



HAL
open science

Reconstitution de l'évolution du niveau marin relatif holocène dans le Finistère (Bretagne, France) : dynamiques régionales, réponses locales

Jérôme Goslin

► **To cite this version:**

Jérôme Goslin. Reconstitution de l'évolution du niveau marin relatif holocène dans le Finistère (Bretagne, France) : dynamiques régionales, réponses locales. Géographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2014. Français. NNT : 2014BRES0039 . tel-01145837v2

HAL Id: tel-01145837

<https://theses.hal.science/tel-01145837v2>

Submitted on 22 Nov 2018

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

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



université de bretagne
occidentale



THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Géographie

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Jérôme Goslin

Préparée à l'Institut Universitaire Européen de la Mer, Laboratoire Géomer, LETG UMR 6554 CNRS

**Reconstitution de l'évolution du
niveau marin relatif holocène dans
le Finistère (Bretagne, France):
dynamiques régionales, réponses
locales**

**Holocene Relative Sea-Level
reconstruction in the Finistère region
(Brittany, France): regional dynamics,
local responses**

Thèse soutenue le 14 Février 2014

devant le jury composé de :

Tomasz BOSKI

Professeur, Université d'Algarve / *Examineur*

Christophe DELACOURT

Professeur, Université de Bretagne Occidentale /
Examineur

Alain HENAFF

Maitre de conférences, Université de Bretagne Occidentale /
invité

Laurent LESPEZ

Professeur, Université Paris-Est-Créteil-Val de-Marne /
rapporteur

Christophe MORHANGE

Professeur, Université d'Aix-Marseille - CEREGE / *rapporteur*

Serge SUANEZ

Professeur, Université de Bretagne Occidentale / *co-directeur
de thèse*

Brigitte VAN VLIET LANOE

Directeur de recherche, Université de Bretagne Occidentale /
co-directrice de thèse

Reconstitution de l'évolution du niveau marin relatif dans le Finistère (Bretagne, France) : Dynamiques régionales, réponses locales.

Depuis la fin de la dernière période glaciaire, chaque région du globe a connu une évolution du niveau marin relatif - ou niveau marin « ressenti » - qui lui est propre, principalement conditionnée par la conjonction de la remontée globale « eustatique » du niveau marin et des dynamiques isostatiques, responsables des mouvements verticaux de la surface terrestre. Ces derniers, encore en cours aujourd'hui, jouent un rôle majeur dans l'augmentation actuelle du niveau marin. Malgré d'importants travaux menés au Royaume-Uni au cours des dernières décennies, la connaissance de l'évolution du niveau marin relatif holocène et des dynamiques isostatiques sur la façade Atlantique ouest-européenne demeure largement imparfaite, notamment en ce qui concerne les côtes françaises. De par sa position géographique, le Finistère se pose comme un jalon idéal afin de renforcer les connaissances dans ce domaine. A ce titre, cette thèse a eu pour principaux objectifs d'obtenir une courbe fiable de remontée du niveau marin relatif holocène pour le Finistère et d'évaluer l'apport de nouvelles connaissances à ce sujet pour la compréhension des dynamiques isostatiques régionales.

Dans un premier temps, un important travail de terrain a été réalisé sur différents sites répartis tout autour de la péninsule Finistérienne. Une nouvelle méthode multi-proxies, développée à partir de l'utilisation novatrice d'indicateurs géochimiques et microstratigraphiques, a permis de reconstituer l'évolution du niveau marin au cours des 8000 dernières années à partir des séquences sédimentaires prélevées. Nos résultats démontrent que le Finistère a connu une remontée continue du niveau marin relatif à des rythmes décroissants durant l'Holocène. Cette évolution a provoqué de profonds bouleversements dans l'organisation et le fonctionnement des systèmes sédimentaires côtiers dont les implications sont discutées. En particulier, de nouvelles hypothèses sont proposées quant à l'origine de la baisse pluri-métrique du niveau marin jusqu'alors invoquée autour de 3000 B.P. Dans un second temps, nos résultats ont été confrontés aux reconstitutions du niveau marin obtenues dans le sud-ouest de l'Angleterre ou dans le sud du golfe de Gascogne, ainsi qu'aux résultats produits par des modèles géophysiques de réajustement isostatique. Ces comparaisons ouvrent des perspectives nouvelles quant à la compréhension de l'amplitude et de la chronologie des dynamiques isostatiques holocène à l'échelle du nord-ouest de l'Europe.

Mots-clés : Niveau marin relatif, Holocène, Bretagne, isostasie, sédimentologie, isotopes stables.

Holocene Relative Sea-Level reconstruction in the Finistère region (Brittany, France): Regional dynamics, local responses

Since the Last Glacial Maximum, the different regions of the world underwent specific relative sea-level evolutions, principally under the joint influences of the worldwide "eustatic" sea-level rise and regional isostatic dynamics. The latter, still going on today, appear to play a major role in the contemporaneous sea-level rise. Despite of the several studies made on the subject in the UK within the last decades, only little knowledge appears available on the relative sea-level evolution and on the isostatic dynamics at the scale of the Western Europe Atlantic façade, and particularly on the French Atlantic coasts. Due to its geographical position, the Finistère region stands out as a potentially ideal region for providing new material on the subject.

This PhD work aimed to produce a new and reliable Holocene relative sea-level curve for the Finistère region. At first, sedimentary sequences were retrieved from several sites located all around the Finistère peninsula. In order to reconstruct RSL from these sequences, an innovative multi-proxy method was developed, conjointly using geochemical and microstratigraphic indicators. Our results bear out that, in the Finistère region, the Holocene RSL followed a continuous rise at progressively decreasing rates during the last 8000 yrs B.P. This evolution led to massive disruptions in the organization and functioning of the coastal sedimentary systems which are discussed. In particular, new hypotheses are proposed to explain the pluri-metric drop in RSL that was formerly invoked ca. 3000 B.P. The results we obtained were then compared to the RSL data available in the south-western UK or the south of the Bay of Biscay, along with glacio-isostatic adjustment geophysical models. These comparisons provide new enlightments on both the amplitude and the chronology of isostatic dynamics at the scale of the north-western Europe during the Holocene.

Keywords : Relative Sea-Level, Holocene, Brittany, isostasy, sedimentology, stable isotopes.

A Favek, Jeannette, Robert et Gilberte, mes grands-parents.

REMERCIEMENTS

A l'heure où ce manuscrit prend sa forme définitive, il m'est très agréable remercier les personnes qui, tout au long de ces trois années, ont permis le bon déroulement ce travail.

En premier lieu, je souhaite évidemment remercier mes deux co-directeurs, Brigitte Van Vliet-Lanoë et Serge Suanez : Serge, merci d'avoir, depuis 2010, initié ce travail de thèse et de m'avoir fait confiance pour le mener à bien. Merci pour tes encouragements, tes relectures plus qu'attentives et ton positivisme. Brigitte, merci mille fois de m'avoir ouvert les portes de nombreux domaines de compétence qui m'étaient jusqu'alors inconnus, d'avoir en permanence veillé au bon fonctionnement de mon esprit critique ainsi que pour ton expérience de terrain. Ton dynamisme et ton enthousiasme furent un moteur de cette thèse.

Un grand merci également à l'ensemble des membres du jury pour avoir accepté de juger ce travail et pour s'être déplacé (parfois de loin) pour assister à la soutenance alors que tempête la plus dantesque qu'ait connue la Bretagne au cours de la dernière décennie faisait rage!

Ce travail de thèse n'aurait pas été ce qu'il est aujourd'hui sans l'appui permanent du programme COCORISCO et des laboratoires qui m'ont accueilli. Un grand merci aux laboratoires Geomer et Domaines Océaniques et notamment à Christophe Delacourt, garant d'un soutien indéfectible tant financier que scientifique. Merci également à Louis Brigand pour son soutien. Un grand merci à Alain Hénaff, à Aurélie Penaud, à Bernard Hallégouët et à Pierre Stéphan pour les nombreuses et stimulantes discussions scientifiques que nous avons eu ensemble, ainsi qu'à Assia Fernane, avec qui travailler à toujours été un plaisir. Un immense merci à Giorgio Spada pour son aide lorsqu'il m'a fallu aborder la modélisation, les plates-formes fortran et les codes GMT.

L'obtention des données sur lesquels est basée cette thèse est le fruit d'un travail collectif. Merci à tous ceux qui ont participé aux campagnes de carottages. Merci de m'avoir aidé à charger ma petite Clio de dizaines de tiges en acier et autres instruments barbares, de m'avoir aidé à porter tout ce petit monde jusque dans les coins les plus hostiles des marais finistériens, et d'avoir aidé aux carottages à toute heure et par tout temps : un immense merci à Nicolas Guidicelli, à Emmanuel Blaise, à Alain Le Roux, à Etienne Roux-Riou et à Ronan Autret. Merci également à Jean-Pierre Oldra, tant pour son aide sur le terrain que pour les magnifiques lames-minces qu'il a pris grand soin de réaliser sur les carottes. Le monde des levés bathymétriques et sismiques m'était encore inconnu jusqu'à l'année dernière. Un grand merci à l'équipage de *l'Haliotis* pour son professionnalisme et les bons moments passés à bord. Je ne remercierai jamais assez David Graindorge et Pascal Leroy pour l'aide qu'ils m'ont apportée pour le traitement des profils sismiques. Un grand merci à eux deux, ainsi qu'à Marina Rabineau pour les multiples discussions que nous avons eu quant à l'analyse de ces données.

Je souhaite vivement remercier les personnes avec qui j'ai partagé mon quotidien, mon bureau et mes pauses-café pendant trois ans et tous les membres du laboratoire Géomer qui ont facilité le bon déroulement de ce travail : un énorme merci à Laurence David vers qui j'ai pu me tourner chaque fois qu'Arcmap, qu'Illustrator ou que Word me cherchaient des embrouilles. Merci à Adeline Maulepoix pour l'intérêt qu'elle a porté à mes questions existentielles sur les statistiques et pour avoir largement contribué à les résoudre. Merci à Matthias Rouan pour les SOS informatiques. Merci à Isabelle Mescoff pour tout le soutien logistique nécessaire. Merci également à Damien, Manu, Nicolas, Mathilde, Leïla, Céline, Cécile, Camille, Lucille, Jade, Yuji, la fine équipe avec qui il a toujours fait bon rire et discuter.

Merci à mes amis Guillaume play-pause, Xav kleenex, Lionel notoriouls, Donnie, Maron, Pauline, Slim Jim et Louise, pour tout.

Enfin, Last but not Least, MERCI à toute ma famille, vous êtes formidables. Merci à mes parents et à mon frère pour leur présence indéfectible à mes côtés. Merci d'avoir fait en sorte que tous mes projets puissent être menés à bien. Pour finir, merci à Charlénie couture de partager ma vue sur la mer qui, je l'espère, nous mènera loin.

INTRODUCTION	8
CHAPITRE 1 : Les mécanismes de variations du niveau marin	15
Introduction.....	15
I . Eustasie ou niveau marin relatif ?	15
II . Les causes des variations du niveau marin relatif	18
II.1. Les processus à « très long-terme » : modifications du volume des bassins océaniques.....	19
II.2. Les processus à « moyen terme » : modifications de la masse et du volume des eaux océaniques et mouvements verticaux de la surface terrestre.....	20
II. 2. 1. Modifications de la masse et du volume des eaux océaniques	21
II. 2. 2. Les mouvements verticaux dus à la redistribution des masses à la surface et à l'intérieur de la Terre.....	29
II. 2. 3. Les modèles géophysiques ou modèles de réajustement glacio-isostatiques: principes et apports dans la reconstitution du niveau marin relatif	34
II.3. Les processus à « court terme ».....	36
II. 3. 1. Les mouvements verticaux rapides	36
II. 3. 2. Phénomènes atmosphériques et modifications à la surface des océans.....	36
CHAPITRE 2 : Enregistrement et restitution du niveau marin relatif dans les séquences sédimentaires holocènes	37
I . Enregistrement des changements du niveau marin dans les séquences sédimentaires des littoraux d'inondation.....	37
I.1. Notions de stratigraphies à l'échelle de la remontée du niveau marin holocène	37
I. 1. 1. « Transgressions » et « régressions ».....	37
I. 1. 2. Eléments de stratigraphie séquentielle.....	38
I.2. Les séquences stratigraphiques holocène : généralités et modèles de faciès.....	42
I. 2. 1. Généralités sur les séquences stratigraphiques holocènes.....	43
I. 2. 2. Modèles d'évolution des systèmes lagunaires d'arrière-barrière.....	45
II . Les méthodes de restitution du niveau marin relatif.....	48
II.1. « Sea-level Index Points » (SLIPs) et « Indicative meaning ».....	48
II.2. Etablir la relation entre dépôt sédimentaire et une position du niveau marin : quelles méthodes ?.....	51
II. 2. 1. Les indicateurs stratigraphiques et morphologiques	51
II. 2. 2. Les indicateurs faunistiques et floristiques	55
II. 2. 3. Les indicateurs isotopiques et biogéochimiques.....	60
II.3. Déterminer l'âge d'un dépôt sédimentaire : le processus de datation.....	66
II. 3. 1. Principes	66
II. 3. 2. Calibration et « effet réservoir »	67

II.4. Quelles sources d'incertitudes?	68
II. 4. 1. Incertitudes liées au prélèvement et à la localisation.....	68
II. 4. 2. Incertitudes liées au phénomène de compaction	69
II. 4. 3. Incertitudes liées aux régimes tidaux et à leurs potentielles variations durant l'Holocène.....	72
II. 4. 4. Incertitudes liées au processus de datation	73
CHAPITRE 3 : Synthèse de l'évolution du niveau marin et des littoraux ouest-européens durant l'Holocène.....	77
Introduction.....	77
I . Les calottes Fennoscandiennes et Britanniques : agents majeurs de l'histoire des littoraux du Nord-ouest de l'Europe	77
II . Variations du niveau marin relatif holocène le long des littoraux d'inondation des côtes atlantiques européennes et de l'entrée de la Manche	80
II.1. Les côtes méridionales du Royaume-Uni	81
II.2. La Bretagne et les côtes de la Manche	83
II.3. Le golfe de Gascogne : du sud de la Bretagne au Pays-Basque espagnol	84
CHAPITRE 4 : Présentation de la zone d'étude	87
I . LA PENINSULE FINISTERIENNE : CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL.....	87
I.1. Histoire géologique simplifiée	87
I.2. Cadre structural.....	89
II . Présentation des sites d'étude	91
II.1. Logique de sélection des sites d'étude.....	91
II. 1. 1. Sélection des sites de sondage	91
II. 1. 2. Sélection des sites pour l'étude des corps sédimentaires d'avant-côte	91
II.2. Les sites du Nord Finistère	92
II. 2. 1. Physiographie des littoraux nord finistériens.....	92
II. 2. 2. Guissény-Kerlouan (site n°1)	93
II. 2. 3. Plouguerneau (site n°2)	96
II. 2. 4. Landeda – Tariéc (site n°3)	98
II.3. Les sites de la côte occidentale du Finistère	100
II. 3. 1. Physiographie des littoraux de la côte occidentale du Finistère.....	100
II. 3. 2. Le Conquet (site n°4)	101
II. 3. 3. Porsmilin (site n°5).....	103
II.4. Les sites du Sud Finistère.....	105
II. 4. 1. Physiographie de littoraux Sud-finistériens.....	105

II. 4. 2. Treffiagat (site n°6).....	106
II. 4. 3. Kermor – Tudy (site n°7).....	107
II. 4. 4. Guidel (site n°8).....	109
CHAPITRE 5 : Méthodes de terrain et d’analyse	113
Introduction.....	113
I . Prélèvement, caractérisation et analyse des séquences sédimentaires holocènes conservées en milieu continental et intertidal.....	113
I.1. Méthodes de prélèvement.....	113
I. 1. 1. Prospection manuelle.....	113
I. 1. 2. Carottages à percussion	114
I. 1. 3. Sondages à la tarière à vis	115
I. 1. 4. Logiques de prélèvement	116
I.2. Positionnement des dépôts.....	116
I.3. Caractérisations lithostratigraphiques, granulométriques et pédologiques des dépôts....	117
I. 3. 1. Ouverture des carottes.....	117
I. 3. 2. Descriptions macromorphologiques et macrostratigraphiques.....	117
I. 3. 3. Analyses microstratigraphiques et micromorphologiques	119
I. 3. 4. Analyses granulométriques	120
I. 3. 5. Observation et détermination des macro-fossiles	122
I. 3. 6. Observation et analyse des microfossiles.....	123
I.4. Datation des horizons.....	124
I. 4. 1. Stratégie de prélèvement et préparation des échantillons.....	124
I. 4. 2. Calibration	125
I.5. Analyses des isotopes stables et des contenus totaux carbone/azote.....	126
II . Caractérisation de l’architecture et de la géométrie des corps sédimentaires	127
III . Identification et caractérisation des corps sédimentaires d’avant-côte.....	129
Introduction.....	129
III.1. Levés bathymétriques	130
III. 1. 1. Principe et méthodes d’acquisition	130
III. 1. 2. Traitement	131
III. 1. 3. Restitution et utilisation	132
III. 1. 4. Limites rencontrées	132
III.2. Levés sismiques	132
III. 2. 1. Principe et méthodes d’acquisition	132

III. 2. 2. Traitement	132
III. 2. 3. Restitution et utilisation	134
III.3. Les données LIDAR	134
IV . Reconstitution des changements du niveau marin relatif Holocène	135
Introduction.....	135
IV.1. Particularité des dépôts et choix de la méthode de reconstitution	135
IV.2. Construction d'un référentiel géochimique de caractérisation des environnements de dépôts sédimentaires intertidaux dans le Finistère	136
IV. 2. 1. Protocole de mesure des isotopes Stables $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$, du carbone organique-azote total (TOC et TN) à la surface de marais actuels.	137
IV. 2. 2. Marais de Tressény (Guissény-Kerlouan)	139
IV. 2. 3. Marais d'Arun (Rade de Brest)	145
IV. 2. 4. Marais lagunaire de Moustierlin (Mer Blanche)	150
IV. 2. 5. Discussion des résultats géochimiques obtenus et de la variabilité Inter-/intra-site des indicateurs.....	153
IV.3. Construction statistique d'un référentiel écologique altitudinal.....	157
IV. 3. 1. Méthodes d'analyses statistiques	157
IV. 3. 2. Résultats du partitionnement statistique des mesures géochimiques réalisées à la surface des marais actuels.	158
IV.4. Synthèses des méthodes de reconstitution du niveau marin relatif utilisées.....	160
IV. 4. 1. Données nouvelles	160
IV. 4. 2. Réévaluation des données de Morzadec-Kerfourn (1974)	165
IV. 4. 3. Les données de Stéphan (2011) et Stéphan et al. (2014)	166
CHAPITRE 6 : Données.....	167
I . Nouvelles données sédimentologiques et stratigraphiques obtenues dans le cadre de cette thèse.....	167
I.1. Guissény – Kerlouan	167
I. 1. 1. Marais de Tressény – Sondage GUI S C2	168
I. 1. 2. Le Vougot – Sondage GUI S1.....	176
I. 1. 3. Le Vougot - Sondage GUI S-S2	177
I.2. Plouguerneau	179
I. 2. 1. Plouguerneau – Creac'h an Avel. Sondages PL-KR 1&2.....	180
I. 2. 2. Plouguerneau – Corréjou. Sondages PL-C 1&2.....	186
I.3. Landéda – Tariéc.....	191
I.4. Le Conquet.....	193

I. 4. 1. Ria du Conquet. Sondage CQ-1.....	193
I.5. Porsmilin.....	199
I. 5. 1. Carottes PM1 & PM5 (bas de plage)	200
I. 5. 2. Carotte PM3 (Fond de marais)	205
I. 5. 3. Géométrie des dépôts	209
I. 5. 4. Niveaux marins et dynamiques morphologiques holocènes locales.....	209
I.6. Treffiagat	211
I. 6. 1. Marais du Léhan. Sondages TREF-1 & TREF-2	211
I.7. Kermor-Tudy.....	216
I. 7. 1. Cordon de Combrit. Sondage K-IX	216
I. 7. 2. Cordon de Combrit. Sondage K-X	222
I.8. Guidel	227
I. 8. 1. Guidel-Loc'h – Sondage GL-1.....	228
I. 8. 2. Guidel-Loc'h – Sondage GL-2.....	232
I. 8. 3. Guidel-Pouldu – Sondage GP1.....	235
II . Réactualisation des données précédemment publiées.	238
II.1. Morzadec-Kerfourn (1974).....	238
II. 1. 1. Trézien- Plage de Porstevigné (GIF-714)	238
II. 1. 2. Argenton - Gwentrez (GIF-816)	238
II. 1. 3. Plouescat – Plage de Porsguen (Gif-711).....	239
II. 1. 4. Ploudalmézeau – Plage de Treompan (Gif-766).....	239
II.2. Stéphan (2008, 2011) et Stéphan et al. (2014).....	240
III . Nouvelles données sur la disposition et l'architecture des corps sédimentaires d'avant-côte	242
III.1. Méthodologie d'interprétation des données sismiques	242
III. 1. 1. Les unités sismiques	242
III. 1. 2. Les faciès sismiques	243
III.2. Secteur de Plouguerneau-Guissény	245
III. 2. 1. Présentation du levé.....	245
III. 2. 2. Faciès sismiques rencontrés.....	245
III. 2. 3. Morphologie du substratum.....	247
III. 2. 4. Disposition et géométrie des corps sédimentaires	249
III.3. Secteur de Kermor-Tudy	256
III. 3. 1. Présentation de la grille de profils levés.....	256
III. 3. 2. Faciès sismiques rencontrés.....	256

III. 3. 3. Morphologie du substratum.....	258
III. 3. 4. Disposition et géométrie des corps sédimentaires	259
IV. Synthèse des données obtenues.....	263
CHAPITRE 7 : Résultats, analyse et discussion	267
Introduction.....	267
I . Une nouvelle histoire d'évolution du niveau marin relatif holocène en Bretagne occidentale .	268
I.1. Données.....	268
I.2. Evolution du niveau marin relatif entre 8000 et 6000 cal. B.P.....	270
I.3. Evolution du niveau marin relatif entre 6000 et 4000 cal. B.P.....	272
I.4. Evolution du niveau marin relatif entre 4000 et 0 cal. B.P.....	274
II . Les phénomènes isostatiques et l'histoire du niveau marin relatif Holocène dans le Finistère.	
Approche par comparaisons inter-régionales.....	279
II. 1. 1. Contexte	279
II. 1. 2. Comparaison avec l'évolution du niveau marin relatif holocène dans le Sud-Ouest de l'Angleterre.....	282
II. 1. 3. Comparaison avec l'évolution du niveau marin relatif holocène dans le Sud du Golfe de Gascogne	286
III . Les modèles de réajustement isostatique: confrontation et résultats des comparaisons avec les données obtenues pour le Finistère.....	289
III. 1. 1. Principes des modèles de réajustement isostatique.....	289
III. 1. 2. Test des différents modèles géophysiques par comparaison nouvelles données obtenues.....	292
IV . Utilisation des prédictions produites par les modèles : tentative de quantification de la compaction.....	298
IV.1. Approche adoptée.....	298
IV.2. Etude du processus de compaction post-dépôt	302
IV.3. Application à l'étude des SLIPs obtenus dans le cadre de ce travail.....	303
IV. 3. 1. Corrélation entre la compaction et l'épaisseur de sédiment sus-jacente	305
IV. 3. 2. Corrélation entre la compaction et l'épaisseur de sédiment sous-jacente	305
IV. 3. 3. Corrélation entre la compaction et l'épaisseur totale des séquences sédimentaires.....	308
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	311
I. Une nouvelle méthodologie.....	311
II. Une reconstitution fiable du niveau marin relatif le long des côtes du Finistère durant l'Holocène.....	312
III. Les mouvements verticaux du Finistère durant l'Holocène.....	313
IV. La réponse locale des systèmes morfo-sédimentaires.....	314

V. Perspectives.....	315
BIBLIOGRAPHIE.....	319
ANNEXE 1 : Principe de correction de la marée sur les données bathymétriques obtenues par l'Haliotis.....	347
ANNEXE 2 : Données de Massey et al. (2008).....	348
TABLE DES ILLUSTRATIONS.....	349

INTRODUCTION

L'accélération de la hausse du niveau de la mer est un des phénomènes dont les répercussions sont le plus redoutées dans le contexte d'un changement climatique en cours et/ou futur. Les systèmes sédimentaires littoraux, en constante recherche d'équilibre, subissent très directement l'impact des variations des conditions environnementales. Ainsi, depuis la fin de la dernière période glaciaire, les systèmes littoraux meubles se sont trouvés fortement déséquilibrés par la hausse globale du niveau de la mer, induite par la fonte des calottes glaciaires continentales. Ces systèmes n'ont eu de cesse de se réadapter au cours des derniers millénaires. Ce processus est toujours en cours aujourd'hui. La hausse du niveau marin en cours et la possibilité d'une hausse encore accélérée dans un futur proche (selon les conclusions du rapport du GIEC, 2013) font que de profondes modifications du fonctionnement de ces systèmes sédimentaires sont à prévoir. Celles-ci pourraient avoir des conséquences tout aussi profondes sur l'occupation de la frange côtière, majoritairement concentrée au sein des zones basses. L'évolution du niveau de la mer est actuellement observée par deux grands types de techniques: (i) l'altimétrie satellitaire et (ii) l'observation au moyen de marégraphes côtiers. Ces derniers étant implantés sur le continent, leurs observations sont affectées par les mouvements verticaux que le continent peut subir. L'ampleur des mouvements verticaux continentaux est responsable de la variation du niveau marin relatif - ou niveau marin « ressenti » -, dont les conséquences peuvent affecter les zones littorales, auxquelles les occupants de la zone côtière sont sensibles. La plus longue série d'observations marégraphiques, obtenue par un marégraphe installé à Brest, ne couvre qu'une période de trois siècles, ce qui est bien peu pour espérer appréhender des phénomènes de beaucoup plus longue durée.

Il nous a donc paru nécessaire de caractériser les variations de ce niveau marin relatif sur une période beaucoup plus longue (depuis 8000 ans environ). Nous avons aussi tenté de comprendre comment celui-ci résulte de l'interaction entre, d'une part, l'évolution du niveau marin causée par la modification du volume des océans, appelée évolution du « niveau marin absolu » et, d'autre part, les mouvements verticaux des continents. Ce travail de thèse a pour objectif principal la reconstitution de l'évolution du niveau marin au cours de l'Holocène dans le Finistère (partie occidentale de la Bretagne, France) à partir d'observations conduites sur des séquences sédimentaires littorales. La reconstitution du niveau marin relatif au cours des derniers millénaires, bien que relevant en apparence du domaine de la recherche fondamentale, est, comme nous l'avons vu, une problématique dont les implications sociétales peuvent être importantes. D'une part, en effet, la détermination de l'évolution passée du niveau marin relatif permettra, une meilleure compréhension des mouvements verticaux connus par la région étudiée dans le passé, voire de ceux qui sont toujours en cours au-

aujourd'hui. D'autre part, cela permettra également d'analyser quelles ont pu être les réactions des systèmes côtiers face à l'élévation du niveau marin passé et ainsi de mieux prévoir quelle pourrait être leur vulnérabilité face à une probable élévation future.

