD08-3204 CQ. The lower part, between 266–165 cm (10–8.4 ka BP), is characterized by higher sedimentation rates of about 0.6 mm/yr. Between 165–140 cm (8.4–6.3 ka BP), an abrupt drop in sedimentation rates is observed (decreasing to 0.01 mm/yr; grey band in Figure V-3b). From 137 cm (6.3 ka BP) to the top of the core, a resumption of lower sedimentation rates of about 0.22 mm/yr is reconstructed, with values close to the ones calculated for the post-5.7 ka BP interval described for core MD08-3204 CQ (Figure V-3a).

Regarding grain-size analyses performed on the total sediment fraction, during the interval characterized by higher sedimentation rates, sediments consist mainly of coarser silty sediments with clast debris whose sizes gradually decrease between 270–210 cm (Figure V-3b). Between ~210–170 cm, finer sediments are characterized by decreases of both CaCO₃-free and total sediment D50 values. In addition, the interval characterized by a drop in sedimentation rates (grey band in Figure V-3b), encompassing a remarkable 161–149 cm level of *Turritella communis*, is marked by a rise of CaCO₃-free and total sediment D50 values (~18 µm before limit 1', and 30 µm after this limit). From the first appearance of *T. communis* at 213 cm, their shell concentration gradually increases until reaching the high concentrated level, known as the “*Turritella* layer” (TL; Bourillet et al., 2005; Naughton et al., 2007; Baltzer et al., 2015), visible on the X-Ray radiography (Bourillet et al., 2005; Figure V-3b). A few *Turritella* shells, highly scattered, still occur above the TL horizon. From 140 cm onward, corresponding to the resumption of constant sedimentation rates (limit 2'; Figure V-3b), finer silty-clayey sediments are characterized by the decrease of total sediment D50 values (~30 µm before 140 cm and 18 µm after this limit).

IV.2. Palynological results of core MD08-3204 CQ

The description of palynological results led to the examination of four main palynozones (MD1 to MD4). These zones were established based on pollen and dinocyst observations in terms of both concentrations (Figure V-4) and percentages (Figure V-5) coupled with a clustering analysis. The palynological data are not described and interpreted in the 196–134 cm interval (grey bands in Figure V-4 et Figure V-5) owing to potential taphonomic bias and possible remobilization (see subsection IV.1.1. on page 209). The palynological data acquired in the 299–210 cm interval, are not discussed from a stratigraphic point of view because of

extremely high sedimentation rates. Moreover, this interval is marked by extremely low dinocyst concentrations (less than 50 dinocysts counted per level in the 299–210 interval; Figure V-4a, f). For these reasons, the palynological data have been summed to get an average picture of the interval in the discussion hereafter. Owing to the constant sedimentation rates, the palynological (pollen and dinocysts) signal is analyzed at a 100-year time resolution from 140 cm onward.

IV.2.1. Diversity and concentrations

A total of 31 different dinocyst taxa were recognized in the whole core, with a mean taxon richness of 14 dinocyst taxa per slide, with lower diversity before 134 cm (i.e., 5.7 ka BP) and higher diversity after this limit (Figure V-4c; and related higher Margalef diversity in Figure V-4b). Total dinocyst concentrations (Figure V-4a) range between ~300 and 53,000 cysts/cm³, with very low values estimated in the 290–196 cm interval (mean of 1,400 cysts/cm³; MD1 excluding the 196–134 cm section). Higher concentrations are recorded in the upper part of the core, divided into three palynozones according to the main fluctuations of concentration values: MD2 (134–112 cm; 5.7–4.9 ka BP; mean of 4,600 cysts/cm³), MD3 (112–49 cm; 4.9–2.4 ka BP; mean of 26,100 cysts/cm³) and MD4 (from 49 cm or 2.4 ka BP; mean of 9,200 cysts/cm³; Figure V-4a). Total dinocyst concentrations (Figure V-4a; as well as the dominance index in Figure V-4d) are mainly influenced by *Lingulodinium machaerophorum* occurrences (Figure V-4a, e). Maximal dinocyst concentrations are therefore reached in zone MD3 (mean of 26,000 cysts/cm³), in parallel with maximal percentages of *L. machaerophorum* at ~96% (Figure V-4e). Due to the low dinocyst counts (far below 100 specimens/slide) reached in zone MD1 (Figure V-4f: mean of 28 dinocyst counts per slide for the 7 samples between 290–196 cm), the dinocyst data obtained across this 200 yr-long interval (8.5–8.3 ka BP) were summed (194 dinocysts) providing mean dinocyst percentages for this interval (Figure V-5a and the following description of results).

Regarding pollen analyses, 95 different taxa were recognized in total with an average of 25 pollen taxa per slide, with lower diversity before limit a (134 cm) and higher diversity after this boundary (Figure V-4i; and related higher Margalef diversity in Figure V-4h). The maximal pollen diversity is recorded in zone MD4 (~26 different taxa per slide; Figure V-4h, i). Total pollen concentrations (Figure V-4g) range between ~2,700 and 38,000 grains/cm³, with high values reconstructed in zone MD1 (mean of 20,299 grains/cm³), and especially during the interval of finer sediments (mean of 29,500 grains/cm³) that are favorable to a higher

concentration of palynomorphs. Considering the upper part of the core, after 134 cm (i.e., 5.7 ka BP), higher pollen concentrations are recorded in zone MD3 (112–49 cm; 4.9–2.4 ka BP; mean of 11,900 grains/cm³), while MD2 (132–112 cm; 5.7–4.9 ka BP; mean of 8,000 grains/cm³) and MD4 (from 49 cm or 2.4 ka BP; mean of 5,700 grains/cm³; Figure V-4g) are characterized by lower values. The pollen dominance index (Figure V-4j) is mainly determined by *Quercus* percentages (Figure V-4k) all along the core; the lowest values of this taxon being recorded in zone MD4, which is also characterized by the highest pollen diversity.

IV.2.2. Description of palynological assemblages

Zone MD1 is characterized by the dominance of inner neritic (~62%; i.e., *Spiniferites lazus*, *Spiniferites bentorii*) and outer neritic (~24%; i.e., *Operculodinium centrocarpum* sensu Wall & Dale, 1966, *Spiniferites mirabilis*) taxa (Figure V-5a). Above 134 cm, zone MD2 corresponds to increasing percentages of *L. machaerophorum* (mean of 77%) and the decrease of other dinocyst taxa (Figure V-5a). In zone MD3, *L. machaerophorum* reaches maximum values above 80%, with two subzones that can be identified. In subzone MD3a, *L. machaerophorum* reaches its highest values in the whole study sequence (up to 95%), whereas subzone MD3b (80–49 cm) is characterized by the progressive rise of inner neritic taxa, mainly due to increasing percentages of *S. bentorii* and *S. lazus*. Finally, zone MD4 (49 cm onward; from 2.4 ka BP) is marked by a decrease of *L. machaerophorum* percentages (mean of 74%), as well as an increase of *Spiniferites* taxa and coastal heterotrophic percentages (Figure V-5a), especially in subzone MD4b (i.e., from 30 cm).

Regarding pollen assemblages (Figure V-5b), zone MD1 is characterized by occurrences of Amaranthaceae (mean of 12%) and high percentages of arboreal taxa (average of 77%), mainly represented by *Quercus* and *Corylus*. Zone MD2 is marked by lower percentages of Amaranthaceae and increasing values of riparian tree taxa, mainly due to the gradual rise of *Alnus* (Figure V-5b). Zone MD3 is characterized by the highest values of riparian taxa (21%), while thermophilic trees *Ulmus* and *Tilia* progressively decline. In subzone MD3b, the decrease in arboreal taxa (i.e., *Quercus* and *Corylus*) and the increase in Poaceae percentages are particularly obvious. In addition, occurrences of *Fagus* are noted. In zone MD3b, the decline of the forest system is associated with the increase of ruderal and adventitious taxa, that is amplified in zone MD4 (Figure V-5). The latter zone is characterized by the rise of Poaceae and a sharp decrease in arboreal taxa percentages. Sub-palynozone MD4b stands out by the highest occurrences of cultivated taxa (4%).

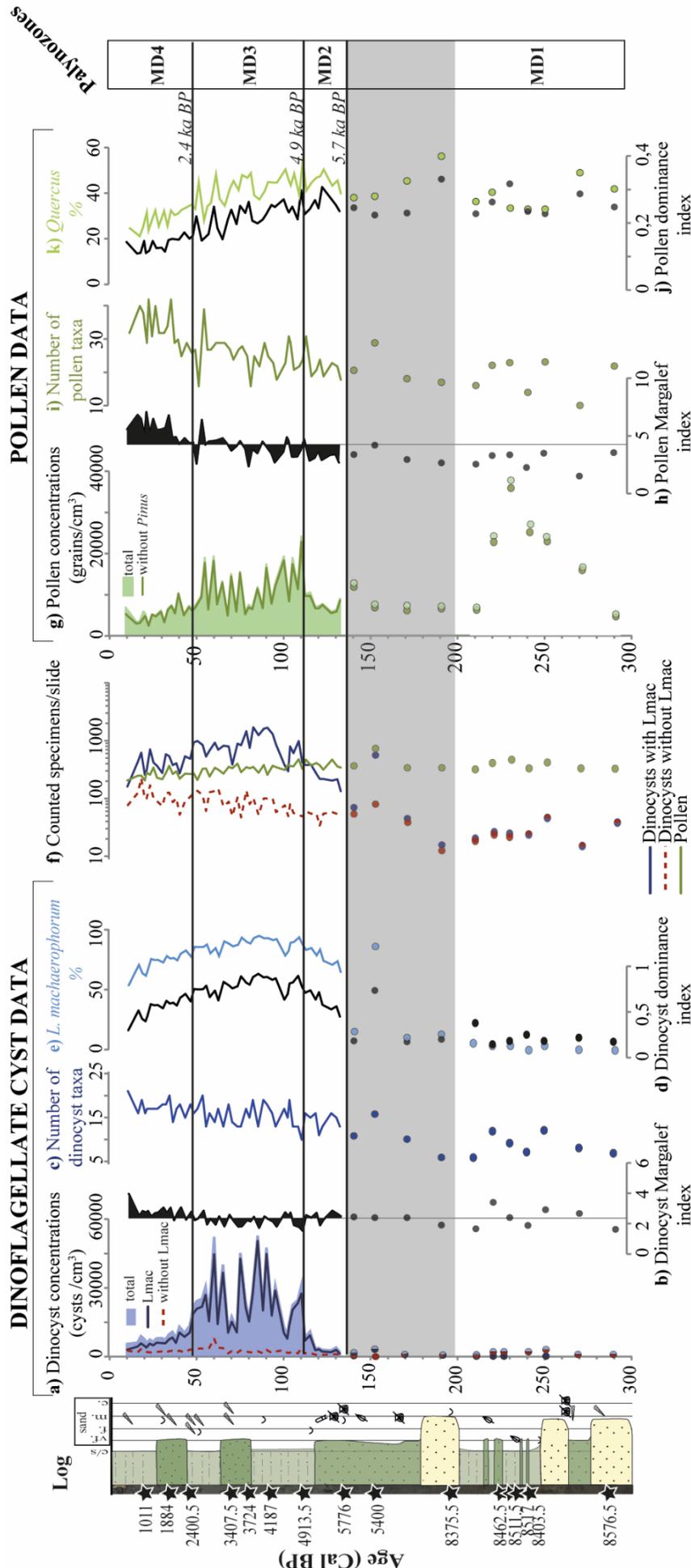
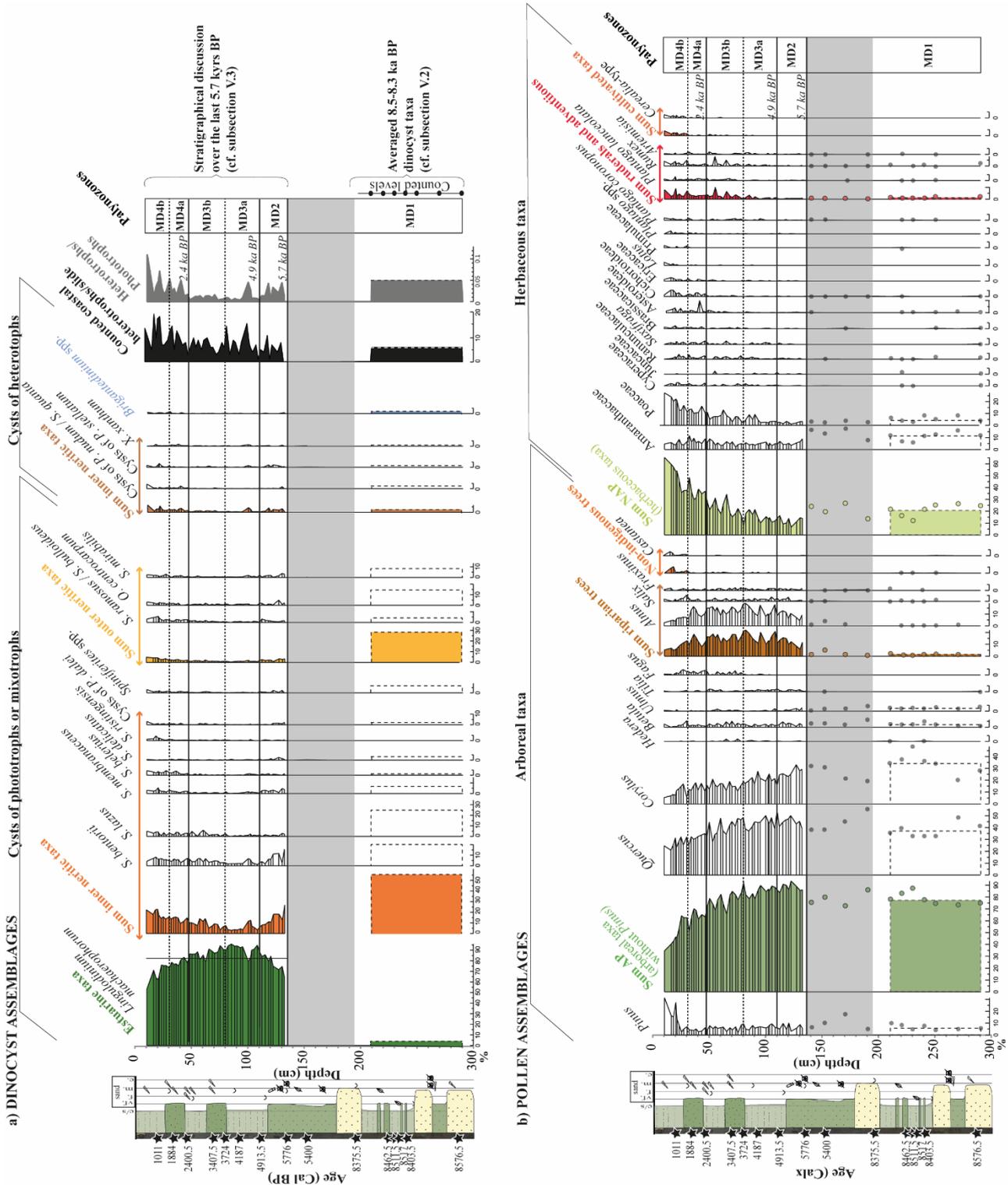


Figure V-4: Along the log of core MD08-3204 CQ (see Figure V-3a): Palynological (dinocyst and pollen) data plotted vs. depth (cm) with concentrations (a and g), diversity Margalef indexes (b and h), number of different taxa (c and i), as well as dominance indexes (d and j) in parallel with percentages of the dominant species in dinocyst and pollen assemblages (e and k, respectively). Also, the number of counted specimens per analysed sample for pollen and dinocysts is highlighted in logarithmic scale allowing better visualizing the few number of dinocysts counted in the lower section of the MD08-3204CQ core. The interval of low sedimentation rates linked to sediment remobilization and/or non-deposits is indicated using a grey horizontal band (see Figure V-3).

Figure V-5 : MD08-3204 CQ
 palynological data plotted vs. depth (cm). Major taxa (greater than 2% at least once in analyzed samples) of a) dinocyst and b) pollen assemblages. The interval of low sedimentation rates linked to sediment remobilization and/or non-deposits is indicating using grey horizontal bands (see Figure V-3a). Dinoflagellate cyst data are not represented for the latter interval, and they have been summed between 290 and 210 cm due to the extremely low dinocyst counts (see Figure V-4). Regarding pollen data, points are represented in the grey band but will never be considered in the discussion. An average of the basal points will be considered for the discussion, as for dinocysts. Colored percentages highlight dinocyst and pollen groups (see Table V-3).



V. Discussion

V.1. Sedimentary evolution of the Armorican shelf over the last 10 kyrs BP

V.1.1. Sedimentation rates during the Holocene transgression

In the high sedimentation rate interval (~10–8.4 ka BP), higher rates are recorded in the BQ (~4.5 mm/yr; [Figure V-3a](#)) compared to the northern GV (~0.66 mm/yr; [Figure V-3b](#)). This can be explained by the proximity to the coast of core MD08-3204 CQ (~7 km from present day coastline) and the shallowest depositional environment (~17 m deep today), whereas core VK03-58bis lies farther (~22 km from present day coastline) and deeper (~96 m deep today). Moreover, fine to medium sand sediments are found in core MD08-3204 CQ, reflecting more energetic marine conditions during the flooding of the BQ, whereas at that time the GV was already located in an open oceanic area.

Similar trends in sedimentation rates, occurring in the same temporal windows in both study cores, reflect a shared sedimentary evolution related to the evolution of the RSL rise through time (see [Figure V-3](#) with the southern Brittany RSL rise from *García-Artola et al., 2018*). Specifically, both age-depth plots ([Figure V-3](#)) evidence a period of high sedimentation rates i) in the 8.5–8.3 ka BP interval for core MD08-3204 CQ (~4.5 mm/yr) and ii) in the 10–8.3 ka BP interval for core VK03-58bis (~0.6 mm/yr). The fast rhythm of the transgression (~10 mm/yr) during the final step of the rapid RSL rise (*García-Artola et al., 2018*) led to high sedimentation rates associated with the establishment of the Transgressive System Tract (TST; [Figure V-3](#) and [Figure V-6](#)). At that time, the occurrences of inner and outer neritic dinocyst taxa together with Amaranthaceae pollen ([Figure V-5](#) and [Figure V-6](#)) testify that the BQ is a subtidal bay close to extended maritime marshes and detrital sources also explaining extremely high continental palynomorph fluxes to the BQ ([Figure V-6](#)). The TST establishment is also recorded in the Loire estuarine system (*Delaine et al., 2015; Arthuis et al., 2015; Arthuis, 2020*) that extended in the Gulf of Morbihan from ~9 to 5.8–5 ka BP (*Perez-Belmonte, 2008*).

Subsequently, and until 5.7 ka BP, a drop in sedimentation rates is recorded in both studied cores (0.24 and 0.01 mm/yr for cores MD08-3204 CQ and VK03-58bis, respectively; [Figure V-3](#)) synchronously with the slowdown of the RSL rise rates, as regionally recorded at ~6 ka BP (*Goslin et al., 2015; Stéphan et al., 2015; García-Artola et al., 2018*). The Maximum Flooding Surface (MFS) marks the end of the general transgression, inducing a reduction of the accommodation space and leading to lower sediment deposition. For the MD08-3204 CQ core,

the interval of slowing RSL rise and decreasing sedimentation rates is associated with a reversed date suggesting a period of remobilization. Thus, we suggest a revision for the BQ model established by *Baltzer et al. (2014)* that previously discussed the establishment of the MFS at ~5 ka BP *Figure V-3a*). According to our new chronostratigraphy and the consistent signal obtained with the GV, the transgressive deposit (i.e. TST) ends at 8.3 ka BP, and is followed by a period of sediment remobilization (i.e., MFS establishment) until 5.7 ka BP.

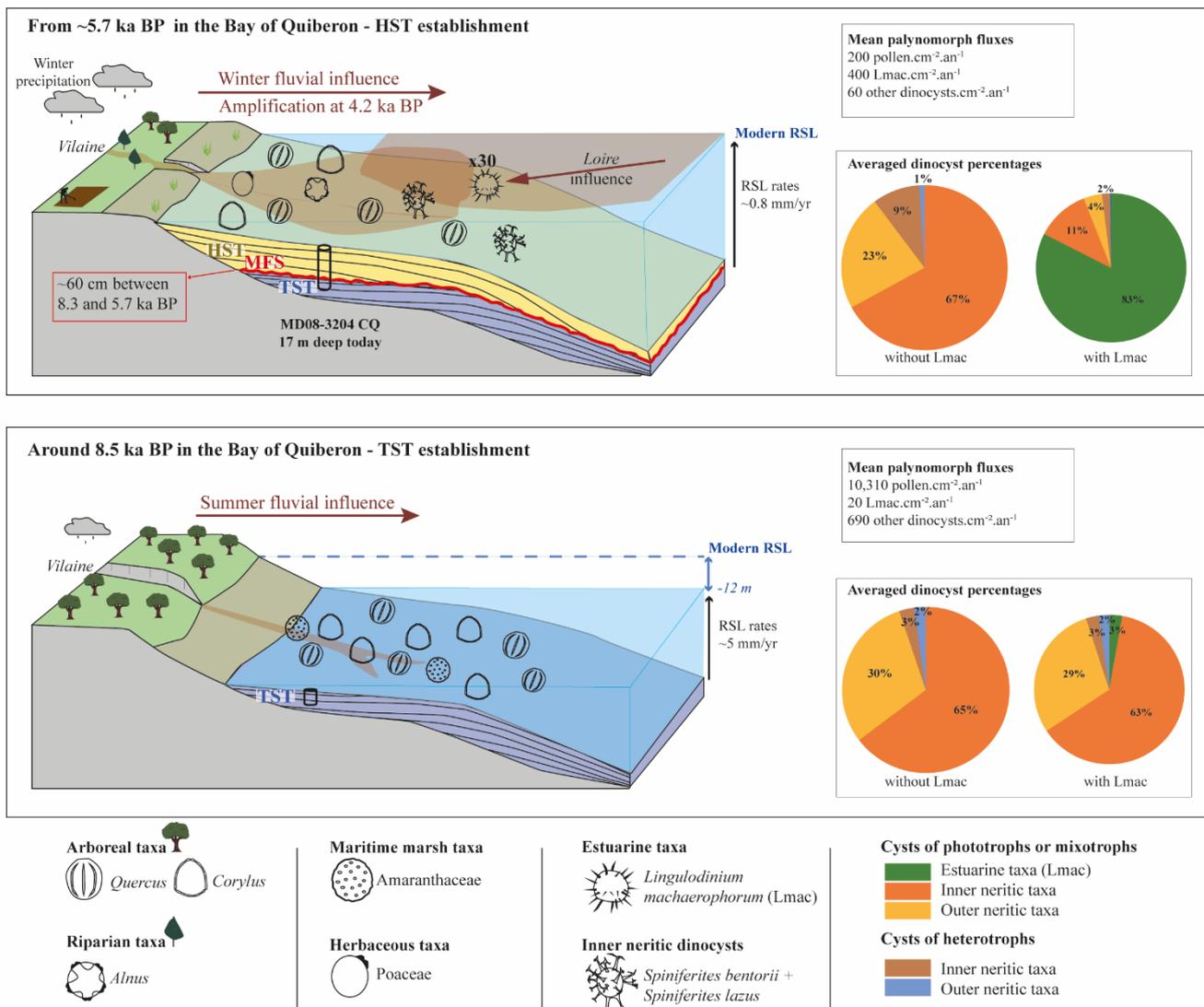


Figure V-6: Conceptual model illustrating sedimentological configurations and main palynological tracers recorded at around 8.5 ka BP and from ~5.7 ka BP in the Bay of Quiberon. The number of palynomorphs represented in the two figures, respects the proportion of specimens counted for the two intervals (i.e., 8.5-8.3 ka BP and 5.7-1 ka BP) and are based on an arbitrary initial value of 4 grains of *Quercus* for the interval 5.7-1 ka BP. On both intervals dinocyst group (see Table V-3; Figure V-5) percentages were also averaged.

Then, from 5.7 ka BP, a resumption of sedimentation, at lower rates (~0.24 mm/yr and 0.22 mm/yr for cores MD08-3204 CQ and VK03-58bis, respectively) than during the pre-8.3 ka BP interval, occurs in a period of slower RSL rise (i.e., less than 1 mm/yr after 6 ka BP; *García-Artola et al., 2018*; **Figure V-3**) corresponding to the establishment of the Highstand System Tract (HST; **Figure V-3** and **Figure V-6**). The increase of the continental-fluvial influence is observed over the Armorican shelf through higher percentages (**Figure V-5a** and **Figure V-6**) and fluxes (**Figure V-6**) of *L. machaerophorum*, almost monospecific today in estuarine sediments (*Morzadec-Kerfourn, 1976, 1977*; *Ganne et al., 2016*; *Lambert et al., 2017*), and of riparian pollen taxa (**Figure V-5b**), as recently discussed on the Armorican mid-shelf (*Penaud et al., 2020*). At the same time, high erosional episodes identified in the Gulf of Morbihan, and the Loire estuary, testify to a predominant runoff and fluvial discharge to the Bay of Biscay (*Perez-Belmonte, 2008*; *Delaine et al., 2015*; *Arthuis et al., 2015*; *Arthuis, 2020*).

V.1.2. “The *Turritella* layer”: a bio-stratigraphical indicator of the Maximum Flooding Surface establishment

The VK03-58bis core is characterized by a layer showing a high concentration of *Turritella communis* shells (**Figure V-3b**) and described as the “*Turritella* layer” (TL; *Bourillet et al., 2005*; *Naughton et al., 2007*; *Baltzer et al., 2015*). In this core, two shells dated at the base (160 cm: 8.4 ka BP) and at the top (149 cm: 7.5 ka BP) of the TL provide a minimal age extension of 900 years for this ~12 cm-thick deposit.

Previous studies suggested drastic environmental changes as potential drivers of the TL ending. First, a potential link between the TL and the abrupt North Atlantic climate shift of the 8.2 ka BP event was proposed (*Naughton et al., 2007*; *Baltzer et al., 2015*). It was then hypothesized that the North Atlantic sea-surface cooling and related decreasing salinity (*Alley et al., 2003*) could have explained the monospecific development of *T. communis* since these taxa are not sensitive to variations of these hydrological parameters (*Funder et al., 2002*; *Baltzer et al., 2015*). The end of the TL was also attributed to a mortality event induced by the opening of the English Channel, then contributing to major hydrological and sedimentological changes in the north-eastern temperate Atlantic Ocean (*Naughton et al., 2007*). Finally, *Baltzer et al. (2015)* suggested that the abrupt sediment supply associated with the rapid RSL rise, and the related lack of oxygen for benthic organisms, could have been responsible for the *T. communis* death and burial of their shells.

The new AMS-¹⁴C dates obtained for core VK03-58 bis (Table V-2) suggest that the TL is related to extremely low sedimentation rates (~0.01 mm/yr; Figure V-3b) at the end of the TST in the Armorican shelf. In the TL, juvenile and adult specimens are found in a perfect taphonomic state owing to the absence of broken shells or abrasion marks (Folliot, 2004; Baltzer et al., 2015). This likely excludes strong bottom energetic currents during the TL interval and suggests an autochthonous origin and an “*in-situ*” preservation of *T. communis* shells in generally living position. A winnowing of fine particles (i.e., no observed sandy inputs or specific grain size distribution) by weak bottom currents may however have occurred, considering the present-day mud-burrowing mode of life of these filter-feeder gastropods (Yonge 1946; Carter, 2008). Both taphonomic considerations and AMS-¹⁴C dates therefore argue for a monospecific within-habitat preservation where fossil assemblages are time-averaged (Walker and Bambach, 1971; Kidwell, 1997; Fujiwara et al., 2004), thus implying a succession of several *T. communis* generations during a long-lasting period (i.e., here ranging between ~1 kyr minimum and 2.1 kyrs maximum) of low sediment supply. We therefore suggest that the TL represents a condensed level, occurring synchronously with the slower RSL rise rates at the end of the TST. According to this interpretation, the TL appears as a marker of the MFS in Holocene transgressive deposits of the Armorican shelf.

V.2. Palynological records along a proximal-distal gradient during the TST interval (8.5–8.3 ka BP)

In the lower part of core MD08-3204 CQ, between 290–196 cm (200 yrs: 8.5–8.3 ka BP), palynological results (dinocyst and pollen assemblages) were averaged (Figure V-5). In strictly the same Early Holocene interval, these new palynological data emanating from the inner shelf (i.e., 0–50 m deep) were compared with previously published data acquired from proximal coastal to distal marine domains along the Armorican shelf.

For this purpose, three cores were selected (Figure V-1a): i) the inner-shelf VC2012-08-PQP core (PROTEUS-DUNES cruises; Shom, 2012) hereafter referred to as core VC-08, retrieved at 28 m depth in the shallow coastal Bay of Douarnenez (BD; 17 points extracted from Lambert et al., 2019), ii) the mid-shelf VK03-58bis core (Vibarmor cruise; Le Roy et al., 2003), retrieved at 96 m depth in the South Glénan sector of the Grande Vasière (GV; 5 points extracted from Naughton et al., 2007 for pollen and Penaud, pers. comm. for dinocyst assemblages), and iii) the distal marine MD95-2002 core (IMAGES 101 expedition; Bassinot and Labeyrie., 1996),

retrieved at 2,174 m depth on the Meriadzek Terrace (3 points extracted from *Zumaque et al., 2017* for dinocyst and *Fersi et al., in prep.* for pollen assemblages).

V.2.1. Averaged 8.5–8.3 ka BP dinocyst observations

From inshore to offshore environments, among a palynomorph sum including pollen grains, spores, and dinocysts, the dinocyst proportion increases from < 10% in the bays (cores MD08-3204 CQ and VC-08) to slightly over 50% in the mid-shelf (core VK03-58bis) and offshore (core MD95-2002) (Figure V-7a). The proximity to the close terrestrial domains, and hence to the pollinic production sources, appears responsible for the high pollen grain percentages recorded in the bays (Figure V-7a). A maximum dinocyst diversity is recorded in core VK03-58bis (Figure V-7b), mainly subjected to oceanic influences at that time (*Penaud et al., 2020*). Dinocyst assemblages in the two shallowest cores are dominated by inner neritic taxa (i.e., especially *S. bentorii*, accompanied by *Spiniferites membranaceus*-*Spiniferites belerius*, *Spiniferites delicatus*, and *S. lazus*) that represent a minor part of the assemblage in the mid-shelf and barely occur offshore (Figure V-7b). Considering the shallow Quiberon and Douarnenez bays, dinocyst assemblages are consistent with sedimentological studies describing fluvial environments subject to tidal influences (*Jouet et al., 2003*; *Le Roy and Jouet, 2005*; *Baltzer et al., 2014*; *Gregoire et al., 2017*; *Lambert et al., 2019*). A slight difference is seen among inner neritic assemblages with major occurrences of *S. bentorii* and cysts of *Pentapharsodinium dalei* in the more enclosed BD, replaced by *S. lazus* and by the apparition of the neritic group, *Spiniferites ramosus*-*Spiniferites bulloideus* in the BQ. These assemblages reach their highest values in core VK03-58bis (Figure V-7b), testifying to their association with peri-Brittany shelf waters (*Morzadec-Kerfourn, 1977*; *Penaud et al., 2020*; *Lambert et al., 2022*). In more distal environments, dinocyst assemblages are mainly composed of outer neritic taxa, especially *S. mirabilis* and *O. centrocarpum*, worthy of note are the unique occurrences of full-oceanic *Impagidinium* species and the absence of the estuarine *L. machaerophorum* taxon in core MD95-2002 (Figure V-7b). A steeper marine influence is thus recorded in the distal cores during the Early Holocene, as recorded during the Mid to Late Holocene (*Penaud et al., 2020*) and in present-day (*Lambert et al., 2022*) dinocyst assemblages along the same inshore-offshore transects.

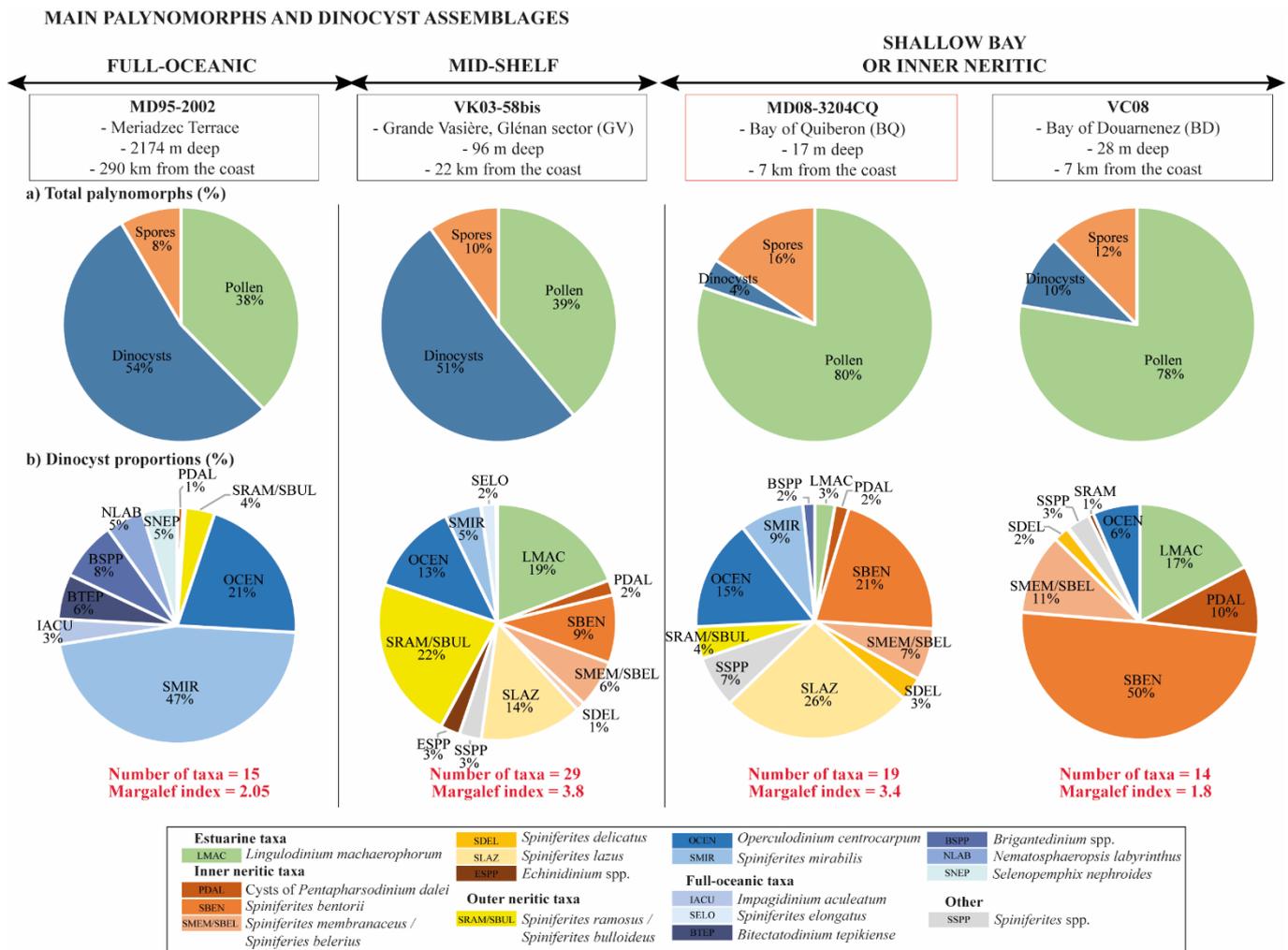


Figure V-7: 8.5–8.3 ka BP averaged palynomorph (a) and dinocyst (b) data (~200 yrs) along an inshore-offshore gradient with two proximal cores (MD08-3204 CQ, Bay of Quiberon, this study; and VC-08, Bay of Douarnenez, Lambert et al., 2019) and two distal cores (VK03-58bis, Grande Vasière, Glénan sector, Naughton et al., 2007; Penaud, pers. comm.; and MD95-2002, Meriadzec Terrace, Zumaque et al., 2017; Fersi, et al., in prep.). See Figure V-1 for core locations.

V.2.2. Averaged 8.5–8.3 ka BP pollen observations

During the 8.5–8.3 ka BP interval, a short temporal window during the wider Mesolithic cultural period (i.e., 10–7 ka BP; 8.5–5.1 ka BC in western Brittany), anthropogenic changes appear limited, as testified by high arboreal taxa percentages (i.e., 80 to 90% in coastal to mid-shelf cores) and very low values of anthropogenic taxa (i.e., not exceeding 1%; Figure V-8a). The high representation of arboreal taxa, related to a still large forest cover on the continent, may additionally be explained by the pollination period, especially that of *Quercus* whose pollen grains are present in the atmosphere mainly during spring months (March to June; Rodríguez-Rajo et al., 2005; García-Mozo et al., 2006). In a high boreal summer insolation context, Penaud et al. (2020) suggest that the high pollination of trees, coupled with spring to summer rainfall regimes and related fluvial discharge, could amplify the signature of *Quercus*

pollen grains in the platform, therefore accounting for the highest arboreal pollen fluxes recorded in the Armorican shelf during the Early Holocene.

The more distal marine sequence (i.e., core MD95-2002) is characterized by the highest pollen diversity and the highest herbaceous percentages when compare with the inshore-offshore transect (Figure V-8a). The most diverse pollen signature of core MD95-2002 (*Fersi et al., in prep*) may be explained by the multi-catchment area pollen sources (i.e., macro-regional fluvial signatures coming from Loire, Gironde, South Brittany, and English Channel watersheds). In contrast, the two bays imply pollen sources from more limited catchment areas close to the collected cores (i.e., MD08-3204 CQ at ~5 m depth and VC-08 at ~16 m depth, under a water column that was 12 m below the present-day sea level; *García-Artola et al., 2018*). Furthermore, core MD92-2002 presents a unique Cupressaceae signature (including *Juniperus*), combined with boreal forest taxa (i.e., *Picea-Abies*) and high percentages of the pioneer taxon *Betula* (Figure V-8b), which are likely associated with a northern European continental signature transported by the English Channel (*Fersi et al., in prep*). In addition, Mediterranean trees (grouping *Quercus ilex* and *Quercus suber*) are recorded at ~1-2%, in the deep core, but also in the mid-shelf sequence (i.e., core VK03-58bis; Figure V-8b, c), and may correspond to southern French river watersheds, implying mainly Loire and to a lesser extent Gironde river influences (*Penaud et al., 2020*).

The pre-6 ka BP interval, still characterized by high RSL rise rates (*García-Artola et al., 2018*) and the intense activity of the North Atlantic Current (*Ayache et al., 2018*), was described as a “summer-prevailing mode” in the southern Brittany platform (*Penaud et al., 2020*), i.e., as a prevalent NW to SE shelf residual circulation in the Bay of Biscay. This prevalent oceanic influence over the platform may explain the high dinocyst diversity recorded in the mid-shelf (Figure V-7b). However, the occurrences of Mediterranean tree pollen in the two more distal cores attest to common continental sources inherited from southern France catchments (Figure V-8b, c). In the deep MD95-2002 core, the unique occurrences of *Impagidinium* spp., *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Brigantedinium* spp. oceanic taxa (Figure V-7b), and Cupressaceae and *Picea-Abies* pollen grains (Figure V-8b, c), indicating rather a distant northern European continental source carried by oceanic currents that however barely affect the mid-shelf. We hypothesize that a hydrological front, formed in the northern Bay of Biscay during summer months, may have prevented the summer transportation of these northern continental sources to the mid-shelf, while a break of the thermohaline front during winter months may have favored the transport of southern continental sources up to the northern Bay

of Biscay. This would correspond to the opposite configuration to the one prevailing for the present-day seasonal hydrological mechanism operating in the Bay of Biscay (i.e., “winter prevailing mode”, see Figure V-1a), characterized today by the establishment of the thermohaline front during winter months (Castaing et al., 1999; Costoya et al., 2016) and since ~3.3 ka BP (Mojtahid et al., 2019; Penaud et al., 2020).

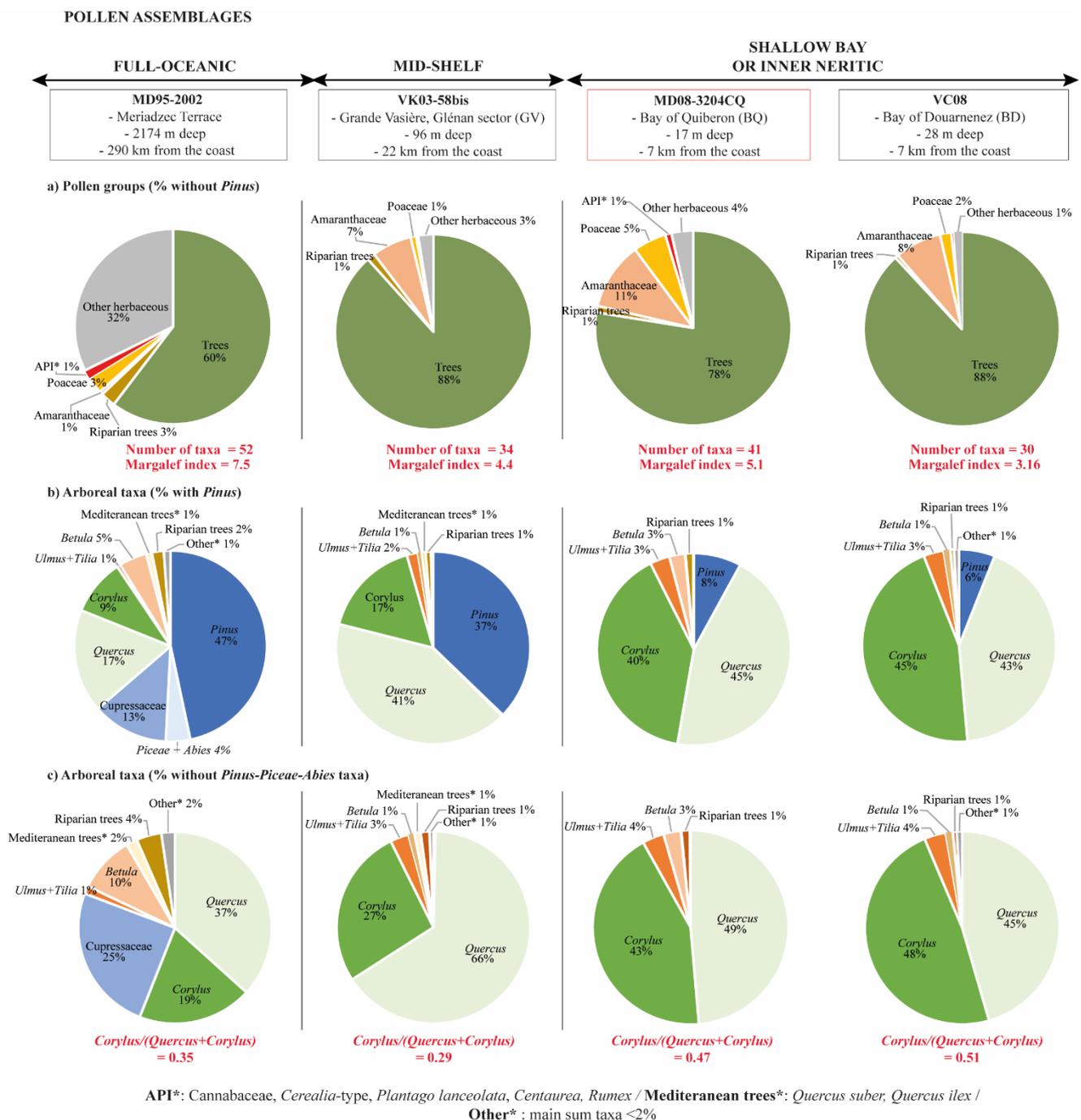


Figure V-8: 8.5–8.3 ka BP averaged pollen data (~200 yrs) along an inshore-offshore gradient with two proximal cores (MD08-3204 CQ, Bay of Quiberon, this study; and VC-08, Bay of Douarnenez, Lambert et al., 2019) and two distal cores (VK03-58bis, Grande Vasière, Glénan sector, Naughton et al., 2007; Penaud, pers. comm.; and MD95-2002, Meriadzec Terrace, Zumaque et al., 2017; Fersi, et al., in prep.). See Figure V-1 for core locations.

V.2.3. *Quercus* vs. *Corylus* signature in space and time

Arboreal taxa are dominant along the inshore-offshore transect (Figure V-8a) as commonly observed and thoroughly discussed in sediment archives (Broström *et al.*, 2008; Mazier *et al.*, 2008, 2015; Lebreton *et al.*, 2010; Sjögren *et al.*, 2015). In addition, the anemophilous *Pinus* pollen grains are over-represented in marine sequences (Figure V-8b) due to their strong capacity of dispersion (Turon, 1984; Holmes, 1994). Excluding *Pinus* and *Picea-Abies* taxa from the arboreal sum (Figure V-8c), deciduous *Quercus* pollen grain percentages increase from the bays (~same values for both shallow environments) to the mid-shelf, while those of *Corylus* decrease along this same gradient. Among the two other temperate forest taxa found in the northern European sediment archives, we suggest that the *Corylus* signal may decrease with the distance from the coast, boosting the deciduous *Quercus* expression in more distal sediments (Figure V-8c). This may explain the fact that the *Corylus* percentages are always higher than the *Quercus* ones, regardless of the period considered over the last 7 kyrs, in south-western Brittany peat deposits (Fernane *et al.*, 2014), whereas the opposite is observed in the southern Brittany coastal (Fernane *et al.*, 2015) and mid-shelf (Penaud *et al.*, 2020; and this study;) environments. In addition, it should be pointed out that *Quercus* has a high degree of resistance to oxidation (Lebreton *et al.*, 2010) that may partly explain its over-representation in marine environments.

Moreover, previous studies of the Mid to Late Holocene showed an anti-correlation between deciduous *Quercus* and *Corylus* pollen percentages, with *Quercus* contractions and *Corylus* expansions, and *vice-versa*, at a pluri-decadal timescale (Joly *et al.*, 2009; Fernane *et al.*, 2014). Knowing that *Corylus* pollination takes place during winter months (January to March; Bégeot, 1998; Olsen *et al.*, 2000), contrary to deciduous *Quercus* pollination that occurs during spring months (March to June; Rodriguez-Rajo *et al.*, 2005; García-Mozo *et al.*, 2006), *Corylus/Quercus* anticorrelations at an infra-orbital timescale could be explained by a stronger fluvial influence due to enhanced precipitation fostering the *Corylus* signature during the winter season. In north-western Europe, *Alnus* flowering is very close to that of *Corylus* (Puc and Kasprzyk, 2013). A correlation between *Alnus*, and also *Corylus*, and intensified fluvial discharge is identified in modern sediments from the Bay of Brest (Lambert *et al.*, 2017). For this reason, both *Alnus* and *Corylus* allowed understanding intensified winter paleo-discharge in the Bay of Brest over the last 2.5 kyrs BP (Lambert *et al.*, 2020). In addition, Penaud *et al.* (2020) used the *Corylus/Quercus* ratio over the last 7 kyrs BP (core CBT-CS11 in the southern Brittany shelf; Figure V-1b) and demonstrated its common trend with alluvial taxa (especially *Alnus*). From this perspective, *Corylus* (and *Alnus*) versus *Quercus* pollen percentage

fluctuations detected at a pluri-decadal timescale in Holocene records, may be partly reconciled by considering periods of enhanced winter precipitation and related fluvial discharge when *Corylus* percentages increase, and vice versa.

V.3. Natural vs. anthropogenic impacts since 5.7 ka BP along an inshore-offshore gradient at the scale of the South Brittany platform

After 5.7 ka BP, in the MD08-3204 CQ core, the resumption of mixed estuarine-marine sedimentation leads to a continuous palynological record in the BQ. In order to better understand the paleoenvironmental changes that occurred along the South Brittany coast over the last 5.7 kyrs BP (at ~100 yrs time resolution), the main palynological results acquired in this study were selected (i.e., *L. machaerophorum*, *Alnus*, *Corylus*, *Quercus*, Poaceae and API; orange curves in Figure V-9 and Figure V-10). These data are discussed in parallel with two sedimentological records covering the last 7 kyrs BP (Figure V-2b). First, the mid-shelf CBT-CS11 core (Figure V-1a, b; CABTEX cruise; Dussud, 2010) was acquired at 73 m depth in the south-Penmarc'h sector of the GV (Penaud et al., 2020: ~80 yrs time resolution between 7–0.5 ka BP; blue curves in Figure V-9 and Figure V-10). Secondly, the continental GL3 core (Fernane et al., 2015) was retrieved in the South Brittany coastal wetland of Guidel (Figure V-1a, b) and corresponds to an ancient ria progressively transformed into a maritime coastal marsh during the Holocene transgression (Fernane et al., 2015: ~85 yrs time resolution between 7–0.6 ka BP; green curves in Figure V-9 and Figure V-10).

V.3.1. Fluvial hydrosystem processes and related shelf sedimentation

Dinocyst data acquired in the BQ over the last 5.7 kyrs BP show a clear dominance of *L. machaerophorum*, that started to increase at ~5.9 ka BP according to the 7 kyr-long CBT-CS11 core (Penaud et al., 2020; Figure V-9). This species is tolerant to large drops in salinity and is well known to proliferate in brackish environments (Reid, 1975; Morzadec-Kerfourn, 1977, 1992, 1997). At the same time, pollen grains of the riparian taxon *Alnus*, a hydrophilous tree developing mainly along freshwater bodies, reaches its maximum values in both MD08-3204 CQ and CBT-CS11 cores (Figure V-9). The 5.7 ka BP limit corresponds to the major inflection in the RSL rise rates occurring at ~6 ka BP (Goslin et al., 2015; Stéphan et al., 2015; García-Artola et al., 2018), then corresponding to the stabilization of fluvial systems (Penaud et al., 2020). The riparian vegetation (i.e., *Alnus*) then progressively colonizes coastal marshes, which in turn promotes the fixation of vegetation in riverbanks and valley alluviation (Penaud et al. 2020). The increase in estuarine-sensitive taxa (i.e., *Alnus* and *L. machaerophorum*;

Figure V-9) in coastal areas argues for a stronger fluvial influence on the shelf since 5.7 ka BP, which is consistent with the HST establishment. The typical neritic dinocyst assemblage, obvious during the TST configuration, appears extremely different when considering dinocyst percentages after 5.7 ka BP that are characterized by the over-representation of *L. machaerophorum* (mean of 83%; Figure V-6). However, if *L. machaerophorum* is excluded from the main sum, dinocyst percentages appear quite similar to the pre-5.7 ka BP period (Figure V-6). This argues for an allochthonous signal of this estuarine-sensitive taxon, likely carried to the Armorican shelf by main river discharge, especially the Loire and Vilaine rivers. Furthermore, Delaine et al. (2015) examined the Holocene sediment infilling of the upstream Loire Valley and recorded a high erosional regime of the Loire system between ~5.8–2.1 ka BP in a context when sedimentation rates exceeded the RSL rise rates. This may have led to a shift of the sediment depo-center towards the Armorican shelf, as testified by the coarser sedimentation recorded in core CBT-CS11 up to ~3.3 ka BP (Mojtahid et al., 2019; Penaud et al., 2020; D50 CaCO₃ free in Figure V-9). After 3.3 ka BP, the decrease of estuarine-sensitive taxa percentages and sediment grain-size values recorded in core CBT-CS11 (Figure V-9) suggest a decreasing influence of the paleo-Loire erosional dynamics. Geomorphological studies have shown that the sediment load may have exceeded the transport capacity leading to a Loire riverbed elevation at ~2.7 ka BP (Castanet, 2008; Arthuis, 2020). The progressive infilling of the estuarine system contributed to the decrease of the river slope and also the load-transport capacity of the Loire river at ~3 ka BP.

In contrast, in core MD08-3204 CQ, estuarine-sensitive taxa percentages remain quite constant around 3 ka BP (Figure V-9). This may be explained by the location of the BQ, semi-isolated by the Quiberon peninsula and islands (Houat, Hoedic and Belle-Ile; Figure V-1b), then exposed to the additional influences of the Gulf of Morbihan and Bay of Vilaine fluvial sediment supply (Menier et al., 2010, 2014). At that time, the Vilaine river dynamics (different from the Loire river ones) may have maintained the sediment load to the platform in the BQ. It is worth noting that the Vilaine fluvial system has now been totally altered since the construction of the Arzal dam in 1970, reducing water fluxes (~71 m³/s between 1970 and 2000 in Rieux, www.hydro.eaufrance.fr) and thus sediment transfers to the platform, which are therefore no longer comparable today to the above-described Late Holocene discussion for the BQ. After 2.4 ka BP, the decline of the general forest cover (i.e., *Alnus*, *Quercus*, *Corylus*) is accompanied by an increase in Poaceae and Anthropogenic Pollen Indicators (API; Figure V-9 and Figure V-10) testifying to the continentalization of the coastal environment under the strong human-forced influence on freshwater bodies (Delaine et al., 2015).

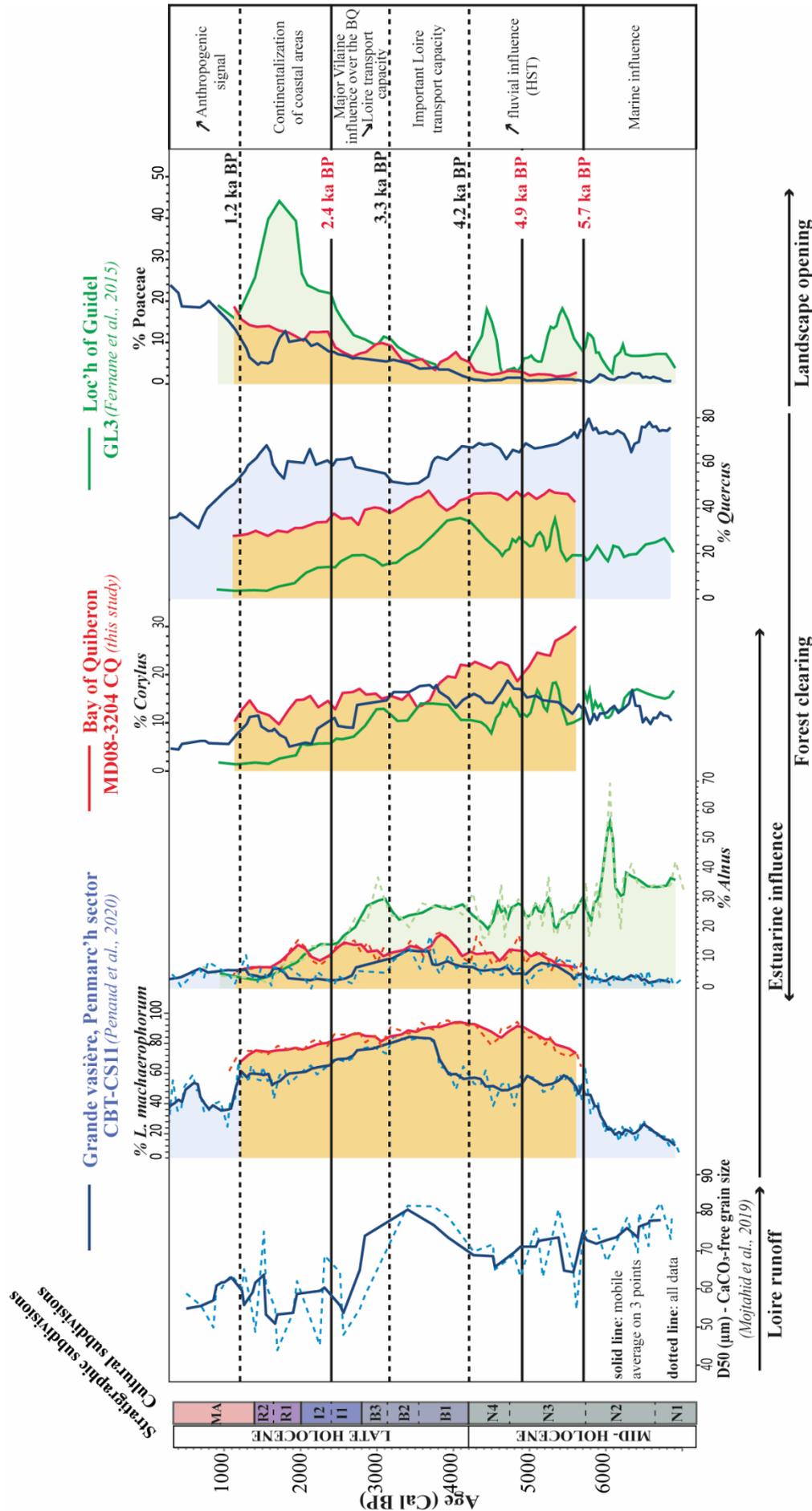


Figure V-9: Selected palynological data (i.e., *Lingulodinium machaerophorum*, *Alnus*, *Quercus*, *Corylus*, *Poaceae*) acquired on cores MD08-3204 CQ (in orange; this study), CBT-CS11 (in blue; Penaud et al., 2020) and GL3 (in green; Fernane et al., 2015) addressed in parallel with stratigraphical and cultural subdivisions (see Figure V-2). Note the additional sedimentological data from core CBT-CS11 (i.e., D50 grain size on decarbonated sediments; Mojtahid et al., 2019) in order to discuss the load-transport capacity of the Loire river. Straight horizontal lines correspond to limits between MD08-3204 CQ palynozones. Dotted horizontal lines correspond to hydrodynamic (4.2 and 3.3 ka BP) or anthropogenic (1.2 ka BP) thresholds previously identified (Penaud et al., 2020).

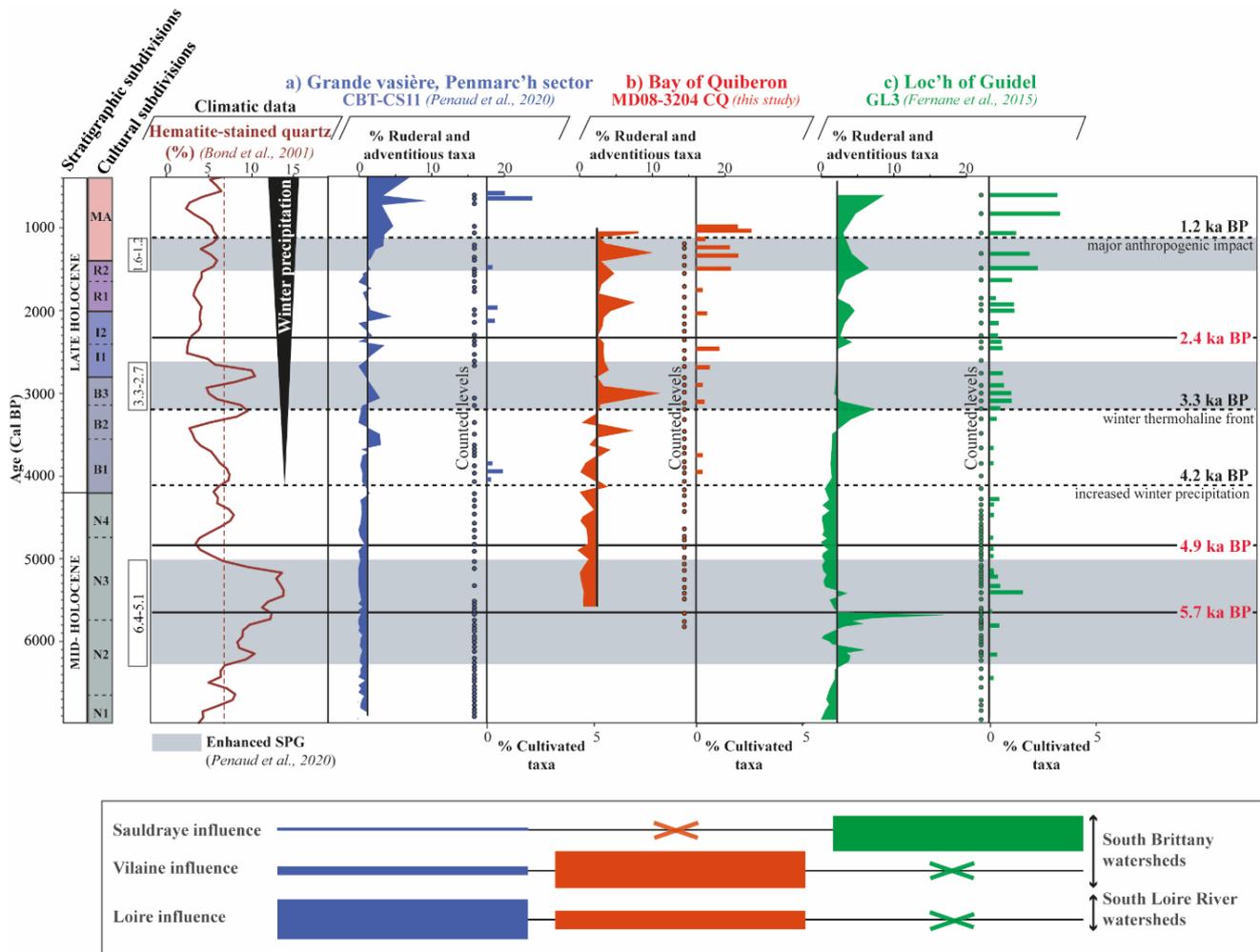


Figure V-10: Anthropogenic Pollen Indicators (API: ruderal and adventitious taxa, cultivated taxa; see Table 3) calculated for cores MD08-3204 CQ (in orange; this study), CBT-CS11 (in blue; Penaud et al., 2020), and GL3 (in green; Fernane et al., 2015). Palynological data are addressed in parallel with periods of subpolar gyre (SPG) strengthening (Penaud et al., 2020), represented using grey horizontal bands. See Figure V-1 for core and rivers locations, as well as Figure V-2 for cultural subdivisions. Straight horizontal lines correspond to limits between MD08-3204 CQ palynozones. Dotted horizontal lines correspond to hydrodynamic (4.2 and 3.3 ka BP) or anthropogenic (1.2 ka BP) thresholds previously identified (Penaud et al., 2020).

V.3.2. The anthropogenic pollen signature along the South Brittany coast

The continental core GL3 (Fernane et al., 2015) provides a local anthropogenic signal restricted to southern Brittany watersheds, whereas the two shelf cores CBT-CS11 (Penaud et al., 2020) and MD08-3204 CQ (this study) provide a more regional averaged anthropogenic signal at the scale of western French watersheds involving Loire, Vilaine and southern Brittany rivers (Figure V-1b).

In our study, during the Neolithic interval (7–4.2 ka BP / 5–2.2 ka BC), arboreal taxa percentages (especially *Quercus*) remain high in the two shelf sequences, whereas in the continental site of Guidel, sharp fluctuations affect the arboreal trend (i.e., *Quercus* and

Corylus) and are explained mainly by recurrent increases in Poaceae percentages (Figure V-9). In this site, the anthropogenic activity is confirmed by co-occurrences of ruderal and adventitious taxa and discrete occurrences of cultivated plants, occurring mainly in the 6.4–5.1 ka BP interval (/4.4–3.1 ka BC; Figure V-10c; Fernane *et al.*, 2015). Along the South Brittany coast, several continental palynological studies (Visset *et al.*, 1996; Gaudin, 2004; Visset and Bernard, 2006) attest to Neolithic agro-pastoral activities with sporadic *Cerealia*-type occurrences. On land, the anthropogenic signal is captured by small sedimentary basins, such as the coastal wetland of Guidel. Although deforestation and agro-pastoral practices are well-referenced on land, ruderal and adventitious taxa remain low in shelf cores with no co-occurrences of cultivated taxa (Figure V-10a, b). We suggest that during the Mid-Holocene, Poaceae and API, already weakly recorded far from emission sources, are insufficiently transmitted to the platform to be significantly recorded in marine sediments.

From 4.2 ka BP (i.e., the start of the Late Holocene from a stratigraphical point of view; Walker *et al.*, 2019), a major reorganization affects oceanic and atmospheric dynamics, as recently discussed at the Bay of Biscay scale (Penaud *et al.*, 2020). The winter insolation at 65°N increases along the Holocene favoring wetter and milder winters over northern Europe (Benito *et al.*, 2015). The intensification of a winter precipitation regime led to enhanced river discharge, as shown by the high percentages (Figure V-5a and Figure V-6) and fluxes (Figure V-6) of *L. machaerophorum*. Subsequently, higher river discharge led to the establishment of the winter thermohaline front at ~3.3 ka BP along the BoB (Mojtahid *et al.*, 2019; Penaud *et al.*, 2020). This configuration enhanced the transmission of the API signature from the watersheds to coastal waters. From 4.2 ka BP (/2.2 ka BC), and across the Bronze and Iron Ages (4.2–2 ka BP / 2.2 ka BP–50 BC), all sequences point to a synchronous arboreal percentage decrease, together with the progressive increase in Poaceae percentages (Figure V-9). From this boundary, the two shelf sequences show an apparent discontinuous record related to the rise of API percentages (i.e., adventitious, ruderal and cultivated taxa; Figure V-10a, b), whereas the rise in API percentages is continuous from 3.3 ka BP at Guidel (Figure V-10c). This palynological trend confirms the major human-induced landscape transformation that occurred under enhanced agro-pastoral activities discussed with archeological (Pailler and Nicolas, 2019) and continental palynological (Marguerie, 1990, 1992, 1993; Gaudin, 2004; van Beek *et al.*, 2018) data. In Guidel, a second major shift in terms of human impact, highlighted by the sharp drop of arboreal taxa and the related increase of Poaceae percentages (Figure V-9), occurs at around 2.4 ka BP (/450 BC), i.e., at the second Iron Age. In all sequences, the API

signature tends to increase at ~1.2 ka BP (Figure V-10). At that time, the maximum percentages of cultivated taxa are due to the intensification and diversification of agriculture practices in western France (Marguerie, 1992; Visset et al., 1995; Gaudin, 2004; Fernane et al., 2015), showing the massive opening of the landscape and foreshadowing the present-day bocage organization of the area (Barbier, 1999; Cyprien, 2002; Marguerie, 2003).

V.3.3. Impact of multi-secular hydro-climatic forcing on the Anthropogenic Pollen Indicator (API) record

Guidel (continental, core GL3) and Quiberon (protected shelf, core MD08-3204 CQ) environmental contexts are mainly associated with South Brittany watersheds (Figure V-1b). Furthermore, cores MD08-3204 CQ and CBT-CS11 (Figure V-1b) are exposed to additional input from the Loire River especially since the stabilization of the sea level at ~6 ka BP and the subsequent increase of winter fluvial discharge at 4.2. ka BP. It is thus possible to compare and discuss these three cores as end-members in terms of continental sources with South Brittany proximal inputs (i.e., Saldraye River influence; Figure V-1a) for core GL3, Loire River for core CBT-CS11, and mixed river sources for core MD08-3204 CQ.