Contexte

Ce travail de thèse a été réalisé au sein du laboratoire Geomer UMR 6554 CNRS, de l'Institut Universitaire Européen de La Mer (IUEM) de l'Université de Bretagne Occidentale, dans le cadre d'une allocation de recherche du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche. Il s'intègre dans le cadre du programme de recherche interdisciplinaire ANR COCORISCO (COnnais-sance et Compréhension du RISque COtier) financé par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR 2010-CEPL-001-01, Pôle Mer Bretagne), qui a assuré la majeure partie du financement des équipements, des travaux de terrain et des analyses qui ont été nécessaires à son achèvement. Le programme COCORISCO est un programme de recherche interdisciplinaire (géologie, géomorphologie, géographie, sociologie, droit, économie, psychologie de l'environnement) intégrant six laboratoires de recherche et deux bureaux d'étude dont l'objectif est de comprendre la vulnérabilité des territoires côtiers aux risques d'érosion et de submersion et de progresser vers des stratégies de prévention et de gestion. Ce programme comprend six tâches. Notre travail de thèse s'intègre dans la tâche 2 intitulée « Signatures géologiques et historiques », visant à étudier la récurrence des tempêtes dans le passé (à l'échelle des derniers millénaires et des temps historiques) à partir de signatures géologiques et historiques, en lien avec l'évolution du niveau marin. Cette tâche est coordonnée par C. Delacourt B. Van Vliet-Lanoë, tous deux membres du laboratoire « Domaines océaniques » (UMR 6538 CNRS) de l'IUEM.

Cette thèse a également bénéficié du soutien financier et logistique de ses deux laboratoires d'accueil (Geomer LETG UMR CNRS 6554 et Domaines Océaniques UMR CNRS 6538), ainsi que de financements alloués par les programmes ARTEMIS et PHILTRE pour les datations radiocarbone.

Problématiques et méthodologie

Le but premier de cette thèse est de renforcer la connaissance de l'histoire du niveau marin relatif dans le Finistère. Dans une volonté de clarification des questions posées par les précédents travaux réalisés jusque-là sur le sujet, notre étude a été donc entamée avec, pour premier objectif, la consolidation des données existantes et l'obtention d'une « courbe » fiable du niveau marin relatif holocène pour la région. Une question centrale, soulevée par les travaux de Morzadec-Kerfourn

(1974) et de Stéphan (2008,2011), porte notamment sur un épisode de baisse du niveau marin relatif identifié par ces deux auteurs aux alentours de 3000 B.P.

L'obtention de nouvelles données stratigraphiques constitue une part importante de ce travail. Celles-ci sont obtenues par le biais de la réalisation de carottages dans les séquences sédimentaires littorales conservées le long des côtes finistériennes. Ces carottages ont fait l'objet d'analyses stratigraphiques, granulométriques et micromorphologiques afin d'en tirer des informations complémentaires sur le niveau marin. Les questions méthodologiques, concernant la qualité des données produites, la fiabilité et la précision des indicateurs du niveau marin utilisés, vont de pair avec cette problématique. Le développement et l'utilisation d'une méthodologie de reconstitution du niveau marin adaptée aux environnements sédimentologiques étudiés et fondée sur un assemblage d'indicateurs spécifiques s'est donc naturellement imposé au centre de notre réflexion.

Afin d'accroître la représentativité de notre reconstitution du niveau marin relatif, nous avons souhaité donner une ampleur régionale à notre étude afin de permettre une meilleure identification, évaluation et prise en compte de l'importance des facteurs locaux dans l'enregistrement et la restitution du signal par les séquences sédimentaires. La connaissance de ces facteurs, et notamment des processus de compaction des séquences sédimentaires est une clé pour la prédiction de la réaction que les systèmes sédimentaires littoraux pourraient avoir face à une future hausse du niveau marin relatif. Plus largement, la reconstitution du niveau marin relatif effectuée au cours de ce travail a été construite avec pour objectif de former une base prospective permettant une meilleure évaluation des changements du niveau marin actuels et futurs. Pour cela, nous avons souhaité replacer notre travail dans une réflexion menée à l'échelle de la façade occidentale de l'Europe, afin d'aborder la question des réajustements isostatiques. En effet, sur la façade atlantique, en dehors de l'Angleterre, peu d'études ont jusqu'alors été menées sur la position, l'ampleur et le dégonflement du bourrelet périphérique induit par la calotte Britannique. Cette problématique a été envisagée avec pour objectif la meilleure compréhension des mouvements verticaux connus par l'Ouest de la Bretagne durant l'Holocène, afin de mieux appréhender quels sont ces mouvements aujourd'hui. Répondre à cette question permettra de corriger des mouvements verticaux les observations marégraphiques sur lesquelles se base l'observation actuelle de l'évolution du niveau marin. Dans ce but, des modèles géophysiques dits de « réajustement isostatique » ont été utilisés pour modéliser la réaction de la Terre à l'ajout, au retrait et au déplacement de masses à sa surface (masses glaciaires ou masses d'eau).

Organisation du manuscrit

Le manuscrit est composé de sept chapitres :

- Le chapitre I présente les concepts sur lesquels repose l'étude du niveau marin. Dans ce chapitre, les différents sens donnés au terme « niveau marin », depuis le niveau marin « eustatique » jusqu'au « niveau marin relatif » sont introduits. Nous y développons ensuite les différents processus responsables des variations du niveau marin relatif, ainsi qu'un état de l'art général des connaissances sur le sujet.

- Le chapitre II s'intéresse à l'enregistrement du niveau marin dans les séquences sédimentaires, ainsi qu'à la restitution de ce signal par ces dernières. Une première partie présente rapidement les concepts de stratigraphie applicables à l'étude des séquences sédimentaires holocènes, ainsi que les modèles conceptuels d'organisation et d'évolution de celles-ci en relation avec les variations du niveau marin. La seconde partie présente les différentes méthodes employées pour reconstituer le niveau marin relatif à partir de séquences sédimentaires.

- Une synthèse des dynamiques ayant agi sur l'évolution du niveau marin relatif durant l'holocène sur le Nord-Ouest de l'Europe fait l'objet du chapitre III. Cette synthèse rassemble les résultats des travaux effectués sur ce sujet dans le Sud de l'Angleterre, sur les côtes Nord et Sud de la Bretagne, ainsi que dans le golfe de Gascogne.

- Le chapitre IV est consacré à la présentation de notre zone d'étude : le Finistère. Les cadres géologiques et structuraux généraux de la Bretagne sont d'abord développés, puis chacun de nos sites d'étude est présenté.

- Le chapitre V s'intéresse aux méthodes que nous avons développées et utilisées dans cette thèse pour l'analyse des séquences sédimentaires et pour la reconstitution des niveaux marins passés. Dans une première partie du chapitre V, nous nous attachons à détailler les méthodes utilisées pour prélever et décrire les séquences sédimentaires préservées sur le continent (carottages et sondages terrestres), ainsi que les méthodes utilisées pour caractériser l'architecture des corps sédimentaires d'avant-côte (bathymétrie et sismique). Dans la seconde partie du chapitre, sont présentés l'ensemble des indicateurs que nous avons utilisés pour reconstruire le niveau marin. En particulier, une large part est faite à la présentation des indicateurs géochimiques, qui ont été largement utilisés dans le cadre de cette étude.

- Le chapitre VI présente l'ensemble des observations réalisées dans le cadre de ce travail et les informations qui en ont été extraites.

- Le septième et dernier chapitre présente et discute les résultats obtenus à partir de l'interprétation de l'ensemble de nos observations. Nous présentons l'évolution du niveau marin holocène que nous avons reconstituée pour le Finistère, puis nous comparons cette évolution, d'une part avec

celles obtenues par d'autres auteurs dans d'autres régions et, d'autre part avec les résultats prédits par des modèles géophysiques. Enfin, nous discutons des implications que nos résultats peuvent avoir sur la compréhension des dynamiques isostatiques à l'échelle de la façade atlantique ouest-européenne et de l'évolution des systèmes côtiers durant l'Holocène.

CHAPITRE 1 : Les mécanismes de variations du niveau marin

Introduction

L'étude des variations du niveau marin est un domaine complexe, situé à la croisée de nombreuses disciplines. Cette interdisciplinarité, ainsi que la diversité des échelles spatiales et temporelles auxquelles ce sujet se rattache, ont produit une variété de terminologies et de définitions dont l'usage a varié en fonction des époques et des spécialités (Géophysique, Géologie ou Géographie par exemple). Comme l'ont souligné Shennan et *al.* (2012), cela a pu aboutir à des utilisations ambiguës, voire contradictoires d'un même terme entre les différentes disciplines, conférant à la sémantique une place particulièrement importante.

La reconstitution du niveau marin étant le fondement de cette thèse, ce chapitre s'attachera, en préambule, à définir les bases théoriques sur lesquelles s'articulera notre réflexion. Dans un premier temps, un rapide historique de l'évolution des théories scientifiques nous aidera à préciser la terminologie. Nous définirons en particulier le sens du terme « niveau marin » tel que nous l'utiliserons par la suite. Puis, les différents processus ayant régi les évolutions du « niveau marin » depuis le dernier maximum glaciaire seront détaillés, avec une attention particulière portée aux différentes échelles spatio-temporelles sur lesquels se déroulent l'ensemble des processus.

I . Eustasie ou niveau marin relatif ?

Le terme « eustasie » (*eustasy* dans la littérature anglo-saxonne), initialement défini par Suess en 1888, désigne les changements globaux du niveau de la mer, rapportés à un référentiel « absolu » lié au centre de la Terre. Les études sur le niveau marin holocène se sont multipliées avec l'avènement des datations radiocarbones au cours des années 1950. Jusque dans les années 1960, les variations du niveau marin étaient considérées comme ayant été identiques en tous points du globe, du fait de l'inter-connexion des océans entre eux (Pirazzoli & Pluet, 1991). Plusieurs auteurs tentent alors de reconstruire les variations « eustatiques » holocènes à l'échelle du globe, en compilant des informations obtenues dans différentes régions du monde. Ces travaux ont abouti à des reconstitutions largement divergentes (Fig.I.1.1). En 1961, Fairbridge publie une courbe « eustatique » montrant de larges oscillations durant l'Holocène. Au contraire, d'autres auteurs, comme Shepard (1961) ou Jelgersma (1966) considèrent que les changements eustatiques durant cette période se sont effectués graduellement jusqu'à aujourd'hui, ou encore que le niveau marin eustatique s'est stabilisé autour de 5500 B.P pour ne plus connaître de changements par la suite (Fig.I.1.1)

(Godwin *et al.*, 1958 ; McFarlan, 1961 ; Suggate, 1968). La multiplication des reconstitutions du niveau marin holocène à l'échelle du globe a conduit à des « scénarios eustatiques » très différents, souvent désynchronisés, voire parfois totalement opposés (Mörner, 1976). Puisque les différents auteurs faisaient l'hypothèse que l'eustasie était un phénomène global, ils interprétaient les différences observées entre les reconstitutions comme ne pouvant être attribuées qu'à des mouvements verticaux également différents entre les sites d'observation.

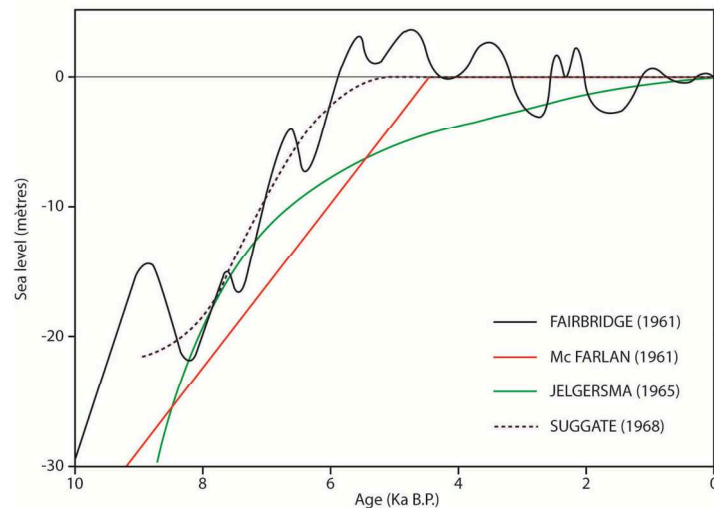


Fig.I.1.1 – Courbes « eustatiques » produites au cours des années 1960

Fig.I.1.1 « Eustatic » curves published in the 1960's

A la fin des années 1970, les progrès dans le domaine de la rhéologie (qui caractérise les déformations d'un solide sous l'effet d'une contrainte) ont permis de modéliser les effets de réajustement de la surface de la Terre du fait de la fonte des masses glaciaires continentales établies dans l'hémisphère Nord jusqu'au dernier maximum glaciaire (18000 B.P. environ). Ces modèles (Farrell & Clark, 1976 ; Clark *et al.*, 1978 ; Peltier *et al.*, 1978) distinguent alors six grandes zones au sein desquelles les changements de niveau marin durant l'Holocène auraient suivi une tendance commune (Fig.I.1.2): des régions d'émersion (baisse graduelle du niveau marin relatif), des régions de submersion (hausse graduelle du niveau marin relatif) et des régions « transitoires » (régions ayant connu successivement les deux évolutions). Ces six grandes zones sont principalement définies par leurs situations respectives vis-à-vis des grands inlandsis boréaux et austraux. Les processus à l'origine de ces scénarios seront développés ci-après dans les paragraphes II.2.2 et II.2.3.

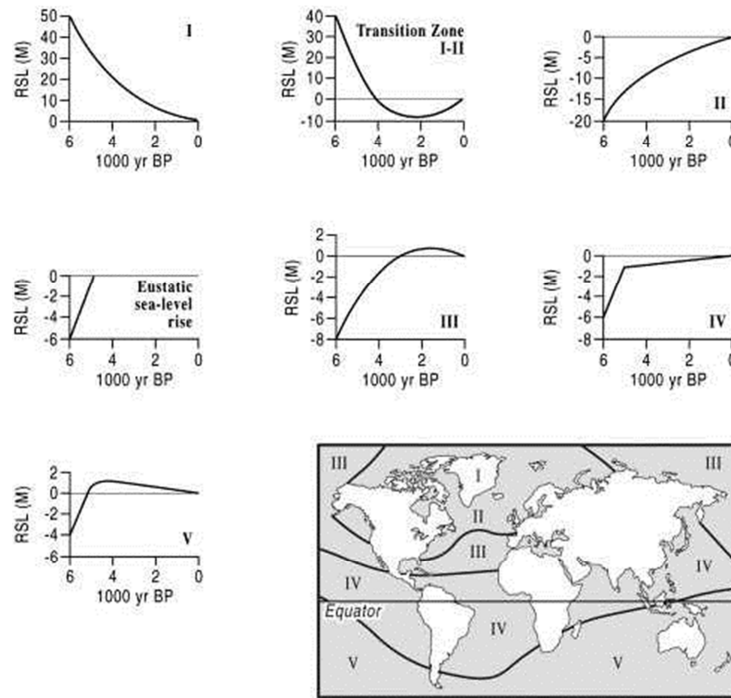


Fig.I.1.2 – Zones de Clark *et al.*(1978) et évolution du niveau marin relatif caractéristique de chacune de ces zones (Woodroffe & Horton, 2005)

Fig.I.1.2 – Zones proposed by Clark *et al.* (1978) and typical relative sea-level evolution for each the zones (Woodroffe and Horton, 2005)

Ainsi, il est maintenant admis qu’aucune reconstitution de l’évolution du niveau marin (au moins durant l’Holocène, période à laquelle est consacrée cette étude) n’est valable à l’échelle de la Terre entière. Depuis le début des années 1980, les études se sont donc concentrées sur la reconstitution de l’histoire du niveau marin à une échelle régionale à locale (Tooley, 1982). Ces études tiennent ainsi mieux compte de la grande complexité de l’imbrication des facteurs impliqués dans le signal de niveau marin. C’est ainsi qu’est apparu le concept de « niveau marin relatif » (« Relative Sea-Level » dans la littérature anglo-saxonne, souvent utilisé dans sa forme abrégée « RSL »). Par opposition à l’« eustasie », pour lequel les variations du niveau marin sont rapportées à un référentiel absolu (lié au centre de la Terre), le niveau marin relatif est reconstitué par rapport à un référentiel ayant pu connaître des mouvements verticaux au cours du temps. Les changements du niveau marin relatif mesurent dès lors la résultante des mouvements absolus du niveau de la mer et de ceux du référentiel altitudinal terrestre servant de référence. Ainsi, il est tout à fait possible qu’une phase de remontée absolue du niveau de la mer d’amplitude A se traduise par une baisse du niveau marin relatif dans une région si celle-ci connaît en même temps une surrection verticale d’amplitude B plus importante que A au cours de la même période.

La reconstitution du niveau marin relatif n'est pas sans poser de nombreuses difficultés, au sein desquelles la question de l'échelle spatiale demeure encore une fois prépondérante. A une échelle trop large, il est possible d'englober des secteurs concernés, par exemple, par des mouvements verticaux différents de la croûte terrestre au cours de la période étudiée. A une échelle trop restreinte au contraire, la reconstitution du niveau marin relatif peut se voir perturbée par des processus très locaux (dynamique morpho-sédimentaire particulière d'un site, par exemple) et ainsi n'être pas représentative de l'évolution réelle du niveau marin relatif de la région. Cette question sera discutée ultérieurement, dans la partie traitant spécifiquement de l'enregistrement du niveau marin relatif (cf. Chapitre 2). Le terme « eustatique » reste aujourd'hui couramment utilisé, notamment pour désigner les variations de la masse d'eau stockée ou restituée par les glaciers en fonction des épisodes climatiques (cf. Chapitre 1.II.2.1-a, la « *glacio-eustasie* »). Pour éviter toute confusion avec l'« eustasie » en tant que variation du niveau marin à l'échelle globale, notion que nous avons vu être irréaliste, certains auteurs ont réfléchi à des terminologies alternatives, tels que « *effective eustatic value* » (« valeur eustatique utile », littéralement ; Mitrovica et al., 2009) ou encore « *ice-melt equivalent Sea-Level* » (« niveau marin en équivalent de glace fondue », littéralement ; Gehrels, 2010). Néanmoins, nombre de processus comportent encore le terme « eustatique » dans leur appellation. Dans la suite de ce manuscrit, nous réserverons ce terme pour désigner les processus ayant produit les variations du niveau marin à grande échelle durant l'Holocène, auxquels viennent s'ajouter les facteurs ayant produit les histoires locales du niveau marin relatif.

II . Les causes des variations du niveau marin relatif

Les variations du niveau marin relatif sont considérées comme étant produites par des changements de rapport entre (i) le volume du « contenant » - les bassins océaniques, (ii) la masse et le volume du « contenu » - les eaux océaniques et (iii) dans une moindre mesure la dynamique des eaux de surface (Pirazzoli & Pluet, 1991). Ces processus se déroulent généralement sur des grandes échelles spatiales et temporelles, et peuvent être considérés comme les premiers facteurs de modification du niveau marin. Pourtant, ils ne sauraient expliquer à eux seuls l'histoire de ce dernier. En effet, comme évoqué précédemment, des processus agissant à des échelles spatio-temporelles plus restreintes, comme les mouvements verticaux de la croûte terrestre par exemple, influencent fortement l'évolution du niveau marin relatif d'une région à l'autre du globe. La conjonction de l'ensemble des processus (long terme/court terme et globaux/locaux) régit les variations du niveau marin subies par les différentes régions du globe (Fig.I.2.1). Comme nous le verrons ci-dessous, les différents processus ont agi suivant des échelles spatiales et temporelles également différentes, impliquant des

effets aux ordres de grandeur eux-aussi très largement variables (infra-métrique jusqu'à plusieurs centaines de mètres, Fig.1.2.2).

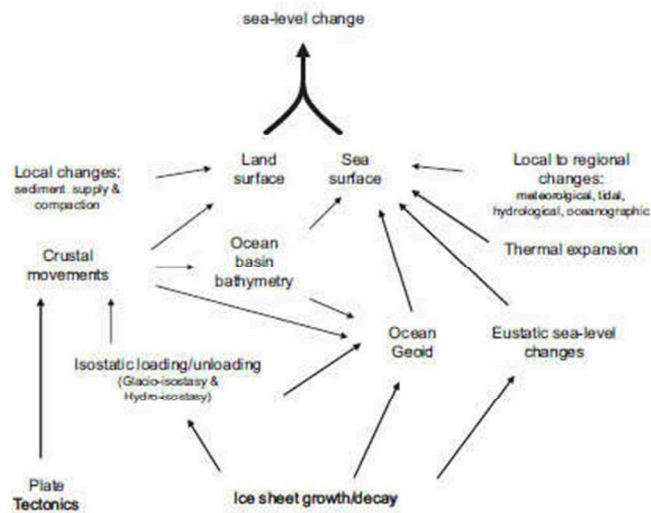


Fig.1.2.1 – Ensemble des facteurs influençant l'évolution du niveau marin relatif depuis l'échelle globale jusqu'à l'échelle locale (Shennan *et al.*, 2009)

Fig.1.2.1 – Global to local-scale processes influencing relative sea-level changes (Shennan *et al.*, 2009)

L'ensemble des processus impliqués dans les variations du niveau marin sont considérés ci-dessous, suivant une logique d'emboîtement des échelles spatio-temporelles. Nous commencerons par présenter rapidement les processus agissant sur le très long-terme, dont nous verrons que les effets peuvent être considérés comme négligeables à l'échelle de notre période d'étude ; puis nous évoquerons ceux ayant eu une implication notable sur les variations du niveau marin depuis la fin du Pléistocène (depuis le dernier maximum glaciaire au Pléistocène final, désigné par la suite par l'abréviation LGM pour « Last Glacial Maximum ») et durant l'Holocène.

II.1. Les processus à « très long-terme » : modifications du volume des bassins océaniques

Sous le terme « tectono-eustasie » sont regroupés l'ensemble des processus liés à la dynamique interne de la Terre qui agissent sur le niveau marin en modifiant la géométrie des bassins océaniques (Rona, 1995). La tectonique des plaques a contribué à produire des changements eustatiques notables au cours des temps géologiques. En effet des dynamiques de divergence ou de convergence des plaques (ouverture d'océans, création de nouvelles surfaces de plancher océanique à l'axe des dorsales médio-océaniques, mais aussi dynamiques de subduction et de collision) ont pu (i) accroître ou réduire la surface du domaine océanique, mais ont aussi et surtout (ii) modifier la géométrie des bassins océaniques.

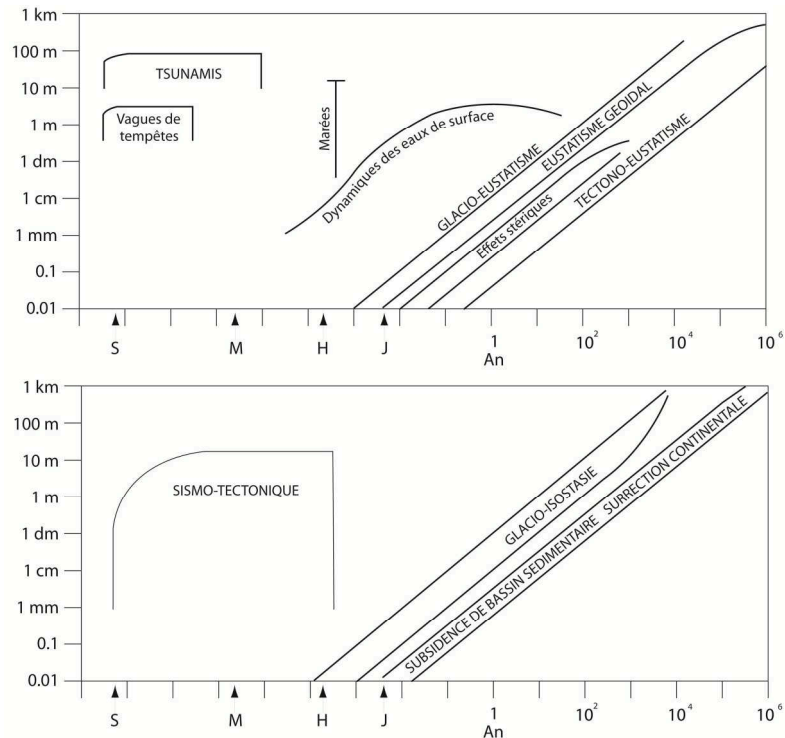


Fig.1.2.2 – Echelles de temps et ordre de grandeur des différents facteurs responsables de variations du niveau marin relatif (modifié de Mörner, 1996). Noter les échelles logarithmiques (S=secondes ; M=minutes, H=heures, J=jours).

Fig.1.2.2 – Time-scales and orders of magnitudes of different factors that cause relative sea-level changes (modified from Mörner, 1996). Note the logarithmic scales (S=seconds; M=minutes; H=hours; J=Days)

L'activité volcanique intraplaque (points chauds) et les processus associés à la sédimentation profonde (nommés « sédimento-eustatiques ») ont aussi provoqué des dynamiques à grandes longueurs d'onde responsables des modifications du niveau marin. Néanmoins, bien que ces processus puissent être à l'origine de variations eustatiques de plusieurs centaines de mètres, ils correspondent à des évolutions géologiques à très long-terme (allant typiquement de la dizaine à la centaine de millions d'années). Leurs effets pouvant être considérés comme totalement négligeables à l'échelle de l'Holocène, la présentation exhaustive de ces processus dépasse très largement le propos de cette étude et ne sera donc pas faite ici.

II.2. Les processus à « moyen terme » : modifications de la masse et du volume des eaux océaniques et mouvements verticaux de la surface terrestre

Nous avons vu que les processus à long-terme n'ont pu avoir qu'un effet négligeable à l'échelle de temps sur laquelle nous travaillons. Dès lors, nous nous focaliserons maintenant sur les processus ayant véritablement pu jouer un rôle majeur dans les variations du niveau marin relatif depuis la fin du Pléistocène. D'une manière générale, tel que l'ont exprimé Farrell & Clark (1976) et Lambeck

(1997), le changement de niveau marin relatif en une position géographique x à un instant t , peut être exprimé schématiquement sous la forme d'une équation :

$$\Delta \varphi(x, t) = \Delta \varphi E(x, t) + \Delta \varphi R(x, t) + \Delta \varphi I(x, t) + \Delta \varphi T(x, t) \quad (1)$$

Avec, $\Delta \varphi(x, t)$ la position du niveau marin relatif en x au temps t , par rapport à sa position actuelle, $\Delta \varphi E(x, t)$ le changement de niveau marin « eustatique » pris ici dans le sens d'« équivalent glace », $\Delta \varphi R(x, t)$, les changements induits par les effets gravitationnels à la surface de la Terre (« niveau marin géoïdal »), $\Delta \varphi I(x, t)$, les mouvements verticaux dits « isostatiques », résultant de la modification des contraintes à la surface de la Terre et $\Delta \varphi T(x, t)$, les éventuels mouvements verticaux d'origine tectonique.

Les processus entrant dans l'équation (1) sont évoqués un à un ci-dessous. Pour plus de clarté, ceux-ci font l'objet de développements séparés. Il faut néanmoins garder à l'esprit que ces processus sont pour la plupart étroitement interdépendants et que les changements de niveau marin relatifs en une région donnée du globe sont le résultat d'un « assemblage » spécifique de l'ensemble de ces variables.

II. 2. 1. Modifications de la masse et du volume des eaux océaniques

Durant l'Holocène (et plus largement au cours du Quaternaire), le principal facteur de modification du niveau marin a été l'échange d'eau entre les océans, les glaciers continentaux (inlandsis surtout, mais aussi glaciers de montagne dans une moindre ampleur, « Glacio-eustasie ») et l'eau stockée en surface ou en profondeur au sein des réservoirs continentaux (« hydro-eustasie »). Etroitement reliés aux successions entre les périodes glaciaires et interglaciaires et donc à la variabilité climatique globale, ces processus ont provoqué une alternance des phases de retrait et de restitution d'eau douce dans les océans, générant de bas- et de haut-niveaux marins (Fig.I.2.3) (Shackleton, 2000 ; Lambeck et Chappell, 2001 ; Waelbroeck *et al.*, 2002 ; Rabineau *et al.*, 2006). Nous nous intéresserons ici seulement à leur implication depuis le LGM.

Du fait de leur surface et de leur volume importants, les inlandsis continentaux (et les calottes glaciaires de plus petite taille) sont les principaux agents de la *glacio-eustasie*. Des stockages et déstockages d'eau ont aussi concernés des formations telles que les glaciers de montagne et le permafrost des zones périglaciaires.

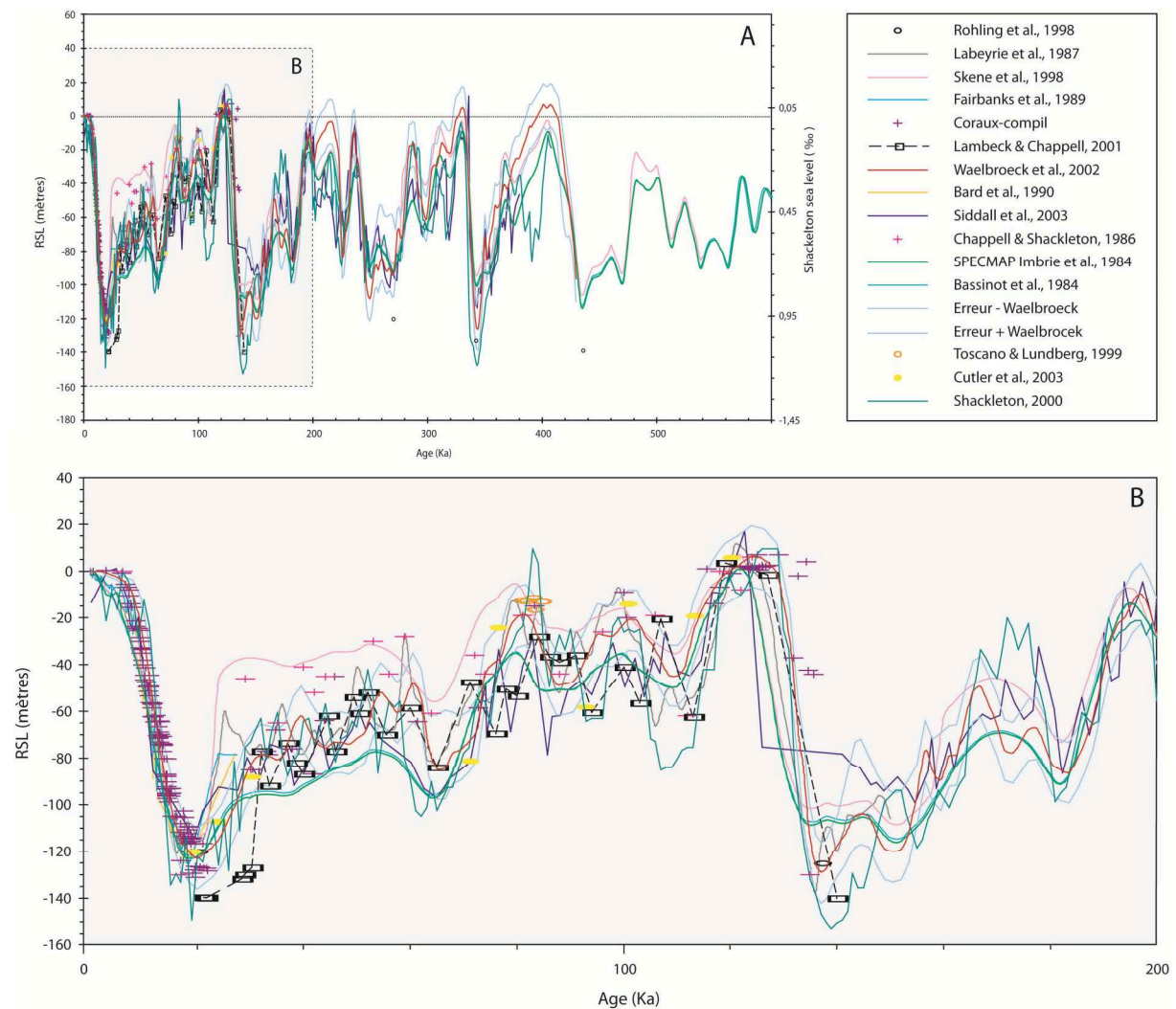


Fig.1.2.3 - Variations du niveau marin à l'échelle du globe (A) durant le Quaternaire, (B) durant les 200000 dernières années (modifié de Rabineau *et al.*, 2006).

Fig.1.2.3 - Sea-level variations (A) during the Quaternary, (B) during the last 200.000 years (modified from Rabineau *et al.*, 2006).

II. 2. 1-a. La « glacio-eustasie »

- De l'extension des glaciers au LGM à leur retrait au début de l'Holocène

Lors de la dernière période glaciaire, plusieurs inlandsis se sont développés aux hautes latitudes, couvrant une surface ayant pu atteindre jusqu'à 30% de la superficie des continents (Ruddiman, 2009 ; Fig.1.2.4). Dans l'hémisphère Nord, les inlandsis se développent au nord du continent Américain et sur le nord-ouest de l'Eurasie. La partie septentrionale du continent nord-Américain est alors couverte de glace depuis l'Alaska et le Groenland au Nord jusqu'au Sud de la région des Grands lacs au Sud. Quatre inlandsis, coalescents, se développent sur cette région : l'inlandsis de la Cordillère couvrant le secteur montagneux des Rocheuses, les inlandsis Innuïtien et Groenlandais au Nord et

l'inlandsis Laurentidien, de loin le plus vaste d'entre eux recouvrant la quasi-totalité du Canada et le nord-est des Etats-unis.



Fig.I.2.4 – Schéma d'extension des Inlandsis dans l'hémisphère Nord à l'époque du dernier maximum glaciaire (Ruddiman, 2009).

Fig.I.2.4 – Outline of the extension of the ice-sheets in the North hemisphere at the time of the LGM (Ruddiman, 2009)

Pour simplifier, le terme « Inlandsis Laurentidien » ou l'abréviation « LIS » (pour « *Laurentide Ice-Sheet* ») est généralement utilisé pour désigner l'ensemble des Inlandsis Nord-américains. L'extension maximale de la glace a lieu au cours du dernier maximum glaciaire (Mix *et al.*, 2001 ; Clark & Mix, 2002 ; Dyke *et al.*, 2002). Le Nord-Ouest de l'Europe était recouvert de deux systèmes glaciaires : une première calotte couvrant la mer de Barents s'étend jusqu'au Svalbard au Nord et une seconde dite « calotte Fennoscandienne » (ou « FIS » pour « *Fennoscandian Ice-Sheet* ») s'établit sur la Scandinavie ainsi que le Nord de la Russie, de l'Allemagne et le Danemark (Fig.I.2.5). Une troisième calotte, de taille réduite, la calotte Britannique (ou « BIIS » pour « *British-Irish Ice-Sheet* »), recouvre les 2/3 nord du Royaume-Uni ainsi que l'Irlande (Bassett *et al.*, 2005 ; Boulton & Hagdorn, 2006 ; Hubbard *et al.*, 2009 ; Clark *et al.*, 2012 ; synthèse dans Böse *et al.*, 2012). Cette dernière est considérée comme ayant été jointive avec la calotte Scandinave jusqu'à 23000 cal. B.P. environ (Fig.I.2.5.A & Fig.I.2.5.B). Les massifs de haute altitude voient quant à eux se développer des calottes plus modestes (Alpes, Islande, Sibérie). Dans l'hémisphère Sud, du fait de l'éloignement des surfaces continentales par rapport au pôle, l'Antarctique est le seul domaine qui ait vu s'établir un inlandsis (Anderson *et al.*, 2002 ; Denton & Hughes, 2002 ; Whitehouse *et al.*, 2012a). Une calotte recouvrait néanmoins la moitié sud de la cordillère des Andes.



Fig.1.2.5.A - Schéma de l'extension des calottes européennes au dernier maximum glaciaire
(source: S.Coutterand, <http://www.glaciers-climat.com>).

Fig.1.2.5.A - Outline of the extension of the ice-sheet over Western Europe at LGM
(source: S.Coutterand, <http://www.glaciers-climat.com>)

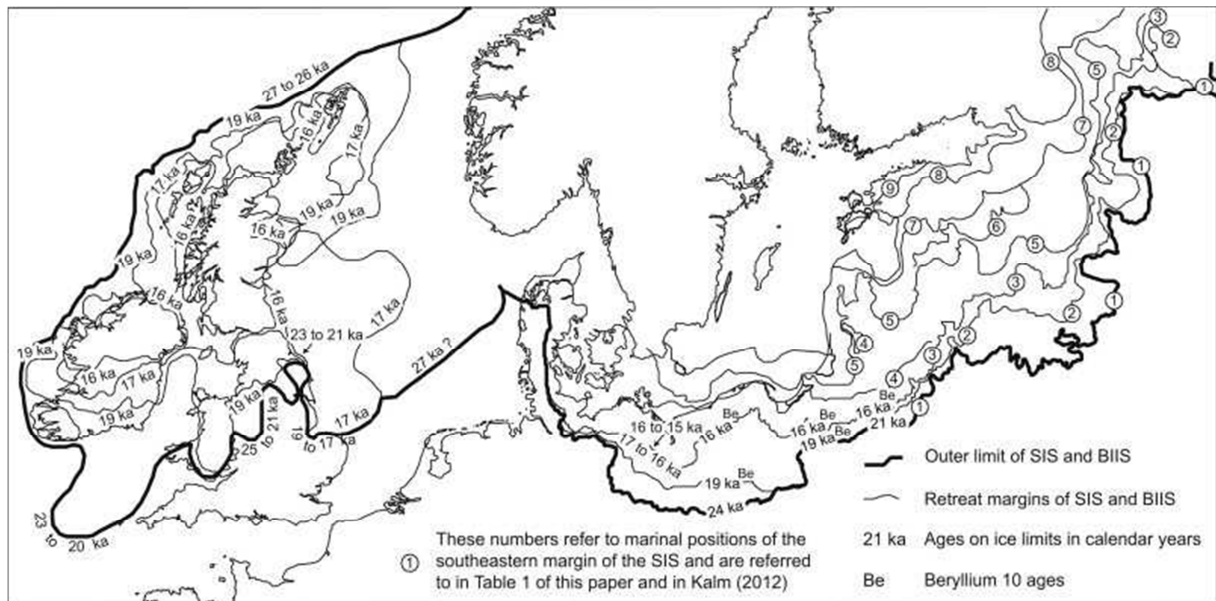


Fig.1.2.5.B - Limite maximum de l'extension des calottes britanniques et fennoscandiennes au dernier maximum glaciaire (Bose *et al.*, 2012). BIIS correspond à la calotte des îles britanniques, SIS à la calotte scandinave (autre appellation de la calotte fennoscandienne).

Fig.1.2.5.B - Outer limits and retreat history of the British and Fennoscandian Ice-Sheets (Bose *et al.*, 2012). BIIS stands for British Isles Ice-Sheet, while SIS refers to the Scandinavian Ice-Sheet (other designation of the Fennoscandian Ice-Sheet).

Les massifs de haute altitude voient quant à eux se développer des calottes plus modestes (Alpes, Islande, Sibérie). Dans l'hémisphère Sud, du fait de l'éloignement des surfaces continentales par rapport au pôle, l'Antarctique est le seul domaine qui ait vu s'établir un inlandsis (Anderson *et al.*, 2002 ;

Denton & Hughes, 2002 ; Whitehouse *et al.*, 2012a). Une calotte recouvrait néanmoins la moitié sud de la cordillère des Andes.

- *Quelle contribution des facteurs « glacio-eustatiques » au niveau marin « eustatique » au début de l'Holocène ? : les Melt-Water Pulses.*

L'évaluation de la contribution des stockages/déstockages d'eau au sein des inlandsis aux changements de la masse d'eau océanique a fait l'objet de travaux visant à (i) mieux contraindre l'extension maximale des calottes durant le LGM et (ii) estimer le volume de glaces formant celles-ci (et ainsi le volume d'eau libéré lors de leurs fontes respectives). Il est généralement accepté que les enregistrements du niveau marin relatif obtenus dans les zones distantes des centres de glaciations (Zones III et IV de Clark *et al.*, 1978) sont les plus aptes à refléter les variations « eustatiques » (Lambeck & Chappell, 2001). Des observations réalisées sur des récifs coralliens, étudiés en différents endroits au sein de ces zones, ont ainsi été considérés comme permettant une bonne approximation du signal « glacio-eustatique » holocène (Lambeck & Chappell, 2001 ; Woodroffe & Horton, 2005) (Fig. I.2.6). La représentativité de ces enregistrements vis-à-vis des changements « eustatiques » du niveau marin holocène repose sur le fait (i) que ces zones étant éloignées des centres de glaciation, elles ne n'ont pas été soumises aux mouvements crustaux verticaux qui ont suivi la disparition des masses glaciaires durant l'Holocène (voir II.2.2) et (ii) que les très faibles marnages observés sur ces sites (de l'ordre de quelques dizaines de centimètres au maximum) ont permis un enregistrement précis de la position du niveau marin.

La première étude de ce type fut menée par Fairbanks en 1989 sur la ceinture de corail de l'archipel de la Barbade. Ce travail permit de reconstituer l'histoire d'un niveau marin considéré alors comme « véritablement eustatique » entre 17100 et 7800 B.P. Il inclut une avancée majeure sur le sujet : en effet, l'enregistrement produit par Fairbanks permit d'observer deux brèves périodes de remontée très rapide du niveau marin (de l'ordre de 40 à 50 mm/an) autour de 14000 et 11300 cal. B.P. environ, ainsi qu'une troisième de moindre ampleur aux alentours de 7600 cal. B.P. Ces épisodes furent baptisés *Melt-water Pulses* (MWP, littéralement, « pulsations d'eau de fonte », voir ci-après). La représentativité « eustatique » de ces résultats fut néanmoins partiellement remise en cause par la suite, du fait notamment de la position géographique du site d'étude (Bard *et al.*, 1996). En effet, l'archipel de La Barbade est situé dans une région tectoniquement très active, en pleine zone de subduction active à la frontière entre la plaque Caraïbe et la plaque sud-Américaine. Ainsi, la courbe de Fairbanks est susceptible d'avoir subi les effets d'une composante tectonique difficile à déterminer. De la même façon, les courbes « eustatiques » obtenues par Chappell & Polach (1991) et Edwards *et al.* (1993) à partir de terrasses coralliennes en Papouasie-Guinée apparaissent comme ayant large-

ment subi l'effet d'une tectonique active liée à une situation en bordure de la plaque Philippine. En 1996, Bard *et al.* publient les résultats d'une étude menée sur les constructions coralliennes du récif frangeant de Tahiti. Contrairement à la Barbade, Tahiti est un atoll situé en domaine intraplaque, qui est affecté par une subsidence à long-terme continue et de très faible ampleur à l'échelle des variations étudiées (estimée à $\approx 0,2$ mm/an). Ce domaine est ainsi présenté par les auteurs comme susceptible de fournir une information plus fiable concernant l'« eustasie » durant l'Holocène (Fig.I.2.6).

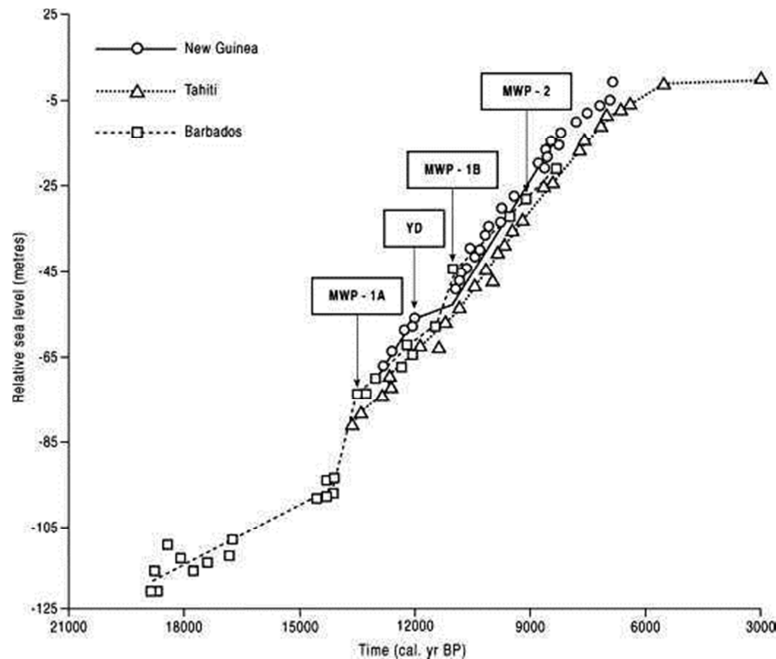


Fig.I.2.6 – Courbes du niveau marin « eustatique » holocène obtenues à partir de récifs coralliens de secteurs éloignés de centres de glaciations (Tahiti, Barbades et Nouvelle-Guinée) (Woodroffe & Horton, 2005). MWP correspond à « Melt Water Pulse » et YD à « Younger Dryas ». Noter que le MWP-2 correspond au MWP-1c de notre texte.

Fig.I.2.6 - « Eustatic » sea-level curves produced from far-field coral reefs (Tahiti, Barbados and New-Guinea) (Woodroffe & Horton, 2005). MWP refers to "Melt-Watrer Pulses" and YD to "Younger Dryas". Note that MWP-2 is also named MWP-1c.

D'une manière générale, on considère que le niveau marin était situé à environ 130 ± 5 m sous le niveau actuel à la fin du dernier maximum glaciaire. La transition Pléistocène - début de l'Holocène se caractérise par la suite par une vitesse générale de remontée eustatique d'environ 10 mm/an, avec deux périodes bien marquée de remontée rapide et continue : entre 16000 et 12500 cal. B.P. et entre 11500 et 8000 cal. B.P. (Fairbanks, 1989 ; Edwards *et al.*, 1993 ; Bard *et al.*, 1996 ; Lambeck & Chappell, 2001) (Fig.I.2.6). Entre ces périodes, une phase d'important refroidissement du climat, le « Younger Dryas », est considérée comme ayant occasionné un ralentissement du rythme de remontée, notamment dans l'hémisphère Nord. Comme exposé précédemment, l'évolution du niveau marin holocène est marquée, au sein de la tendance générale, par des phases où les rythmes de remon-

tée ont été plus soutenus : ce sont les *Melt-Water Pulses (MWP)*, aussi appelés *Catastrophic Rise Events (CRE*, Blanchon and Shaw, 1995). Nous retiendrons la première appellation de MWP, plus largement répandue dans la littérature, car plus imagée au regard des processus qu'elle désigne : en effet, les MWP sont considérés comme étant la traduction « eustatique » de phases intenses de fourniture d'eau à l'océan mondial du fait d'épisodes particulièrement importants de fonte des glaces continentales (les « *pulses* »). Il a été observé que les MWP étaient intimement liés à des épisodes soudains de réchauffement du climat. Si l'amplitude, la datation et la durée respective de ces événements ont fait l'objet de nombreux questionnements, voire de remises en cause (*entre autres* Fairbanks, 1989 ; Blanchon & Shaw, 1995 ; Bard *et al.*, 1996 ; Liu & Milliman, 2004 ; Liu *et al.*, 2004 ; Bird *et al.*, 2007, 2010 ; Bard *et al.*, 2010), la chronologie suivante semble faire globalement l'objet d'un consensus:

- Le MWP-1a caractériserait une remontée eustatique estimée entre 11 et 20 mètres (de -94 à -74 m par rapport à l'actuel) entre 14600 et 14100 cal. B.P. environ. Cet événement ferait suite à l'épisode de réchauffement de Bølling/Allerød aux alentours de 14700 cal. B.P. (Steffensen *et al.*, 2008) – 14600 cal. B.P. (Deschamps *et al.*, 2012).

- Le MWP-1b désignerait une phase de remontée eustatique estimée à une quinzaine de mètres d'amplitude (de -58 à -43 m par rapport à l'actuel) ayant eu lieu entre 11500 et 10700 cal. B.P., sous l'impulsion du réchauffement Préboréal (11700 cal. B.P.). Malgré tout, tel que le soulignent Bard *et al.* (2010), l'absence d'une discontinuité majeure dans les récifs coralliens de Tahiti pour cette période permet de douter de la véracité de cet événement.

Deux autres Melt-Water Pulses sont plus discutés : le MWP-1c autour de 8000 cal. BP et le MWP-1d autour de 7600 cal. B.P. :

- Le MWP-1c désignerait une période de remontée eustatique ayant eu lieu entre 8200 et 7600 cal. B.P. Cet événement serait associé à la phase terminale de la fonte de l'Inlandsis Laurentidien, et à la vidange des lacs pro-glaciaires d'Agassiz et d'Ojibway autour de 8200 cal. BP (Kendall *et al.*, 2008; Törnqvist & Hijma, 2012). Les effets de cet épisode demeurent néanmoins encore relativement peu contraints, notamment du fait des difficultés d'évaluation du volume d'eau douce libéré (Törnqvist & Hijma, 2012). Des travaux récents (Yu *et al.*, 2007) soulignent qu'à cette période, une hausse très rapide du niveau marin relatif est observée aussi bien sur les côtes de la Mer du Nord (Gandouin, 2003 ; Behre, 2007 ; Hijma, 2009 ; Hijma & Cohen, 2010), qu'au Nord du Danemark (Christensen, 1997), dans la mer Baltique, mais aussi dans les Caraïbes (Blanchon *et al.*, 2002) ou dans la mer

Rouge (Siddall *et al.*, 2003). Le MWP-1c aurait provoqué une hausse du niveau marin relatif de -24 à -6 mètres par rapport à l'actuel en approximativement 600 ans, soit à une vitesse de de l'ordre de 30 mm/an.

- Quelques études (Blanchon & Jones, 1995; Blanchon & Shaw, 1995; Liu *et al.*, 2004 ; Yu *et al.*, 2007 ; Bird *et al.*, 2007, 2010) ont suggéré l'existence possible d'un quatrième événement, le MWP-1d. Celui-ci aurait causé une hausse eustatique d'environ 5 mètres en quelques centaines d'années entre approximativement 7400 et 7000 cal. B.P. mais sa réalité soulève encore de nombreux doutes. En effet, n'ayant pas été observé dans certaines régions du globe (comme par exemple à Tahiti, Bard *et al.*, 1996), la représentativité de cet événement à l'échelle de l'eustasie mondial pose question (Bird *et al.*, 2010).

En ce qui concerne les apports d'eau induits par la fonte du pergélisol (considéré comme ayant couvert environ 25% des surfaces continentales mondiales au LGM, en s'étendant jusqu'à environ 44°N à basse altitude) durant l'Holocène, ceux-ci demeurent très mal connus et peu étudiés. Néanmoins, les effets d'une telle fonte seraient négligeables au regard des apports liés à la fonte des inlandsis : les estimations de la superficie du pergélisol continu et discontinu permettent d'estimer la hausse du niveau marin « eustatique » induit par la fonte de cette formation durant l'Holocène entre 25 cm et 1m (Van Vliet-Lanoë, *comm. pers.*).

En résumé, l'histoire « eustatique » du début de l'Holocène fait encore l'objet de débats, concernant notamment les relations complexes entre la fonte des Inlandsis, la modification de la structure thermique des océans et des changements brutaux du climat ayant existé à cette période (Törnqvist *et al.*, 2012). En ce qui concerne la fin de l'Holocène, la grande majorité des études s'accordent sur un net ralentissement du rythme de remontée du niveau marin « eustatique » après 7000 cal. B.P. (Lambeck & Chappell, 2001), période considérée comme correspondant à la phase finale du retrait de l'inlandsis Laurentidien (Carlson *et al.*, 2007) (Fig.1.2.7). Les apports d'eau sont considérés comme étant largement réduits à partir de cette période, et uniquement liés à des épisodes de « déglaciations mineures » (Fleming *et al.*, 1998) en provenance de l'Antarctique et/ou du recul des glaciers de montagne. D'une manière générale, les différentes évolutions du niveau marin relatif entre les différentes régions du monde sont alors considérées comme étant majoritairement déterminées par les différences entre les mouvements verticaux continentaux dans les différentes régions, notamment sous l'effet des ajustements isostatiques (voir II.2.2).

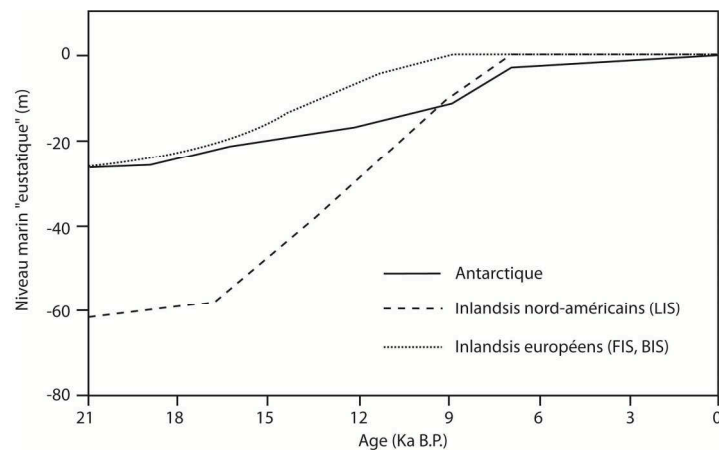


Fig.I.2.7 – Evolution des contributions relatives des apports d’eau issus de la fonte des grands inlandsis à la remontée eustatique du niveau marin Holocène (modifié de Fleming *et al.*, 1998)

Fig.I.2.7- Evolution of the relative contributions of the major inlandsis melt-waters to the holocene eustatic sea-level rise (modified from Fleming *et al.*, 1998)

II. 2. 1-b. La « thermo-eustasie » ou effet stérique

La « thermo-eustasie » ou effet stérique désigne les processus d’expansion/contraction des masses d’eau océaniques sous l’effet conjugué des changements de température et, dans une moindre mesure, de salinité. Ces effets sont donc largement variables selon les régions, car étroitement dépendants de la distribution de la chaleur au sein des océans. Comme le rappellent Pirazzoli & Pluet (1991), les modifications stériques provoquent des modifications du volume des eaux océaniques, paramètre *a priori* indépendant de la masse de celles-ci. Les effets stériques sont considérés comme pouvant avoir des effets importants (d’amplitude métrique) lorsque considérés sur plusieurs dizaines à centaines d’années. Relativement bien cernés pour l’évolution du niveau marin récent, du dernier millénaire jusqu’aux évolutions actuelles (Cazenave *et al.*, 2008 ; Cazenave & Llovel, 2010 ; Llovel *et al.*, 2011 ; Stammer *et al.*, 2013), ces effets demeurent plus difficiles à évaluer pour les périodes plus anciennes de l’Holocène, du fait de la connaissance encore imparfaite du fonctionnement climatique et des températures (notamment océaniques) ayant régné aux périodes les plus anciennes.