In core GL3, the increase in API percentages is obvious across the intervals 6.4–5.1, 3.3–2.7 and 1.6–1.2 ka BP (grey bands in Figure V-10), identified in *Penaud et al. (2020)* as periods characterized by enhanced subpolar gyre (SPG) strength at times of Bond events 4, 2 and 1, respectively (*Bond et al., 1997, 2001*). These API increases are also observed in core MD08-3204 CQ, except for the 6.4–5.1 ka BP interval that corresponds to a Mid-Holocene period when we argue for a less continental influence and therefore a lower API transmission to the platform. General intensification of anthropogenic activities during these three intervals was not recorded in previous continental studies (*Visset et al., 1995, 1996; Gaudin, 2004; Visset and Bernard, 2006; van Beek et al., 2018*). Regarding core CBT-CS11, the API signal seems to show an opposite behavior, although the anthropogenic history of the Loire watersheds is not opposite to that of the South Brittany ones. The palynological data acquired on this mid-shelf core were previously discussed in the context of a millennial-scale mechanism implying SPG strength coupled with natural atmospheric oscillations (*Penaud et al., 2020*). In this model, North Atlantic gyre responses are supposed to be strongly related to persistent North Atlantic Oscillations (NAO) configurations, even though a large non-linearity exists today regarding gyre responses to the atmospheric forcing (*Lohmann et al., 2009*). Hence, stronger Loire river discharge would represent a conjectural phenomenon of weakened SPG influence under

recurrent negative NAO-like modes (Benito *et al.*, 2015). This would explain a higher transmission of the API signal to the mid-shelf (core CBT-CS11) outside the Bond events (higher API amplitudes in between the grey bands identified in Figure V-10a). This model appears consistent with the stronger API detection observed in core GL3 (Figure V-10c) during periods of enhanced SPG, in a general context of the northern location of the westerly storm tracks (Giraudeau *et al.*, 2010; Goslin *et al.*, 2018; Lambert *et al.*, 2020; Penaud *et al.*, 2020) with related increases of winter precipitation and fluvial discharge over northern Europe (Hurrell, 1995; Hurrell *et al.*, 2003; Tréguer *et al.*, 2014). Interestingly, it appears that the BQ could be compared to the observations made at Guidel, with however a less clear-cut API signature (Figure V-10b). From 5.7 ka BP, the BQ thus appears as a pivotal zone characterized by a stronger diversity of continental inputs related to different forcing also implying climate regimes at an infra-orbital timescale previously discussed and better expressed with core CBT-CS11.

Then, from 1.2 ka BP (/ 750 AD), in all cores the anthropogenic influence is characterized by highest amplitude peaks (Figure V-10). This boundary, corresponding to the start of the Middle Ages, appears as a limit from which anthropogenic forcing may outweigh the natural climate variability at the sub-orbital timescale.

VI. Conclusions

Various factors forced coastal paleoenvironmental changes and palynological records during the Holocene, including the Relative Sea Level (RSL) rise that modified sedimentation processes, the fluvial discharge affected by both atmospheric and oceanic dynamics, and the anthropogenic impact. The present study examines Holocene paleoenvironmental changes along the Armorican shelf through a compilation of previously published and recently acquired data. First, new chronostratigraphies of the inner shelf MD08-3204 CQ (Bay of Quiberon, BQ) and mid-shelf VK03-58bis (Grande Vasière, GV) cores allowed refining the sedimentation model of the Armorican shelf. In addition, the new palynological (pollen and dinocyst) data acquired in core MD08-3204 CQ complete a set of pre-existing data acquired from the continental to the mid-shelf domains. This comparative approach has brought about a synthesis of the major environmental and hydrological reorganizations that affected the Armorican shelf over the last 10 kyrs BP:

- *From 10 to 8.3 ka BP.* The still strong Early Holocene RSL rise rates are responsible for the high sedimentation (~4.5 mm/yr in the BQ and ~0.66 mm/yr in the GV) rates leading to the Transgressive System Tract (TST) establishment over the Armorican shelf.
- *From 8.3 to 5.7 ka BP.* The slowdown of the RSL rise rates leads to a reduced accommodation space and to sedimentary remobilization in the BQ. In the GV, the condensed level corresponding to the already known “*Turritella* layer” is now identified between 8.4 and 6.3 ka BP, and appears as a biostratigraphical marker of the Maximum Flooding Surface (MFS) establishment in the Holocene sediments of the Armorican shelf.
- *From 5.7 to 3.3 ka BP.* The RSL slowdown and the reduced accommodation space, bringing low sedimentation rates (~0.24 mm/yr in the BQ and ~0.22 mm/yr in the GV), led to the establishment of the Highstand System Tract (HST). As evidenced by the rise of estuarine-sensitive taxa (i.e., *Alnus* and *L. machaerophorum*), the fluvial influence, mainly from the Loire river whose load-transport capacity remains important, is growing on the platform.
- *From 3.3 to 2.4 ka BP.* The Loire River transport capacity declines, leading to a decrease in the erosive dynamics of the paleo-Loire. At that time, a different hydro-sedimentary dynamic of the Vilaine River likely maintained a high sediment load over the BQ.
- *Since 2.4 ka BP.* A continentalization of coastal ecosystems is widely recorded. Increases of both human activities and fluvial influences provide for a better transport of Anthropogenic Pollen Indicators (API), then better recorded over the platform, especially from 1.2 ka BP at the start of the Middle Ages.

By comparing multiple palynological sequences, located from onshore to offshore domains, our study also demonstrates the complexity of the API record during the Mid to Late Holocene. We suggest that the intensification of the fluvial discharge over the South Brittany watersheds during periods of subpolar gyre (SPG) strengthening tends to enhance continental palynomorph fluxes, particularly API, in Brittany coastal domains. Conversely, a weakened SPG associated with an intensified winter precipitation regimes over southern Loire catchments would tend to increase the API detection on the mid-shelf. In conclusion, at an infra-orbital timescale, the API signal detected in shelf sediments appears strongly connected to the hydro-climatic control on precipitation and related fluvial discharge. Without a fine understanding of all forcing parameters, discussing human dynamics from marine sediments would be biased by natural controls that deserve to be deconvoluted as a first step.

Data availability

All the data acquired on cores MD08-3204 CQ and VK03-58 bis, and discussed in the manuscript are available in the SEANOE repository: <https://doi.org/10.17882/86430>

Acknowledgments

This work was part of a PhD thesis (Ophélie David) financed by the UBS (Univ. Bretagne Sud) and UBO (Univ Brest). We thank captains, crews, and scientific teams of the different cruises that collected both main study cores: the MD08-3204 CQ core (BISCOT campaign onboard the *Marion Dufresne*; MD169/MICROSYSTEMS cruise, 2008; IPEV) and the VK03-58bis core (Ifremer research project “Défi Golfe de Gascogne”; Vibarmor cruise, 2003 onboard the *Côtes de la Manche*). For the other cores discussed in the manuscript, we are indebted to the research projects involved in core retrieval and data acquisition (1) CBT-CS11 core (in *Penaud et al., 2020*): CABTEX cruise by the Ifremer onboard the R/V *Pourquoi Pas?* (*Dussud, 2010*); CNRS-INSU project HCOG2 (2013-2014) and ANR “HAMOC”; 2) VC2012-08-PQP core (in *Lambert et al., 2019*): PROTEUS-DUNES cruises; *Shom, 2012*; 3) GL3 core (in *Fernane et al., 2015*): ANR “COCORISCO”, Brittany region project “PHILTRE”; 4) MD95-2002 core (in *Zumaque et al., 2017*): IMAGES 101 expedition; *Bassinot and Labeyrie (1996)*; ANR “HAMOC”.

The palynological analysis of core VK03-58bis received fundings from a CNRS-INSU project HCOG2 (2013-2014) “*Forçages climatiques Holocène et répercussions Côtières et Océaniques dans le Golfe de Gascogne*” (coord. A. Penaud) as part of the LEFE-IMAGO research program. We thank Muriel Georget (EPOC; Univ. Bordeaux) and Pierre-Olivier Coste (Geo-Ocean, Univ. Brest) for their palynological laboratory assistance for the VK03-58bis and MD08-3204 CQ cores, respectively. To the QUIPALPLO project (coord. A. Baltzer), financed by OSUNA (Observatoire des Sciences de l’Univers de Nantes Atlantique), made possible some palynological analyses realized during the M2 internship of M. Herlédan (2019/2020). Some dates were obtained thanks to the French ARTEMIS ¹⁴C-AMS platform, and the others were acquired at the Poznań Radiocarbon Laboratory and Beta Analytics. We are also grateful to Anne Véronique Walter-Simonnet (UMR 6249 Chrono-environnement; Univ. Bourgogne Franche-Comté) who carried out the grain size, calcimetry, and TOC analyses of core MD08-3204 CQ. The authors are grateful to the ZABrI (“*Zone Atelier Brest Iroise*”, CNRS-INEE) and the ArMeRIE program funded by the UBO (Univ Brest) for fruitful interdisciplinary exchanges about human dynamics and Holocene paleoenvironments. This work was supported by the ISblue project (Interdisciplinary graduate school for the blue planet, ANR-17-EURE-0015), co-funded by a grant from the French government under the program “Investissements d’Avenir”.

CHAPITRE VI

Palynological, sedimentological and paleogenomic analyses along a 7.3 kyrs coastal record in NW Brittany (Plouescat, France)

**David Ophélie^(a,b), Vidal Muriel^(a), Gorczyńska Aneta^(c), Penaud Aurélie^(a), Pailler
Yvan^(c), Nicolas Clément^(d), Goubert Evelyne^(b), Stéphan Pierre^(c), Ollivier Morgane^(e),
Barloy-Hubler Frédérique^(e)**

(a) *Geo-Ocean, Univ. Brest, CNRS, Ifremer - UMR 6538, F-29280 Plouzané, France*

(b) *Geo-Ocean, Univ. Bretagne Sud, Univ. Brest, CNRS, Ifremer - UMR 6538, F-56000 Vannes, France*

(c) *CNRS, Univ. Brest, Nantes Université, Université de Rennes, LETG, UMR 6554, IUEM, F-29280
Plouzané, France*

(d) *CNRS, Trajectoires, UMR 8215, Univ. Paris-1 Panthéon Sorbonnes, F-75105 Paris, France*

(e) *Univ. Rennes, CNRS, ECOBIO, UMR 6553, F-35042 Rennes, France*

AVANT-PROPOS

Des données palynologiques ont été récemment acquises sur des séquences holocènes côtières prélevées le long des côtes morbihannaises (*Fernane et al., 2015*) et ouest-finistériennes (*Fernane, 2014 ; Fernane et al., 2014 ; Lambert et al., 2019, 2020*), ainsi que dans des environnements marins du plateau sud-armoricain (*Naughton et al., 2007 ; Penaud et al., 2020 ; David et al., 2022* : cf. [Chapitre V p. 193](#) de ce manuscrit). Ces études ont permis de discuter des variations environnementales passées et de les relier aux forçages climatiques et aux dynamiques d’anthropisation. **Ce travail doctoral vise à compléter ce corpus de données via l’investigation de nouvelles séquences acquises sur la côte nord-finistérienne**, secteur n’ayant jusqu’alors pas fait l’objet de travaux sur des séries sédimentaires continues à large extension temporelle. Les données paléoenvironnementales obtenues sur le secteur remontent aux travaux de *Morzadec-Kerfourn (1974)*, réalisés sur des tourbières littorales permettant l’enregistrement des dynamiques végétales locales mais sur des échelles de temps restreintes (couvrant moins de 2 ka BP).

Les dynamiques anthropiques sont perceptibles dans les assemblages polliniques au travers de la déforestation, du développement des apophytes, i.e., plantes proliférant dans des milieux anthropisés (i.e., rudérales et adventices), ainsi que par l’occurrence de taxons cultivés tels que *Cerealia*-type. Ces indicateurs polliniques d’anthropisation ont largement été utilisés pour discuter l’impact de l’homme sur son environnement au cours des temps historiques, et principalement à partir d’archives sédimentaires continentales (*Behre, 1981 ; Marguerie, 1992 ; Hjelle, 1999 ; Barbier, 1999 ; Mazier et al., 2006 ; Brun, 2011*). Cependant, travailler sur la dynamique d’occupation des sols est rendu difficile par la forte interconnexion entre les dynamiques hydro-climatiques et les flux polliniques, principalement décelés dans les archives sédimentaires côtières (*Lambert et al., 2020 ; Penaud et al., 2020 ; David et al., 2022* : cf. [Chapitre V p. 193](#) de ce manuscrit). Par ailleurs, de nombreuses apophytes et plantes cultivées sont entomophiles (i.e., dont le pollen est transporté par les insectes) et produisent peu de pollen, ce qui limite leur représentativité dans les spectres polliniques, en particulier dans les zones éloignées des sources de production (e.g., *Lambert et al., 2017*). De plus, la faible précision taxonomique dans les études polliniques est un frein majeur puisque des taxons présentant des exigences écologiques différentes, i.e., présence naturelle en milieu littoral ou d’origine anthropique, peuvent être regroupés sous la même dénomination, en particulier lorsque la détermination se limite à la famille (e.g., Brassicaceae, Apiaceae, Amaranthaceae).

Depuis plusieurs années, les études paléogénomiques, employant l'utilisation de l'ADN sédimentaire ancien (sedDNA), ont été développées en complément de l'étude de grains de pollen et macro-restes pour mieux appréhender les changements environnementaux passés relatifs aux perturbations naturelles et/ou anthropiques (e.g., *Giguet-Covex et al., 2014 ; Hudson et al., 2022 ; Messenger et al., 2022*). De telles analyses permettent de déceler des traces d'ADN de plantes (ADN chloroplastiques et/ou cellulaires), permettant de compléter le signal pollinique. En effet, ces analyses permettent d'affiner la détermination de certains taxons, en outrepassant les biais d'identification pollinique, mais également de détecter la présence de plantes à faible production pollinique, via la préservation des macro- ou microrestes (e.g., tissus, feuilles, racines). Par ailleurs, ces analyses permettent la détection de l'ADN de mammifères sauvages ou domestiques (ADN mitochondrial et/ou cellulaire), fournissant une preuve directe des activités pastorales. Dans le cadre de ce travail doctoral, et pour la première fois sur des séquences littorales bretonnes couvrant les derniers 7,3 ka BP, des données sédimentologiques et palynologiques ont été couplées avec des données d'ADN sédimentaire ancien. L'objectif étant de définir des seuils d'anthropisation les plus rigoureux possibles au travers de la dynamique végétale et de la présence de mammifères domestiques. Ces analyses paléogénomiques ont été réalisées par deux **collaboratrices, Morgane Ollivier et Frédérique Hubler-Barloy** (laboratoire ECOBIO, Univ. Rennes 1), dans le cadre du projet Isblue intitulé PADMé² (coord. Muriel Vidal, Laboratoire Geo-Ocean, Univ. Brest).

Le **chapitre VI est ainsi dédié à l'étude paléoenvironnementale de la vallée du Kerallé** (Plouescat, Nord-Finistère) et alimente les deux axes de recherche développés dans le cadre de cette thèse. Dans un premier temps, l'approche multiproxies (sédimentologique, palynologique et paléogénomique) permet d'appréhender la dynamique de remplissage sédimentaire et la succession des environnements de dépôts, et à terme de retracer les étapes de comblement de la vallée du Kerallé au cours de l'Holocène Moyen et Supérieur, i.e., thème d'étude relatif au **premier axe de recherche** de ce travail doctoral. Dans un second temps, l'intercomparaison entre des données palynologiques ([Tableaux de comptage en Annexe 8](#)) et d'ADN sédimentaire ancien permet d'affiner la compréhension du signal anthropique et ainsi de mieux documenter les seuils majeurs d'anthropisation au sein de la vallée du Kerallé, i.e., thème d'étude relatif au **second axe de recherche** de ce travail doctoral.

² Projet PADMé : « Dynamique d'anthropisation des milieux côtiers en Bretagne Nord : **P**ollen et **A**DN ancien de la fin du **M**ésolithique à nos jours", financé par le projet Isblue (Interdisciplinary graduate school for the blue planet, ANR-17-EURE-0015).

Ce chapitre est scindé en deux parties, avec une étude format article scientifique, rédigé en langue anglaise, qui sera bientôt soumis au journal *Quaternary Sciences Reviews*, intitulé : « *From a coastal plain to an anthropized fluvial valley (NW Brittany, France): 7.3 kyrs of paleoenvironmental evolution from sedimentology, palynology and paleogenomic* ». Cet article est accompagné d’un papier compagnon (ou « *Data In Brief* ») présenté en deuxième partie, qui permet de décrire plus précisément les différentes méthodologies employées.

PLAN DU CHAPITRE VI

PART I : FROM A COASTAL PLAIN TO AN ANTHROPIZED FLUVIAL VALLEY (NW BRITTANY, FRANCE): 7.3 KYRS OF PALEOENVIRONMENTAL EVOLUTION FROM SEDIMENTOLOGY, PALYNOLOGY AND PALEOGENOMIC..... 243

ABSTRACT..... 243

I. INTRODUCTION 245

II. ENVIRONMENTAL AND ARCHAEOLOGICAL CONTEXTS 247

II.1. Geomorphological context of the Bay of Goulven and the Kerallé valley 247

II.2. Relative Sea Level (RSL) evolution and implication on Brittany coastal landscape 249

II.3. Cultural and archeological evidence in Plouescat 249

III. MATERIALS AND METHODS..... 250

III.1. Studied sediment cores and AMS-¹⁴C dating 250

III.2. Sedimentological analyses..... 252

III.3. Palynological analyses on core ANE-C3 253

III.4. sedaDNA analyses on core PADMé..... 254

III.4.1. Sampling strategy 254

III.4.2. DNA extraction 254

III.4.3. Taxa classification 255

IV. RESULTS 256

IV.1. Chrono-stratigraphical model and sedimentological description 256

IV.1.1. Core ANE-C3..... 256

IV.1.2. Core PADMé 258

IV.2. Palynological results on the ANE-C3 core 259

IV.3. SedaDNA results on the PADMé core 260

IV.3.1. Preliminary general description of results 260

IV.3.2. Viridiplantae dataset description 262

IV.3.3. Metazoa dataset description 265

IV.4. Comparison of palynological and sedaDNA records 266

V. PALEOENVIRONMENTAL EVOLUTION OF THE KERALLÉ VALLEY SINCE 7.3 KA BP 267

V.1. Environmental dynamics 267

V.1.1. Estuarine influence in the Kerallé valley 267

V.1.2. The continentalization of the Kerallé valley 268

V.2. Anthropogenic dynamics 269

V.2.1. Mesolithic to the late Neolithic period: scarce human evidences 271

V.2.2. From the late Neolithic: enhanced anthropized landscape 272

VI. CONCLUSION AND PERSPECTIVES..... 274

ACKNOWLEDGMENTS 275

PART II : DATA IN BRIEF NEW COASTAL RECORDS IN NORTHERN BRITTANY (PLOUESCAT, NW FRANCE): SEDIMENTOLOGICAL, PALYNOLOGICAL AND PALEOGENOMIC DATA OVER THE LAST 7.3 KA BP 277

ABSTRACT..... 277

I. SEDIMENTOLOGICAL DATASETS..... 279

I.1. High resolution photographs of ANE-C3 and PADMé cores 279

I.2. X-ray fluorescent (XRF) normalization applied in the study..... 280

I.2.1. Correlation matrix methods 280

I.2.2. Application of correlation matrix on XRF data..... 280

II. MODERN SUB-SURFACE AND FOSSIL POLLEN ASSEMBLAGES (PLOUESCAT, NW BRITANNY) . 282

II.1. Sampling strategy 282

II.2. Methods: pollen extraction and counting..... 282

II.3. Modern sub-surface samples 283

II.3.1. Results 283

II.3.2. Description of modern pollen assemblages allowing for landscape paleo-reconstruction 285

II.4. Cluster analysis on ANE-C3 core samples 288

III. ANCIENT SEDIMENTARY DNA (SEDADNA) 289

III.1. Methodology 289

III.1.1. Laboratory procedures..... 289

III.1.2. DNA extractions..... 290

III.1.3. Libraries preparation 290

III.2. Cluster analysis performed on sedaDNA data of core PADMé to better characterize floristic assemblages 292

PART I : From a coastal plain to an anthropized fluvial valley (NW Brittany, France): 7.3 kyrs of paleoenvironmental evolution from sedimentology, palynology and paleogenomic

Abstract

Over the Holocene (last 11.7 kyrs), Brittany coastal region underwent major changes in response to rising sea level, climatic fluctuations and increasing anthropogenic influence. This study aims to i) accurately reconstruct the paleoenvironmental signature of a coastal site located along the northern Brittany coast (NW France), a sector that has not been thoroughly investigated yet, and ii) improve the detection of the anthropic signature in paleoenvironmental records by combining a multidisciplinary approach. To achieve these goals, we cross-correlated, for the first time in coastal Brittany region, sedimentological (grain-size, X-ray fluorescence), palynological (pollen grains) and paleogenomic (on plant and mammal sedimentary ancient DNA or sedaDNA) data, on two 7.3 kyr-long sedimentary sequences recovered from the Kerallé valley (NW Brittany).

First, this multiproxy study allowed us to reconstruct the evolution of past depositional environments within the inner part of the Kerallé valley, through sedimentary and vegetation trajectories. The data display a progressive sedimentary infilling of the former alluvial plain, subjected to maritime incursion between 7.3 and 6 ka BP, up to a continental area, totally disconnected from the tidal influence since 5.4 ka BP. In a second step, the analysis of plant and mammal sedaDNA provided a complementary tool to the pollinic signal, allowing to enhance our ability to accurately detect past land-use practices. In the upstream part of the Kerallé system, the anthropic influence remained scarce until the Late Neolithic, and seemed to be restricted to the coast, as also revealed by archeological remains. The first significant human-driven changes in plant community composition likely traced back to 4.5 ka BP (i.e., Late Neolithic), as also observed through the presence of domesticated mammals sedaDNA, both being in agreement with the documented settlement of the first metal-working societies (Bell Beaker culture) in the sector of Plouescat. From then and until 4 ka BP (i.e., Ancient Bronze Age), human pressure became more obvious with the steadily increase in anthropogenic pollen indicators, while sedaDNA of plants and mammals were affected by preservation biases. At 2.7 ka BP (i.e., Iron Age), a new anthropic threshold is characterized by maximal forest

clearing leading to significant human-induced soil erosion across the Kerallé watershed. Since then, at the local scale of our study, both vegetation dynamics and the presence of domesticated mammals observed by sedaDNA testify of the progression of pastoralism.

Keywords: North-Brittany, Neolithic, Bronze Age, Iron Age, palynology, sedimentology, ancient sedimentary DNA, paleoenvironmental reconstruction, agropastoral activities

I. Introduction

Following the deglaciation, the Holocene (i.e., last 11.7 kyrs) is characterized by the rise of the Relative Sea Level (RSL; e.g., Atlantic coasts: *Leorri et al., 2012a, b; García-Artola et al., 2018*) that affected coastal geomorphological evolution and sedimentary fluxes (e.g., *Stéphan, 2019*). Coastal zones therefore underwent perpetual changes under the influence of interlinked mechanisms operating on global- to local-scale, including RSL rise, sedimentary fluxes as well as natural climatic fluctuations operating at different sub-orbital timescales (*Bond et al., 1997, 2001; Mayewski et al., 2004*). At the scale of the western Brittany coasts, the Early Holocene period (i.e., 11.7 to 8.2 ka BP) is characterized by high RSL rise rates (~9 mm/yr ; from -40 to -12 m) that subsequently slowed down from ~7-6 ka BP (~1 mm/yr; *García-Artola et al., 2018*). Superimposed on these natural forcings, Holocene paleoenvironments underwent the growing anthropogenic influence. This period is marked by profound cultural and technical changes, such as the settlement of the first agro-pastoralism communities during the Neolithic period (i.e., 7–4.2 ka BP in Brittany; e.g., *Cassen, 1993; Giot et al., 1998; Marchand, 2021*) or the development of metal-working societies during the Bronze and Iron Ages (4.2–2.7 and 2.7–2 ka BP, respectively; e.g., *Briard, 1984; Giot et al., 1995; Le Carlier de Veslud, 2019*).

High-resolution paleoenvironmental studies covering the Holocene are crucial for the understanding of past forcing mechanisms responsible for the landscape evolution through time. First pollen studies in Brittany were conducted on continental peat bogs, i.e., time-restricted sedimentary archives (e.g., *Morzadec-Kerfourn, 1974; Marguerie, 1992; Visset et al., 1995, 1996*) allowing to depict the evolution of the long-term Holocene vegetation cover thanks to the stack of several pollen spectra (*Gaudin, 2004; David, 2014*). The study of mid-shelf continuous sequences collected on the north-western French margin (*Naughton et al., 2007; Lambert et al., 2019; Penaud et al., 2020; David et al., 2022*), have then highlighted the interconnexion of the long-term (orbital) and short-term (millennial) Holocene climate variability. The forcings acting at different spatio-temporal timescales mainly included the RSL rise impact, fluctuating river discharges under subpolar gyre strength modulation and related precipitation regime fluctuation, sedimentary fluxes, as well as the human-related impacts on coastal landscape evolution with major regional thresholds in anthropogenic dynamics discussed at 4.2 ka BP (i.e., start of the Bronze Age) and at 1.2 ka BP (i.e., start of the Middle Ages). However, these investigations recorded macro-regional signals from western France watersheds. At a more local scale, coastal sedimentary sequences covering the last 7 kyrs allowed reconstructing relationships between climate variations, vegetation dynamics, and

early human activities in western Brittany (*Fernane et al., 2014*) and in southern Brittany (*Fernane et al., 2015*). However, to date, there is no continuous long-term archive allowing for the reconstruction of northern Brittany paleoenvironments, considering the limited temporal scope of studies from *Morzadec-Kerfourn (1974)*. This multiproxy study therefore aims at filling this gap over the last 7.3 kyr, with a long-term and stratigraphically continuous sediment sequence collected along the north Finistère coast (core ANE-C3), in the inner part of the Kerallé valley (Plouescat, NW Brittany, France), permitting to discuss northern *versus* western and southern Brittany paleoenvironments.

Besides, it is generally accepted that increases in anthropogenic pollen indicators (API) in pollen spectra, including ruderals, adventitious species and cultivated taxa, are associated with human-induced impacts on adjacent watersheds to the coring sites (e.g., *Behre, 1981; Marguerie, 1992; Mazier et al., 2006*). Their occurrences are usually associated with a drop in arboreal taxa percentages, testifying of increasing deforestation. However, the detection and interpretation of API in coastal sediments are still challenging (e.g., *David et al., 2022*) and the direct link between API *versus* land-use dynamics may be difficult due to ecological (e.g., species-dependent pollen production quantities and pollination seasons) and taphonomic issues (e.g., transport under fluvial discharges or preservation according to sedimentary basin and fluxes). API pollen, generally entomophilous and produced in small quantities, are thus underestimated in coastal to marine sediments either considering modern coastal sediments, (*Lambert et al., 2017*) in studied area far from their production sources. Also, the low taxonomic resolution of some herbaceous pollen gains does not allow to discriminate, among a same family, pollen taxa corresponding to plants that occur in anthropized environments *versus* those naturally growing in coastal environments.

Over the last two decades, ancient sedimentary DNA (sedaDNA) has therefore complemented pollen and macro-remains studies, proving valuable for studying past landscape trajectories and agro-pastoral practices (e.g., *Hebsgaard et al., 2009; Giguet-Covex et al., 2014; Parducci et al., 2019; Messager et al. 2022; Hudson et al. 2022*). To date, such studies have never been performed in a north-western European coastal context. For these reason, a twin core of ANE-C3, labelled PADMé, both being described through sedimentological analyses (such as grain size and X-ray fluorescence analyses), was additionally collected in order to cross-correlated palynological analyses (ANE-C3 core) with sedaDNA data (PADMé core) and discuss more accurately land use practices through a comprehensive analysis of spatial and temporal patterns of environmental variations and species dynamics, from the Mesolithic to Gallo-Roman period.

II. Environmental and archaeological contexts

II.1. Geomorphological context of the Bay of Goulven and the Kerallé valley

Located in the NW part of the Armorican Massif, the studied area of Plouescat is crossed by the Kerallé valley that flows into the bay of Goulven extending from Brignogan to Plouescat (Figure VI-1a, b). This bay is located at the transition between the Léon platform, made of metamorphic rocks inherited from the Variscan orogeny, and the submarine plain of the English Channel (Battistini, 1953). The contact between these continental and coastal domains corresponds to a tectonic paleo-escarpment of 40-50 m high (Battistini et Martin, 1956; Stéphan et al., 2018; paleocliffs in Figure VI-1b). The transition between the intertidal zone and the deeper environment, up to -50 m deep, is marked by a gentle slope (Battistini et Martin, 1956). This configuration is inherited from the erosive action of previous high sea-level stagnation and of the fluvial system made up of five tributaries (i.e., la Flèche, le Froust, ar Rest, Kerrus and Kerallé rivers; Figure VI-1b) that have shaped the marine platform over a distance of 25 km (Battistini, 1953, 1955; Battistini et Martin, 1956).

Along the coast, the exposed granitic rocks are deeply eroded and overlain by Quaternary deposits. Also, rocky outcrops allow the anchoring of sand deposits and the development of current coastal dune systems known as the Keremma system, extending over 7 km-long (Figure VI-1b; Hallégouët and Moign, 1976; Menez, 1977; Yoni and Hallégouët, 1998; Stéphan et al., 2018). Archeological artefacts, collected within this dune complex, indicate a dune establishment at around 450 cal. BP (Gorczyńska et al., 2023a, b). In the eastern part, the dune evolved in a sandy spit prograding eastward and partially closing off the Kernic Cove (Figure VI-1b).

The Kernic Cove is drained by a channel fed by three main tributaries: Ar Rest, Kerrus and Kerallé rivers. This system forms the Kerallé valley with a watershed extending over 70 km² (Figure VI-1b). Connected to the English Channel, the Kerallé valley and more globally the bay of Goulven have profoundly evolved during the Holocene due to the global Relative Sea Level (RSL) rise.

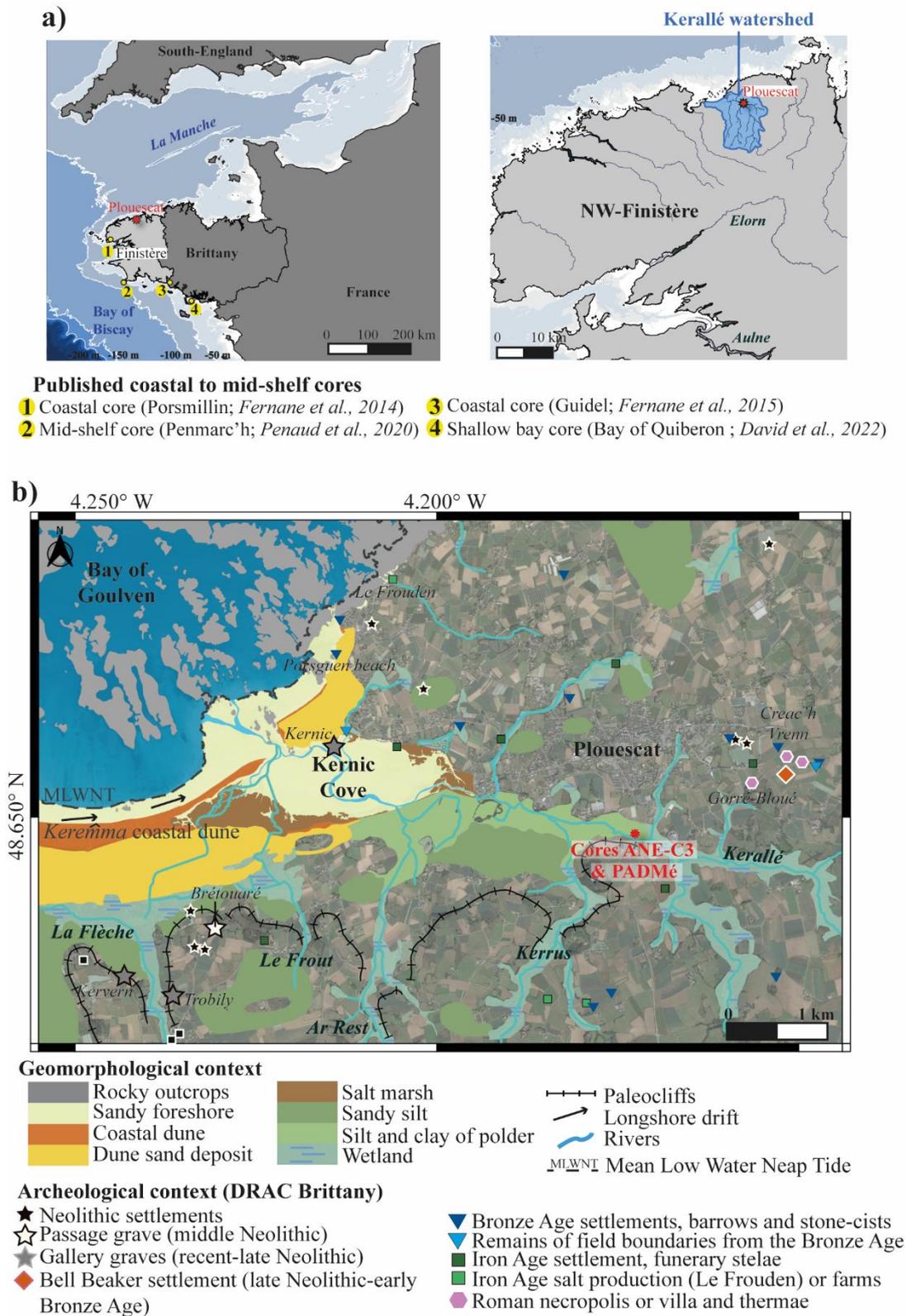


Figure VI-1: a) Location of the Kerallé watershed in north-western Finistère region (NW France). b) Sedimentological and geomorphological context of the study area (modified from Hallégouët and Moign, 1976; Stéphan et al., 2018) and location of the main archeological monuments (from the DRAC-GeoBretagne).

II.2. Relative Sea Level (RSL) evolution and implication on Brittany coastal landscape

Quaternary sea level fluctuations can be observed along the bay of Goulven coastline thanks to paleo-cliffs outlining the edge of Léon platform (Figure VI-1b) that correspond to maritime cliffs with uncertain dating, testifying to a previous period of elevated sea level (i.e., 20 m above the current sea level; Giot *et al.*, 1965; Hallégouët and Moign, 1976).

The Holocene transgression along the European coasts was extensively studied and quantified thanks to sedimentological archives (e.g., Lambeck *et al.*, 1998; Brook and Edwards, 2006; Leorri *et al.*, 2012a, b; García-Artola *et al.*, 2018). Archeological remains are also good indicators of RSL rise with numerous megalithic monuments currently found in intertidal and subtidal domain along Brittany coasts (e.g., Giot et Morzadec, 1992 ; Baltzer *et al.*, 2015b). Around the bay of Goulven, the Kernic gallery grave (located in the foreshore of the Kernic Cove; Figure VI-1b; Gorczyńska *et al.*, 2023b) partially submerged during high spring tides, testifies to the last rise of the RSL since its construction dates back from the recent to late Neolithic (i.e., 5.3–4.2 ka BP). During the Early Holocene (11.7–8.2 ka BP), the RSL rise rates were very high (~ 9 mm/yr along the western Brittany coast; García-Artola *et al.*, 2018) before decreasing during the Middle Holocene (~1 mm/yr). Along western Brittany coasts, the slowdown of the RSL rise is indeed recorded at around 7–6 ka BP (Stéphan *et al.*, 2015; Goslin *et al.*, 2015; García-Artola *et al.*, 2018), allowing the development of the modern coastline, with maritime marshes or freshwater marshes behind coastal barriers (Morzadec-Kerfourn, 1974; Goslin *et al.*, 2013; Stéphan *et al.*, 2015). Moreover, in estuarine environments, this RSL rise inflexion allows the stabilization of riverbanks and fluvial valley alluviation responsible for the development of the riparian forest at around 6 ka BP (Penaud *et al.*, 2020; David *et al.*, 2022).

II.3. Cultural and archeological evidence in Plouescat

Early evidences of human occupations (i.e., lithic tools) are attributed to the Paleolithic, in a period of low sea level, when the rocky outcrops of the Bay of Goulven offered many shelters (Giot *et al.*, 1973; Hallégouët and Moign, 1976). However, the concentration of archeological remains clearly increased across the Neolithic period, principally represented by megalithic monument in this area (Le Cerf, 1983, 1984; Hallégouët and Moign, 1976; Gorczyńska *et al.*, 2023b). The latter cultural period reaches western France around 7 ka BP (e.g., Marchand, 2021), leading to the progressive introduction of agro-pastoral in the region (e.g., Patton, 1963

; Giot *et al.*, 1998). The Brétouaré passage grave, constructed during the middle Neolithic (i.e., 6.4–5.3 ka BP), is the oldest monument around the bay of Goulven. Passage graves, essentially found in the coastal domain of the Armorican region, reach a high concentration in the northwestern Finistère (Sparfel *et al.*, 2004; Sparfel and Pailler, 2009; Gorczyńska *et al.*, 2023b). Then, the recent and late Neolithic periods (i.e., 5.3–4.2 ka BP) are marked by the development of gallery graves, found across a broad geographical range and extending from coastal to inland areas. They are currently interpreted as being indicative of the initial stages of agricultural practices within the inland Brittany (Giot, 1981; L’Helgouach, 1965; Giot *et al.*, 1998; Scarre, 2002). The concentration of gallery graves currently to date recorded, is very high around the bay of Goulven, suggesting that the region was relatively populated at that time (Hallégouët and Moign, 1976; Gorczyńska *et al.*, 2023b; Figure VI-1b). The discovery of settlement dating back to the Neolithic-Bronze Age transition testifies to a persisting human occupation (Creac’h ar Vrenn habitat; Nicolas *et al.*, 2015; Figure VI-1b). In addition, the ceramic materials found in these latter habitats are attributed to the Bell Beaker culture (i.e., first metal-working societies; Nicolas *et al.*, 2015), known to spread out in Brittany between the late Neolithic and the early Bronze Age (i.e., 4.5–3.9 ka BP; Nicolas, 2016). The Bronze Age (4.2–2.7 ka BP) in Plouescat is then well documented with cists, habitats, and remains of field boundaries (Nicolas *et al.*, 2015). In this anthropized environment, the pastoral activity is attested by the discovery of domestic mammal bones within a peat bog layer located in the Porsguen beach (Figure VI-1b) and dating to the middle Bronze Age (3.6 ka BP ; Briard *et al.*, 1970). Around the bay of Goulven, numerous funerary stelae and souterrains attributed to the Iron Age (2.7–2 ka BP) are currently found (e.g., Le Goffic 2002a, b; Villard-Le Tiec, 2011; Bossard, 2015). In Brittany, these types of remains are associated with agricultural settlement (e.g., Villard-Le Tiec, 2011; Menez and Lorho, 2013; Bossard, 2015). Along the coastline, there are also settlements specialized in the sea salt production (Le Frouden; Le Goff and Roue, 1991). The construction of villa and thermae close to the Kerallé valley (Gorré-Bloué; Abgrall, 1919) testifies to a continuous substantial occupation over the Roman period (i.e., 2–1.6 ka BP).

III. Materials and methods

III.1. Studied sediment cores and AMS-¹⁴C dating

Core ANE-C3 (48°38'54,5114"N; 4°10'21.3848"W; 12 m long) was retrieved in 2018 with a Cobra (Eikjerkamp) percussion corer (Labex-Mer “COCODILE” project, coord. P. Stéphan) in the current wetland of the Kerallé river, Plouescat (Figure VI-1b). Nineteen AMS-¹⁴C dates

(Table VI-1) were acquired on bulk (5 samples) and plant macro-remains (14 samples). Twin core PADMé (same geographic coordinates, 10 m long) was retrieved in 2021 with the same percussion corer (EUR-Isblue “PADMé” project, M. Vidal). Eight AMS-¹⁴C were acquired (Table VI-2) on organic sediments (4 samples) and on plant macro-remains (4 samples). All radiocarbon dates were calibrated with the CALIB 7.1 software, using the IntCal20 calibration curve (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer et al., 2020). The final age models of both cores (Figure VI-2a and Figure VI-3a) were established using the rbacon package (Blaauw and Christen, 2011) in R version 4.12 (R Development Core Team, 2021; <http://www.r-project.org/>).

Lab. code	Depth (cm)	Dated material	Age ¹⁴ C BP	± error	Age years Cal BP min (mean) max
<i>Beta-573652</i>	50.5	<i>Fine rootlets</i>	<i>101.38 pMC</i>	30	
SacA-55035	86.5	Bulk	1670	30	1530 (1559.5) 1589
Beta-573653	150	Fine rootlets	1880	30	1714 (1777) 1840
SacA -55043	212.5	Bulk	2610	30	2735 (2745) 2755
Beta - 570606	216.5	Fine rootlets	1690	30	1528 (1576) 1624
SacA-55044	267.5	Bulk	2380	30	2347 (2388) 2429
SacA-55039	354	Fine rootlets	2790	30	2852 (2894) 2936
Beta - 570607	395.5	Fine rootlets	2940	30	3060 (3111.5) 3163
SacA-55038	458.5	Fine rootlets	3035	30	3158 (3255) 3352
Beta - 570608	495	Fine rootlets	4100	30	4527 (4574) 4621
SacA-55042	527.5	Bulk	4040	30	4419 (4500) 4581
SacA-55037	665.5	Fine rootlets	4805	30	5482 (5504.5) 5527
SacA-55036	774.5	Plants	5275	30	5987 (6054) 6121
SacA-55041	872.5	Plants	5760	30	6485 (6570.5) 6656
SacA-55040	974.5	Bulk	6265	30	7156 (7210) 7264
SacA-55052	1058.5	Fine rootlets	6235	30	7013 (7070) 7127
SacA-55045	1078.5	Plants	6245	35	7154 (7205.5) 7257
SacA-55053	1094.5	Fine rootlets	6455	30	7314 (7370.5) 7427
SacA-55058	1128.5	Fine rootlets	6340	35	7209 (7230.5) 7252

Table VI-1 : List of all AMS-¹⁴C dates obtained on core ANE-C3 (in italic grey rejected date).

Lab. code	Depth (cm)	Dated material	Age ¹⁴ C BP ± error	Age min (mean) max years cal. BP
Beta-603598	85.5	Bulk	1530 ± 30	1356 (1384.5) 1413
Beta-607886	255	Plants	2190 ± 30	2114 (2215.5) 2317
SacA65348	359.5	Bulk	2840 ± 30	2865 (2936.5) 3008
<i>Beta-603600</i>	<i>454.25</i>	<i>Plants</i>	<i>940 ± 30</i>	<i>782 (851.5) 921</i>
Beta-603601	520	Bulk	3630 ± 30	3895 (3937.5) 3980
Beta-603602	679.5	Plants	4340 ± 30	4843 (4908.5) 4974
SacA65348	849.75	Plants	5180 ± 30	5901 (5948.5) 5996
Beta-603603	991.75	Bulk	6320 ± 30	7169 (7189.5) 7210

Table VI-2 : List of all AMS-¹⁴C dates obtained on core PADMé (in italic grey rejected date).

III.2. Sedimentological analyses

High resolution photographs (see [Supplementary Figures VI-1 and VI-2](#), p.279 and p.280 respectively) and a detailed visual description of the sedimentary facies were performed on both cores. Grain size analyses, after removal of organic matter by H₂O₂ addition, were carried out using a laser diffractometer Malvern Mastersizer 2000 (IUEM, Plouzané, France). These analyses were performed every ~10 cm along core ANE-C3 (116 samples), and every ~10 to 20 cm in core PADMé (45 samples). Grain size parameters (i.e., median grain size-D50, [Figure VI-2b](#); [Figure VI-3b](#)) were calculated using GRADISTAT v 8.0 software (*Blott and Pye, 2001*).

Additional analyses were conducted on the ANE-C3 core. Measurement of total organic carbon (TOC%) and carbonate content (CaCO₃%) were performed ([Figure VI-2b](#)), every 2 cm, thanks to the standard Loss On Ignition (LOI) method (*Heiri et al., 2001*). Sediments were dried at 105°C for 16 hours, before being cooled in a desiccator. After weighing, samples were burned at 550°C for 4 hours and weighted to calculate the TOC. At last, samples were burned at 950°C for 2 hours and weighted to calculate the carbonate content. X-ray fluorescence (XRF) analyses, for semi-quantitative chemical sedimentary composition, were acquired using an “Avaatech core-scanning” (Ifremer, Plouzané, France) with a 1-cm-step. We also performed a correlation matrix (see [Supplementary Figure VI-3 p.281](#)) to investigate the co-occurrences of major elements in the XRF dataset, allowing for the establishment of relevant ratios for the paleoenvironmental discussion (i.e., Ca/Ti, Sr/Al ratios for carbonate *versus* detrital signature and Al/Ca ratio for detrital *versus* carbonate signal; [Figure VI-2b](#)).

III.3. Palynological analyses on core ANE-C3

Pollen analyses were undertaken on 1 cm³ sub-samples every 10 to 20 cm (i.e., 66 levels in total) allowing to reach a 90-years time resolution on average. Pollen extraction on the <150 µm sediment fraction was carried out at the EPOC Laboratory (Univ. Bordeaux) and followed the procedure described by *de Vernal et al. (1999)*. Chemical (cold 10% HCl and 40-70% HF) and physical (sieving with a 10 µm mesh size nylon) treatment were performed in order to remove mineral fraction and to concentrate palynomorphs. An optical microscope Leica DMC 2900 at x630 magnification was used for pollen determination, following *Beug (1961)* and *Reille (1995)* identification. To ensure statistically reliable data, a minimum of 300 pollen grains excluding *Alnus* and *Corylus*, largely dominant taxa (both reaching 32% on average on the whole sequence), were counted in each sample. This threshold was not reached for only two levels (845 and 785 cm corresponding to 215 and 140 counted pollens grains, respectively). Pollen percentages ([Figure VI-4c](#)) were calculated on a pollen sum that excludes indeterminate taxa as well as local taxa (Cyperaceae, aquatic taxa and riparian trees mainly represented by *Alnus*). Pollinic diagram was performed using the Pimpoll program (*Bennet, 1992*) which also allows the definition of pollen zonation based on a CONISS statistical analysis. The Past program v 1.75 b (*Hammer et al., 2001*) was used to calculate ecological indexes (number of taxa per sample, Margalef diversity, and dominance; [Figure VI-4b](#)) and construct R-mode cluster between samples (see [Supplementary Figure VI-5 p.289](#)).

In order to better characterize the anthropogenic influence, pollen grains were grouped according to their ecological affinities (*Rivière, 2007; Quééré et al., 2008*). First, the sum of ruderal and adventitious taxa that can develop in various anthropized environments include the following taxa: *Rumex acetosa*-type, *Polygonum aviculare*, *Polygonum nigra*, *Centaurea cyanus*, Urticaceae, *Trifolium*. Also, we have represented separately Pastoral Indicators (PI) with Asteroideae, Cichorioideae and *Plantago lanceolata*, classically found in grazing areas (e.g., Europe: *Behre, 1986*; Norway: *Hjelle, 1999*; Italy: *Florenzano, 2019*; Pyrenees, France: *Mazier et al., 2006*; Brittany: *Marguerie, 1992*; see [Supplementary Paper p.283-288](#) for a complete review of anthropogenic taxa found in coastal environments).

For each level, Non-Pollen Palynomorphs (NPPs), mainly foraminiferal linings and cysts of dinoflagellate (dinocysts) have been counted. A total of 11 dinocyst species were identified and correspond to shallow bays or inner to outer neritic domains according to the modern distribution described in *Penaud et al. (2020)* along the south-Armorican shelf. The percentages of NPPs are calculated on a sum including all palynomorphs identified in the palynofacies (i.e., pollen, spores, foraminifera and dinocysts; [Figure VI-4a](#)).

III.4. sedaDNA analyses on core PADMé

III.4.1. Sampling strategy

The PADMé core was opened and sampled for DNA samples in a dedicated DNA free room (IUEM, Plouzané, France). These samples were taken in duplicates at intervals ranging from 20 to 10 cm, with the exception of sandy levels, resulting in a total of 100 samples, plus control samples (tube kept open during sampling to control aerosol, one tube every 30 cm). We first removed the surface of the sediment (5-10 mm) using sterile scalpels. Subsequently, a new sterile scalpel was utilized to sample inner uncontaminated sediments, then transferred to sterile tubes and stored at -20°C for later extractions.

III.4.2. DNA extraction

Ancient DNA (aDNA) were extracted at the P2GM platform (MNHN, Paris) which is equipped with specialized facilities devoted to aDNA analyses. The aDNA extractions were performed from 100 mg of sediment (+/- 10%), per batch of 16, including one control extraction blank, following the protocol established by *Murchie et al. (2021)* (detailed in [Supplementary Paper p.289](#)). We performed library preparation according to a protocol that was slightly modified from *Meyer and Kircher (2010)*, implementing the double indexing strategy proposed by *Kircher et al. 2012* (detailed in [Supplementary Paper p.289](#)). All libraries were sequenced in Illumina NovaSeq 6000 SP lane (100 cycles).

Duplicates for each sample (and blanks) were pooled in order to constitute a single file to facilitate the subsequent analyses. Adapters were removed in three consecutive rounds using cutadapt (*Martin, 2011*), with maximum error rate set at 0.5 (-e 0.5 parameter) and exclusion of empty reads (-m 1 parameter), FastP (*Chen et al, 2018*) and mapping using Geneious (*version 2023.1.2, <https://www.geneious.com>*) in order to retrieve any residual adapter through manual biocuration process. Reads were then paired using BBTools (sourceforge.net/projects/bbmap/) and filtered to keep only those with an average quality greater than Q20 (--average_qual 20 restriction), no homopolymer), no homopolymer (--trim_poly_g and --trim_poly_x options) and cut on the 3' part (--cut_right --cut_right_mean_quality 20 options). The sequences that successfully passed through these filters were subsequently merged, with a minimum overlap of 5 and deduplicated (optical duplicates) using FastP. After completing these steps, we retained reads with a minimum length of 35 bp.

III.4.3. Taxa classification

These reads were classified, without *a priori*, throughout the entire taxonomy using Kraken (Wood *et al.*, 2014) and a custom database constructed using non-redundant nucleotide records from NCBI. Sequences assigned to plant and mammal clades were retrieved and subsequently subjected to BLAST analysis (Altschul *et al.*, 1990) against the nr database (updated August 2022). Concurrently, specific taxa identified by Kraken, which are likely indicative of livestock presence, agricultural practices, or anthropogenic environmental alterations, were chosen as targets for mapping with predefined criteria (see [Supplementary Table VI-3 p.292](#)) and mapped sequences were subsequently subjected to a BLAST analysis (nr database). If the Blast result corresponded to a single taxon and exhibited the highest scores in terms of query cover and e-value, the name of that taxon was definitely assigned to the sequence. If multiple taxa displayed identical scores, taxonomic rank was elevated incrementally, from genus to family and beyond, as necessary, until a conclusive assignation was achieved. These analyses were carried out by biocurators using in-house scripts and pipelines. Taxa identified in the control (extraction blank corresponding to sample without DNA) were excluded from the study and categorized as experimental "contaminants" (e.g., *Sus* sp., *Triticum* sp.), regardless of their number of sequences. The lists of reads recovered by both approaches were compared in order to remove redundant information. For Viridiplantae, samples were included if the number of reads assigned represent more than 0.1% of the total number of reads (otherwise, they were shaded in grey in [Figure VI-5](#) or muted colors in [Figure VI-6b](#)). For mammal taxa, inclusion criteria required a minimum of 5 reads assigned to a taxon within a single sample or a cumulative total of 3 reads distributed across three distinct samples (Pedersen *et al.*, 2016). The relative change in the proportion of each taxon is subsequently normalized based on the total number of reads ([Figure VI-6b](#)). Finally, the aDNA determination pattern and fragment length distribution were examined using mapDamage2 (Jónsson *et al.*, 2013), for taxa with sufficient number of merged reads, after alignment against each reference genome.

IV. Results

IV.1. Chrono-stratigraphical model and sedimentological description

IV.1.1. Core ANE-C3

Thanks to the 18 AMS-¹⁴C dates, a robust chronostratigraphic model was built, highlighting significant changes in sedimentation rates along the core (Figure VI-2a) : from the highest values of ~7.5 mm/yr at the base of the core between 1,094 and 974 cm (7.3–7.2 ka BP), to significant lower values of ~1.6 mm/yr between 974 and 527 cm (7.2–4.5 ka BP), and of ~2.2 mm/yr at the top of the sequence between 458 to 86 cm (3.2–1.6 ka BP). It is worth noting that between 527 and 458 cm, in an interval characterized by a reversed date, corresponding to a 1.3 kyrs-long interval, the lowest sedimentation rates are recorded (0.55 mm/yr) and may reflect a period of remobilization or very low sediment deposition (dark box in Figure VI-2a).

The sedimentological (i.e., D50 and distribution in granulometric classes, as well as TOC and CaCO₃ percentages) and XRF analyses acquired on this 12m-long core (Figure VI-2b) highlight differences in mineralogical and geochemical composition. The base of the studied core is made of weathered bedrock (from 1,200 to 1,130 cm). Thereafter, and up to 780 cm, the sediments consist in silty clay to very fine sand interrupted, between 980 and 860 cm, by a peaty deposit as evidenced by a slight increase of TOC values (peak at 40%; yellow band in Figure VI-2b). Also, two intervals (i.e., 1,050–970 cm and 835–778 cm; blue bands in Figure VI-2b) show an increase in D50 values (greater than 34 µm) synchronous with the increase in CaCO₃ percentages (higher than the average value of 3%) as well as Ca/Ti and Sr/Al-XRF values. Between 780 cm (6 ka BP) and 365 cm (2.9 ka BP), TOC values reach a mean of 25% with peaks reaching 70%, reflecting a dominant peaty deposit (yellow bands in Figure VI-2b). This trend is interrupted between 527 and 458 cm (4.5–3.2 ka BP) by a silty-clayey deposit with low TOC values, clearly visible on ANE-C3 core photographs (Supplementary Figure VI-1 p.279). This interval, marked at its base by a slight increase in D50 values corresponds to the lowest sedimentation rates of the sequence (Figure VI-2a, b). After 365 cm (2.9 ka BP), TOC values are lower than the mean value of 17% and Ca/Ti-XRF ratio values decrease while Al/Ca-XRF ones increase (Figure VI-2b). A short interval characterized by the increase in D50 values (peak at 80 µm) is recorded between 250 and 215 cm. Finally, from 55 cm, the top of the core is characterized by an increase in TOC values associated with the occurrence of modern roots.

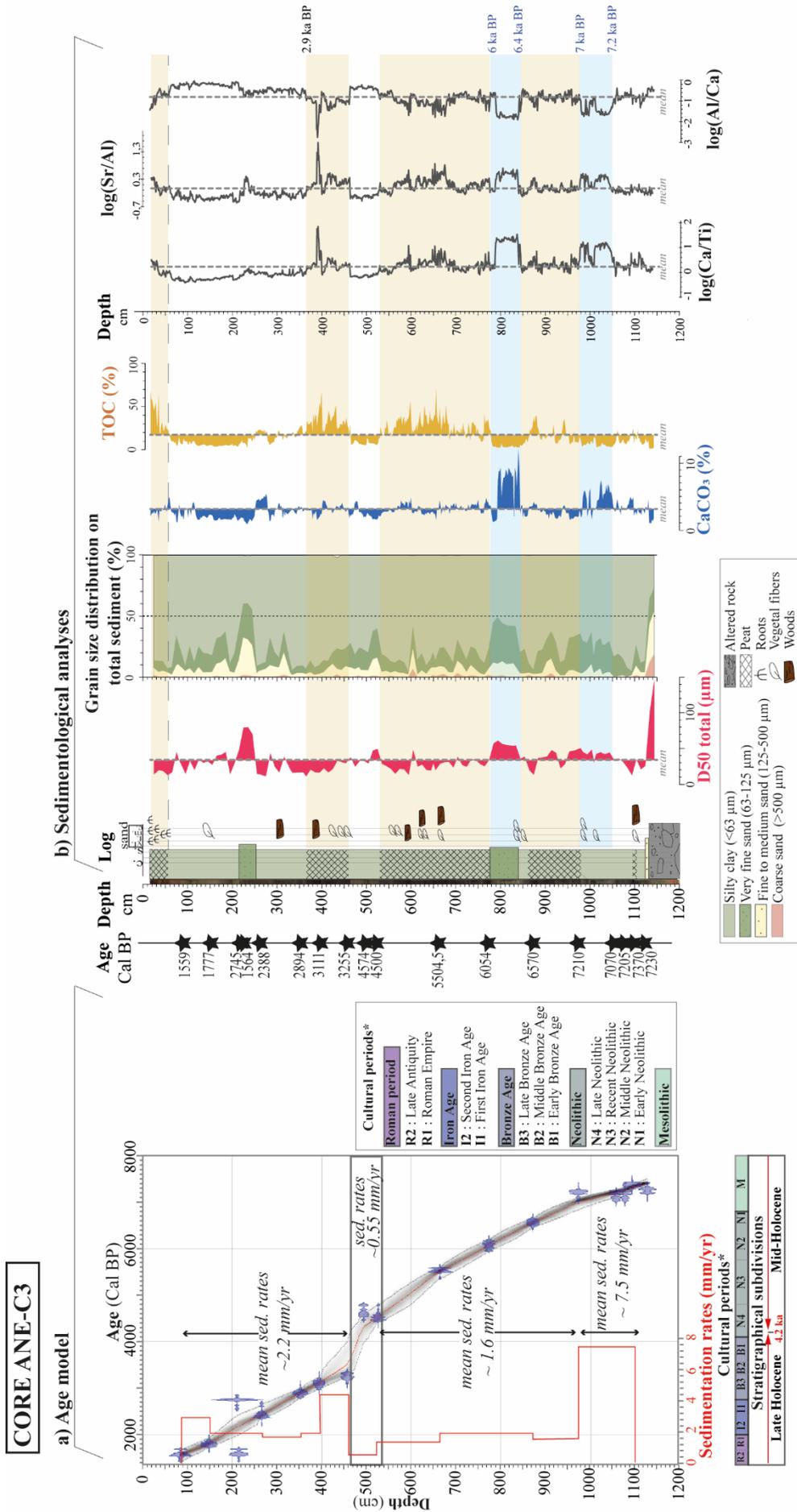


Figure VI-2: Chronology and sedimentology of core ANE-C3. a) Age model established using the rbacon package (Blaauw and Christen, 2011) in R version 4.1.2 and expressed along cultural subdivisions for western Brittany (Gorzynska et al., 2023a) and stratigraphical intervals (Walker et al., 2019). b) Sedimentological data plotted against depth (cm) with: total D50 (median), distribution in granulometric classes, carbonate (CaCO₃%) and Total Organic Carbon (TOC%) content, and X-ray Fluorescence (XRF) analyses.

Yellow bands: peaty deposits highlighted by increases in TOC values. Blue bands: synchronous excursions of D50, CaCO₃ as well as Ca/Ti and Sr/Al-XRF ratios.

IV.1.2. Core PADMé

Among the 8 AMS-¹⁴C dates carried out on the PADMé core (Table VI-2), 7 allow to build the chronostratigraphic model (Figure VI-3a). The sedimentation rates appear steady, averaging 1.6 mm/yr along the core (Figure VI-3a).

Grain size analyses performed on this 10m-long core reveal that the sedimentation is dominated by fine deposits (mean D50 of 33 μm). The base of the core is made of silty clays from 1,000 to 960 cm, followed by peaty deposits between 960 and 580 cm (Figure VI-3b). Thereafter and up to the top of the core, the sedimentation consists of silty-clayey deposits interrupted between 310-300, 240-200 and at 105 cm by medium to coarse sandy deposits. From 50 cm onwards, peaty deposits are associated with modern roots.

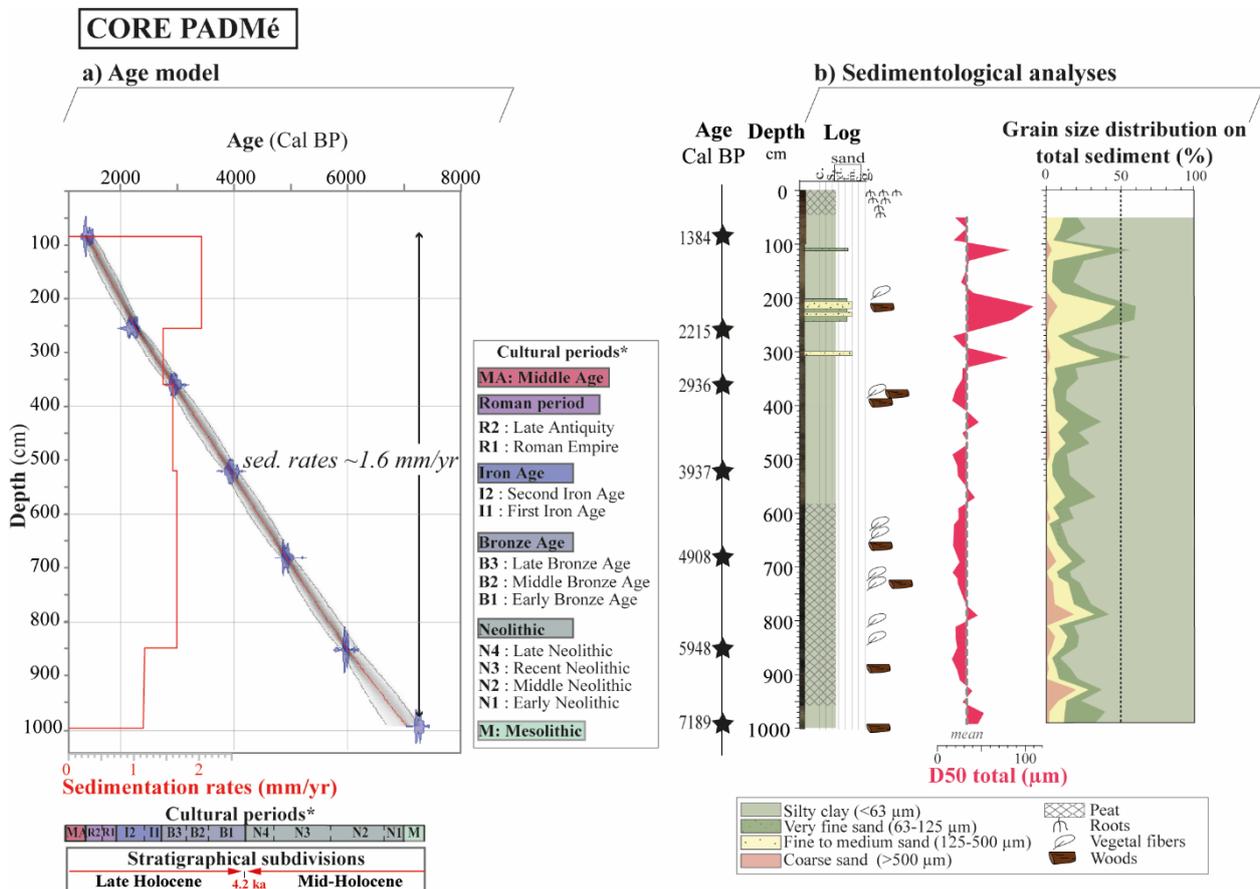


Figure VI-3 : Chronology and sedimentology of core PADMé. a) Age model established using the rbacon package (Blaauw and Christen, 2011) in R version 4.1.2 and expressed along cultural subdivision for western Brittany (Gorczyńska et al., 2023a) and stratigraphical intervals (Walker et al., 2019). b) Grain size analyses plotted vs. depth (cm) with total D50 (median) and distribution in granulometric classes.

IV.2. Palynological results on the ANE-C3 core

The palynological study of the ANE-C3 core focused on pollen assemblages and Non-Pollen Palynomorphs (NPPs) mainly represented by spores as well as two marine bio-indicators: dinocysts and foraminiferal linings (Figure VI-4a). The lower part of the core, from the base to 780 cm, is marked by the presence inner to outer neritic dinocyst taxa (main identified taxa: *Spiniferites bentorii*, *Spiniferites ramosus*, *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites membranaceus*) and foraminiferal linings (blue bars in Figure VI-4a), which both increase simultaneously with CaCO₃ values (blue bands in Figure VI-2b and Figure VI-4a), and more particularly during the 835–778 cm interval (dinocyst and foraminifera represent 4% and 9% of the counted palynomorph, respectively; Figure VI-4a). Subsequently, the occurrences of marine bio-indicators decrease until disappearing after 655 cm (5.4 ka BP).

The CONISS analysis on pollen assemblages led to the establishment of 4 main palynozones (P1 to P4; Figure VI-4). The main limits are consistent with main vegetation changes highlighted by the R-mode cluster analysis (Supplementary Figure VI-5 and Supplementary Table VI-2 p.289). A total of 108 different pollen taxa were recognized in the whole core, with an average of 33 pollen taxa per counted level (Figure VI-4b). Mean species richness reaches 31 and 30 taxa in zones P1 and P2, respectively, before increasing at 35 and 38 taxa within zones P3 and P4, respectively (see diversity and related Margalef diversity index in Figure VI-4b).

More precisely, zone P1 is characterized by high percentages of arboreal taxa (~72%; Figure VI-4c). *Corylus* (~42%) and *Quercus* (~23%) are the main dominant taxa, alongside with *Amaranthaceae* (~5.5%) and *Betula* (~2%), both reaching their highest percentages of the whole sequence. Zone P2 is marked by the increase in *Corylus* (~61%) and the decrease of *Quercus* (~14%), *Pinus* (from ~2% in zone P1 to ~0.6% in P2) and *Betula* (~0.5%). The *Amaranthaceae*, whose percentages reach ~5% in subzone P2a (similar to values recorded in P1), decline under 1% in subzone P2b. Arboreal taxa reach their highest percentages in subzone P2c (88%) mainly driven by *Corylus* percentages (~71%; Figure VI-4c). In parallel, *Quercus* (peak of 22%), *Hedera* (peak of 10%), *Ulmus-Tilia* (peak of 4%) and then *Ilex* (peak of 2%) successively increase. From the subzone P2d, *Corylus* percentages decrease (~64%), while ruderal and adventitious taxa progressively increase (~1%). A drastic change in pollen assemblages occurs in zone P3, marked by the decline of arboreal taxa percentages (from 74% to a minimum of 55%), and the simultaneous rise of herbaceous ones (from 25% to a maximum of 44%, Figure VI-4c). During this interval, *Poaceae* represents a meaningful part of the herbaceous taxa. Furthermore, ruderals and adventitious taxa (~1.5%; red curve in Figure VI-4c) as well as

occurrences of *Cerealia*-type gradually increase. Finally, zone P4 is marked by a new threshold characterized by an increase in adventitious and ruderal taxa (~3.5%), accompanied by *Plantago lanceolata*, Asteroideae and Cichorioideae (orange curves in Figure VI-4c). Arboreal taxa continue to decline sharply in subzone P4a, while *Cerealia*-type pollen reach their maximal occurrences (Figure VI-4c). Within subzone P4b, *Corylus* percentages increase while Poaceae ones decrease (~33% to ~45%). However, ruderal and adventitious taxa as well as Asteroideae, Cichorioideae and *Plantago lanceolata*, continue to increase (Figure VI-4c). Finally, the last subzone P4c is characterized by the drastic decline in arboreal taxa percentages (minimum of 15%) in favor of the increase in herbaceous taxa ones (Poaceae reach ~41%).