II. 2. 2. Les mouvements verticaux dus à la redistribution des masses à la surface et à l’intérieur de la Terre

La croûte et la lithosphère terrestre (pellicule superficielle de la Terre de 50 à 150 km d’épaisseur environ) sont sujettes à déformation lorsqu’elles sont soumises à une surcharge par une masse importante, telle celle d’un inlandsis ou d’un océan. Lors de la disparition ou du déplacement

de cette masse, la surface de la Terre se réajuste progressivement jusqu'à retrouver un état d'équilibre au-dessus du manteau plastique. Ce processus, nommé « réajustement isostatique », peut s'exercer sous plusieurs formes : la « glacio-isostasie » résulte du rééquilibrage induit par l'ajout ou la suppression de masses d'origine glaciaire (inlandsis par exemple), l'« hydro-isostasie » désigne les effets de charge par une masse d'eau de grande ampleur (les océans dans notre cas), tandis que la « sédimento-isostasie » résulte du dépôt ou de l'érosion d'une masse importante de sédiments. D'une manière générale, l'ampleur et la durée des phénomènes isostatiques sont caractérisés, d'une part, par les propriétés physiques de la contrainte (masse de la surcharge) par celles de la plaque surchargée (épaisseur et élasticité de la croûte terrestre), par la viscosité du manteau et, d'autre part, par la durée d'application et de retrait de la charge. On doit noter que le manteau étant visqueux (c.-à-d. que sa déformation pour une contrainte donnée dépend du temps d'application – ou de relâchement – de cette contrainte), les réajustements isostatiques se poursuivent longtemps après la fin du processus qui les a provoqués : ainsi, on considère que si la fonte des inlandsis du nord de l'Europe était achevée avant 10000 B.P., le réajustement isostatique qui en a été la conséquence est encore en cours de nos jours.

Durant l'Holocène, ces processus ont agi du fait de la fonte des inlandsis et du transfert de masse vers les océans : causes des mouvements verticaux différenciés en fonction des régions, ils peuvent être considérés comme les « responsables » des évolutions différentes du niveau marin relatif en différents points du globe.

II. 2. 2-a. La « Glacio-isostasie »

La fonte des masses glaciaires a occasionné des phénomènes de rééquilibrage de la croûte terrestre (on parle de réajustement isostatique, ou GIA pour « *Glacio Isostatic Adjustment* » dans la littérature anglo-saxonne), non seulement dans les zones soumises directement aux masses glaciaires, mais aussi dans les zones situées en périphérie de celles-ci ainsi que dans les zones plus lointaines. En effet, depuis le début de la fonte et tout au long de l'Holocène, les zones autrefois situées sous les calottes connaissent une surrection du fait de la disparition des surcharges glaciaires (phénomène de « rebond glacio-isostatique ») (Fig.1.2.8). Au contraire, dans les zones autrefois situées en bordure des inlandsis, la tendance a en générale été à la subsidence durant l'Holocène. Ce phénomène s'explique par le dégonflement du bourrelet pro-glaciaire périphérique (« *proglacial forebulge* » ou « *forebulge* »), protubérance convexe issue (i) de la flexure de la lithosphère et (ii) du déplacement de matériel visqueux du manteau terrestre depuis le centre vers les périphéries des régions englacées (Fig.1.2.8). La fonte des inlandsis a ainsi été accompagnée par l'apport de matériau mantellique venant compenser la remontée de la croûte, suite à la disparition de la surcharge (Dou-

glas & Peltier, 2002). Ces processus, d'ampleur pluri-métrique sur l'Holocène, sont encore en cours de nos jours, et sont cruciaux pour la détermination de l'évolution future du niveau marin relatif dans les différentes régions du globe.

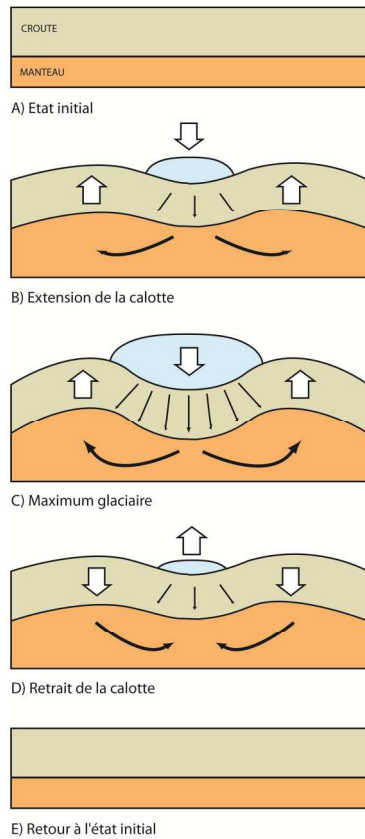


Fig.1.2.8 - Schéma des étapes successives du processus glacio-isostatique : ajout de masse sur la lithosphère et redistribution de matériel dans le manteau. Le bleu représente une calotte glaciaire. Le vert représente la croûte terrestre tandis que la couleur orange représente le manteau.

Fig.1.2.8 - Outline of the successive steps of the glacio-isostatic process: loading of the lithosphere and material redistribution in the mantle. The blue indicates the ice-sheet. The green represents the crust and the orange represents the mantle.

D'une manière générale, à l'échelle du globe, trois grands types d'évolution peuvent être observées (Fig.1.2.9):

- Dans les régions autrefois situées directement sous la charge glaciaire (régions dites en « champ proche » ou « *near-field sites*»), la remontée eustatique est le plus souvent d'amplitude inférieure à celle de la surrection du bâti géologique, celle-ci ayant pu atteindre 50-100 mm/an dans certaines régions (Pirazzoli, 1996). Il en résulte une émergence des côtes (toujours active par endroits, en Scandinavie par exemple, à des vitesses de l'ordre de 4 mm/an dans la région d'Helsinki, de 8 à 9 mm/an dans le golfe de Botnie ; Miettinen *et al.*, 2007) et donc une baisse du niveau marin relatif (Fig.1.2.9.A).

- Les zones situées en périphérie des zones englacées (zones dites intermédiaires ou « *intermediate field sites* », située jusqu'à quelques centaines de kilomètres des centres des glaciations) sont le plus souvent concernées par une subsidence du bâti géologique causé par le dégonflement du

bourrelet périphérique des inlandsis. Cette évolution, conjuguée avec la remontée eustatique, renforce la montée du niveau marin relatif (Fig.I.2.9.B) et favorise la submersion de ces régions (voir entre autres les synthèse de Vink *et al.*, 2007 pour le Nord-est de l'Europe et Engelhart *et al.*, 2012 pour la côte Nord-Est des Etats-unis).

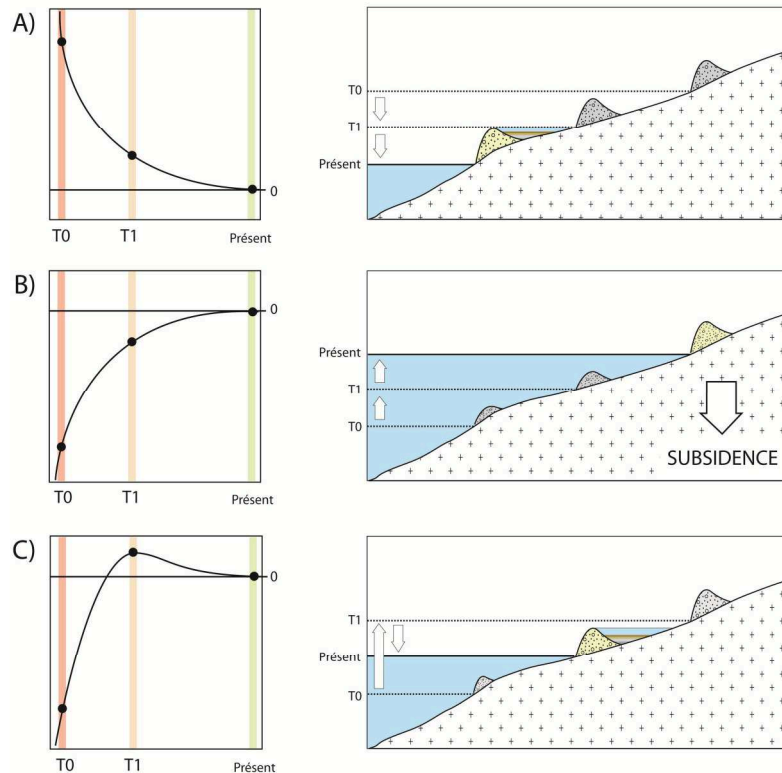


Fig.I.2.9 - Schéma montrant les mouvements verticaux holocènes des zones (A) englacées au LGM, (B) situées en périphérie des calottes et (C) des zones en « champ lointain », et les évolutions typiques du niveau marin relatif associées.

Fig.I.2.9 - Outline of the vertical movements of the zones (A) having known direct glaciation during the LGM, (B) situated at the periphery of the ice-sheets and (C) in “far-field” sectors, during the Holocene and related typical RSL evolutions.

- Les zones les plus éloignées des centres de glaciations, dites en « champ lointain » (basses latitudes par exemple, souvent désignées par le terme « far-field sites »), ne sont pas directement concernées directement par les mouvements crustaux d'origine glaciaire (rebond isostatique ou subsidence du bourrelet). L'histoire du niveau marin relatif dans ces régions est ainsi *a priori* très largement dominée par la remontée eustatique (ce qui permet, comme nous l'avons vu précédemment d'obtenir des enregistrements du niveau marin relatif s'approchant du signal eustatique). Néanmoins, l'évolution du niveau marin relatif de ces régions est le plus souvent caractérisée par un niveau supérieur de plusieurs mètres à l'actuel autour de 5000 BP (« Mid-Holocene Highstand »), suivi ensuite d'une baisse du niveau marin relatif (Bezzera *et al.*, 2003, Woodroffe & Horton, 2005 ; Angu-

lo *et al.*, 2006, Schellmann *et al.*, 2010) (Fig.I.2.9. C). L'explication d'une telle évolution est à chercher dans les phénomènes de redistribution des masses d'eau à l'échelle du globe (voir ci-dessous).

II. 2. 2-b. Les phénomènes de redistribution des masses d'eau : l'« Ocean syphoning »

Comme nous l'avons vu précédemment, le dégonflement des bourrelets pro-glaciaires suite à la fonte des masses glaciaire s'est accompagné de mouvements de subsidence de la croûte terrestre dans les régions proches des inlandsis, mais non-couvertes par la glace. Aux endroits où le domaine océanique était concerné par ce bourrelet, la création d'espace par la subsidence est à l'origine d'un appel d'eau (Fig.I.2.10). Ce phénomène est considéré comme étant à l'origine de la migration de masses d'eau depuis les régions équatoriales, phénomène dénommé « Ocean syphoning » (Mitrovica & Peltier, 1991; Mitrovica & Milne, 2002). C'est ce processus qui, suite à l'arrêt d'ajout d'eau de fonte dans l'océan vers la mi-Holocène (aux alentours de 5000 B.P.), serait à l'origine de la baisse du niveau marin relatif observé dans les régions équatoriales (Mitrovica & Milne, 2002).

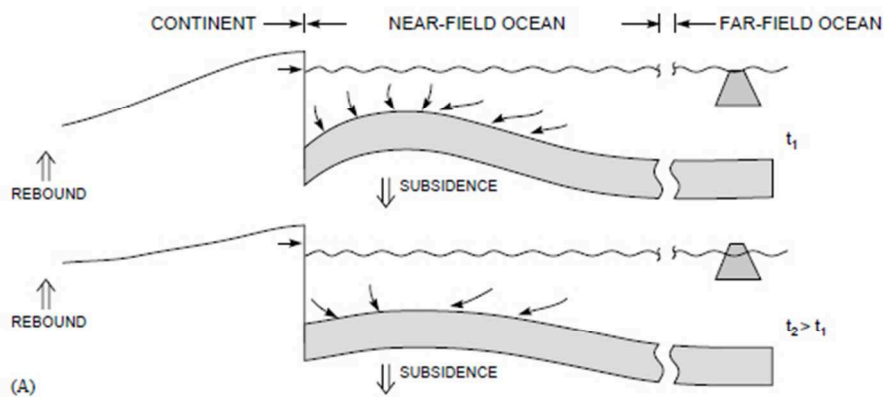


Fig.I.2.10 – Schéma décrivant le processus d' « Ocean syphoning » : redistribution des masses d'eau depuis les zones équatoriales vers les zones de *forebulge* suite au dégonflement de ces derniers (Mitrovica & Milne, 2002).

Fig.I.2.10 – Outline of the Ocean syphoning process: redistribution of the water from equatorial zones to forebulge zones following the collapse of the forebulges (Mitrovica & Milne, 2002).

II. 2. 2-c. « Hydro-isostasie » et « continental levering »

Lors de la remontée eustatique post-glaciaire, l'ajout de masses d'eau a provoqué une charge supplémentaire sur les bassins océaniques, particulièrement marquée au niveau des plates-formes continentales (Fig.I.2.11). En réponse, les zones continentales adjacentes ont pu connaître un léger soulèvement/bombement, nommé « *continental levering* » (Fig.I.2.11) du fait (i) de la flexure de la lithosphère et (ii) d'un éventuel déplacement de matériel mantellique, induits par la subsidence de la

plate-forme continentale sous l'effet de la surcharge (Clark *et al.*, 1978 ; Mitrovica & Peltier, 1991; Mitrovica & Milne, 2002).

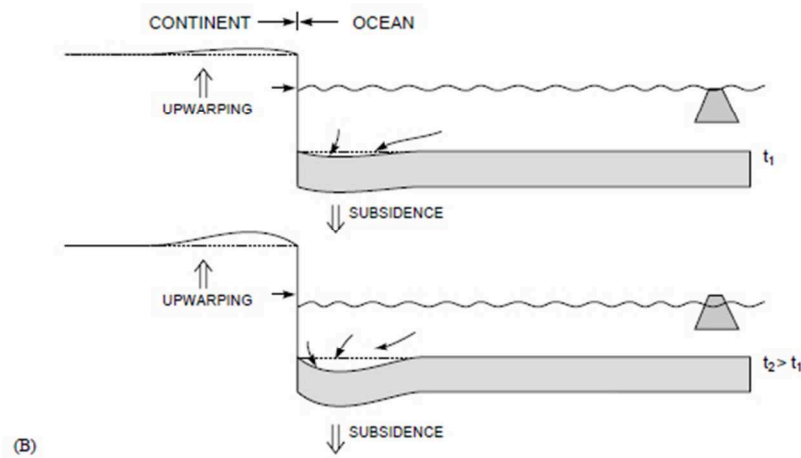


Fig.I.2.11 – Schéma décrivant le processus de « Continental levering » : baisse du niveau marin dans les zones équatoriales du fait de l'appel d'eau causé par le dégonflement du bourrelet pro-glaciaire, exhaussement des continents sous l'effet de la charge de l'ajout d'eau sur la plate-forme continentale (Mitrovica & Milne, 2002).

Fig.I.2.11 – Outline of the « Continental levering » process: drop of the relative sea-level within the equatorial basins due to water flows towards the collapsing forebulges, and upwarping of the continents following the water-loading of the continental crust (Mitrovica & Milne, 2002)

II. 2. 2-d. La « sédimento-isostasie »

La charge causée par la masse sédimentaire peut être à l'origine de mouvements de subsidence et de flexure de la croûte terrestre. Ce phénomène est néanmoins surtout localisé dans les secteurs ayant connu une très forte sédimentation durant l'Holocène, tels les deltas des fleuves continentaux, et demeure d'ampleur relativement limitée (estimé par exemple à $1,05 \pm 0,5$ m durant les 7000 dernières années pour le delta du Mississippi, Yu *et al.*, 2012). Dans la majorité des autres secteurs, les effets de ce processus peuvent souvent être considérés comme négligeables.

II. 2. 3. Les modèles géophysiques ou modèles de réajustement glacio-isostatiques: principes et apports dans la reconstitution du niveau marin relatif

L'évaluation et la prise en compte des effets des réajustements isostatiques sur les comportements verticaux des différentes régions du globe sont étroitement reliées à plusieurs paramètres: (i) l'importance des masses glaciaires, déterminée par la structure et l'extension des inlandsis et glaciers, (ii) l'historique de la fonte de ces derniers, déterminant d'une part les apports d'eau douce aux océans mais aussi la redistribution des masses à l'intérieur de la Terre. Depuis les années 1970 (Walcott, 1972 ; Peltier, 1974, 1976 ; Farrell & Clark, 1976; Peltier *et al.*, 1978), des modèles géophysiques

ont été développés afin de déterminer la déformation d'une plaque élastique reposant sur un manteau viscoélastique en réaction à une surcharge à sa surface (et inversement, suite au retrait de celle-ci). Ces modèles (sus-cités et Nakada & Lambeck, 1987 ; Lambeck & Nakada, 1990 ; Tushingham & Peltier, 1991 ; Milne & Mitrovica, 1996 ; Peltier, 1998 ; Kaufmann & Lambeck, 2002 ; Lambeck *et al.*, 2002 ; Mitrovica & Milne, 2002 ; Bassett *et al.*, 2005 ; Bradley *et al.*, 2008, 2011, Kuchar *et al.*, 2012) ont de multiples applications, permettant de mieux contraindre (i) les caractéristiques de la Terre interne (épaisseur de la croûte, viscosité du manteau), (ii) la position et l'extension des glaciers au dernier maximum glaciaire, (iii) l'importance des masses d'eau libérées lors de la fonte de ces derniers ainsi que (iv) la chronologie et l'ampleur des dynamiques isostatiques.

Dans le cadre des reconstitutions de l'évolution du niveau marin relatif, les apports de ce type de modèles sont doubles. D'une part, ils peuvent permettre, en première approximation, de prédire quelle a pu être l'évolution du niveau marin holocène dans les régions où aucune donnée d'observation n'est disponible. D'autre part, et c'est ce qui nous intéresse particulièrement dans le cadre de cette étude, les modèles de réajustement glacio-isostatique sont intéressants en ce sens qu'ils produisent des scénarios d'évolution séparant le signal eustatique des mouvements isostatiques. Les résultats peuvent dès lors être utilisés pour déconvoluer les influences des différents mécanismes ayant produit le signal « niveau marin relatif ».

En général, les modèles d'ajustement glacio-isostatiques utilisent trois paramètres principaux en entrée : un modèle de glaciation à l'échelle mondiale pour le dernier maximum glaciaire (Clark & Mix, 2002), un modèle physique de déformation de la Terre solide en réponse à la redistribution des masses à sa surface suite à la fonte des glaces et un modèle de variation du niveau marin eustatique. Afin d'être de mieux en mieux contraints, ces modèles doivent être sans cesse confrontés, selon une approche itérative, avec les données de niveau marins relatif obtenues sur le terrain. Dans cette approche itérative, les paramètres rhéologiques de la croûte, de la lithosphère et du manteau sont ajustés jusqu'à ce que les résultats du modèle correspondent au mieux aux observations de terrain. La représentativité de ce type de modèle, et donc leur pertinence pour une utilisation au sein des sciences d'observation, repose ainsi sur un aller-retour entre les différents domaines de recherche.

Nous reviendrons plus en détail sur les principes de fonctionnement des modèles de réajustement isostatique ainsi que sur les différences entre certains des modèles existants dans la suite ce travail (Cf. Chapitre 7). Ceux-ci seront confrontés aux données de niveau marin relatif obtenues pour le Finistère.

II.3. Les processus à « court terme »

Par processus « à court terme » nous désignerons tous les processus pouvant être responsables de changements du niveau marin sur des échelles de temps très courtes, de quelques heures à quelques jours. Si ces processus n'ont généralement pas de répercussions sur les tendances centennales à millénaires du niveau marin sur lesquelles nous travaillons, il est toutefois nécessaire de tenir compte des effets qu'ils ont pu avoir sur les enregistrements sédimentaires à la côte. En effet, tel que le soulignent Pirazzoli & Pluet (1991), ils peuvent mener à des interprétations sédimentologiques incorrectes, faussant ainsi les reconstitutions du niveau marin relatif.

II. 3. 1. Les mouvements verticaux rapides

Des mouvements verticaux rapides, pouvant être considérés comme instantanés à l'échelle des temps géologiques, peuvent être à l'origine de variations du niveau marin relatif. A l'échelle de l'Holocène, ceux-ci s'expriment le plus souvent par des mouvements de tectonique cassante, notamment dans les zones ayant connu une sismicité active (Morhange *et al.*, 1999 ; Vella & Provansal, 2000 ; Morhange, 2001 ; Morhange *et al.*, 2006 ; Witter *et al.*, 2003 ; Zong *et al.*, 2003). En règle générale, ces mouvements agissent sur un temps très court (quasi-instantané à quelques jours) et se matérialisent par des sauts dans les courbes de reconstitution du niveau marin relatif d'ampleurs pluri-décimétriques à pluri-métriques (Pirazzoli, 1996 ; Hamilton & Shennan, 2005 ; Morhange *et al.*, 2006 ; Witter *et al.*, 2003).

II. 3. 2. Phénomènes atmosphériques et modifications à la surface des océans

A très court terme, les conditions atmosphériques peuvent être responsables de fluctuations du niveau de la mer de plusieurs mètres sous l'effet des variations de pression barométrique, de température, de salinité. Leurs effets sont néanmoins difficilement discernables aux échelles de temps auxquelles nous travaillons. Les événements météo-marins exceptionnels, tels que les tempêtes ou les cyclones peuvent, par contre, avoir des effets morpho-sédimentaires importants qu'il convient de considérer : afflux ou retrait pluri-métrique d'eau à la côte (marées de tempête ou « *storm-surges* »), impact morphogénique des vagues sur les séquences sédimentaires, remobilisations des stocks sédimentaires d'avant-côte, hausse des précipitations et apports sédimentaires fluviaux accrus. L'ensemble de ces processus peuvent être à l'origine de modifications profondes de la morphologie côtière et sur les enregistrements stratigraphiques, pouvant parfois être interprétées à tort comme des changements de niveau marin relatifs dans les enregistrements fossiles.

CHAPITRE 2 : Enregistrement et restitution du niveau marin relatif dans les séquences sédimentaires holocènes

I . Enregistrement des changements du niveau marin dans les séquences sédimentaires des littoraux d'inondation

Durant l'Holocène, comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, à variations eustatiques globales égales, les différentes régions du globe ont connu des évolutions différentes du niveau marin relatif en fonction (i) de leurs mouvements verticaux respectifs et (ii) de leurs contextes morpho-sédimentaires. Comme nous l'avons vu précédemment également, certaines régions du monde ont connu une baisse du niveau marin relatif sous l'effet d'un soulèvement de la lithosphère, lié au rebond glacio-isostatique. Dans ces régions, la reconstitution de l'évolution du niveau marin relatif s'effectue généralement par l'étude des corps sédimentaires reliques aujourd'hui exondés (plages soulevées par exemple) suite au retrait de la mer. Au contraire, les régions subsidentes ont connu une hausse du niveau marin se caractérisant par une inondation progressive des zones côtières, comme cela a été le cas de notre secteur d'étude. Dans ce chapitre, nous nous intéresserons aux répercussions qu'a pu avoir la hausse du niveau marin holocène sur les littoraux meubles de submersion, et à la façon dont celle-ci a été enregistrée dans les séquences sédimentaires. Au sein des séquences sédimentaires, l'enregistrement des variations du niveau marin relatif se traduit par des successions verticales de faciès. A évolution du niveau marin égale, ces successions ne seront pas les mêmes dans différents environnements de sédimentation (domaine estuarien, domaine lagunaire, domaine d'arrière-barrière, baie ouverte).

Dans un premier temps, nous examinerons les principes généraux de l'agencement des corps sédimentaires en fonction des variations du niveau marin. Nous verrons ensuite en quoi ces principes peuvent être transférés à l'étude des séquences sédimentaires holocènes types rencontrées sur les littoraux meubles d'inondation de la zone tempérée. Les systèmes lagunaires/d'arrière-barrière et les environnements de marais maritimes seront examinés plus en détail, ceux-ci constituant la quasi-totalité de nos sites d'étude.

I.1. Notions de stratigraphies à l'échelle de la remontée du niveau marin holocène

I. 1. 1. « Transgressions » et « régressions »

Initialement, les termes «transgression» et «régression» désignent les migrations horizontales du trait de côte : « transgression » pour une migration du trait de côte vers l'intérieur des terres, « régression » pour une migration du trait de côte vers la mer (Curry, 1964 ; Jardine, 1975). Ces

processus sont étudiés pour leur cyclicité au cours des temps géologiques. A ces échelles de temps, l'ampleur pluri-décamétrique des variations du niveau marin font que ces dernières peuvent-être considérées comme le principal déterminant des successions stratigraphiques. Ainsi, les termes « transgression » et « régression » ont petit à petit, en géologie et en stratigraphie, pris le sens de hausse et de baisse du niveau marin, respectivement.

L'utilisation de ces termes n'a pas été sans poser de problèmes et a fait l'objet de nombreux débats dans le domaine de la recherche sur le niveau marin holocène, notamment au début des années 1980 (Baeteman, 1981; Shennan, 1982 ; Tooley, 1982 ; Shennan *et al.*, 1983, Shennan, 1986). En effet, suivant l'échelle de temps à laquelle on travaille, il est indispensable de considérer que les successions stratigraphiques ne sont pas seulement le fait de l'évolution du niveau marin, mais résultent également de nombreux facteurs locaux. Comme ont pu le souligner Shennan (1982) et Tooley (1982), les différents sens attribués aux termes « transgression » et « régression » ont produit une confusion rendant difficiles les comparaisons entre les différents travaux de reconstitution du niveau marin. Suivant les recommandations de ces auteurs, nous utiliserons les termes « transgression » et « régression » dans leurs acceptions originales, à des fins de description stratigraphique : en un point donné, une « transgression » correspond à un renforcement des influences marines et/ou recul du trait de côte, tandis qu'une « régression » correspond à une baisse des influences marines et/ou avancée du trait de côte. Ces termes ne seront pas utilisés pour désigner des variations relatives du niveau marin (Vail *et al.*, 1977 ; Shennan, 1982 ; Tooley, 1982). Pour désigner les variations du niveau marin, on leur préférera les termes de « hausse du niveau marin relatif » et « baisse du niveau marin relatif ». Dans les descriptions stratigraphiques l'ajout des termes « *onlap* » et « *offlap* » contribuera à éviter la confusion : ainsi, on désignera par « *transgressive onlap* » ou « *onlap* » une succession stratigraphique dans laquelle l'influence marine est croissante, et par « *regressive offlap* » ou « *offlap* » une succession stratigraphique de plus en plus continentale.

I. 1. 2. Éléments de stratigraphie séquentielle

La réponse d'un système sédimentaire aux variations du niveau marin relatif est dépendante de la conjonction entre l'« espace d'accommodation » (l'espace total disponible entre le fond marin et la surface de l'océan ou espace disponible pour la sédimentation, *EDS*) et les apports sédimentaires (Fig.II.1.1). Toutes choses égales par ailleurs, en présence d'un stock sédimentaire fixe, l'hypothèse la plus simple consistera à considérer (i) qu'une hausse du niveau marin entraîne une extension de l'espace d'accommodation et un recul du trait de côte (et donc une transgression ; Fig.II.1.2-1) et (ii) qu'une baisse du niveau marin entraîne une réduction de l'espace d'accommodation et une avancée du trait de côte (et donc une régression ; Fig.II.1.2-2).

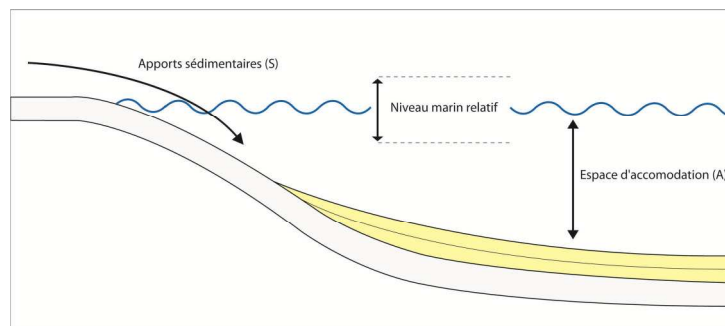


Fig.II.1.1 - Illustration du concept d'espace d'accommodation.

Fig.II.1.1 – Illustration of the “accommodation space” concept. (A) refers to the accommodation space; (S) refers to the sedimentary inputs.

Cependant, au cours d'une période donnée, le stock sédimentaire ne demeure pas inchangé et le comportement du système sédimentaire est en fait lié au rapport entre espace d'accommodation et le volume des apports en sédiment (rapport A/S, A étant l'espace d'accommodation et S le volume de sédiments disponibles). Ainsi, une hausse du niveau marin ne se traduira pas nécessairement par un retrait du trait de côte, de la même façon qu'une baisse ne sera pas forcément accompagnée d'une progradation (Bungenstock & Schäfer, 2009). Deux cas extrêmes illustrent bien ce mécanisme (Fig.II.1.2) : une progradation du trait de côte est tout à fait envisageable en contexte de hausse du niveau marin si l'apport sédimentaire dépasse l'espace d'accommodation créé par cette hausse (faible rapport A/S). Imaginons maintenant qu'au cours d'une période, une baisse du niveau marin s'effectue alors qu'une importante masse sédimentaire est exportée hors du système, dans un contexte érosif accru par exemple. L'espace d'accommodation pourra alors être supérieur au volume de sédiment disponible pour le combler, aboutissant de fait à un relèvement apparent du niveau marin dans l'enregistrement sédimentaire.

L'agencement général des dépôts au sein d'une séquence sédimentaire, au cours d'un cycle de variation du niveau marin, peut-être décrite depuis l'échelle du bassin océanique jusqu'à l'échelle des corps sédimentaires côtiers par les principes de la stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1977 ; Bungenstock & Schäfer, 2009). Ce modèle conceptuel s'articule autour d'un principe établissant que les grandes phases de variation du niveau marin sont matérialisées, au sein des séquences sédimentaires, par la mise en place de « cortèges de dépôt » (ou « *system tracts* », Posamentier & Vail, 1988). Chaque « *system tract* » est constitué de « l'ensemble des couches sédimentaires s'étant déposé au sein d'un bassin durant un épisode particulier de modification de la ligne de rivage » (Catuneanu, 2006). L'avantage de la stratigraphie séquentielle est qu'elle permet de décrire, d'une manière globale, les évolutions sédimentaires ayant eu lieu simultanément au sein d'un même bassin

sédimentaire, en s'affranchissant des irrégularités de faciès pouvant intervenir latéralement (Catu-
neanu, 2006).

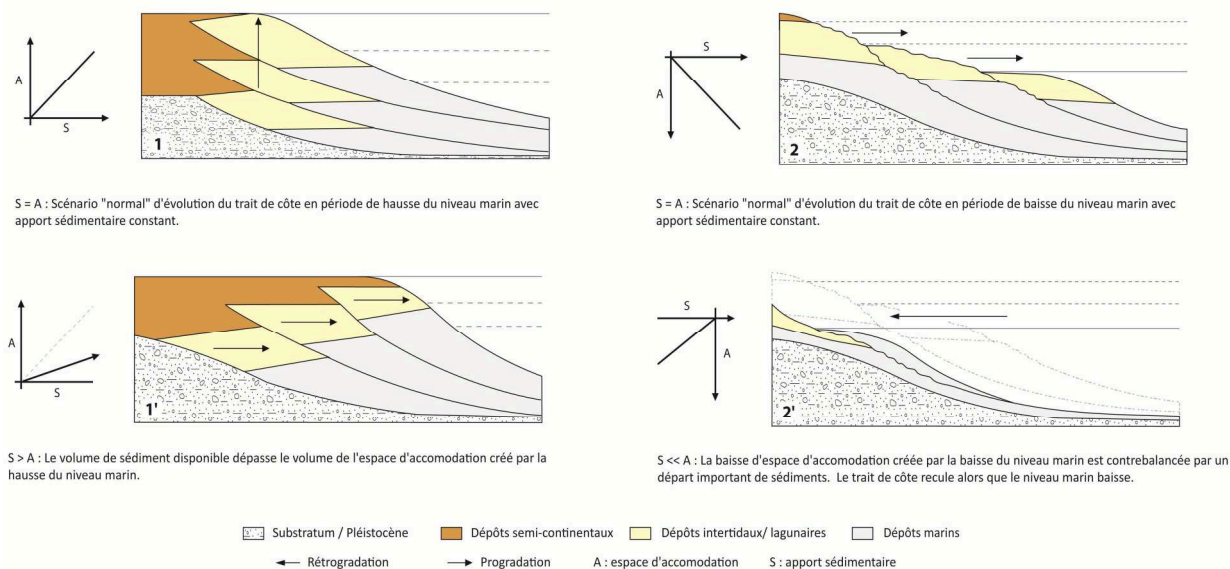


Fig.II.1.2 - Illustration des relations entre espace d'accommodation et apports sédimentaires, évolution du niveau marin et déplacement du trait de côte dans les zones côtières (d'après Bungenstock & Schäfer, 2009).

Fig.II.1.2 – Illustration of the relations between accommodation space, sedimentary inputs, relative sea-level changes and migration of the shoreline (partially after Bungenstock & Schäfer, 2009). A refers to the accommodation space; S stands for the sedimentary inputs. Scenarii (1) and (2) refer to the "normal" situations of relative sea-level rise and drop with constant sedimentary input. Scenario 1 illustrates a "forced regression" where the sedimentary input largely exceeds the accommodation space created by the sea level rise and scenario 2 illustrates the case where a large sedimentary export causes a landward shoreline migration despite a drop in RSL.

Au cours d'une période de bas niveau marin, le niveau de base s'abaisse et un cortège sédimentaire dit de « bas-niveau » (LST pour « *Lowstand System Tract* ») est déposé (FIG.II.1.3). Lors de la remontée, deux phases de sédimentation sont généralement considérées. La première phase accompagne la remontée rapide du niveau marin, et dépose un cortège dit « transgressif » (TST pour « *Transgressive System Tract* ») au-dessus du cortège de bas-niveau (Fig.II.1.3). La base de cette surface est considérée comme pouvant se matérialiser par une surface dite de transgression (TS pour « *Transgressive Surface* », Posamentier & Vail, 1988), souvent difficilement observable exceptée lorsque l'action des vagues ou des courants de marée a induit des processus de ravinement ou de « troncature » (WRS pour « *Wave-Ravinement Surface* » ou TRS pour « *Tidal-Ravinement Surface* », Allen & Posamentier, 1993). Le toit du TST se matérialise généralement par une surface dite d'inondation maximum (MFS pour « *Maximum Flooding Surface* » ; Posamentier *et al.*, 1988) marquant le retour à des conditions régressives. Par la suite, en réponse à la baisse du rythme de remontée du niveau marin, un troisième cortège dit de « haut-niveau » (HST, « *Highstand System Tract* ») se met en place, du fait d'une faible création d'espace d'accommodation et d'une forte disponibilité

en sédiment (Fig.II.1.3). Plusieurs systèmes de ce type peuvent être superposés les uns au-dessus des autres, matérialisant des cycles d'évolution de hausse et de baisse du niveau marin. Selon les périodes de temps qu'elles concernent, ces successions stratigraphiques sont classées en « ordres » : les séquences les plus longues (dites de 1^{er} ordre) correspondent aux cycles stratigraphiques de durées supérieures à 50Ma, liés à des variations eustatiques d'origines tectoniques, les séquences les plus courtes (hautes résolution, du 6^{ème} ordre au 9^{ème} ordre) correspondent à des cycles eustatiques

d'origine climatique de périodes courtes (de 40000 ans à la centaine d'années, respectivement). Au sein d'une séquence de dépôt, les niveaux s'étant mis en place selon une même dynamique (dynamique régressive par exemple) peuvent être rassemblés en « paraséquences ».

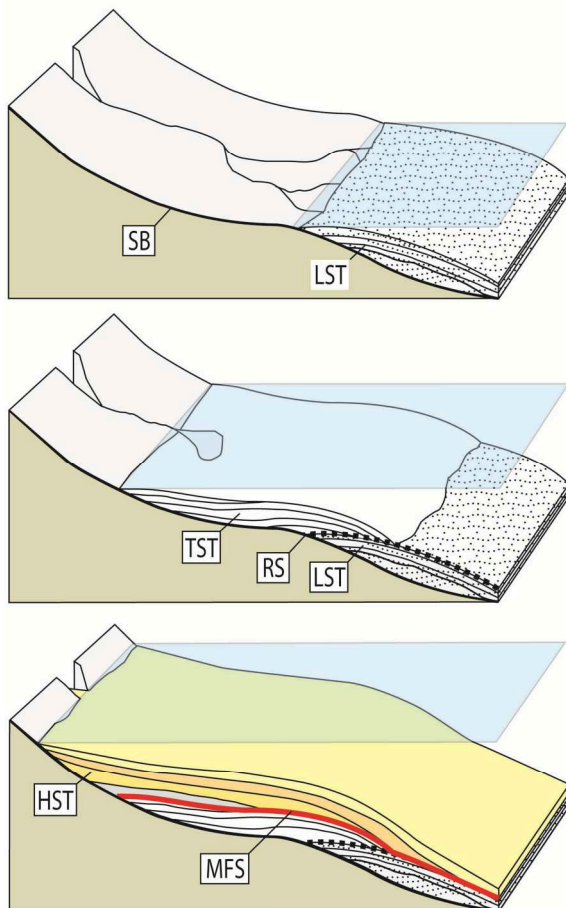


Fig.II.1.3 – Schéma de l'organisation des « cortèges de dépôts » utilisé en stratigraphie séquentielle. HST : Cortège de haut-niveau ; TST : cortège transgressif, LST : cortège de bas-niveau ; SB : limite de séquence, RS : surface de ravinement ; MFS : surface d'inondation maximum.

Fig.II.1.3 – Outline of the sequence stratigraphy "systems tracts" organization. HST : Highstand System Tract ; TST : Transgressive System Tract, LST : Lowstand System Tract ; SB : Sequence Boundary, RS : Ravinement Surface ; MFS : Maximum Flood Surface.

Dans les prismes sédimentaires holocènes déposés en domaine côtier et littoral, seuls les derniers TST et HST et la MFS sont la plupart du temps conservés (Bungenstock & Schäfer, 2009) (Fig.II.1.4). Comme l'ont constaté Hijma (2009) et Hijma & Cohen (2011a), la MFS peut être localement matérialisée dans les séquences holocènes par des dépôts tourbeux s'étant mis en place suite à la fermeture des bassins tidaux par des barrières littorales (Fig.II.1.4). Le cortège de bas niveau déposé lors du dernier maximum glaciaire peut être observable si l'on considère les épandages fluviaux continentaux ou les couvertures lœssiques pléistocènes comme en faisant partie, mais la majeure partie de ce cortège est généralement conservé bien au-devant sur la plate-forme continentale.

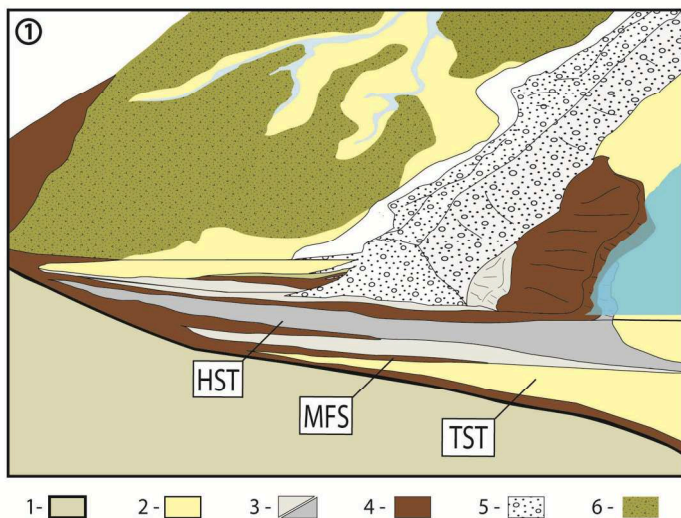
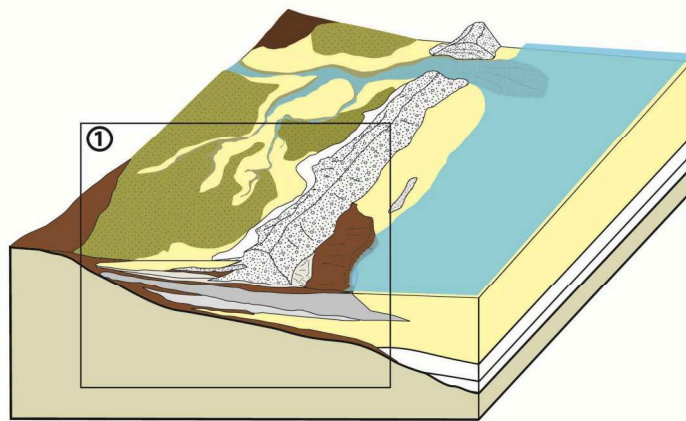


Fig.II.1.4 - Exemple de la transposition des principes de la stratigraphie séquentielle à l'échelle d'une séquence sédimentaire holocène littorale. TST: cortège transgressif ; MFS : surface d'inondation maximum ; HST: cortège de haut niveau. 1 : Substratum ou séquence pléistocène ; 2 : Sable ; 3 : dépôts argileux ; 4 : tourbe ; 5 : cordon littoral ; 6 : surface actuelle du marais d'arrière-cordon.

Fig.II.1.4 – Example of the transposition of the principles of sequential stratigraphy at the scale of a holocene coastal sedimentary sequence. TST: Transgressive System Tract; MFS : Maximum Flood Surface; HST: Highstand System Tract. 1: Bed-rock or Pleistocene sequence; 2: Sand; 3: minerogenic deposits; 4: peat; 5: barrier; 6: modern back-barrier marsh surface.

I.2. Les séquences stratigraphiques holocène : généralités et modèles de faciès

Dans les littoraux d'inondation, les séquences stratigraphiques holocènes sont conservées dans les secteurs meubles sous la forme de dépôts sédimentaires marins, saumâtres et continentaux se succédant sur une à quelques dizaines de mètres en moyenne (selon la configuration des sites et la pente de la topographie pré-Holocène). Ces successions sont l'expression de cycles d'augmentation ou de diminution des influences maritimes et continentales, liés aux variations du niveau marin, mais aussi à la variabilité morpho-sédimentaire locale. Au sein d'une même région, en l'absence de perturbations ayant fait disparaître tout ou une partie de la séquence sédimentaire (dynamiques érosives), les séquences sont constituées des grands ensembles stratigraphiques comparables, les unités stratigraphiques (ou unités sédimentaires). Celles-ci témoignent des grandes dynamiques ayant dominé la sédimentation, tandis que leurs successions traduisent des changements d'environnement de sédimentation, et donc des modifications au niveau des dynamiques dominantes (modification de l'évolution du niveau marin relatif, modification des stocks sédimen-

taires). Néanmoins, comme nous le verrons par la suite, le détail de l'architecture des séquences peut varier considérablement en fonction des environnements de dépôts et des dynamiques morphologiques locales, faisant que les unités sédimentaires ne peuvent, le plus souvent, être envisagées qu'au niveau local, au sein du même système sédimentaire.

I. 2. 1. Généralités sur les séquences stratigraphiques holocènes

I. 2. 1-a. La surface ante-holocène

La partie sous-jacente à la séquence holocène consiste le plus souvent soit en un substratum rocheux, le *bed-rock*, le plus souvent arénisé, soit en une formation pléistocène. Selon l'endroit où a été effectué le prélèvement, un remplissage sableux peut aussi exister (remplissage de chenal pléistocène, dune pléistocène). La surface ante-holocène se situe au contact entre ces formations sous-jacentes et le premier niveau sédimentaire d'âge holocène s'étant déposé au-dessus, si tant est que ce dernier repose en conformité stratigraphique (c'est-à-dire que l'on observe entre les deux niveaux un changement progressif de sédimentation sans troncature).

I. 2. 1-b. La base de la séquence holocène : les « tourbes de base »

Au-dessus des formations pléistocènes, ou directement en contact avec le substratum, reposent très souvent des formations tourbeuses appelées « tourbes de base » (Fig.II.1.5). Lorsque celles-ci reposent en conformité avec la surface ante-holocène, leur présence s'explique par la remontée progressive des nappes aquifères côtières sous l'impulsion de la remontée du niveau marin relatif, provoquant un blocage du drainage et l'installation de ceintures tourbeuses d'eau douce à saumâtre sur les paléo-surfaces sablo-caillouteuses pléistocènes (Baeteman *et al.*, 1999 ; Gandouin, 2003 ; Vink *et al.*, 2007). Au gré de la remontée du niveau marin relatif, ces formations tourbeuses initiales ont rapidement été recouvertes par des formations argileuses de marais lagunaires, tandis que d'autres tourbières se sont successivement développées en arrière des premières (Fig.II.1.5).

Le suivi de l'étagement vertical successif de ces formations peut-ainsi être utilisé comme marqueur de la remontée du niveau marin, avec pour principal avantage de réduire l'influence de la compaction dans les reconstitutions paléo-eustatiques. En effet, les tourbes de base se développant par définition sur un substrat incompressible, les dates obtenues sur les dépôts situés à la base de ces formations peuvent être considérées comme caractérisant des échantillons n'ayant subi aucun déplacement vertical postérieur à leur mise en place. De ce point de vue, elles représentent donc des indicateurs *a priori* fiables pour la reconstitution des niveaux marins passés. Ainsi, comme l'ont souligné Törnqvist *et al.* (2004b), les tourbes de bases, massivement utilisées comme indicateurs de l'évolution du niveau marin, notamment dans les plaines deltaïques du Nord-Ouest de l'Europe

(entre autres Jelgersma, 1961, Van de Plassche, 1982 ; Denys & Baeteman, 1995; Kiden, 1995; Van de Plassche, 1995 ; Törnqvist *et al.*, 1998 ; Beets & Van Der Spek, 2000; Makaske *et al.*, 2003 ; Van de Plassche *et al.*, 2005 ; Berendsen *et al.*, 2007), ainsi que sur de nombreuses façades océaniques tempérées (Redfield & Rubin, 1962 ; Pirazzoli & Pluet, 1991 ; Gehrels and Belknap, 1993 ; Gehrels *et al.*, 1996 ; Pirazzoli, 1996 ; Long *et al.*, 1998 ; Gehrels 1999 ; Törnqvist *et al.*, 2004b, 2006), constituent un marqueur ayant largement démontré son efficacité dans la reconstitution de l'histoire du niveau marin relatif des littoraux d'inondation (littoraux subsidents de submersion). Nous reviendrons sur leur utilisation dans la partie II, traitant des méthodes de reconstitution du niveau marin relatif.

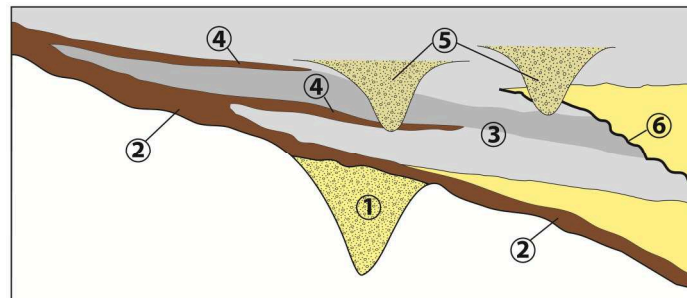


Fig.II.1.5 – Différents types de dépôts et formes sédimentaires couramment rencontrés dans les séquences holocènes littorales. 1 : Chenal sableux pléistocène ; 2 : Tourbes de base ; 3 : Dépôts minérogéniques intercalés ; 4 : Tourbes intercalées ; 5 : Incisions de chenaux, 6 : Surfaces d'érosion.

Fig.II.1.5 – Types of deposits and sedimentary forms frequently met within holocene coastal sedimentary sequences. 1 : Sandy Pleistocene channel ; 2 : Basal peats ; 3 : Intercalated minerogenic deposits ; 4 : Intercalated peats ; 5 : Channel incisions, 6 : Erosion surfaces.

1. 2. 1-c. Le corps de la séquence holocène : formations intertidales et « tourbes intercalées »

Le « corps principal » de la séquence holocène est le plus souvent formé d'une alternance de dépôts intertidaux sablo-silteux et de dépôts tourbeux, mis en place sous l'influence conjuguée de la remontée du niveau marin, et des évolutions environnementales induites par les changements climatiques et la variabilité morpho-sédimentaire locale (Tooley, 1982). D'une manière générale, il peut être observé que la partie distale (le plus vers la mer) des stratigraphies est surtout constituée d'une succession de sédiments marins (sables, vases marines) et de dépôts minérogéniques saumâtres. La partie centrale des stratigraphies est caractérisée par les alternances entre dépôts silteux et tourbeux tandis que la partie proximale (la plus continentale) des séquences est parfois uniquement constituée d'un dépôt tourbeux continu (Fig.II.1.5). En règle générale, on considère que les successions sédimentaires argile-silt-tourbe matérialisent les « *onlaps* » et « *offlaps* » successifs, traduisant les variations de l'influence marine sur les sites, en fonction (i) de l'évolution du niveau marin relatif, mais aussi (ii) de l'organisation du site (présence ou non de cordon littoral, densité et taille des chenaux de marée dans les lagunes, stock sédimentaire disponible) et des dynamiques morphologiques.

Contrairement aux tourbes de base, dont le mécanisme de formation apparaît principalement contraint par la remontée des nappes côtières en lien avec celle du niveau marin, l'origine des « tourbes intercalées » est plus beaucoup plus complexe et sensible aux effets de site. Comme l'ont montré Denys & Baeteman (1995), Baeteman (1999), ou encore Allen (2003), la distribution des tourbes intercalées est largement déterminée par la topographie du site ainsi que par les différences de drainage induites par l'organisation et la densité des chenaux de marée (Baeteman, 2005).

La difficulté d'utilisation des dépôts intercalés pour les travaux de reconstitution du niveau marin tient au fait que ceux-ci ont potentiellement été soumis à des phénomènes de compaction ayant artificiellement abaissé leur niveau. De plus, si certaines successions entre les faciès sédimentaires peuvent être continues, révélant le passage progressif d'un environnement à un autre, rares sont les enregistrements stratigraphiques n'ayant pas connu de perturbations postérieures à leurs dépôt (notamment dans les secteurs exposés à l'action des houles de tempête ou soumis aux divagations des cours d'eau ou des chenaux tidaux) (Fig.II.1.5). Ces perturbations, matérialisées par des surfaces d'érosion et/ou des hiatus sédimentaires (lacunes sédimentaires liées à la disparition de tous les dépôts d'une période donnée) sont révélatrices d'épisodes morphogènes, comme par exemple la destruction d'un cordon dunaire lors d'un épisode tempétueux, ou le déplacement du lit d'un cours d'eau ou d'un chenal de marée. Comme nous le verrons plus loin, la prise en compte de ces perturbations stratigraphiques sera d'une grande importance pour tenter d'obtenir des reconstitutions fiables des niveaux marins passés à partir de nos sites d'étude.

I. 2. 2. Modèles d'évolution des systèmes lagunaires d'arrière-barrière

Au cours de l'Holocène, les sédiments présents sur la plate-forme (dépôts fluviatiles et matériel issu de la désagrégation de la plate-forme) et dégagés par le démantèlement des formations continentales (dépôts de type *Head*, falaises meubles) sont progressivement repris par la mer, et viennent former des cordons littoraux de sable ou de galets. En arrière, s'établissent des environnements sédimentaires de faible énergie, marais ou lagunes selon les échanges existants avec le domaine marin. La morphologie et le fonctionnement du système cordon/marais est fonction du stock sédimentaire disponible, de l'action des agents de forçages (houle, vent), ainsi que des variations du niveau de la mer (Flemming *et al.*, 2002 ; Chang *et al.*, 2006). En réponse à une hausse du niveau marin, les cordons littoraux peuvent connaître trois grands-types d'évolution (Roy *et al.*, 1994), selon que le bilan sédimentaire du système est (i) positif (gain de matériel sédimentaire), (ii) stable ou (iii) déficitaire (perte absolue de stock sédimentaire). Dans notre secteur d'étude, la très grande majorité des cordons sont déficitaires, et suivent une évolution dite « transgressive », caractérisée par un recul continu en réaction à la remontée du niveau marin (Stéphan, 2008). Dans ce cas, la barrière

recule par « roll-over » sous la pression de la remontée du niveau marin conjuguée à l'action des événements tempétueux et transgresse petit-à-petit sur les formations lagunaires déposées en arrière (Kraft, 1979 ; Roy *et al.*, 1994 ; Kraft & Chrzastowski, 1985). Le recul du cordon tronque progressivement ces dernières, qui affleurent alors sur l'avant plage. L'érosion étant plus lente sur les formations tourbeuses, plus résistantes, la majorité des affleurements observables aujourd'hui sur l'avant-plage consiste en des « marches » tourbeuses, plus ou moins enfouies sous le sable (Fig.II.1.6).