IV.3. SedaDNA results on the PADMé core

IV.3.1. Preliminary general description of results

Along the core, an average of 791,200 reads (>35bp) per sample were detected after the first pre-processing steps (min: 293,550 / max: 1,849,770), including 8 samples with more than 1,000,000 reads (at 170, 590, 610, 660, 680, 850, 870 cm; Figure VI-5a). An average of less than 1% reads without duplicates were assigned (min: 0.7% / max: 1.4%; Figure VI-5a). These low values are expected and are in the range of previous aDNA studies (*Carpenter et al., 2013; Pedersen et al., 2016; Murchie et al., 2021; Green et al., 2010*). To highlight the main changes in the plant community, a cluster analysis was performed on the sedaDNA Viridiplantae dataset, leading to the identification of two main groups (Supplementary Figure VI-6 p.293). Group A comprises samples in which an average of 50% of assigned reads are attributed to bacteria (min: 35% / max: 69%). Conversely, a mean of 29% of reads are assigned to Viridiplantae (mean: 20% / min: 9% / max: 36%) along with Metazoa accounting for a mean of 9% (ranging for 5% to 17% ; Figure VI-5a). These samples also exhibit more than 0.1% of the total number of reads assigned to Viridiplantae (see Supplementary Figure VI-6 p. 293). In contrast, group B gathers samples in which an average of 68% of reads are assigned to bacteria (min: 46% / max: 84%) and only 13% to Viridiplantae (mean: 6.5% / min: 2% / max: 9%) and Metazoa (mean: 6.6% / min: 2% / max: 11%) (grey bands in Figure VI-5a). These samples present less than 0.1% of total reads assigned to Viridiplantae (see Supplementary Figure VI-6 p.293). Considering the limited number of assigned sequences in samples from group B, it is important to interpret these results with caution. Throughout the core, the distribution of assigned reads to Microbes, Fungi, and Viruses exhibits a relatively consistent pattern (Figure VI-5a). In this study, our analysis was centered on Viridiplantae and on mammals for the Metazoa clade.

Palynological results of CORE ANE-C3

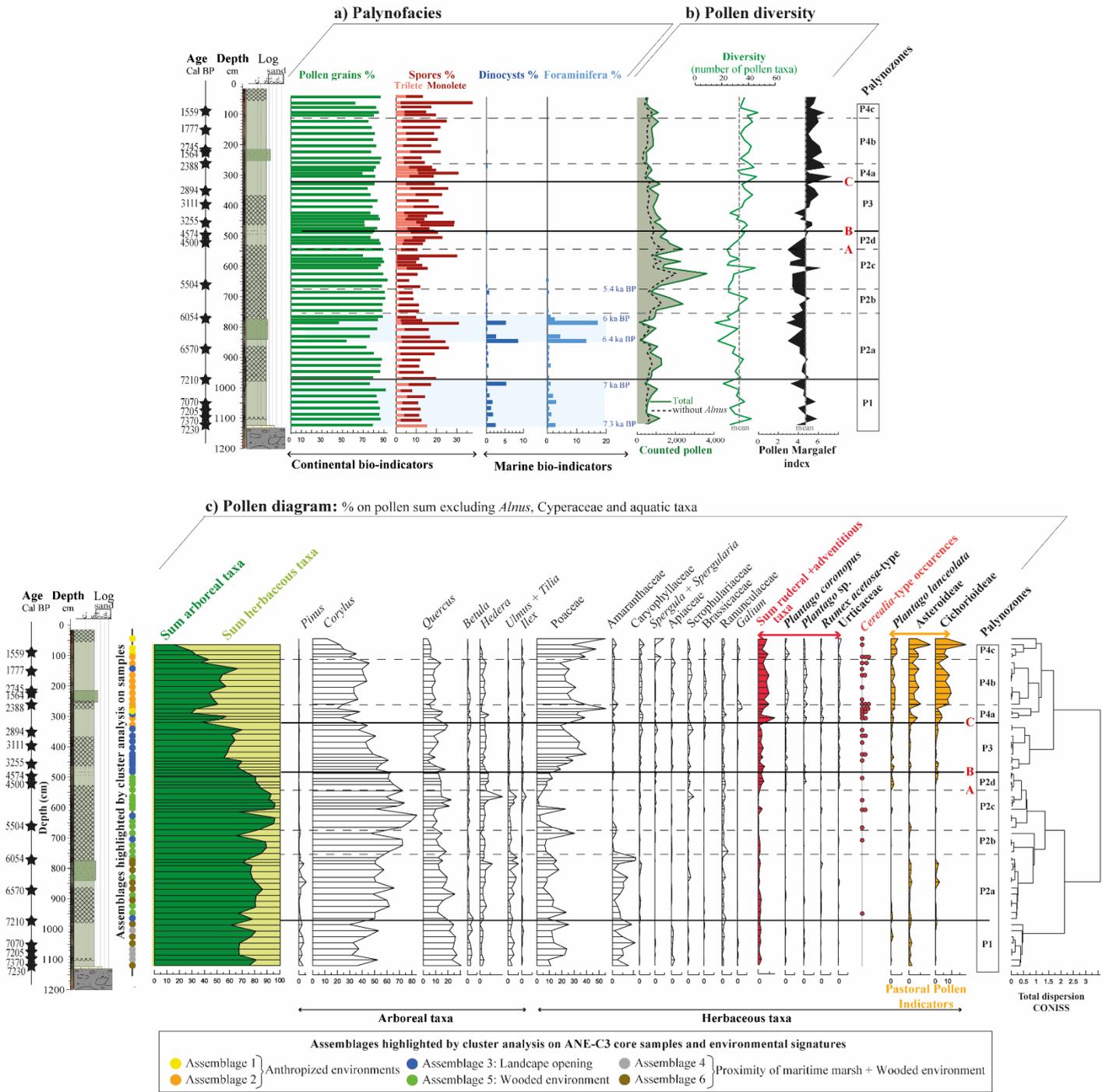


Figure VI-4: Palynological results plotted vs. depth (cm), along the log of the ANE-C3 core (see Figure VI-2 for the legend of the log): a) Palynofacies composition including counted palynomorphs; b) Pollen diversity indexes (i.e., number of pollen counted, number of pollen taxa, and Margalef diversity index ; d) Major taxa (>1.5%) of pollen assemblage calculated on a total pollen sum excluding some local taxa, expressed along cluster analyses (right: R-mode cluster; see Supplementary Figure VI-5/ left: CONISS clustering).

Blue bands: synchronous excursions of marine bio-indicators percentages, CaCO₃% and Ca/Ti and Sr/Al XRF ratios (see Figure VI-2). Limit A to C consist in the main anthropic thresholds.

It is important to reiterate that the accuracy of taxonomic assignment relies heavily on the comprehensiveness of the reference database(s). Therefore, certain taxa may remain unidentified if they are absent or inadequately represented in the database, either due to a lack of sequences or incomplete genome information (*Del Campo et al., 2014; Warinner et al., 2017; Vlesko et al., 2018; Orlando et al., 2021*). Furthermore, at this stage of the ongoing study, quantitative interpretation of the results remains challenging due to biases stemming from factors such as the database completeness, post-mortem DNA damage, potential modern DNA contamination, and the suitability of analysis parameters and algorithms (for a comprehensive review, please refer to *Orlando et al., 2021*). Furthermore, a strong disparity exists between the two clusters, with cluster A showing a notably higher assignment level, especially at depths of 310, 610, 620, and 640 cm. This discrepancy could suggest potential biases in DNA preservation patterns along the core. For these reasons, our approach to interpreting sedaDNA results focuses on assessing the fluctuations in relative taxa abundances through time.

IV.3.2. Viridiplantae dataset description

The 5 zones at the base of the core (Z1 to Z5) are characterized by a notable abundance of reads, predominantly assigned to the Poaceae and Cyperaceae families. These families account for the most discernible DNA content within these levels, whereas their abundance diminishes in the subsequent sections of the sequence (above 730 cm). Within this Z1-Z5 interval, the results reveal alternating vegetation assemblages.

Zones Z1 (3 samples from 990 to 950 cm) and Z3 (3 samples from 890 to 850 cm) are characterized by high proportions of Poaceae reads (mean of 4,500 reads in Z1 and of 2,212 reads in Z3) mostly assigned to *Phragmites* (~1,680 reads in Z1 and 463 reads in Z2; [Figure VI-5c](#)). Signals from *Callitriche* (i.e., an aquatic Plantaginaceae) and Asteraceae are also noteworthy within these assemblages. The arboreal taxa reads are mainly assigned to *Corylus* (~200 reads in Z1 and Z3) and indeterminate Betulaceae (~100 reads).

Zones Z2 (2 samples at 930 and 910 cm) and Z4 (2 samples at 830 and 810 cm) are characterized by a decline in the previously mentioned herbaceous taxa, with arboreal reads becoming dominant, primarily composed of Betulaceae (mean of 793 reads in Z2 and 1,037 reads in Z4) among which *Alnus* (~290 reads in Z2 and 299 in Z4) and *Corylus* (~130 reads in Z2 and 225 in Z4; [Figure VI-5c](#)) appear as predominant genera, alongside other taxa of the same family (*Betula*, *Carpinus* and indeterminate Betulaceae). To a lesser extent, the Fagaceae family is also represented with *Quercus* (~63 reads in Z2 and 68 in Z4), *Fagus* and intermediate Fagaceae.

In zone Z5 (4 samples from 790 to 730 cm), the assemblage bears similarities to both Z1 and Z3, characterized by the consistent presence of Cyperaceae (230 reads on average) and *Callitriche* occurrences, albeit a reduced signal of Poaceae. At 790 cm, *Juncus* reads (approximately ~490) reached their highest occurrences along the core, coinciding with a substantial proportion of Poaceae (1,800 assigned reads including 535 assigned to *Phragmites*; Figure VI-5c).

Zone Z6 (9 samples from 710 to 570 cm) is distinguished by the rise of all arboreal taxa, mainly dominated by Betulaceae and Fagaceae. Notably, Betulaceae are primarily represented by *Corylus* (800 reads on average), *Alnus* (~430 reads), and *Carpinus* (~185 reads) alongside less frequent *Betula* and abundant Betulaceae undetermined reads. Fagaceae is represented by *Quercus* (~180 reads), some *Fagus* (peak at 25 reads) and undetermined reads. Rosaceae (~110 reads) are also identified, among which *Malus* and *Prunus*, together with traces of Juglandaceae (peak at 20 reads), for which reads were assigned to *Juglans*, already present in Z4. Among herbaceous taxa, the Z6 is distinctive by the abundant Ranunculaceae content (reaching a maximum in samples 640 and 620 cm) accompanied by an assemblage including Urticaceae, Polygonaceae, Euphorbiaceae and Vitaceae while Fabaceae, Asteraceae and Plantaginaceae are present only in trace amounts, similar to aquatic taxa.

Zone Z7 (14 samples from 550 to 350 cm) corresponds to cluster B (indicated by a grey band in Figure VI-5) and presents less than 0.1% of total reads assigned to Viridiplantae, thus preventing characterization of the vegetation dynamic.

Zone Z8 (5 samples from 310 to 240 cm) is marked by the resurgence of the arboreal signal primarily dominated by Betulaceae, notably *Corylus*, *Alnus*, along with undetermined taxa. *Betula* and *Carpinus* are also present to a lesser extent. Additionally, Fagaceae (notably *Quercus*) and Rosaceae co-occur with Juglandaceae in smaller proportions. In this zone, among herbaceous, we observe a resurgence of *Callitriche* and *Juncus*, and an increase of reads assigned to Fabaceae, Asteraceae and Plantaginaceae. Finally, in zone Z9 (8 samples from 190 to 50 cm), despite the low number of reads assigned to plants (cluster B; grey band in Figure VI-5), *Equisetum* likely be detected as dominant taxon, reaching 460 reads on average between 170 and 90 cm.

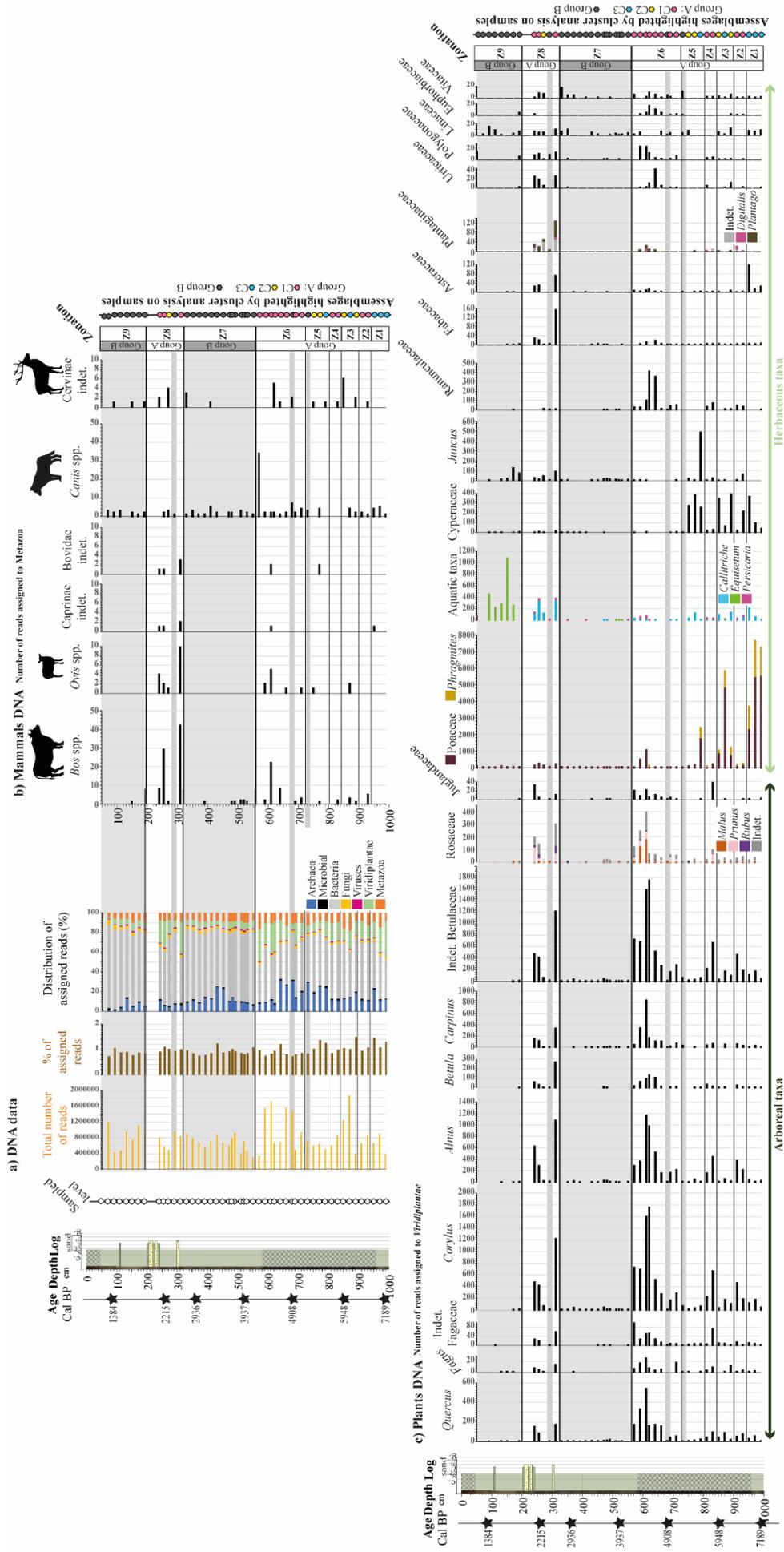


Figure VI-5: SedaDNA results plotted vs. depth (cm), along the log of core PADMé (see Figure VI-3 for the legend of the log). a) Global DNA data (total number of reads detected, percentages of assigned reads and distribution of assigned reads). Number of reads assigned to selected b) Metazoa and b) Viridiplantae. Grey bands: level with less than 0.1% of total reads assigned to Viridiplantae (see Supplementary Figure VI-6).

IV.3.3. Metazoa dataset description

Among mammals, the most identified reads are Bovidae, among which *Bos spp.*, *Ovis spp.* and undetermined Caprinae. *Ovis spp.* are detected in Z3, Z5, Z6, Z8, exceeding 5 assigned reads in samples 610 (Z6) and 310 cm (Z8). *Bos spp.*, attested in all zones, reach highest values in Z6 (22 assigned reads at 610 cm) and Z8 (42 and 29 assigned reads in samples 310 and 255 cm respectively; Figure VI-5b). If it is well established that the *Ovis* genus does not originate from western Europe and is therefore necessary domestic in our study (Ureña *et al.*, 2018; Her *et al.*, 2022), this is not the case for the *Bos* genus for which wild representatives may have been present in Brittany (Upadhyay *et al.*, 2016). Here, it was not possible to identify the species. Therefore, the wild or domestic status of *Bos spp.* is uncertain. Indeterminate Caprinae and Bovidae are scarce and do not exceed 2 and 3 assigned reads. *Canis spp.* are the most continuously recorded taxa all along the core, even in poorly assigned samples, with the highest values being reached at 590 cm (34 assigned reads; Z6). Cervinae is frequently recorded and exceeds 5 assigned reads in samples 850 (Z3) and 620 cm (Z6; Figure VI-5b).

Canis spp. are continuously recorded all along the core, including the samples of cluster B (poorly assigned outside Bacteria) raising questions about these results. Other studies noticed its frequent presence in DNA as traces (Giguet-Covex *et al.*, 2019) but it is not expected to detect this genus in samples for which almost no plants or other mammals have been significantly identified in the studied succession. However, no *Canis* reads were identified in any of the control. We also noticed that among *Canis* reads along the core, 75 reads remain undetermined at the species level, whereas 30 and 21 reads could be attributed respectively to the wolf (*Canis lupus*) and the dog (*Canis lupus familiaris*). Wolf presence remains really scarce in archeozoological and even more in sedimentary records, whereas the dog is more easily reported because of its domestic status and its proximity to humans. The high amount of wolf DNA identified in the results could either be explained by sequencing errors or artefactual substitutions inherent to aDNA that could result in modification of the DNA sequence and consequently to assignment errors, in particular for such close genomes. We also assume that the number of reads attributed to the wolf and its presence throughout the core may be explained by contamination between layers (which could result from the decomposition of a wolf carcass in a higher level) or by exogenous contaminations, although no evidence of post-depositional remaniement has been observed.

IV.4. Comparison of palynological and sedaDNA records

This study provides a preliminary analysis of the DNA dataset, which involves an initial comprehensive assignment step using Kraken without any prior assumptions. Subsequently, the research narrows down to focus on specific genomes within Viridiplantae and Mammals taxa. From this initial method, we identified in general less taxa by sedaDNA record (~67; [Supplementary Table VI-3 p.292](#)) than by pollinic analysis (~108).

Among trees and shrubs, the palynological record revealed the presence of 26 taxa, with 8 of them accounting for a significant proportion (>2%), while 17 taxa were identified in sedaDNA record. The dominant taxa (*Alnus*, *Corylus*, *Quercus* and *Betula*) were recorded by both proxies, just as *Carpinus*, *Castanea*, *Fagus*, *Prunus*, the latter appearing scarcely in the pollinic record (<1%, and thus not represented in the pollen spectra). Other arboreal taxa commonly detected in pollen diagram of Plouescat (i.e., *Pinus*, *Hedera*, *Ilex*, *Ulmus/Tilia*) were not recorded by sedaDNA. Juglandaceae (i.e., *Juglans*) are only detected by sedaDNA analysis. Rosaceae, which identification stops at the family’s taxonomic rank in palynological analysis, are detected only as rare occurrences in our pollen dataset, while sedaDNA analysis identifies distinctive presence of *Malus*, *Pyrus*, *Rubus* and *Sorbus*.

Among herbaceous taxa, 82 taxa were identified in the pollinic record, of which 10 taxa are significant (>2%), while 50 taxa were identified by sedaDNA analysis. Poaceae, Amaranthaceae, Asteroideae, Cichorioideae, Cyperaceae, Ranunculaceae, Urticaceae, Fabaceae (only identified at the family rank in pollinic analysis) are present in both datasets. Plantaginaceae, Polygonaceae, Euphorbiaceae are identified by both proxies, but with different taxa ([Figure VI-4](#) and [Figure VI-5](#)). Juncaceae (i.e., *Juncus*), Linaceae, Equisetum are only recorded in sedaDNA record, while Caryophyllaceae (comprising *Spergularia/Spergula*), Apiaceae, Scrophulariaceae, Brassicaceae and *Galium* are only identified in pollen records ([Figure VI-4](#) and [Figure VI-5](#)). All taxa appearing scarcely in pollinic signal (0.1-2%, and thus not represented in pollen spectra) are not detected in sedaDNA data (e.g., Ericaceae, *Artemisia*, Crassulaceae, *Centaurea* sp., Saxifragaceae, *Trifolium*, Liliaceae, etc.), indicating that these taxa are scarce in the surrounding vegetation cover. Finally, aquatic taxa are represented by *Callitriche*, *Equisetum* and *Persicaria* in sedaDNA sequence, and mainly by scarce occurrences of *Myriophyllum*, *Typha/Sparganium*, *Alisma plantago aquatica*, *Lemna* and *Potamogeton* in pollinic records.

The absence of total overlap between pollen and sedaDNA taxonomic records is not surprising. In our study case, all tree taxa recorded in pollinic but not in sedaDNA analysis are important anemophilous producer (e.g., *Pinus*, *Hedera*, etc.). About herbaceous pollen occurrences, although entomophilous, there are strong differences between taxa resulting from pollen productivity. Anemophilous and hydrophilous pollen grains can be transported over long distances and reflects local to regional landscape whereas sedaDNA data, though a better detection of entomophilous species, result from a more local sources reflecting local variation of the biodiversity in and around the site (*Capo et al., 2021; Parducci et al., 2013, 2019*). However, allochthonous sources in sedaDNA should not be completely excluded. Eroded materials containing DNA can be brought from the catchment area (*Giguet-Covex et al., 2019*) under the influence of the runoff, as may have been the case in our coring site located close to the Kerallé river.

V. Paleoenvironmental evolution of the Kerallé valley since 7.3 ka BP

V.1. Environmental dynamics

Brittany’s coastal areas evolved drastically throughout the Holocene due to the RSL rise (*Stéphan et al., 2015; Goslin et al., 2015; García-Artola et al., 2018*). In this section, we aim at reconstructing the environmental evolution of the Kerallé valley using sedimentological data and the evolution of local to regional vegetation cover using palynological and sedaDNA data (*Figure VI-6a, b*). In the following discussion, all the data are expressed according to age Cal BP, allowing direct comparison of data between both ANE-C3 and PADMé studied core.

V.1.1. Estuarine influence in the Kerallé valley

Marine biogenic production (i.e., CaCO₃%, Ca/Ti-XRF ratio and marine palynological bio-indicators) is recorded between 7.3 and 7 ka BP, thanks to core ANE-C3 (first blue band in *Figure VI-6a*), which is in agreement with the maximum percentages of Amaranthaceae (blue band and blue curve in *Figure VI-6b*). The combination of these proxies reveals a marine influence at the proximity of maritime marshes close to the coring site. This interval, also characterized by high sedimentation rates (*Figure VI-2a*) corresponds to the initial flooding of the Kerallé valley in a context of rapid RSL rise (*García-Artola et al., 2018*), leading to the establishment of the Transgressive System Tract (TST) in the central part of the valley (*Gorczyńska, 2022*). This leads to the spreading out of a floodplain and the gradual infilling of the valley by fine-grained deposits (*Figure VI-2b*). This Mesolithic interval is also marked, at

a more regional scale, by high arboreal taxa percentages (Figure VI-6b), reflecting a well-developed tree cover, as largely observed in Brittany at that time (e.g., Marguerie, 1992; David, 2014; van Beek et al., 2018).

Between 7 and 6.4 ka BP, marine proxies (i.e., CaCO₃%, Ca/Ti-XRF ratio and marine palynological bio-indicators) decrease synchronously with an increase in TOC values (Figure VI-6a,b) testifying to a peat deposit (Figure VI-2b). The weaker marine influence in the upstream part of the Kerallé valley can be induced by the installation of the first coastal barrier in the downstream part leading to the gradual closure of the system (Gorczyńska, 2022). Moreover, this shift occurs synchronously with the slowing down of the RSL rise recorded along Brittany coasts at ~7 to 6 ka BP (Stéphan et al., 2015; Goslin et al., 2015; García-Artola et al., 2018). This leads to a sediment accumulation in sheltered bays and estuarine system, favouring the progressive disconnection of the upstream system from marine influence (e.g., Stéphan, 2019). The Kerallé valley is therefore gradually infill, resulting in the elevation of the system which becomes disconnected from the tidal incursion, as it is currently observed in estuarine system (Dalrymple et al., 1992; Fletcher et al., 1993). This leads to the progressive development of freshwater marshes close to the coring site, as synchronously recorded by the sedaDNA occurrences of Poaceae (especially *Phragmites*) together with aquatic taxa (*Callitriche* and Cyperaceae) between 7 and 6.6 ka BP (Z1 in Figure VI-6b), while between 6.6 and 6.4 ka BP, sedaDNA occurrences of arboreal taxa suggest the closure of the system (Z2 in Figure VI-6b).

Between 6.4 and 6 ka BP, a new marine phase is recorded thanks to core ANE-C3 (second blue band in Figure VI-6a). This interval contains inner to outer neritic dinocysts taxa (Figure VI-4a), maritime marsh and infralittoral foraminiferal species (Gorczyńska, 2022), as well as increases in Amaranthaceae percentages, indicative of a tidal influence. The return of the marine influence in the Kerallé valley suggests the destabilization of the coastal barrier and/or marine incursions in the upstream part of the valley likely due to a stormy interval (Gorczyńska, 2022.). According to sedaDNA data, the presence of Poaceae (and especially *Phragmites*) likely signs for a re-opening of the landscape at 6.4 ka BP (pink/blue bars in Figure VI-6b), these latter taxa being able to develop in former subhalophilous meadows (Quéré et al., 2008).

V.1.2. The continentalization of the Kerallé valley

From 6 ka BP, the system closes again. The sedaDNA data suggest a high arboreal signal since 6 ka BP interrupted, between 5.6 and 5.4 ka BP, by a re-increase of the herbaceous signal (i.e., Poaceae and Cyperaceae). At 6 ka BP, marine bio-indicators as well as Amaranthaceae

pollen grains recorded in core ANE-C3 become scarce, especially from 5.4 ka BP (Figure VI-6a). At that time, peaty deposit reflects a major shift of environmental dynamics in the Kerallé valley, from an estuarine influence during the 7.3–6 ka BP interval to a clearly established continental influence starting around 5.4 ka BP. The continental influence is then attested by the rise of arboreal pollen grains that reach their highest values at that time. Interestingly, sedaDNA data show a concordant pattern of vegetation (i.e., highest occurrences of trees) after 5.4 ka BP (Figure VI-6b), both proxies arguing that for a surrounding landscape covered by woodlands, probably occupying the drained slopes of the watersheds (*Corylus* and *Alnus* and to a less extent *Quercus* that may reflect a distant vegetation signal). The arboreal cover is diversified as shown by occurrences of *Fagus*, *Betula*, *Carpinus* and Rosaceae (zonation Z6 in sedaDNA data; Figure VI-5c) as well as *Hedera*, *Ulmus/Tilia* and *Ilex* (palynozone P2c in palynological data; Figure VI-4c).

V.2. Anthropogenic dynamics

To discuss anthropogenic dynamics, specific taxa were selected from both palynological and sedaDNA datasets (Figure VI-6). First, it is important to consider that, among major taxa, the total arboreal signal, is mainly represented by *Corylus* and the herbaceous signal is mainly represented by Poaceae, both being logically anti-correlated through time when plotted in percentages and highlighting closure *versus* opening of the landscape, respectively. Second, Anthropogenic Indicators (AI) can be discussed through ruderal and adventitious pollen taxa with pollen data (see Supplementary table VI-1 p.288), as well as Urticaceae with sedaDNA data (red curve/bars in Figure VI-6b). Finally, Pastoral Indicators (PI) can be discussed through Asteraceae (i.e., Asteroideae, Cichorioideae) and *Plantago lanceolata* pollen taxa (orange curves in Figure VI-6b; e.g., Behre, 1961; Marguerie, 1992; Mazier et al., 2006; Florenzano, 2019), in parallel with Asteraceae and Plantaginaceae (including indeterminate ones, *Plantago* spp. and *Digitalis*) recorded by sedaDNA data. Besides, to discuss pastoral activities, the metazoan occurring at least once, in the PADMé sequence, with more than 5 assigned reads (i.e., *Bos* spp., Caprinae comprising *Ovis* and indeterminate Caprinae, as well as *Canis* spp.) are reported in Figure VI-6c.

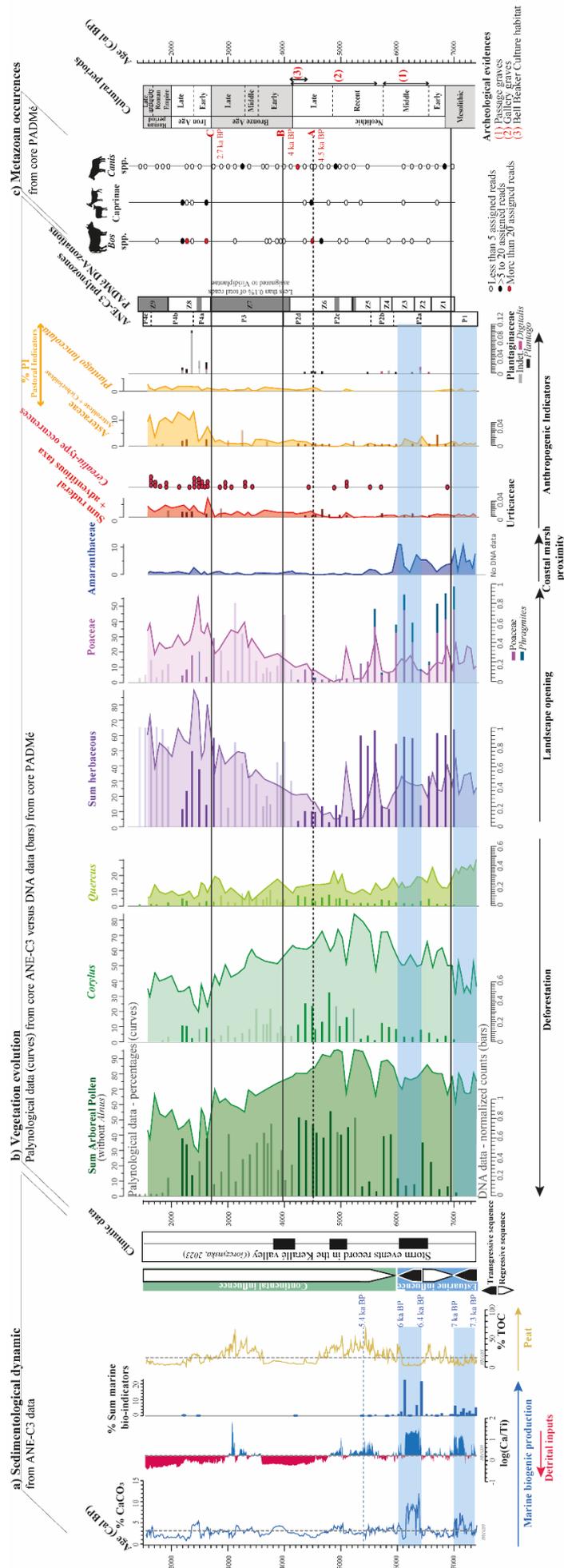


Figure VI-6: Selected sedimentological and palynological data from core ANE-C3 and sedaDNA data from core PADMé. Pollen are presented in percentages (on total sum excluding Alnus, Cyperaceae and aquatic taxa). SedaDNA taxa are expressed in normalized counts on total assigned Viridiplantae. For level with less than 0.1% of total reads assigned to plants, the data are presented with less colored bars. Bullet points highlight metazoans occurrences.

Blue bands: Clear marine influence (i.e., synchronous increase of CaCO₃%, Ca/Ti-XRF ratios and marine bio-indicators percentages). Solid dark lines: delimit the main palynozones. Limit A to C consist of the main anthropogenic thresholds.

V.2.1. Mesolithic to the late Neolithic period: scarce human evidences

Until 4.5 ka BP, the progressive Kerallé valley infill leads to the progradation of continental environments, ancient alluvial plains being gradually colonized by arboreal taxa, with non-obvious anthropogenic influence, even if weak *Cerealia*-type occurrences are noticed between 6.8 and 4.5 ka BP (red dots in Figure VI-6b). It is worth nothing that the identification of *Cerealia*-type pollen grains is based on the size criteria (i.e., grain diameter of 47 µm and annulus diameter of 11 µm ; Joly *et al.*, 2007). However, the size criteria is today controversial in the light of recent studies conducted on modern plants that evidence same morphometric values for wild littoral grasses (Lambert *et al.*, *in prep.*). Considering the proximity of a maritime marsh close to the studied coring site until 5.4 ka BP and in the absence of other clear pollen AI or PI indexes, these large Poaceae grains could be associated with either littoral natural grasses or extremely weak anthropic signal.

Regarding pastoral activities, first occurrences of mammals associated with these practices are attested since the early Neolithic, around 6.7 ka BP, with evidences of Caprinae (among which *Ovis* spp.), while the domestic/wild status of *Bos* could not be determinate (Upadhyay *et al.*, 2016; Ureña *et al.*, 2018; Her *et al.*, 2022). Anthropic presence could also be demonstrated all along the core through the presence of *Canis* spp. sedaDNA, among which dog sequences have possibly been identified.

Despite the high concentration of gallery grave recorded around the Bay of Goulven (Le Cerf, 1983, 1984; Briard *et al.*, 1970; Gorczyńska *et al.*, 2023b) and traces of sedaDNA of domestic mammals, both pollinic and Viridiplantae sedaDNA data do not reflect a pronounced anthropogenic influence during the recent Neolithic and the beginning of the late Neolithic. This may be explained by the location of the study core, retrieved further upstream, at distance from the coast where archaeological evidences of human activities is concentrated and could reflect a limited occupation of the territory, confined to near-shore areas during that period. Furthermore, in the British Isles, the nature of the Neolithic subsidence and particularly the importance of cereal farming are subject to debates (Thomas, 1999; Rowley-Conwy, 2011; Steven and Fuller, 2012). Despite the status of the agricultural revolution (e.g., Childe, 1952), the change in livelihood mode does not seem to be lasting across the Neolithic period. Some studies argue for less reliance on cereals, in favor of pastoralism alongside the continued exploitation of natural resources (hunting, fishing and gathering) during the middle and late Neolithic at the scale of the British Isles (Entwhistle and Grant 1989; Thomas 1999; Steven and Fuller, 2012).

In this interval, Juglandaceae taxa, from which *Juglans* is the only representative of the family in Europe occur in sedaDNA data from the PADMé core (Figure VI-5c) but not in pollinic analyses from the ANE-C3 core. Even, if long considered as having been introduced by Gallo-Roman farmers (Beug, 1975; Visset, 1979, 1989), its occurrences have also been reported in palynological records from the southern part of the Armorica domain at the end of the Mesolithic (Visset et al., 2004; Joly et Visset, 2009) and during the Neolithic (Visset et al., 1996; Cyprien, 2002; Ouguerram, 2002), the Bronze Age (Visset et al., 1995) and the second Iron Age (Marguerie, 1992) periods. In our study, traces of Juglandaceae detected since the Mesolithic, and more intensively during the Neolithic (5.8 and 4.7–4.2 ka BP) as well as during the Iron age (2.6–2.1 ka BP; Figure VI-5c). Its occurrences in sedaDNA data could correspond to walnuts or timber goods on the studied site, likely brought by human populations from other areas. These would imply exchanges with southern localities and probably with Mediterranean or Eastern European regions where walnut trees are implanted (Pollegioni et al. 2017, 2020; Krebs et al. 2022). Another hypothesis is based on well-established exchanges with the Iberian Peninsula (Pailler, 2009, 2012; Nicolas, E. et al., 2013; Nicolas, 2016) where *Juglans* was attested during the Neolithic (Lopez-Garcia and Lopez-Saez, 2000). However, highest occurrences of *Juglans* are synchronous with a forest recovery, and more particularly to maximum assigned reads corresponding to Rosaceae (i.e., *Prunus* and *Malus*; Figure VI-5c), raising the question of the natural development of this anemophilous species in the Kerallé valley. No preserved pollen grains in fossil record could thus be due to the very low pollination rate of this taxon and a limited geographical distribution.

V.2.2. From the late Neolithic: enhanced anthropized landscape

From 4.5 ka BP (i.e., limit A; Figure VI-6), the arboreal signal strongly drops, while Poaceae as well as adventitious and ruderals taxa gradually increase suggesting a major impact on woodlands related to human deforestation. These evidences are consistent with the increase of *Bos* and *Ovis* ssp. in sedaDNA data, around 4.6–4.4 ka BP, attesting to a greater number of animals linked with anthropic activities. Regarding the number of reads (more than 20) and the association with other domesticated mammal (i.e., *Ovis*) we could assume, at this time, that some *Bos* spp. detected could then be domestic. This late Neolithic anthropic signal is in line with archeological evidences of the Bell Beaker culture, the first metal-working society, which settled in Plouescat at that time (Nicolas et al., 2015).

From 4 ka BP (i.e., limit B ; [Figure VI-6](#)), at the onset of the Bronze Age, a major shift is recorded in pollinic data marked by a strong landscape opening accompanied by the diversification of herbaceous taxa ([Figure VI-4b](#)), consistently with archeological (*Briard et al., 1970; Daire et al., 2011*) and paleobotanical (e.g., *Morzadec-Kerfourn, 1974; David, 2014; Fernane et al., 2014*) observations carried out in Northern Brittany, highlighting a major agropastoral intensification. Unfortunately, during the Bronze Age interval (4.2–2.7 ka BP), few aDNA sequences were assigned to Viridiplantea (<0.1%) and Metazoa ([Figure VI-5a](#)), thus biasing the related sedaDNA interpretation (*Perdersen et al., 2016*). A previous palynological study carried out on a less extended temporal sequence (i.e., late Neolithic–middle Bronze Age), the Porsguen beach bog, highlighted the same dynamic with a first phase of clearing by fire at the end of the Neolithic, followed by grazing and then cultivation (*Briard et al., 1970; Morzadec-Kerfourn, 1969, 1974*). In this same bog, a more intense phase of anthropization is identified during the middle Bronze Age, marked by the deforestation and the development of agro-pastoral practices attested by *Cerealia*-type occurrences (*Morzadec-Kerfourn, 1969, 1974*) and bones of domesticated mammals (i.e., *Equus asinus, Ovis aries and Bos spp.*; *Briard et al., 1970*). In core ANE-C3, the middle Bronze Age period is marked by enhanced anthropogenic influence, as shown by a new step of forest decline and by *Cerealia*-type occurrences, while ruderal and adventitious taxa as well as PI percentages (i.e., Asteroideae, *Plantago lanceolata*) remain constant from the late Neolithic ([Figure VI-6b](#)).

Finally at 2.7 ka BP corresponding to the beginning of the Iron Age (i.e., limit C; [Figure VI-6](#)), a third anthropogenic threshold is marked by an increase in ruderal and adventitious taxa, PI signal and the highest occurrences of *Cerealia*-type pollen grains. This trend is synchronous with the sedaDNA pastoral signal that re-increases at 2.6 ka BP ([Figure VI-6b](#)) with *Bos spp.*, Caprinae, and *Canis spp.* traces. At the same time, the increase in detrital input (decreasing Ca/Ti-XRF ratio at 2.9 ka BP; [Figure VI-6a](#)) is likely attributed to human-induced soil erosion driven by the major forest cover reduction in the Kerallé watershed, in a context of intensification of agropastoral activities and metallurgical practices. Since 2.4 ka BP, pollinic signal of pastoralism (i.e., PI; [Figure VI-6b](#)) drastically rise suggesting the predominance of agropastoral activities since the late Iron Age, in the vicinity of the studied site. In parallel, sedaDNA records evidence slight different with significant occurrences of domestic mammals ([Figure VI-6c](#)), and anthropic indicators (e.g., Urticaceae, Asteraceae and Plantaginaceae; [Figure VI-6b](#)) at 2.6, 2.2 and 2.1 ka BP. During the Roman period, the pollinic record depicts continuous anthropogenic signal while the sedaDNA preservation is not optimal with few reads assigned to Viridiplantea (<0.1%) and Metazoa ([Figure VI-5a](#)).

VI. Conclusion and perspectives

This study represents the first attempt to cross palynological (pollen) and sedimentary ancient DNA (sedaDNA) signals (plants and mammals) in a Brittany coastal/fluvial system: the Kerallé valley (northern Brittany, NW France), over the last 7.3 ka BP. This multidisciplinary approach including sedimentological, palynological and paleogenomic analyses, allowed a robust paleoenvironmental reconstruction highlighting i) the sedimentological-geomorphological evolution of the upstream part of the Kerallé valley and ii) past vegetation cover dynamics. Between 7.3 to 6 ka BP, the studied site evolved from a coastal alluvial plain subject to marine incursion, to a fluvial valley submitted to detrital continental inputs, especially from 5.4 ka BP.

Regarding anthropic dynamics, while archeological data points to a human occupation on the Plouescat coastline during the late and middle Neolithic, weak anthropic signal were here recorded in the upstream part of the Kerallé valley. Anthropogenic pressure is unambiguously evidenced in our study at 4.5 ka BP (i.e., end of the Late Neolithic), corresponding to the settlement of the Bell Beaker culture (i.e., the first metallurgist community) in the vicinity of the studied site. The major anthropogenic threshold in pollinic data is recorded at 4 ka BP (i.e., the beginning of the Bronze Age) by clear signs of deforestation and anthropic pollen indicators, while sedaDNA suffer from preservation biases throughout the Bronze Age period. Since 2.7 ka BP (i.e., the Iron Age) a third anthropogenic threshold is highlighted by both proxies, with also occurrences of domesticated mammal sedaDNA arguing for the intensification of local pastoral practices in a largely man-made environment. This multidisciplinary approach increases the knowledge about Holocene coastal environmental changes under both climate and anthropic forcings, promoting the development of this methodology in other coastal sites. However, the sedaDNA conservation bias during the Bronze Age and the Roman period, highlight some limitations. To solve this issue, an extensive analysis of the genomic data (including at the microbial level) is currently underway to gain a deeper understanding of past chemical and physical processes that occurred along the sequence with their related implications on sedaDNA results.

Acknowledgments

This work is part of a PhD thesis (Ophélie David) financed by the UBS (Univ. Bretagne Sud) and UBO (Univ. Brest). This work was supported by ISblue project, Interdisciplinary graduate school for the blue planet (ANR-17-EURE-0015) and co-funded by a grant from the French government under the program "Investissements d'Avenir" embedded in France 2030.

We thank Muriel Georget (EPOC; Univ. Bordeaux) for the ANE-C3 palynological treatments, as well as Nathan Martin and Regis Debruyne for their laboratory assistance in the sedaDNA study of the PADMé core. The bioinformatics analyses have benefited from the Genouest service at the University of Rennes. We also thank the Palgene platform and the Paleogenomics and Molecular Genetics Technical Platform of the MNHN (P2GM) at “Musée de l'Homme”, in Paris.

Some dates were obtained thanks to the French ARTEMIS ¹⁴C-AMS platform, and the others were acquired at the Beta Analytics Laboratory. The authors are grateful to the ZABrI (“Zone Atelier Brest Iroise”, CNRS-INEE) and the ISblue project “SeaLex” for the funding of dating and for fruitful interdisciplinary exchanges about human dynamics and Holocene paleoenvironments.

PART II : Data In Brief

New coastal records in northern Brittany (Plouescat, NW France): Sedimentological, palynological and paleogenomic data over the last 7.3 ka BP

Abstract

The multidisciplinary approach conducted on the coastal cores ANE-C3 and PADMé (48°38'54,5114"N; 4°10'21.3848"W; Kerallé watershed, N-Brittany, NW France) revealed paleoenvironmental trajectories under both relative sea level rise and anthropogenic dynamics over the last 7.3 kyrs BP, in the paper in preparation: “*From a coastal plain to an anthropized fluvial valley (NW Brittany, France): 7.3 kyrs of paleoenvironmental evolution from sedimentology, palynology and paleogenomic*”. The latter paper presents the whole ANE-C3 and PADMé cores dataset discussed in including sedimentological (XRF, grain size), palynological (pollen assemblages) and paleogenomic (plant and mammal sedimentary ancient DNA or sedaDNA) data.

The present study describes complementary sedimentological data (including high resolution photographs and X-ray fluorescent normalization). A special emphasis was placed on the characterization of modern pollinic signal, to accurately defined both modern and fossil anthropogenic pollen indicators in the studied area. Floristic assemblages identified by statistical tests (cluster analysis) on both pollen and sedaDNA records are described. Finally, this paper provides additional information on sedaDNA methodology and treatment.

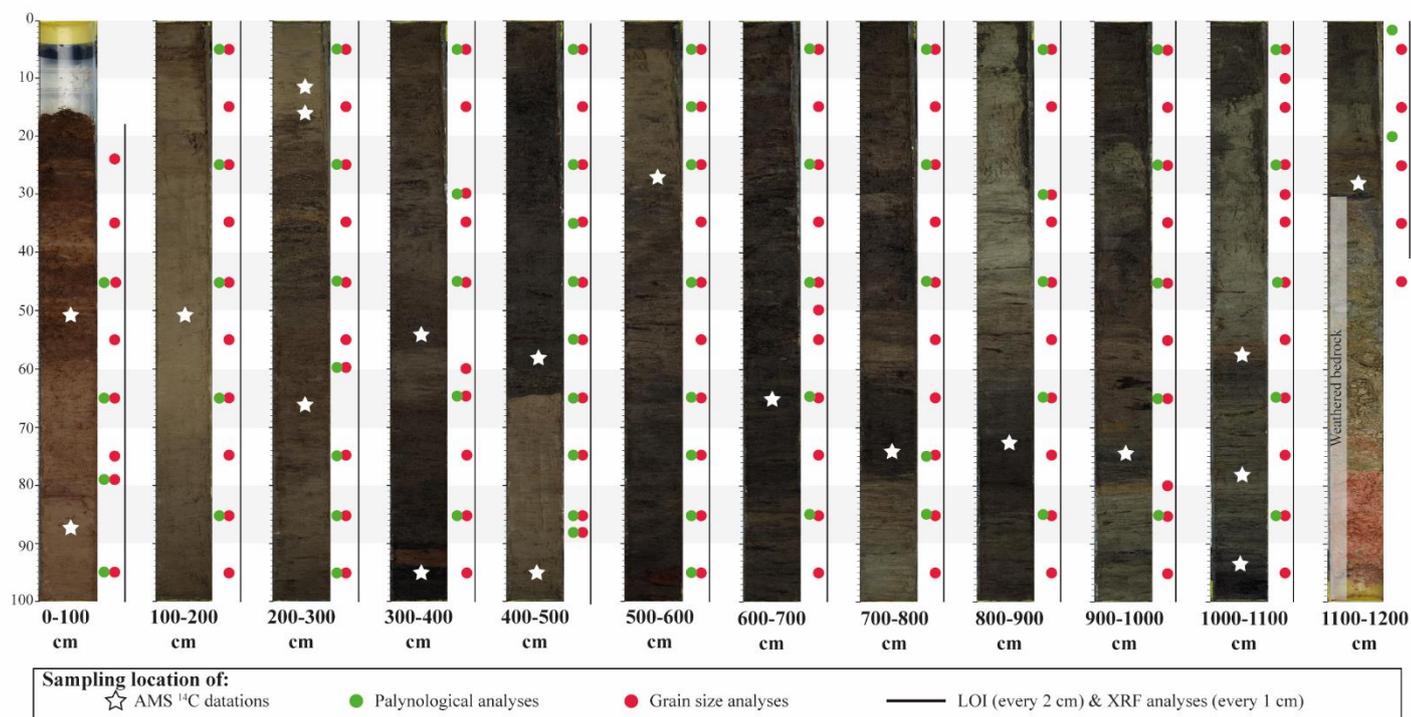
Keywords: paleoenvironmental trajectories, North Brittany, XRF, pollinic assemblages, anthropogenic pollen indicators, sedimentary ancient DNA, cluster analysis

I. Sedimentological datasets

I.1. High resolution photographs of ANE-C3 and PADMé cores

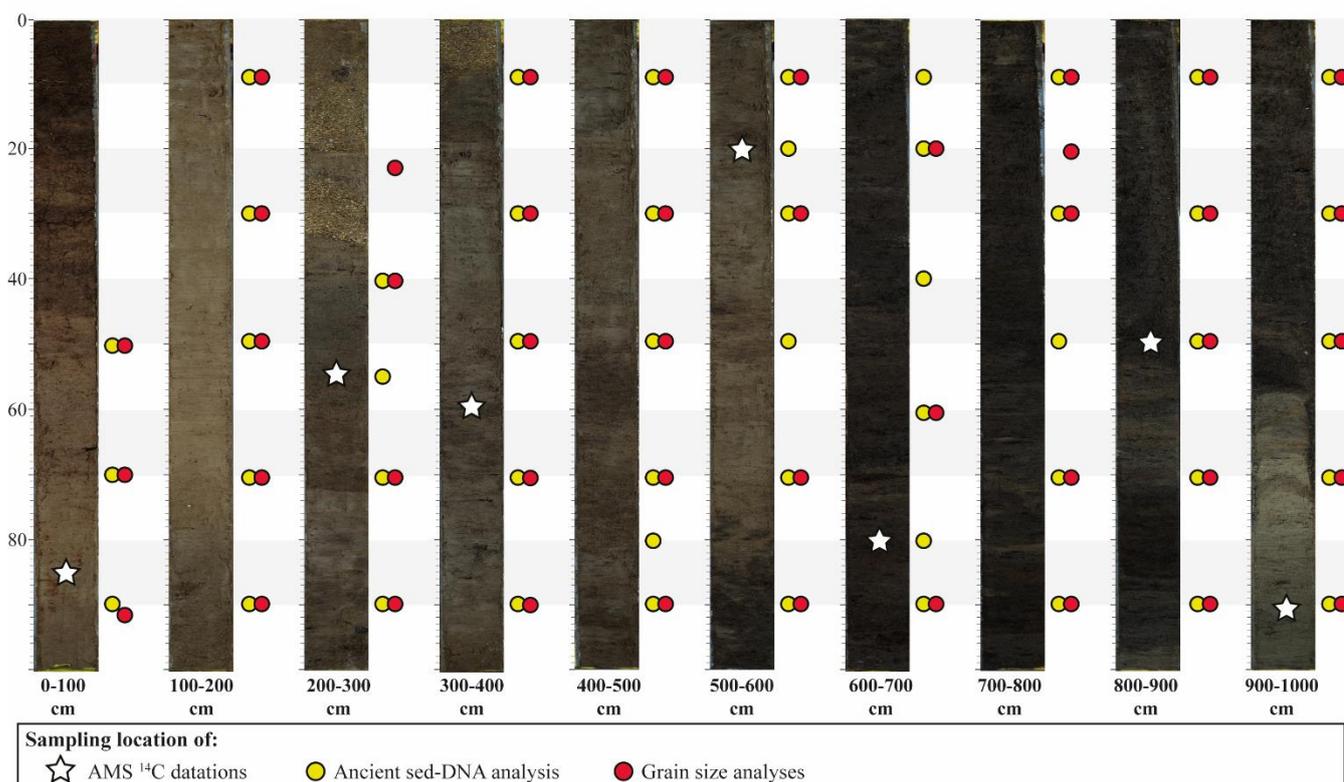
Both studied cores, ANE-C3 and PADMé, were subjected to high resolution pictures allowing a better visualization of sedimentary facies (Supplementary Figure VI-1 and Supplementary Figure VI-2). On these pictures all sampled levels (for datations, grain size, palynological or sed-DNA analyses) are indicated.

Core ANE-C3



Supplementary Figure VI-1 : High-definition pictures of core ANE-C3 and sampling location of the different analyses (stars: AMS-¹⁴C dates / green dots: palynological analyses / red dots: grain-size analyses / black strip: core portion subjected to Loss On Ignition and XRF analyses).

Core PADMé



Supplementary Figure VI-2 : High-definition pictures of core PADMé and sampling location of the different analyses (stars: AMS-¹⁴C dates / yellow dots: sed-DNA analyses / red dots: grain-size analyses).

I.2. X-ray fluorescent (XRF) normalization applied in the study

I.2.1. Correlation matrix methods

A correlation matrix on XRF measurements acquired on core ANE-C3, was performed using the “rcorr” function from “Hmisc” package in R studio software (R Development Core Team, 2021; <http://www.r-project.org/>). The objective is to detect major element co-occurrences, in order to establish ratios for XRF data normalization.

The matrix consists of Pearson correlation coefficient (r), ranging from -1 to 1, attributed between each variable. If $r = -1$ no correlation exists between the two compared elements, while the closer r is to the value 1 the stronger is the correlation between the two compared elements. p-Values allow to express the confidence in the statistical correlation. If $p\text{-value} \leq 0.05$ the correlation confidence in r coefficient is good.

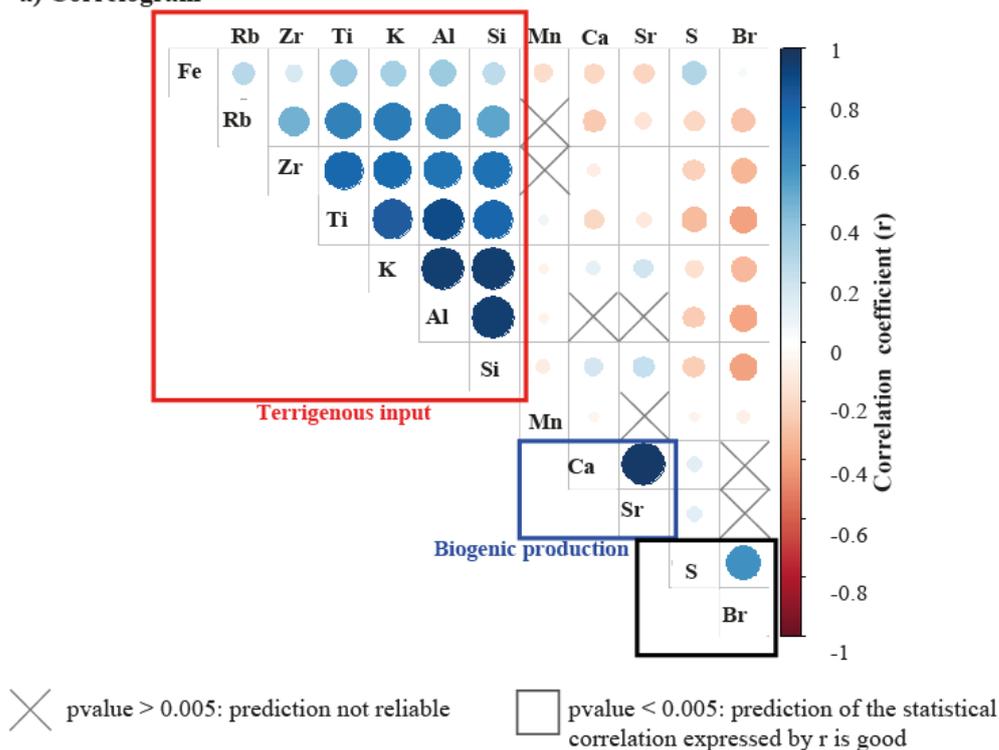
I.2.2. Application of correlation matrix on XRF data

The correlation matrix of XRF count shows strong correlations between two major sets of elements (Supplementary Figure VI-3a). The elements Al-Si-K-Ti-Zr-Rb, and to lesser extent

Fe, display a good positive correlation ($r > 0.67$; Supplementary Figure VI-3a, b). This first group is related to detrital signature (Croudace and Rothwell, 2015). On the other hand, Ca and Sr show a positive correlation ($r = 0.97$; Supplementary Figure VI-3a, b) and are associated with a carbonate signature (Croudace and Rothwell, 2015). Increasing of Ca and Sr-counts are consistent with increasing in carbonate content (CaCO_3 measured by Loss On Ignition analysis). We notice that the high carbonate values of ANE-C3 core display foraminiferal linings occurrences in the palynological slides.

Considering the strong correlation between Al and Si-K-Ti-Zr-Rb elements, marking terrigenous signal, we did not normalize XRF count by Al, as it is generally done (Thomson *et al.*, 2006). To normalize the XRF data, we chose two anti-correlated elements in order to establish ratio according to their paleoenvironmental signature, e.g., Ca/Ti, Sr/Al (carbonate versus detrital sources) and Al/Ca (detrital versus carbonate detrital sources; Supplementary Figure VI-3c).

a) Correlogram



b) XRF element ratios applied in this paleoenvironmental study

- Ca/Ti ratio: Carbonate production / Detrital input
- Sr/Al ratio: Carbonate production / Detrital input
- Al/Ca ratio: Detrital input / Carbonate production

Supplementary Figure VI-3 : a) Correlation matrix performed on XRF data from core ANE-C3. b) Ratios based on correlation coefficient and environmental signature of each element referring to previous studies (Croudace and Rothwell, 2015; Richter *et al.*, 2006).

Positive correlations are displayed in a blue scale while negative correlations are displayed in a red scale.

II. Modern sub-surface and fossil pollen assemblages (Plouescat, NW Brittany)

II.1. Sampling strategy

On core ANE-C3, 66 levels were undertaken every 10 to 20 cm ([Supplementary Figure VI-1](#)).

A complementary palynological study was carried out on modern sub-surface samples, i.e., soils or mosses, considered to be pollen rain collectors. The aim of this additional study is to analyze the modern palynological record around the Kernic Cove (Plouescat) in direct relation to present-day environments, in order to interpret more accurately the fossil data of ANE-C3 core and better characterize the pollinic signature of human disturbances. Samples were taken from strictly coastal (i.e., maritime marshes, coastal meadow) and anthropized (i.e., in the vicinity of paths and roads or in pastoral lands) areas. A total of 7 samples were collected in Marsh 2021, in the vicinity of the Kernic Cove. Sites were chosen according to environmental characteristics, as sedimentological substrate, and vegetation cover (location and descriptive information are given in [Supplementary Figure VI-4a, b](#)). Sampling was generally carried out on moss cushions, allowing to track pollen rain of the last 2 years (*Cundill, 1985, 1991*) or up to 10-15 years (*Bradshaw, 1981; Mulder and Janssen, 1998*), making a suitable analogue for the comparison of fossil pollen spectra.

II.2. Methods: pollen extraction and counting

For mosses, pollen grains were extracted thank to an acetolysis (in Geo-Ocean laboratory, Univ. Bretagne Sud, Vannes). Two chemical treatments were carried out with acetic acid (CH_3COOH) following by addition of acetic anhydride ($\text{C}_4\text{H}_6\text{O}_3$) and sulfuric acid (H_2SO_4). After being placed in a water bath (90°C) for around 8 minutes, the reaction is stopped by adding acetic acid. After centrifugation, the concentrated pollen grain pellet was rinsed several times with distilled water, before being recovered.

When mosses were not available, a sub-surface silty soil was sampled (PL7 sample; [Supplementary Figure VI-4a](#)). For soil samples and sediments from ANE-C3 core the procedure of *de Vernal et al. (1999)*, with chemical (cold 10% HCl and 40-70% HF) and physical (sieving with a 10 μm mesh size nylon) treatment was applied. Strictly considering modern sub-surface soil sample, KOH was added to destroy the remaining organic matter.

To ensure statistically reliable data, a minimum of 150 pollen grains in modern sub-samples and 300 pollen grains in fossil ANE-C3 samples, were identified following *Beug (1961)* and *Reille (1995)* identification keys.

II.3. Modern sub-surface samples

II.3.1. Results

Considering modern samples, 47 species were recorded, reaching a mean diversity of 20 identified taxa, except for two samples PL4 and PL5, with less than 10 identified taxa ([Supplementary Figure VI-4b](#)). These two samples were retrieved in the Keremma dune system in areas covered by *Ammophila arenaria* ([Supplementary Figure VI-4a](#)). A preservation bias caused by sandy substrate can be involved, explaining the low diversity of the sample PL4, presenting a very low pollen content. Moreover, Poaceae are over-represented in the sample PL5 (85%). Considering their very low diversity these two samples were not interpreted (*Hall, 1981*).

The sample PL1 was taken in an anthropized coastal meadow, in a popular place for walking marked by trampling ([Supplementary Figure VI-4a, b](#)). The arboreal pollen signal (21%; [Supplementary Figure VI-4c](#)) is mainly driven by *Alnus* (11%) and *Corylus* (6%). The herbaceous signal (80%) is more diversified (16 identified taxa; [Supplementary Figure VI-4b](#)) and is dominated by Poaceae (23%; [Supplementary Figure VI-4d](#)). Plantaginaceae are well represented with *Plantago lanceolata* (21%), *Plantago coronopus* (6%) and *Plantago* spp. (7%). A relative increase of these species is generally associated to trampling (e.g., *Behre, 1981*; *Marguerie, 1992*; *Magyari et al., 2012*; *Quéré et al., 2008*; *Brun, 2009, 2011*) which is consistent with the sampling area. The other recorded taxa can grow naturally on sandy substrate, and more generally on coastal dune systems (Asteroideae 3%: e.g., *Atriplex laciniata* / Brassicaceae 3%: e.g., *Cakile maritimum* / Cyperaceae 3%: e.g., *Carex arenaria* / Amaranthaceae 2% / Apiaceae 2%; *Quéré et al., 2008*). Ranunculaceae (3%; [Supplementary Figure VI-4d](#)) are reported along the coastal fringe in dune environment (e.g., *Ranunculus bulbosus*, *R. parviflorus*; *Quéré et al., 2008*) or in trampling area (e.g., *Ranunculus sadous*, *R. parviflorus*; *Quéré et al., 2008*).

The sample PL2, carried out in a salt marsh, is obviously dominated by Amaranthaceae (22%) and Poaceae (17%), accompanied by some occurrences of Brassicaceae (2%) and *Armeria maritima* (1.3%; [Supplementary Figure VI-4d](#)), taxa currently found in this type of

environment (Quéré *et al.*, 2008). Urticaceae observed in anthropized area (e.g., alongside dwellings, roads, or cultivated fields; Behre, 1981; Quéré *et al.*, 2008 ; Brun, 2011) reached 3% in this sample (Supplementary Figure VI-4d). The arboreal signal (42%) is well represented and is mainly dominated by *Alnus* (19%), *Pinus* (11%) and *Corylus* (7%).

The PL3 sample was retrieved from a coastal meadow located on a small dune system at the end of the Kernic Cove. Such as expected the herbaceous signal is dominated by Poaceae (15%; Supplementary Figure VI-4d). The trampling markers are well represented (*P. lanceolata* 8%; *Plantago sp.* 3%; *P. coronopus* 3%) while Urticaceae reached 5% (Supplementary Figure VI-4d), reflecting the human disturbance, clearly visible through the paths and fields that surround the site (Supplementary Figure VI-4a, b). The other recorded taxa can grow naturally in particular on sandy substrates (e.g., Brassicaceae 5%; Amaranthaceae 2%; Apiaceae 2%; Quéré *et al.*, 2008). Although very open, this environment records significant percentages of arboreal taxa reaching 48% (Supplementary Figure VI-4c), mainly represented by *Alnus* (16%), *Pinus* (14%) and *Corylus* (13%).

The PL6 sample is located in a coastal meadow, at the transition between the salt marsh and the sandy dune system, near a dried channel (Supplementary Figure VI-4a). As expected, grains of Poaceae are dominant (49%). Given the high diversity (24 identified taxa; Supplementary Figure VI-4b) no preservation bias could explain this Poaceae over-representation, which reflects the surrounding vegetation cover. It is accompanied by taxa typical of back-dune environments (e.g., Brassicaceae, 4% / Asteroideae 4%; Quéré *et al.*, 2008) and *Equisetum sp.* (10%) that can naturally grow in coastal marshes (e.g., *Equisetum arvense*, *E. telmatia*, Quéré *et al.*, 2008). The anthropogenic signal is weak (5%; Supplementary Figure VI-4d) represented by *Plantago lanceolata* (2%), *Plantago sp.* (1%), and occurrences of Urticaceae and *Trifolium* (<1%). Arboreal taxa represent (22%; Supplementary Figure VI-4c) are mainly represented by *Alnus* (10%), *Pinus* (5%), *Quercus* (4%) and *Corylus* (3%).

Finally, in the PL7 sample, carried out in a wet meadow surrounded by cultivated fields, Poaceae reach 10% while trampling indicators are well represented by *Plantago coronopus* (15%), *Plantago sp.* (10%), *Plantago lanceolata* (8%). The signature of Cichorioideae (15%) and Asteroideae (5%) is highly represented in this site (Supplementary Figure VI-4d). These latter are frequently associated with grazing pressure in Europe (Behre, 1981; Hjelle, 1999; Mazier *et al.*, 2006; Florenzano *et al.*, 2015). Other taxa frequently associated with human disturbances as Cyperaceae (9%), Apiaceae (2%) (e.g., wet meadows in Behre, 1981; Hjelle,

1999; Magyari *et al.*, 2012) as well as Brassicaceae (6%) and Amaranthaceae (3%) (e.g., arable indicators in Behre, 1981; Gaillard, 1994; Bun, 2011; Florenzano, 2019) are also recorded in this station. In this sample, the arboreal signal is weaker (13%; Supplementary Figure VI-4c) and is mainly composed of *Pinus* (9%) and *Quercus* (4%).

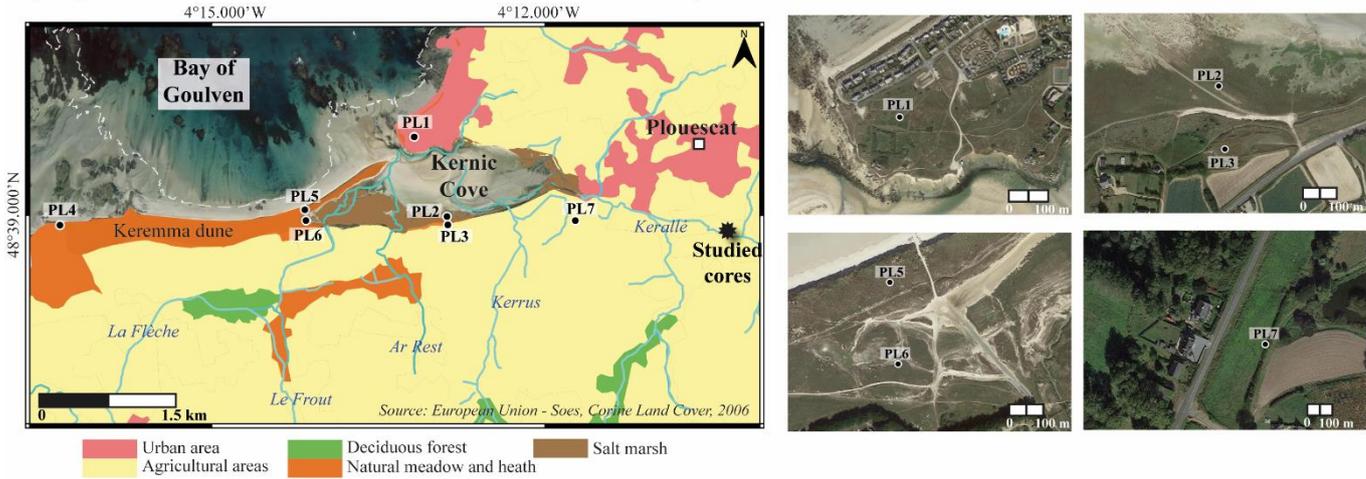
II.3.2. Description of modern pollen assemblages allowing for landscape paleo-reconstruction

- *Arboreal signal in low forested coastal environments*

All samples show a major proportion of arboreal taxa (13% for PL7; ~20% for PL1 and PL6; up to 40% for PL2 and PL3; Supplementary Figure VI-4c) when compared with the low forest cover in the surrounding area (Supplementary Figure VI-4a). This signal is widely observed in previous studies and is explain by high pollen production together with higher dispersion of pollen by arboreal taxa (e.g., Broström *et al.*, 2008; Lambert *et al.*, 2017). Nevertheless, in the studied open coastal settings, the percentages of pollen trees vary considerably from 17% in cultivated fields (PL7) to 48% in a dune grassland (PL3). The productivity of herbaceous taxa present *in situ*, which may differ between cultivated grasslands and dunes, also likely play a role by diluting the inputs of tree pollen grains.

Alnus is the dominant arboreal taxa (except in sample PL7; Supplementary Figure VI-4c), while the samples have been collected in coastal environments away from wetlands and riverbanks, densely occupied by this species. As previously demonstrated, fluvial hydrodynamics is the main factor responsible for *Alnus* and *Corylus* transport and deposition in bays and platform deposits (Lambert *et al.*, 2017; David *et al.*, 2022) but this driver is probably less significant in continental settings of our small coastal watershed. Nevertheless, sampling was carried out in April just after *Alnus* and *Corylus* pollination period, that takes place in winter months (January to March; Bégeot, 1998; Olsen *et al.*, 2000; Puc and Kasprzyk, 2012; Rodríguez-Rajo *et al.*, 2004). This fact can explain their enhanced signal in our modern surface samples. *Pinus* is also well represented in samples (PL2, 3, 6, 7; Supplementary Figure VI-4c), due to high pollen dispersion by aeolian processes, explaining its over representation (Hopkins, 1950; Traverse and Grinsburg, 1966).

a) Vegetation cover around the Kernic Cove and location of modern samples studied

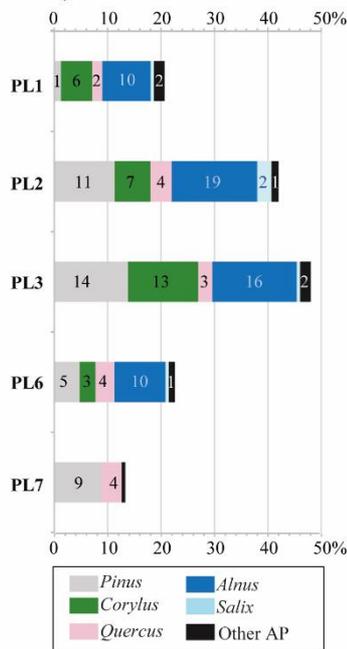


b) Sample characteristics and pollen data

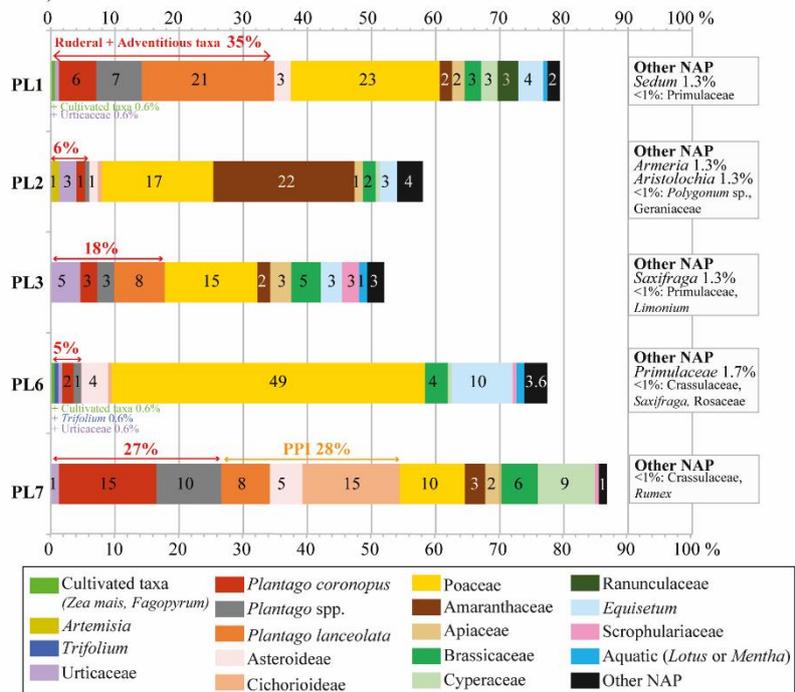
Samples	Environmental characteristics	Sedimentological context	Number of pollen counted	Diversity		
				Arboreal taxa	Herbaceous taxa	Total
PL1	Anthropized coastal meadow	Dune sand deposit	155	8	16	24
PL2	Maritime marsh (Schorre with <i>Halimione</i> , <i>Armeria</i>)	Silty salt marsh	150	7	16	23
PL3	Costal meadow on dune system	Dune sand deposit	152	7	14	21
PL4	Keremma dune (with <i>Ammophila arenaria</i>)	Sandy dune	9	3	4	7
PL5	Top of Ode Vras dune (with <i>Ammophila arenaria</i>)	Sandy dune	168	3	6	9
PL6	Transition between dune and salt marsh, close to a dry channel	Transition between coastal dune and silty salt marsh	168	7	17	24
PL7	Agricultural area - Wet meadow	Silty and clay of polders	158	3	14	17

Low diversity

c) Arboreal taxa



d) Herbaceous taxa



Supplementary Figure VI-4: a) Location of mosses and modern soils collected around the Kernic Cove (Plouescat) and the vegetation cover that surrounding the samples. b) Environmental characteristics (vegetation cover and sedimentary substrate) of the sample and pollinic data. c) Arboreal and d) herbaceous percentages recorded in samples. PPI: Pastoral Pollen Indicators.

• *Focus on anthropogenic pollen indicators*

According to modern palynological signal record around the Kernic Cove (Plouescat), *Plantago lanceolata* is the main indicator of human disturbance (i.e., trampling area, paths and grazing area; respectively samples PL1, PL3 and PL7). However, the simultaneous presence of *Plantago lanceolata*, Cichorioideae and Asteroideae is clearly associated with wet meadows at the local scale of Plouescat (PL7 in [Supplementary Figure VI-4d](#)). Their joint occurrence is common in both mown and grazed vegetation in European regions (*Behre, 1981; Hjelle, 1999; Mazier et al., 2006, 2009; Ejarque et al., 2011*). Also, Cichorioideae is recognized as one of the main pollen indicators reflecting animal breeding and pasturelands in both northern (Finland; *Vuorela, 1970*) and Mediterranean (Italy; *Florenzano et al., 2015; Florenzano, 2019*) regions. Synchronous increase of *Plantago lanceolata*, Cichorioideae and Asteroideae in fossil assemblages is consequently assumed to indicate local grazing activities, allowing to classify them as Pastoral Pollen Indicators (PPI; *Mazier et al., 2009*).

Moreover, around the Kernic Cove, *Plantago coronopus*, *Plantago* sp. and Urticaceae are frequently found in the vicinity of anthropized area (PL1, 2 and 3 in [Supplementary Figure VI-4d](#)). Plantaginaceae are commonly attributed to footpath ruderal communities (*Marguerie, 1992; Quéré et al., 2008; Brun, 2009; Magyari et al., 2012*). Urticaceae, a nitrophilous species, is found in varied anthropized environment, belonging to both ruderal (i.e., paths, dwelling) and adventitious (i.e., arable land) communities (*Behre, 1981; Marguerie, 1992; Quéré et al., 2008; Brun, 2011*). Not well recorded in our modern samples, *Trifolium* and *Rumex acetosa/acetosella* (<0.6%) are also reported in various anthropized environment (wet meadows, pastures, paths, arable lands; *Behre, 1981; Hjelle, 1999; Brun, 2009; Magyari et al., 2004*). Only detected in fossil records of the ANE-C3 core, *Centaurea cyanus*, *Papaver*, *Polygonum aviculare* are strictly associated to farming activities (*Marguerie, 1992; Brun, 2009, 2011*). To visualize the anthropogenic influence, we have chosen to sum the ruderal and adventitious taxa (i.e., *Rumex acetosa*-type, *Polygonum aviculare*, *Polygonum nigra*, *Centaurea cyanus*, Urticaceae, *Trifolium*) in fossil records. On the contrary, potential PPI including *Plantago lanceolata* and Asteraceae (i.e., Cichorioideae, Asteroideae) are represented separately ([Supplementary table VI-1](#)).

Other taxa are assigned to pastureland and/or ruderal communities in exclusively continental environments, such as Brassicaceae, Amaranthaceae, Apiaceae or Cyperaceae (e.g., *Behre, 1981; Gaillard et al., 1994; Hjelle, 1999; Brun, 2011; Mazier et al., 2006; Ejarque et al., 2011; Florenzano, 2019*). Given that these taxa grow naturally in a variety of coastal habitats (*Quéré et al., 2008*; PL1, 2, 3 in [Supplementary Figure VI-4d](#)), their anthropogenic signature requires

caution in our studied case. Therefore, these families have not been included among the ruderal and adventitious group (Supplementary table VI-1).

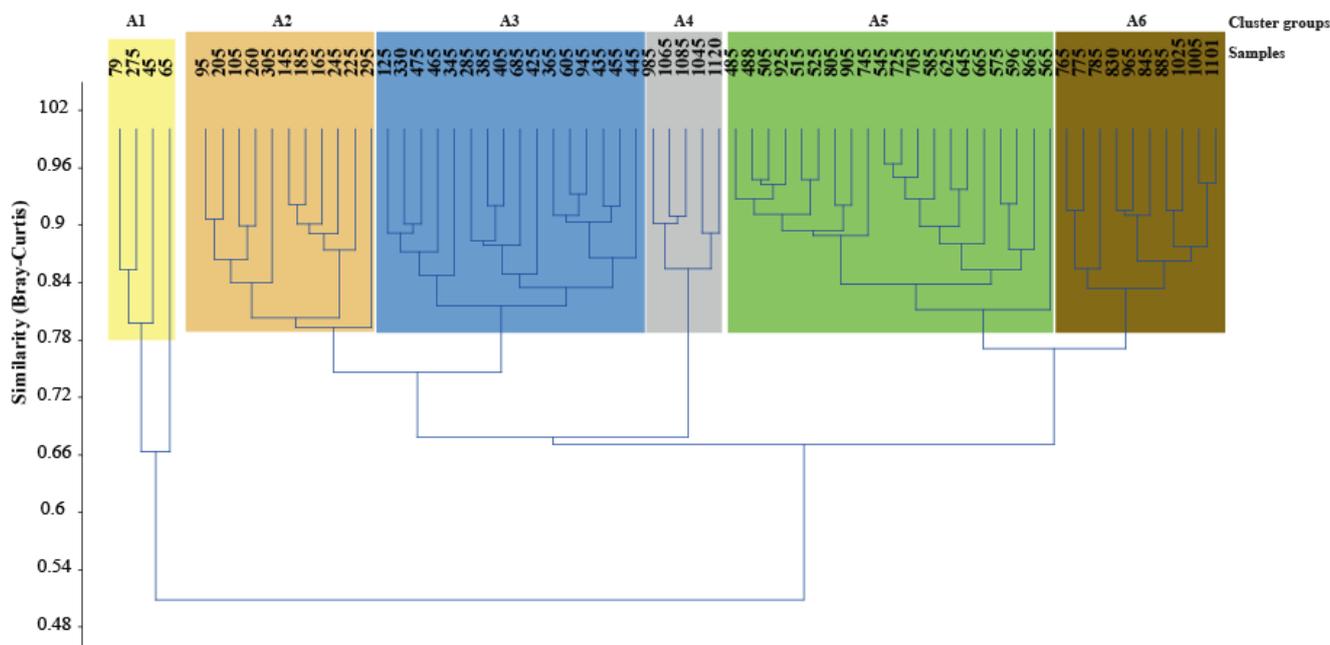
		Pasture/Grazing	Footpath and ruderal communities	Arable Indicators	Fallow land	Grow naturally in coastal area
Taxa record in modern palynological signal of Plouescat	** <i>Plantago lanceolata</i>	++	++			
	** <i>Plantago coronopus</i>		+			Rocky cliffs
	** <i>Plantago sp.</i>		+			
	Cichorioideae	+++				
	Asterioideae	++				
	** <i>Urticaceae</i>		+	+		
	Cyperaceae					Dune grassland
	Brassicaceae					Dune grassland
	Apiaceae					Dune grassland
	Ranunculaceae					Dune grassland
	Amaranthaceae					Maritime marsh
	** <i>Trifolium</i>		+	+		
<i>Cerealia</i> -type				+++		
Taxa not record in modern signal but present in fossil record	** <i>Rumex acetosa/acetosella</i>		+	+		
	** <i>Artemisia</i>		+	+		
	** <i>Papaver</i>			++		
	** <i>Centaurea Cyanus</i>			++		
	** <i>Polygonum aviculare</i>			++		
Cannabaceae			+			

PPI: Pastoral Pollen Indicators
** Ruderal and adventitious taxa
Cultivated taxa

Supplementary table VI-1: The principal anthropogenic pollen indicators recorded in Plouescat (in both modern and fossil samples) and their occurrence in various anthropized and/or natural environment (according to Behre, 1981; Hjelle, 1999; Marguerie, 1992; Quéré et al., 2008; Brun, 2009; Magyari et al., 2012 classification).

II.4. Cluster analysis on ANE-C3 core samples

In order to better interpret the pollen spectra and their respective environmental signature, a similarity-based cluster was performed. The Past program v 1.75 b (Hammer et al., 2001) was used to construct this cluster, with Bray-Curtis similarity measure. Among the 66 counting levels, cluster analysis, performed on pollen percentages with the exclusion of local taxa (i.e., Cyperaceae, aquatic taxa and the riparian trees *Alnus*), highlights 6 main assemblages (Supplementary Figure VI-5) that have been attributed to various environments synthetized in Supplementary Table VI-2. A color is assigned to each cluster and reported on the corresponding depth of the assemblage in core ANE-C3 (Figure VI-4 in the main paper).



Supplementary Figure VI-5 : Cluster analysis performed on the pollen percentages of ANE-C3 core (Algorithm: Paired Group / Similarity index: Bray-Curtis).

Assemblages	Main taxa (>2%)	Environmental signature
A1	Poaceae 47% / <i>Corylus</i> 20% / Cichorioideae 8% / <i>Quercus</i> 6% / Asteroideae 4% / Ruderals and adventitious taxa 3% / <i>Plantago lanceolata</i> 2%	Open and anthropized environment (agro-pastoral practices)
A2	<i>Corylus</i> 34% / Poaceae 31% / <i>Quercus</i> 8% / Cichorioideae 7% / Asteroideae 3% / Ruderals and adventitious taxa 4%	Open and anthropized environment (agro-pastoral practices)
A3	<i>Corylus</i> 49% / Poaceae 26% / <i>Quercus</i> 11% / <i>Hedera</i> 2%	Landscape openings
A4	<i>Corylus</i> 33% / <i>Quercus</i> 26% / Poaceae 19% / Amaranthaceae 7% / <i>Betula</i> 2% / <i>Ulmus</i> + <i>Tilia</i> 2%	Proximity of maritime marsh + Wooded environment
A5	<i>Corylus</i> 67% / <i>Quercus</i> 14% / Poaceae 7% / <i>Hedera</i> 3%	Wooded environment
A6	<i>Corylus</i> 50% / <i>Quercus</i> 19% / Poaceae 11% / Amaranthaceae 5% / <i>Ulmus</i> + <i>Tilia</i> 3% / <i>Hedera</i> 2% / <i>Pinus</i> 2%	Proximity of maritime marsh + Wooded environment

Supplementary Table VI-2 : Description of the main assemblages defined by cluster analysis (i.e., main taxa and paleoenvironmental signature).

III. Ancient sedimentary DNA (sedaDNA)

III.1. Methodology

III.1.1. Laboratory procedures

Laboratory work was conducted in clean rooms dedicated to ancient DNA at the Musée de l’Homme in Paris (P2GM platform). These rooms are subdivided into dedicated facilities for sample preparation, stock solution setup, and DNA extraction through library preparation.

III.1.2. DNA extractions

Subsamples were extracted following a modified version of the *Dabney et al. (2013)* extraction protocol consisting in a cold spin extraction method (*Murchie et al 2021*). The DNA was extracted from 250 mg of sediment as follows. First, we performed a pre-lysis step adding 500 μ l of SLB1 solution (50mM Tris-Cl, 1,25% SDS, 25mM CaCl₂, 6,25% PVP, 100mM DTT) in a PowerBead tube, vortexed for 15 minutes at high speed. Then, we digested at 35°C overnight under slight agitation in an orbital shaker by adding proteinase K (concentration of 0.25 mg/mL). After a centrifugation of 5 minutes at 10,000 g to pellet the debris, we transferred 650 μ l of clear lysate to 13 volumes of binding buffer (5 M Guanidinium Hydrochloride, 40% isopropanol, 120 mM sodium acetate pH 5.3 and 0.05% tween-20) and centrifuged for 3 h at 3000 g and 4°C. Supernatants were transferred in a large volume column (High Pure Viral Nucleic Acid Large Volume Kit, Roche). We centrifuged the columns at 1000 G for 2 minutes and then processed the detachable silica filter in 2 ml microtubes. We rinsed the columns (1 minute at 6500 G) once with 500 μ l of inhibitor removal buffer and twice with 450 μ l of wash buffer from the kit. We performed a final centrifugation in two rounds of 1 minute at 15000 G to dry the silica membrane and eluted the extracted DNA in 25 μ l of warm EBT buffer (EB buffer from Qiagen supplemented with 0.05% of tween-20) for a final extraction volume of 50 μ l. DNA extractions were performed per batch of 16 (15 samples plus 1 extraction blank).

III.1.3. Libraries preparation

Ten microliters of DNA extract were processed for each sample and extraction blank. We performed the double-stranded DNA end polishing using the NEBnext End-Repair module (NEB) in 45 μ l reaction volumes as per manufacturer recommendations. We then performed the truncated P5/P7 adapter ligation by using the NEBnext Quick Ligation module (NEB) with 10 U of T4 DNA ligase and 500 nM of both adapters per 40 μ l reaction (1 hour at 22 °C). Purifications after both end repair and ligations steps were performed using minelute purification columns (Qiagen) with EB buffer supplemented with 60 mM Sodium acetate pH 5.3 (as per manufacturer recommendation) and using EBT buffer for final elution. We performed the fill-in reaction of ligation products using 8 U of Bst large fragments in 30 μ l reaction volumes at 37°C for twenty minutes and then inactivated the enzyme by heating the reaction at 80°C for twenty minutes. Indexing was performed from 6 μ l of the library through a qPCR indexing reaction in a final volume of 40 μ l (1X SSO, 500nM of each primer i5 and i7), allowing an adjustment of the number of cycles needed. Libraries were all sequenced on a partial Illumina NovaSeq 6000 SP lane (100 cycles) at the ICM (Paris Brain Institute).

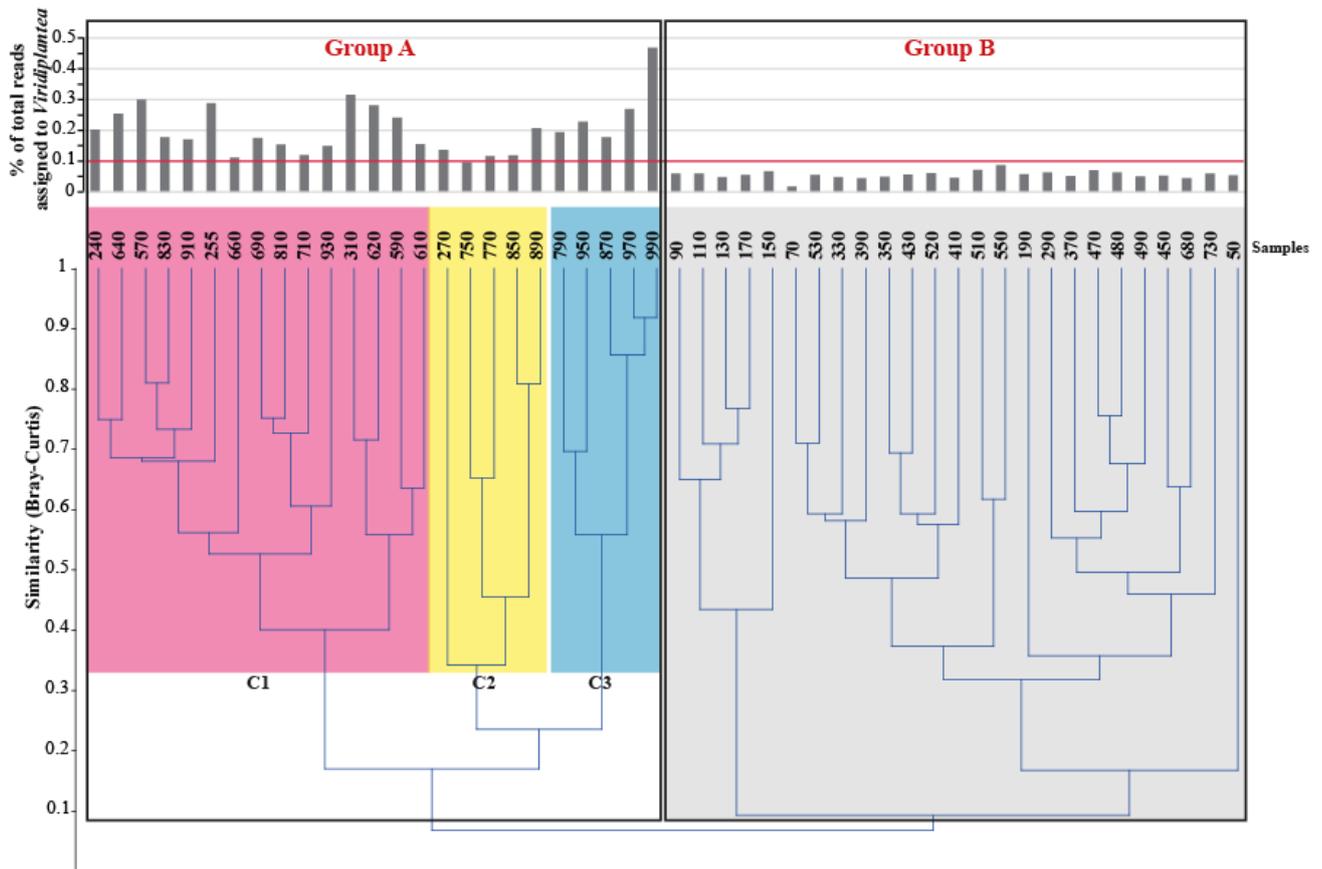
	Taxon	Species	Reference sequence accessions		
			Genome	Chloroplast	Mitochondrion
Asteroidaeae	<i>Aster</i> spp.	<i>Aster indicus</i>	/	NC_040126.1	/
	<i>Cirsium</i> spp.	<i>Cirsium arvense</i>	/	NC_036965.1	/
	<i>Tanacetum</i> spp.	<i>Tanacetum coccineum</i>	GCA_026074375.1	NC_047308.1	/
	<i>Helianthus</i> spp.	<i>Helianthus annuus</i>	GCF_002127325.2		
	<i>Cynara</i> spp.	<i>Cynara cardunculus</i>	GCF_001531365.2	NC_066017.1	/
Cichorioideae	<i>Sonchus</i> spp.	<i>Sonchus pustulatus</i>	/	NC_063463.1	/
	<i>Hypochaeris</i> spp.	<i>Hypochaeris radicata</i>	/	NC_044795.1	/
	<i>Lactuca</i> spp.	<i>Lactuca sativa</i>	GCF_002870075.4		
Betulaceae	<i>Alnus</i> spp.	<i>Alnus glutinosa</i>	GCA_003254965.1	MG386363	/
	<i>Corylus</i> spp.	<i>Corylus avellana</i>	GCA_901000735.2	MN082371	/
	<i>Betula</i> spp.	<i>Betula pendula</i>	GCA_900184695.1	LT855378.1	LT855379.1
	<i>Carpinus</i> spp.	<i>Carpinus viminea</i>	GCA_013348765.1	NC_039939.1	/
	<i>Ostrya</i> spp.	<i>Ostrya trichocarpa</i>	/	KY088271.1	/
	<i>Ostryopsis</i> spp.	<i>Ostryopsis nobilis</i>	/	NC_040001.1	/
Euphorbiaceae	<i>Euphorbia</i> spp.	<i>Euphorbia peplus</i>	GCA_028411795.1	NC_058989.1	/
	<i>Ricinus</i> spp.	<i>Ricinus communis</i>	GCF_019578655.1	GCF_000151685.1	NC_015141.1
Fabaceae	<i>Lupinus</i> spp.	<i>Lupinus angustifolius/ Lupinus luteus</i>	GCF_001865875.1	NC_023090.1	/
	<i>Vicia</i> spp.	<i>Vicia sativa</i>	GCA_021764765.1		KC189947.1
	<i>Lotus</i> spp.	<i>Lotus japonicus</i>	GCA_012489685.2		
	<i>Medicago</i> spp.	<i>Medicago truncatata</i>	GCF_003473485.1		
	<i>Melilotus</i> spp.	<i>Melilotus officinalis</i>	/	NC_070051.1	/
	<i>Trifolium</i> spp.	<i>Trifolium pratense</i>	GCF_020283565.1		
	Fagaceae	<i>Quercus</i> spp.	<i>Quercus robur</i>	GCF_932294415.1	NC_046388
<i>Castanea</i> spp.		<i>Castanea mollissima</i>	GCA_014183005.1	MW044606	OP895669/OP895670
<i>Fagus</i> spp.		<i>Fagus sylvatica</i>	GCA_907173295.1		OU015761.1/OU015762.1
Juglandaceae	<i>Juglans</i> spp.	<i>Juglans regia</i>	GCF_001411555.2		/
Juncaceae	<i>Juncus</i> spp.	<i>Juncus effusus</i>	GCA_024447645.1	NC_059754.1	NC_069588.1
Linaceae	<i>Linum</i> spp.	<i>Linum usitatissimum</i>	GCA_010665275.2	NC_036356.1	/
Plantaginaceae	<i>Callitriche</i> spp.	<i>Callitriche palustris</i>	/	MW774642.1	/
	<i>Digitalis</i> spp.	<i>Digitalis purpurea</i>	/	NC_068046.1	/
	<i>Plantago</i> spp.	<i>Plantago lanceolata</i>	GCA_028659135.1	NC_068049.1	/
Equisetaceae	<i>Equisetum</i> spp.	<i>Equisetum arvense</i>	/	NC_014699.1	
Polygonaceae	<i>Rumex</i> spp.	<i>Rumex acetosa</i>	/	NC_042390.1	/
	<i>Persicaria</i> spp.	<i>Persicaria amphibia</i>	/	NC_071233.1	/
	<i>Fagopyrum</i> spp.	<i>Fagopyrum esculentum</i>	/	NC_010776.1	/
	<i>Rheum</i> spp.	<i>Rheum nobile</i>	GCA_027886185.1	NC_046506.1	/
Ranunculaceae	<i>Ranunculus</i> spp.	<i>Ranunculus occidentalis</i>	/	NC_031651.1	/
	<i>Anemone</i> spp.	<i>Anemone nemorosa</i>	/	NC_066446.1	/
	<i>Oxygraphis</i> spp.	<i>Oxygraphis glacialis</i>	/	NC_041538.1	/
Rosaceae	<i>Malus</i> spp.	<i>Malus domestica</i>	GCF_002114115.1	OX352779.1	NC_018554.1
	<i>Pyrus</i> spp.	<i>Pyrus communis</i>	GCA_008932095.1	MN577870	OM763766.1
	<i>Prunus</i> spp.	<i>Prunus persica</i>	GCF_000346465.2	MT984561.1	/
	<i>Rubus</i> spp.	<i>Rubus idaeus</i>	GCA_030142095.1	MW801330.1	/
	<i>Sorbus</i> spp.	<i>Sorbus aucuparia</i>	/	NC_052878	ON478177.1
Urticaceae	<i>Urtica</i> spp.	<i>Urtica dioica</i>		NC_064948.1	
Vitaceae	<i>Vitis vinifera</i>	<i>Vitis vinifera</i>	GCF_000003745.3_12X_genomic		
	<i>Vitis riparia</i>	<i>Vitis riparia</i>	GCF_004353265.1_EGFV_Vit.rip_1.0_genomic		/

	Taxon	Species	Reference sequence accessions		
			Genome	Chloroplast	Mitochondrion
Cyperaceae	<i>Bolboschoenus</i> spp.	<i>Bolboschoenus planiculmis</i>	/	NC_058998.1	OK539702.1
	<i>Carex</i> spp.	<i>Carex myosuroides</i>	GCA_028015225.1	NC_063519.1	/
	<i>Cyperus</i> spp.	<i>Cyperus difformis</i>	/	NC_061302.1	/
	<i>Eleocharis</i> spp.	<i>Eleocharis cellulosa</i>	/	NC_047448.1	/
	<i>Isolepis</i> spp.	<i>Isolepis setacea</i>	/	NC_056187.1	/
Poaceae	<i>Aegilops</i> spp.	<i>Aegilops tauschii</i>	GCF_002575655.2	NC_022133.1	/
	<i>Triticum</i> spp.	<i>Triticum aestivum</i>	GCF_018294505.1	MN605257	GU985444.1
	<i>Avena</i> spp.	<i>Avena sativa</i>	GCA_916181665.1	MK336398	/
	<i>Hordeum</i> spp.	<i>Hordeum vulgare</i>	GCF_904849725.1	MN171383.1	MN127974.1
	<i>Seccale</i> spp.	<i>Secale cereale</i>	GCA_902687465.1	OL688773.1	/
	<i>Phragmites</i> spp.	<i>Phragmites australis</i>	GCA_958298935.1	MW287626.1	OY282636.1
	<i>Agrostis</i> spp.	<i>Agrostis stolonifera</i>	/	NC_008591.1	OQ695465
	<i>Brachypodium</i> spp.	<i>Brachypodium distachyon</i>	GCF_000005505.3	NC_011032.1	/
	<i>Digitaria</i> spp.	<i>Digitaria exilis</i>	JACEFO000000000	OK637269.1	/
	<i>Glyceria</i> sp	<i>Glyceria septentrionalis</i>	/	MN983110.1	/
	<i>Lolium</i> sp	<i>Lolium perenne</i>	GCF_019359855.1	AM777385.2	JX999996.1
	<i>Setaria</i> spp.	<i>Setaria digitata</i>	GCA_003640385.1	NC_028075.1	/
	<i>Sporobolus</i> spp.	<i>Sporobolus alterniflorus</i>	GCA_008808055.3	MT111317.1	MT471321.1
<i>Eleusine</i> spp.	<i>Eleusine indica</i>	GCA_030378355.1	NC_030486.1	/	
Amaranthaceae	<i>Amaranthus</i> spp.	<i>Amaranthus tricolor</i>	GCF_026212465.1		OP177685.1, OP177684.1, OP177683.1
Mammals	<i>Bos</i> spp.	<i>Bos taurus</i>	GCF_002263795.2	/	NC_006853.1
	<i>Ovis</i> spp.	<i>Ovis aries</i>	GCF_016772045.1	/	NC_001941.1
	<i>Capra</i> spp.	<i>Capra hircus</i>	GCF_001704415.2	/	NC_005044.2
	<i>Canis</i> spp.	<i>Canis lupus familiaris</i>	GCF_000002285.5	/	NC_002008.4
	<i>Equus</i> spp.	<i>Equus caballus</i>	GCF_002863925.1	/	NC_001640.1
	<i>Capreolus</i> spp.	<i>Capreolus capreolus</i>	GCA_951849835.1	/	NC_020684.1
	<i>Cervus</i> spp.	<i>Cervus elaphus</i>	GCF_910594005.1	/	NC_007704.2
	<i>Sus</i> spp.	<i>Sus scrofa</i>	GCF_000003025.6	/	NC_000845.1

Supplementary Table VI-3: List of reference genome sequences of species of interest used for mapping.

III.2. Cluster analysis performed on sedaDNA data of core PADMé to better characterize floristic assemblages

The Past program v 1.75 b (Hammer *et al.*, 2001) was used to construct cluster between samples of PADMé, using Bray-Curtis similarity measure. This analysis was performed on the number of reads assigned to each plant taxa. Cluster analysis highlights 2 mains groups: group A bringing the samples with more than 0.1% of total reads assigned to Viriplantae, and group B with less than 0.1% of total reads assigned to Viriplantae (Supplementary Figure VI-6). In this study we consider 0.1% as a reliable minimum threshold for the interpretation Viridiplantae taxa (Pedersen *et al.*, 2016). In group A, 3 assemblages are identified (Supplementary Figure VI-6) and are described in Supplementary Table VI-4. A color is assigned to each cluster in order to show the depth where the assemblages occur in core PADMé (Figure VI-5 in main the paper).



Supplementary Figure VI-6: Cluster analysis performed on read assigned to plants (Algorithm: Paired Group / Similarity index: Bray-Curtis). Group A: more than 0.1% of total reads assigned to Viridiplantae. Group B: less than 0.1% of total reads assigned to Viridiplantae.

Assemblages	Mean number of assigned reads to plant node (only taxa > 10 assigned reads)										
C1	Betulaceae	<i>Corylus</i>	<i>Alnus</i>	Poaceae	<i>Carpinus</i>	<i>Quercus</i>	Ranunculaceae	<i>Callitriche</i>	<i>Betula</i>	Fagaceae	Rosaceae
	641	618	466	197	161	152	80	72	57	31	45
C2	<i>Prunus</i>	<i>Malus</i>	Cyperaceae	Fabaceae	<i>Juncus</i>	Asteraceae	Juglandaceae	<i>Rubus</i>			
	34	29	21	17	15	11	11	11			
C3	Poaceae	Cyperaceae	<i>Phragmites</i>	<i>Callitriche</i>	<i>Corylus</i>	Betulaceae	<i>Quercus</i>	<i>Alnus</i>			
	494	348	118	93	83	44	19	19			
C3	Poaceae	<i>Phragmites</i>	<i>Corylus</i>	Cyperaceae	Betulaceae	<i>Juncus</i>	<i>Callitriche</i>	<i>Quercus</i>	Asteraceae	<i>Alnus</i>	<i>Carpinus</i>
	4053	1300	175	163	113	98	58	38	32	26	17

Supplementary Table VI-4: Description of the sub-assemblages of the cluster group A.

CHAPITRE VII - SYNTHÈSE

Reconstitutions des paléoenvironnements côtiers bretons à l'Holocène : interactions entre dynamiques sédimentaires, climatiques et anthropiques

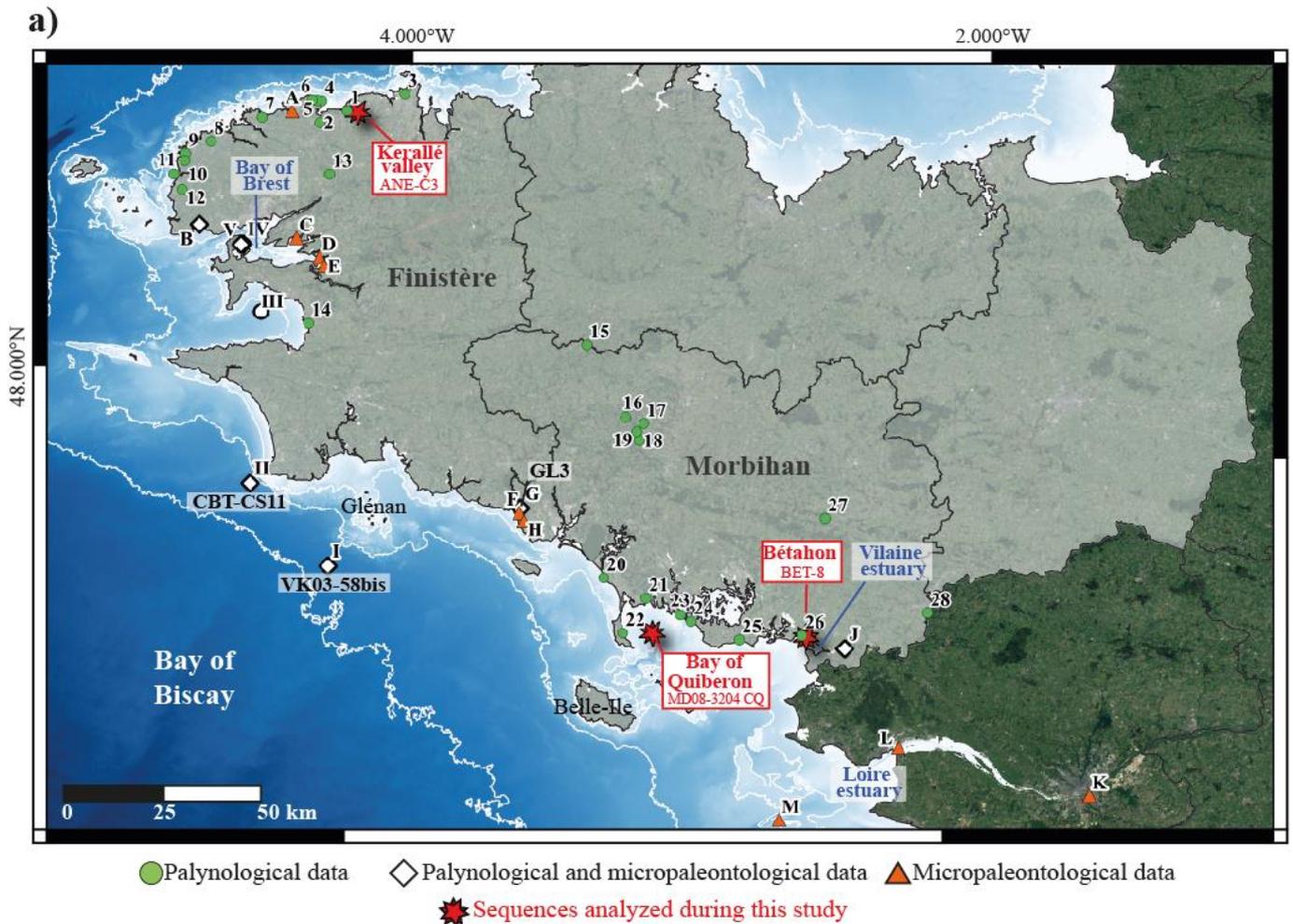
AVANT-PROPOS

Situées à l'interface Terre/Mer, les zones côtières sont en perpétuelle mutation tout au long de l'Holocène (i.e. derniers 11,7 kyr BP) sous l'effet conjugué de la variabilité climatique, de la transgression marine post-glaciaire et de l'impact anthropique croissant depuis le Néolithique. Ces zones côtières, comprenant une grande diversité de milieux et de ressources, sont des lieux privilégiés ayant permis l'installation et l'évolution des communautés humaines. Ainsi, comprendre les trajectoires passées de ces systèmes est essentiel pour déterminer des hypothèses ou scénarii de trajectoires futures.

Ce travail doctoral a consisté à **alimenter et étayer le corpus de données paléoenvironnementales de la région Bretagne** (présenté en [Figure VII-1](#)), via l'étude de **trois séquences sédimentaires longues et continues issues de milieux** : i) côtier continental (carotte ANE-C3, vallée fluviale du Kerallé, nord Finistère ; [Chapitre VI p.235](#)), ii) estuarien (carotte BET-8, marais maritime de Bétahon, Morbihan, sud Bretagne ; [Chapitre IV p. 107](#)), et iii) baie peu profonde (carotte MD08-3204 CQ ; baie de Quiberon, plateau continental sud-armoricain ; [Chapitre V p. 193](#)) ([Figure VII-1](#)).

Dans ce dernier chapitre, l'objectif est de synthétiser les résultats obtenus pour les trois sites d'étude afin de les discuter dans un cadre régional. Cette synthèse est scindée en deux parties afin de discuter les résultats acquis au regard des deux axes de recherche développés dans ce travail doctoral (cf. [Figure 0-1](#) en Introduction de ce manuscrit) qui visent à :

- **retracer la dynamique du remplissage sédimentaire et, plus généralement, la transformation des systèmes côtiers face à la transgression marine holocène** ([Axe 1 p. 300](#))
- **reconstituer la part induite par les forçages hydro-climatiques et anthropiques sur l'évolution des paléoenvironnements bretons holocènes** ([Axe 2 p. 312](#)).



b)		N°	Site	Temporal extension (Cal BP)	Cultural period	Proxy studied
Multiproxies studies carried out on marine sequences	I	Grande-Vasière, Glénan sector (core VK03-58bis)	10 201–1 471	Mesolithic to Middle-Age	<i>Naughton et al., 2017</i> : Sedimentology & Pollen grains / <i>Goubert pers. comm.</i> : Foraminifera	
	II	Grande-Vasière, Penmarc'h sector (core CBT-CS11)	6 152 - 317	Neolithic to modern period	<i>Mojtahid et al., 2019</i> : Sedimentology & Foraminifera <i>Penaud et al., 2020</i> : Pollen & Dinocysts	
	III	Bay of Douarnenez (core VC2012-08-PQP)	9668–798	Mesolithic to Middle-Age	<i>Lambert et al., 2019</i> : Sedimentology, Pollen grains & Dinocysts	
	IV	Bay of Roscanvel (core KS-24)	9 214–9 092	Mesolithic	<i>Lambert et al., 2019</i> : Sedimentology, Pollen grains, Dinocysts & Foraminifera	
	V	Bay de Roscanvel (core A)	6 627–5 333	Neolithic	<i>Lambert et al., 2019</i> : Sedimentology, Pollen grains, Dinocysts & Foraminifera	
Multiproxies studies carried out on coastal and estuarine sequences	A	Maritime marsh of Tresseny (core G-C2)	4 530–500	Neolithic to modern period	<i>Stéphan et al., 2015</i> : Sedimentology & Foraminifera	
	B	Peat bog of the Porsmilin beach (carotte PM3 & PM4)	7 054–762	Neolithic to Middle Age	<i>Fernane et al., 2014</i> : Sedimentology, Pollen grains & Chironomid	
	C	Maritime marsh of Porzguen (core P-C2)	5 509–3 773	Neolithic to Bronze Age	<i>Stéphan et al., 2015</i> : Sedimentology & Foraminifera	
	D	Maritime marsh of Troaon (core T-C2)	6 242–850	Neolithic to modern period	<i>Stéphan et al., 2015</i> : Sedimentology & Foraminifera	
	E	Maritime marsh of Arun (core A-C14)	2 822–483	Iron Age to modern period	<i>Stéphan et al., 2015</i> : Sedimentology & Foraminifera	
	F	Grand loe'h of Guidel (core LOC'H 02/05L)	6021–2 269	Neolithic to Iron Age	<i>Tiercelin et al., 2007</i> : Sedimentology & Foraminifera	
	G	Loc'h of Guidel (cores GL1 & GL3)	7 523–1 197	Neolithic to Gallo-Roman period	<i>Fernane, 2014</i> : Sedimentology & Foraminifera <i>Fernane et al., 2015</i> : Sedimentology & Pollen	
	H	Loc'h of Lannéec (Guidel; core LA-I)	6 266–2 425	Neolithic to Iron Age	<i>Tiercelin et al., 2007</i> : Sedimentology & Foraminifera	
	I	Kerzine pond (core KZH)	7 204–384	Mesolithic to modern period	<i>Fernane, 2014</i> : Sedimentology & Foraminifera	
	J	Vilaine valley - Arzal (core n°3)	11 894–5 284	Mesolithic to Neolithic	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains <i>Traini, 2008</i> : Sedimentology & Foraminifera	
	K	Loire valley - IIsand of Nantes	8 680–1 650	Mesolithic to Gallo-Roman period	<i>Delaine et al., 2014</i> : Sedimentology & Foraminifera	
	L	Loire estuary (core SC05)	3 921–510	Bronze Age to modern period	<i>Durand et al., 2016</i> : Sedimentology & Foraminifera	
M	Loire estuary (core KV14bis)	2 555–225	Iron Age to modern period	<i>Durand et al., 2018</i> : Sedimentology & Foraminifera		
Palynological study carried out on coastal peat bog and continental sequences	1	Porsguen beach (Plouescat)	4605–3651	Neolithic to Bronze Age	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
	2	Coastal strike of Goulven	/	Neolithic to Bronze Age	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
	3	Jugan beach (Santec)	~2 417	Iron Age	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
	4	Plounéour Trez- Lidivic beach	/	Bronze Age	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
	5	Brignogan- Seluz beach	~1 134	Neolithic to Bronze Age	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
	6	Brignogan- Chardons bleus beach	~5 708	Neolithic	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
	7	Plouguerneau- Correjou beach	~4 810	Neolithic to Bronze Age	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
	8	Ploudalmézeau- Tréompan beach	~6 925	Neolithic to Bronze Age	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
	9	Argenton- Gwen Trez beach	4451–2118	Bronze age to Gallo-Roman period	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
	10	Pospoder- Gratz beach	/	Bronze Age	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
	11	Trézen - Porsévigné beach	~3 993	Bronze Age	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
	12	Lampaul-Plouarzel	~3 214	Bronze Age	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
	13	Peat bog of Lagazel_ZA15	10 849–2 224	Palaeolithic to Middle Age	<i>Marguerie et Marcoux, 2000</i> : Pollen grains	
	14	Peat bog of Kervigen	4 260–1 930	Neolithic to Gallo-Roman period	<i>Marguerie, 1992</i> : Pollen grains	
	15	Revelen	4 220–2 150	Bronze Age to Iron Age	<i>Marguerie, 1992</i> : Pollen grains	
	16	Mancantoux	3 420–620	Bronze Age to modern period	<i>Marguerie, 1992</i> : Pollen grains	
	17	Pont-Hir	1 800–190	Gallo-Roman to modern period	<i>Marguerie, 1992</i> : Pollen grains	
	18	Kerjolis	/	Middle Age	<i>Marguerie, 1992</i> : Pollen grains	
	19	Noguello	7 352–actuel	Neolithic to modern period	<i>Gaudin, 2004</i> : Pollen grains	
	20	Peat bog of Kervigen foreshore	5 170–4 328	Neolithic to Bronze Age	<i>Visset and Bernard, 2006</i> : Pollen grains	
	21	Marsh of Kerdual (Trinité-sur-Mer)	3 363–3 030	Bronze Age	<i>Visset et al., 1995</i> : Pollen grains	
	22	Peat bog of Rohu Pargo (Quiberon)	7 336–1 116	Neolithic to modern period	<i>Gaudin, 2004</i> : Pollen grains	
	23	Peat bog of Kerpenhir	8 462–5 834	Mesolithic to Neolithic	<i>Visset et al., 1996</i> : Pollen grains	
	24	Peat bog of Forgeo	4 672–819	Neolithic to Middle Age	<i>Visset and Bernard, 2006</i> : Pollen grains	
	25	Swamp of Suscinio	7 513–5651	Neolithic	<i>Visset and Bernard, 2006</i> : Pollen grains	
	26	Peat bog of Bétahon (Ambon)	3 640–3 490	Bronze Age	<i>Marguerie, 1992</i> : Pollen grains	
	27	Peat bog of Kerfontaine (Sérent)	8070–actuel	Mesolithic to modern period	<i>Visset, 1995</i> : Pollen grains	
	28	Vilaine valley - Redon	/	Mesolithic to Bronze Age	<i>Morzadec-Kerfourn, 1974</i> : Pollen grains	
Sequence acquired during this thesis	★	Kerallé valley, Plouescat (core ANE-C3)	7 300–1 559	Mesolithic to Roman period	<i>This study</i> : Sedimentology & Pollen grains	
	★	Bay of Quiberon (core MD03-3204 CQ)	8 576–1 011	Mesolithic to Middle Age	<i>This study</i> : Sedimentology, Pollen grains & Dinocyst	
	★	Maritime marsh of Bétahon (core BET-8)	10 030–842	Mesolithic to Middle Age	<i>This study</i> : Sedimentology & Foraminifera	

Figure VII-1 : Bilan des études paléoenvironnementales menées sur des archives sédimentaires continentales à marines du Finistère et du Morbihan et utilisant les proxies sédimentologiques, palynologiques et/ou micropaléontologiques. a) Localisation, et b) tableau synthétique des principales caractéristiques de ces séquences (e.g., extension temporelle, périodes culturelles couvertes, proxies investigués et auteurs associés).

PLAN DU CHAPITRE VII - SYNTHESE

AXE (1) : DYNAMIQUE DU REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DES SYSTEMES COTIERS FACE A LA TRANSGRESSION MARINE HOLOCENE..... 301

I.1. Evolution des dynamiques sédimentaires et paléoenvironnementales holocènes à l'échelle macro-régionale du plateau sud-armoricain.....	302
I.1.1. Historique des données et contributions de cette thèse	302
I.1.2. Synthèse macro-régionale.....	303
I.2. Evolution des dynamiques sédimentaires et paléoenvironnementales holocènes sur la côte nord : exemple du comblement de la vallée du Kerallé (Plouescat).....	308
I.2.1. Historique des données et contributions de cette thèse	309
I.2.1. Synthèse locale	309

AXE (2) : IMPACTS DES DYNAMIQUES HYDRO-CLIMATIQUES ET ANTHROPIQUES SUR L'EVOLUTION DES SIGNAUX PALEOENVIRONNEMENTAUX COTIERS HOLOCENES..... 312

Historique des données	312
Contributions de cette thèse	314
II.1. Implication des dynamiques sédimentaires et hydro-climatiques sur l'expression du signal palynologique à l'échelle du plateau sud-armoricain	315
II.1.1. Représentation du signal palynologique au sein des cortèges TST et HST	315
II.1.2. Rôle des fluctuations hydro-climatiques sur l'expression du signal pollinique anthropique	316
II.1.3. Bilan : dynamiques hydro-climatiques et seuils polliniques d'anthropisation	318
II.2. Le signal pollinique d'anthropisation : des échelles locales à l'échelle régionale	319
II.2.1. Le Néolithique : les prémices du signal pollinique d'anthropisation	320
II.2.2. L'Age du Bronze : un seuil d'anthropisation régional.....	322
II.2.3. De l'Age du Fer à l'époque Gallo-romaine : développement des activités agro-pastorales.....	324
II.2.4. Le Moyen-Age : accélération du défrichement.....	325
II.2.5. Bilan : disparité et synchronicité des seuils polliniques d'anthropisation.....	325

AXE (1) : Dynamique du remplissage sédimentaire des systèmes côtiers face à la transgression marine holocène

Les évolutions géomorphologiques et sédimentaires des environnements côtiers, tels que les estuaires ou les baies peu profondes, sont contrôlées par des dynamiques à long (cycles de transgression/régression marines, subsidence/surrection) et court (marée, houles, flux sédimentaires) termes (e.g., *Dalrymple et al., 1992* ; *Harris et al., 2002* ; *Syvitski et al., 2005* ; *Margotta et al., 2016*).

Au cours de l'Holocène, les étapes de la transgression marine sont aujourd'hui bien connues à l'échelle des côtes bretonnes (*Stéphan et al., 2015* ; *Goslin et al., 2015* ; *Garcia-Artola et al., 2018*). Après une phase de transgression rapide au cours de l'Holocène Inférieur (~9 mm/an entre 11,7 et 8,2 ka BP), le taux de remontée du niveau marin s'infléchit fortement autour de 7-6 ka BP (~1 mm/an ; *García-Artola et al., 2018*). Durant la remontée rapide du niveau marin, la création d'espace d'accommodation (i.e., espace disponible pour la sédimentation) a conduit à l'établissement du cortège transgressif (ou TST pour « *Transgressive System Tract* ») avec une migration des faciès littoraux en direction du continent. Suite au ralentissement de la transgression marine, la création d'espace d'accommodation diminue, conduisant au comblement des bassins sédimentaires et à la mise en place du cortège de haut niveau marin (ou HST pour « *Highstand System Tract* ») qui prograde en direction du domaine marin (e.g., *Menier et al., 2010, 2014* ; *Grégoire et al., 2017*).

Le premier volet de ce chapitre consiste à **recouper les données sédimentologiques et paléoécologiques** (palynologiques ou micropaléontologiques) nouvellement acquises afin de dresser **la dynamique de remplissage sédimentaire holocène** et, ce, i) à l'échelle du plateau sud-armoricain (section I.1. de ce chapitre) et ii) au sein d'un système fluvio-estuarien de la côte nord-Finistère, celui de la vallée du Kerallé (section I.2. de ce chapitre).

I.1. Evolution des dynamiques sédimentaires et paléoenvironnementales holocènes à l'échelle macro-régionale du plateau sud-armoricain

I.1.1. Historique des données et contribution de cette thèse

L'exploration du plateau continental sud-armoricain, débuté dans les années 1960, a abouti à l'acquisition de 18 000 km de profils sismiques et de 156 carottages (référencés dans *Menier et al., 2014*). Ces études ont permis d'investiguer le réseau de paléovallées d'origine fluviale, ayant incisé le socle au cours des dernières périodes glaciaires, ainsi que le remplissage holocène initié par la remontée du niveau marin (e.g., Baie de Concarneau, Ethel, Lorient, grande rade de la Loire : *Menier, 2004 ; Menier et al., 2006, 2014* ; domaine du Mor Bras, baies de Quiberon et de Vilaine : *Menier et al., 2010 ; Sorrel et al., 2010 ; Traini et al., 2013 ; Baltzer et al., 2014*). (Pour une description du cadre géomorphologique et sédimentaire holocène de la façade Quiberon-Vilaine, établie par les études précédemment citées, le lecteur est invité à se référer au [Chapitre II section I.1.2. p.56](#) de ce manuscrit)

Dans le cadre de cette thèse, trois séquences sédimentaires du plateau ont été investiguées ([Figure VII-1a](#)). Elles se situent dans des domaines côtiers (**carotte BET-8 : marais maritime de Bétahon**, +2,8 m NGF ; [Chapitre IV p.107](#)) et dans des milieux marins proximaux à distaux (carotte **MD08-3204 CQ : baie de Quiberon**, 17 m de profondeur, 7 km des côtes ; **carotte VK03-58bis : au sud des Glénan**, 93 m de profondeur, 22 km des côtes; [Chapitre V p.193](#)). Ces séquences ont fait l'objet de précédentes études ayant permis de discuter des unités sédimentaires constitutives de la Grande Vasière (*Folliot, 2004 ; Bourillet et al., 2005, 2006*), et des conditions de remplissage sédimentaire des baies de Quiberon (*Baltzer et al., 2014*) et de Vilaine (*Traini et al., 2013*). Dans le cadre de ce travail doctoral, une **réévaluation du cadre chronostratigraphique et des dynamiques sédimentologiques** est proposée suite à l'acquisition ou à la réexploitation de **datations**, de **données sédimentologiques** ainsi que de données **palynologiques** (carottes MD08-3204 CQ et VK03-58bis) ou **micropaléontologiques** (carotte BET-8, ou Fugro-bil01 dans *Traini, 2009*).

Cette synthèse a pour objectif de comparer ces trois enregistrements sédimentaires répartis le long d'un transect proximal-distal, afin de dresser **un cadre évolutif général du remplissage sédimentaire à l'échelle macro-régionale du plateau sud-armoricain**.

I.1.2. Synthèse macro-régionale

- ~10–8 ka BP : la mise en place du cortège transgressif

Au cours de l'Holocène Inférieur (i.e., 11,7–8,2 ka BP), l'élévation rapide du niveau marin (e.g., *Garcia-Artola et al., 2018*) conduit à l'envolement progressif du plateau sud-armoricain conditionné par le tracé des paléovallées bretonnes, aboutissant à l'établissement du TST (*Menier et al., 2010, 2014 ; Sorrel et al., 2010 ; Traini et al., 2013 ; Baltzer et al., 2014*). La révision chronostratigraphique des deux séquences du plateau a permis de définir une période à taux d'accumulation sédimentaire importants entre 10 et 8,4–8,3 ka BP, ces derniers atteignant leur valeur maximale (**Figure VII-2a**) dans le secteur de **Quiberon** (~4,5 mm/an) ainsi que dans le secteur plus distal des **Glénan** (~0,6 mm/an).

Au cours de l'intervalle 10–8,4 ka BP, le secteur des **Glénan** correspond déjà à un environnement profond ouvert sur le domaine océanique (sédimentation argilo-silteuse et assemblages de dinokystes des domaines néritiques interne 38% à externe 40% ; **Figure VII-2a**). Situé dans un environnement plus proximal, la **baie de Quiberon** montre, entre 9,9 et 8,7 ka BP, le développement d'un système estuarien associé à des milieux de marais maritimes, d'après les données sédimentologiques et micropaléontologiques (*Baltzer et al., 2014*). Cet intervalle consiste en la première phase d'envolement de la paléovallée dans le cadre de la remontée rapide du niveau marin. Une surface de ravinement tidal (ou TRS pour « *Tidal Ravinement Surface* ») s'établit ensuite vers 8,7 ka BP, à laquelle succède la mise en place d'un environnement subtidal peu profond et énergétique soumis aux influences tidales (sédimentation sablo-silteuse et faunes marines de foraminifères ; *Baltzer et al., 2014*). Cette tendance est confirmée par les données palynologiques nouvellement acquises démontrant la présence, sur l'intervalle 8,5–8,3 ka BP, d'assemblages de dinokystes caractéristiques de l'envolement du secteur (i.e., taxons du domaine néritique interne 65%) ainsi que la proximité d'environnements de type marais maritimes (Amaranthaceae 11% ; **Figure VII-2a**).

Sur l'intervalle 10–7,9 ka BP, le site côtier de **Bétahon** se caractérise quant à lui par la mise en place de sédiments riches en dépôts organiques, renfermant des assemblages de foraminifères associés aux environnements saumâtres de type marais maritimes (**Figure VII-2a, b**). Ce cortège sédimentaire estuarien représente la phase initiale de remplissage de la vallée fluviale du Saint-Eloi, traversant le site de Bétahon et située dans le prolongement de la paléovallée de la Vilaine d'après les études géomorphologiques de *Menier et al. (2006, 2010)*. L'apport sédimentaire dans ce secteur bien en amont de l'embouchure estuarienne est suffisamment important pour entraîner un comblement progressif du site au gré de la remontée

du niveau marin. Cette dynamique favorise le développement de marais maritimes et d'estrans, caractéristiques de l'établissement du TST dans les milieux estuariens internes (e.g., *Dalrymple et al., 1992 ; Allard et al., 2010 ; Tessier et al., 2010*), associé à un fort taux de sédimentation dans le marais de Bétahon (~5,7 mm/an ; [Figure VII-2a](#)).

En résumé, le cortège transgressif décelé sur l'intervalle ~10–8 ka BP s'exprime différemment dans les milieux distaux à proximaux de la plateforme sud-armoricaine. Dans les environnements marins, le TST est associé à de forts taux de sédimentation. La plateforme médiane (i.e., secteur des Glénan, VK03-58bis), déjà submergée à cette période, est caractérisée par la mise en place d'une sédimentation fine silto-argileuse caractéristique d'un environnement marin ouvert. *A contrario*, l'enneigement de la plateforme interne (i.e., baie de Quiberon, MD08-3204 CQ) débute, marquant l'établissement successif de faciès estuariens, tidaux puis subtidaux peu profonds. Enfin, les milieux littoraux limitrophes actuels (i.e., marais de Bétahon, BET-8) correspondent à des milieux estuariens où se développent de vastes marais maritimes qui comblent rapidement les anciennes rias.

- ~8–5,7 ka BP : *remobilisations sédimentaires entre surface d'inondation maximale et surface de ravinement tidal*

Entre 8,3 et 5,7 ka BP, les séquences de la **baie de Quiberon** et des **Glénan** enregistrent une chute des taux de sédimentation (atteignant 0,2 mm/an et 0,01 mm/an, respectivement). Cette chute s'opère de manière quasi-synchrone avec le ralentissement des taux de remontée du niveau marin, enregistré autour de 7-6 ka BP le long des côtes bretonnes (*Stéphan et al., 2015 ; Goslin et al., 2015 ; Garcia-Artola et al., 2018 ; Figure VII-2b*), conduisant à la mise en place de la surface d'inondation maximale (ou MFS pour « *Maximum Flooding Surface* »). Sur la plateforme sud-armoricaine, cette surface à la transition entre le TST et le HST correspond à un horizon condensé lié à la chute des taux de sédimentation tel que reflété par l'établissement d'un intervalle dense en *Turritella communis*, ou « *Turritella layer* » (*Bourrillet et al., 2005 ; Naughton et al., 2007 ; Baltzer et al., 2015*), dans le Golfe de Gascogne. A la lueur de la révision du cadre chronostratigraphique de la séquence VK03-58bis (secteur Glénan), la « *Turritella layer* » apparaît comme un marqueur biostratigraphique de l'établissement de la MFS. En outre, la révision chronostratigraphique de la séquence proximale de Quiberon a permis d'affiner le modèle de remplissage et d'établir la mise en place de la MFS entre ~8,3 ka BP et 5,7 ka BP.

Dans le secteur côtier de **Bétahon**, l'intervalle 7,9–6,7 ka BP correspond à une lacune sédimentaire interprétée comme résultant d'une surface de ravinement tidal (ou TRS pour

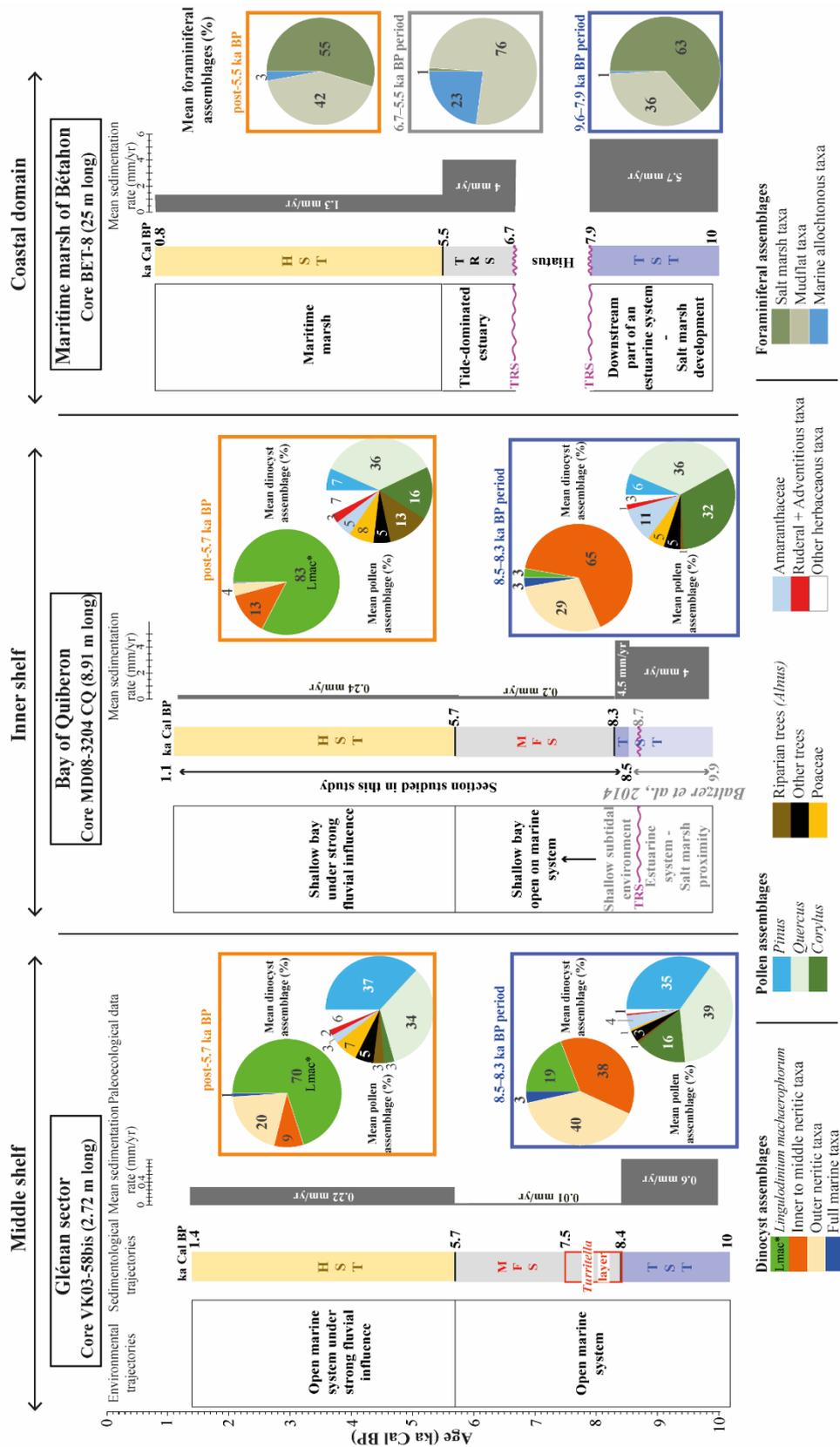
« *Tidal Ravinement Surface* »). En effet, l'unité sédimentaire suivante, qui s'étend de 6,7 à 5,5 ka BP, est composée de faciès tidaux (i.e., *mud-* et *sand-flat* et présence d'espèces de foraminifères marines allochtones transportées par les courants tidaux ; [Figure VII-2a](#)). Durant cet intervalle, où le niveau marin se rapproche de sa position actuelle (passant -5 m à -3 m entre 6,7 et 5,5 ka BP ; [Garcia-Artola et al., 2018](#)), le site de Bétahon évolue en un estuaire dominé par la marée, marqué par une alternance de faciès sédimentaires allant de barres tidales sableuses à des replats de marées ([Figure VII-2b](#)).