Fig.II.1.6 – Affleurement tourbeux en bas de plage à Porsmilin en mai 2011 (Finistère, France). Au premier plan, on observe un tronc d'arbre enchâssé dans la tourbe. (Photographie: J.Goslin)

Fig.II.1.6 – Peat deposit outcropping at the lowest part of Porsmilin Beach in May, 2011. In the foreground, a tree trunk embedded in the peat can be observed (Picture: J.Goslin).

Un modèle, proposé par Kraft & Chrzastowski (1985) à partir de l'étude d'une barrière à Rehoboth Bay dans le Delaware (USA), décrit le recul des cordons « transgressifs » comme ayant connu trois stades principaux d'évolution, en réponse aux baisses progressives du rythme de remontée du niveau marin. Ce modèle a été confronté aux séquences stratigraphiques d'arrière-barrière du sud-ouest de l'Angleterre par Massey (2004) et Massey *et al.* (2008). La succession suivante des faciès sédimentaires a été observée (Massey, 2004):

- (i) Au début de l'Holocène, la remontée rapide du niveau marin entraîne une remobilisation du matériel présent sur la plate-forme vers la zone d'avant-côte où il vient se mélanger aux dépôts périglaciaires et intertidaux. L'arrière des cordons est constitué d'environnements lagunaires marins à saumâtres, matérialisés par des séquences argilo-silteuses, pouvant contenir des coquilles marines. Des marais limitrophes se forment en bordure des lagunes : les tourbes de base se mettent en place en amont. Le recul et l'exhaussement progressif du système provoquent progressivement le recul des formations tourbeuses et leur recouvrement par les formations minérogéniques.
- (ii) Entre 7000 et 6000 B.P. environ, on s'accorde sur le fait que le rythme de remontée du niveau marin ralentit considérablement, entraînant un ralentissement du recul des cordons. D'une manière générale, les séquences stratigraphiques montrent une fermeture des systèmes sédimentaires par comblement des passes tidales : les dépôts marins/saumâtres sont

progressivement remplacés par des formations lacustres d'eau douce minérogéniques des marais tourbeux. La création d'espace d'accommodation allant en diminuant, le rapport A/S diminue, occasionnant un remplissage sédimentaire rapide et dominant en arrière des cordons. Les séquences sont composées de successions de dépôts de marais maritimes, soumis à des influences maritimes plus ou moins marquées selon l'ouverture ou la fermeture des cordons. Cette période est généralement caractérisée par la persistance de lentilles organiques à tourbeuses intercalées entre les formations minérogéniques. D'une manière générale, l'extension de ces dernières est liée au ralentissement du rythme de remontée du niveau marin. Toutefois, comme nous l'avons vu précédemment, il semble que l'on ne puisse pas associer directement la mise en place de ces formations à des épisodes de baisse du niveau marin.

(iii) La troisième phase d'évolution répond à une seconde décélération du rythme de remontée du niveau marin au cours de la période fini-holocène, qui se serait produite autour de 4000-3000 B.P. selon les régions. Le fonctionnement des systèmes sédimentaires devient alors plus contrôlé par les agents de forçage météo-marins que par la remontée du niveau de la mer, devenue « très lente ». Comblées par les dépôts organiques ou minérogéniques, les lagunes arrière-dunaires sont à un stade avancé de continentalisation. Le système cesse d'évoluer lorsque, du fait du recul du cordon, celui-ci finit par s'arc-bouter complètement sur la topographie préexistante : dès lors, l'évolution du système se caractérise principalement par un recul du fait de l'érosion.

Plus localement, à l'ouest du Finistère, les séquences stratigraphiques observées par Stéphan (2008, 2011) en arrière des cordons de galets de la rade de Brest s'accordent globalement au modèle général de Kraft & Chrzastowski (1985) et aux observations de Massey (2004). En effet, celles-ci montrent une disparition progressive de l'influence marine dans les dépôts, interprétée comme résultant de l'exondation de la surface des marais du fait de l'accumulation sédimentaire. Néanmoins, comme le souligne Stéphan (2008, 2011), la petite taille des couples cordon/marais étudiés en rade de Brest a rendu ceux-ci plus sensibles à des évolutions morpho-sédimentaires rapides, notamment causés par les événements tempétueux : troncature des séquences sédimentaires, remobilisation et re-sédimentation des dépôts. Ce type de problème, également évoqué dans des études menées dans le sud de l'Angleterre sur des sites relativement similaires aux sites finistériens (Long & Innes, 1993; Healy, 1993, 1995, Long & Hughes, 1995 ; Massey, 2004 ; Massey *et al.*, 2008), a été identifié comme un facteur pouvant rendre beaucoup plus complexe la reconstitution du niveau marin à partir de ce type d'environnement.

II . Les méthodes de restitution du niveau marin relatif

Les positions anciennes du niveau marin relatif sont matérialisées par une altitude et un âge formant ce que l'on appelle un point-index (« *Sea-Level Index Point* » ou « SLIP », dans la littérature anglo-saxonne). Point central des reconstitutions paléo-eustatiques, l'obtention de ces points-index nécessite la mobilisation de plusieurs méthodes complémentaires, tant au niveau des informations qu'elles livrent (types de milieux, indices de fonctionnement morpho-sédimentaires, caractéristiques et dynamiques paysagères, indices climatiques) que des limites réduisant leur champ d'action respectifs. Le point commun de l'ensemble de ces méthodes réside dans l'exploitation des spécificités sédimentologiques et biologiques des environnements littoraux. En effet, tel que le souligne Edwards (2007), la position d'interface terre/mer de ces environnements, associée à l'influence de la marée, a permis le développement de gradients morphologiques et écologiques marqués, particulièrement intéressants d'un point de vue paléo-eustatique. La confrontation de l'étagement altitudinal actuel de ces derniers avec les informations contenues dans les séquences sédimentaires holocènes préservées sur les littoraux livre de nombreuses informations. Une fois agrégées, ces informations permettent de reconstituer pour l'Holocène, et pour un secteur littoral donné, l'histoire du niveau marin relatif ainsi que les modifications paysagères, résultant en grande part de l'évolution de ce dernier.

Compte-tenu de la situation de notre secteur d'étude, nous nous focaliserons ici sur les méthodes pouvant être mobilisées dans les zones ayant été soumises, théoriquement, à une influence conséquente de la marée tout au long de l'Holocène.

II.1. « Sea-level Index Points » (SLIPs) et « Indicative meaning »

Le terme *Sea-Level Index Point* ou point-index (désigné par le diminutif SLIP ci-après) est apparu à la fin des années 1980 (Shennan, 1986 ; Van de Plassche, 1986). Plus qu'un simple terme, la notion de SLIP a été développée afin d'établir un standard méthodologique de reconstitution des niveaux marins passés à partir d'enregistrements sédimentaires déposés en milieu de basse-énergie. Un SLIP caractérise une position relative du niveau marin à une période donnée (t) par rapport à sa position actuelle. Peut être considéré comme SLIP un échantillon prélevé dans une séquence stratigraphique pour lequel peuvent être déterminés (i) la localisation (emplacement géographique et altitude), (ii) l'âge et (iii) la relation altitudinale qui le liait au niveau marin au moment de son dépôt, appelée « *indicative meaning* » par les auteurs anglo-saxons (Fig.II.2.1). Il est important d'insister sur le fait que les SLIPs désignent la position du niveau marin relatif à un temps (t), et ne préfigurent donc pas de la tendance entre deux points successifs (Shennan *et al.*, 1983). La qualité et le niveau de détail des reconstructions paléo-eustatiques sont donc intimement liés à la densité et à la distribution de ces points-index (Edwards, 2007).

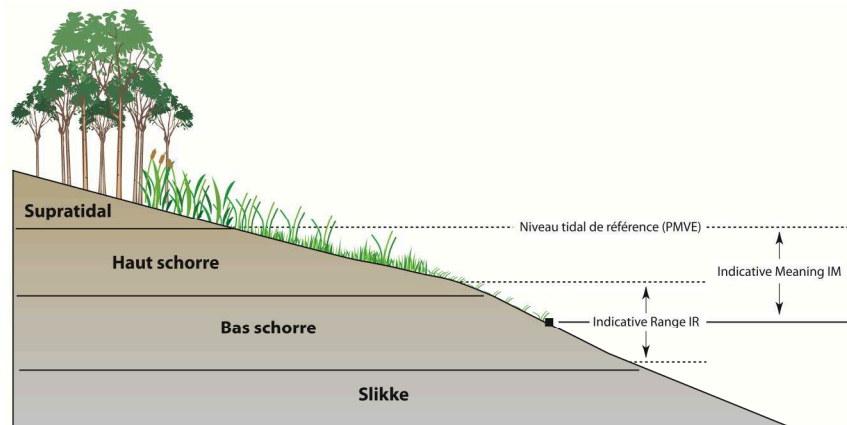


Fig.II.2.1- Représentation schématique des concepts d'Indicative Meaning et d'Indicative Range (adapté de Engelhart & Horton, 2012).

Fig.II.2.1- Schematic representation of the concepts of Indicative Meaning and Indicative Range (adapted from Engelhart & Horton, 2012). PMVE refers to High Water Spring Tide).

L'« *indicative meaning* » (IM) est un des principaux paramètres indispensables à la reconstitution des niveaux marins passés. Il est traditionnellement déterminé par l'étude des relations existant actuellement entre les principaux environnements de dépôt et le niveau de marée choisi pour référence (altitude des pleines-mers moyennes de vive-eau, par exemple). Les « *indicative meanings* » sont généralement accompagnés d'une marge d'erreur, nommée « *indicative range* » (IR), représentant la fourchette altitudinale dans laquelle le sédiment étudié peut s'être déposé (Woodroffe & Horton, 2005) (Fig.II.2.1). Cette dernière est étroitement dépendante de la méthode utilisée pour déterminer l'environnement original de dépôt du sédiment étudié et fixe en partie la précision verticale de la reconstitution. En règle générale, un assemblage de plusieurs indicateurs (« *proxies* ») sédimentologiques et/ou biologiques est employé pour reconstituer l'environnement original de dépôt. Cela permet, d'une part, d'augmenter la fiabilité de l'*indicative meaning* et, d'autre part, de réduire empiriquement la marge d'erreur. Pour certains niveaux stratigraphiques, il arrive que l'*indicative meaning* ne puisse être déterminé, (i) du fait d'un environnement de dépôt totalement hors d'influence marine (formations purement continentales par exemple), ou (ii) parce que les informations fournies par les indicateurs sont trop floues ou ambiguës pour permettre d'établir une relation quantitative avec le niveau marin. Ceux-ci forment dès lors ce que l'on appelle des « *points-limitants* » (« *limiting points* » ou « *limiting dates* » dans la littérature anglo-saxonne), contraignant par le haut ou par le bas la position du niveau marin. Un niveau considéré comme s'étant formé au-dessus du niveau tidal de référence, mais à une altitude inconnue par rapport à celui-ci sera dit « *High-Limiting* » (HL) : le niveau marin devait alors se trouver en-dessous de l'altitude de ce point. Au contraire, s'il peut être établi que le niveau marin était nécessairement au-dessus du point consi-

déré, ce dernier sera alors qualifié de « Low-Limiting » (LL). Il permettra dès lors de fixer une limite inférieure au niveau marin de l'époque.

Dans un premier temps, dans un but de simplification, nous pouvons considérer que la détermination de la position verticale d'un SLIP à partir d'un témoin prélevé au sein d'une séquence sédimentaire répond à :

$$\text{SLIP}(t) = H - D - I(t) \quad (2)$$

où H désigne l'altitude du carottage, D la profondeur du point considéré par rapport à H, I la position relative de la zone originale de dépôt par rapport au niveau marin de référence (*Indicative meaning*). (t) l'âge du sédiment considéré, déterminé par le processus de datation (Fig.II.2.2).

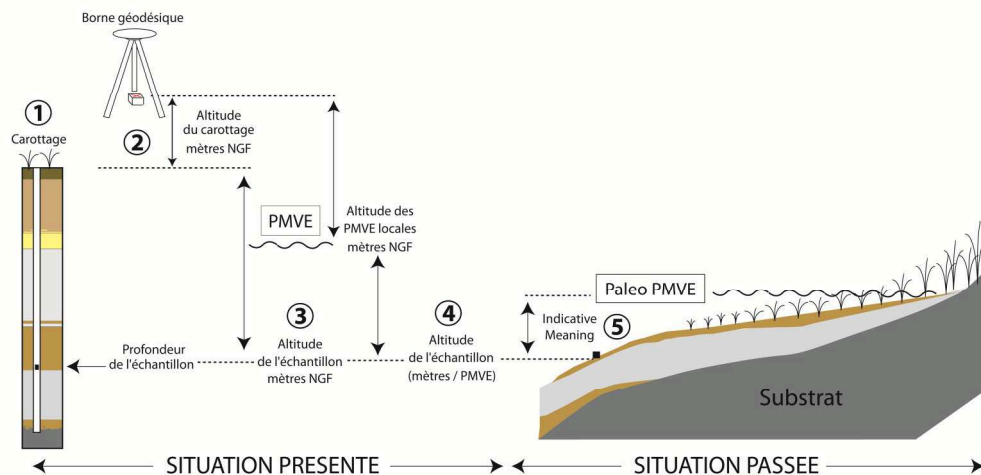


Fig.II.2.2 - Etapes méthodologiques de reconstitution du niveau marin passé à partir d'un carottage dans une séquence sédimentaire holocène littorale. 1 : carottage, 2 : obtention de l'altitude du site de carottage par levé topographique ; 3 : obtention de l'altitude de l'échantillon prélevé par rapport à l'ellipsoïde de référence; 4 : transformation de l'altitude 3 en altitude relative par rapport au référentiel tidal choisi pour l'étude, 5 : application de l'indicative meaning à l'altitude obtenue en 4.

Fig.II.2.2 - Methodological steps followed to reconstruct the RSL from a core made through an Holocene coastal sedimentary sequence. 1: coring, 2: determination of the elevation of the core site by topographic leveling; 3: termination of the elevation of the studied sample with respect to the reference ellipsoid; 4: transformation of the elevation obtained in step 3 into an elevation relative to the tidal reference chosen for the study, 5: application of the indicative meaning to the elevation obtained in step 4.

Néanmoins, cette équation simplifie exagérément le processus de reconstitution des niveaux marins passés et ne peut être considérée comme satisfaisante pour la suite de ce travail. En effet, plusieurs paramètres agissent d'une part (i) sur l'enregistrement et la restitution du niveau marin par les séquences sédimentaires et, d'autre part, (ii) sur la représentativité des indicateurs fossiles vis-à-vis du niveau marin par rapport à l'observation qui peut en être faite actuellement. A cela s'ajoutent les marges d'erreurs induites par (i) le prélèvement et le positionnement des séquences sédimentaires

et (ii) le calage des référentiels environnementaux actuels. Ainsi, la détermination d'un SLIP suit la formule suivante:

$$SLIP(t) = H - D - I(t) + E \quad (3)$$

où E représente la somme des erreurs faisant s'écarter le niveau marin reconstitué du niveau marin véritable tel qu'il était à l'instant (t). Le paramètre E peut être calculé selon l'expression (Shennan & Horton, 2002) :

$$E = (e_1^2 + e_2^2 + \dots + e_n^2)^{1/2} \quad (4)$$

où $e_1 \dots e_n$ désignent les différentes erreurs associées à chaque SLIP particulier, qui sont impliquées dans le processus de reconstitution. Ces erreurs seront examinées en détail dans le paragraphe III.

II.2. Etablir la relation entre dépôt sédimentaire et une position du niveau marin : quelles méthodes ?

Comme nous l'avons vu précédemment, la reconstitution des positions passées du niveau marin à partir d'enregistrements sédimentaires repose sur la connaissance des environnements originaux de dépôt des niveaux étudiés. Plusieurs méthodes peuvent être mobilisées à cet égard. Le trait commun de l'ensemble d'entre elles réside dans l'utilisation des propriétés sédimentologiques et écologiques déterminés par la distribution des environnements littoraux actuels (étagement morpho-sédimentaire, zonation de la micro-faune, etc.) comme référence pour la reconstitution des environnements de sédimentation, et donc des niveaux marins passés. En effet, ainsi que le souligne Edwards (2007), le contexte d'interface terre/mer de ces environnements, associé à l'influence de la marée, a permis le développement de gradients morphologiques et écologiques bien marqués, particulièrement intéressants d'un point de vue paléo-eustatique. Les conditions environnementales étant très largement variables d'une région à l'autre, il convient de procéder à une calibration des différents indicateurs en fonction des conditions locales.

Il est important de garder en tête que, pour être fiable, la détermination des niveaux marins nécessite généralement l'interprétation conjointe des résultats fournis par plusieurs méthodes. Néanmoins, par souci de clarté, celles-ci seront ici présentées séparément. L'ensemble des méthodes spécifiquement utilisées pour cette étude, et la façon dont nous les avons mises en œuvre, seront abordés dans le détail plus loin, dans la partie consacrée aux méthodologies.

II. 2. 1. Les indicateurs stratigraphiques et morphologiques

Le milieu de dépôt originel d'un sédiment peut-être déterminé à partir de ses caractéristiques sédimentologiques et lithostratigraphiques. En effet, à un environnement particulier correspond (i) une granulométrie particulière, (ii) des caractéristiques stratigraphiques particulières, (iii) une pré-

sence plus ou moins importante de matière organique ainsi que (iv) des formations végétales spécifiques.

II. 2. 1-a. Les « tourbes de base »

Il est généralement admis que, dans les zones méso- à macro-tidales, les tourbes de base se forment depuis le niveau moyen des pleines-mers de vives-eaux (Van de Plassche & Roep, 1989) jusqu'à un niveau supérieur non-défini, tandis que, dans les zones sans marées ou microtidales (en Méditerranée par exemple), les tourbes de base représentent le niveau moyen de la mer. Néanmoins, la représentativité des tourbes de base comme marqueur du niveau marin relatif demeure régulièrement discutée (Van de Plassche, 1982, 1986 ; Cohen, 2003, 2005 ; Vink *et al.*, 2007). En effet, un certain nombre de problèmes ont été identifiés quant à leur fiabilité pour la reconstitution du niveau marin relatif (Baeteman, 1999 ; Van de Plassche, 1982, 1986). Ces doutes portent notamment sur la question des relations parfois complexes existant entre le niveau de la nappe aquifère côtière et le niveau marin. Des problèmes de sous- ou de sur-estimation de niveau marin pourraient être induits par des phénomènes de déformation (amplification ou atténuation) de l'onde de marée dans des environnements tels que les plaines deltaïques (« *Flood-basin effect* », invoqué par Van de Plassche pour la plaine littorales des Pays-Bas, Van de Plassche, 1982,1995) ou en domaine estuarien (Fairbridge, 1961 ; Cohen, 2003, 2005 ; Vink *et al.*, 2007 ; Hijma & Cohen, 2011b). L'importance des conditions locales de drainage et du bilan hydrique continental dans la croissance tourbeuse a aussi pu être invoquée (Kiden, 1995) pour discuter des relations entretenues entre les dépôts tourbeux littoraux et le niveau marin.

Ainsi, certains auteurs considèrent que les tourbes de base doivent être utilisées avec précaution dans les reconstitutions paléo-eustatiques, et recommandent de ne considérer ces dépôts que comme des limites supérieures du niveau moyen de la mer (Van de Plassche & Roep, 1989 ; Edwards, 2007 ; Vink *et al.*, 2007), notamment dans les zones concernées par un marnage conséquent. Au contraire, d'autres auteurs (Gehrels *et al.*, 1996, Gehrels, 1999 ; Törnqvist *et al.*, 2004b) maintiennent que les tourbes de base demeurent des indicateurs tout à fait pertinents du niveau marin, à condition que des indicateurs fiables attestent que des conditions saumâtres à marines prévalaient sur le site au moment de la formation de la tourbe. Si tel était le cas, les tourbes de base peuvent être considérées comme s'étant formées entre le niveau moyen de la mer et le niveau des plus hautes mers de vives-eaux, et peuvent ainsi être utilisées pour déterminer un SLIP (Van de Plassche, 1982 ; Törnqvist *et al.*, 2004b) (Fig.II.2.3). Une détermination précise du régime de salinité de l'environnement dans lequel se sont formées les tourbes de bases (purement continental, continental à influences saumâtre, saumâtre) est donc un préalable indispensable à leur utilisation. Cette

détermination sera conduite pour toutes les tourbes de base prélevées au cours de la présente étude, afin de déterminer leur représentativité vis-à-vis du niveau marin.

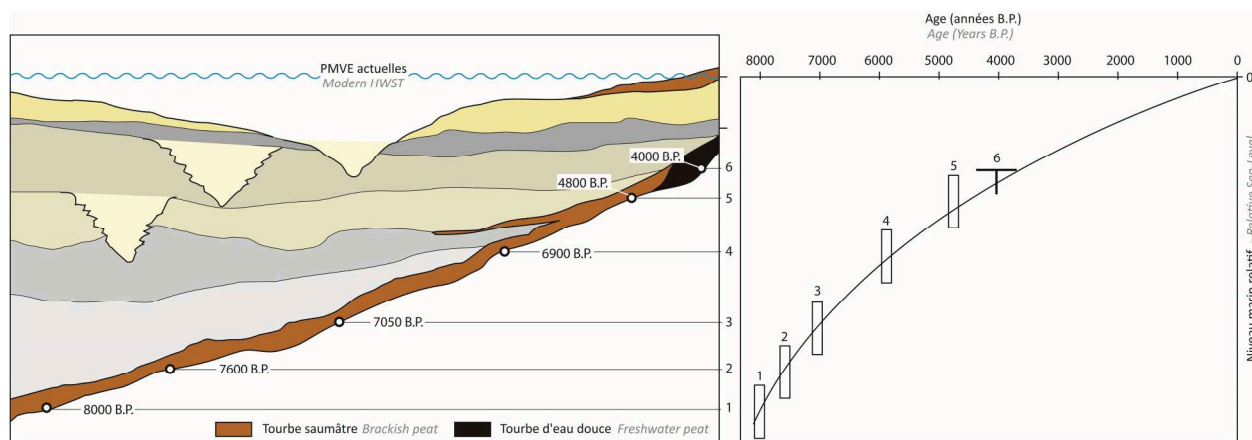


Fig.II.2.3 - Illustration d'une reconstitution fictive de l'évolution du niveau marin relatif à partir de tourbes de base. Les points 1 à 5, issus de tourbes saumâtres permettent l'obtention de SLIPs. Le point 6 obtenu à partir d'une tourbe d'eau douce forme un point limitant.

Fig.II.2.3 - Illustration of a fictive RSL reconstitution from basal-peat deposits. Brackish peats allowed the obtention of SLIPs (points 1 to 5), whereas freshwater peat only allowed to derive a high-limiting point (point6)

Enfin, tel que l'a souligné Gehrels (1999), l'utilisation des seules tourbes de base ne permet souvent que de saisir l'évolution du niveau marin relatif sur le long-terme (à des échelles de 10^3 ans). De plus, la formation de ces tourbes s'est, la plupart du temps, arrêtée vers la fin de l'Holocène (on ne retrouve généralement pas de tourbes de base postérieures à 3000 BP environ), lorsque le rythme de remontée du niveau marin s'est vu considérablement réduit. Il apparaît donc nécessaire que les données issues des tourbes de base soient complétées par d'autres indicateurs afin d'améliorer la résolution temporelle et la précision verticale des reconstitutions du niveau marin relatif holocène.

II. 2. 1-b. Les successions stratigraphiques

Les successions de dépôts continentaux et marins peuvent témoigner de modifications du niveau d'eau sur un site : la transition entre un dépôt tourbeux et un dépôt argileux de type lagune saumâtre peut être interprétée comme un contact transgressif (« *overlap* ») révélant l'invasion marine du site (Shennan, 1982, 1986). Au contraire, le passage d'une sédimentation argilo-silteuse à un environnement tourbeux (offlap) indique le retour à une sédimentation continentale sur le site, révélatrice d'une influence maritime décroissante. Au début des années 1980, une méthode a été développée pour reconstituer les niveaux marins à partir de ces contacts stratigraphiques (Shennan, 1982 ; Van de Plassche, 1982 ; Shennan *et al.*, 1983) sur la base de la théorie suivante, dite « loi de Walther » : au sein d'une séquence sédimentaire, les dépôts se succédant verticalement sans discontinuité sont issus d'environnements de dépôt ayant coexisté latéralement. Ainsi,

un niveau prélevé à la transition entre les deux dépôts pourra se voir attribuer un *Indicative Meaning* correspondant à l'altitude actuelle de la transition entre les deux environnements par rapport au référentiel tidal utilisé, tandis que l'*Indicative Range* sera fixé à la fourchette altitudinale possible au sein de laquelle peut intervenir cette transition (Fig.II.2.4).

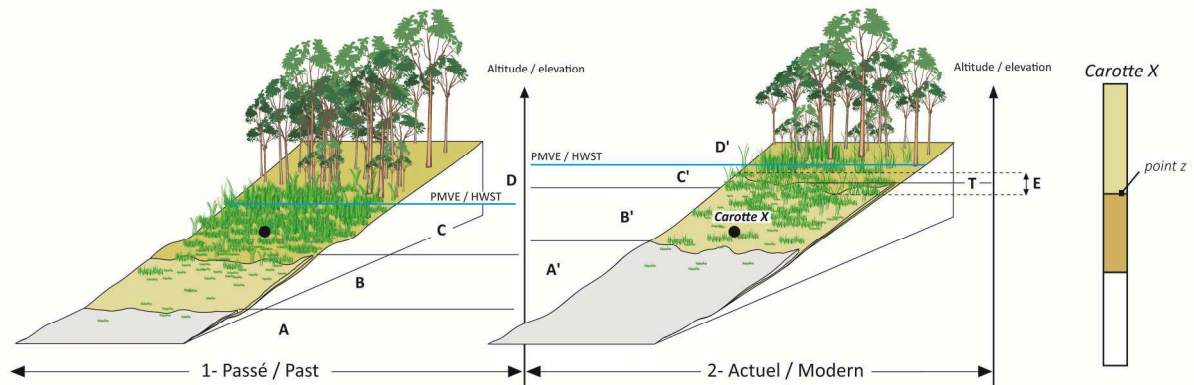


Fig.II.2.4 - Illustration de l'utilisation des contacts transgressifs pour la reconstitution des niveaux marins passés. A : slikke ; B : schorre ; C : domaine de haut-schorre à supratidal saumâtre de transition ; D : domaine supratidal d'eau douce. T : altitude moyenne de la transition actuelle entre le domaine B' et C', utilisé pour la détermination de l'*Indicative Meaning*, E : fourchette altitudinale déterminant l'*Indicative Range*.

Fig.II.2.4 - Illustration of the use of transgressive contacts for reconstructing past RSLs. A : mudflat ; B : salt-marsh, C : high marsh to brackish supratidal transitional domain ; D : supratidal freshwater domain. T : Mean elevation of the modern transition between domain B' and C', used for the determination of the *Indicative Meaning*; E : Altitudinal range determining the *Indicative Range*.