En résumé, l'intervalle ~8–5,7 ka BP se caractérise par un net ralentissement des taux de sédimentation au sein de la plateforme interne à médiane (i.e., baie de Quiberon et secteur des Glénan) en lien avec la fin du TST et le ralentissement des taux de remontée du niveau marin favorisant la mise en place d'horizons condensés sédimentaires et faunistiques (*Turritella* layer) caractéristiques de la MFS. En outre, le niveau marin se rapprochant de sa position actuelle, les milieux littoraux actuellement limitrophes (i.e., marais de Bétahon) sont dès lors soumis aux influences franchement tidales à l'origine de la mise en place de la TRS.

- *Depuis 5,7 ka BP : le cortège de haut niveau et la mise en place des environnements actuels*

A l'échelle de la plateforme, la sédimentation fine (i.e., argilo-silteuse) et continue reprend au-dessus de la MFS avec des taux moindres que durant la période pré-8 ka BP (**baie de Quiberon** 0,24 mm/an et sud des **Glénan** 0,22 mm/an). A partir de 5,7 ka BP, des changements s'opèrent dans les assemblages de dinokystes, marqués par l'accroissement du taxon estuarien, *Lingulodinium machaerophorum* ([Figure VII-2a](#)), inféodé aux eaux stratifiées conditionnées par une chute de la salinité ([Reid, 1975](#) ; [Morzadec-Kerfourn, 1997](#)). Ce seuil est également marqué des valeurs maximales des pourcentages polliniques d'*Alnus* (aulne), composante phare de la ripisylve (i.e., végétations hydrophiles des berges fluviales). Cette hausse des indicateurs palynologiques fluvio-estuariens (*L. machaerophorum* et *Alnus*) est enregistrée à l'échelle du plateau sud-armoricain, dans les environnements proximaux (baie de Quiberon, cette étude ; [Figure VII-2a](#)) et distaux (secteurs des Glénan : [Naughton et al., 2007](#) ; et sud de Penmarc'h : [Penaud et al., 2020](#)), ce qui plaide en faveur d'une influence fluviale croissante vers les eaux marines. Cette dynamique correspond i) à la mise en place du HST, à l'origine d'une progradation des corps sédimentaires depuis les zones continentales, aboutissant à une sédimentation mixte fluvio-marine sur le plateau sud-armoricain, et également ii) à une réorganisation du contexte hydrologique associé au seuil climatique à 4,2 ka BP, caractérisé par l'intensification des précipitations hivernales conduisant à l'augmentation des décharges fluviales sur la façade atlantique française ([Benito et al., 2015](#) ; [Penaud et al., 2020](#)).

a) Sedimentological and paleoecological data presented in relation to paleoenvironmental interpretations



b) Environmental trajectories along a theoretical proximal-distal transect of the south-Armorican shelf

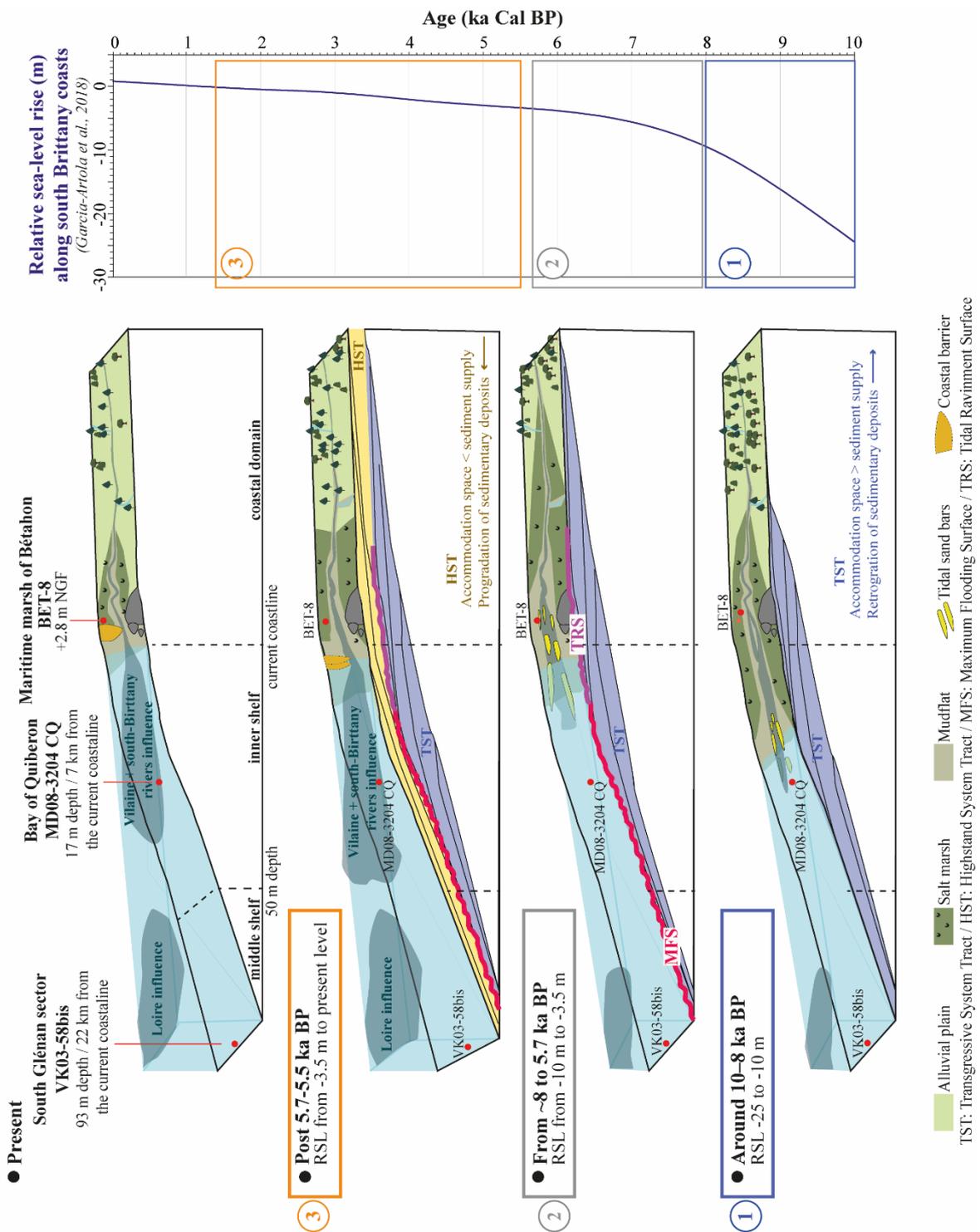


Figure VII-2 : Reconstitutions paléoenvironnementales holocènes le long du plateau sud-armoricain. a) Dynamiques sédimentaires et données paléocéologiques (i.e., palynologiques ou micropaléontologiques) issues de séquences distales (carottes : VK03-58bis, secteur des Glénan, données palynologiques issues de Penaud et Ganne, pers. comm. / MD03-3204 CQ, baie de Quiberon, cette étude) à proximale (carotte BET-8, marais maritime de Bétahon, cette étude). b) Schéma conceptuel de l'évolution des environnements côtiers à marins au cours de l'Holocène, le long d'un transect théorique proximal à distal.

Dans le secteur littoral de **Bétahon**, les faciès tidaux évoluent rapidement à partir de 5,5 ka BP vers, à nouveau, des faciès de marais maritimes, comme le reflètent les assemblages de foraminifères (Figure VII-2a). Cet affaiblissement de l'influence tidale dans les zones côtières limitrophes est un phénomène également observé dans les plaines côtières du nord de la France (Margotta *et al.*, 2016), où ce recul est expliqué par la migration du prisme tidal qui prograde vers la mer suite à la perte d'espace d'accommodation (i.e., mise en place du HST). Par ailleurs, le ralentissement significatif de la transgression autour de 7-6 ka BP conduit au comblement des systèmes estuariens et des baies par aggradation, aboutissant à l'élévation des systèmes les plus en amont à l'origine du recul de l'influence tidale. En outre, la ligne de rivage se régularise suite à la formation de paléo-cordons littoraux qui isolent de grandes zones humides tourbeuses, identifiées aujourd'hui à l'affleurement sur les estrans bretons (e.g., Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Marguerie, 1989 ; Stéphan, 2019). La formation du marais maritime de Bétahon vers 5,5 ka BP a ainsi été initiée par l'effet conjoint de ces processus entraînant le comblement du système par aggradation des corps sédimentaires et sa fermeture par le biais de la mise en place des premiers cordons dunaires au large de Bétahon dans un contexte de recul du prisme tidal.

En résumé, depuis 5,7 ka BP, la plateforme sud-armoricain (i.e., baie de Quiberon, Grande Vasière : secteurs des Glénan et de Penmarc'h) enregistre une sédimentation continue d'origine fluvio-marine associée à l'établissement du HST. Dès lors, les décharges fluviales de la Loire, de la Vilaine et, en moindre mesure, de la Gironde, régies par les fluctuations hydro-climatiques orbitales à suborbitales (Benito *et al.*, 2015 ; Penaud *et al.*, 2020 ; cf. section II.1.2. p.316 ci-après), conditionneront la charge sédimentaire sur le plateau sud-armoricain (Jouanneau *et al.*, 1999). Dans les zones côtières limitrophes (i.e., marais de Bétahon), le HST conduit à une stabilisation des milieux estuariens en raison de leur comblement et à la mise en place de paléo-cordons sableux, qui vont progressivement rétrograder favorisant ainsi la formation de marais maritimes arrière-dunaires et la régularisation du trait de côte.

I.2. Evolution des dynamiques sédimentaires et paléoenvironnementales holocènes sur la côte nord : exemple du comblement de la vallée du Kerallé (Plouescat)

I.2.1. Historique des données et contributions de cette thèse

Sur les côtes nord-Finistère, le manque d'études paléoenvironnementales menées sur de longues séquences sédimentaires ne permettait pas, à ce jour, d'établir un cadre sédimentaire holocène détaillé à l'échelle du plateau nord. Cependant, l'étude réalisée dans la partie interne de la vallée du Kerallé (carotte ANE-C3, Plouescat ; [Figure VII-1a](#)) apporte les premiers éléments de réponse quant à l'évolution des systèmes fluvio-estuariens de la côte nord face à la transgression marine holocène. La paléovallée du Kerallé a profondément incisé le socle (au moins -20 m NGF ; [Gorczyńska, 2022](#)), à la manière des vallées sous-marines identifiées sur le plateau sud-armoricain ([Menier et al., 2006, 2010, 2014](#)), système ayant permis la préservation des unités sédimentaires de l'Holocène Moyen et Supérieur (i.e., ici derniers 8 à 7 kyr BP). Dans le cadre de ce travail doctoral, les **données sédimentologiques et palynologiques obtenues** couplées à l'étude récente de l'évolution géomorphologique de la vallée du Kerallé ([Gorczyńska, 2022](#)), ont permis d'identifier **3 phases principales de remplissage sédimentaire** ([Chapitre VI p.235](#)).

I.2.1. Synthèse locale

- ~7,4–7 ka BP : mise en place d'une unité transgressive

La vallée du Kerallé est caractérisée par la mise en place d'un cortège sédimentaire transgressif, enregistré entre 7,4 et 7 ka BP dans le secteur interne et dès 8,6 ka BP dans le secteur aval, d'après les travaux de [Gorczyńska \(2022\)](#). A partir de la carotte ANE-C3 étudiée, il a pu être mis en évidence que ce cortège est caractérisé par de forts taux de sédimentation associés à un signal marin perceptible via l'augmentation de la teneur en carbonates ainsi que par l'occurrence de bio-indicateurs marins (foraminifères et dinokystes) et de pollen d'Amaranthaceae (1^{ère} bande bleue : [Figure VII-3](#)). Ces proxies attestent du développement de marais maritimes au sein de la vallée interne, secteur situé bien en amont de l'embouchure reflétant en cela la mise en place du TST. Ce dernier conduit à l'aggradation des corps sédimentaires dans les systèmes proximaux, et ainsi au comblement progressif des estuaires et à l'installation de marais maritimes sur les berges de ces derniers, de manière comparable à la dynamique observée à Bétahon entre 9,6 et 7,9 ka BP.

- *Entre 7 et 6 ka BP : un système en transition*

Conjointement au ralentissement des taux de remontée du niveau marin vers 7-6 ka BP à l'échelle des côtes bretonnes (Stéphan et al., 2015 ; Goslin et al., 2015 ; Garcia-Artola et al., 2018), les systèmes estuariens se comblent progressivement (Stéphan, 2019) et les cortèges sédimentaires progradent vers la mer (i.e., HST). Le comblement conduit à l'élévation des systèmes estuariens et les environnements de type marais maritimes évoluent alors en marais d'eau douce (Morzadec-Kerfourn, 1974). Cette dynamique, observée dans la vallée interne du Kerallé sur l'intervalle 7–6,4 ka BP, est mise en évidence par la diminution des teneurs en carbonates et des bio-indicateurs de marais maritimes, au profit de la mise en place de dépôts tourbeux (Figure VII-3). En outre, la formation de cordons dunaires précoces peut également avoir initié le recul de l'influence tidale et la fermeture du système (Gorczyńska, 2022). Ainsi, des processus semblables pourraient expliquer le recul de l'influence tidale dans les secteurs limitrophes des côtes sud (e.g., isolement du marais maritime de Bétahon, proche de l'embouchure de la rivière du Saint-Eloi, autour de 5,5 ka BP) et nord (e.g., isolement de secteur interne de la vallée du Kerallé dès 7 ka BP) bretonnes.

Cependant, la vallée interne du Kerallé fait de nouveau face à une incursion marine entre 6,4 et 6 ka BP, intervalle caractérisé par la mise en place de faciès de type *mud-flat* et à la résurgence des bio-indicateurs de marais maritimes et du signal carbonaté (2^{ème} bande bleu : Figure VII-3). Cet intervalle coïncide avec une phase de renforcement du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord (Penaud et al., 2020) se traduisant probablement par l'occurrence d'événements tempétueux enregistrés sur les côtes nord et sud-bretonnes (e.g., Trunvel et Plouescat ; Gorczyńska, 2022). L'incursion tidale enregistrée dans la vallée interne pourrait donc résulter de l'accroissement de l'hydrodynamisme et/ou de la rupture des cordons sableux, favorisant la propagation de l'onde de marée dans des secteurs en amont de l'embouchure du Kerallé.

- *Continentalisation depuis 6 ka BP*

A partir de 6 ka BP, l'influence maritime décroît à nouveau laissant place au développement de dépôts tourbeux et à l'accroissement de la strate arborée qui atteint ses représentations maximales sur l'intervalle 5,4–4,5 ka BP (Figure VII-3). Le seuil à 5,4 ka BP traduit la continentalisation du système ; la vallée interne du Kerallé étant dès lors isolée des incursions tidales.

Tandis que la fermeture du site côtier de Bétahon (côte sud) est enregistrée à partir de 5,5 ka BP, le secteur interne de la vallée du Kerallé enregistre une première phase de fermeture dès 7 ka BP avant de se continentaliser totalement vers 5,4 ka BP. La séquence du Kerallé étant située bien en amont de l'embouchure, elle pourrait ainsi avoir été déconnectée plus précocement de l'influence tidale.

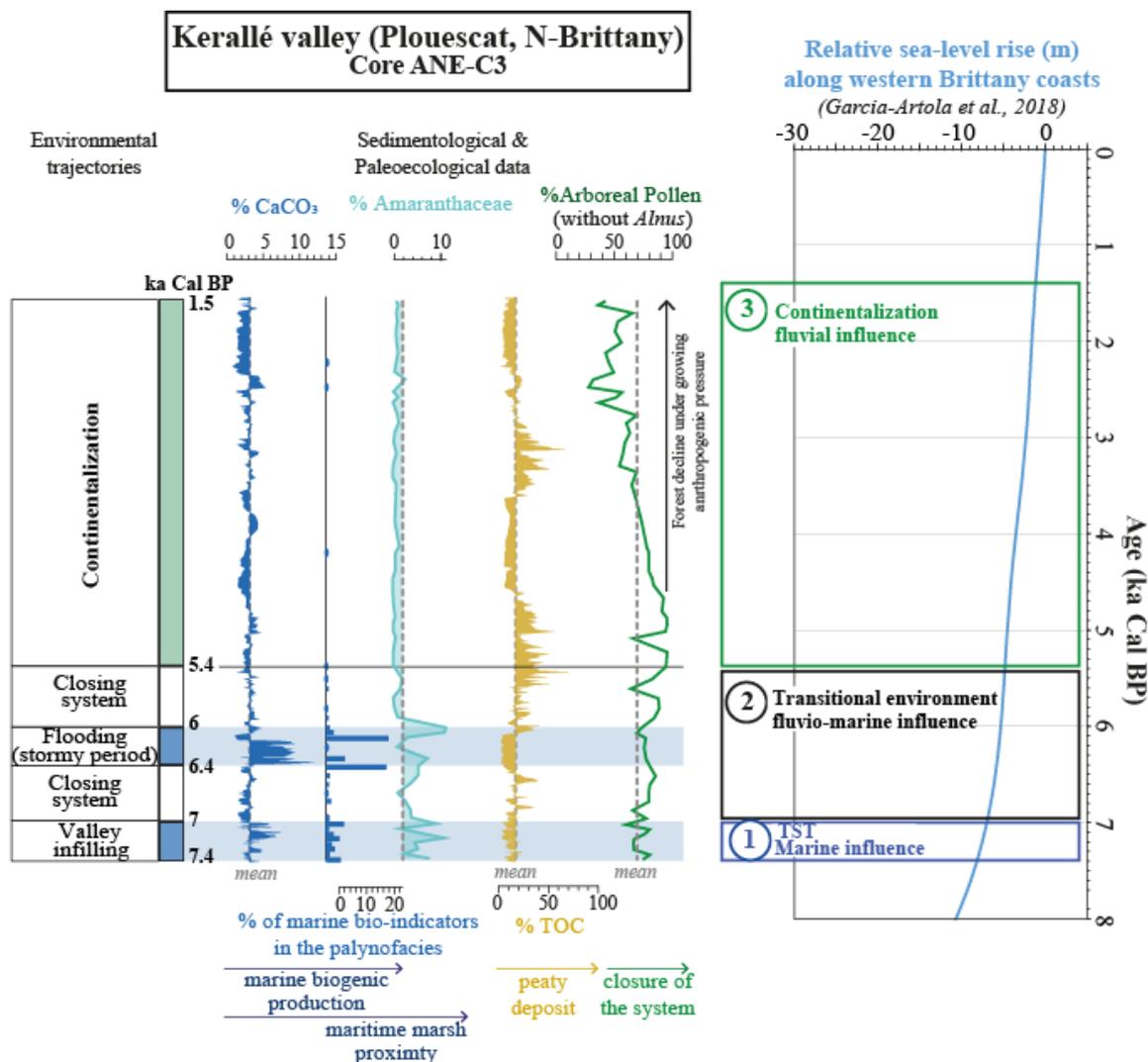


Figure VII-3 : Reconstitutions des étapes de comblement de la vallée interne du Kerallé à partir des enregistrements sédimentaires et palynologiques de la séquence ANE-C3.

AXE (2) : Impacts des dynamiques hydro-climatiques et anthropiques sur l'évolution des paléoenvironnements côtiers holocènes

Historique des données

Les études palynologiques sont fondamentales pour reconstituer les trajectoires environnementales passées par le biais de l'analyse des grains de pollen, permettant de retracer les dynamiques paléo-paysagères, et par celle des assemblages des kystes de dinoflagellés (i.e., dinokystes) permettant de retracer les dynamiques paléoenvironnementales de surface (cf. [Figure VII-1a, b](#) pour une synthèse des études palynologiques réalisées dans les départements du Finistère et du Morbihan).

Les premières analyses polliniques holocènes dans les domaines côtiers bretons ont été réalisées par *Morzadec-Kerfourn* (1969, 1974) à partir de dépôts organiques littoraux. Ces travaux pionniers ont permis de reconstituer un premier schéma évolutif de la végétation holocène régionale, sous l'effet des grandes tendances climatiques et des activités anthropiques croissantes. Cette discussion a été ultérieurement complétée par les travaux de *Marguerie* (1992) menés sur des tourbières ainsi que dans des niveaux d'occupation humaine au sein de sites archéologiques. Pour discuter l'évolution du paysage sur des échelles locales, les données sédimentologiques et palynologiques ont en effet été couplées avec des données archéologiques. Ainsi, le littoral morbihannais, et principalement les sites proches de Carnac, constituant un secteur majeur du mégalithisme breton, ont fait l'objet de nombreuses études polliniques (*Marguerie, 1992 ; Visset et al., 1995 ; Visset et al., 1996 ; Visset et Bernard, 2006 ; Gaudin, 2004*). A l'est du Massif Armoricaire, les secteurs de la Basse-Loire (*Cyprien, 2000 ; Ouguerram, 2001*) et de la Mayenne (*Barbier, 1999*) ont également été investigués. Une grande partie de ces études polliniques ont été reprises et compilées afin d'établir des modèles d'évolution spatio-temporelle de la végétation armoricaine dans le cadre des travaux de *Gaudin* (2004), *David* (2014) et *van Beek et al.* (2018) ([Figure VII-4](#)).

Les archives continentales enregistrent des signaux directement connectés aux bassins versants proches et permettent donc de faire un lien direct entre signature sédimentée et facteur de forçage (climatique et/ou anthropique). Toutefois, ces archives, notamment lorsqu'elles sont prélevées sur les sites archéologiques présentent souvent des hiatus et des reculs temporels courts, ne permettant pas d'explorer les fluctuations environnementales sur le long terme.

Depuis une dizaine d'année, l'acquisition de longues séquences sédimentaires issues de i) domaines côtiers (Porsmilin, Finistère, *Fernane et al., 2014* ; ainsi que Kerzine et Guidel, Morbihan, *Fernane, 2014* ; *Fernane et al., 2015*, respectivement), ii) macro-estuariens (rade de Brest : *Lambert, 2017* ; *Lambert et al., 2019, 2020*), iii) plateforme (Grande Vasière sur le plateau médian sud-armoricain, 70-100 m de profondeur ; *Naughton et al., 2007* ; *Penaud et al., 2020*), ou iv) marin franc (terrasse de Meriadzec à 2174 m de profondeur ; *Zumaque et al., 2017*), a permis de compléter le corpus de données palynologiques préexistant par des données pluri-millénaires étudiées sur des résolutions décennales à pluri-décennales. Les milieux côtiers à marins étant soumis aux influences fluviales d'une part et océaniques de l'Atlantique Nord d'autre part, en plus des dynamiques anthropiques ils constituent des lieux d'études privilégiés pour reconstituer les dynamiques hydro-climatiques holocènes.

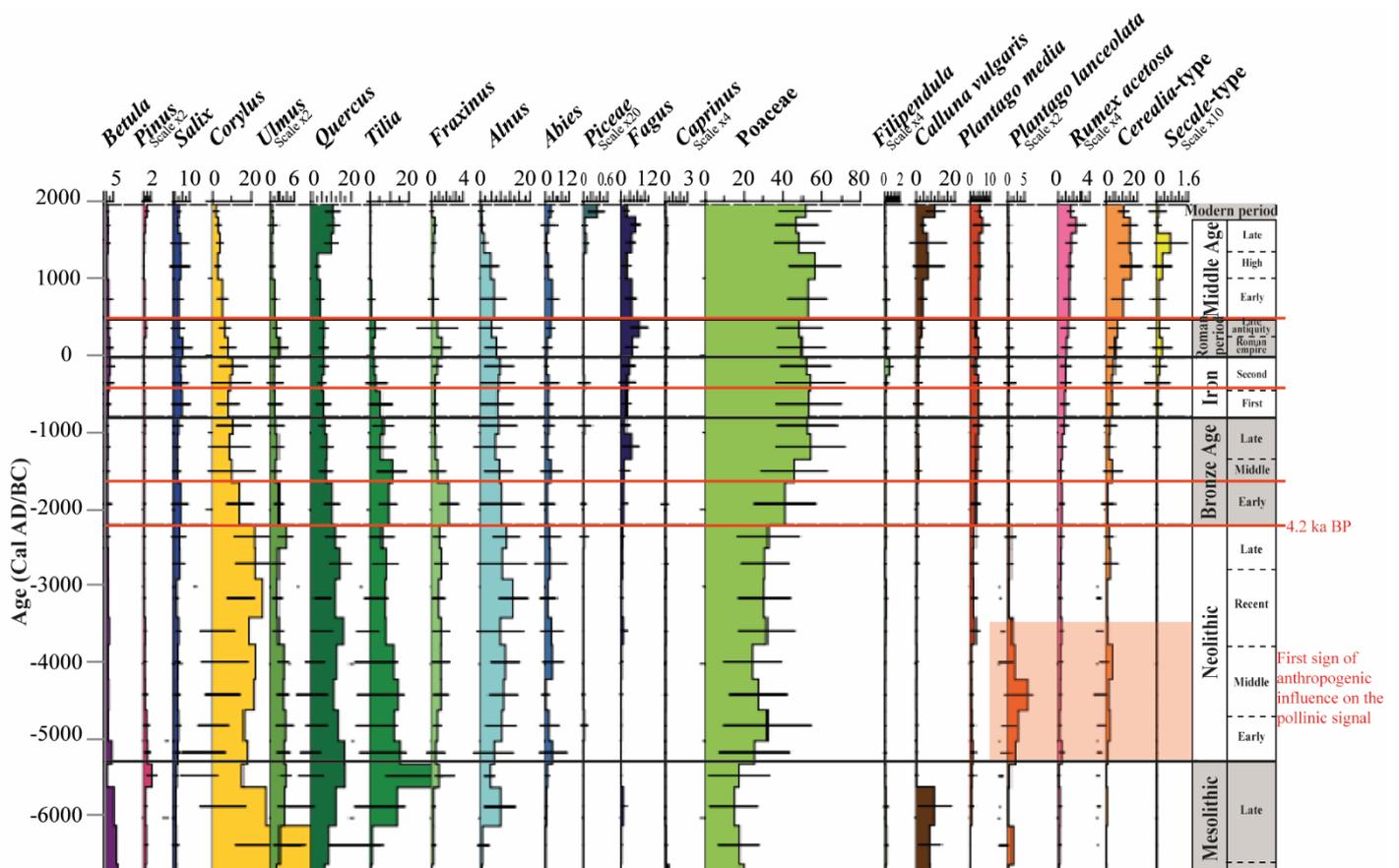


Figure VII-4 : Couvert végétal estimé entre la fin du Mésolithique et la période moderne pour le Massif Armoricain, sur la base d'analyses polliniques (modèle REVEALS) modifié d'après David (2014) et van Beek et al. (2018). Limites rouges : seuils polliniques d'anthropisation.

Contributions de cette thèse

Dans ce travail doctoral, deux nouveaux enregistrements palynologiques alimentent cette discussion (Figure VII-1a, b). Un premier enregistrement acquis en **baie de Quiberon** (carotte MD08-3204 CQ, 17 m de profondeur) a été discuté au regard des travaux précédemment menés depuis les sites côtiers sud-Bretagne (*Fernane et al., 2015*) jusqu'aux environnements marins du plateau dans le nord du Golfe de Gascogne (*Penaud et al., 2020*), permettant d'établir **l'évolution des dynamiques hydro-climatiques et anthropiques holocènes à l'échelle macro-régionale du plateau sud-armoricain** (cf., Chapitre V p. 193). Le second enregistrement palynologique acquis dans la **vallée du Kerallé à Plouescat** (carotte ANE-C3) est venu étayer le corpus de données paléoenvironnementales des côtes nord-finistériennes qui reposait jusqu'alors sur l'étude de séquences tourbeuses temporellement restreintes (*Morzadec-Kerfourn, 1974* ; Figure VII-1a, b). Cette étude a permis de dresser un **premier canevas des dynamiques environnementales et anthropiques holocènes à l'échelle du bassin versant du Kerallé** (c.f., Chapitre VI p.235).

Le second axe de ce travail doctoral était ainsi de **définir la part induite par les forçages hydro-climatiques et anthropiques dans l'évolution holocène des paléoenvironnements bretons** en s'interrogeant, au préalable, **sur la signature environnementale des différents proxys déployés**. Dans cet objectif, nous discutons dans cette synthèse : (cf. synthèse schématique présentée en Figure 0-1 p.8 de ce manuscrit)

- i) de la **représentativité du signal palynologique à l'échelle macro-régionale du plateau sud-armoricain**, sous l'impulsion des dynamiques hydro-climatiques et anthropiques depuis 7 ka BP (section II.1. p.315 de ce chapitre). Cette section synthétise les principaux résultats présentés dans le Chapitre V p.193 de ce manuscrit,
- ii) des **disparités régionales des seuils polliniques d'anthropisation** via la comparaison de séquences côtières nord et sud-Bretagne, discutées au regard de l'évolution du couvert végétal reconstruit en Bretagne au cours de l'Holocène *par David (2014)* (section II.2. p.319 de ce chapitre).

II.1. Implication des dynamiques sédimentaires et hydro-climatiques sur l'enregistrement du signal palynologique à l'échelle du plateau sud-armoricain

La mise en parallèle des données palynologiques (cf. [Figure VII-1a](#)) i) **marines du plateau sud-armoricain** issues de séquences **distale** (**carotte CBT-CS11**, bassin versant de la Loire ; [Penaud et al., 2020](#)) à **proximale** (**carotte MD08-3204 CQ**, baie de **Quiberon**, bassins versants de la Vilaine, des rivières sud-bretonnes et de la Loire ; cette étude) et ii) **côtière** (**carotte GL3**, loc'h de **Guidel**, bassin versant de la Sauldraye ; [Fernane et al., 2015](#)) a permis de discuter conjointement les dynamiques sédimentaires, d'une part, et les contextes hydro-climatiques, d'autre part, responsables du signal palynologique enregistré dans chacun des contextes de dépôts et, en particulier, celui des Indicateurs Polliniques d'Anthropisation (i.e., IPA : plantes rudérales et adventices dont *Plantago lanceolata*, ainsi que taxons cultivés).

II.1.1. Représentation du signal palynologique au sein des cortèges TST et HST

- *Cortège TST : dominance de l'influence marine*

Au cours de l'établissement du TST, l'influence marine prévaut sur le plateau armoricain, comme en témoigne la dominance des dinokystes néritiques (i.e., *Spiniferites bentorii*, *Spiniferites lazus*, *Operculodinium centrocarpum*) dans la baie de Quiberon sur l'intervalle 8,5-8,3 ka BP ([Figure VII-2a](#)). Cette tendance est également identifiée dans les secteurs distaux de la Grande Vasière (i.e., carotte CBT-CS11 sur l'intervalle 7-5,9 ka BP ; carotte VK03-58bis sur l'intervalle 8,5-8,3 ka BP ; [Figure VII-2a](#)). En parallèle, sur l'intervalle 8-5,9 ka BP, s'étendant de la fin du Mésolithique au Néolithique moyen, le milieu continental demeure fortement boisé (e.g., [Marguerie, 1992](#)), comme en témoigne la dominance des taxons arboréens dans le signal pollinique côtier à marin (>80% ; [Figure VII-2a](#) ; [Figure VII-5](#)). Il est à noter que les taxons arboréens sont d'importants producteurs polliniques ([Broström et al., 2008](#) ; [Sjögren et al., 2015](#)), présentant pour certains de bonnes capacités de dispersion (e.g., *Pinus* ; [Holmes, 1994](#)) et une forte résistance face à l'oxydation (e.g., *Quercus* ; [Lebreton et al., 2010](#)), ce qui entraîne généralement leur sur-représentation dans les archives marines à côtières, comme récemment discuté à partir de sédiments estuariens modernes (e.g., [Ganne et al., 2016](#) ; [Lambert et al., 2017](#)).

- *Cortège HST : amplification de la dynamique fluviale*

A partir de 5,7 ka, i.e., limite définissant la mise en place du HST à l'échelle du plateau sud-armoricain, le signal palynologique de la baie de Quiberon est marqué par une hausse

significative de deux taxons à affinité estuarienne : le dinokyste *Lingulodinium machaerophorum* (quasi monospécifique dans les sédiments estuariens moderne de la façade atlantique française ; *Morzadec-Kerfourn, 1997 ; Ganne et al., 2016*) et le taxon pollinique *Alnus* (traceur des environnements modernes d'embouchure dans le contexte macro-estuarien de la rade de Brest ; *Lambert et al., 2017*) (**Figure VII-2a**). Cette même dynamique est enregistrée à partir de 5,9 ka BP dans l'environnement plus distal de la Grande-Vasière (carotte CBT-CS11 ; **Figure VII-5a**). Cette limite définit la mise en place d'une nette influence fluviale, la sédimentation du plateau devenant fluvio-marine sous l'effet de la progradation du HST. Par ailleurs, le comblement des systèmes proximaux, induit par la réduction de l'espace d'accommodation, favorise la stabilisation des berges fluviales et le développement de la ripisylve (i.e., *Alnus* ; *Penaud et al., 2020*).

II.1.2. Rôle des fluctuations hydro-climatiques sur l'expression du signal pollinique anthropique

- *Néolithique (7 ka BP) ou début de l'Age du Bronze (4,2 ka BP) : quelle limite palynologique correspond aux principaux indices d'anthropisation des écosystèmes continentaux ?*

Les indices archéologiques (e.g., *Cassen et al., 1998 ; Pailler et al., 2008 ; Nicolas, E. et al., 2013 ; Marchand, 2014, 2021*) et palynologiques (e.g., *Marguerie, 1992 ; Gaudin, 2004*) témoignent de l'installation et du développement des sociétés humaines ainsi que des premières phases de déboisement au Néolithique (à partir de 7 ka BP en Europe de l'ouest). Cependant, au cours de cette période, aucun signal clair de type IPA ou recul de la strate arborée n'est détecté dans les séquences sédimentaires marines (i.e., MD08-3204 CQ et CBT-CS11). En revanche, le secteur côtier de Guidel enregistre une première hausse des IPA sur l'intervalle 6,4–5,1 ka BP (**Figure VII-5a**). Pour le Néolithique, les IPA ne s'expriment probablement encore que faiblement en domaine continental en raison du développement restreint spatialement des activités anthropiques. Ceci pourrait également expliquer la non-détection d'un tel signal en domaine marin, trop éloigné des sources d'émission, dont l'enregistrement palynologique est qui plus est dilué sous l'effet d'une influence marine dominante (i.e., synchrones à l'établissement du TST).

Le premier seuil pollinique d'anthropisation marqué est identifié dans les séquences marines (i.e., MD08-3204 CQ et CBT-CS11) autour de 4,2 ka BP via la chute des taxons arborés au profit de la hausse progressive des taxons herbacés (i.e., Poaceae) et de leur diversification (i.e., émergence des taxons rudéraux et adventices) (limite A ; **Figure VII-5a**). D'un point de vue culturel, cette limite coïncide avec le début de l'Age du Bronze, marqué par le développement

de la métallurgie, et la hiérarchisation des sociétés humaines qui se retrouve, par ailleurs, en constante hausse démographique (e.g., *Giot et al., 1995 ; Mordant, 2008 ; Nicolas, 2011*). Ce seuil (i.e., 4,2 ka BP) marque également le début de l'Holocène Supérieur (*Walker et al., 2019*) caractérisé par la baisse continue de l'insolation estivale et par la hausse de l'insolation hivernale à 65°N (*Berger et Loutre, 1991*), conduisant à une baisse de la saisonnalité et à une hausse des précipitations hivernales sur le nord de l'Europe (*Benito et al., 2015*). Ce régime de précipitations va impacter les débits fluviatiles, ainsi accrus en période hivernale, ce qui correspond également à la saisonnalité de production du taxon *Alnus* (i.e., début de pollinisation précoce en fin décembre, centré essentiellement sur la période janvier-mars). En conséquence, le signal *Alnus* est amplifié à partir de 4,2 ka BP sur le plateau sud-armoricain de même que le dinokyste estuarien *L. machaerophorum* (**Figure VII-5a**). Ainsi à partir de 4,2 ka BP, la détection accrue des IPA (**Figure VII-5a**) peut être conjointement associé à : i) l'ouverture du paysage sous la contrainte des activités anthropiques qui favorisent le développement des taxons herbacés, et ii) à un transport accru des IPA vers les eaux côtières, sous l'effet de la progradation des corps sédimentaires vers le milieu marin, amplifiée par la dynamique saisonnière des précipitations. Cette dynamique mènera vers 3,3 ka BP (*Mojtahid et al., 2019 ; Penaud et al., 2020*) à la mise en place du front thermohalin horizontal sur le plateau sud-armoricain (*Castaing et al., 1999 ; Costoya et al., 2016*).

- *Impact des forçages hydro-climatiques à l'échelle infra-orbitale sur la détection du signal pollinique d'anthropisation*

A la dynamique orbitale précédemment décrite, viennent s'ajouter des phases d'intensification du gyre subpolaire (ou SPG+) sur l'Holocène Moyen à Supérieur, récemment discutées sur les intervalles 6,4–5,1 ; 3,3–2,7 et 1,6–1,2 ka BP (*Penaud et al., 2020* ; bandes bleues sur la **Figure VII-5a**). Durant ces phases de SPG+, les *westerlies*, plus intenses et dirigés vers l'Europe du Nord (i.e., configuration météorologique de type Oscillation Nord Atlantique positive, NAO+ ; *Hurrell, 1995 ; Hurrell et al., 2003*) seraient responsables d'une hausse du régime de précipitations hivernales sur plusieurs siècles, accentuant en cela l'augmentation des décharges fluviatiles hivernales précédemment décrite à l'échelle orbitale pour l'Europe du Nord (*Penaud et al., 2020*), et donc pour les bassins versants bretons. Il est à noter que le lien entre régime NAO+ et précipitations hivernales a été récemment démontré à l'échelle de la rade de Brest (*Tréguer et al., 2014*). *A contrario*, une période pluri-séculaire d'affaiblissement du SPG (ou phase de SPG-) conduirait à des conditions plus humides sur le sud de l'Europe (i.e.,

bassins versants au sud du seuil hydro-climatique de la Loire ; *Penaud et al., 2020*). (cf. [Chapitre I partie 0p.17](#) et [Figure I-10 p.30](#) pour les mécanismes SPG et NAO).

Dans cette thèse, durant les trois phases de SPG+ listées dans le paragraphe précédent, une augmentation des IPA est enregistrée dans la séquence côtière de Guidel (bandes bleues dans la [Figure VII-5a](#)). La même tendance est observée en baie de Quiberon, à l'exception de l'intervalle 6,4–5,1 ka BP, pour lequel l'influence continentale n'est pas encore établie sur le plateau (i.e., période pré-4,2 ka BP). Ces deux séquences ont comme caractéristiques communes d'être alimentées par des bassins versants sud-bretons (e.g., Sauldraye ou Vilaine et rivières du Golfe du Morbihan) pour lesquels les décharges fluviales sont théoriquement amplifiées en phase SPG+ dominante (*Lambert et al., 2020*). *A contrario*, au sein de la séquence CBT-CS11, sous influence principale des apports détritiques de la Loire, les IPA augmentent lors des phases SPG-. L'intercomparaison de signaux palynologiques provenant de bassins versants différents permet ici de confirmer le modèle préalablement discuté par *Penaud et al. (2020)*, établissant une forte corrélation entre l'amplification des décharges fluviales régie par les dynamiques hydro-climatiques connectées aux modes SPG et une meilleure détection des IPA, à l'échelle des événements abrupts millénaires ponctuant l'Holocène Moyen-Supérieur.

II.1.3. Bilan : dynamiques hydro-climatiques et seuils polliniques d'anthropisation

La limite 5,9-5,7 ka BP apparaît comme un seuil majeur à l'échelle du plateau sud-armoricain associé à l'établissement du HST, suivi par une amplification des décharges fluviales hivernales autour de 4,2 ka BP dans un contexte de bascule de la saisonnalité à l'échelle orbitale. Ces conditions sédimentaires et hydro-climatiques, couplées à l'accroissement des activités humaines à l'Age du Bronze, favorisent un transfert accru des IPA depuis les bassins versants jusqu'aux eaux côtières depuis 4,2 ka BP. A cette dynamique pluri-millénaire, s'ajoutent les dynamiques océan-atmosphère (SPG/NAO) à l'échelle millénaire, conditionnant la détection plus ou moins forte du signal pollinique d'anthropisation dans les archives côtières à marines. En outre, la comparaison inter-séquence du signal pollinique d'anthropisation a mis en exergue la complexité de retracer la dynamique d'occupation des bassins versants à partir d'une seule archive sédimentaire, côtière ou marine, si les dynamiques paléoclimatiques et paléohydrologiques, influençant la représentativité du signal, n'ont pas été préalablement prises en compte.

A Guidel, le signal pollinique d'anthropisation devient continu à partir de 3,3 ka BP (i.e., Age du Bronze final) puis s'intensifie à partir de 2,4 ka BP (i.e., Second Age du Fer ; limite B ;

Figure VII-5a). A partir du seuil 1,2 ka BP (limite C ; Figure VII-5a), l'ensemble des séquences sud-bretonnes montrent une augmentation des IPA (dont les taxons cultivés) en lien avec l'intensification et la diversification des pratiques agricoles caractérisant cette période associée au début du Moyen-Age. A partir de cette limite, le forçage anthropique surpasse l'effet des fluctuations hydro-climatiques, expliquant la synchronicité des signaux à l'échelle du plateau sud-armoricain.

II.2. Le signal pollinique d'anthropisation : des échelles locales à l'échelle régionale

Dans cette partie, les enregistrements polliniques des séquences **ANE-C3 (Plouescat, côte nord-Finistère ; cette étude)** et **GL3 (Guidel, côte morbihannaise ; Fernane et al., 2015 ; Figure VII-1a)** sont comparés, sur la base d'une sélection de taxons considérés comme marqueurs de l'anthropisation (Figure VII-5a, b). Premièrement, les pourcentages des taxons arboréens et des Poaceae sont représentés en vis-à-vis permettant de mettre en évidence le degré de fermeture et d'ouverture du paysage, respectivement. Deuxièmement, les IPA sont représentés par la somme des taxons rudéraux et adventices ainsi que par les taxons cultivés (*Cerealia*-type) ; les Indicateurs Polliniques de Pastoralisme (ou PPI) peuvent être estimés par le biais des Asteraceae (regroupant Asteroideae, Cichorioideae ; Behre, 1961 ; Marguerie, 1992 ; Mazier et al., 2006 ; Florenzano, 2019). Enfin, *Plantago lanceolata* est représenté séparément, ce taxon étant associé au piétinement et pouvant à la fois proliférer aux abords des chemins (i.e., rudérales) mais également dans les prairies, où il sera alors associé aux Asteraceae (i.e., PPI ; cf. Chapitre VI Partie II p.285).

Nous avons choisi de comparer spécifiquement ces deux sites d'étude car ils sont situés dans des contextes géomorphologiques et sédimentaires proches. Situés dans la vallée fluviale du Kerallé (ANE-C3) et dans le marais littoral du Grand loc'h de Guidel (GL3), ces deux sites résultent du comblement d'une ancienne ria sous l'effet de la remontée du niveau marin holocène (Fernane et al., 2015 ; David et al., in prep. ou Chapitre VI p.235). Par ailleurs, ils sont rattachés à des bassins versants de faible emprise, respectivement de 70 et 26 km². Enfin, puisque le cadre hydro-climatique à l'échelle macro-régionale du plateau sud-armoricain a été précédemment décrit, cela permet de mieux discuter la représentativité du signal pollinique d'anthropisation à Guidel. Par ailleurs, à Plouescat le signal pollinique d'anthropisation a pu être validé par des données d'ADN sédimentaire ancien et des données archéologiques, permettant de mieux contraindre la dynamique d'occupation des sols. Aussi, les seuils anthropiques définis pour ces deux sites côtiers nord- et sud-Bretagne peuvent également être discutés au regard du **couvert végétal estimé à l'échelle du Massif Armorica** par les travaux

de thèses de Rémi David (2014) (Figure VII-4). Cette estimation se base sur 30 séquences polliniques réparties sur la péninsule armoricaine qui ont été compilées dans un modèle permettant de traduire les pourcentages polliniques enregistrés dans les archives sédimentaires en quantification des proportions de chaque taxon dans le couvert végétal (i.e., modèle REVEALS pour *Regional Estimates of VEgetation Abundance from Lage Sites* ; Sugita, 2007).

II.2.1. Le Néolithique : les prémices du signal pollinique d'anthropisation

A Guidel, un premier seuil d'anthropisation associé à une hausse des IPA, est mis en évidence sur la période Néolithique moyen à récent. Ce signal débute avec l'augmentation des taxons rudéraux et adventices, accompagnés par des pourcentages élevés de *Plantago lanceolata* entre 6,5 et 5,5 ka BP, puis est caractérisé par la hausse de *Cerealia*-type entre 5,4 et 5,1 ka BP (Figure VII-5a). Le signal IPA ainsi enregistré entre 6,4 et 5,1 ka BP pourrait avoir été amplifié par la dynamique hydro-climatique de type SPG+/NAO+ qui caractérise cet intervalle (1^{ère} bande bleu : Figure VII-5a). Du Néolithique ancien au début du Néolithique récent, la modélisation régionale du **couvert végétal armoricain** montre également une hausse des IPA (i.e., *Cerealia*-type et *Plantago lanceolata* ; Figure VII-4), les fortes proportions de *Cerealia*-type étant essentiellement enregistrées dans les séquences polliniques du littoral morbihannais (Kerpenhir, Visset et al., 1996 ; Suscinio, Visset et Bernard, 2006). Ce premier seuil anthropique au début du Néolithique coïncide avec l'arrivée des premiers agriculteurs, issus de la culture du Rubané, cette dernière répandant dans l'ouest de la France autour de 7 ka BP (Blanchet et al., 2010). Ces communautés se répartissent, pour l'essentiel, le long du littoral breton (incluant donc le littoral morbihannais), et, plus rarement, à l'intérieur des terres (Scarre, 2002 ; Kerdivel, 2009). Le signal pollinique d'anthropisation diminue ensuite dans la séquence de Guidel, tel qu'observé régionalement à l'échelle du Massif Armoricaïn sur le restant de la période Néolithique (Figure VII-4 ; Figure VII-5a).

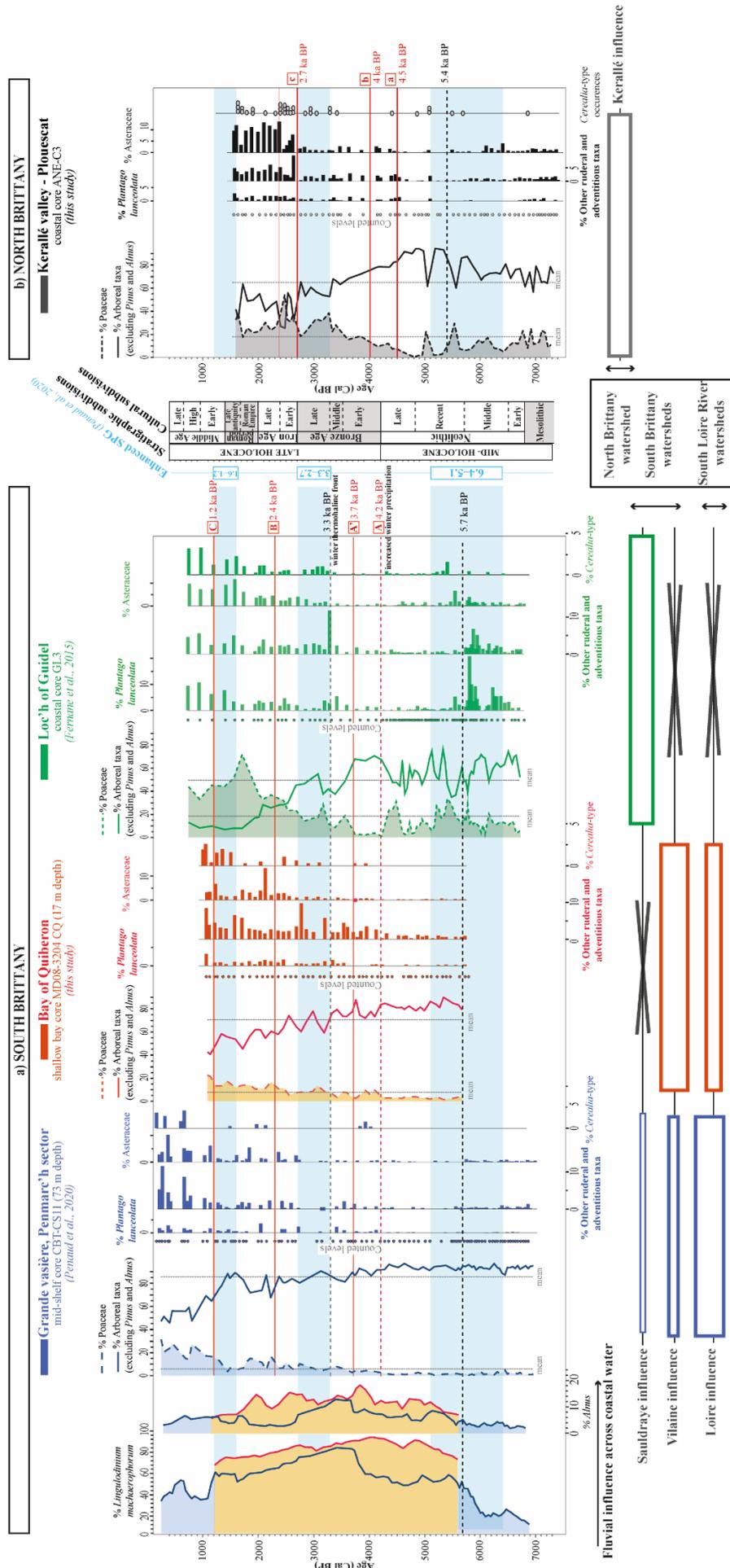


Figure VII-5 : Comparaison des signaux palynologiques acquis sur a) des séquences sud-Bretagne : CBT-CS11 (en bleu ; Penaud et al., 2020), MD08-3204 CQ (en orange ; cette étude), GL3 (en vert ; Fernane et al., 2014) et, b) une séquence nord-Bretagne, ANE-C3 (en noir ; cette étude). Ces données sont discutées au regard des dynamiques hydro-climatiques (i.e., bande bleu : intensification du gyre subpolaire établis par Penaud et al., 2020) et des grandes tendances culturelles définies pour le NW de la France (Gorczyńska et al., 2023a). Limites rouges : seuils polliniques d'anthropisation.

Du Mésolithique au Néolithique récent (7–5,4 ka BP), la vallée du Kerallé à **Plouescat** (nord Finistère) subit de profonds changements environnementaux, marquant le passage d'une plaine côtière à alluviale autour de 6–5,4 ka BP (**Figure VII-3**). L'influence marine, perceptible jusqu'alors, n'est pas favorable à la détection du signal pollinique d'anthropisation et, ce, malgré le recensement d'une tombe à couloir attribuée au Néolithique moyen et de nombreuses allées couvertes, érigées entre le Néolithique moyen et final le long du littoral (*Gorczyńska, 2023b*). Néanmoins, au cours du Néolithique récent deux pics de Poaceae ainsi que des occurrences de *Cerealia*-type sont perceptibles durant la phase d'intensification du SPG entre 6,4 et 5,1 ka BP (**Figure VII-5b**). Cependant, en raison de la proximité des marais maritimes sur ce même intervalle, la présence de grains de type *Cerealia* (identifiés d'après des critères morphométriques, i.e., tailles du grain et de l'annulus ; *Joly et Visset, 2007*) pourrait également résulter de la présence de Poaceae sauvages dont la distinction avec les Poaceae cultivées est discutable à partir de ces seuls critères (e.g., *Lambert et al., in prep.*).

A partir de 4,5 ka BP, i.e., Néolithique final, un premier seuil d'anthropisation est décelé dans la vallée du Kerallé, via la diminution des pourcentages d'arbres au profit du développement des Poaceae et des IPA (limite a ; **Figure VII-5b**). Ce seuil coïncide avec l'expansion de la culture campaniforme sur la péninsule armoricaine, du Néolithique final au Bronze ancien (e.g., *Nicolas, 2016* ; *Pailler et al., 2011* ; *Pailler et Nicolas., 2019*) comme attesté par la présence d'habitats sur la commune de Plouescat (*Nicolas et al., 2015*).

II.2.2. L'Age du Bronze : un seuil d'anthropisation régional

Le double seuil climatique (transition Holocène Moyen-Supérieur) et culturel (transition Néolithique-Age du Bronze) à 4,2 ka BP marque la première franche détection des signaux polliniques d'anthropisation dans les archives sédimentaires marines (limite A ; **Figure VII-5a**). Néanmoins, à **Guidel**, la chute des pourcentages de taxons arboréens au profit du développement des Poaceae et des IPA est notée autour de 3,7 ka BP (i.e., fin du Bronze ancien ; limite A' ; **Figure VII-5a**). Puis, le signal IPA s'intensifie à partir de 3,3 ka BP (i.e., Age du Bronze moyen) dans un contexte hydro-climatique de type SPG+/NAO+.

A **Plouescat**, le signal pollinique d'anthropisation augmente à partir de 4 ka BP (i.e., début du Bronze ancien, limite b ; **Figure VII-5b**) en parallèle avec le déclin des taxons arboréens. Cette dynamique s'intensifie à l'Age du Bronze final, période marquée par une hausse des Poaceae et par des occurrences plus significatives de *Cerealia*-type, dans un contexte hydro-climatique de type SPG+/NAO+.

Un décalage des seuils d'anthropisation entre les deux sites nord et sud Bretagne est ainsi observé. A Plouescat, le déclin des arbres au profit des Poaceae et des IPA est décelé autour de 4,5 ka BP (Néolithique final) et s'intensifie à partir de 4 ka BP (début du Bronze ancien), tandis qu'à Guidel cette dynamique d'anthropisation majeur est notée autour de 3,7 ka BP (fin du Bronze ancien) (Figure VII-6). Le signal pollinique d'anthropisation nord-Bretagne, légèrement plus précoce entre le Néolithique et l'Age du Bronze, pourrait résulter d'une concentration humaine plus importante dans le proche secteur de Plouescat, comme attesté par la présence d'habitats campaniformes à proximité du site de carottage (Nicolas *et al.*, 2015). Malgré quelques disparités à l'échelle locale, le début de l'Age du Bronze est un seuil anthropique régional identifié dans l'ensemble des enregistrements polliniques des archives côtières à marines des secteurs nord finistériens (Porsmilin, Fernane *et al.*, 2014 ; rade de Brest : Valero *et al.* *in prep.* / Plouescat, cette étude, Figure VII-5b) et sud Bretagne (i.e., plateforme sud-armoricaine ; Figure VII-5a). La compilation des séquences continentales armoricaines met également en exergue ce seuil majeur du 4,2 k BP comme étant associé au recul de *Corylus* au profit du développement des Poaceae (David, 2014 ; Figure VII-4 et Figure VII-6). Au Bronze moyen, ce signal s'amplifie à l'échelle du Massif Armoricain, auquel vient se superposer la hausse de *Cerealia*-type, corroborant ainsi la mise en place d'un signal continu de ces mêmes taxons à Guidel à partir de 3,3 ka BP.

L'Age du Bronze marque l'avènement de la métallurgie, à l'origine de l'ouverture du paysage (i.e., recul de la strate arborée au profit des Poaceae et IPA ; Figure VII-4 et Figure VII-5). En effet, le déboisement s'intensifie en raison d'un besoin accru de matières premières et d'espaces pour accueillir des sociétés en constante croissance démographique (Nicolas, 2011). Cette dynamique s'accroît au cours du Bronze moyen à final, sous l'effet d'une production de métal en constante progression (Briard, 1965; Mohen et Olivier, 1989). Malgré une légère hausse du taxon *Cerealia*-type, les taxons cultivés demeurent faiblement représentés dans les enregistrements polliniques bretons (<5%), et, ce, dans un contexte où l'activité agricole s'intensifie et se diversifie (cf., études carpologiques : Neveu, 2017 ; Bouby *et al.*, 2017). Combinées à une probable dispersion des fermes sur le territoire durant l'Age du Bronze, les faibles capacités de production pollinique et de dispersion des IPA rendent difficiles leur détection dans des milieux éloignés des sources d'émission, comme observé aujourd'hui dans les sédiments modernes estuariens alimentés par les apports de bassins versants fortement anthropisés où dominent les activités agricoles (rade de Brest : ~1-2% ; Lambert *et al.*, 2017)

II.2.3. De l'Age du Fer à l'époque Gallo-romaine : développement des activités agro-pastorales

A **Plouescat**, un dernier seuil d'anthropisation, caractérisé par un fort déclin des pourcentages d'arbres est observé vers 2,7 ka BP (i.e., Age du Fer, limite c ; [Figure VII-5b](#)). Ce seuil est associé à des occurrences maximales de *Cerealia*-type au cours du premier Age du Fer (ou Hallstatt), puis est marqué par l'accroissement des PPI (i.e., Asteraceae et *Plantago lanceolata*) au cours du second Age du Fer (ou la Tène) perdurant jusqu'au début de l'Antiquité. Cet accroissement des activités pastorales est également enregistré par la présence d'ADN ancien de mammifères domestiques (i.e., *Bos* sp. et Caprinae ; voir [Figure VI-6 p.270](#)).

A **Guidel**, un seuil d'anthropisation est observé vers 2,4 ka BP (i.e., second Age du Fer ; limite B ; [Figure VII-5a](#)) marqué par une nouvelle phase de déclin de la strate arborée au profit de l'accroissement maximal des Poaceae ; tendance identifiée à **l'échelle macro-régionale** du plateau sud-armoricain et qui perdure tout au long de la période gallo-romaine ([Figure VII-6](#)).

Les IPA, en particulier *Cerealia*-type, montrent des pourcentages similaires entre les Ages du Bronze et du Fer, et sont marqués par une hausse des valeurs à la fin de la période gallo-romaine (i.e., 1,6–1,2 ka BP) dans un contexte hydro-climatique de type SPG+/NAO+ ([Penaud et al., 2020](#)), probablement favorable à leur plus grande détection dans les secteurs carottés alimentés par les bassins versants bretons (Quiberon et Guidel ; [Figure VII-5a](#)). Toutefois, cette tendance contraste avec celle observée en rade de Brest, où l'intervalle 1,7–1,4 ka BP est, de manière inattendue par rapport au modèle hydro-climatique précédemment discuté, associé à une chute des pourcentages d'IPA ([Lambert et al., 2020](#) ; [Fernane et al., 2014](#)). Cette observation synchrone d'une hausse des pourcentages d'arbres, et notamment de *Corylus*, dont les valeurs dépassent celles reconstruites en rade de Brest pour les périodes Mésolithique et Néolithique ([Lambert et al., 2019](#)), ont amené à émettre l'hypothèse d'une déprise agricole sur les sites côtiers nord-ouest finistériens et donc à un regain du couvert forestier ([Lambert et al., 2020](#)), dans un contexte de péjoration climatique marqué par des crises socio-économiques à la fin de la période gallo-romaine ([Galliou, 1991](#) ; [Tourault, 2019](#)). Cet abandon du parcellaire rural, non décelé dans les secteurs sud Bretagne, n'a pas pu être renseigné à Plouescat puisque la séquence sédimentaire ANE-C3 ne couvre pas cet intervalle de temps.

A **l'échelle du Massif Armoricain**, les pourcentages des taxons arborés (/Poaceae) continuent de légèrement diminuer (/augmenter) au cours de l'Age du Fer et de la période gallo-romaine. Néanmoins, au second Age du Fer, un seuil anthropique se dessine, caractérisé par le

développement des adventices et des taxons cultivés (cf. *Secale*-type ou seigle ; [Figure VII-4](#)), accompagné par l'installation de la lande (cf. *Calluna vulgaris*) en conséquence de la déforestation croissante (*van Beek et al., 2018*). A l'échelle régionale, le second Age du Fer est marqué par le développement des exploitations agricoles conduisant à la densification des habitats ruraux sous la contrainte d'une forte expansion démographique (*Ménez et Lorho, 2013*).

II.2.4. Le Moyen-Age : accélération du défrichement

A l'échelle du **plateau sud-armoricain**, un changement significatif dans la dynamique végétale est décelé vers 1,2 ka BP (limite C ; [Figure VII-5a](#)). Cette tendance est également identifiée à l'échelle du **Massif Armoricain** ([Figure VII-4](#) et [Figure VII-6](#)), et coïncident avec le seuil d'anthropisation du Moyen-Age. Les taxons arboréens (/IPA et *Cerealia*-type) atteignent leurs pourcentages minimum (/maximum) sous l'effet du développement de la céréaliculture. Au Moyen-Age, l'activité agricole connaît un essor considérable, entraînant l'ouverture totale du paysage, et préfigurant l'organisation bocagère de la région pré-agriculture intensive (*Marguerie et al., 2003*).

II.2.5. Bilan : disparité et synchronicité des seuils polliniques d'anthropisation

Dans les enregistrements polliniques bretons, les seuils d'anthropisation montrent de légers décalages ([Figure VII-6](#)). Du Néolithique ancien à récent, l'arrivée des premiers agriculteurs du courant rubané pourrait être enregistrée sur le littoral sud-breton (i.e. Guidel) par une première hausse des IPA. Cette hausse pourrait résulter d'une meilleure détection du signal pollinique en contexte climatique de renforcement du SPG. Sur le littoral nord-Finistère (i.e., Plouescat), les premiers impacts de l'homme non-ambigu sur la dynamique végétale sont détectés entre le Néolithique final et le Bronze Ancien, de manière synchrone avec l'arrivée attestée des communautés campaniformes. Puis, la limite 4,2 ka BP est un seuil d'anthropisation régional décelé dans les enregistrements polliniques continentaux à marins, coïncidant avec le développement de la métallurgie du Bronze ([Figure VII-6](#)). Dès lors, le signal pollinique d'anthropisation ne cesse de s'accroître régionalement, marqué notamment par une phase d'intensification au cours du Bronze moyen et/ou final. Tandis qu'une phase ultérieure d'amplification de ce signal d'anthropisation est localement perçue dès le premier Age du Fer (i.e., 2,7 ka BP) sur la côte nord, le signal régional semble plutôt s'accélérer au second Age du Fer (i.e., 2,4 ka BP ; [Figure VII-6](#)), concordant avec les données archéologiques qui identifient un développement des exploitations agricoles à partir de cette période. Enfin, le Moyen-Age

apparaît comme un seuil régional associé à une ouverture maximale du paysage breton et à une intensification de la céréaliculture.

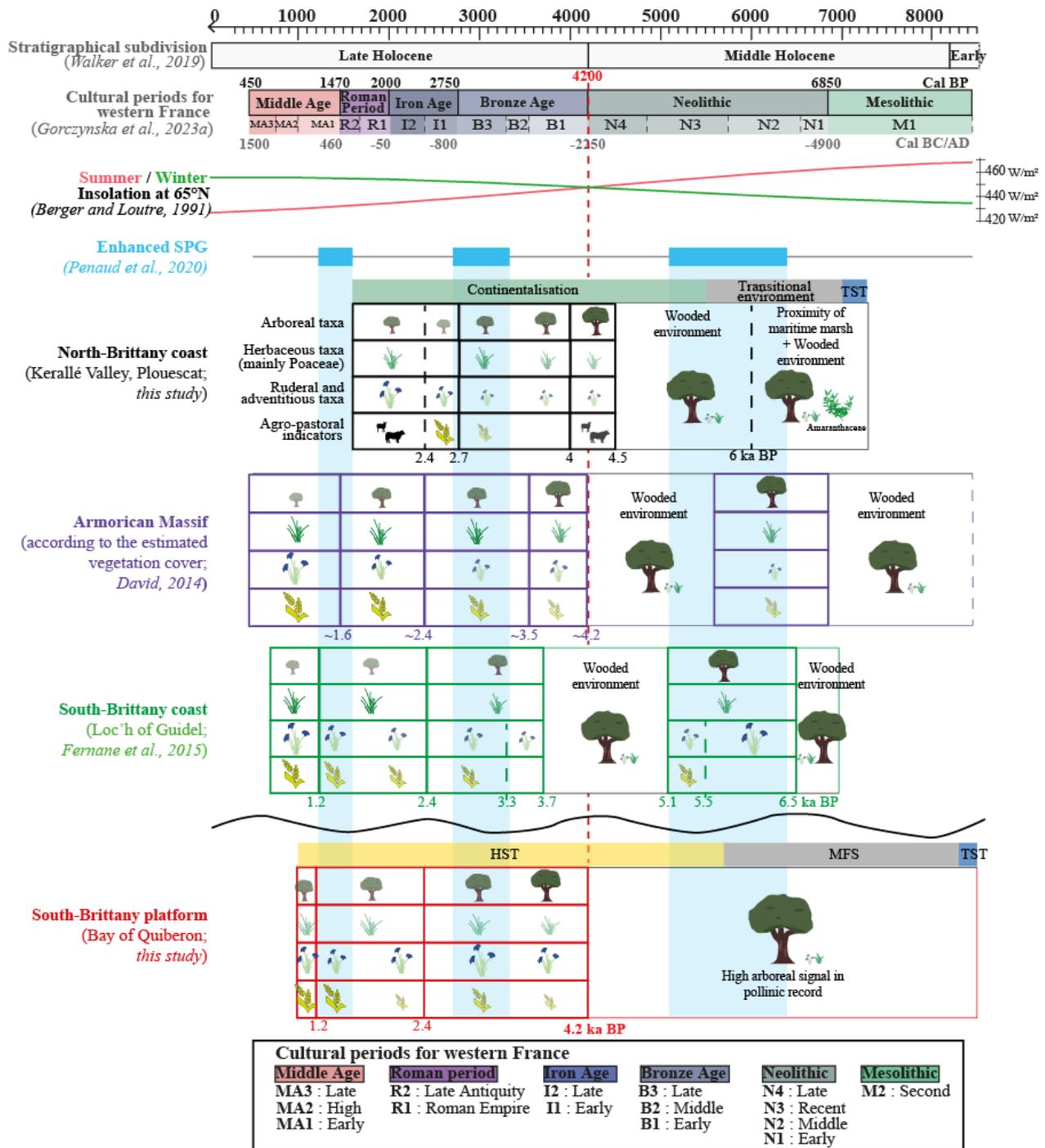


Figure VII-6 : Schéma synthétique des seuils polliniques d'anthropisation des sites côtiers nord- (Plouescat ; cette étude) et sud-Bretagne (Guidel ; Fernane et al., 2015) au regard des signaux macro-régionaux de la plateforme sud-armoricaine (baie de Quiberon, cette étude) ainsi que de la dynamique végétale estimée pour le massif armoricain (David, 2014 ; van Beek et al., 2018).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

Rappel de la problématique

Ce travail doctoral avait pour objectif de reconstruire les dynamiques paléoenvironnementales holocènes sur le pourtour du littoral breton sous l'effet i) des réorganisations sédimentaires étroitement liées à la dynamique de transgression marine (axe de recherche 1), et ii) des fluctuations hydro-climatiques et anthropiques (axe de recherche 2). L'ambition de cette thèse est de contribuer aux études paléoenvironnementales menées depuis plusieurs années à l'échelle régionale dans les milieux littoraux, en fournissant de nouvelles données sédimentologique et paléoécologiques sur les derniers 10 kyr BP.