L'interprétation de ces successions en termes de variations du niveau marin, bien que robuste et largement appliquée, doit cependant s'effectuer avec une certaine prudence. En effet, de nombreuses études (Shennan, 1992 ; Denys et Baeteman, 1995 ; Baeteman 1999 ; Massey *et al.*, 2008) ont démontré que de nombreux processus peuvent venir compliquer l'interprétation de ces successions stratigraphiques en termes de variations du niveau marin, notamment dans les environnements d'arrière-cordon. De manière générale, comme l'ont souligné Heyworth & Kidson (1982), cette complexité résulte des difficultés de différenciation entre (i) les variations réelles du niveau marin relatif et (ii) les processus morpho-sédimentaires impliquant des modifications des conditions énergétiques et donc de la sédimentation, qui peuvent conduire à des variations apparentes du niveau marin (fermeture progressive du milieu par un cordon littoral, ou au contraire rupture de celui-ci, changement de lit d'un cours d'eau, augmentation/baisse des apports sédimentaires terrigènes, etc.). Les relations entre les variations du niveau marin et les variations horizontales du trait de côte ne sont pas nécessairement directes et dépendent étroitement d'une conjonction de facteurs hydro-morpho-sédimentaires. Une montée du niveau marin peut être, par exemple, « masquée » par un apport important en sédiment et se traduire par une apparente baisse du niveau marin dans la stratigraphie (Baeteman *et al.*, 2011). Au contraire, la destruction d'un cordon dunaire dans un contexte

de niveau marin stable peut provoquer une brusque sédimentation marine sur des dépôts d'eau douce à saumâtre, pouvant être à tort interprétée comme un pulse transgressif. De la même façon, outre les erreurs qu'ils induisent sur l'altitude des dépôts, les phénomènes de compaction peuvent être à l'origine de la création d'espace d'accommodation et ainsi induire l'apparition artificielle d'un signal transgressif (Denys et Baeteman, 1995 ; Baeteman, 1999 ; Gandouin, 2003) non représentatif des variations véritables du niveau marin relatif. De plus, comme l'a souligné Allen (1995), il est possible qu'un délai existe entre les changements de niveau marin relatif et le moment où ceux-ci sont enregistrés dans les séquences sédimentaires.

Ainsi, afin de s'assurer que ces changements de faciès révèlent effectivement une évolution continue du niveau marin sur un site, et donc potentiellement d'un changement réel du niveau marin, il est nécessaire que la continuité sédimentaire entre deux niveaux soit confirmée par une l'observation détaillée de la continuité stratigraphique entre les dépôts (c.-à-d. par la mise en évidence d'un changement progressif de faciès), si possible renforcée par celle de la continuité des assemblages microfaunistiques (comme par exemple les foraminifères ou les diatomées, Allen, 2003 ; Massey *et al.*, 2006a).

II. 2. 2. Les indicateurs faunistiques et floristiques

Les restes faunistiques et floristiques conservés au sein des dépôts sédimentaires peuvent constituer d'excellents indicateurs paléo-environnementaux. Nous distinguerons les indicateurs « micros », de taille généralement micrométrique à submillimétrique, et les indicateurs « macros », de taille généralement pluri-millimétrique à pluri-centimétrique. L'utilisation des d'indicateurs « biologiques » à des fins de reconstitution du niveau marin relatif s'est développée suite au constat que (i) les espèces de plusieurs genres faunistiques et floristiques connaissent une zonation verticale bien marquée en réponse aux forts gradients environnementaux existant en zone littorale (salinité, exposition, fréquence d'inondation), mais aussi que (ii) une relation entre des assemblages particuliers d'espèces et le niveau marin pouvait être proposée. L'observation de la répartition actuelle des différentes espèces autorise ainsi leur utilisation comme proxies paléo-environnementaux (Edwards, 2007). Ce type de méthode est particulièrement adapté à l'étude des enregistrements sédimentaires intertidaux conservés dans les secteurs de basse-énergie de type marais maritime et environnements lagunaires et a prouvé sa capacité à produire des reconstitutions très haute fréquence de l'évolution du niveau marin relatif (Brooks & Edwards, 2006 ; Edwards, 2007).

II. 2. 2-a. *Les indicateurs faunistiques*

Les proxies microfaunistiques : principes et utilisation

Les micro-fossiles présents en zone intertidale, tels que les foraminifères, les ostracodes ou les diatomées ont été largement utilisés comme indicateurs du niveau marin relatif, du fait de l'étagement bien marqué de leurs différentes espèces vis-à-vis des niveaux de marée (Scott & Mediolli, 1978 ; 1980, Edwards, 2006; 2007) (Fig.II.2.5).

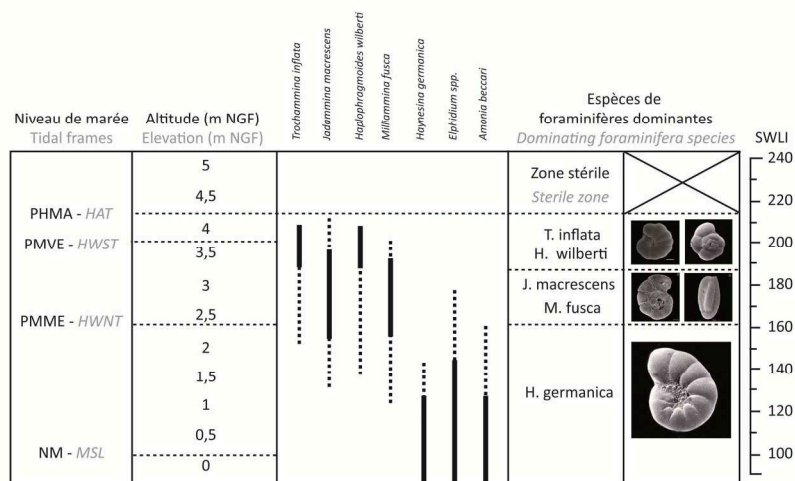


Fig.II.2.5 - Exemple de répartition altitudinale actuelle des principales espèces de foraminifères en surface des marais maritimes de la rade de Brest (Finistère, France) (modifié d'après Stéphan, 2008).

Fig.II.2.5 – Example of the present-day altitudinal repartition of the major foraminifera species at the surface of the salt-marshes in the Bay of Brest (Finistère, France) (modified from Stéphan, 2008).

En règle générale, leur utilisation repose sur l'étude de la distribution actuelle des espèces dans la zone d'étude, déterminée par les contraintes environnementales. En milieu littoral, celles-ci consistent principalement en la salinité et la fréquence d'inondation. Il est ainsi possible de déterminer la position de vie préférée de chaque espèce (optimum écologique), ainsi que son intervalle altitudinal de tolérance (Edwards, 2006). De cette distribution est déduite un modèle statistique de répartition des espèces en fonction du niveau de sédimentation, appelée « fonction de transfert ». Par l'étude statistique des similitudes entre les assemblages d'espèces actuels et les assemblages fossiles, il est alors possible de reconstruire le niveau de sédimentation d'un dépôt ancien, et ainsi d'en déduire une position passée du niveau marin.

Cette approche a été très fréquemment utilisée au cours des dernières décennies sur les littoraux de la zone tempérée pour la reconstruction de l'évolution du niveau marin relatif, que ce soit *via* l'étude des foraminifères (Gehrels, 1994 ; Shennan et al., 1996 ; Horton *et al.*, 1999 ; Gehrels, 2000, Gehrels *et al.*, 2001; Boski *et al.*, 2002, Edwards *et al.*, 2004 ; Horton & Edwards, 2005, 2006 ; Boomer & Horton, 2006 ; Stéphan, 2008, 2011 ; Kemp *et al.*, 2012b ; Kemp *et al.*, 2013), *via* l'étude des dia-

tomées (Juggins, 1992 ; Shennan *et al.*, 1995 ; Zong & Horton, 1999 ; Gehrels *et al.*, 2001, Horton *et al.*, 2006) ou par association de ces deux proxies (Gehrels *et al.*, 2001 ; Patterson *et al.*, 2005 ; Kemp *et al.*, 2009). Les témoins microfaunistiques peuvent aussi être utilisés plus simplement en association avec les indicateurs lithologiques, afin de préciser la mise en place (ou l'arrêt) de l'influence marine sur un site. Dans ce cas, il est généralement d'usage de localiser, au sein de la séquence sédimentaire, la transition entre les espèces associées aux différents régimes de salinité. Cette approche est particulièrement utilisée pour la reconstitution des évolutions du niveau marin relatif dans les secteurs en soulèvement du fait du rebond glacio-isostatique (« isolation basins », voir par exemple Long *et al.*, 2011).

L'utilisation des microfaunes fossiles comme indicateurs du niveau marin relatif comporte toutefois certaines limites (Edwards, 2007) :

- (i) L'utilisation d'une fonction de transfert suppose que la distribution des espèces vis-à-vis des conditions environnementales soit demeurée inchangée au cours du temps (Edwards, 2007). Cette hypothèse, difficilement vérifiable, est néanmoins démontrée *a posteriori* par la cohérence des reconstitutions du niveau marin se basant sur cette méthode.
- (ii) Les individus sont considérés comme étant *in situ*, c'est-à-dire n'ayant pas été déplacés *post-mortem* dans un environnement différent de leur milieu de vie.
- (iii) Les assemblages fossiles observés dans les sédiments sont considérés comme représentatifs des individus vivant à l'époque du dépôt. Cette hypothèse peut s'avérer particulièrement problématique pour l'étude des foraminifères, dont certaines espèces carbonatées peuvent avoir été totalement détruites par dissolution dans les milieux pauvres en carbonate de calcium ou acides (Lloyd *et al.*, 1999). Cela aboutit à des assemblages incomplets, réduisant considérablement la performance de la fonction de transfert (voir, entre autres, Massey *et al.*, 2004 ; Stéphan, 2008, 2011). De plus, les foraminifères peuvent avoir été remaniés *post-mortem*, ce qui viendrait fausser les reconstitutions.

Comme nous le verrons dans la suite de notre étude, l'absence totale ou la très faible densité de foraminifères ou de diatomées dans les enregistrements sédimentaires peut compromettre l'utilisation de ces derniers comme proxy de l'évolution du niveau marin. Lorsque la densité d'individus est trop faible, les assemblages d'espèces ne peuvent être considérés comme représentatifs, et une détermination quantitative du niveau de sédimentation n'est pas permise. Néanmoins, l'identification d'une espèce caractéristique au sein d'un dépôt peut souvent servir à caractériser qualitativement les évolutions du niveau marin (Gehrels, 1994). En gardant à l'esprit les possibles

remaniements évoqués précédemment, cette information peut toutefois être utilisée prudemment et venir confirmer celles apportées par d'autres indicateurs.

Informations apportées par la macro-faune

La macro-faune présente dans les séquences sédimentaires littorales consiste en des coquillages d'origine marine et en des coquilles de gastéropodes terrestres (malacofaune). Le plus souvent, ceux-ci ne permettent pas d'obtenir directement des informations concernant la position du niveau marin. Par-contre, ils peuvent s'avérer tout à fait utiles pour confirmer les informations tirées d'autres indicateurs. Les coquilles marines ne peuvent pas être utilisées de la même façon que la micro-faune, du fait d'une zonation altitudinale trop large vis-à-vis des niveaux de marée et des multiples remaniements qu'elles sont susceptibles d'avoir subi. Néanmoins, lorsqu'elles sont entièrement conservées en position de vie au sein d'un dépôt (c.-à-d. entières et positionnées selon la même orientation que celle observable dans leur milieu de vie actuel), les coquilles marines peuvent permettre de caractériser la nature d'un environnement de dépôt ou, du moins, d'en exclure d'autres : la présence de coquilles marines en position de vie permet par exemple d'affirmer que le dépôt considéré ne s'est pas formé en domaine de haut-schorre. En effet, il peut être considéré que du fait de leur fragilité, la probabilité que des coquilles intactes aient été transportées et redéposées est très faible (Allard *et al.*, 2008). Au contraire, la forte densité de fragments coquillers au sein d'un dépôt est un bon indicateur permettant d'identifier soit (i) un milieu de dépôt de plus forte énergie (chenal de marée par exemple) ou (ii) un dépôt associé à un épisode morphogénique (tempétueux par exemple).

II. 2. 2-b. *Les indicateurs floristiques*

De la même façon que les espèces microfaunistiques, la végétation littorale peut permettre d'obtenir des informations paléo-écologiques pouvant être utilisées dans un but de reconstitution des niveaux marins passés. En effet, la répartition des communautés végétales s'effectue selon une zonation altitudinale déterminée par les facteurs écologiques (les principaux étant la fréquence d'inondation et la salinité)

Les pollens

Les assemblages polliniques conservés dans un dépôt sédimentaire reflètent les espèces végétales ayant dominé le site au moment du dépôt. Si cet indicateur a surtout été utilisé à des fins de reconstructions paléo-environnementales (Waller, 1998 ; Birks, 2003) ou pour les informations qu'il apporte sur les modifications paysagères induites par l'activité humaine (Visset & Bernard, 2006 ; Lespez *et al.*, 2010), il peut être également utile dans la reconstitution des niveaux marins passés (Shennan & Woodroffe, 2003 ; Shennan *et al.*, 2005). En effet, l'observation des assemblages palynologiques

permet de suivre la transition entre un environnement dominé par les espèces continentales d'eau douce et un environnement dominé par des espèces halophiles, révélatrices d'un environnement saumâtre à marin. L'interprétation des assemblages polliniques comporte une part d'incertitude pouvant être importante: les différences de productivité pollinique entre les différentes espèces végétales peuvent occasionner une sur-représentation de certaines espèces, tandis que tous les grains de pollen ne possèdent pas les mêmes capacités de transport et de conservation (Lespez, 2012). De plus, se pose la question de la représentativité des assemblages polliniques vis-à-vis du site étudié : du fait des apports par les cours d'eau, les assemblages polliniques sont souvent représentatifs des changements environnementaux à l'échelle du bassin versant. Enfin, certains pollens peuvent avoir été remaniés depuis des formations plus anciennes situés en amont. Si ces limitations doivent être prises en compte lorsque l'on cherche à reconstituer précisément les changements paysagers connus par une région, elles demeurent néanmoins mineures dans le cadre de l'utilisation des données palynologiques comme indicateur ponctuel du régime de salinité d'un environnement de dépôt.

Les macrorestes végétaux

L'identification des macrorestes végétaux (racines, feuilles) permet, de la même façon que les assemblages polliniques, de caractériser le régime de salinité de l'environnement original de dépôt d'un niveau sédimentaire. Leur utilisation est particulièrement intéressante dans le cas des dépôts tourbeux pour lesquels la majorité de la matrice organique peut être considérée comme autochtone, provenant directement des espèces végétales poussant au sein de la tourbière.



Fig.II.2.6 - Macro-restes de *Phragmites australis*
(Mauquoy & Van Geel, 2006).

Fig.II.2.6 - Macro-remains of *Phragmitus australis*
(Mauquoy and Van Geel, 2006).

De la même façon que pour les pollens, l'utilisation des macro-restes végétaux pour caractériser le régime de salinité d'un environnement de dépôt suit une logique binaire : si le dépôt tourbeux est principalement composé de restes de plantes halophiles (comme par exemple *Phragmitus australis*, Fig.II.2.6), alors celui-ci peut être considéré comme s'étant formé en milieu saumâtre à marin et peut être dès lors utilisé comme un indicateur du niveau marin. Au contraire, l'identification de macro-restes d'espèces végétales halophobes prouve que le dépôt s'est formé en dehors de toute influence

maritime. Dès lors, l'altitude de ce dernier ne constitue qu'une limite supérieure du paléo niveau marin (« High-Limiting point », défini plus haut).

II. 2. 3. Les indicateurs isotopiques et biogéochimiques

II. 2. 3-a. Isotopes stables du carbone et rapport Carbone/Azote

Relativement récemment, des indicateurs géochimiques (isotopes stables du carbone et rapport Carbone/Azote, noté C/N) ont été utilisés pour déterminer la provenance de la matière organique préservée dans les sédiments et, indirectement, la nature de l'environnement de dépôt (Lamb *et al.*, 2007). Dans le cadre des études paléo-environnementales et des reconstitutions des variations du niveau marin passées réalisées en domaine côtier et littoral, l'utilisation de ce type d'indicateur s'est développée comme un complément et/ou une alternative possible à l'utilisation des micro-fossiles dans les enregistrements où l'utilisation de ces derniers pose problème (Lamb *et al.*, 2006 ; Mackie *et al.*, 2007, Engelhart *et al.*, 2013). Une synthèse très complète, réalisée par Lamb *et al.* (2006), considère l'ensemble des applications pouvant être faites de ces indicateurs.

Le rapport entre les abondances des isotopes stables du carbone ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) est noté $\delta^{13}\text{C}$. La valeur de ce rapport est exprimée en ‰ PDB, par rapport à une valeur de référence obtenue à partir d'un fossile marin du Crétacé (Bélemnite de la formation géologique de Pee Dee, d'où la notation PDB). Dans les plantes, au cours de la photosynthèse, une enzyme (l'enzyme Rubisco), responsable de la fixation du CO_2 dans la biomasse végétale, favorise le $^{12}\text{CO}_2$ par rapport au $^{13}\text{CO}_2$. Ce processus est dominant dans les plantes de type C_3 (produisant des sucres à 3 molécules de carbone). Il est moins actif dans les plantes de type C_4 (produisant des sucres à 4 molécules de carbone). Ainsi le $\delta^{13}\text{C}$ d'une plante de type C_3 sera plus faible que celui d'une plante de type C_4 , les premières ayant des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -35‰ et -24‰, tandis que les secondes montrent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ allant de -17‰ à -9‰ (ces plages de valeurs étant seulement indicatives, selon Chmura & Aharon, 1995). L'utilisation de cet indicateur en domaine littoral repose sur le fait que les plantes poussant en domaine intertidal à subtidal sont majoritairement de type C_4 , tandis que les plantes du domaine supratidal/d'eau douce sont de type C_3 . Ainsi, la mesure du $\delta^{13}\text{C}$ dans les enregistrements sédimentaires organiques permet *a priori* de distinguer entre différents environnements de dépôts et d'obtenir des informations sur les variations passées du niveau marin (Fig.II.2.7). Plusieurs études ont utilisé le $\delta^{13}\text{C}$ comme un indicateur ponctuel de la paléo-salinité de l'environnement de dépôt, notamment afin de déterminer qualitativement la relation entre le milieu de formation des ceintures tourbeuses et le niveau marin (Vella & Provansal, 2000, Törnqvist *et al.*, 2004b, 2006, 2008).

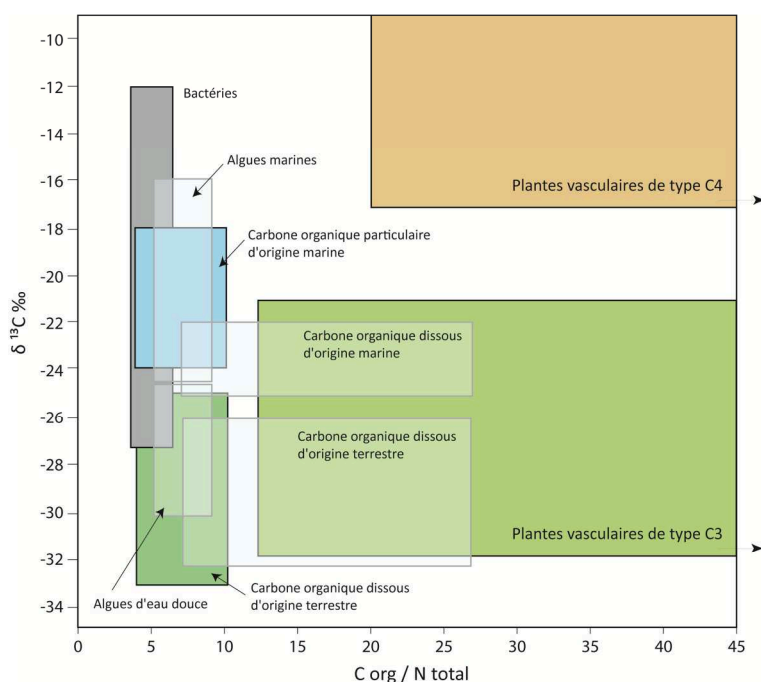


Fig.II.2.7 - Valeurs caractéristiques des rapports $\delta^{13}\text{C}$ et C/N pour les apports en matière organiques en domaine côtier (modifié de Lamb *et al.*, 2006)

Fig.II.2.7 - Typical values of $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios for organic inputs to coastal environments (modified from Lamb *et al.*, 2006). Light brown: C4 vascular plants, Light green: C3 vascular plants, Grey : Bacteria; Blue : Marine Particulate Organic Carbon (POC), Green: terrestrial POC; vertical transparent boxes: marine and freshwater algae; Horizontal transparent boxes: Marine and terrestrial Dissolved Organic Carbon (DOC).

D'autres études ont mesuré plus systématiquement ce rapport afin de retracer les changements progressifs d'environnement au sein des enregistrements stratigraphiques. Des résultats spectaculaires ont été obtenus dans le nord-ouest de l'Écosse par Mackie *et al.* (2007), où le $\delta^{13}\text{C}$ a permis de déterminer très précisément le passage d'un environnement de sédimentation marin à un environnement d'eau douce et donc, de caler la fermeture des bassins d'isolation. De la même façon, Wilson *et al.* (2005) ont montré que les mesures isotopiques pouvaient être de bons indicateurs qualitatifs des changements de régime de salinité. Toutefois, selon ces auteurs, la variabilité spatiale et temporelle des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et de C/N empêcherait d'en déduire une information quantitative sur le niveau de marée, et donc, ne permettrait pas leur utilisation comme proxys de reconstitution du niveau marin. Au contraire, en comparant les *Indicative Meaning* obtenus sur les mêmes échantillons (i) par l'étude des foraminifères et (ii) par la mesure du $\delta^{13}\text{C}$, Kemp *et al.* (2010) ont montré qu'il était possible d'utiliser le $\delta^{13}\text{C}$ comme proxy du niveau marin, même si la précision des reconstitutions obtenues par cette méthode était bien inférieure à celles basées sur l'étude des micro-fossiles (Fig.II.2.8). Il est toutefois important de préciser que la majorité des études citées précédemment ont été réalisées sur la côte Est des États-Unis, régions où le domaine intertidal est majoritairement partagé entre deux ceintures végétales quasi mono-spécifiques : la ceinture à *Spartina alterniflora* dans la partie inférieure des marais et la ceinture à *Juncus roemarianus* dans la partie supérieure.

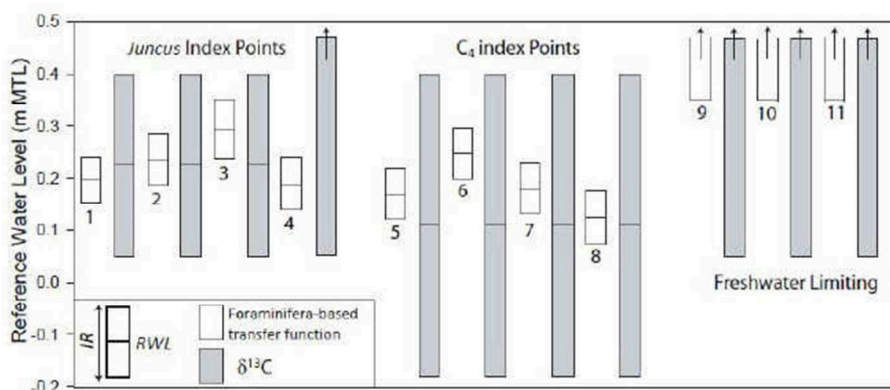


Fig.II.2.8 - Comparaison de la précision des *Indicative Meanings* et des *Indicative Ranges* obtenus par Kemp *et al.* (2010) par l'utilisation des foraminifères (rectangles blancs) et de ceux obtenus par utilisation du $\delta^{13}\text{C}$ seul (rectangles gris) sur la côte Est des Etats-unis (environnements de marais maritime caractérisés par une dichotomie de la ceinture végétale).

Fig.II.2.8 - Comparison of the precision of indicative meanings and indicative ranges obtained by Kemp *et al.* (2010) from the use of foraminifera (white boxes) and from the use of $\delta^{13}\text{C}$ alone (grey boxes) on the East coast of the U.S (in salt-marsh environments characterized by a dichotomy of the vegetal altitudinal zonation).

En complément des mesures de $\delta^{13}\text{C}$, les déterminations des isotopes stables de l'azote ($\delta^{15}\text{N}$, rapport $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$) et du rapport C/N (carbone organique total/azote total), le plus souvent réalisées en même temps que celles du $\delta^{13}\text{C}$, apportent des informations complémentaires, notamment sur la provenance de la matière organique (Wilson *et al.*, 2005 ; Castro *et al.*, 2010). Les valeurs de ces deux rapports permettraient de distinguer la matière organique provenant des plantes vasculaires ($\delta^{15}\text{N}$ autour de 0‰, C/N ≥ 12) de celle issue des apports phytoplanctoniques ($\delta^{15}\text{N}$ autour de 10‰, C/N entre 4 et 10) (Fig.II.2.7). Dans tous les cas, comme c'est le cas lors de l'utilisation des proxies microfossiles, les auteurs s'accordent sur le fait qu'une calibration régionale est nécessaire (Chmura & Aharon, 1995), la répartition des communautés végétales étant largement influencée non seulement par le marnage, mais aussi par les paramètres écologiques propres à chaque site (granulométrie, apports nutritifs, salinité). Un certain nombre de difficultés sont à prendre en compte, qui peuvent rendre considérablement plus complexe l'utilisation du $\delta^{13}\text{C}$ et du rapport C/N, tant comme témoins paléo-environnementaux que comme proxies du niveau marin :

- (i) Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ exprimées par les différentes communautés végétales se recouvrent parfois assez largement, rendant imprécise la distinction entre les différents environnements. Ce problème est particulièrement gênant notamment au niveau de la transition entre le milieu de haut-schorre et les environnements supratidaux d'eau douce. En effet, l'extension dans le haut-schorre de plantes continentales de type C_3 tolérantes vis-à-vis de la salinité (comme par exemple *Juncus roemerianus*), peut rendre impossible la distinction entre le milieu de marais et le milieu continental. De plus, comme cela a été observé dans plusieurs études (Lamb *et al.*, 2007 ; Kemp *et*

al., 2010, 2012a), la présence de plantes de type C_4 occupant la totalité des marais (*Spartina patens* et *Spartina alterniflora*) peut constituer un biais important en perturbant l'établissement d'un référentiel actuel du fait de ses valeurs élevées de $\delta^{13}C$ (de -19‰ à -12‰ environ) gommant la distinction entre les environnements subtidaux et supratidaux/continentaux. Il est important de préciser que les études citées ont été réalisées dans le Nord des Etats-unis, où l'invasion de la Spartine concerne une grande majorité des marais. Dans le Finistère, l'implantation de cette espèce est beaucoup plus réduite et bien localisée.