Pour mener à bien ce projet, trois sites côtiers à marins, associés à des environnements sédimentaires, géomorphologiques et géographiques différents, ont été investigués dans le sud (marais maritime de Béton et baie de Quiberon) et le nord (vallée du Kerallé, Plouescat) Bretagne. Des analyses multiproxies, couplant sédimentologie, palynologie (i.e., grains de pollen ou kystes de dinoflagellés) et micropaléontologie (i.e., foraminifères benthiques), ont été menées sur des enregistrements sédimentaires continus pluri-millénaires. Cette approche a permis de discuter en parallèle des signaux continentaux (pollen, sédimentation détritique terrigène) et marins (dinokystes, foraminifères) permettant ainsi de mieux comprendre les mécanismes forçant : remontée du niveau marin, variabilité climatique inhérente aux réorganisations océaniques et atmosphériques de l'Atlantique Nord et/ou impacts des activités anthropiques à l'échelle des bassins versants concerné pour chacun des sites carottés.

Synthèse des principaux résultats

(1) Le marais maritime de Bétahon : caractérisation actuelle et évolutions passées

En préambule de l'étude paléoenvironnementale holocène, il était nécessaire de définir l'écologie actuelle des assemblages de foraminifères benthique dans ce marin afin d'être en mesure, par la suite, de décrypter de manière plus robuste leur signature fossile à partir d'une carotte couvrant les derniers 10 kyr BP dans ce même secteur. Pour cela, des échantillons de surface ont été prélevés au sein d'une multitude de sous-environnements du marais afin de définir les...

- **processus influençant la répartition des assemblages de foraminifères modernes dans le marais maritime de Bétahon.** Des analyses statistiques ont permis de définir plusieurs sous-assemblages de foraminifères benthiques dont la distribution est contrôlée par i) l'élévation, pour les assemblages agglutinés du schorre, et ii) les paramètres hydro-

morpho-sédimentaires, pour les sous-assemblages hyalins, présents dans des environnements variés allant des milieux intertidaux sableux à vaseux jusqu'aux dépressions vaseuses du schorre.

Une fois le modèle écologique actuel établi, les assemblages de foraminifères ont été étudiés dans la longue séquence sédimentaire du marais de Bétahon (carotte BET-8). Le croisement des données sédimentaires et micropaléontologiques a permis d'établir un...

- **... modèle d'évolution sédimentaire des paléo-paysages du marais de Bétahon depuis 10 ka BP, sous l'effet de la remontée du niveau marin.** Les données sédimentologiques précédemment acquises dans ce secteur ont permis d'élargir ce modèle à l'estuaire externe de la Vilaine. Entre 10 et 7,9 ka BP, le secteur était situé bien en amont de l'embouchure de la paléo-ria de la Vilaine et correspondait à un milieu estuarien protégé où se développaient de vastes marais maritimes traduisant l'installation du cortège sédimentaire transgressif (ou TST). Ce cortège se termine par la mise en place d'une surface de ravinement tidal (ou TRS), associée à une hausse de l'hydrodynamisme sous l'effet de la remontée du niveau marin. Entre 6,7 et 5,5 ka BP, le secteur évolue alors en un estuaire dominé par la marée. Depuis 5,5 ka BP, sous l'effet du ralentissement de la remontée du niveau marin et de la mise en place du cortège sédimentaire de haut niveau marin (ou HST), le marais maritime de Bétahon s'est reformé sous l'effet du comblement des milieux proximaux et de l'édification des premières barrières dunaires.

(2) Dynamiques sédimentaires et signal palynologique à l'échelle macro-régionale sur le plateau sud-armoricain : apport de la séquence sédimentaire de Quiberon

La séquence sédimentaire de Quiberon (carotte MD08-3204 CQ) alimente le corpus de données sédimentologiques et palynologiques acquises précédemment sur le plateau sud-armoricain. La comparaison de cet ensemble de données a permis d'établir...

- **... l'évolution des dynamiques sédimentaires sur le plateau sud-armoricain depuis 10 ka BP.** La montée rapide du niveau marin à l'Holocène Inférieur entraîne la mise en place du TST qui se traduit par l'enregistrement de forts taux de sédimentation sur le plateau entre 10 et 8,3 ka BP. De 8,3 à 5,7 ka BP, la fin d'établissement de ce cortège sédimentaire, synchrone avec le ralentissement de la transgression marine, est caractérisée par la mise en place d'horizons sédimentaires et/ou faunistiques (i.e., *Turritella* layer) condensés, associés à l'établissement de la surface d'inondation

maximale (ou MFS). Depuis 5,7 ka BP, la sédimentation du plateau enregistre une hausse de l'influence fluviale qui caractérise l'établissement du HST.

- **... l'évolution macro-régionale du signal palynologique holocène.** La comparaison des signaux palynologiques issus de séquences côtières à marines, alimentées par des bassins versants différents, a permis de mettre en évidence l'impact des dynamiques sédimentaires et hydro-climatiques de l'Atlantique Nord sur l'expression du signal palynologique, et, en particulier, sur l'enregistrement des indicateurs polliniques d'anthropisation. Ces derniers sont davantage transmis vers les eaux côtières à partir de 4,2 ka BP, correspondant à la fois à un seuil climatique (i.e., changement de saisonnalité à l'échelle orbitale modifiant les dynamiques fluviales dans un contexte plus général de progradation des environnements terrestres vers la mer) et anthropique (i.e., début de l'Age du Bronze associé au développement de la métallurgie). Superposés à cette tendance pluri-millénaire de l'Holocène Supérieur, les réorganisations océan-atmosphère (i.e., dynamique du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord ou SPG) entraîneront une hausse (/diminution) des régimes de précipitations hivernales, et des décharges fluviales associées, sur les bassins versants situés au nord du seuil hydro-climatique de la Loire, pendant des configurations de renforcement (/diminution) de l'intensité du SPG. Une amplification des décharges fluviales saisonnières (SPG+) pourrait ainsi favoriser une hausse du transfert détritique vers les milieux côtiers à marins et donc une meilleure détection du signal pollinique d'anthropisation dans les archives sédimentaires prélevées sur le littoral breton.

(3) La séquence sédimentaire de la vallée du Kerallé (Plouescat) : première étude paléoenvironnementale long terme sur la côte nord-Finistère et première étude croisée pollen-ADN ancien en milieu côtier

Les études palynologiques de la côte nord-Finistère reposaient jusqu'alors sur la prospection de séquences tourbeuses ne permettant pas de mettre en évidence les dynamiques paléoenvironnementales long terme. Ainsi, la comparaison de données sédimentologiques et polliniques (i.e., carotte ANE-C3) avec, pour la première fois dans un domaine côtier breton, des données moléculaires (i.e., ADN sédimentaire ancien) sur une carotte jumelle (PADMé), ont permis de discuter l'évolution paléoenvironnementale du bassin versant du Kerallé (Plouescat) depuis 7,3 ka BP et de reconstituer ainsi les...

- **... dynamiques du comblement sédimentaire de la vallée du Kerallé sous l'impulsion de la transgression marine holocène.** Entre 7,3 et 7 ka BP, le Kerallé est un système estuarien au sein duquel les influences marines pénètrent dans la vallée jusque dans les zones les plus en amont, ce qui traduit l'installation du TST. Conjointement au ralentissement de la remontée du niveau marin, les marais maritimes laissent place aux marais dulçaquicoles entre 7 et 6,4 ka BP. Cette fermeture de la vallée aux influences marines coïncide avec l'installation du HST, entraînant le comblement des milieux proximaux et l'édification des premières barrières dunaires. Entre 6,4 et 6 ka BP, la vallée enregistre une nouvelle phase d'incursion marine synchrone avec l'enregistrement d'épisodes tempétueux sur les côtes bretonnes. A partir de 6 ka BP, les tourbes dulçaquicoles réapparaissent et le couvert forestier se développe. Dès lors, le milieu se ferme et devient strictement continental à partir de 5,4 ka BP.
- **... dynamiques anthropiques à l'échelle du bassin versant du Kerallé.** Les indices polliniques d'anthropisation sont détectés de manière non-ambiguë à partir de 4,5 ka BP (i.e., Néolithique ancien) et sont couplés à la présence d'ADN ancien de mammifères domestiques, coïncidant avec l'installation des communautés campaniformes à Plouescat, généralement associées à l'introduction de la métallurgie. Ce signal anthropique s'accélère à partir de 4 ka BP (i.e., début de l'Age du Bronze) puis de 2,7 ka BP (i.e., premier Age du Fer) où le déboisement est maximal. A partir de 2,4 ka BP (i.e., second Age du Fer), les activités pastorales se développent, comme le révèlent l'accroissement des indicateurs polliniques du pastoralisme et la présence d'ADN de mammifères domestiqués (i.e., Caprinae, *Bos* sp.).

(4) Synthèse régionale – Bilan

La comparaison du corpus de données paléoenvironnementales préexistant sur les côtes bretonnes avec celles nouvellement acquises dans le cadre de cette thèse, a permis de...

- **... préciser l'histoire du remplissage sédimentaire sous l'influence de la transgression marine holocène.** En particulier, il a été possible de caractériser l'expression et la chronologie des cortèges stratigraphiques (i.e., TST, HST) dans les milieux côtiers et marins (proximaux à distaux, respectivement) en lien avec les réorganisations des dynamiques hydro-morpho-sédimentaires sur des échelles locales à macro-régionales.

- ... **discuter la part respective des forçages hydro-climatiques et des activités humaines sur le signal pollinique holocène.** Cette étude a montré que les dynamiques paléoclimatiques et paléohydrologiques peuvent avoir des répercussions significatives dans la détection des indicateurs polliniques d'anthropisation (IPA). Retracer les dynamiques humaines à partir d'IPA nécessite donc de maîtriser les contextes climatique et hydrologique du secteur étudié.
- ... **dresser les principaux seuils polliniques d'anthropisation à l'échelle régionale.** Malgré quelques disparités locales, pouvant résulter d'une proximité plus ou moins importante des activités humaines, les principaux seuils d'anthropisation décelés via les outils polliniques concordent avec les grandes phases culturelles. A l'échelle régionale de la Bretagne, nous avons identifié les seuils du 4,2 ka BP (i.e., début de l'Age du Bronze), 2,7 ou 2,4 ka BP (i.e., premier ou second Age du Fer, respectivement) et ~1,2 ka BP (i.e., début du Moyen-Age).

Perspectives

Evolution du signal palynologique dans le marais maritime de Bétahon : caractériser la dynamique anthropique autour de l'estuaire de la Vilaine

Dans le cadre de cette thèse, les données sédimentologiques et micropaléontologiques (i.e., foraminifères benthiques) ont permis de caractériser la succession des environnements de dépôt et ainsi d'établir un modèle d'évolution du marais de Bétahon depuis 10 ka BP. Le contexte hydro-morpho-sédimentaire étant désormais connu, il serait intéressant de discuter ces données au regard des dynamiques de peuplement humain sur le pourtour de l'estuaire de la Vilaine. Dans les environs de l'estuaire, deux archives sédimentaires discontinues ont fait l'objet d'investigations palynologiques, l'une sur la transition Mésolithique-Néolithique (carotte n°3 Arzal ; *Morzadec-Kerfourn, 1974*) et la seconde sur l'Age du Bronze (tourbière de Bétahon ; *Marguerie 1989*). Les contextes géomorphologique et sédimentaire du marais maritime de Bétahon permettent l'enregistrement de longues séquences au sein desquelles une étude palynologique pourrait être menée afin de caractériser l'influence humaine sur le long terme, notamment via les signaux polliniques d'anthropisation. Néanmoins, une telle étude nécessite de prélever une nouvelle séquence sédimentaire. En effet, la carotte BET-8 (étudiée dans cette thèse) a été prélevée en 2008 et n'a pas été conservée dans des conditions optimales de stockage pour l'étude des palynomorphes.

Evolution des assemblages de foraminifères le long du plateau sud-armoricain au cours de l'Holocène

Ce projet doctoral a eu pour objectif de caractériser les phases du remplissage sédimentaire holocène au niveau du plateau sud-armoricain. Ces étapes de comblement ont été discutées via l'évolution des assemblages de foraminifères dans le milieu côtier de Bétahon, et via des données palynologiques (i.e., dinokystes et grains de pollen) dans les milieux proximaux (baie de Quiberon) à distaux (Grande-Vasière) du plateau. L'étude de l'évolution des assemblages de foraminifères benthiques sur l'ensemble de la plateforme sud-armoricaine, en comparant les environnements marins distaux et proximaux, pourrait être envisagée. Ceci permettrait de caractériser l'impact des dynamiques sédimentaires et des réorganisations hydro-climatiques sur ces faunes benthiques. A titre d'exemple, dans cette thèse, nous avons formulé l'hypothèse que l'installation des *Elphidium excavatum* sur le plateau pouvait être corrélée avec la mise en place du HST (sédimentation fluvio-marine dès 5,7 ka BP) favorisant l'afflux de sédiments fins d'origine détritique, et notamment à partir de 4,2 ka BP, seuil correspondant à l'augmentation des décharges fluviales ainsi qu'à celle de la déforestation sur les bassins versants bretons.

Pour conforter cette hypothèse, il faudrait comparer l'ensemble des carottes sédimentaires du plateau afin de dater l'apparition de *E. excavatum* dans les assemblages et étudier l'impact des pulses fluviatiles sur ses abondances au cours du temps.

Interaction homme/environnement dans la vallée du Kerallé (Plouescat) : vers une réflexion interdisciplinaire

L'un des objectifs de cette thèse était de discriminer la part respective des forçages naturels et anthropiques sur les changements paléoenvironnementaux côtiers. Ces travaux sont liés au projet Isblue-Flagship SEALEX (« *The sea as long term socio-ecological experiment* », coord. P. Stéphan) et notamment au workpackage (WP2) intitulé « Changements environnementaux côtiers et forçages : reconstitution à partir d'archives sédimentaires » (coord. A. Penaud). Dans le cadre de ce projet, les données acquises à Plouescat viennent alimenter de futures discussions transverses. En effet, ce secteur fait également l'objet d'investigations géomorphologiques (cf. poursuite des travaux de thèse d'*Aneta Gorcynska, 2022*), ethnohistoriques et archéologiques (cf. poursuite des travaux menés dans le cadre de la chaire ArMeRIE « Archéologie maritime et recherche interdisciplinaire environnementale », coord. Y. Pailler). Il est prévu de réunir prochainement l'ensemble des données collectées à ce jour à l'échelle de la baie de Goulven et de la vallée du Kerallé dans le cadre d'une synthèse interdisciplinaire sur les interactions homme/environnement.

Acquisition de nouvelles données paléoenvironnementales dans le secteur nord-Bretagne

Grâce au vaste corpus de données paléoenvironnementales et sédimentaires disponibles sur le plateau sud-armoricain, la dynamique du remplissage sédimentaire holocène a été reconstruite le long d'un transect proximal-distal. Afin d'établir un modèle comparable à l'échelle du plateau continental nord Bretagne, de nouvelles séquences sédimentaires pourraient être investiguées afin d'affiner la compréhension du remplissage de ce secteur localisé sous l'influence de la Manche.

Par ailleurs, de légers décalages dans les seuils d'anthropisation polliniques sont observés entre les sites nord (Plouescat) et sud (Guidel) Bretagne. De nouvelles études continues pluri-millénaires menées à haute résolution le long du littoral nord (e.g., nord-Finistère, Côtes-d'Armor) permettraient d'affiner la discussion sur les dynamiques d'occupations humaines du territoire à des échelles locales (i.e., en considérant emprise d'un bassin versant).

Enfin, l'élargissement des zones de comparaison aux Iles Britanniques est également envisagé afin de croiser les données palynologiques et archéologiques, et discuter des relations

trans-Manche et des seuils culturels entre l'Armorique, le sud de l'Angleterre et le sud de l'Irlande.

Calibration du signal pollinique actuel pour une meilleure compréhension des signaux fossiles

Dans la perspective d'améliorer l'interprétation du signal pollinique en région Bretagne, il serait intéressant d'étudier sur des échelles saisonnières à interannuelles, en milieu côtier, la répercussion des conditions météo-marines sur les rythmes de floraison ainsi que sur les capacités de production pollinique. Brest Métropole a développé un réseau d'observation de la floraison locale afin d'identifier la répercussion du changement climatique sur les végétaux et leur période de floraison. Par ailleurs, le projet « *monitoring pollen* » débuté en 2018 (coord. N. Combourieu-Nebout) a été à l'initiative du déploiement de pièges à pollen permettant d'enregistrer la pluie pollinique en Europe, et essentiellement sur le Bassin Méditerranéen. Dans le cadre de ce projet, 2 sites ont été instrumentés sur le pourtour de la rade de Brest (un dans la lande côtière de l'anse de Camaret et dans la forêt du Cranou). La comparaison interannuelle du rythme de floraison, couplée à l'enregistrement de la pluie pollinique nous permettrait d'identifier l'impact des conditions météorologiques sur le signal pollinique actuel et d'améliorer la compréhension des signaux fossiles.

Cette fine compréhension saisonnière du rythme de floraison et donc de pollinisation, et de taux de production pollinique, ne peut s'appréhender qu'à des échelles de temps courtes pour lesquelles des données, accumulées sur plusieurs années voire décennies, permettront un jour d'envisager des tendances climatiques.

Il est à noter que d'autres types de suivis modernes ont été récemment déployés en rade de Brest mais en contexte subaquatique. Ainsi, le projet PIPERADE (« Déploiement de PIèges à ParticulEs en RADE de Brest pour un suivi saisonnier pérennisé de différents indicateurs biologiques et sédimentologiques » (démarré en mars 2023, coord. A. Penaud) consiste en un suivi saisonnier des particules qui sédimentent en Rade de Brest selon 3 stations d'ores et déjà instrumentées par l'IUEM et l'Ifremer (site de Lanvéoc, baie de Daoulas et baie de Ste Anne). Ces sites ont été identifiés en raison de leur localisation (centre, fond et entrée de rade, respectivement), de la diversité des méthodologies et suivis déjà mis en place sur ces sites et ont été discutés avec les principaux acteurs ZABrI (« Zone Atelier Brest Iroise », INEE-CNRS, coord. P. Stéphan et A. Pomade) y travaillant. Ces pièges à particules permettront de comprendre les flux de particules biogènes et terrigènes enregistrés en 3 points de la rade en fonction des forçages météo-marins et des paramètres environnementaux. Des collectes mensuelles sont d'ores et déjà assurées par des plongeurs de l'IUEM et les analyses

sédimentologiques (granulométrie), palynologiques (pollen et dinokystes), et micropaléontologiques (diatomées et foraminifères benthiques) sont effectuées à l'IUEM. Cet apport de connaissances est essentiel pour la compréhension des signatures fossiles enregistrées dans les archives sédimentaires puisqu'il est directement déployé dans un contexte subaquatique de dépôt sédimentaire lui-même contraint par différents facteurs de forçage, reflétant en cela les dynamiques de dépôt enregistrées dans les séries fossiles. Ce déploiement pourrait également dans le futur être envisagé sur un site sud (proche Vilaine-Quiberon) et nord (baie de Kernic ou autre baie adjacente de la Manche) Bretagne afin de comparer la disparité des signaux reconstruits en fonction des sites instrumentés. Les premières données issues des suivis en rade de Brest seront analysées dans le cadre de la thèse en cours de Clara Valero (UBO, 2022-2025, « Etude rétrospective des socio-écosystèmes côtiers à partir des sédiments estuariens de la Rade de Brest : trajectoires passées sur les deux derniers siècles »).

RÉFÉRENCES

A

- Abgrall, C., 1919.** Etablissement gallo-romain de Gorré-bloué en Plouescat. *BSAF*, 16, 32-97.
- 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-Oleron Bay (SW France). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 181, 151-169. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.151>
- Allen, G.P., Castaing, P., 1977.** Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 21, 255-261.
- Alley, R.B., MacAyeal, D.R., 1994.** Ice-rafted debris associated with binge / purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet. *Paleoceanography*, 9(4), 503-511. <https://doi.org/10.1029/94PA01008>
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997.** Holocene climate instability: A prominent widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25(6), 483-486. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0483:HCIAPW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0483:HCIAPW>2.3.CO;2)
- Alley, R.B., Marotzke, J., Nordhaus, W.D., Overpeck, J.T., Peteet, D.M., Pielke, R.A., Pierrehumbert, R.T., Jr, Rhines, P.B., Stocker, T.F., Talley, L.D. Wallace, J.M. 2003.** Abrupt climate change. *Science*, 299, 2005-2010. <http://doi.org/10.1126/science.1081056>
- Alley R.B., Ágústsdóttir A.M., 2005.** The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quat. Sci. Rev.*, 24, 1123–1149. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.004>
- Altschul, S.F., Gish, W., Miller, W., Myers, E.W., Lipman, D.J., 1990.** Basic local alignment search tool. *J. Mol. Biol.*, 215, 3, 403-10. [http://doi.org/10.1016/S0022-2836\(05\)80360-2](http://doi.org/10.1016/S0022-2836(05)80360-2). PMID: 2231712.
- Alve, E., 1999.** Colonization of new habitats by benthic foraminifera: a review. *Earth-Sci. Rev.*, 46, 167-185.
- Alve, E., Murray, J.W., 1999.** Marginal marine environments of the Skagerrak and Kattegat: a baseline study of living (stained) benthic foraminiferal ecology. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 146(1-4), 171-193. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00131-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00131-X)
- Anderson, D.M., 1980.** Effects of temperature conditioning on development and germination of *Gonyaulax tamarensis* (Dinophyceae) hypnozygotes. *J. Phycol.*, 16(2), 166-172. <https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.1980.tb03013.x>
- Andreieff, P., Boillot, G., Buge, E., Genesseeux, M., 1969.** La couverture sédimentaire tertiaire à l'Ouest et au Sud-Ouest du Massif armoricain. *Bulletin du BRGM, (2)-IV. Géol. Gén.*, IV(4), 23-37. <https://hal.science/insu-01503033/>
- Andreieff, P., Bouysse, P., Châteauneuf, J.-J., L'Homer, A., Scolari, G., 1971.** La couverture sédimentaire meuble du plateau continental externe de la Bretagne méridionale (Nord du golfe de Gascogne). *Cahiers Océanographiques*, 23, 343–381.
- Anikeeva, O.V., Gooday, A.J., Petrov, A.N., 2019.** Soft-walled monothalamids (Rhizaria: foraminifera) of the Crimean shelf (Black Sea): taxonomic composition and inter-regional patterns of species diversity and distribution. *Mar. Biol. Res.*, 15(1), 36-48. <https://doi.org/10.1080/17451000.2019.1582782>
- Antoine, P., 2002.** Les loess en France et dans le Nord-Ouest européen. *Revue française de Géotechnique*, (99), 3-21.
- Armynot du Châtelet, E.A., Debenay, J.P., Degré, D., Sauriau, P.G., 2005.** Utilisation des foraminifères benthiques comme indicateurs de paléo-niveaux marins? Étude du cas de l'anse de l'Aiguillon. *Comptes Rendus Palevol*, 4(1-2), 209-223. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2004.11.014>
- Armynot du Châtelet, E.A., Bout-Roumazeilles, V., Riboulleau, A., Trentesaux, A., 2009.** Sediment (grain size and clay mineralogy) and organic matter quality control on living benthic foraminifera. *Revue de micropaléontologie*, 52(1), 75-84. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2008.10.002>
- Armynot du Châtelet, E.A., Francescangeli, F., Bouchet, V.M.P., Frontalini, F., 2018.** Benthic foraminifera in transitional environments in the English Channel and the southern North Sea: A proxy for regional-scale environmental and paleo-environmental characterisations. *Mar. Environ. Res.*, 137, 37-48. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2018.02.021>
- Arthuis, R., Goubert, E., Nauleau, J.F., 2015.** Essai de reconstitution paléogéographique de la Loire par l'étude de la documentation existante. In : *L'environnement en mémoire: marqueurs, outils et perspectives*, Bardot-Cambot & Tranoy (coord), Ed. Presses Universitaires de Rennes, 75-88.
- Arthuis, R., 2020.** Les changements hydromorphologiques de l'estuaire de la Loire et l'évolution du port de Rezé/Ratiatum (Loire-Atlantique). *Gallia*, 77-1, 55-66. <https://doi.org/10.4000/gallia.5317>

Authemayou, C., Le Gall, B., Caroff, M., Bussien Grosjean, D., 2019. Wrench-related dome formation and subsequent orogenic syntax bending in a hot orogen (Variscan Ibero-Armorican Arc, the Ouessant Island, France). *Tectonics*, 38. <https://doi.org/10.1029/2018TC005189>

Auvray, B., Charlot, R., Vidal P., 1980. Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17, 532-538. <https://doi.org/10.1139/e80-050>

Avnaim-Katav, S., Garrett, E., Gehrels, W.R., Brown, L.N., Rockwell, T.K., Simms, A.R., Bentz, J.M., MacDonald, G.M., 2023. Contemporary Salt-Marsh Foraminifera from Southern California and Implications for Reconstructing Late Holocene Sea-Level Changes. *J. Foraminifer. Res.*, 53(2), 157-176. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.53.2.157>

Ayache, M., Swingedouw, D., Mary, Y., Eynaud, F., Colin, C., 2018. Multi-centennial variability of the AMOC Over the Holocene: A New Reconstruction Based on Multiple Proxy-derived SST Records. *Glob. Planet. Change* 170, 172-189. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.08.016>

B

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes rendus géoscience*, 341(2-3), 174-201. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009>

Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M. P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.L., Peucat, J.J., Pitra, P., 2013. Histoire géologique du massif Armoricain: actualité de la recherche. *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 500, 5-96. <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00873116>

Baltzer, A., Walter-Simonnet, A.-V., Mokeddem, Z., Tessier, B., Goubert, E., Cassen, S., Diffo, A., 2014. Climatically-driven impacts on sedimentation processes in the Bay of Quiberon (south-Brittany, France) over the last 10,000 years. *Holocene*, 24, 679-688. <https://doi.org/10.1177/0959683614526933>

Baltzer, A., Mokeddem, Z., Goubert, E., Larteaud, F., Labourdette, N., Fournier, J., Bourillet, J.-F., 2015. The “*Turritella* Layer”: A Potential Proxy of a Drastic Holocene Environmental Change on the North–East Atlantic Coast. In: *Sediment Fluxes in Coastal Areas*, Maanan M., Robin M. (eds) Springer: Dordrecht, 3-21. <https://doi.org/10.1007/978-94>

Baltzer, A., Cassen, S., Walter-Simonnet, A.V., Clouet, H., Lorin, A., Tessier, B., 2015b. Variations du niveau marin Holocène en Baie de Quiberon (Bretagne sud): marqueurs archéologiques et sédimentologiques. *Quaternaire*, 26(2), 105-115. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7201>

Barbaroux, L., Gallene, B., 1973. Répartition des minéraux argileux dans les sédiments récents de la Loire et du plateau continental. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 277, série D, 1609-1612.

Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Gagnon, J.-M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400, 344–348. <https://doi.org/10.1038/22504>

Barbier, D., 1999. *Histoire de la végétation du nord-mayennais de la fin du Weichsélien à l'aube du XXIème siècle: mise en évidence d'un tardiglaciaire armoricain: interactions homme-milieu.* Thèse de doctorat, Université de Nantes, Groupe d'étude des milieux naturels, Nantes, vol. 1, texte, 285p., vol. 2, illustrations, 62p.

Barbier, F., Duvergé, J., Le Pichon, X., 1986. Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale. *Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine*, 10(1), 105-121.

Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., 1996. IMAGES - MD 101 à bord du Marion-Dufresne du 29 mai au 11 juillet 1995. A coring cruise of the R/V Marion Dufresne in the North Atlantic Ocean and Norwegian Sea. Les Publications de l'Institut français pour la recherche et la technologie polaires. *Les Rapports des campagnes à la mer*, (96-1), 221p. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00633/74461/>

Battistini, R., 1953. Le littoral septentrional du Léon : principaux problèmes morphologiques. *Bulletin de l'Association de géographes français*, 30(232), 58-71. <http://doi.org/10.3406/bagf.1953.7410>

Battistini, R., 1955. Description du relief et des formations quaternaires du littoral breton entre Brignogan et Saint-Pol-de-Léon (Finistère). *Bulletin d'Information du Comité Central d'Océanographie et d'Étude des Côtes*, 7(10), 468-491.

Battistini, R., Martin, S., 1956. La «Plate-forme à écueils» du Nord-Ouest de la Bretagne. *Noroi*, 10(1), 147-161. <http://doi.org/10.3406/noroi.1956.1121>

Bégeot, C., 1998. Le comportement pollinique du Noisetier (*Corylus avellana*), son rôle comme indicateur d'impacts anthropiques ? L'exemple d'un transect dans le sud du Jura. *Acta bot. Gallica*, 145(4), 271-277. <https://doi.org/10.1080/12538078.1998.10516307>

- Behre, K.E., 1981.** The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. *Pollen Spores*, 23, 225-244.
- Behre, K. E. (Ed.), 1986.** *Anthropogenic indicators in pollen diagrams*. Rotterdam: AA Balkema, 232p.
- Belleguic, K., Conseil, C., Eveno, T., Lorge, S., Baraer, F., 2012.** *Le Changement Climatique en Bretagne*. Paris: Météo France, 85p.
- Benito, G., Macklin, M.G., Zielhofer, C., Jones, A.F., Machado, M.J., 2015.** Holocene flooding and climate change in the Mediterranean. *Catena*, 130, 13-33. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.11.014>
- Bennet, K.D., 1992.** Psimpoll- Quickbasic Program That Generates Postscript Page Description of Pollen Diagrams. *INQUA Commission for the Study of the Holocene: Working Group on Data-Handling Methods*, Newsletter 8, 11-12.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991.** Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.*, 10(4), 297-317.
- Berkeley, A., Perry, C.T., Smithers, S.G., Horton, B.P., Taylor, K. G., 2007.** A review of the ecological and taphonomic controls on foraminiferal assemblage development in intertidal environments: *Earth-Science Reviews*, 83, 205-230. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.04.003>
- Bernhard, J.M., 1996.** Microaerophilic and facultative anaerobic benthic foraminifera: a review of experimental and ultrastructural evidence. *Revue de Paaleobiologie*, 15, 261-275.
- Bernhard, J.M., 2003.** Potential symbionts in bathyal foraminifera. *Science*, 299, 861. <http://doi.org/10.1126/science.1077314>
- Bersch, M., Meincke, J., Sy, A., 1999.** Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991–1996. *Deep-Sea Res., Part 2, Top. Stud. Oceanogr.* 46, 55-75. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(98\)00114-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(98)00114-3)
- Beug, H.-J., 1961.** Beiträge Zur Postglazialen Floren- Und Vegetationsgeschichte in Süddalmatien: Der See „Malo Jezero“ Auf Mljet: Teil I: Vegetationsentwicklung. *Flora Oder Allg. Bot. Ztg.* 150 (4), 600-631. [https://doi.org/10.1016/S0367-1615\(17\)33232-9](https://doi.org/10.1016/S0367-1615(17)33232-9)
- Beug, H J., 1975.** Man as a factor in the vegetational history of the Balkan peninsula. In: Jordanov, D., et al. (Eds.), *Problem of Balkan Flora and Vegetation*, Sofia, 72-78.
- Beug, H.J., 2004.** *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. Verlag Friedrich Pfeil, Munich, 542p.
- Binczewska, A., Polovodova Asteman, I., Farmer, E. J., 2015.** Foraminifers (Benthic). *Encyclopedia of Marine Geosciences*, 1-8.
- Bini, M., Zanchetta, G., Perşoiu, A., Cartier, R., Català, A., Cacho, I., Dean, J.R., Di Rita, F., Drysdale, R. N., Finnè, M., Isola, I., Jalali, B., Lirer, F., Magri, D., Masi, A., Marks, L., Mercuri, A.M., Peyron, O., Sadori, L., Sicre, M.-A., Welc, F., Zielhofer, C., Brisset, E., 2019.** The 4.2 ka BP Event in the Mediterranean region: an overview, *Clim. Past*, 15, 555-577. <https://doi.org/10.5194/cp-15-555-2019>
- Blaauw, M., Christen, J.A., 2011.** Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Anal.* 6(3), 457-474. <http://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Blamart D., Baltzer, A., Volker, A., 2008.** MD 169 / MICROSYSTEMS cruise, RV Marion Dufresne, <https://doi.org/10.17600/8200100>.
- Blanchet, S., Forré, P., Fromont, N., Hamon, C., Hamon, G., 2010.** Un habitat du Néolithique ancien à Betton «Pluvignon»(Ille-et-Vilaine). Présentation synthétique et premiers résultats. Premiers Néolithiques de l'Ouest. Cultures, réseaux, échanges des premières sociétés néolithiques à leur expansion. *Presses Universitaires de France*, Rennes, 15-40.
- Blanc-Vernet, L., 1988.** Répartition bathymétrique des foraminifères benthiques sur la plate-forme continentale. *Géologie Méditerranéenne*, 15, 5-12
- 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. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- 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. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., Hoffmann, S., LottiBond, R., Hajdas, I., Bonani, G. 2001.** Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294, 2130-36. <https://doi.org/10.1126/science.1065680>

- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J. P., Van Den Driessche, J., 2000.** Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 105(B8), 19273-19288. <https://doi.org/10.1029/2000JB900142>
- Booth, R.K., Jackson, S.T., Forman, S.L., Kutzbach, J.E., Bettis, E.A., Kreigs, J., Wright, D.K., 2005.** A severe centennial-scale drought in mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkages. *Holocene*, 15, 321-328. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl825>
- Bossard, S., 2015.** *Les souterrains et autres architectures enterrées de L'âge du Fer en Bretagne et Basse-Normandie. Analyse de structures de stockage spécifiques au nord-ouest de la Gaule (VIe - Ier siècle avant n. è.)*. Mémoire de master, Université de Nantes. 339p.
- Bouby, L., Zech-Matterne, V., Bouchette, A., Cabanis, M., Derreumaux, M., Dietsch-Sellami, M.F., Durand, F., Figueiral, I., Marival, P., Paradis, L., Pradat, B., Rousselet, O., Buendia, N.R., Schaal, C., Toulemonde, F., Wiethold, J., 2017.** Ressources et économie agricole en France à l'âge du Bronze et au premier âge du Fer : les données carpologiques. In : Laurent Carozza; Cyril Marcigny; Marc Talon. *L'habitat et l'occupation des sols à l'âge du Bronze et au début du premier âge du Fer*, 12, CNRS; Inrap, 299-326.
- Boujot, C., Cassen, S., 1992.** Le développement des premières architectures funéraires monumentales en France occidentale. *Revue Archéologique de l'Ouest*, supplément n°5, 195-211.
- Bourillet, J.F., Reynaud, J.Y., Baltzer, A., Zaragosi, S., 2003.** The 'Fleuve Manche': the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. *J. Quat. Sci.*, 18(3-4), 261-282. <https://doi.org/10.1002/jqs.757>
- Bourillet, J-F., Dubrulle, C., Goubert, E., Jouanneau, J-M., Cortij, E., Weber, O., Lesueur, P., 2005.** La Grande Vasière : architecture, mise en place et estimation des facteurs de son évolution. *Colloque Golfe de Gascogne*. 22-24 mars 2005, Brest. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00749/86127/>
- Bourillet, J-F., Jouanneau, J-M., Macher, C., Le Hir, P., Naughton, F., 2006.** "La Grande Vasière" mid-shelf mud belt: Holocene sedimentary structure, natural and anthropogenic impact. In *Abstracts of the X International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay*. Vigo, Spain, 19-21 April 2006, 131-134. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00000/6243/>
- Bouysse, P., Horn, R., 1972.** La géologie du plateau continental autour du Massif Armoricaire. *Bull. BRGM*, IV, 2, 3-17.
- Bouysse, P., Chateauneuf, J.-J., Ters, M., 1974.** Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flamand en baie de Vilaine (Bretagne Méridionale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Série D(279).
- Bradshaw, R.H., 1981.** Modern pollen-representation factors for woods in south-east England. *The Journal of Ecology*, 45-70. <https://doi.org/10.2307/2259815>
- Brady, H.B., 1884.** Report on the foraminifer dredged by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. *Report of the scientific results of the voyage of H.M.S. Challenger*, v. 9 (Zoology), 814p.
- Brasier, M.D., 1981.** Microfossil transport in the tidal Humber basin. In: Neale, P., Brasier, M.D. (Eds.), *Microfossils from Recent and Fossil Shelf Seas*. Ellis Horwood Ltd., Chichester, 314-322.
- Brault, N., Bourquin, S., Guillocheau, F., Dabard, M. P., Bonnet, S., Courville, P., Estéoule-Choux, J., Stepanoff, F., 2004.** Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis: relative influence of tectonics and climate. *Sediment. Geol.*, 163(3-4), 175-210. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00193-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00193-3)
- Bravo, I., Figueroa, R.I., 2014.** Towards an ecological understanding of dinoflagellate cyst functions. *Microorganisms*, 2(1), 11-32. <https://doi.org/10.3390/microorganisms2010011>
- Bray, J.R., Curtis, J.T., 1957.** An ordination of the upland forest communities of southern Wisconsin. *Ecological Monographs* 27 (4), 325-349.
- Briard, J., 1965.** *Les dépôts bretons et l'Age du Bronze atlantique*. Rennes, Laboratoire d'Anthropologie préhistorique, 352p.
- Briard, J., Guerin, C., Morzadec-Kerfourn, M.T., Plusquellec, Y., 1970.** Le site de Porsguen en Plouescat (Finistère nord) : faune, flore, archéologie. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, II, 2, 45-60.
- Briard, J., 1984.** *Les tumulus d'Armorique, L'âge du Bronze en France*. Picard, Paris, 304p.
- Briard, J. 1996.** L'Âge du Bronze ancien atlantique. In : C. Mordant, O. Gaiffe (Eds). *Cultures et Sociétés du Bronze ancien en Europe. Actes du colloque Fondements culturels, techniques, économiques et sociaux des débuts de l'âge du Bronze*. 117e Congrès national des sociétés historiques et scientifiques. Clermont-Ferrand 27-29 octobre 1992. Paris : C.T.H.S. : 69-81

- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., 1990.** A salt oscillator in the glacial Atlantic ? The concept. *Paleoceanography* 5 (4), 469-477. <https://doi.org/10.1029/PA005i004p00469>
- Brooks, A., Edwards, R., 2006.** The development of a sea-level database for Ireland. *Irish J. of Earth Sci.*, 24(1), 13-27. <https://www.muse.jhu.edu/article/810049>
- Broström, A., Nielsen, A.B., Gaillard, M.-J., Hjelle, K., Mazier, F., Binney, H., Bunting, J., Fyfe, R., Meltsov, V., Poska, A., 2008.** Pollen productivity estimates of key European plant taxa for quantitative reconstruction of past vegetation: a review. *Veg. Hist. Archaeobotany*, 17, 461-478. <https://doi.org/10.1007/s00334-008-0148-8>
- Brun, C., 2009.** Biodiversity changes in highly anthropogenic environments (cultivated and ruderal) since the Neolithic in eastern France. *Holocene*, 19(6), 861-871. <https://doi.org/10.1177/0959683609336559>
- Brun, C., 2011.** Anthropogenic indicators in pollen diagrams in eastern France: a critical review. *Veg. Hist. Archaeobot.*, 20(2), 135-142. <https://doi.org/10.1007/s00334-010-0277-8>

C

- Cagnard, F., 2008.** *Carte géologique harmonisée du département du Finistère notice géologique – BRGM/RP-56273- FR*, 12 fig., 2 tab. 3 pl. hors-texte., 435p.
- Capo, E., Giguët-Covex, C., Rouillard, A., Nota, K., Heintzman, P. D., Vuillemin, A., ... & Parducci, L., 2021.** Lake sedimentary DNA research on past terrestrial and aquatic biodiversity: Overview and recommendations. *Quaternary*, 4(1), 6. <https://doi.org/10.3390/quat4010006>
- Carlson, A., LeGrande, A., Oppo, D., Came, R.E., Schmidt, G.A., Anslow, F.S., Licciardi, J.M., Obbink, E.A., 2008.** Rapid early Holocene deglaciation of the Laurentide ice sheet. *Nature Geosci.* 1, 620-624. <https://doi.org/10.1038/ngeo285>
- Caroff M., Barrat J.A., Le Gall B., 2021.** Kersantites and associated intrusives from the type locality (Kersanton), Variscan Belt of Western Armorica (France). *Gondwana research*, 98, 46-62. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.06.004>
- Carozza, L., Marcigny C., 2007.** *L'âge du Bronze en France*. Paris : La Découverte, 156p. (Archéologies de la France).
- Carozza, L., Marcigny, C., Talon, M., 2007.** Ordres et désordres de l'économie des sociétés durant l'Âge du bronze en France. In : Bartelheim (M.), Stäuble (H.) dir. *Die wirtschaftlichen Grundlagen der Bronzezeit Europas, The economic foundations of the European Bronze age, Forschungen zur Archäometrie und Altertumswissenschaft*, 4, 23-65.
- Carpenter, M.L., Buenrostro, J.D., Valdiosera, C., Schroeder, H., Allentoft, M.E., Sikora, M., ... & Bustamante, C.D., 2013.** Pulling out the 1%: whole-genome capture for the targeted enrichment of ancient DNA sequencing libraries. *Am. J. Hum. Genet.*, 93(5), 852-864. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ajhg.2013.10.002>
- Carter, M.C., 2008.** *Turritella communis* An auger shell. In: Tyler-Walters H. and Hiscock K. (eds) *Marine Life Information Network : Biology and Sensitivity Key Information Reviews*, [on-line]. Plymouth: Marine Biological Association of the United Kingdom.
- Cassen, S. 1993.** Le Néolithique le plus ancien de la façade atlantique de la France. *Munibe Antropologia-Arkeologia*, (45), 119-129.
- Cassen, S., Audren, C., Hinguant, S., Lannuzel, G., Marchand, G., 1998.** L'habitat Villeneuve-Saint-Germain du Haut-Mée (Saint-Étienne-en-Coglès, Ille-et-Vilaine). *Bulletin de la Société préhistorique française*, 41-75.
- Cassen, S., Boujot, C., Vaquero, J., 2000.** Éléments d'architecture. Exploration d'un tertre funéraire à Lannec er Gadouer (Erdeven, Morbihan). Constructions et reconstructions dans le Néolithique morbihannais. Propositions pour une lecture symbolique, *Association des Publications Chauvinoises*, Chauvigny, 814p. (Mémoire 19).
- Cassen, S., Boujot, C., Dominguez Bella, S., Guiavarc'h, M., Le Pennec, C., Prieto Martinez, M. P., Querré, G., Santrot, M.H., Vigier, E., 2012.** Dépôts bretons, tumulus carnacéens et circulations à longue distance. In : Pétrequin, P., Cassen, S., Errera, M., Klassen, L., Sheridan, J.A. (eds). *Jade. Grandes haches alpines du Néolithique européen. Ve et IVe millénaires av. J.-C.* Cahiers de la MSHE C.N. Ledoux. Besançon: Presses Universitaires de Franche-Comté, 918-995.
- Castaing, P., Allen, G.P., 1981.** Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: A macrotidal estuary in France. *Mar. Geol.*, 40(1), 101-118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90045-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90045-1)
- 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(10), 1979-2001. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00052-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00052-1)
- Castanet C., 2008.** *La Loire en val d'Orléans. Dynamiques fluviales et socio-environnementales durant les derniers 30 000 ans : de l'hydrosystème à l'anthroposystème.* Thèse de doctorat, Université de Paris-1 Panthéon-Sorbonne, 549p.
- Ceulemans, L., Landau, B. M., Van Dingenen, F., 2014.** Carinofusus gen. nov. from the Mio-Pliocene transition of western France. *Vita Malacologica*, 12, 23-30.
- Chadwick, N. K. 1965.** *The colonization of Brittany from celtic Britain.* Oxford University Press. 65p.
- Chantraine, J., Chauvel, J.J., Dupret, L., Gatinois, F., Icart, J.C., Le Corre, C., Villey, M., 1982.** Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM*, 1(1-2), 3–17. <https://hal.science/insu-01860310/>
- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001.** The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, 331, 1-18. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00233-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00233-X)
- Charria, G., Lazure, P., Le Cann, B., Serpette, A., Reverdin, G., Louazel, S., Batifoulier, F., Dumas, F., Pichon, A., Morel, Y., 2013.** Surface layer circulation derived from Lagrangian drifters in the Bay of Biscay. *J. Mar. Syst.*, S60-S76. <http://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.09.015>
- Charria, G., 2018.** *Evolutions interannuelles de la circulation dans le golfe de Gascogne - vers une dynamique à (sous)mésoéchelle en milieu côtier. Observer et simuler un océan côtier turbulent.* HDR, Université de Bretagne Occidentale, 100p. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00475/58702/>
- Chaumillon, E., Weber, N., 2006.** Spatial variability of modern incised valleys on the French Atlantic coast: comparison between the Charente and the Lay–Sèvre incised valleys. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 85, 57-85. <https://doi.org/10.2110/pec.06.85.0057>
- 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. *J. Mar. Syst.*, 72, 383-396. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.05.014>
- Chen, H., Shaw, T.A., Wang, J., Engelhart, S.E., Nikitina, D., Pilarczyk, J.E., Walker, J., García-Artola, A., Horton, B.P., 2020.** Salt-marsh foraminiferal distributions from mainland northern Georgia, USA: An assessment of their viability for sea-level studies. *Open Quaternary*, 6, 1-19. <https://doi.org/10.5334/oq.80>
- Chen, S., Zhou, Y., Chen, Y., Gu, J., 2018.** fastp: an ultra-fast all-in-one FASTQ preprocessor. *Bioinformatics*, 34(17), i884-i890. <https://doi.org/10.1093/bioinformatics/bty560>
- Chevalier, M., Davis, B. A., Heiri, O., Seppä, H., Chase, B. M., Gajewski, K., ... & Kupriyanov, D., 2020.** Pollen-based climate reconstruction techniques for late Quaternary studies. *Earth-Sci. Rev.*, 210, 103384. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103384>
- Childe, V.G., 1952.** *Prehistoric communities of the British Isles.* London: W.R. Chambers.
- Clarke, M., Rendell, H., Tastet, J. P., Clave, B., Masse, L., 2002.** Late-Holocene sand invasion and North Atlantic storminess along the Aquitaine Coast, southwest France. *Holocene*, 12(2), 231-238. <https://doi.org/10.1191/0959683602hl539rr>
- Clarke, G., Leverington, D., Teller, J., Dyke, A., 2003.** Superlakes, megafloods and abrupt climate change. *Science* 301, 922-923. <http://doi.org/10.1126/science.108592>
- Clarke, G.K.C., Leverington, D.W., Teller, J.T., Dyke, A.S., 2004.** Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quat. Sci. Rev.*, 23 (3-4), 389-407. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.004>
- Clarke, G.K.C., Bush, A.B.G., Bush, J.W.M., 2009.** Freshwater discharge, sediment transport, and modelled climate impacts of the final drainage of glacial Lake Agassiz. *Journal of Climate*, 22 (8), 2161-2180. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2439.1>
- Corliss, B.H., Emerson, S., 1990.** Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotia continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Research*, 37, 381-400. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90015-N](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90015-N)
- Corliss, B.H., 1991.** Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, 17, 195-236. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(91\)90014-W](https://doi.org/10.1016/0377-8398(91)90014-W)

- Costoya, X., Fernandez-Novoa, D., deCastro, M., Santos, F., Lazure, P., Gomez-Gesteira, M., 2016.** Modulation of sea surface temperature warming in the Bay of Biscay by Loire et Gironde Rivers. *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, 14p. <https://doi.org/10.1002/2015JC011157>
- Crave A. (dir), 2009.** Inondations dans le bassin de la Vilaine : paramètres hydrogéomorphologiques et flux terrigènes. *Rapport pour l'IAV*, 245p.
- Croudace, I. W., Rothwell, R. G. (Eds.), 2015.** *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. Springer, 17, 668p.
- Cullen, H.M., de Menocal, P.B., Hemming, S., Brown, F.H., Guilderson, T., Sirocko, F., 2000.** Climate change and the collapse of the Akkadian empire: evidence from the deep sea. *Geology*, 28, 379-382. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<379:CCATCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<379:CCATCO>2.0.CO;2)
- Culver, S.J., Woo, H.J., Oertel, G.F., Buzas, M.A., 1996.** Foraminifera of coastal depositional environments, Virginia, USA: distribution and taphonomy. *Palaios*, 459-486. <https://doi.org/10.2307/3515213>
- Culver, S.J., Horton, B.P., 2005.** Infaunal marsh foraminifera from the outer banks, North Carolina, USA. *J. Foraminiferal Res.*, 35(2), 148-170. <https://doi.org/10.2113/35.2.148>
- Cundill, P.R., 1985.** The use of mosses in modern pollen studies at Morton Lochs, Fife. In *Transactions of the Botanical Society of Edinburgh*, 44, 4, 375-383. <https://doi.org/10.1080/03746608508685402>
- Cundill, P.R., 1991.** Comparisons of moss pollen and pollen trap data: a pilot study. *Grana*, 30(2), 301-308. <https://doi.org/10.1080/00173139109431984>
- Cunliffe, B., Clark, P., 2009.** *Bronze Age Connections: cultural contact in prehistoric Europe*.
- Curry, D., Smith, A.J., 1975.** New discoveries concerning the geology in the central and eastern parts of the English Channel. *Phil. Trans. Roy. Soc., A*, 155- 167. <https://doi.org/10.1098/rsta.1975.0048>
- Curry, D., Adams, C.G., Boulter, M.C., Dilley, F.C., Earnes, F.E., Funnell, B.M., Wells M.K., 1978.** A correlation of Tertiary rocks in the British Isles. *Geol. Soc. Lond. Spec. Report*, 12.
- Cyprien, A.L., 2001.** *Chronologie de l'interaction de l'homme et du milieu dans l'espace central et aval de la Loire*. Thèse de Doctorat, Université de Nantes, Groupe d'Etude des Milieux Naturels, Nantes.

D

- Dabney, J., Knapp, M., Glocke, I., Gansauge, M.T., Weihmann, A., Nickel, B., Valdiosera, C., Gracia, N., Pääbo, S., Arsuaga, J.L., Meyer, M., 2013.** Complete mitochondrial genome sequence of a Middle Pleistocene cave bear reconstructed from ultrashort DNA fragments. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(39), 15758-15763. <https://doi.org/10.1073/pnas.1314445110>
- Daire, M.Y., Marguerie, D., Fily, M., Baudry, A., Quesnel, L., Arbousse-Bastide, T., 2011.** Le plateau littoral du Bas-Léon (nord Finistère, Bretagne) au Ier millénaire avant notre ère: perspectives pour une lecture croisée sur les dynamiques du peuplement et du paysage. *Noröis. Environnement, aménagement, société*, (220), 95-119. <https://doi.org/10.4000/noröis.3685>
- Dale, B., 1976.** Cyst formation, sedimentation, and preservation: factors affecting dinoflagellate assemblages in recent sediments from Trondheimsfjord, Norway. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 22(1), 39-60. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(76\)90010-5](https://doi.org/10.1016/0034-6667(76)90010-5)
- Dale, B., 1983.** *Dinoflagellate resting cysts: benthic plankton. Survival strategies of the algae*. Cambridge University Press.
- Dale, B., 1996.** Dinoflagellate cyst ecology: modeling and geological applications. *Palynology: principles and applications*, 1249-1275.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992.** Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sediment. Petrol.*, 62, 6, 102-111. <https://doi.org/10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., 1994.** High-resolution sequence stratigraphy of a complex, incised valley succession, Cobequid Bay—Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada. *Sedimentology*, 41(6), 1069-1091. <https://doi.org/10.2110/pec.94.12.0045>
- Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007.** Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81, 3-4, 135-174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002>

- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffenson, J.P., Sveinbjörnsdóttir, 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. <https://doi.org/10.1038/364218a0>
- David, O., Penaud, A., Vidal, M., Fersi, W., Lambert, C., Goubert, E., Herlédan, M., Stéphan, P., Pailler, Y., Bourillet, J.F., Baltzer, A., 2022. Sedimentological and palynological records since 10 ka BP along a proximal-distal gradient on the Armorican shelf (NW France). *Quat. Sci. Rev.*, 293, 107678. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107678>
- David, R., 2014. *Modélisation de la végétation holocène du Nord-Ouest de la France : Reconstruction de la chronologie et de l'évolution du couvert végétal du Bassin parisien et du Massif armoricain*. Thèse doctorat, Université de Rennes I, 284p. <https://theses.hal.science/tel-01060260/>
- Debenay, J. P., Guillou, J. J., Redois, F., Geslin, E., 2000. Distribution Trends of Foraminiferal Assemblages in Paralic Environments. In: Martin, R.E. (eds) *Environmental Micropaleontology. Topics in Geobiology*, 15. Springer, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4167-7_3
- Debenay, J.P., Guillou, J.J., 2002. Ecological transitions indicated by foraminiferal assemblages in paralic environments. *Estuaries*, 25, 1107-1120. <https://doi.org/10.1007/BF02692208>
- Debenay, J.P., Bicchi, E., Goubert, E., Du Châtelet, E.A., 2006. Spatio-temporal distribution of benthic foraminifera in relation to estuarine dynamics (Vie estuary, Vendée, W France). *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, 67(1-2), 181-197. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.11.014>
- Debret, M., Bout-Roumazeilles, V., Grousset, F., Desmet, M., McManus, J.F., Massei, N., Sebag, J.R., Petit, Y., Trentesaux, A., 2007. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. *Climate of the Past*, 3(4), 569-575. <https://doi.org/10.5194/cp-3-569-2007>
- Defer, J., Suc, J.P., 2003. *L'outil Palynologique*. Ed. apbg. 199p.
- Delaine, M., Armynot du Châtelet, E., Bout-Roumazeilles, V., Goubert, E., Le Cadre, V., Recourt, P., Trentesaux, A., Arthuis, R., 2015. Multiproxy approach for Holocene paleoenvironmental reconstructions from microorganisms (testate amoebae and foraminifera) and sediment analyses: The infilling of the Loire Valley in Nantes (France). *Holocene*, 25(3), 407-420. <https://doi.org/10.1177/0959683614561883>
- Del Campo, J., Sieracki, M.E., Molestina, R., Keeling, P., Massana, R., Ruiz-Trillo, I., 2014. The others: our biased perspective of eukaryotic genomes. *Trends in ecology & evolution*, 29(5), 252-259. <https://doi.org/10.1016/j.tree.2014.03.006>
- De Menocal, P. B. 2015. Palaeoclimate: end of the African humid period. *Nature Geoscience*, 8(2), 86-87. <https://doi.org/10.1038/ngeo2355>
- Demoule, J. P., 2007. *La révolution néolithique en France*. Ed. La Découverte et INRAP, Paris, 180p.
- De Rijk, S., 1995. Salinity control on the distribution of salt marsh foraminifera, *J. Foramin. Res.*, 25, 156-166.
- De Rijk, S., 1997. Troelstra, Salt marsh foraminifera from the Great Marshes, Massachusetts: environmental controls, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 130, 81-112.
- de Vernal, A., Henry, M., Bilodeau, G., 1999. Techniques de préparation et d'analyse en micropaléontologie. *Les cahiers du GEOTOP*, 3, 41p.
- de Vernal, A., Marret, F., 2007. Chapter nine organic-walled dinoflagellate cysts: tracers of sea-surface conditions. *Developments in marine geology*, 1, 371-408. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01014-7](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01014-7)
- de Vernal, A., Radi, T., Zaragosi, S., Van Nieuwenhove, N., Rochon, A., Allan, E., De Schepper, S., Eunaud, F., Head, M., Limoges, A., Londeix, L., Marret, F., Matthiessen, J., Penaud, A., Pospelova, V., Price, A., Richerol, T., 2020. Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of the Northern Hemisphere in relation to environmental parameters: The new n= 1968 database. *Mar. Micropaleontol.*, 159, 101796. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101796>
- de Vernal, A., Radi, T., Zaragosi, S., Van Nieuwenhove, N., Rochon, A., Allan, E., De Schepper, S., Eunaud, F., Head, M.J., Limoges, A., Londeix, S., Marret, F., Matthiessen, J., Penaud, A., Pospelova, V., Price, A., Richerol, T., 2020. Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of the Northern Hemisphere in relation to environmental parameters: The new n=1968 database. *Mar. Micropaleontol.*, 159, 101796. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101796>
- Dodge, J. D., Harland, R., 1991. The distribution of planktonic dinoflagellates and their cysts in the eastern and northeastern Atlantic Ocean. *New Phytologist*, 118(4), 593-603. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1991.tb01000.x>

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). *Cont. Shelf Res.*, 27, 2099-2115. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.05.002>

Duchemin, G., Jorissen, F. J., Redois, F., Debenay, J. P., 2005. Foraminiferal microhabitats in a high marsh: Consequences for reconstructing past sea levels. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 226(1-2), 167-185.

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. *J. Sea Res.*, 118, 17-34. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2016.08.003>

Durand, M., Mojtahid, M., Maillet, G. M., Baltzer, A., Schmidt, S., Blet, S., Marchès, E., Howa, H., 2018. Late Holocene record from a Loire River incised paleovalley (French inner continental shelf): Insights into regional and global forcing factors. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 511, 12-28. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.06.035>

Dussud, L., 2010. CABTEX cruise, RV Pourquoi pas ? <https://doi.org/10.17600/10030050>.

E

Edwards, R.J., Van De Plassche, O., Gehrels, W.R., Wright, A.J., 2004. Assessing sea-level data from Connecticut, USA, using a foraminiferal transfer function for tide level. *Mar. Micropaleontol.*, 51(3-4), 239-255. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2003.11.003>

Edwards, R.J., 2006. Mid-to late-Holocene relative sea-level change in southwest Britain and the influence of sediment compaction. *Holocene*, 16(4), 575-587. <https://doi.org/10.1191/0959683606hl941rp>

Ejarque, A., Miras, Y., Riera, S., 2011. Pollen and non-pollen palynomorph indicators of vegetation and highland grazing activities obtained from modern surface and dung datasets in the eastern Pyrenees. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 167(1-2), 123-139. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2011.08.001>

Éluère, C., 1982. *Les ors préhistoriques. L'Âge du Bronze en France*, Paris, Picard, 287p.

Engelhart, S.E., Horton, B.P., 2012. Holocene sea level database for the Atlantic coast of the United State. *Quat. Sci. Rev.* 54, 12-25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.09.013>

Entwhistle, R., Grant, A., 1989. The evidence for cereal cultivation and animal husbandry in the southern British Neolithic and Bronze Age. *BAR. International Series*, 496, 203-215.

ERAMM-RIVAGES, 1995. Etude de l'envasement de l'estuaire de la Vilaine. *Rapport Institution d'Aménagement de la Vilaine*, 110 p.

Estéoule-Choux, J., 1967. Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. géol. min. de Bretagne*, 14, 319p.

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 ? *Mar. Geol.*, 329, 75-92. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.08.005>

Evitt, W.R. 1985. *Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation*. Amer Assn of Stratigraphic.

Eynaud, F., Mary, Y., Zumaque, J., Wary, M., Gasparotto, M.C., Swingedouw, D., Colin, C., 2018. Compiling multiproxy quantitative hydrographic data from Holocene marine archives in the North Atlantic: A way to decipher oceanic and climatic dynamics and natural modes? *Glob. Planet. Change*, 170, 48-61. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.07.017>

F

Fadil, A., Denys, P., Tenzer, R., Grenfell, H.R., Willis, P., 2013. New Zealand 20th century sea level rise: Resolving the vertical land motion using space geodetic and geological data. *J. Geophys. Res. Oceans*, 118(11), 6076-6091. <https://doi.org/10.1002/2013JC008867>

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. <https://doi.org/10.1038/342637a0>

Fatela, F., Taborda, R., 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar. Micropaleontol.*, 45, 169-174. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00021-X](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00021-X)

- Fernane, A., 2014.** *Reconstitution des fluctuations holocènes en relation avec les changements climatiques et l'antropisation sur les côtes bretonnes à partir de bio-indicateurs fossiles (chironomidés, pollen et foraminifères benthiques)*. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne occidentale-Brest, 246p.
- Fernane, A., Gandouin, E., Penaud, A., Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Vidal, M., Delacourt, C., 2014.** Coastal palaeoenvironmental record of the last 7 kyr BP in NW France: Sub-millennial climatic and anthropic Holocene signals. *Holocene*, 24(12), 1785-1797. <https://doi.org/10.1177/095968361455122>
- Fernane, A., Penaud, A., Gandouin, E., Goslin, J., Van Vliet-Lanoë, B., Vidal, M., 2015.** Climate variability and storm impacts as major drivers for human coastal marsh withdrawal over the Neolithic period (Southern Brittany, NW France). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 435, 136–144. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.05.029>
- Ferrer, L., Fontán, A., Mader, J., Chust, G., González, M., Valencia, V., Uriarte, Ad., Collins, M. B., 2009.** Low-salinity plumes in the oceanic region of the Basque Country. *Cont. Shelf Res.*, 29, 8, 970-984. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2008.12.014>.
- Fersi, W., Penaud, A., David, O., Lambert, C., Vidal, M., Stéphan, P., Zumaque, J., De Vernal, A., Eynaud, F., in prep.** Palaeoenvironmental signature of Holocene records from the northern margin of the Bay of Biscay.
- Figueira, B. O., Grenfell, H., Hayward, B. W., and Alfaro, A. C., 2012.** Comparison of Rose Bengal and CellTracker Green staining for identification of live salt-marsh foraminifera. *J. Foraminiferal Res.*, 42, 206–215. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.42.3.206>
- Fitzpatrick, S.M., Anderson, A., 2008.** Islands of isolation: archaeology and the power of aquatic perimeters. *J. Isl. Coast.*, 3(1), 4-16. <https://doi.org/10.1080/15564890801983941>
- Flatau, M.K., Talley, L., Niiler, P.P., 2003.** The North Atlantic oscillation, surface current velocities, and SST changes in the subpolar North Atlantic. *J. Climate*, 16, 2355–2369. <https://doi.org/10.1175/2787.1>
- Fletcher III, C.H., Van Pelt, J.E., Brush, G.S., Sherman, J., 1993.** Tidal wetland record of Holocene sea-level movements and climate history. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 102(3-4), 177-213. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(93\)90067-S](https://doi.org/10.1016/0031-0182(93)90067-S)
- Florenzano, A., Marignani, M., Rosati, L., Fascetti, S., Mercuri, A.M., 2015.** Are Cichorieae an indicator of open habitats and pastoralism in current and past vegetation studies?. *Plant Biosystems-An International Journal Dealing with all Aspects of Plant Biology*, 149(1), 154-165. <https://doi.org/10.1080/11263504.2014.998311>
- Florenzano, A., 2019.** The history of pastoral activities in S Italy inferred from palynology: A long-term perspective to support biodiversity awareness. *Sustainability*, 11(2), 404. <http://doi.org/10.3390/su11020404>
- Folliot, B., 2004.** *La Grande Vasière : Etude sédimentologique de deux secteurs septentrionaux*. Rapport de DEA Dynamique et Environnements Sédimentaires, Université Lille-Caen-Rouen, 39p.
- Fouet, M., 2022.** *Répartition des communautés de foraminifères dans les estuaires de la façade atlantique*. Thèse de doctorat, Université d'Angers, 259p.
- Francescangeli, F., Bouchet, V.M., Trentesaux, A., du Chatelet, E.A., 2017.** Does elevation matter? Living foraminiferal distribution in a hyper tidal salt marsh (Canche Estuary, Northern France). *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, 194, 192-204. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.06.023>
- Franceschini, G., Mc Millan, I.K., Compton, J.S., 2005.** Foraminifera of Langebaan Lagoon salt marsh and their application to the interpretation of late Pleistocene depositional environments at Monwabisi, False Bay coast, South Africa. *South Afr. J. Geol.*, 108(2), 285-296. <https://doi.org/10.2113/108.2.285>
- Fraser, D., 1983.** *Land and Society in Neolithic Orkney*. Oxford: British Archaeological Reports (British Series 117).
- Fujiwara, O., Kamataki, T., Masuda, F., 2004.** Sedimentological time-averaging and ¹⁴C dating of marine shells. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., B Beam Interact. Mater. Atoms*, 540-544. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2004.04.101>
- Funder, S., Demidov, I., Yelovicheva, Y., 2002.** Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea–North Sea seaway in the Eemian. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 184, 275-304. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00256-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00256-0)

G

- Gaillard, M.J., Birks, H.J.B., Emanuelsson, U., Karlsson, S., Lagerås, P., Olausson, D., 1994.** Application of modern pollen/land-use relationships to the interpretation of pollen diagrams—reconstructions of land-use history

- in south Sweden, 3000-0 BP. *Rev. Palaeobot. Palyno.*, 82(1-2), 47-73. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(94\)90019-1](https://doi.org/10.1016/0034-6667(94)90019-1)
- Galliou, P., 1991.** *La Bretagne romaine: de l'Armorique à la Bretagne* (Vol. 4). Ed. Jean-Paul Gisserot. 127p.
- Galliou, P., 2014.** *Les Osismes, peuple de l'occident gaulois*. Ed. Coop Breizh. 487p.
- Ganne, A., Leroyer, C., Penaud, A., Mojtahid, M., 2016.** Present-day palynomorph deposits in an estuarine context: the case of the Loire Estuary. *J. Sea Res.* 118, 35-51. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2016.10.006>
- García-Artola, A., Stéphan, P., Cearreta, A., Kopp, R.E., Khan, N.S., Horton, B.P., 2018.** Holocene sea-level database from the Atlantic coast of Europe. *Quat. Sci. Rev.*, 196, 177-192. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.031>
- García-Mozo, H., Galán, C., Jato, V., Belmonte, J., 2006.** *Quercus* pollen season dynamics in the Iberian peninsula: response to meteorological parameters and possible consequences of climate change. *Ann. Agric. Environ. Med.*, 13, 209-224.
- Garrett, E., Brain, M.J., Hayward, B.W., Newnham, R., Morey, C.J., Gehrels, W.R., 2023.** Resolving uncertainties in foraminifera-based relative sea-level reconstruction: a case study from southern New Zealand. *J. Foraminiferal Res.*, 53(1), 78-89. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.53.1.78>
- Gaudin, L., 2004.** *Transformations spatio-temporelles de la végétation du nord-ouest de la France depuis la fin de la dernière glaciation. Reconstitutions paléo-paysagères*. Thèse doctorat, Université de Rennes I, 660p. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00470150>
- Gehrels, W.R., 1994.** Determining relative sea-level change from salt-marsh foraminifera and plant zones on the coast of Maine, USA. *J. Coast. Res.*, 990-1009. <https://doi.org/10.1191/095968300670746884>
- Gehrels, W.R., 2000.** Using foraminiferal transfer functions to produce high-resolution sea-level records from salt-marsh deposits, Maine, USA. *Holocene*, 10(3), 367-376.
- Geirsdóttir, A., Miller, G.H., Andrews, J.T., Haming, D.J., Anderson, L.S., Thordarson, T., 2018.** The onset of Neoglaciation in Iceland and the 4.2 ka event. *Climate of the Past Discussion*, 15(1), 25-40. <https://doi.org/10.5194/cp-2018-130>
- Giguet-Covex, C., Pansu, J., Arnaud, F., Rey, P.J., Griggo, C., Gielly, L., Domaizon, I., Coissac, E., David, F., Choler, P., Poulenard, J., Taberlet, P., 2014.** Long livestock farming history and human landscape shaping revealed by lake sediment DNA. *Nature communications*, 5(1), 3211. <https://doi.org/10.1038/ncomms4211>
- Giguet-Covex, C., Ficetola, G.F., Walsh, K., Poulenard, J., Bajard, M., Fouinat, L., Sabatier, P., Gielly, L., Messenger, E., Develle, A.L., David, F., Taberlet, P., Brisset, E., Guiter, F., Sinet, R., Arnaud, F., 2019.** New insights on lake sediment DNA from the catchment: importance of taphonomic and analytical issues on the record quality. *Sci. Rep.*, 9, 14676. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-50339-1>
- Giot, P. R., L'Helgouach, J., Briard, J., Talec, L., Le Roux, C. T., Onnée, Y., Van Zeist, W., 1965.** Le site du Curnic en Guissény (Finistère). In: *Annales de Bretagne et des pays de l'Ouest*, 72, 1, 49-70.
- Giot, P.R., Hallégouët, B., Monnier, J.L., 1973.** Le Paléolithique ancien du Pays du Léon (Finistère). *L'Anthropologie*, 77, 497-518.
- Giot, P.R., 1981.** *The megaliths of France. Antiquity and Man* (eds J.D. Evans, B. Cunliffe & C. Renfrew). Thames & Hudson London, 82-93
- Giot, P.R., Morzadec, H., 1992.** Des dolmens à couloir au péril des mers actuelles. *Revue archéologique de l'Ouest*, 9(1), 57-66. <https://doi.org/10.3406/rao.1992.979>
- Giot, P. R., Briard, J., Pape, L., 1995.** *Protohistoire de la Bretagne*. Rennes, Ed. Ouest-France. 422p.
- Giot, P-R., Monnier, J-L., L'Helgouach, J., 1998.** *Préhistoire de la Bretagne*. Rennes, Ed. Ouest-France, 589p.
- Giraudeau, J., Grelaud, M., Solignac, S., Andrews, J., Moros, M., Jansen, E., 2010.** Millennial scale variability in Atlantic water advection to the Nordic seas derived from Holocene coccolith concentration records. *Quat. Sci. Rev.* 29, 1276-1287. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.014>
- Goineau, A., Gooday, A.J., 2019.** Diversity and spatial patterns of foraminiferal assemblages in the eastern Clarion-Clipperton zone (abyssal eastern equatorial Pacific). *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, 149, 103036. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2019.04.014>
- Goldstein S.T., Watkins, G.T., 1998.** Elevation and the distribution of salt-march foraminifera, St. Catherines Island, Georgia: a taphonomic approach. *Palaios* 13, 570-580.
- Goldstein, S.T., Watkins, G.T., 1999.** Taphonomy of salt-marsh foraminifera: An example from coastal Georgia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 149, 103-114. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00195-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00195-3)

- Gómez, F., 2012.** A quantitative review of the lifestyle, habitat and trophic diversity of dinoflagellates (Dinoflagellata, Alveolata). *Syst. Biodivers.*, 10(3), 267-275. <https://doi.org/10.1080/14772000.2012.721021>
- Gooday, A., Levin, La;A., Linke, P. and Heeger, T., 1992.** The role of benthic foraminifera in deep-sea food webs and carbon cycling. In: Rowe, G.T. and Patiente, V. (Editors). *Deep-sea food chains and the Global Carbon cycle*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 63-91. https://doi.org/10.1007/978-94-011-2452-2_5
- Gooday, A.J., 2002.** Organic-walled allogromiids: Aspects of their occurrence, diversity and ecology in marine habitats. *J. Foraminiferal Res.*, 32, 384–399. <https://doi.org/10.2113/0320384>
- Gorczyńska, A., 2022.** *Changements paléogéographiques et vestiges archéologiques côtiers en Bretagne durant l'Holocène moyen et récent. Apports d'une approche pluridisciplinaire et multi-scalaire*. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 372p.
- Gorczyńska, A., Stéphan, P., Pailler, Y., Nicolas, C., Pénaud, A., David, O., Vidal, M., Le Gall, B., 2023a.** Holocene evolution of coastal dunes in western France: regional reconstruction from archaeological and historical data. *Aeolian Res.*, 60, 100851. <http://doi.org/10.1016/j.aeolia.2022.100851>
- Gorczyńska, A., Le Gall, B., Stéphan, P., Pailler, Y., 2023b.** An interdisciplinary approach to Late/Final Neolithic coastal gallery graves in Brittany, Western France: The 3D structure, origin of stone material, and paleoenvironmental setting of the Kernic and Lerret monuments. *Geoarchaeology*. <https://doi.org/10.1002/gea.21970>
- Goslin, J., van Vliet-Lanoë, B. V., Stephan, P., Delacourt, C., Fernane, A., Gandouin, E., Hénaff, A., Penaud, A., Suanez, S., 2013.** Holocene relative sea-level changes in western Brittany (France) between 7600 and 4000 cal. BP: Reconstitution from basal-peat deposits. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 19(4), 425-444. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10386>
- Goslin, J., van Vliet Lanoë, B., Spada, G., Bradley, S., Tarasov, L., Neil, 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. *Quat. Sci. Rev.* 129, 341–365. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.029>
- Goslin, J., Fruergaard, M., Sander, L., Galka, M., Menviel, L., Monkenbusch, J., Thibault, N., Clemmensen, L.B., 2018.** Holocene centennial to millennial shifts in North-Atlantic storminess and ocean dynamics., *Sci. Rep.*, 8, 12778. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.029>
- Goubert, E., 1997a.** Le groupe *Elphidium excavatum* (Terquem): stratégie adaptative des formes *lidoensis* Cushman et *selseyensis* (Heron-Allen & Earland) en baie de Vilaine (Bretagne, France) et lignée évolutive. *Geobios*, 30, 303-310. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(97\)80106-4](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(97)80106-4)
- Goubert, E., 1997b.** *Les Elphidium excavatum (Terquem), foraminifères benthiques, vivant en Baie de Vilaine d'octobre 1992 à septembre 1996 : morphologie, dynamique de population et relations avec l'environnement. Réflexions sur l'approche méthodologique, la lignée évolutive et sur l'utilisation en péleoécologie*. Thèse de Doctorat, Université de Nantes, vol. I, 186 p, vol. II, 78 fig., 30 pl.
- Goubert, E., Menier, D., 2005.** Evolution morphosédimentologique de l'estuaire de la Vilaine de 1960 à 2003 : valorisation des campagnes bathymétriques. *Convention d'étude IAV « Mission d'assistance à la tenue et à la valorisation des données bathymétriques de l'estuaire de la Vilaine »*, 7 volumes d'annexes, 20p.
- Goubert, E, Sedrati, M., Le Gall, R., Bourdet, N., 2013.,** Apports de compléments et assistance à l'analyse des études sur le projet d'implantation de bouchots dans le secteurs des Mats en Baie de Vilaine (Morbihan). *G.I.E. des Mats*, 32p.
- Goubert, E., Le Gall, R., 2016a.** Evolution morphobathymétrique de l'estuaire de la Vilaine depuis 1960 à partir de l'analyse des relevés bathymétriques et des forçages hydrodynamiques de 1960 à 2013. *Rapport pour l'IAV*, 32p.
- Goubert, E., Le Gall, R., 2016b.** Analyse de la dynamique morphosédimentaire de l'estuaire de la Vilaine à différentes échelles temporelles. *Rapport pour l'IAV*, 29p.
- Goubert, E., 2017.** Les systèmes littoraux passés, actuels et futurs: Approches paléobiologiques (foraminifères benthiques) et morpho-sédimentologiques. HDR, Université Bretagne Sud, 155p.
- Green, B.M., Finn, K.J., Li, J.J., 2010.** Loss of DNA replication control is a potent inducer of gene amplification. *Science*, 329(5994), 943-946. <http://doi.org/10.1126/science.1190966>
- Grégoire, G., Le Roy, P., Ehrhold, A., Jouet, G., and Garlan, T. 2017.** Control factors of Holocene sedimentary infilling in a semi-closed tidal estuarine-like system: the bay of Brest (France). *Mar. Geol.*, 385, 84-100. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.11.005>
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., Jouzel, J., 1993.** Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, 552-554. <https://doi.org/10.1038/366552a0>

- Guilaine, J., 2003.** *De la vague à la tombe: la conquête néolithique de la Méditerranée, 8000-2000 avant J.-C.* Seuil, 375p.
- Guilcher, A., 1948.** *Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine.* Thèse de doctorat, Paris, H. Potier (Ed.), La Roche-sur-Yvon. 682p.
- 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. *J. Mar. Syst.*, 72, 309-319. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.03.010>
- Guillocheau, F., Bonnet, S., Bourquin, S., Dabard, M.P., Outin, J.M., Thomas, É., 1998.** Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif armoricain: une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA- Earth and Planetary Science*, 327(4), 237-243. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(98\)80058-X](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(98)80058-X)
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.P., Gaulier, J.M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigoltet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000.** Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13 (4), 189-245. <https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372>
- Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., Bonnet, S., Bourquin, S., Estéoule-Choux, J., Guennoc, P., Menier, D., Néraudeau, D., Proust, J.N., Wyns, R., 2003.** Histoire Géologique du Massif Armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 40 (1), 13-28.
- Gumiaux, C., Gapais, D., Brun, J. P., Chantraine, J., Ruffet, G., 2004.** Tectonic history of the Hercynian Armorican shear belt (Brittany, France). *Geodinamica Acta*, 17(4), 289-307. <https://doi.org/10.3166/ga.17.289-307>
- ## H
- Häkkinen, S., 2000.** Decadal air-sea interaction in the North Atlantic based on observations and modeling results. *Journal of Climate*, 13(6), 1195-1219. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1195:DASIIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1195:DASIIT>2.0.CO;2)
- Hall, S. A., 1981.** Deteriorated pollen grains and the interpretation of Quaternary pollen diagrams. *Rev. Palaeobot. Palynol*, 32(2-3), 193-206. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(81\)90003-8](https://doi.org/10.1016/0034-6667(81)90003-8)
- Hallégouët, B., Moign, A., 1976.** Historique d'une évolution de littoral dunaire : la baie de Goulven (Finistère), interactions entre forces naturelles et interventions humaines. *Penn ar Bed*, 10 (84), 263-276.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Paul, D.R., 2001.** Past: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Paleontologia Electronica*, 4, 1, 9p.
- Harris, P.T., Heap, A.D., Bryce, S.M., Porter-Smith, R., Ryan, D.A., Heggie, D.T., 2002.** Classification of Australian clastic coastal depositional environments based upon a quantitative analysis of wave, tidal, and river power. *J. Sediment. Res.*, 72(6), 858-870. <https://doi.org/10.1306/040902720858>
- 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>
- Havinga, A. J., 1967.** Palynology and pollen preservation. *Rev. Palaeobot. Palynol*, 2(1-4), 81-98. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(67\)90138-8](https://doi.org/10.1016/0034-6667(67)90138-8)
- Hayward, B.W., Hollis, C.J., 1994.** Brackish foraminifera in New Zealand: a taxonomic and ecological review. *Micropaleontol.*, 40, 185-222.
- Hayward, B.W., Grenfell, H.R., Scott, D.B., 1999.** Tidal range of marsh foraminifera for determining former sea-level heights in New Zealand. *New Zealand J. Geol. and Geop.*, 42(3), 395-413. <https://doi.org/10.1080/00288306.1999.9514853>
- Hayward, B. W., Holzmann, M., Grenfell, H. R., Pawlowski, J., and Triggs, C. M., 2004a.** Morphological distinction of molecular types in *Ammonia* – towards a taxonomic revision of the world's most commonly misidentified foraminifera. *Mar. Micropaleontol.*, 50, 237-271. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(03\)00074-4](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(03)00074-4)
- Hayward, B.W., Scott, G.C., Grenfell, H.R., Carter, R., Lipps, J.H., 2004b.** Techniques for estimation of tidal elevation and confinement (wsalinity) histories of sheltered harbours and estuaries using benthic foraminifera: examples from New Zealand. *Holocene* 14, 218-232. <https://doi.org/10.1191/0959683604hl678rp>
- Hayward, B.W., Holzmann, M., Pawlowski, J., Parker, J. H., Kaushik, T., Toyofuku, M.S., Tsuchiya, M., 2021.** Molecular and morphological taxonomy of living *Ammonia* and related taxa (Foraminifera) and their biogeography. *Micropaleontology*, 67(2-3), 109-274.

- Head, M.J., 1996.** Modern dinoflagellate cysts and their biological affinities. *Palynology: principles and applications*, 3, 1197-1248.
- Hebsgaard, M. B., Gilbert, M. T. P., Arneborg, J., Heyn, P., Allentoft, M.E., Bunce, M., Munch, K., Schweger, C., Willerslev, E., 2009.** ‘The Farm Beneath the Sand’ – an Archaeological Case Study on Ancient ‘Dirt’ DNA. *Antiquity*, 83 (320), 430-444. <https://doi.org/10.1017/S0003598X00098537>.
- Heim, J., 1970.** *Les relations entre les spectres polliniques récents et ma végétation actuelle en Europe Occidentale*. Thèse de doctorat, Université de Louvain (Belgique), 181p.
- Heinrich, H., 1988.** Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130, 000 years. *Quat. Res.*, 29, 142-152. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9)
- Heiri, O., Lotter, A.F., Lemcke, G., 2001.** Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. paleolimnol.*, 25, 101-110. <https://doi-org.scd-proxy.univ-brest.fr/10.1023/A:1008119611481>
- Her, C., Rezaei, H.R., Hughes, S., Naderi, S., Duffraisse, M., Mashkour, M., Naghash, H.R., Bălăşescu, A., Luikart, G., Jordan, J., Özüt, D., Kence, A., Bruford, M.W., Tresset, A., Vigne, J.D., Taberlet, P., Hänni, C., Pompanon, F., 2022.** Broad maternal geographic origin of domestic sheep in Anatolia and the Zagros. *Animal genetics*, 53(3), 452-459. <https://doi.org/10.1111/age.13191>
- Hjelle, K.L., 1999.** Modern pollen assemblages from mown and grazed vegetation types in western Norway. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 107(1-2), 55-81. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(99\)00015-9](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(99)00015-9)
- Holmes, P., 1994.** The sorting of spores and pollen by water: experimental and field evidence. In: Traverse, A. (Ed.), *Sedimentation of Organic Particles*. Cambridge University Press, Cambridge, 9–32.
- Holzmann, M., Gooday, A.J., Majewski, W., Pawlowski, J. 2022.** Molecular and morphological diversity of monothalamous foraminifera from South Georgia and the Falkland Islands: description of four new species. *Eur. J. Protistol.*, 85, 125909. <https://doi.org/10.1016/j.ejop.2022.125909>
- Hopkins, J.S., 1950.** Differential flotation and deposition of coniferous and deciduous tree pollen. *Ecology*, 31 (4), 633-641. <https://doi.org/10.2307/1931580>
- Horton, B.P., 1999.** The distribution of contemporary intertidal foraminifera at Cowpen Marsh, Tees Estuary, UK: implications for studies of Holocene sea-level changes. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 149(1-4), 127-149. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00197-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00197-7)
- Horton, B.P., Edwards, R.J., Lloyd, J.M., 1999.** UK intertidal foraminiferal distributions: implications for sea-level studies. *Mar. Micropaleontol.*, 36(4), 205-223. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(99\)00003-1](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(99)00003-1)
- Horton, B. P., Edwards, R. J., 2006.** Quantifying Holocene Sea level change using intertidal foraminifera: lessons from the British Isles. *Cushman Fund. Foram. Res. Spec. Publ.*, 50 , 97p.
- Horton, B.P., Murray, J.W., 2006.** Patterns in cumulative increase in live and dead species from foraminiferal time series of Cowpen Marsh, Tees Estuary, UK: Implications for sea-level studies. *Mar. Micropal.*, 58(4), 287-315. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2005.10.006>
- Hudson, S.M., Pears, B., Jacques, D., Fonville, T., Hughes, P., Alsos, I., Snape, L., Lang, A., Brown, A., 2022.** Life before Stonehenge: The hunter-gatherer occupation and environment of Blick Mead revealed by sedaDNA, pollen and spores. *Plos one*, 17(4), e0266789. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0266789>
- Hurlbert, S.H., 1984.** Pseudoreplication and the Design of Ecological Field Experiments. *Ecological Monographs*, 54, 2, 187-211. <https://doi.org/10.2307/1942661>
- Hurrell, J.W., 1995.** Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2003.** An overview of the North Atlantic oscillation. The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact. *Geophys. Monogr.*, 134, 1-35.
- Hurrell, J. W., Deser, C., 2010.** North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *J. Mar. Syst.* 79(3–4), 231-244. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.11.002>

J

- Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J. P., Clausen, H. B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdóttir, A.E., White, J., 2001.** Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *J. Quat. Sci.*, 16(4), 299-307. <https://doi.org/10.1002/jqs.622>

- Joly, C., Barillé, L., Barreau, M., Mancheron, A., Visset, L., 2007.** Grain and annulus diameter as criteria for distinguishing pollen grains of cereals from wild grasses. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 146(1-4), 221-233. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2007.04.003>
- Joly, C., Visset, L., 2009.** Evolution of vegetation landscapes since the Late Mesolithic on the French West Atlantic coast. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 154, 124–179. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2008.12.011>
- Jonasson, K. E., Patterson, R. T., 1992.** Preservation potential of salt marsh foraminifera from the Fraser River delta, British Columbia. *Micropaleontology*, 289-301. <https://doi.org/10.2307/1485793>
- Jónsson, H., Ginolhac, A., Schubert, M., Johnson, P.L.F., Orlando, L., 2013.** mapDamage2.0: fast approximate Bayesian estimates of ancient DNA damage parameters. *Bioinformatics*, 29, 1682-1684. <https://doi.org/10.1093/bioinformatics/btt193>
- Jorissen, F. J., de Stigter, H. C., Widmark, J. G., 1995.** A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Mar. Micropaleontol.*, 26(1-4), 3-15. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(95)00047-X)
- Jorissen, F.J., 1999.** Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface. In: *Modern Foraminifera*. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/0-306-48104-9_10
- Jorissen, F.J., Fouet, M.P., Singer, D., Howa, H., 2022.** The Marine Influence Index (MII): A Tool to Assess Estuarine Intertidal Mudflat Environments for the Purpose of Foraminiferal Biomonitoring. *Water*, 14(4), 676. <https://doi.org/10.3390/w14040676>
- 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 Res.*, II, 46, 2205-2220. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00060-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00060-0)
- Jouet, G., Augris, C., Hallegouët, B., Le Roy, P., Rolet, J., 2003.** La vallée d'Ys: un paléoréseau hydrographique immergé en baie de Douarnenez (Finistère, France). *Compt. Rendus Geosci.*, 335 (5), 487-494. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00066-X](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00066-X)

K

- Kemp, A.C., Horton, B.P., Culver, S.J., 2009.** Distribution of modern salt-marsh foraminifera in the Albemarle–Pamlico estuarine system of North Carolina, USA: Implications for sea-level research. *Mar. Micropaleontol.*, 72(3-4), 222-238. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2009.06.002>
- Kerdivel, G. 2009.** *Occupation de l'espace et gestion des ressources à l'interface entre massifs primaires et bassins secondaires et tertiaires : l'exemple du Massif armoricain et de ses marges au Néolithique*. Thèse de Doctorat, Université Rennes 1, vol. 1, 501p.
- Kidwell, S.M., 1997.** Time-Averaging in the Marine Fossilrecord: Overview of Strategies and Uncertainties. *Geobios*, 30 (7), 977-995. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(97\)80219-7](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(97)80219-7)
- Kircher, M., Sawyer, S., Meyer, M., 2012.** Double indexing overcomes inaccuracies in multiplex sequencing on the Illumina platform. *Nucleic acids Res.*, 40(1), e3-e3. <https://doi.org/10.1093/nar/gkr771>
- Knight, J.R., Folland, C.K., Scaife, A.A., 2006.** Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17706. <https://doi.org/10.1029/2006GL026242>
- 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. <http://dx.doi.org/10.1007/s13280-013-0477-4>.
- Koutsikopoulos, C., Le Cann, B., 1996.** Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy. *Sci. Mar.* 60, 9-19.
- Krebs, P., Ulmke, F., Tinner, W., Conedera, M., 2022.** The Roman Legacy on European Chestnut and Walnut Arboriculture. *Environ. Archaeol.*, 1-22. <https://doi.org/10.1080/14614103.2022.2137648>
- Kruta, V., 2000.** *Les Celtes : histoire et dictionnaire: des origines à la romanisation et au christianisme*. Laffont.

L

- Lambeck, K., 1997.** Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 129(1-2), 1-22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00061-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00061-2)

- Lambeck, K., Smither, C., Johnston, P., 1998.** Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. *Geophys. J. Int.*, 134(1), 102-144. <http://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00541.x>
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014.** Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43), 15296-15303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>
- Lambert, C., 2017.** *Signature paléoenvironnementale des séquences holocènes en Rade de Brest: forçages climatiques et anthropiques*. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne occidentale-Brest, 378p.
- Lambert, C., Vidal, M., Penaud, A., Combourieu-Nebout, N., Lebreton, V., Ragueneau, O., Gregoire, G., 2017.** Modern palynological record in the Bay of Brest (NW France): Signal calibration for palaeo-reconstructions. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 244, 13-25. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2017.04.005>
- Lambert, C., Penaud, A., Vidal, M., Klouch, K., Grégoire, G., Ehrold, A., Eynaud, F., Schmidt, S., Ragueneau, O., Sianno, R., 2018.** Human-induced river runoff overlapping natural climate variability over the last 150 years: palynological evidence (Bay of Brest, NW France). *Glob. Planet. Chang.*, 160, 109-122. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.004>
- Lambert C., Vidal M., Penaud A., Le Roy P., Goubert E., Paillet Y., Stéphan P., Ehrhold A., 2019.** Palaeoenvironmental reconstructions during the Meso- to Neolithic transition (9.2 – 5.3 cal ka BP) in Northwestern France: palynological evidences. *Holocene*, 29, 380-402. <https://doi.org/10.1177/0959683618816457>
- Lambert, C., Penaud, A., Vidal, M., Gandini, C., Labeyrie, L., Chauvaud, L., Ehrold, A., 2020.** Striking forest revival at the end of the Roman Period in north-western Europe. *Sci Rep*, 10, 21984. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-77253-1>
- Lambert, C., Penaud, A., Poirier, C., Goubert, E., 2022.** Distribution of modern dinocysts in surface sediments of southern Brittany (NW France) in relation to environmental parameters: Implications for paleoreconstructions. *Rev. of Palaeobot. and Palynol.*, 297, 104578. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2021.104578>
- Lambert, C., Gervois, A., Vidal, M., Lardjane, S., Barbier-Pain, D., in prep.** Relevance of the pollen grain size criteria in palynology to identify cereals from wild grasses.
- Langouët, L., Daire, M.-Y., 2009.** Ancient Maritime Fish-Traps of Brittany (France): A reappraisal of the relationship between human and coastal environment during the Holocene. *J. Marit. Archaeol.*, 4, 131-148. <https://doi.org/10.1007/s11457-009-9053-2>
- Laporte, L., Picq, C., Oberlin, C., Fabre, L., Marambat, L., Gruet, Y., Marchand, G., 2002.** Les occupations du Ve millénaire avant J.-C. et la question du Néolithique ancien sur la façade atlantique de la France. *Gallia préhistoire*, 44(1), 27-86.
- Lazure, P., Salomon, J.C., 1991.** Coupled 2D and 3D modelling of coastal hydrodynamics. *Oceanologica Acta*, 14, 2, 173-180. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00101/21248/>
- Lazure, P., Jégou, A.M., 1998.** 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf. *Oceanol. Acta.*, 21, 165–177. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(98\)80006-6](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(98)80006-6)
- Lazure, P., Dumas, F., Vrignaud, C., 2008.** Circulation on the Armorican shelf (Bay of Biscay) in autumn. *J. Mar. Syst.*, 72, 218–237. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.09.011>
- Lebreton, V., Messenger, E., Marquer, L., Renault-Miskovsky, J., 2010.** A neotaphonomic experiment in pollen oxidation and its implications for archaeopalynology. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 162, 29-38. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2010.05.002>
- Le Cadre, V., 2003.** *Impact de stress naturels et de polluants sur la morphologie et la cytologie des foraminifères en culture : implications pour leur utilisation comme biomarqueurs*. Thèse de doctorat, Université d'Angers.
- Le Carlier de Veslud, C., Jouanet-Aldous, N., 2015.** Métallurgies à l'âge du Fer dans le Nord-Ouest de la France. In : Mougne, C., Daire, M.Y. (eds). *L'Homme, ses ressources et son environnement, dans l'Ouest de la France à l'âge du Fer: actualités de la recherche, Actes du Séminaire Archéologique de l'Ouest*, HS n° 9. Éditions Géosciences Rennes, 119-138.
- Le Carlier de Veslud, C., 2019.** La métallurgie du fer sur le Massif armoricain aux époques médiévale et moderne : entre ruptures, innovations et traditions métallurgiques. In : *Annales de Bretagne et des pays de l'Ouest*, 126-4, 25-72. <http://doi.org/10.4000/abpo.4758>
- Le Cerf, 1983.** Plouescat (Finistère), Prospection sur la commune. *Rapport de fouilles archéologique*, 10p.
- Le Cerf, 1984.** Seconde campagne de fouille de sauvetage sur l'allée couverte de Kernic en Plouescat (Finistère). *Rapport de fouilles archéologique*, 10p.

- Le Corre, C., Bale, P., Georget, Y., 1989.** Le Léon : un domaine exotique au Nord-Ouest de la chaîne varisque armoricaine (France). *Geodinamica Acta*, 4(1), 57-71. <https://doi.org/10.1080/09853111.1990.11105200>
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991.** Le Massif Armoricain/The Armorican Massif. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, 44 (1), 31-103.
- Lee, J. J., Morales, J., Symons, A., Hallock, P., 1995.** Diatom symbionts in larger foraminifera from Caribbean hosts. *Mar. Micropaleontol.*, 26(1-4), 99-105.
- Lefort, A., 2015.** *Contribution bas-normande à une archéologie des relations trans-manches à la fin de l'âge du Fer. Echanges matériels et culturels.* Thèse de doctorat, Université de Bourgogne-Franche-Comté, 353p.
- Le Gall B., Authemayou, C., Graindorge, D., Duperré, A., Kaci, T., Ehrhold, A., Schmitt, T., 2021.** Status of basement terranes in orogens: Insights from the Cadomian domain of the North Armorican Variscides, Western France. *Tectonics*, 40, 5. <https://doi.org/10.1029/2020TC006578>
- Le Goff, J.C., Roué, D., 1991.** Plouescat, le Frouden : un site lié à l'industrie du sel. *Bulletin de l'A.M.A.R.A.I.*, 4, 53-54.
- Le Goffic, M., 2002a.** Les souterrains de l'Âge du Fer. In: Tanguy B, Lagrée M (eds), *Atlas d'Histoire de Bretagne*. Morlaix: Éditions Skol Vreizh, 4-35.
- Le Goffic, M., 2002b.** Les stèles de l'Âge du Fer. In: Tanguy B, Lagrée M (eds), *Atlas d'Histoire de Bretagne*. Morlaix: Éditions Skol Vreizh, 36-37.
- Lemercier, O., 2018.** Think and act. Local data and global perspectives in Bell Beaker archaeology. *Journal of Neolithic Archaeology*, 20, 77-96. <http://doi.org/10.12766/jna.2018S.5>
- Leorri, E., Cearreta, A., 2004.** Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Mar. Micropaleontol.*, 51(1-2), 75-94. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2003.08.003>
- Leorri, E., Gehrels, W. R., Horton, B. P., Fatela, F., Cearreta, A., 2010.** Distribution of foraminifera in salt marshes along the Atlantic coast of SW Europe: Tools to reconstruct past sea-level variations. *Quat. Int.*, 221(1-2), 104-115. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.10.033>
- Leorri, E., Cearreta, A., Milne, G., 2012a.** Field observations and modelling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implication for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. *Quat. Sci. Rev.* 42, 59-73. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.03.014>
- Leorri, E., Fatela, F., Drago, T., Bradley, S.L., Moreno, J., Cearreta, A., 2012b.** Lateglacial and Holocene coastal evolution in the Minho estuary (N Portugal): implications for understanding sea-level changes in Atlantic Iberia. *Holocene* 23, 353-363. <https://doi.org/10.1177/0959683612460786>
- Leorri, E., Fatela, F., Drago, T., Bradley, S. L., Moreno, J., Cearreta, A., 2013.** Lateglacial and Holocene coastal evolution in the Minho estuary (N Portugal): Implications for understanding sea-level changes in Atlantic Iberia. *Holocene*, 23(3), 353-363. <https://doi.org/10.1177/0959683612460786>
- Lericolais, G., Berné, S., Féliès, H., 2001.** Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Mar. Geol.*, 175(1-4), 183-197. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00134-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00134-7)
- Le Roy, P., 2003.** VIBARMOR cruise, RV Côtes De La Manche. <https://doi.org/10.17600/3480160>
- Le Roy, P., Jouet, G., 2005.** Remplissage sédimentaire meuble. In : Augris, C., Ménesguen, A., Hamon, D., Blanchet, A., Le Roy, P., Rolet, J., Jouet, G., Véron, G., Delannoy, H., 1081 Drogou, M., Bernard, C., Maillard, X., 2005. *Atlas thématique de l'environnement marin de la Baie de Douarnenez*. Ifremer (Ed), 61-72.
- Leroyer, C., 1997.** *Homme, climat, végétation au Tardi-et Postglaciaire dans le Bassin parisien: apports de l'étude palynologique des fonds de vallée.* Thèse de Doctorat, Université Paris 1.
- Lesueur, P., Klingebiel, A., 1986.** Carte des sédiments superficiels du plateau continental du Golfe de Gascogne - Partie septentrionale au 1/500.000. Co-édition BRGM-Ifremer, *carte géologique de la marge continentale française*, 1carte, 1 notice, 23p.
- 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). *Cont. Shelf Res.*, 21, 1383-1401. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00004-8](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00004-8)
- Lewis, J., Harris, A. S. D., Jones, K. J., Edmonds, R. L. 1999.** Long-term survival of marine planktonic diatoms and dinoflagellates in stored sediment samples. *Journal of Plankton Research*, 21(2), 343-354. <https://doi.org/10.1093/plankt/21.2.343>

- L'Helgouach, J., 1965.** *Les Sépultures Mégalithiques en Armorique (Dolmens à couloir et allées couverte)*. Thèse de doctorat, Université de Rennes. Travaux du Laboratoire d'Anthropologie Préhistorique de la Faculté des Sciences. 332p.
- Li, L., Gallagher, S., Finlayson, B. 2000.** Foraminiferal response to Holocene environmental changes of a tidal estuary in Victoria, southeastern Australia. *Mar. Micropaleontol.*, 38(3-4), 229-246. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00004-9](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00004-9)
- Loeblich, A.R., Tappan, H. , 1987.** *Foraminiferal Genera and their classification*. Vol. 1-2, Van Nostrand Reinhold, New York.
- Loeblich, A.R, Tappan, H. 1992.** Present status of foraminiferal classification. In: Takayanagi, Y., Saito, T., (eds), *Studies in Benthic Foraminifera, Proceedings of the Fourth International Symposium on Benthic Foraminifera, Sendai, 1990 (Benthos '90)*. Tokai University Press, Tokyo, Japan, 93-102.
- Lohmann, K., Drange, H., Bentsen, M., 2009.** Response of the North Atlantic subpolar gyre to persistent North Atlantic oscillation like forcing. *Climate dynamics*, 32, 273-285. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0467-6>
- Long, A.J., Plater, A.J., Waller, M.P., Innes, J. B., 1996.** Holocene coastal sedimentation in the Eastern English Channel: new data from the Romney Marsh region, United Kingdom. *Mar. Geol.*, 136(1-2), 97-120. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(96\)00058-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(96)00058-8)
- Lopez-Garcia, P., Lopez-Saez, J.A., 2000.** Le paysage et la phase épipaléolithique–mésolithique dans les pré-Pyrénées aragonaises et le bassin moyen de l'Èbre à partir de l'analyse palynologique, Les derniers chasseurs-cueilleurs d'Europe occidentale (13000–5500 av. J.-C.). In : *Actes du colloque international de Besançon 1998* (Doubs, France), 59-69.
- ## M
- Magyari, E. K., Chapman, J., Fairbairn, A. S., Francis, M., de Guzman, M., 2012.** Neolithic human impact on the landscapes of North-East Hungary inferred from pollen and settlement records. *Veg. Hist. Archaeobot.*, 21, 279-302. <https://doi.org/10.1007/s00334-012-0350-6>
- Maillocheau, F., 1980.** *L'envasement de l'estuaire de la Vilaine en aval du Barrage d'Arzal*. Thèse de doctorat, Université de Nantes, 65p.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Hufthammer, A. K., Høisæter, T., 2006.** Marine ¹⁴C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quat. Sci. Rev.*, 25(23-24), 3228-3245.
- Marchand, G., 2000.** La néolithisation de l'ouest de la France : aires culturelles et transferts techniques dans l'industrie lithique. In: *Bulletin de la Société préhistorique française*, 97, 3, 377-403. <https://doi.org/10.3406/bspf.2000.11128>
- Marchand, G., Manen, C., 2006.** Le rôle du Néolithique ancien méditerranéen dans la néolithisation de l'Europe atlantique. In: Fouéré, P., Chevillot, C., Courtaud, P., Ferullo, O., Leroyer, C. (Eds.), *Paysages et peuplements. Aspects culturels et chronologiques en France méridionale. Actualité de la recherche. Actes des 6ème rencontres Méridionales de Préhistoire récente. Colloque Néolithique de Périgueux*, 14-16 octobre 2004. Coédition ADRAHP-PSO, 213-232.
- Marchand, G., 2014.** *Préhistoire atlantique: Fonctionnement et évolution des sociétés du Paléolithique au Néolithique*. Ed. Errance. 519p.
- Marchand, G., 2021.** Sentes et ravines des mondes mésolithiques : pour une perspective plus symétrique de la néolithisation atlantique. In: Fromont, N., Marchand, G., Forré, P., *Statut des objets, des lieux et des Hommes au Néolithique. Actes du 32e colloque interrégional sur le Néolithique*, Le Mans, 24-25 novembre 2017, 27-42. hal-03475873
- Marcigny, C., Ghesquiere, E. 2008.** Espace rural et systèmes agraires dans l'ouest de la France à l'âge du Bronze : quelques exemples normands." Dans Villes, villages, campagnes de l'Âge du Bronze, In : Guilaine, J. (eds), *Séminaires du Collège de France*. Editions Errance, 256-278.
- 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. <http://doi.org.10.1126/science.1228026>
- Margotta, J., Trentesaux, A., Tribovillard, N., 2016.** Tidally-modulated infilling of a large coastal plain during the Holocene; the case of the French Flemish Coastal plain. In: *Contributions to Modern and Ancient Tidal Sedimentology: Proceedings of the Tidalites 2012 conference*. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd., 243-260. <https://doi.org/10.1002/9781119218395.ch14>
- Marguerie, D., 1989.** Nouvelles données paléo-environnementales sur le littoral méridional armoricain. *Bulletin de l'A.M.A.R.A.I.*, 2, 3-10.

- Marguerie, D., 1990.** L'environnement à l'Age du Fer en Armorique. In: Duval, A., Le Bihan, J.P., Menez, Y., (eds) *Les Gaulois d'Armorique: actes du 12e colloque de l'AFEAF*, Quimper 1988 (Suppl Revue Archéologique de l'Ouest 3). Paris: Association Française pour l'Etude de l'Age du Fer, 115-120.
- Marguerie, D., 1992.** *Évolution de la végétation sous l'impact humain en Armorique du Néolithique aux périodes historiques*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, Travaux du Laboratoire d'Anthropologie, n°40, 313p.
- Marguerie, D., 1993.** Histoire de la végétation armoricaine. L'apport des restes végétaux des sites archéologiques et des tourbières. *Penn ar Bed* (Brest) 148-149, 32-45.
- Marguerie, D., Marcoux, N., 2000.** Etude palynologique, La tourbière de Langazel. *Rapport d'étude UMR 6566*, 41p.
- Marguerie, D., Antoine, A., Thenail, C., Baudry, J., Bernard, V., Burel, F., Catteddu, I., Daire, Y.M., Gautier, M., Gebhardt, A., Guibal, F., Kergreis, S., Lanos, P., Le Coeur, D., Le Du, L., Mérot, P. Naas, P., Ouin, A., Pichot, D., Visset, L., 2003.** Bocages armoricains et sociétés, genèse, évolution et interactions. In : Muwart, T., Vivien, F.-D., Villalba, B., Burnouf, J., (eds). *Des milieux et des hommes : fragments d'histoires croisées*. Paris, Elsevier Masson, 115-131.
- Marret, F., Bradley, L., de Vernal, A., Hardy, W., Kim, S. Y., Mudie, P., Penaud, A., Pospelova, V., Price, A.M., Radi, T., Rochon, A., 2020.** From bi-polar to regional distribution of modern dinoflagellate cysts, an overview of their biogeography. *Mar. Micropaleontol.*, 159, 101753. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101753>
- Martin, M., 2011.** Cutadapt removes adapter sequences from high-throughput sequencing reads. *EMBnet.journal*, 17, 1,10-12. <https://doi.org/10.14806/ej.17.1.200>
- Martins, M.V.A., Hohenegger, J., Frontalini, F., Miranda, P., da Conceição Rodrigues, M.A., Dias, J.M.A., 2016.** Comparison between the dead and living benthic foraminiferal assemblages in Aveiro Lagoon (Portugal). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 455, 16-32. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.05.003>
- Massey, A.C., Gehrels, W.R., Charman, D.J., White, S.V., 2006.** An intertidal foraminifera-based transfer function for reconstructing Holocene sea-level change in southwest England. *J. Foraminiferal Res.*, 36, 215-232. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.36.3.215>
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K.A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., Gasse, F., Van Kreveland, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasse, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004.** Holocene climate variability. *Quat. Res.*, 62, 243-255. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001>
- Mazier, F., 2006.** *Modelisation de la relation entre pluie pollinique actuelle, végétation et pratiques pastorales en moyenne montagne (Pyrénées et Jura): application pour l'interprétation des données polliniques fossiles*. Thèse de Doctorat, Université de Franche-Comté, Université de Neuchâtel, 228p.
- Mazier, F., Galop, D., Brun, C., Buttler, A., 2006.** Modern pollen assemblages from grazed vegetation in the western Pyrenees, France: a numerical tool for more precise reconstruction of past cultural landscapes. *Holocene*, 16(1), 91-103. <http://doi.org/10.1191/0959683606h1908>
- Mazier, F., Broström, A., Gaillard, M.-J., Sugita, S., Vittoz, P., Buttler, A., 2008.** Pollen productivity estimates and relevant source area of pollen for selected plant taxa in a pasture woodland landscape of the Jura Moutains (Switzerland). *Veget. Hist. Archeobot.*, 17, 479-495. <https://doi.org/10.1007/s00334-008-0143-0>
- Mazier, F., Galop, D., Gaillard, M. J., Rendu, C., Cugny, C., Legaz, A., Peyron, O., Buttler, A., 2009.** Multidisciplinary approach to reconstructing local pastoral activities: an example from the Pyrenean Mountains (Pays Basque). *Holocene*, 19(2), 171-188. <https://doi.org/10.1177/0959683608098956>
- Mazier, F., Broström, A., Bragée, P., Fredh, D., Stenberg, L., Thiere, G., Sugita, S., Hammarlund, D., 2015.** Two hundred years of land-use change in the South Swedish Uplands: comparison of historical map-based estimates with a pollen-based reconstruction using the landscape reconstruction algorithm. *Veg. Hist. Archaeobotany*, 24, 555-570. <https://doi.org/10.1007/s00334-015-0516-0>
- Mazier, F., Broström, A., Bragée, P., Fredh, D., Stenberg, L., Thiere, G., Sugita, S., Hammarlund, D., 2015.** Two hundred years of land-use change in the South Swedish Uplands: comparison of historical map-based estimates with a pollen-based reconstruction using the landscape reconstruction algorithm. *Veg. Hist. Archaeobotany*, 24, 555-570. <https://doi.org/10.1007/s00334-015-0516-0>
- Mazurié de Keroualin, K., 2001.** *La Première Néolithisation de l'Europe : une réévaluation des modalités du peuplement*. Thèse de doctorat, Université de Genève.
- McCave, I.N., 1972.** Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas. *Shelf Sediment Transport*, 225-248.

- Menez S., 1977.** Les crêtes successives dunifiées de type Darss de la côte sud-ouest de la baie de Goulven (Finistère). *Noroi*, 96, 593-599. <http://doi.org/10.3406/noroi.1977.3668>
- Menez, Y., Lorho, T., 2013.** La Bretagne. In: *L'habitat rural du second âge du Fer : Rythmes de création et d'abandon au nord de la Loire*, Recherches archéologiques. CNRS Éditions, Paris, 169-191.
- Menier, D., 2004.** *Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : Apport de la stratigraphie sismique*. Thèse de doctorat, Université Rennes 1, 202p. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00007291>
- Menier, D., Reynaud, J.Y., Proust, J.N., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Tessier, B., Goubert, E., 2006.** Basement control on shaping and infilling of valleys incised at the southern coast of Brittany, France. *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 35, 35-55. <https://doi.org/10.2110/pec.06.85.0037>
- 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). *Bull. Géol. France*, 181, 2, 115–128. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.115>
- Menier, D., Augris, C., Briend, C., 2014.** *Les réseaux fluviaux anciens du plateau continental de Bretagne Sud*. Editions Quae, 104p.
- Menier, D., Estournès, G., Mathew, M. J., Ramkumar, M., Briend, C., Siddiqui, N., Traini, C., Pian, S., Labeyrie, L., 2016.** Relict geomorphological and structural control on the coastal sediment partitioning, North of Bay of Biscay. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 60(1), 67-74.
- Menounos, B., Clague, J.J., Osborn, G., Luckman, B.H., Lakeman, T.R., Minkus, R., 2008.** Western Canadian glaciers advance in concert with climate change circa 4.2 ka. *Geophys. Res. Lett.*, 35(7). <http://doi.org/10.1029/2008GL033172>.
- Mertens, K.N., Verhoeven, K., Verleye, T., Louwey, S., Amorim, A., Ribeiro, S., et al., 2009.** Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments: the *Lycopodium* marker-grain method put to the test. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 157, 238-252. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2009.05.004>
- Messenger, E., Giguet-Covex, C., Doyen, E., Etienne, D., Gielly, L., Sabatier, P., Banjan, M., Develle, A.L., Didier, J., Poulenard, J., Julien, A., Arnaud, F., 2022.** Two Millennia of Complexity and Variability in a Perialpine Socioecological System (Savoie, France): The Contribution of Palynology and sedaDNA Analysis. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 10, 866781. <https://doi.org/10.3389/fevo.2022.866781>
- Meyer, M., Kircher, M., 2010.** Illumina sequencing library preparation for highly multiplexed target capture and sequencing. *Cold Spring Harbor Protocols*, 2010(6), pdb-prot5448.
- Milankovitch, M., 1941.** Canon of insolation and the ice age problem. *Koniglich Serbische Akademie Beograd Special Publication*, 132, 1-633.
- Milne, G.A., Long, A.L., Basset, S.E., 2005.** Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South Ameri. *Quat. Sci. Rev.*, 24, 1183-1202. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.005>
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001.** Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quat. Sci. Rev.*, 20 (4), 627-657. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00145-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00145-1)
- Moffa-Sánchez, P., Hall, I.R., 2017.** North Atlantic variability and its links to European climate over the last 3000 years. *Nat Commun* 8, 1726. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-01884-8>
- Mohen, J.-P., Olivier, L. 1989.** Les premiers métallurgistes. In: *Archéologie de la France: 30 ans de découvertes : exposition Galeries nationales du Grand Palais*. Paris, Editions de la Réunion des Musées nationaux, 198-200.
- Mojtahid, M., Jorissen, F.J., Garcia, J., Schiebel, R., Michel, E., Eynaud, F., Gillet, H., Cremer, M., Diz Ferreiro, R., Siccha, M., Howa, H., 2013.** High resolution Holocene record in the southeastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 377, 28-44. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.03.004>
- 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). *J. Sea. Res.*, 118, 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2016.02.003>
- Mojtahid, M., Durand, M., Coste, P.O., Toucanne, S., Howa, H., Nizou, J., Eynaud, F., Penaud, A., 2019.** Millennial-scale Holocene hydrological changes in the northeast Atlantic: New insights from 'La Grande Vasière' mid-shelf mud belt. *Holocene*, 29(3), 467-480. <https://doi.org/10.1177/0959683618816478>
- Moodley, L., Boschker, H.T.S., Middelburg, J.J., Pel, R., Herman, P.M.J., de Deckere, E. Heip, C.H.R., 2000.** Ecological significance of benthic foraminifera: 13C labelling experiments. *Mar. Ecol. Prog.*, 202, 289-295. <http://doi.org/10.3354/meps202289>

- Moodley, L., Middelburg, J.J., Boschker, H.T.S., Duineveld, G.C.A, Poel, R., Herman, P.M.J et Heip, C.H.R., 2002.** Bacteria and foraminifera: key players in a short-term deep-sea benthic response to phytodetritus. *Mar. Ecol. Prog.*, 236, 23-29. <http://doi.org/10.3354/meps236023>
- Moore, P.D., Webb, J.A., Collinson, M.E., 1991.** *Pollen analysis*. 2nd Edition. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 216p.
- Mordant, C. 2008.** L'Age du Bronze. Un matériau nouveau ; Des objets de prestige ; des productions en série ; Nouveaux rites, nouvelles pratiques. In : Leclerc, A.S., (eds) *Préhistoire en Île-de-France: les collections du Musée départemental de Préhistoire d'Île-de-France*, 229-249.
- Morio, O., 2017.** *Compréhension des dynamiques morpho-sédimentaires cohésives et non-cohésives des littoraux de Bretagne Sud (France) à différentes échelles spatio-temporelles*. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Sud, Lorient, 611p.
- Morley, A., Rosenthal, Y., DeMenocal, P., 2014.** Ocean-atmosphere climate shift during the mid-to-late Holocene transition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 388, 18-26. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.039>
- Morrill, C., Anderson, D.M., Bauer, B.A., Buckner, R., Gille, E.P., Gross, W.S., Hartman, M., 2013.** Proxy benchmarks for intercomparison of 8.2 ka simulations. *Climate of the Past*, 423-432. <https://doi.org/10.5194/cp-9-423-2013>
- Morzadec-Kerfourn, M., 1969.** Variations de la ligne de rivage au cours du post-glaciaire le long de la côte nord du Finistère. Analyses polliniques de tourbes et de dépôts organiques littoraux. *Quaternaire*, 6(4), 285-318.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1974.** *Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire : analyses polliniques de dépôts organiques littoraux*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, 208p.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1976.** La signification écologique des dinoflagellés et leur intérêt pour l'étude des variations du niveau marin. *Revue de Micropaléontologie*, 18, 229-235.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1977.** Les kystes de Dinoflagellés dans les sédiments récents le long des côtes bretonnes. *Rev. de Micropaléontologie*, 20, 157-166.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1992.** Upper Pleistocene and Holocene dinoflagellate cyst assemblages in marine environments of the Mediterranean Sea and the north-west Atlantic coast of France. In: Head, M.J., Wrenn, J.H. (eds.), *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Dallas, 121-132.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1997.** Dinoflagellate cysts and the paleoenvironment of Late-Pliocene early-pleistocene deposits of Brittany, Northwest France. *Quat. Sci. Rev.* 16, 883-898.
- Msadek, R., Frankignoul, C., 2009.** Atlantic multidecadal oceanic variability and its influence on the atmosphere in a climate model. *Clim. Dyn.* 33, 45-62. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0452-0>
- Mulder, C., Janssen, C.R., 1998.** Application of Chernobyl caesium-137 fallout and naturally occurring lead-210 for standardization of time in moss samples: recent pollen-flora relationships in the Allgäuer Alpen, Germany. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 103, 23-40. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(98\)00023-2](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(98)00023-2)
- Murchie, T.J., Kuch, M., Duggan, A.T., Ledger, M.L., Roche, K., Klunk, J., Karpinski, E., Hackenberger, D., Sadoway, T., MacPhee, R., Froese, D., Poinar, H., 2021.** Optimizing extraction and targeted capture of ancient environmental DNA for reconstructing past environments using the PalaeoChip Arctic-1.0 bait-set. *Quat. Res.*, 99, 305-328. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.59>
- Murray, J. W., 1971a.** *An atlas of British recent foraminiferids*. Heinemann Educational Books, London, 244p.
- Murray, J. W., 1971b.** Living foraminiferids of tidal marshes: a review. *J. Foraminiferal Res.*, 1(4), 153-161.
- Murray, J. W., 1973.** *Distribution and ecology of living benthic foraminiferids*. Heinemann, London, 274p.
- Murray, J.W., 1991.** *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. Longman Scientific & Technical, Harlow, 397p.
- Murray, J. W., Alve, E., 1999.** Natural dissolution of modern shallow water benthic foraminifera: taphonomic effects on the palaeoecological record. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 146(1-4), 195-209. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00132-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00132-1)
- Murray, J.W., 2000.** The enigma of the continued use of total assemblages in ecological studies of benthic foraminifera. *J. Foraminiferal Res.*, 30(3), 244-245. <https://doi.org/10.2113/0300244>
- Murray, J.W., 2006.** *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press.

N

- Naughton, F., Bourillet, J.-F., Sanchez Goni, M.F., Turon, J.-L., Jouanneau, J.-M., 2007.** Long-term and millennial-scale climate variability in northwestern France during the last 8850 years. *Holocene* 17, 939-953. <https://doi.org/10.1177/0959683607082410>
- Naughton, F., Toucanne, S., Landais, A., Rodrigues, T., Riveiros, N.V., Sánchez-Goñi, M.F., 2023.** Heinrich Stadial 1. In *European Glacial Landscapes*, Elsevier, 37-44. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00049-8>
- Needham, S., Sheridan, J.A., 2014.** Chalcolithic and Early Bronze Age goldwork from Britain: new finds and new perspectives. In: Meller, H., Pernicka, E., Risch, R., (eds). *Metals of power: early gold and silver. Proceedings of the 6th Archaeological Congress of Central Germany*, Halle, Germany, Tagungen des Landesmuseums Band 11/2, 903-941.
- Néraudeau, D., Mercier, D., Van Vliet-Lanoë, B., Lauriat-Rage, A., 2002.** Les faluns redoniens stratotypiques, enregistrement partiel du Messinien atlantique. *1^{ère} journées GFEN-APF, L'évènement messinien : approches paléobiologiques et paléocéologiques*, Rennes, 6-7 décembre 2002, 7-18.
- Néraudeau, D., Barbe, S., Mercier, D., Roman, J., 2003.** Signatures paléoclimatiques des échinides du Néogène final atlantique à faciès redonien. *Annales de Paléontologie*, 89(3), 153-170. [https://doi.org/10.1016/S0753-3969\(03\)00023-5](https://doi.org/10.1016/S0753-3969(03)00023-5)
- Neveu, E., 2017.** *Evolution des agricultures dans le nord-ouest de la France de l'âge du Bronze à l'époque romaine*. Thèse de Doctorat, Université de Nantes, 568p.
- Nicolas, C., 2011.** Artisanats spécialisés et inégalités sociales à l'aube de la métallurgie: les pointes de flèches de type armoricain dans le nord du Finistère. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 93-125. <http://www.jstor.org/stable/23242627>
- Nicolas, C., Yvan, P., Stéphan, P., Gandois, H., 2013.** Les reliques de Lothéa (Quimperlé, Finistère): une tombe aux connexions atlantiques entre Campaniforme et âge du Bronze ancien. *Gallia Préhistoire-Préhistoire de la France dans son contexte européen*, 55, 181-227.
- Nicolas, C., 2016.** La fin d'un monde? La région de Carnac du Campaniforme à l'âge du Bronze ancien. *Bulletin et mémoires de la Société polymathique du Morbihan*. 36p. <https://hal.science/hal-02883859>
- Nicolas, C., Favrel, Q., Rousseau, L., Ard, V., Blanchet, S., Donnart, K., Fromont, N., Manceau, L., Marcigny, C., Marticorena, P., Nicolas, T., Pailler, Y., Ripoche, J., 2019.** The introduction of the Bell Beaker culture in Atlantic France: an overview of settlements. In: Gibson, A. M., (Ed.), *Bell Beaker Settlement of Europe: The Bell Beaker Phenomenon from a Domestic Perspective*, Prehistoric Society Research Paper 8. Oxbow Books, 329-352.
- Nicolas, E., Marchand, G., Hénaff, X., Juhel, L., Pailler, Y., Darboux, J. R., Errera, M., 2013.** Le Néolithique ancien à l'ouest de la Bretagne : nouvelles découvertes à Pen Hoat Salaün (Pleuven, Finistère). *L'Anthropologie*, 117(2), 195-237. <http://10.3406/galip.2013.2501>
- Nicolas, E., Brisotto, V., Laubaune-Jean, F., Nicolas, T., 2015.** Des bâtiments de la transition entre le Néolithique final et l'âge du Bronze ancien Une nécropole du Bas-Empire. *Rapport final d'opération, fouille archéologique*. Inrap, 176p.
- ## 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. <http://doi.org/10.1126/science.270.5244.196>
- Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012.** Variability of the Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nat. Geosci.*, 5, 808-812. <https://doi.org/10.1038/ngeo1589>
- Olsen, J.L., Mehlenbacher, S.A., Azarenko, A.N., 2000.** Hazelnut Pollination. *Hort. Technol.*, 10, 113-115. <https://doi.org/10.21273/HORTTECH.10.1.113>
- Orlando, L., Allaby, R., Skoglund, P., Der Sarkissian, C., Stockhammer, P. W., Ávila-Arcos, M. C., Fu, Q., Krause, J., Willerslev, E., Stone, A.C., Warinner, C., 2021.** Ancient DNA analysis. *Nature Reviews Methods Primers*, 1(1), 14. <https://doi.org/10.1038/s43586-020-00011-0>
- Ouguerram, A., 2002.** *Histoire de la vallée de l'Erdre (affluent de la Loire, Massif armoricain, France) de la fin du Tardiglaciaire aux époques actuelles*. Thèse de Doctorat, Université de Nantes, Groupe d'études des milieux naturels, Nantes.

Orme, L. C., Reinhardt, L., Jones, R. T., Charman, D. J., Barkwith, A., Ellis, M. A., 2016. Aeolian sediment reconstructions from the Scottish Outer Hebrides: Late Holocene storminess and the role of the North Atlantic Oscillation. *Quat. Sci. Rev.*, 132, 15-25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.045>

P

Paasche, Ø., Løvlie, R., Dahl, S.O., Bakke, J., Nesje, A., 2004. Bacterial magnetite in lake sediments: late glacial to Holocene climate and sedimentary changes in northern Norway. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 223, 319–333.

Pailler, Y., Marchand, G., Blanchet, S., Guyodo, J.N., Hamon, G., 2008. La place du Villeneuve-Saint-Germain dans la néolithisation de la péninsule armoricaine : les débuts d'une enquête. In: Burnez-Lanotte, L., Ilett, M., Allard, P. (Eds.), *Fin des traditions danubiennes dans le Néolithique du Bassin parisien et de la Belgique (5100-4700 av. JC). Autour des recherches de Claude Constantin*. Presses universitaires de Namur (Mémoire de la Société préhistorique française ; XLIV), Namur, 91-111.

Pailler, Y., 2009. Produire des lames polies en contexte rituel, le matériel poli d'Er-Lannic (Arzon). In: Cassen, S. (Ed.), *Autour de la Table. Explorations archéologiques et discours savants sur des architectures néolithiques à Locmariaquer Morbihan (Table des Marchands et Grand Menhir)*. Université de Nantes LARA, Nantes, 632-641.

Pailler, Y., Stéphan, P., Gandois, H., Nicolas, C., Sparfel, Y., Tresset, A., Donnart, K., Fichaut, B., Suanez, S., Dupont, C., Le Glézio, L., Marcoux, N., Pineau, A., Salanova, L., Sellami, F., Debue, K., Josselin, J., Dietsch-Sellami, M. F., 2011. Évolution des paysages et occupation humaine en mer d'Iroise (Finistère, Bretagne) du Néolithique à l'Âge du Bronze. *Norois*, 220, 39-68. <https://doi.org/10.4000/norois.3662>

Pailler, Y., 2012. L'exploitation des fibrolites en Bretagne et ses liens avec les productions alpines. In: Pétrequin, P., Cassen, S., Errera, M., Klassen, L., Sheridan, A., Pétrequin, A.M., (eds), *Jade. Grandes haches alpines du Néolithique européen. Ve et IVe millénaires av. J.-C.* Cahiers de la MSHE C.N. Ledoux, Besançon, Presses Universitaires de Franche-Comté et Centre de Recherche Archéologique de la Vallée de l'Ain, tome 2, 1168-1193.

Pailler, Y., Nicolas, C. dir., 2019. *Une maison sous les dunes : Beg ar Loued, île Molène, Finistère. Identité et adaptation des groupes humains en mer d'Iroise à la transition des IIIe – IIe millénaires avant notre ère*. Ed. Sidestone press, Leiden, 734p.

Parducci, L., Matetovici, I., Fontana, S.L., Bennett, K.D., Suyama, Y., Haile, J., Kjaer, K.H., Larsen, N.K., Drouzas, A.D., Willerslev, E., 2013. Molecular-and pollen-based vegetation analysis in lake sediments from central Scandinavia. *Mol. Ecol.*, 22(13), 3511-3524. <https://doi.org/10.1111/mec.12298>

Parducci, L., Alsos, I.G., Unneberg, P., Pedersen, M.W., Han, L.U., Lammers, Y., Sakari Salonen, J., Väiliranta, M., Slotte, T., Wohlfarth, B., 2019. Shotgun environmental DNA, pollen, and macrofossil analysis of lateglacial lake sediments from southern Sweden. *Front. Ecol. Evol.*, 7, 189. <https://doi.org/10.3389/fevo.2019.00189>

Patterson, R.T., Gehrels, W.R., Belknap, D.F., Dalby, A.P., 2004. The distribution of salt marsh foraminifera at Little Dipper Harbour New Brunswick, Canada: implications for development of widely applicable transfer functions in sea-level research. *Quat. Int.*, 120(1), 185-194. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.01.017>

Patton, M., 1963. *Statements in stone: monuments and society in Neolithic Brittany*. Routledge, 209p. <http://doi.org/10.4324/9780203513996>

Pavard, J.C., Richirt, J., Seuront, L., Blanchet, H., Fouet, M.P., Humbert, S., Gouillieux, B., Duong, G., Bouchet, V.M., 2023. The great shift: The non-indigenous species *Ammonia confertitesta* (Foraminifera, Rhizaria) outcompetes indigenous *Ammonia* species in the Gironde estuary (France). *Estuar. Coasta. Shelf Sci.*, 289, 108378. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2023.108378>

Pawlowski, J., 2000. Introduction to the molecular systematics of foraminifera. *Micropaleontol.* 46, 1-12. <https://www.jstor.org/stable/1486176>

Pawlowski, J., Fahrni, J.F., Brykczynska, U., Habura, A., Bowser, S.S., 2002. Molecular data reveal high taxonomic diversity of allogromiid Foraminifera in Explorers Cove (McMurdo Sound, Antarctica). *Polar Biology*, 25, 96-105.

Pedersen, M.W., Ruter, A., Schweger, C., Friebe, H., Staff, R.A., Kjeldsen, K.K., Mendoza, M.L.Z., Beaudoin, A.B., Zutter, C., Larsen, N.K., Potter, B.A., Nielsen, R., Rainville, R.A., Orlando, L., Meltzer, D.J., Kjaer, K.H., Willerslev, E., 2016. Postglacial viability and colonization in North America's ice-free corridor. *Nature*, 537(7618), 45-49. <https://doi.org/10.1038/nature19085>

Penaud, A., 2009. *Interactions climatiques et hydrologiques du système Méditerranée/Atlantique au Quaternaire*. Thèse de Doctorat. Université de Bordeaux 1.

Penaud, A., Ganne, A., Eynaud, F., Lambert, C., Coste, P.O., Herlédan, M., Vidal, M., Goslin, J., Stéphan, P., Charia, G., Pailler, Y., Durant, M., Zumaque, J., Mojtahid, M., 2020. Oceanic versus continental influences

over the last 7 kyrs from a mid-shelf record in the northern Bay of Biscay (NE Atlantic). *Quat. Sci. Rev.*, 229, 106135. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106135>

Perez-Belmonte, L., 2008. *Caractérisation environnementale, morphosédimentaire et stratigraphique du Golfe du Morbihan pendant l'Holocène terminal : Implications Évolutives*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Sud. <https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-02382565>

Perrin, T., Manen, C., Valdeyron, N., Guilaine, J., 2018. Beyond the sea... The Neolithic transition in the southwest of France. *Quat. Int.*, 470, 318-332.

Persson, A., 2006. Hadley's Principle: Understanding and Misunderstanding the Trade Winds. *History of Meteorology*, 3, 17-42.

Phleger, F.B., 1965. Patterns of marsh foraminifera, Galveston bay, Texas. *Limnology and Oceanography* 10, 169-180

Pingree, RD, Le Cann, B, 1989. Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Prog. Oceanogr.*, 23, 303-338. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(89\)90003-7](https://doi.org/10.1016/0079-6611(89)90003-7)

Pinot, J.-P., 1974. *Le pré-continent Breton entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental, étude géomorphologique*. Lannion, Impram, 256p.

Planchais, N., 1971. *Histoire de la végétation post-würmienne des plaines du bassin de la Loire, d'après l'analyse pollinique*. Thèse de doctorat, Université de Montpellier, 2 vol., 115p.

Poirier, C., Chaumillon, E., Arnaud, F., 2011. Siltation of river-influenced coastal environments: respective impact of late Holocene land use and high-frequency climate changes. *Marine Geology*, 290(1-4), 51-62. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.10.008>

Pollegioni, P., Woeste, K., Chiocchini, F., Del Lungo, S., Ciolfi, M., Olimpieri, I., Tortolano, V., Clark, J., Hemery, G.E., Mapelli, S., Malvolti, M.E., 2017. Rethinking the history of common walnut (*Juglans regia* L.) in Europe: Its origins and human interactions. *PloS one*, 12(3), e0172541. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0172541>

Pollegioni, P., Lungo, S.D., Müller, R., Woeste, K. E., Chiocchini, F., Clark, J., Hemery, G.E., Mapelli, S., Villani, F., Malvolti, M.E., Mattioni, C., 2020. Biocultural diversity of common walnut (*Juglans regia* L.) and sweet chestnut (*Castanea sativa* Mill.) across Eurasia. *Ecol. Evol.*, 10(20), 11192-11216. <https://doi.org/10.1002/ece3.6761>

Pouzet, P., Maanan, M., Piotrowska, N., Baltzer, A., Stéphan, P., Robin, M., 2018. Chronology of Holocene storm events along the European Atlantic coast: New data from the Island of Yeu, France. *Prog. Phys. Geogr.: Earth and Environment*, 42(4), 431-450. <https://doi.org/10.1177/0309133318776500>

Price, T. D., Bar-Yosef, O., 2011. The origins of agriculture: new data, new ideas: an introduction to supplement 4. *Current Anthropology*, 52(S4), S163-S174. <https://doi.org/10.1086/659964>

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 Pléistocène armoricain. *Bulletin de la Société géologique de France*, 172(6), 737-749. <https://doi.org/10.2113/172.6.737>

Puc, M., Kasprzyk, I., 2013. The patterns of *Corylus* and *Alnus* pollen seasons and pollination periods in two Polish cities located in different climatic regions. *Aerobiologia*, 29, 495-511. <https://doi.org/10.1007/s10453-013-9299-x>

Pujos, M., 1972. Répartition des biocénoses de foraminifères benthiques sur le plateau continental du Golfe de Gascogne à l'ouest de l'embouchure de la Gironde. *Revista Española de Micropaleontología*, 4, 141-156.

Pujos, M., 1976. *Ecologie des foraminifères benthiques et des thécamoebiens de la Gironde et du plateau continental Sud-Gascogne*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, 318p.

Q

Quéré, E., Magnanon, S., Ragot, R., Gager, L., Hardy, F., 2008. *Atlas floristique de Bretagne: la flore du Finistère*. Ed. Siloë, 693p.

R

Rabu, D., Chantraine, J., Chauvel, J. J., Denis, E., Balé, P., Bardy, P., 1990. The Brioverian (upper proterozoic) and the Cadomian Orogeny in the Armorican Massif. *Geological Society, London, Special Publications*, 51(1), 81-94. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.051.01.0>

- Rasse, M., 2008.** La diffusion du Néolithique en Europe (7000-5000 av. J.-C.) et sa représentation cartographique. *Mappemonde*, 90(2).
- Ravon, A.L., Gallou, C., Monnier, J.L., Martin, C., 2022.** Nouveau regard sur le site de Saint-Colomban à Carnac (Morbihan) : apport des travaux récents. *Revue archéologique de l'Ouest*, 38, 35p. <https://doi.org/10.4000/rao.8059>
- Redois, F., 1996.** *Les foraminifères benthiques actuels bioindicateurs du milieu marin exemples du plateau continental sénégalais et de l'estran du golfe du Morbihan (France)*. Thèse de Doctorat, Université d'Angers, vols, 1 & 2.
- Reid, P.C., 1975.** A regional sub-division of dinoflagellate cysts around the British Isles. *The New Phytol.*; 75, 589-603. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1975.tb01425.x>
- Reille, M., 1995.** *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord: supplément 1*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, 327p.
- Reille, M., Pons, A. 1990.** *Leçons de palynologie et d'analyse pollinique*. CNRS éditions. 224p.
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., et al., 2020.** The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Reinson, G.E., 1992.** Transgressive barrier island and estuarine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, St. John's, 179–194.
- Richter, T.O., van der Gaast, S., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H.C., De Haas, H., Tjeerd, C.E., van Weering, T.C.E., 2006.** The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1): 39-50. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.03>
- Rijk, S.D., Troelstra, S.R., 1999.** The application of a foraminiferal actuo-facies model to salt-marsh cores. *Palaeogeogr Palaeoclimatol*, 149, 59–66. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00192-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00192-8)
- Riquet, R., Guilaine, J., Coffyn, A., 1963.** Les campaniformes français. (État actuel des recherches et perspectives). *Gallia préhistoire*, 6(1), 63-128.
- Rivière, G., 2007.** *Atlas floristique de Bretagne : la flore du Morbihan*. Ed. Siloë. 655p.
- Rochon, A., Vernal, A.d., Turon, J.-L., Matthießen, J., Head, M., 1999.** Distribution of recent dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series*, 35, 1-146.
- Rochon, A., Lewis, J., Ellegaard, M., Harding, I. C. 2009.** The *Gonyaulax spinifera* (Dinophyceae) “complex”: Perpetuating the paradox?. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 155(1), 52-60. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2008.12.017>
- Rodríguez-Rajo, F. J., Dopazo, A., Jato, V., 2004.** Environmental factors affecting the start of pollen season and concentrations of airborne *Alnus* pollen in two localities of Galicia [NW Spain]. *Annals of Agricultural and Environmental Medicine*, 11(1).
- Rodríguez-Rajo, F. J., Méndez, J., Jato, V., 2005.** Environmental factors affecting pollination ecology of *Quercus* anemophilous species in North-West Spain. *Bot. J. Linn. Soc.*, 149, 283-297. <https://doi.org/10.1111/j.1095-8339.2005.00460.x>
- Rohling, E., Pälike, H., 2005.** Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature*, 434, 975-979. <https://doi.org/10.1038/nature03421>
- Rösch, M., 1998.** Pollenanalysen an einem eisenzeitlichen Gefäßinhalt aus einem keltischen Fürstengrab am Glauberg in Hessen. In: Frey, O.-H., Herrmann, F.R., (eds) *Ein Frühkeltischer Fürstengrabhügel am Glauberg im Wetteraukreis*, Hessen. Germania, 75, 543-550.
- Rossi, V., Horton, B.P., Corbett, D.R., Leorri, E., Perez-Belmonte, L., Douglas, B.C., 2011.** The application of foraminifera to reconstruct the rate of 20th century sea level rise, Morbihan Golfe, Brittany, France. *Quat. Res.*, 75(1), 24-35. <http://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.07.017>
- Rowley-Conwy, P., 2004.** How the west was lost: a reconsideration of agricultural origins in Britain, Ireland, and Southern Scandinavia. *Curr. anthropol.*, 45(S4), S83-S113.
- Ruas, M.P., 1990.** *Recherches carpologiques dans le Massif Armoricaïn du Mésolithique au Bas Moyen Age*. Diplôme d'Etudes Approfondies en Histoire et Civilisations, E.H.E.S.S., Paris, mai 1990, 93p.
- Ruddiman, W.F., 1977.** North Atlantic Ice-Rafting : A Major Change at 75, 000 Years Before the Present. *Science*, 196, 1208-1211. <http://doi.org/10.1126/science.196.4295.1208>

S

- Salomon, J.C., Lazure, P., 1988.** Etude par modèle mathématique de quelques aspects de la circulation marine entre Quiberon et Noirmoutier. *Rapport technique*, IFREMER/DERO-88.26-EL.
- Samson, S.D., D’Lemos R., 1998.** U-Pb geochronology and Sm-Nd isotopic composition of Proterozoic gneisses, Channel Islands, UK. *Journal of the Geological Society of London*, 155, 609-618. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.4.0609>
- Sanquer, R., Galliou, P., 1972.** Garum, sel et salaisons en Armorique gallo-romaine. *Gallia*, 30(1), 199-223. <https://www.jstor.org/stable/43604868>
- Scarre, C., 2002.** A pattern of islands: the Neolithic monuments of north-west Brittany. *European Journal of Archaeology*, 5(1), 24-41.
- Schnitker, D., 1974.** West Atlantic abyssal circulation during the past 120,000 years. *Nature*, 248, 385-387. <https://doi.org/10.1038/248385a0>
- Schnitker, D., 1980.** Quaternary deep-sea benthic foraminifers and bottom water masses. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8, 343-370. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.08.050180.002015>
- Schröder-Adams, C., 2006.** Estuaries of the past and present: A biofacies perspective. *Sediment. Geol.*, 190(1-4): 289-298. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.05.008>
- Schulz Paulsson, B., 2019.** Radiocarbon dates and Bayesian modeling support maritime diffusion model for megaliths in Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(9), 3460-3465. <https://doi.org/10.1073/pnas.1813268116>
- Scott, D.B., 1977.** Distribution and population dynamics of marsh-estuarine foraminifera with applications to relocating Holocene sea-levels: Dalhousie University, Halifax, PhD thesis, 252p.
- Scott, D. S., Medioli, F. S., 1978.** Vertical zonations of marsh foraminifera as accurate indicators of former sea-levels. *Nature*, 272, 528-531. <https://doi.org/10.1038/272528a0>
- Scott, D. B., Medioli, F.S., 1980.** *Quantitative studies of marsh foraminiferal distributions in Nova Scotia: implications for sea level studies*. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, 17, 59p.
- Seltzer, A.M., Ng, J., Aeschbach, W., Kipfer, R., Kulongoski, J.T., Severinghaus, J.P., Stute, M., 2021.** Widespread six degrees Celsius cooling on land during the Last Glacial Maximum. *Nature*, 593, 228–232. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03467-6>
- Sen Gupta, B.K., 1999.** *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers Dordrecht.
- Shaw, T.A., Kirby, J.R., Holgate, S., Tutman, P., Plater, A.J., 2016.** Contemporary salt-marsh foraminiferal distribution from the Adriatic coast of Croatia and its potential for sea-level studies. *J. Foraminiferal Res.*, 46(3), 314-332. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.46.3.314>
- Shennan, I., 1986.** Flandrian sea-level changes in the Fenland, II: tendencies of sea-level movement, altitudinal changes, and local and regional factors. *J. Quat. Sci.* 1-2, 155-179. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390010205>
- Shom, 2012.** PROTEUS_DUNES cruise, RV Pourquoi pas ?, <https://doi.org/10.17600/12030130>
- Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D. A., 2003.** Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853-858. <https://doi.org/10.1038/nature01690>
- Sjögren, P., van der Knaap, W.O., van Leeuwen, J.F., 2015.** Pollen dispersal properties of Poaceae and Cyperaceae: First estimates of their absolute pollen productivities. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 216, 123-131. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2015.02.004>
- 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). *Quat. Sci. Rev.*, 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., Menier, D., 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. *Cont. Shelf Res.*, 30(10-11), 1250-1266. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.04.004>
- 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. *Nat. Geosci.*, 5(12), 892-896. <https://doi.org/10.1038/ngeo1619>

- Southall, K.E., Gehrels, W.R., Hayward, B.W., 2006.** Foraminifera in a New Zealand salt marsh and their suitability as sea-level indicators. *Mar. Micropaleontol.*, 60(2), 167-179. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2006.04.005>
- Sparfel, Y., Leroux, V.-E., Pailler, Y., Boujot, C., Le Goffic, M., 2004.** *Inventaire des mégalithes du Néolithique à l'Age du bronze dans le Finistère*. Service Régional de l'Archéologie, Bretagne. 617p.
- Sparfel, Y., Pailler Y., 2009.** *Les Mégalithes de l'arrondissement de Brest*. Centre Régional d'Archéologie d'Alet, Institut Culturel de Bretagne. 290 p.
- Steidinger, K.A., 1983.** A re-evaluation of toxic dinoflagellate biology and ecology. *Progress in phycological research*, 2, 147-188.
- Stéphan, P., 2008.** *Les flèches de galets de Bretagne: morphodynamiques passée, présente et prévisible*. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne occidentale, Brest, 558p.
- Stéphan, P., Goslin, J., 2014.** Évolution 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. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7269>
- Stéphan, P., Goslin, J., Pailler, Y., Manceau, R., Van Vliet-Lanöe, B., Hénaff, A., Delacourt, C., 2015.** Holocene salt-marsh sedimentary infillings and relative sea-level changes in West Brittany (France) based on foraminifera transfer functions. *Boreas*, 44, 153-177. <http://dx.doi.org/10.1111/bor.12092>
- Stéphan, P., Dodet, G., Tardieu, I., Suanez, S., David, L., 2018.** Dynamique pluri-décennale du trait de côte en lien avec les variations des forçages météo-océaniques au nord de la Bretagne (baie de Goulven, France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 24(1), 79-102. <http://doi.org/10.4000/geomorphologie.11908>
- Stéphan, P., 2019.** Évolutions morphologiques et indices d'occupation humaine au Pléistocène et à l'Holocène le long des côtes françaises de la Manche et de l'Atlantique. *Les nouvelles de l'archéologie*, (156), 53-59. <https://doi.org/10.4000/nda.6996>
- Stéphan, P., Verdin, F., Arnaud-Fassetta, G., Bertrand, F., Eynaud, F., García-Artola, A., Bosq, M., Culioli, C., Suanez, S., Coutelier, C., Bertran, P., Colin, A., Costa, S., 2019.** Holocene coastal changes along the Gironde estuary (SW France): new insights from the North Medoc peninsula beach/dune system. *Quaternaire*, 30, 47-75. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.11172>
- Stevens, C. J., Fuller, D.Q., 2012.** Did Neolithic farming fail? The case for a Bronze Age agricultural revolution in the British Isles. *Antiquity*, 86(333), 707-722. <http://doi.org/10.1017/S0003598X00047864>
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993.** Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Sugita, S., 2007.** Theory of quantitative reconstruction of vegetation I: pollen from large sites REVEALS regional vegetation composition. *Holocene*, 17(2), 229-241. <https://doi.org/10.1177/0959683607075837>
- Sutton, R.T., Hodson, D.L., 2005.** Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, 309(5731), 115-118. <https://doi.org/10.1126/science.1109496>
- Syvitski, J.P., Harvey, N., Wolanski, E., Burnett, W. C., Perillo, G. M., Gornitz, V., Asthurton, R.K., Bokuniewicz, H., Campbell, J.W., Cooper, L., Dunton, K., Gao, S., Hesp, P.P., Saito, Y., Salisbury, J., Snoussi, M., Yim, W.W.S., 2005.** Dynamics of the coastal zone. In: *Coastal Fluxes in the Anthropocene: The Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone Project of the International Geosphere-Biosphere Programme*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 39-94.

T

- Tanguy, B., Lagree, M., 2002.** *Atlas d'Histoire de Bretagne*. Editions Skol Vreizh, Université de Bretagne Occidentale (CRBC) et le CHRISCO (Université de Rennes 2), 172p.
- Taylor, F.J.R., 1987.** General group characteristics; special features of interest; short history of dinoflagellate study. *The biology of dinoflagellates*, 1-23.
- Ter Braak, C.J., 1986.** Canonical correspondence analysis: a new eigenvector technique for multivariate direct gradient analysis. *Ecology*, 67(5), 1167-1179. <https://doi.org/10.2307/1938672>
- Ters, M., 1973.** Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans le long du littoral atlantique français. In: Editions CNRS (ed.) *Le Quaternaire: Géodynamique, Stratigraphie et Environnement*. Paris: Editions CNRS, 114-135.
- Ters, M., 1986.** Variations in Holocene sea level on the French Atlantic coast and their climatic significance. *Climate: History, Periodicity and Predictability*, 204-237.

- Tessier, C., 2006.** *Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière : l'exemple de la région marine Bretagne Sud*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1, 400p. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00000/2325/>
- Tessier, B., Delsinne, N., Sorrel, P., 2010.** 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. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.87>
- Thinon, I., 1999.** Structure profonde de la marge nord-Gascogne et du bassin armoricain. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale-Brest.
- Thomas, J., 1999.** *Understanding the Neolithic. A revised second edition of rethinking the Neolithic*. London: Routledge
- Thomson, J., Croudace, I. W., Rothwell, R. G., 2006.** A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1), 65-77. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.05>
- Thornalley, D., Elderfield, H., McCave, I., 2009.** Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. *Nature*, 457, 711–714. <https://doi.org/10.1038/nature07717>
- Thornalley, D.J., 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. *Climate of the Past*, 9(5), 2073-2084. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2073-2013>
- Tiercelin, J.J., Goubert, E., Delacourt, C., d'Eu, J.F., Hautot, S., Hureau, D., Marrec, S., Schuster, M., Tarits, P., Thoraval, M., Vidal, M., 2007.** *Les étangs de Lannédec, du loc'h et autre rias du littoral morbihannais : Présent et Passé*. Archives du Patrimoine Naturel et Historique du Pays de Lorient.
- Tisnerat-Laborde, N., Paterne, M., Metivier, B., Arnold, M., Yiou, P., Blamart, D., Raynaud, S., 2010.** Variability of the northeast Atlantic sea surface D¹⁴C and marine reservoir age and the North Atlantic Oscillation (NAO). *Quat. Sci. Rev.*, 29, 2633-2646. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.013>
- Tobin, R., Scott, D.B., Collins, E.S., Medioli, F.S., 2005.** Infaunal benthic foraminifera in some North American marshes and their influence on fossil assemblages. *J. Foraminiferal Res.*, 35(2), 130-147.
- Tourault, P., 2019.** L'Armorique romaine, du Ier au Ve siècle. In: *Histoire de la Bretagne* sous la direction de Tourault, P. Paris, Perrin, 40-62. <https://www.cairn.info/histoire-de-la-bretagne--9782262049843-page-40.htm>
- Traini, C. R., 2009.** *L'estuaire de la Vilaine: évolution naturelle et anthropisation*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Sud, 129p.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.02.005>
- Traverse, A., Grinsburg, 1966.** Palynology of the surface sediments of Great Bahama Bank, as related to water movement and sedimentation. *Mar. Geol.*, 4, 417–459. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(66\)90010-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(66)90010-7)
- Tréguer, P., Goberville, E., Barrier, N., L'Helguen, S., Morin, P., Bozec, Y., Rimmelin-Maury, P., Czamanski, M., Grossteffan, E., Cariou, T., Répécaud, M., Quéméner, L., 2014.** Large and local-scale influences on physical and chemical characteristics of coastal waters of Western Europe during winter. *J. Mar. Syst.*, 139, 79-90. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.05.019>
- 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. *Glob. Planet. Change*, 84, 85, 48-55. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.10.003>
- Turon, J. L., 1984.** *Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique Nord-oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire*. Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine 17, 313p.

U

- Ullman, D.J., Carlson, A.E., Hostetler, S.W., Clark, P.U., Cuzzone, J., Milne, G.A., Winsor, K., Caffee, M., 2016.** Final Laurentide ice-sheet deglaciation and Holocene climate-sea level change. *Quat. Sci. Rev.*, 152, 49-59. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.09.014>
- Upadhyay, M., Chen, W., Lenstra, J., Goderie, C.R.J., MacHug, D.E., Park, S.D.E, Magee, D.A., Matassino, D., Ciani, F., Megens, H.J., Arendonk, J.A.M, Groenen, M.A.M., European Cattle Genetic Diversity Consortium, RPMA Crooijmans, 2017.** Genetic origin, admixture and population history of aurochs (*Bos primigenius*) and primitive European cattle. *Heredity*, 118, 169-176. <https://doi.org/10.1038/hdy.2016.79>

Ureña, I., Ersmark, E., Samaniego, J.A., Galindo-Pellicena, M.A., Crégut-Bonnoure, E., Bolívar, H., Gómez-Olivencia, A., Rios-Garaizar, J., Garate, D., Dalén, L., Arsuaga, J.L., Valdiosera, C.E., 2018. Unraveling the genetic history of the European wild goats. *Quat. Sci. Rev.*, 185, 189-198. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.01.017>

V

Valero, C., Penaud, A., Lambert, C., Vidal, M., Paillet, Y., Nicolas, C., Stéphan, P., Siano, R., Leroux, E., Ehrold, A., in prep. Holocene paleoenvironmental reconstructions in western Brittany (Bay of Brest) with a focus on the Neolithic-Bronze transition.

van Beek, R., Marguerie, D., Bruel, F., 2018. Land use, settlement, and plant diversity in Iron Age Northwest France. *Holocene*, 28(4), 513–528. <https://doi.org/10.1177/0959683617735590>

van de Plassche, O., 1986. *Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data*. Geobooks, Norwich, 617p.

Vanne, J. R. 1977. *Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine* (Vol. 21). Société d'édition d'enseignement supérieur.

van Nieuwenhove, N., Head, M. J., Limoges, A., Pospelova, V., Mertens, K. N., Matthiessen, J., De Schepper, S., de Vernal, A., Eynaud, F., Londeix, L., Marret, F., Penaud, A., Radi, T., Rochon, A., 2020. An Overview and Brief Description of Common Marine Organic-Walled Dinoflagellate Cyst Taxa Occurring in Surface Sediments of the Northern Hemisphere. *Mar. Micropaleontol.*, 159, 101814. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101814>

van Vliet-Lanoë, B., Laurent, M., Hallégouët, B., Margerel, J. P., Chauvel, J. J., Michel, Y., Moguedet, G., Trautman, F., Vauthier, S., 1998. Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 326(5), 333-340. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(98\)80303-0](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(98)80303-0)

van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Goslin, J., Hallégouët, B., Le Cornec, E., 2014. Middle-to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part II—The chronology of events and climate forcing. *Holocene*, 24(4), 434-453. <https://doi.org/10.1177/0959683613519688>

van Zeist, W., 1963. Recherches palynologiques en Bretagne occidentale. *Norwis*, 5-19.

Velsko, I.M., Frantz, L.A., Herbig, A., Larson, G., Warinner, C., 2018. Selection of appropriate metagenome taxonomic classifiers for ancient microbiome research. *Msystems*, 3(4), 10-1128. <https://doi.org/10.1128/msystems.00080-18>

Vested, H.J., Tessier, C., Christensen, B.B., Goubert, E., 2013. Numerical modelling of morphodynamics—Vilaine Estuary. *Ocean Dynamics*, 63, 423-446. <https://doi.org/10.1007/s10236-013-0603-7>

Villard-Le Tiec, A., 2011. Stèles armoricaines de l'âge du Fer et organisation de l'espace funéraire. Les exemples de Melgven et de Paule. *Documents d'archéologie méridionale*, 34, 323-337.

Visset, L., 1974. Le tumulus de Dissignac à Saint-Nazaire (Loire-Atlantique), étude palynologique. *Bulletin de la Société scientifique de Bretagne*, 48, 7-14.

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*, Nantes, 282p.

Visset, L., 1985. Etude palynologie. In : Gallais J.-Y., et al., *Le site à microlithes de l'Organais en Sainte-Reine-de-Bretagne (Loire-Atlantique)*, Revue Archéologique de l'Ouest., 2, 40-43.

Visset, L., 1989. La tourbière de Landemarais en Parigné (Ille-et-Vilaine, France). Étude pollinique. *Lejeunia, série* 129, 1-26.

Visset L., 1994. Vegetation changes and development of agriculture at "Kerfontaine" (Sérent, Massif armoricain, France). *Vegetation History and Archaeobotany*, 3, 1-6.

Visset, L., Sellier, D., L'Helgouach, J., 1995. Le paléoenvironnement de la région de Carnac. Sondage dans le marais de Kerdual, La Trinité-sur-Mer (Morbihan). *Revue archéologique de l'Ouest*, 12, 57-71. <https://doi.org/10.3406/rao.1995.1025>

Visset L., L'Helgouach J., Bernard J., 1996. La tourbière submergée de la pointe de Kerpenhir à Locmariaquer (Morbihan). Etude environnementale et mise en évidence de déforestations et de pratiques agricoles néolithiques. *Revue archéologique de l'Ouest*, 13, 79-87. <https://doi.org/10.3406/rao.1996.1041>

Visset, L., Cyprien, A.L., Ouguerram, A., Barbier, D., Bernard, J., 2004. Les indices polliniques d'anthropisation précoce dans l'ouest de la France. Le cas de *Cerealia*, *Fagopyrum* et *Juglans*. In: Richard, H. (Ed.), *Néolithisation précoce. Premières traces d'anthropisation du couvert végétal à partir des données polliniques*. Annales Littéraires, 777, Série Environnement, sociétés et archéologie, 7. Presses Universitaires Franc-Comtoises, Besançon, 69-79.

Visset, L., Bernard, J., 2006. Evolution du littoral et du paysage, de la presqu'île de Rhuis à la rivière d'Étel (Massif armoricain – France), du Néolithique au Moyen Âge. *ArcheoSciences* 30, 143-156. <https://doi.org/10.4000/archeosciences.315>

Vivet, J.B., 2007. La production du fer protohistorique en Haute-Bretagne d'après les résultats des prospections, des fouilles d'ateliers et des analyses archéométriques. In: Mil cent, Pierre-Yves (dir.), *L'économie du fer protohistorique : de la production à la consommation du métal. Actes du xxviii colloque de l'AFEAF*, Toulouse 20-23 mai 2004, Pessac, Aquitania, 2007, 63-84. <https://hal.science/hal-03973293>

Voelker, A.H.L., et al., 2002. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3 : A database. *Quat. Sci. Rev.*, 21(10), 1185-1212. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00139](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00139)

Vuorela, I., 1970. The indication of farming in pollen diagrams from southern Finland. *Acta Botanica Fennica*, 87, 1-40.

W

Walker, J.S., Khan, N.S., Shaw, T.A., Barber, D.C., Switzer, A.D., Horton, B.P., 2023. Spatial and Temporal Distributions of Live Salt-Marsh Foraminifera in Southern New Jersey: Implications for Sea-Level Studies. *J. Foraminiferal Res.*, 53(1), 3-19. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.53.1.3>

Walker, K.R., Bambach, R.K., 1971. The significance of fossil assemblages from fine-grained sediments: time-averaged communities. *Abstracts with programs, Geol. Soc. Am. Annual Meeting*, Washington. 783-784.

Walker, M., Gibbard, P., Head, M.J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L.C., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Lowe, J., Newnham, R., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2019. Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary. *J. Geo. Soc. India*, 93, 135-141. <https://doi.org/10.1007/s12594-019-1141-9>

Wall, D., Dale, B., 1966. Living fossils in western Atlantic plankton. *Nature*, 211 (5053), 1025-1026. <https://doi.org/10.1038/2111025a0>

Walton, W.R., 1952. Techniques for recognition of living Foraminifera. *Cushman Found. Foram. Res. Contr.*, 3(2), 56-60.

Walton, W.R., Sloan, B.J., 1990. The genus *Ammonia* Bruennich, 1772; its geographic distribution and morphologic variability. *J. Foraminiferal Res.*, 20(2), 128-156.

Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S. P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quat. Sci. Rev.*, 30(21-22), 3109-3123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.010>

Wanner, H., Mercolli, L., Grosjean, M., Ritz, S. P., 2015. Holocene climate variability and change; a data-based review. *Journal of the Geological Society*, 172(2), 254-263. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-101>

Warinner, C., Herbig, A., Mann, A., Fellows Yates, J. A., Weiß, C. L., Burbano, H. A., Orlando, L., Krause, J., 2017. A robust framework for microbial archaeology. *Annual review of genomics and human genetics*, 18, 321-356. <https://doi.org/10.1146/annurev-genom-091416-035526>

Weber, N., Chaumillon, E., Tesson, M., Garlan, T., 2004. Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave-dominated incised valley, revealed by HR seismic reflection profiling: The paleo-Charente River, France. *Mar. Geol.*, 207, 17-38. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.04.001>

Williamson, W.C., 1858. *On the recent foraminifera of Great Britain*. Royal Society of London, 107p.

Wood, D.E., Salzberg, S.L., 2014. Kraken: ultrafast metagenomic sequence classification using exact alignments. *Genome Biol*, 15, R46. <https://doi.org/10.1186/gb-2014-15-3-r46>

Wright, A.J., Edwards, R.J., van de Plassche, O., 2011. Reassessing transfer-function performance in sea-level reconstruction based on benthic salt-marsh foraminifera from the Atlantic coast of NE North America. *Mar. Micropaleontol.*, 81(1-2), 43-62. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2011.07.003>

Wyns, R., 1991. Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, (3), 11-42.

Wyns, R., Bitri, A., Guillocheau, F., 2002. Le fond du graben de rennes préserve-t-il un ancien témoin de l'ancienne couverture mésozoïque du Massif Armoricaïn détruite au début du tertiaire ? *Réunion des sciences de la Terre, Nantes, Résumés*, 231-232.

X-Y

Yonge, C., 1946. On the Habits of *Turritella Communis* Risso. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 26(3), 377-380. <https://doi.org/10.1017/S0025315400012194>

Yoni, C., Hallégouët B., 1998. Extractions d'amendements marins et recul de la ligne de rivage en baie de Goulven (Finistère). Les paradoxes de la gestion d'un site. *Noroi*, 177, 63-73. <http://doi.org/10.3406/noroi.1998.6850>

Z

Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W., Boyd, R.O.N., 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. *SEPM, Society For Sedimentary Geology, Special Publication*, 51, 45-60. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01442.x>

Zhang, R., Sutton, R., Danabasoglu, G., Kwon, Y.O., Marsh, R., Yeager, S.G., Amrhein, D.E., Little, C.M., 2019. A review of the role of the Atlantic meridional overturning circulation in Atlantic multidecadal variability and associated climate impacts. *Rev. Geophys.*, 57(2), 316-375. <https://doi.org/10.1029/2019RG000644>

Ziegler, P. A., 1987. Evolution of the Western Approaches trough. *Tectonophysics*, 137(1-4), 341-346. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90327-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90327-1)

Ziegler, P.A., 1990. *Geological atlas of western and central Europe*. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V., Geol. Soc. Publishing House, The Hague, 239p.

Zonneveld, K.A., Versteegh, G.J., de Lange, G.J., 2001. Palaeoproductivity and post-depositional aerobic organic matter decay reflected by dinoflagellate cyst assemblages of the Eastern Mediterranean S1 sapropel. *Mar. Geol.*, 172 (3-4), 181-195. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00134-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00134-1)

Zonneveld, K.A., Bockelmann, F., Holzwarth, U., 2007. Selective preservation of organic-walled dinoflagellate cysts as a tool to quantify past net primary production and bottom water oxygen concentrations. *Mar. Geol.*, 237 (3-4), 109-126. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.10.023>

Zonneveld, K.A., Marret, F., Versteegh, G.J., Bogus, K., Bonnet, S., Bouimtarhan, I., Crouch, E., de Vernal, A., Elshanawany, A., Edwards, L., Esper, O., Forke, S., Grøsfjeld, K., Henry, M., Holzwarth, U., Kielt, J.F., Kim, S.Y., Ladouceur, S., Ledu, D., Chen, L., Limoges, A., Londeix, L., Lu, S.H., Mahmoud, M.S., Marino, G., Matsuoka, K., Matthiessen, J., Mildenhall, D.C., Mudie, P., Neil, H.L., Pospelova, V., Qi, Y., Radi, T., Richerol, T., Rochon, A., Sangiorgi, F., Solignac, S., Turon, J.L., Verleye, T., Wang, Y., Wang, Z., Young, M., 2013. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 191, 1-197. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.08.00>

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. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 468, 403-413. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.031>

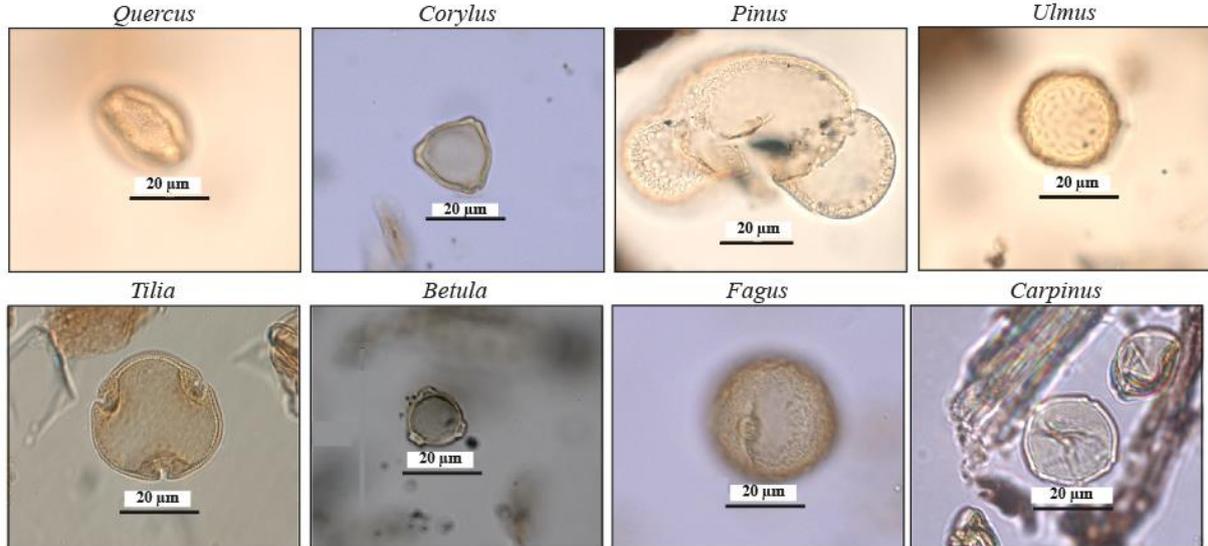
ANNEXES

Annexe 1 : Planche photos des principaux taxons polliniques identifiés dans le cadre de cette étude	375
Annexe 2 : Planche photos des principaux kystes de dinoflagellés identifiés dans le cadre de cette étude	377
Annexe 3 : Protocole d'extraction des grains de pollen et des kystes de dinoflagellés dans les sédiments (d'après la procédure de de Vernal et al., 1999).....	378
Annexe 4 : Planche photos des principaux foraminifères identifiés dans le cadre de l'étude du marais maritime de Bétahon.....	380
Annexe 5 : Données micropaléontologiques brutes des échantillons de surface prélevés dans le marais maritime de Bétahon.....	382
Annexe 6 : Données micropaléontologiques brutes de la carotte BET-8 (marais maritime de Bétahon)	384
Annexe 7 : Données palynologiques brutes de la carotte MD08-3204 CQ (baie de Quiberon).....	385
Annexe 8 : Données palynologiques brutes de la carotte ANE-C3 (Plouescat).....	388

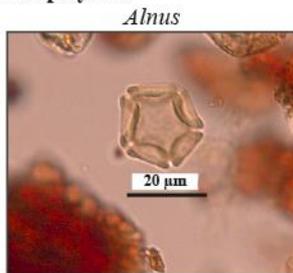
Annexe 1 : Planche photos des principaux taxons polliniques identifiés dans le cadre de cette étude

A) Planche photos des taxons arboréens

■ Taxons forestiers



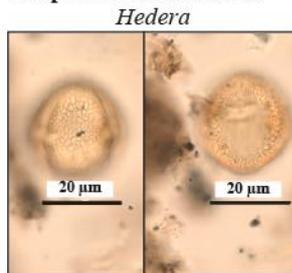
■ Ripisylves



■ Espèces buissonnantes

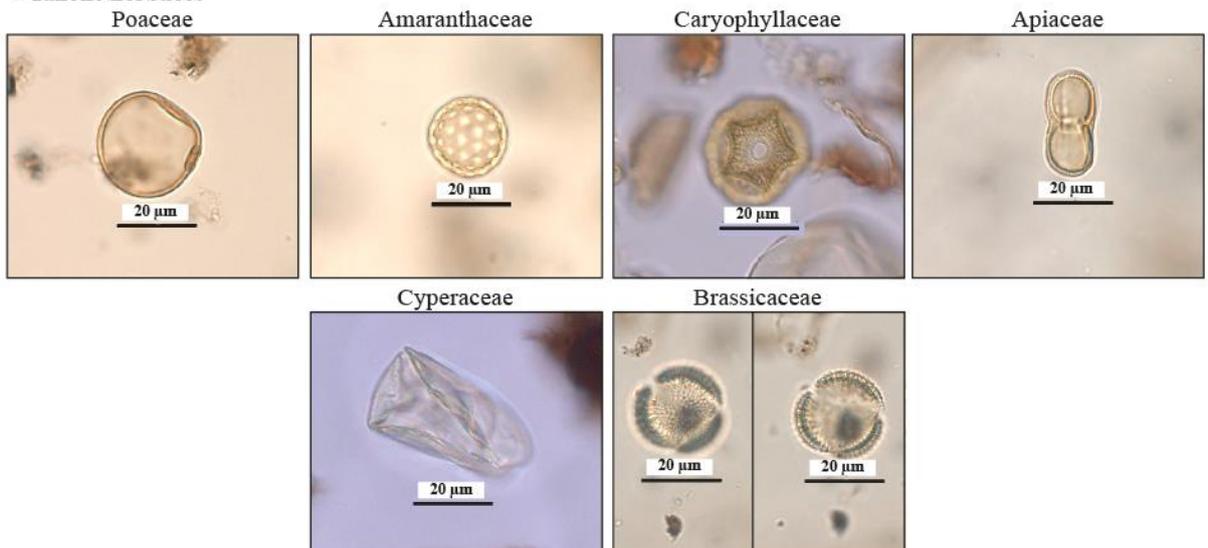


■ Espèces buissonnantes

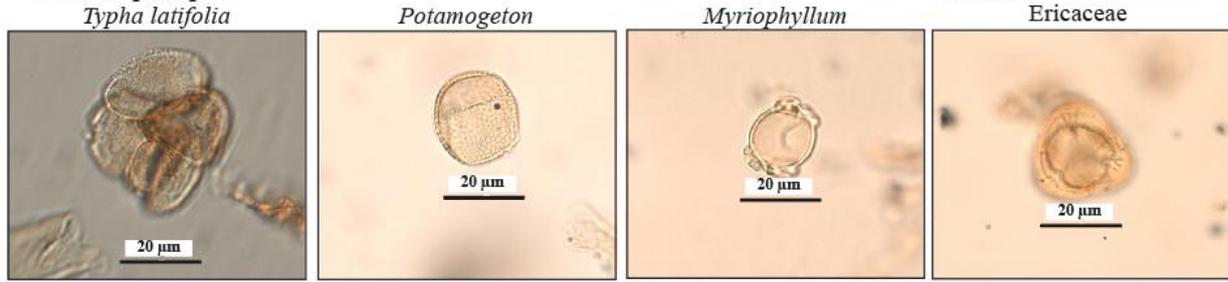


B) Planche photos des taxons herbacés

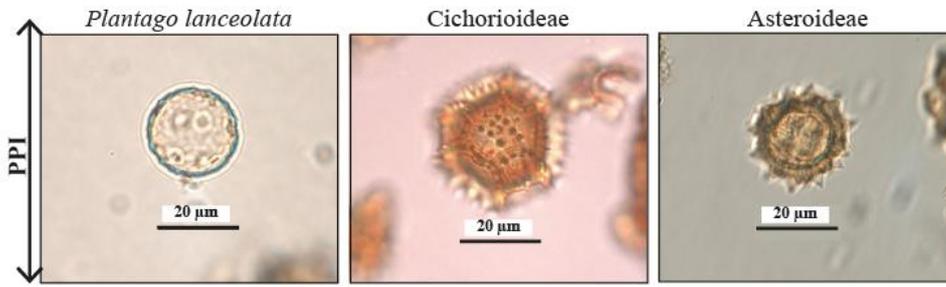
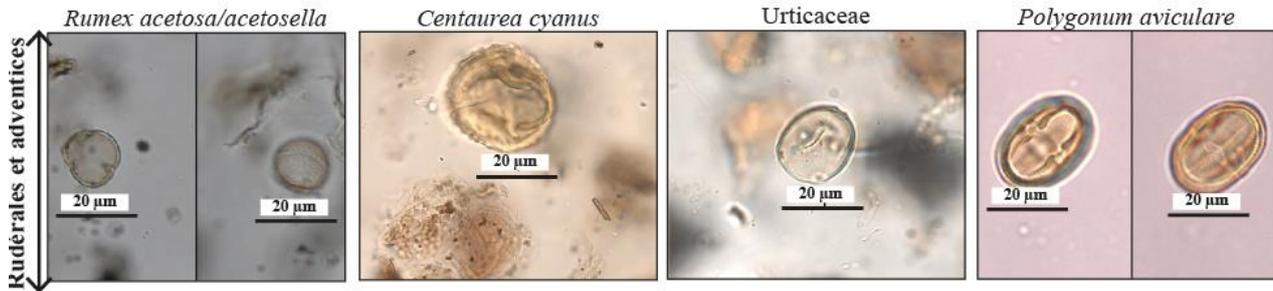
■ Taxons herbacés



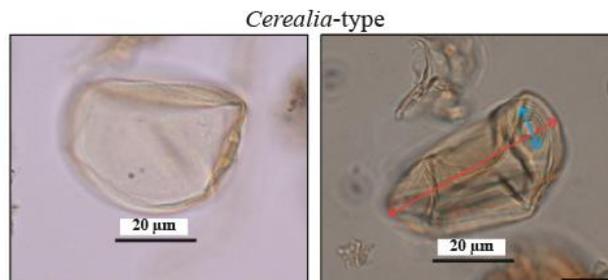
■ Taxons aquatiques



■ Taxons favorisés par les activités anthropiques (API)



■ Taxons cultivés



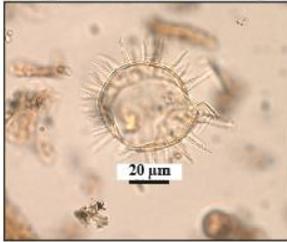
annulus diameter > 11 µm / pollen grain diameter > 47 µm

API : pour « Anthropogenic Pollen Indicator » / PPI : pour « Pastoral Pollen Indicator »

Annexe 2 : Planche photos des principaux kystes de dinoflagellés identifiés dans le cadre de cette étude

■ Taxons estuarien

Lingulodinium machaerophorum

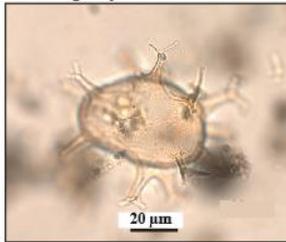


■ Taxons présents dans les baies peu profondes jusqu'aux domaines néritiques internes à médians

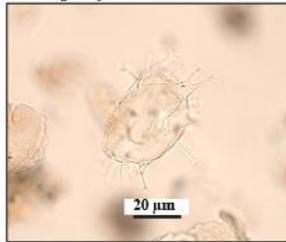
Spiniferites bentorii



Spiniferites lazus



Spiniferites belerius



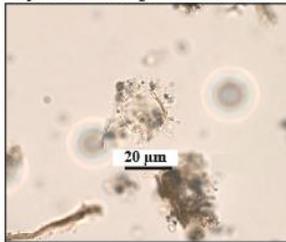
Spiniferites delicatus



Spiniferites ristingensis



Cyst of *Protoperidium dalei*



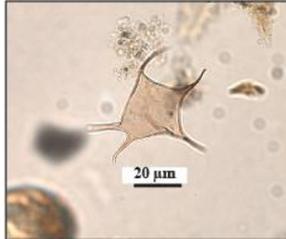
Cyst of *Protoperidium nudum*



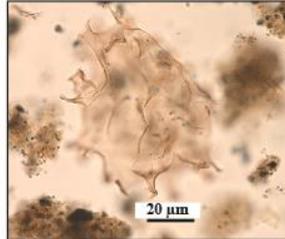
Selenopemphix quanta



Cyst of *Protoperidium stellatum*



Xandarodinium xanthum

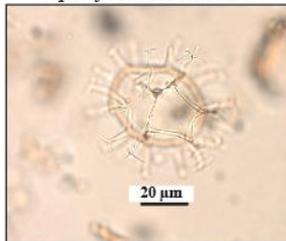


Echinidinium spp.

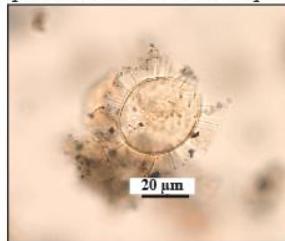


■ Taxons présents dans les domaines néritiques externes

Spiniferites ramosus



Operculodinium centrocarpum

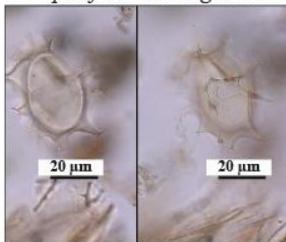


Spiniferites mirabilis



■ Taxons océaniques

Spiniferites elongatus



Impagidinium aculeatum



Selenopemphix nephroides



Annexe 3 : Protocole d'extraction des grains de pollen et des kystes de dinoflagellés dans les sédiments (d'après la procédure de de Vernal et al., 1999).

Etape 1 : Séchage



-Laisser le sédiment sécher dans une étuve à 40°C pendant une nuit ou plus selon la teneur en eau.

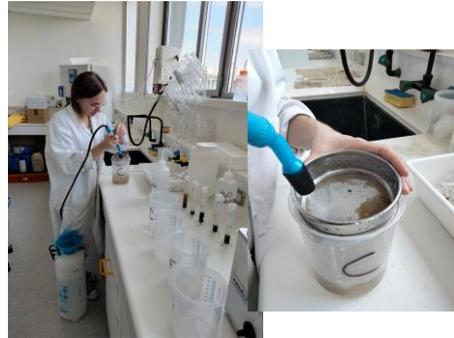
Etape 2 : Pesée



-Introduire un volume d'échantillon brut dans une éprouvette de 25 ml remplie avec 15 cl d'eau distillée placée sur une balance, puis noter le poids et le volume, qui doit être compris entre 1 et 2 cm³.

Etape 3 : Lavage et filtration

Cette étape va permettre de séparer la fraction supérieure 150 µm utilisée pour l'étude des foraminifères et la fraction inférieure à 150 µm, servant à l'étude des grains de pollen et des dinokystes.



-Prendre un tamis à 150 µm et vider le contenu de l'éprouvette, puis laver l'échantillon à l'eau distillée. Le résidu < 150 µm sera récupéré dans un bécher de 1000 ml, tandis que le résidu > 150 µm sera récupéré dans une coupelle, puis mis à l'étuve.
-Mettre à décanter le résidu < 150 µm, **pendant 48 heures minimum**.

Etape 4 : Attaque à l'acide chlorhydrique (HCl)

Cette étape permet d'éliminer les carbonates. La manipulation d'HCl requiert un équipement de protection (lunette, blouse et gants)



-Aspirer l'eau des béchers à l'aide d'une trompe à vide en évitant de remettre accidentellement en suspension le résidu décanté.

-Ajouter une à deux pastilles de spores de *Lycopodium*, dont le nombre de spores est connu, ce qui va permettre de réaliser des calculs de concentrations en palynomorphes.

-L'attaque à l'HCl se fait à froid. Veiller à ce que l'effervescence soit sous contrôle et que tout l'échantillon réagisse. Prévoir environ 100 ml d'HCl à 100% et compléter en fonction de l'effervescence de l'échantillon. Après l'effervescence, ajouter 5 à 10 ml d'acide et considérer l'attaque en excès.

-Récupérer les résidus dans des tubes de 50 ml. Pour cela, remplir les tubes puis centrifuger pendant 7mn à 2500tr/mn puis éliminer le surnageant dans la poubelle HCl. Répéter l'opération jusqu'à récupération complète du résidu.

Etape 5 : Attaques à l'acide fluoridrique (Hf)

Ces attaques permettent d'éliminer la silice et les silicates. La manipulation de l'HF requiert une **vigilance toute particulière** et un équipement de protection renforcée (lunette, blouse, tablier et gants en néoprène, manchettes et visière). Garder à proximité la pommade de gluconate de calcium et préparer une solution d'hydroxyde de calcium permettant en rinçage de diminuer le pH de l'acide en cas de petites projections.



-Après la centrifugation, menée dans l'étape précédente, remettre le culot en suspension avec l'agitateur.

-Première attaque : Sous une hotte HF, mettre progressivement (5 ml par 5 ml) 30 à 50 ml d'HF à 45% à froid à l'aide de la dispencette. Déposer les bouchons sur les tubes sans les fermer, déposer les sur le secoueur et

laisser les **pendant 4 à 5h sous agitateur**.

-Centrifuger à nouveau les tubes, 7mn à 2500tr/mn, et éliminer le surnageant dans la poubelle Hf.

-Deuxième attaque : Remettre en suspension avec l'agitateur, puis mettre environ 40 à 50 ml d'HF à 70% à froid. Laisser réagir **pendant 28 à 30h**. Puis centrifuger de nouveau et éliminer le surnageant dans la poubelle Hf.

Etape 6 : Seconde attaque à l'acide chlorhydrique (HCl)

Cette étape vise à éliminer les fluorosilicates et s'effectue sous la hotte Hf car il reste un petit peu d'Hf au fond des tubes.

-Remettre le culot en suspension avec l'agitateur puis remplir d'HCl au minimum à 50% à froid.

-Centrifuger les tubes pendant 7mn à 2500tr/mn puis éliminer le surnageant dans la poubelle HCl avant de rincer à l'eau distillée.

Etape 7 : Rinçage

Le rinçage à l'eau distillée va permettre d'éliminer toutes traces d'acide.

-Remettre en suspension le culot avec l'agitateur, remplir les tubes d'eau distillée. Centrifuger les tubes, 7mn à 2500tr/mn puis éliminer le surnageant.

Etape 8 : Filtration

Les résidus sont désormais prêts pour la filtration.

-Un tamisage à l'aide d'un filtre de 10 μ m est effectué à l'aide d'un système de filtration sous pompe à vide.



Etape 9 : Montage

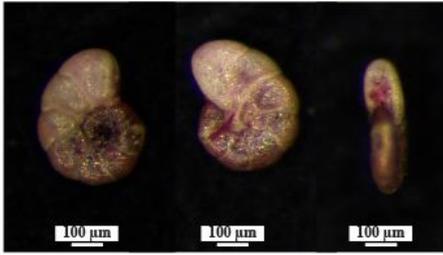
Cette dernière étape consiste à effectuer le montage d'une lame mobile.

-Poser une lame sur la plaque chauffante, sur celle-ci mettre une à deux gouttes de glycérol dans lequel a été dilué du thymol, puis ajouter quelques gouttes de résidus. Laisser l'eau s'évaporer. Pendant ce temps préparer la lamelle en posant un filet l'histolaque sur les longueurs de la lamelle. Une fois l'évaporation terminée retirer la lame de la plaque chauffante, poser la lamelle sur la lame et les deux côtés restants.

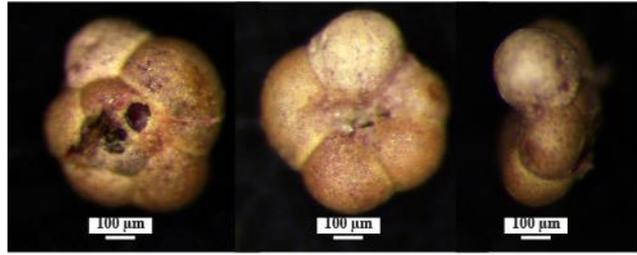
Annexe 4 : Planche photos des principaux foraminifères identifiés dans le cadre de l'étude du marais maritime de Bétahon.

■ Marais maritime végétalisé (schorre)

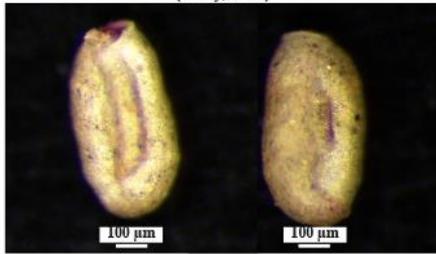
Entzia macresens
(Brady, 1870)



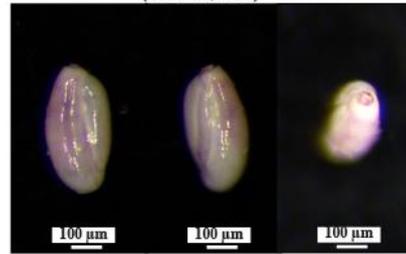
Trochammina inflata
(Montagu, 1808)



Miliammina fusca
(Brady, 1808)

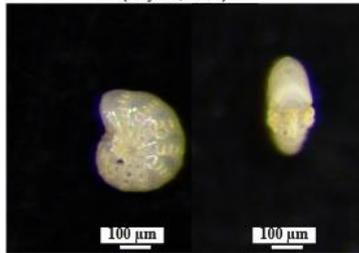


Quinqueloculina seminulum
(Linnaeus, 1758)

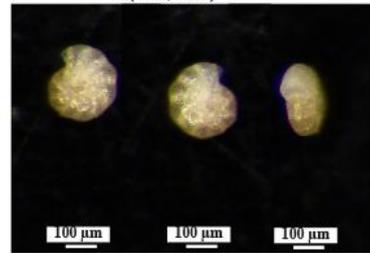


■ Marais maritime (dépressions vaseuses)

Criboelphidium williamsoni
(Haynes, 1973)



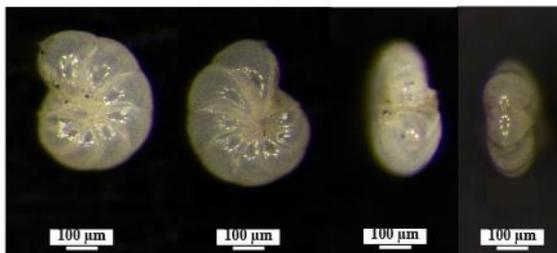
Criboelphidium gunteri
(Cole, 1931)



■ Espèces estuariennes

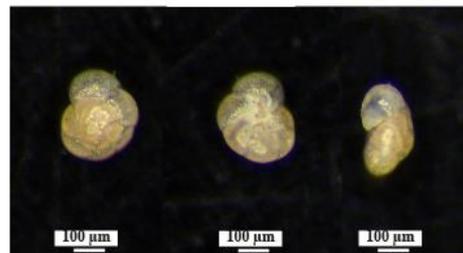
Influence de l'eau douce

Haynesina germanica
(Ehrenberg, 1840)



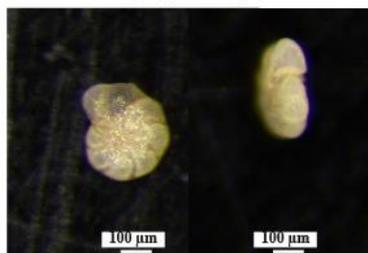
Confinement

Ammonia tepida
(Crushman, 1926)



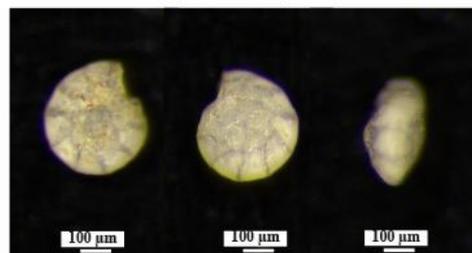
Influence sédimentaire vaseuse

Criboelphidium excavatum
(Terquem, 1875)



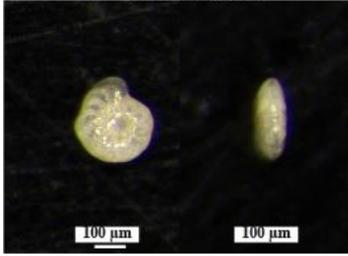
Influence tidale

Ammonia beccarii
(Linnaeus, 1758)

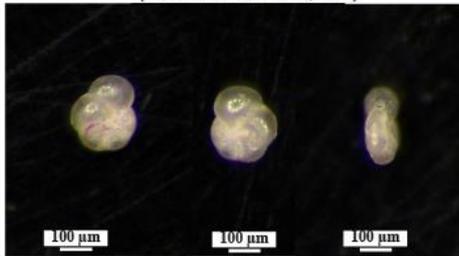


■ Elphidiidae estuariens à marins

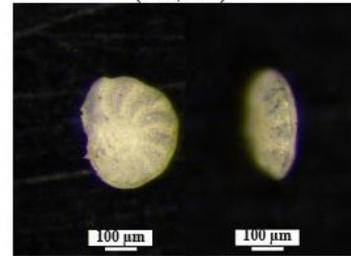
Criboelphidium gerthi
(van Voorthuysen, 1957)



Criboelphidium magellanicum
(Heron-Allen & Earland, 1932)

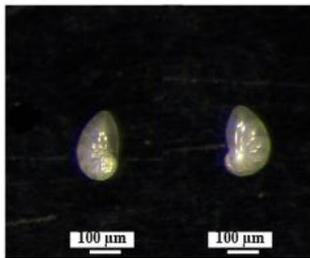


Elphidium pulverum
(Todd, 1958)

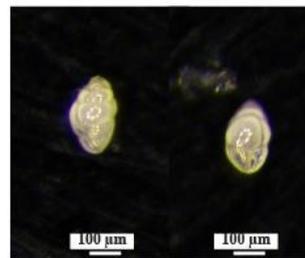


■ Endofaune marine à estuarienne

Nonionoides turgidus
(Williamson, 1858)

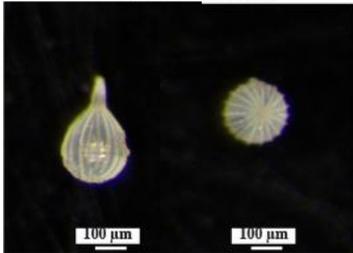


Bulimina elongata
d'Orbigny, 1846

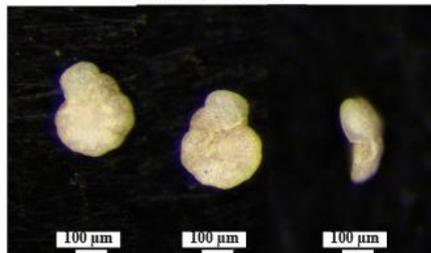


■ Epifaune marine à estuarienne

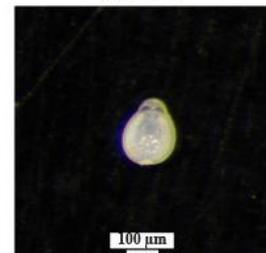
Lagena laevicostata
Crushman & Gray, 1946



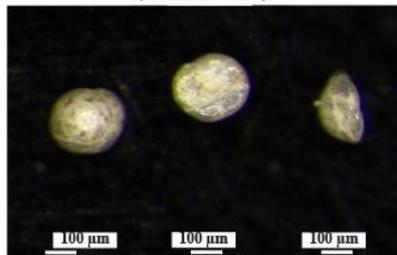
Lobatula lobatula
(Walker & Jacob, 1798)



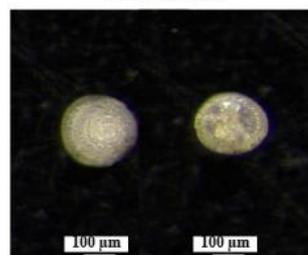
Parafissurina
(Parr, 1947)



Asterigerinata mamilla
(Williamson, 1858)



Patellina corrugata
Williamson, 1858



Annexe 7 : Données palynologiques brutes de la carotte MD08-3204 CQ (baie de Quiberon).

Données brutes pollen

Depth, cm	Age, cal. yr BP	<i>Pinus</i>	<i>Betula</i>	<i>Corylus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Quercus ilex</i>	<i>Hedera</i>	<i>Ulmus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Castanea</i>	<i>Juniperus</i>	<i>Vitis</i>	<i>Juglans</i>	<i>Ilex</i>	<i>Viburnum</i>	<i>Prunus (Rosaceae)</i>	<i>Populus</i>	<i>Abies</i>	<i>Betula</i>	<i>Taxus</i>	<i>Ribes (Grossulariaceae)</i>	<i>Ulex</i>	<i>Cistus</i>	<i>Alnus</i>	<i>Salix</i>	<i>Fraxinus</i>	<i>Syringium / Tilia</i>	<i>Ranunculaceae</i>	<i>Myriophyllum</i>	<i>Lotus</i>	<i>Potamogeton</i>	<i>Althoea</i>	<i>Lenina</i>	<i>Sagittaria</i>	<i>Indefinite</i>	<i>Ericaceae</i>	<i>Poaceae</i>	<i>Cerealia type</i>	<i>Arenaria</i>	<i>Caryophyllaceae</i>	<i>Spergula</i>	<i>Spergularia</i>	<i>Asteraceae (Asterioideae type)</i>	<i>Asteraceae (Cichorioideae type)</i>	<i>Senecio</i>	<i>Apiaceae</i>	<i>Plantago lanceolata type</i>	<i>Plantago coronopus type</i>	<i>Plantago maritima type</i>
10,5	47	4	8	37	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	4	3	1	0	0	4	0	0	0	1	8	2	41	4	1	1	0	0	2	2	0	0	2	3	0		
16,5	33	0	14	43	0	0	1	0	1	1	7	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	1	4	0	1	0	1	1	0	0	0	10	6	49	2	1	0	0	0	6	11	0	1	0	2	1	
18,5	31	1	16	51	0	0	0	0	0	0	5	0	1	4	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	10	0	1	2	0	3	1	0	0	0	15	5	41	4	0	0	0	0	8	11	0	1	0	3	0		
20,5	1076	42	1	11	48	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	3	0	0	3	0	0	0	0	0	10	2	34	1	2	0	0	0	0	5	0	0	5	1	0		
21,5	1126	31	1	26	54	1	0	3	0	0	4	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	14	1	0	2	2	0	2	0	0	19	2	48	5	0	1	0	0	3	5	0	3	0	1	0			
23,5	1226	18	4	28	62	0	0	0	0	3	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	3	1	0	9	0	0	0	0	19	3	28	0	0	4	1	0	8	7	0	0	2	1	0			
25,5	1327	8	5	46	101	2	1	0	1	0	11	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	21	8	3	0	5	0	0	2	1	0	23	4	40	4	1	0	3	1	2	4	0	1	3	2	0		
27,5	1426	10	5	34	51	0	0	0	1	0	9	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	15	5	3	0	5	0	0	1	0	0	17	0	34	3	1	0	0	0	3	0	0	1	1	0	0		
30,5	1582	13	10	11	59	0	0	0	2	0	5	2	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	10	1	0	0	0	0	1	0	0	18	2	21	0	2	0	0	1	1	2	0	0	2	1	0		
32,5	1710	10	2	29	61	0	0	0	1	6	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	16	6	1	0	9	0	0	2	0	0	27	4	32	0	5	0	0	0	5	5	0	0	2	4	0		
34,5	1839	13	5	36	102	1	1	2	0	1	5	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	42	3	1	0	3	0	1	0	0	1	38	1	43	1	3	1	1	0	5	5	0	2	4	2	1		
36,5	1940	9	4	35	70	1	1	0	0	1	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	38	2	3	0	3	0	0	0	0	0	25	0	23	0	1	0	1	0	2	1	0	0	1	0	0		
38,5	2032	13	3	46	79	0	0	1	2	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	3	1	0	2	0	1	0	0	0	27	0	27	0	1	0	0	1	2	8	0	1	3	0	0		
40,5	2119	5	4	22	61	0	0	0	2	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	18	4	1	0	1	0	0	0	0	2	27	3	20	1	1	1	0	0	19	6	0	0	3	0	0		
43,5	2225	8	3	42	81	0	0	1	0	0	7	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	19	0	0	0	4	0	0	1	0	0	21	2	39	0	1	1	0	0	3	2	0	0	3	1	0		
46,5	2351	13	2	23	74	1	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	22	0	3	0	6	0	0	0	0	41	1	22	0	1	0	1	0	1	5	0	1	2	0	0	0		
48,5	2448	10	2	37	78	1	0	1	2	0	7	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	35	3	1	0	0	0	0	0	0	0	26	0	26	0	0	2	1	1	5	2	0	1	4	0	0		
50,5	2544	14	5	22	80	0	0	0	4	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	27	2	0	0	0	0	0	0	0	0	16	1	9	0	4	3	0	0	3	0	0	0	0	0	0		
53,5	2678	15	4	59	79	1	1	2	5	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	0	1	46	4	3	0	0	0	0	0	0	0	30	3	20	0	2	1	1	2	2	1	0	1	2	3	0		
55,5	2767	22	4	50	105	0	0	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	38	9	0	0	6	0	0	0	0	0	2	2	23	0	3	0	0	3	0	0	0	1	2	0	0		
57,5	2852	12	7	31	77	0	0	4	2	0	6	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	34	3	3	0	4	0	0	2	0	1	11	0	16	0	1	0	1	0	2	1	0	0	1	1	0		
60,5	2979	19	6	53	147	0	1	2	5	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	27	2	5	0	0	0	1	0	0	0	15	0	25	1	1	0	0	1	0	2	0	1	2	0	0		
62,5	3058	19	2	48	106	2	0	1	1	1	5	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	39	3	2	0	4	0	0	1	0	0	13	1	37	0	0	0	0	0	3	1	0	0	2	0	0		
65,5	3181	7	11	27	83	1	5	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	2	24	6	0	0	5	0	0	0	0	0	20	0	20	0	0	0	0	0	1	1	0	3	3	1	0		
68,5	3323	19	6	59	130	0	0	3	1	1	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	39	1	6	0	3	0	0	0	0	0	23	0	19	0	0	0	1	0	1	0	0	0	5	2	0		
70,5	3412	13	16	45	140	0	0	1	1	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	5	2	0	0	0	0	2	0	2	0	10	0	9	0	1	0	0	0	0	3	0	0	2	3	0	
73,5	3517	25	4	54	149	0	2	3	3	1	13	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	51	7	8	1	3	0	0	0	0	0	15	0	27	0	4	0	0	0	0	2	0	0	3	5	0		
75,5	3585	5	9	29	128	0	6	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	29	2	1	0	1	0	0	0	0	0	13	0	19	0	2	1	0	0	1	0	0	1	0	1	0		
78,5	3687	26	6	47	142	1	0	1	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	41	3	7	0	9	0	0	0	0	0	17	0	10	0	2	1	1	0	0	0	0	0	0	3	0		
80,5	3755	28	9	54	144	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	55	5	3	0	0	0	0	0	0	0	9	2	6	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
82,5	3822	15	7	55	122	0	0	0	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	60	3	6	0	2	0	0	1	0	0	23	0	15	0	4	0	0	0	2	0	0	0	0	1	0		
85,5	3923	11	3	50	95	0	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	43	5	1	0	2	0	0	0	0	0	12	2	23	0	4	0	0	0	1	1	0	2	0	0	0		
88,5	4023	27	2	74	136	2	3	1	4	0	1	0	0	0	0	0	0	1,5	0	2	0	1	0	0	44	1	5	0	6	0	1	0	0	0	20	0	16	0	0	0	3	0	1	1	0	1	1	0	0		
90,5	4092	13	6	38	102	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	24	6	0	0	2	0	0	0	0	0	15	0	21	0	2	2	0	1	0	0	0	1	1	1	0		
93,5	4202	22	4	91	147	0	0	0	6	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	29	3	4	0	3	0	0	0	0	0	17	0	14	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0		
95,5	4279	21	4	66	136	0	0	1	4	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	54	6	2	0	0	0	0	0	0	0	22	1	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0		
100,5	4492	16	7	52	136	0	2																																												

Reconstitutions des paléoenvironnements côtiers bretons à l'Holocène : interactions entre dynamiques sédimentaires, climatiques et anthropiques

Mots clés : transgression holocène, forçages hydro-climatiques, sédimentologie, foraminifères benthiques, dinokystes, indicateurs polliniques d'anthropisation

Résumé : Ce travail doctoral a pour objectif d'établir un canevas historique des dynamiques paléoenvironnementales ayant affecté les côtes bretonnes au cours de l'Holocène. Des études multiproxies (sédimentologie, palynologie et micropaléontologie) ont été menées sur des archives sédimentaires situées sur les littoraux nord-finistériens (Plouescat) et morbihannais (Bétahon et baie de Quiberon). Ces données ont permis de discuter le modèle de remplissage sédimentaire de la plateforme sud-armoricaine face à la transgression marine ainsi que les forçages climatiques et anthropiques à des échelles macro-régionale à locale. Un seuil majeur à 5,7 ka BP est associé à l'établissement du cortège de haut niveau marin, suivi, à 4,2 ka BP, par l'augmentation des décharges

fluviales hivernales, sous l'effet de la bascule de saisonnalité à l'échelle orbitale de l'Holocène Supérieur et des phases d'amplifications pluri-séculaires du gyre subpolaire. Ces processus naturels couplés à l'accroissement des activités humaines à l'Age du Bronze seront favorables à une plus forte détection des indicateurs polliniques d'anthropisation dans les archives côtières. Trois seuils polliniques majeurs d'anthropisation à l'échelle régionale (i.e., Age du Bronze, 4,2 ka BP ; premier et second Age du Fer, 2,7-2,4 ka BP ; Moyen Age 1,2 ka BP) et des disparités locales entre les côtes nord et sud Bretagne dues aux contextes archéologiques locaux ont été détectés, après avoir tenu compte des contextes hydro-climatiques régionaux impactant l'ensemble des sites étudiés.

Paleoenvironmental reconstruction of Brittany coastal areas during the Holocene: interactions between sedimentological, climatic and anthropogenic dynamics

Keywords: Holocene transgression, hydro-climatic forcing, sedimentology, benthic foraminifera, dinocysts, anthropogenic pollen indicators

Abstract : The aim of this PhD is to discuss the chronology of Holocene paleoenvironmental dynamics that affected Brittany coasts. This multiproxy study involves sedimentological, palynological and micropaleontological analyses conducted on sedimentary archives retrieved along the north (Plouescat) and south (Bétahon and bay of Quiberon) Brittany coasts. Data allowed us discussing the sedimentary infilling model of the south-Armorican shelf during the marine transgression as well as natural and anthropogenic forcing at macro-regional and local scales. A major threshold at ~5.7 ka BP is associated to the establishment of the highstand system tract followed at 4.2 ka BP, by the amplification of winter fluvial

discharges, under the control of the long-term orbital seasonal trend of the Late Holocene and the pluri-secular phases of enhanced subpolar gyre dynamics. These natural processes, coupled with increasing human activities at the Bronze Age, will be favorable to a better detection of anthropogenic pollen indicators in coastal archives. We distinguish three major regional pollen thresholds of anthropization (i.e., Bronze Age, 4.2 ka BP; first and second Iron Age, 2.7 ka BP; Middle Ages, 1.2 ka BP), as well as local disparities in anthropogenic signature between north and south Brittany coasts, due to local archeological settings, after taking into account hydro-climatic contexts that impacted all the studied site thought the time.