(ii) Si les valeurs de $\delta^{13}C$ conservées dans les sédiments sont principalement représentatives de la végétation dominante au moment du dépôt (apports dits « autochtones » ; Malamud-Roam & Ingram, 2004), une partie de la matière organique particulaire conservée dans les sédiments provient aussi des apports marins et fluviaux (apports « allochtones »), tels que les apports algaires, phytoplanctoniques ou terrigènes (Wilson *et al.*, 2005). Les valeurs de $\delta^{13}C$ correspondant à ce matériel allochtones peuvent être très variables (de -33‰ à -12‰ ; Lamb *et al.*, 2006), et ainsi venir perturber la signature laissée par la communauté végétale autochtone. La matière organique d'origine marine montre des valeurs de $\delta^{13}C$ pouvant s'étaler entre -25‰ et -20‰ par exemple. Toutefois, ce problème, s'il se présente, peut être en partie résolu grâce à la mesure du rapport des isotopes stables de l'azote ($\delta^{15}N$) et du rapport C/N.

(iii) La potentielle altération des indicateurs géochimiques par les processus de décomposition de la matière organique doit également être envisagée (Lamb *et al.*, 2006 ; Kemp *et al.*, 2012a). Ces processus peuvent aboutir à des différences notables entre les signatures géochimiques mesurées dans les sédiments passés et celles obtenues à partir des échantillons actuels. Plusieurs études (Lamb *et al.*, 2007 ; Kemp *et al.*, 2012a) ont évalué cette décomposition, notamment en comparant sur une même carotte les données paléo-environnementales obtenues par l'étude des micro-fossiles (foraminifères, diatomées) et celles obtenues à partir des analyses géochimiques. Les processus biogéochimiques responsables de cette dégradation, très complexes, ne seront pas abordés en détail ici. Les résultats de ces études indiquent que les processus de dégradation semblent surtout actifs dans les premiers instants de la diagénèse. Le fractionnement du $\delta^{13}C$ serait notamment surtout important lors de la décomposition des végétaux directement après leur mort (Lamb *et al.*, 2007), occasionnant des différences importantes entre le $\delta^{13}C$ mesuré sur les plantes et celui mesuré sur les sédiments de surface. Le $\delta^{13}C$ connaîtrait ensuite peu de changements une fois la matière organique enfouie dans la colonne sédimentaire, permettant une relativement bonne identification des environnements végétaux durant l'Holocène (Lamb *et al.*, 2007, Kemp *et al.*, 2012a). Bien que cette question soit encore débattue (Kemp *et al.*, 2010), des

études récentes montrent que l'impact de ce processus demeurerait faible pour les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ (0,8‰ en moyenne entre les mesures réalisés sur les sédiments actuels et les sédiments anciens. Les effets sur la valeur du rapport C/N pourraient, par contre, être importants : la valeur rapport C/N serait légèrement plus élevée dans les sédiments fossiles que dans les sédiments de surface actuels du même environnement de dépôt, du fait de la concentration des composés carbonés durant la décomposition (Wilson *et al.*, 2005; Lamb *et al.*, 2006).

Selon certain auteurs (voir par exemple Wilson *et al.*, 2005) cette dégradation serait un obstacle à l'utilisation du $\delta^{13}\text{C}$ et du rapport C/N comme proxys quantitatifs du niveau marin. D'un autre côté, deux études récentes (Kemp *et al.*, 2010, 2012a et, surtout, Engelhart *et al.*, 2013) ont montré une très bonne correspondance entre les *indicative meaning* obtenus à partir de fonction de transferts basées sur les foraminifères et ceux issus d'étages écologiques déterminés à partir d'indicateur géochimiques. Engelhart *et al.* (2013) ont obtenu de très bons résultats (Fig.II.2.9) sur la côte Ouest des Etats-unis en utilisant les indicateurs au sein de marais caractérisés par une diversité végétale intertidale plus importante, sensiblement comparable à celle caractérisant les marais finistériens.

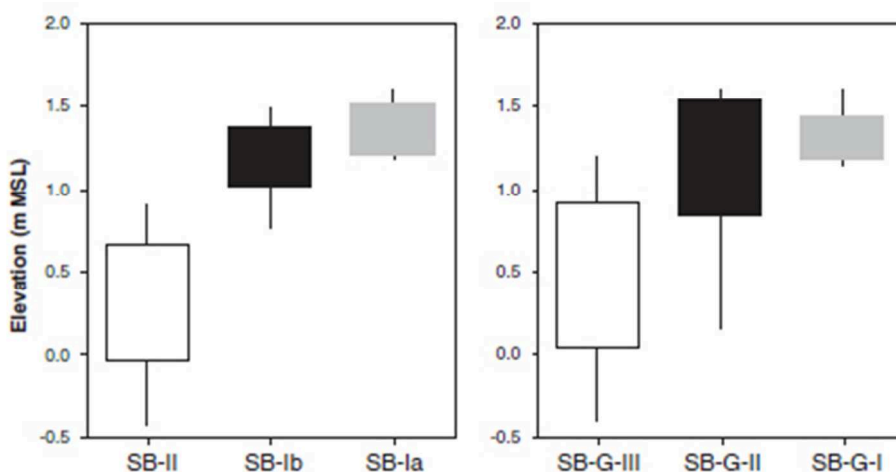


Fig.II.2.9 - Répartition altitudinale des groupes écologiques déterminés par Engelhart et al. (2013) par l'étude des foraminifères (à gauche) et par l'utilisation couplée des indicateurs géochimiques ($\delta^{13}\text{C}$, C/N, TOC, TN ; à droite).

Fig.II.2.9 - Altitudinal repartition of the ecological groups determined by Engelhart et al. (2013) from foraminifera transfert function (left) and from the use of combined geochemical indicators ($\delta^{13}\text{C}$, C/N, TOC, TN; right).

Les travaux de ces derniers auteurs ont mis en lumière qu'il était possible d'utiliser les indicateurs géochimiques comme indicateurs du niveau marin avec une précision équivalente à celle des foraminifères dans les environnements présentant une zonation écologique marquée (ce qui n'était pas le cas des sites étudiés par Kemp *et al.*, 2010). Nous retiendrons ces derniers résultats comme base de notre travail. Toutefois, comme l'ensemble des études menées sur le sujet, nous considérerons que

la prudence incite à utiliser une approche multi-proxy pour obtenir une information fiable sur le milieu originel de dépôt des enregistrements sédimentaires et donc sur le niveau marin passé.

II. 2. 3-b. La pyrite : un indicateur géochimique de salinité

La pyrite (FeS_2) est un élément chimique résultant d'un processus complexe de réduction microbienne des sulfates contenus dans l'eau de mer, formant le plus souvent des agrégats caractéristiques de formes « framboïdales » (reconnaissables à leur ressemblance avec une framboise), ou, plus rarement « euhédrales » (de forme cubique) (Fig.II.2.10). Ces formations, de taille plurimicrométrique, sont aisément observables sur des lames minces (Mermut *et al.*, 1985 ; Bush & Sullivan, 1999 ; Stoops, 2003 ; Stoops *et al.*, 2010). Les processus géochimiques de formation de cet élément dépassent largement le cadre de cette étude. Nous retiendrons seulement que, d'une manière générale, la pyrite se forme en contexte saumâtre et anaérobie, plutôt confiné (Morhange *et al.*, 2003), du fait du mélange entre les apports d'eaux douces continentales chargées en Fer avec les eaux marines riches en sulfates, le tout en présence de matière organique (Dellwig *et al.*, 2001, 2002 ; Enio *et al.*, 2011). Quelques travaux ont cherché à établir les conditions de formations de la pyrite à partir de l'étude des environnements actuels de marais (Price & Casagrande, 1991 ; Roychoudhury *et al.*, 2003) et les applications paléo-environnementales potentielles de l'étude de cet élément (Dellwig *et al.*, 2001, 2002 ; Enio *et al.*, 2011).

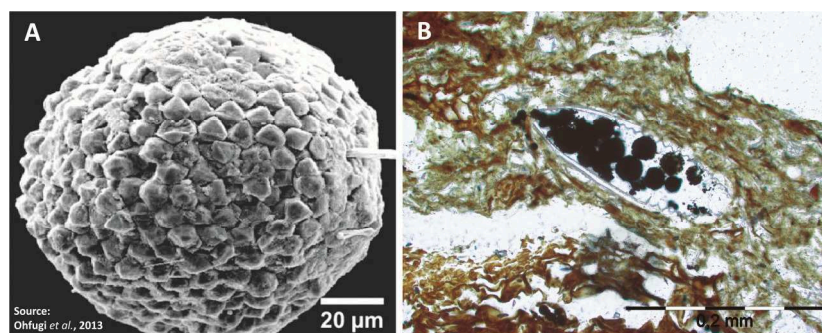


Fig.II.2.10 - (A) Framboïde de pyrite observé au microscope à balayage (source : Ohfugi *et al.*, 2013). (B) Pyrite observée en lame mince durant cette étude (formes circulaires noires au centre de la photo)

Fig.II.2.10 - (A) Pyrite framboid observed by scanning electron microscopy (source: Ohfugi *et al.*, 2013). (B) Pyrite observed on a thin section (black circular shapes at the center of the picture) during this study.

Dellwig *et al.* (2001, 2002) ont montré qu'une bonne corrélation pouvait être établie entre les concentrations en pyrite et l'abondance d'espèces de diatomées saumâtres à marines au sein de séquences sédimentaires holocène côtières du nord-ouest de l'Allemagne, notamment au sein des formations tourbeuses. Ainsi, la présence chronique de pyrite dans un dépôt pourrait être utilisée comme révélateur d'une sédimentation réalisée en contexte saumâtre à salin. Ces auteurs considè-

rent que les conditions propices à la formation de la pyrite dans les environnements côtiers sont réunies dans les environnements de marais soumis à une inondation marine périodique, caractérisés par des taux de salinité d'environ 5‰ (environnement propice au développement des tourbières à roseau à *Phragmites*, « *fen-reed peat* » dans la littérature anglophone) (Fig.II.2.11).

Des processus complexes de pyritisation ont été identifiés comme pouvant intervenir postérieurement au dépôt, notamment par percolation latérale d'eau de mer dans les sédiments, conséquence des effets de « pompe tidale » suite à l'incision d'un chenal de marée par exemple (Dellwig *et al.*, 2002). Néanmoins, une telle pyritisation post-dépôt sera le plus souvent identifiable, les framboïdes se concentrant alors dans les trous racinaires, dans les zones de bioturbation ou dans les niveaux clastiques permettant la pénétration de l'eau de mer.

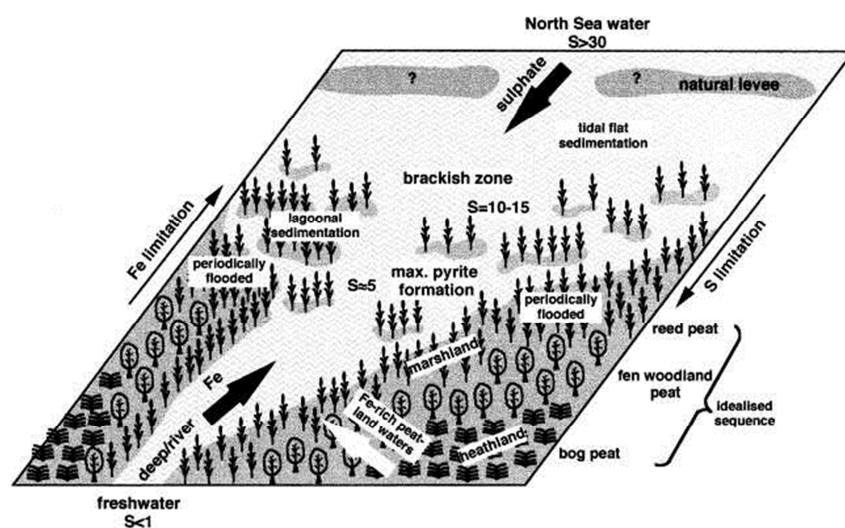


Fig.II.2.11- Illustration des conditions idéales de salinité et d'apport en éléments chimiques ayant permis la formation maximale de pyrite dans le Nord-Ouest de l'Allemagne durant l'Holocène (Dellwig *et al.*, 2001)

Fig.II.2.11- Illustration of the ideal conditions of salinity and chemical elements inputs for a maximal pyrite formation in NW Germany during the Holocene (Dellwig *et al.*, 2001)

II.3. Déterminer l'âge d'un dépôt sédimentaire : le processus de datation

II. 3. 1. Principes

Les reconstitutions des niveaux marins passés sont dépendantes de l'obtention d'informations concernant l'âge des dépôts dont sont extraits les SLIPs. Le processus de datation est une étape majeure et déterminante dans toute étude paléogéographique. En effet, la qualité des datations conditionne la fiabilité mais aussi la pertinence des interprétations stratigraphiques, et donc la bonne compréhension du fonctionnement passé des systèmes morphologiques étudiés. Cette étape doit donc être conduite avec le maximum de précautions, d'autant plus que les biais et risques d'erreurs y sont particulièrement nombreux (voir III.4 - incertitudes liées au processus de datation).

Les réactions entre les neutrons issus des rayonnements cosmiques et les molécules d'azote de l'atmosphère produisent en permanence un isotope radioactif du carbone, le carbone 14 (^{14}C). En réagissant avec l'oxygène, les atomes de carbones forment le dioxyde de carbone, ou gaz carbonique (CO_2). Celui-ci est présent partout sur Terre, aussi bien dans l'atmosphère, que sous forme dissoute dans l'hydrosphère, que dans la biosphère. Tout organisme vivant, lors de ses interactions avec son environnement (nourriture, respiration), échange constamment du carbone. Ces échanges cessent à la mort de l'organisme et la concentration de carbone radioactif stocké dans la matière organique de l'organisme diminue alors progressivement à un taux fixé par la demi-vie de cet élément. Il est alors possible de déduire l'âge d'un échantillon de matière organique en mesurant la concentration en radiocarbone résiduel et en le comparant à celui présent dans l'atmosphère.

Toutes les datations radiocarbone ayant été obtenues au cours de ce travail sont des datations dites « AMS », pour « *Accelerator Mass Spectrometry* », par opposition aux datations « radiométriques ». Dans le cas des datations radiométriques la mesure du carbone est effectuée par mesure des particules émises lors de la désintégration du carbone, tandis que les datations AMS, effectuée à l'aide d'un spectromètre de masse permettant de compter la totalité des atomes de ^{14}C présents dans un échantillon. Cette dernière méthode est de nos jours la plus couramment utilisée du fait de sa relative rapidité d'exécution, de la faible quantité de matière nécessaire à la mesure et de sa plus grande précision. En effet, la grande quantité de matériel nécessaire aux datations radiométriques « conventionnelles » (~ 10 g) obligeait le plus souvent à prélever des tronçons de plusieurs centimètres au sein de carottes. La datation obtenue pouvait représenter une moyenne sur une période assez longue, de l'ordre de la centaine jusqu'au millier d'année (Berendsen *et al.*, 2007).

II. 3. 2. Calibration et « effet réservoir »

Le principe de datation au ^{14}C repose sur l'hypothèse de mesure que la concentration en ^{14}C soit demeurée constante dans l'atmosphère au cours des 50000 dernières années. Or, le taux de ^{14}C est variable et soumis aux variations de l'activité solaire, aux fluctuations de l'intensité du champ magnétique terrestre, ainsi qu'aux perturbations occasionnées par les activités anthropiques. Des écarts existent donc entre les datations radiocarbone conventionnelles (notées *conv. BP* dans ce manuscrit) et l'âge véritable des organismes datés. Par exemple, un organisme datant d'une période pour laquelle la concentration en ^{14}C était très supérieure à l'actuelle se verrait artificiellement rajeuni. Des courbes de calibrations, obtenues par plusieurs méthodes indépendantes des facteurs cosmiques (dendrochronologie, varves glaciaires, marines et lacustres, récifs coralliens), permettent de corriger cet effet. Les dates sont alors dites calibrées (notées « *cal. BP* » ci-après), et représentent

un âge « calendaire » ayant pour « zéro » l'année 1950. Le temps nécessaire à la dissolution du carbone radiogénique dans la masse océanique peut induire un décalage pour les datations obtenues à partir d'organismes marins (Mangerud, 1972), qui paraîtront plus âgés (d'environ 400 ans en moyenne, Stuiver and Braziunas, 1993). Ce biais, appelé « effet réservoir », est variable selon l'emplacement de la zone d'étude et doit nécessairement être pris en compte pour permettre la comparaison de dates obtenues à partir d'échantillons marins et terrestres.

II.4. Quelles sources d'incertitudes?

Comme nous l'avons vu plus haut, un certain nombre d'incertitudes existent dans l'enregistrement, la conservation et la restitution des informations relatives aux niveaux marins passés, affectant autant la détermination de l'âge que de l'altitude des SLIPs (Heyworth & Kidson, 1982 ; Shennan, 1982, 1986 ; Horton, 1997). Paul & Barras (1998) ont même écrit que « les erreurs altitudinales sont particulièrement significatives dans les études traitant des changements du niveau marin au Flandrien car ces changements peuvent-être d'une ampleur équivalente aux marges d'erreur »¹. Les incertitudes verticales sont la somme des erreurs possibles associées (i) à l'obtention de la donnée d'altitude elle-même (carottage, localisation, échantillonnage) et (ii) aux incertitudes sur la détermination de l'*indicative meaning* et de l'*indicative range* (Shennan, 1986 ; Van de Plassche, 1986 ; Gehrels *et al.*, 1996 ; Brooks & Edwards, 2006), qui affectent la relation entre l'altitude de l'échantillon et le paléoniveau marin à l'époque du dépôt de celui-ci. Les incertitudes d'âge sont, quant à elles, issues du processus de datation. Compte-tenu de l'ensemble des marges d'erreur, la représentation d'une position passée du niveau marin sur un diagramme âge/altitude ne peut se réduire en un symbole ponctuel, mais doit plutôt consister en des « boîtes d'erreur » (Kidson, 1986), dont les dimensions correspondent à des intervalles de confiance.

II. 4. 1. Incertitudes liées au prélèvement et à la localisation

Le premier groupe d'erreurs intervient au niveau de la localisation des carottages et de celle du prélèvement de l'échantillon. Lors du prélèvement, la non-verticalité du sondage peut entraîner une sous-estimation de la profondeur atteinte et donc de l'altitude d'un échantillon. Ce problème concerne particulièrement les sondages à la tarière manuelle, pour lesquels une flexion de la tige de sondage est souvent importante et difficilement contrôlable. Ce problème ne se pose pas dans le cas

¹ Paul & Barras (1998) - « elevation errors are especially significant when studying Flandrian sea-level change, because the magnitude of the change can be similar to the magnitude of the errors »

des carottages réalisés au carottier à percussion ou à la tarière à vis motorisée, dont les tiges sont généralement plus épaisses et peu flexibles.

Une compaction des dépôts dans la gouge (un « *over-sampling* » dans la littérature anglo-saxonne) peut survenir lors des sondages à la tarière (manuelle ou à moteur) ou au carottier à percussion, aboutissant à une sous-estimation de l'altitude des dépôts. Lors de l'utilisation d'une tarière à vis, un effet de « tire-bouchon » peut provoquer un étirement des dépôts meubles (notamment sableux) le long des spires. La précision du positionnement altitudinal d'un dépôt est aussi étroitement liée à la méthode de nivellement utilisée. En comparaison des méthodes plus anciennes, le positionnement par GPS différentiel a considérablement réduit les erreurs de positionnement, qui sont aujourd'hui de l'ordre de quelque centimètres (2 cm en x/y, 1,5 cm en z ; Suanez *et al.*, 2008). Toutefois, la précision des positions demeure encore dépendante de la distance entre le site et les bornes géodésiques les plus proches. Nous reviendrons ultérieurement sur cette question lorsque nous aborderons la quantification des erreurs spécifiques aux méthodes utilisées dans le cadre de cette étude.

II. 4. 2. Incertitudes liées au phénomène de compaction

Les sédiments peuvent avoir subi un déplacement vertical postérieur à leur dépôt du fait des phénomènes de compaction (désignés également par le terme « autocompaction »), se traduisant par un tassement des dépôts sédimentaires sous leur propre poids et sous celui des sédiments les ayant recouverts (Fig.II.2.12).

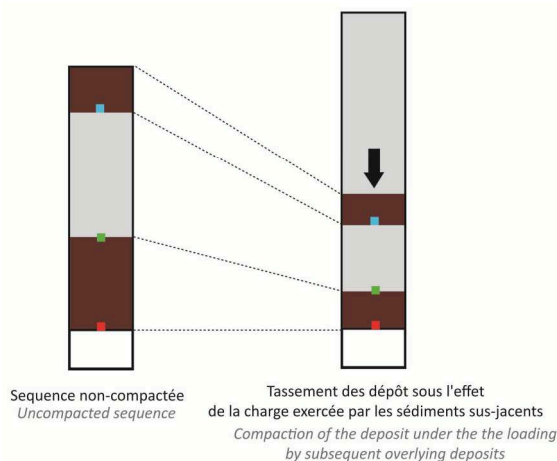


Fig.II.2.12 - Représentation schématique de l'effet de la compaction des séquences sédimentaires sur l'altitude des dépôts (d'après Brain, 2006).

Fig.II.2.12 - Schematic representation of the effects of the compaction process of the sedimentary sequences on the altitude of the deposits (after Brain, 2006).

D'une manière générale, l'autocompaction désigne « le groupe de facteurs interdépendants par lesquels un sédiment, compris dans une colonne stratigraphique, voit son volume diminué sous l'effet du recouvrement par d'autres sédiments et de son propre poids, du fait d'un réarrangement de l'architecture minérale, et, dans le cas d'un matériel végétal, d'une perte de masse due aux phé-

nomènes de dégradation biologiques et chimiques de la matière organique»² (Allen, 2000, Van Asselen *et al.*, 2009). Une intervention de processus de dessiccation - déshydratation peut aussi être invoquée (French, 1993, Gandouin, 2003). Dans ce travail, le terme *compaction* sera utilisé pour désigner, pour un point donné, l'effet net de la diminution d'épaisseur d'un dépôt sédimentaire lié au tassement induit par le poids des sédiments ayant recouvert ce point sur les sédiments situés sous ce point. Les taux de compaction sont variables en fonction, d'une part, des contraintes liées au taux de sédimentation et à la densité des sédiments, et d'autre part, du type, de l'épaisseur et de la configuration des couches sédimentaires situées au-dessus et en-dessous du sédiment considéré (Brain *et al.*, 2011). D'une manière générale, comme observé par Long *et al.* (2006) et par Brain *et al.* (2011), les phénomènes de compaction semblent être plus importants lors des successions stratigraphiques transgressives que régressives.

La compaction est susceptible de fausser largement la reconstitution qui peut être faite de l'altitude originelle des dépôts utilisés pour la reconstruire le niveau marin passé (Fig.II.2.12). De ce fait, ce processus est depuis longtemps identifié comme un facteur majeur d'erreur dans la reconstitution des évolutions du niveau marin effectuées à partir d'archives sédimentaires (Godwin *et al.*, 1958 ; Jelgersma, 1961 ; Bloom, 1964 ; Heyworth & Kidson, 1982 ; Tooley, 1982). En effet, en participant à la création d'espace d'accommodation, la compaction peut, en dehors de toute variation réelle du niveau marin, donner l'impression d'une hausse de ce niveau au niveau (Baeteman *et al.*, 2002 ; Long *et al.*, 2006) (Fig.II.2.13). De plus, en conduisant à une sur-estimation de l'altitude des dépôts, le phénomène de compaction peut-être la cause d'interprétations erronées concernant les variations du niveau marin et l'amplitude de celles-ci (notamment du fait d'une surestimation du rythme de remontée du niveau marin, comme l'ont montré Shennan *et al.*, 2000 ; Brain, 2006 ; Massey *et al.*, 2006 ; Horton & Shennan, 2009 ; Brain *et al.*, 2012).

Différentes méthodes ont été mises en œuvre pour tenter (i) de quantifier l'effet net de la compaction sur les séquences stratigraphiques, et (ii) de déterminer précisément les facteurs influençant l'ampleur et la chronologie de déroulement de ce processus. Ainsi, certaines études ont été basées sur l'hypothèse qu'au sein d'une même séquence stratigraphique, les niveaux sédimentaires de même nature et de même âge s'étaient formés à la même altitude. Dès lors, une éventuelle diffé-

2 (Allen, 2000) – “[Autocompaction is the] group of interlinked processes whereby the sediment within a growing stratigraphic column diminishes in volume, on account of burial and self-weight, leading to a rearrangement of the mineral skeleton, and in the case of vegetable matter, a loss of mass as the result of biological and chemical decay”.

rence d'altitude entre ces niveaux pouvait être considérée comme étant le résultat net de la compaction.

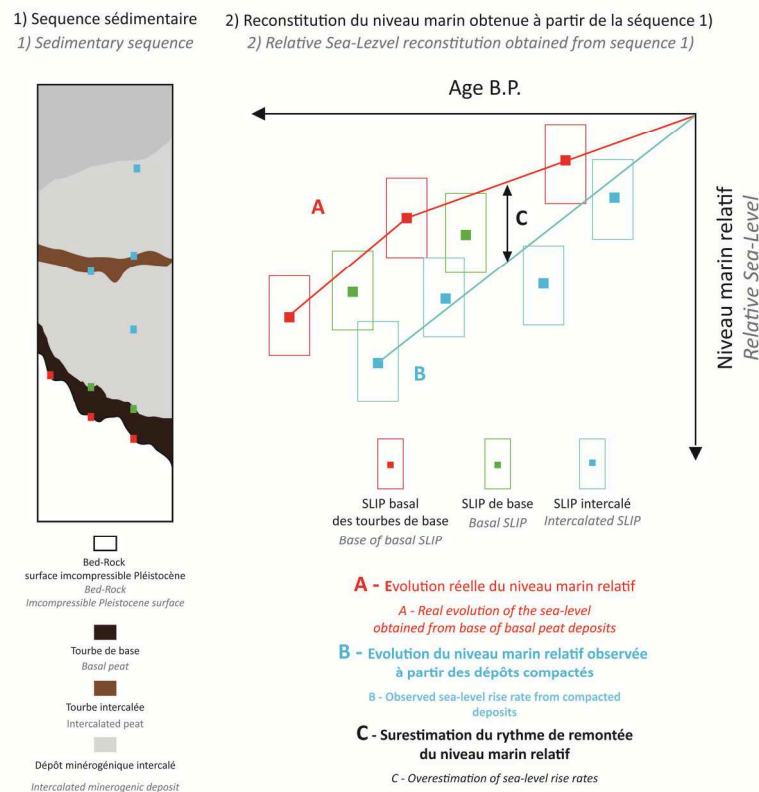


Fig.II.2.13 - Illustration des effets de la compaction sur l'altitude des SLIPs obtenus à partir d'une séquence sédimentaire et des possibles erreurs induites par ce phénomène dans les reconstitutions du niveau marin relatif.

Fig.II.2.13 - Illustration of the effects of compaction on altitudinal lowering of the SLIPs obtained from a sedimentary sequence and of the potential errors induced by this phenomenon on RSL reconstructions.

Néanmoins, il apparaît que cette méthode ne peut conduire qu'une première approximation du phénomène, la surface originelle des dépôts n'étant pas nécessairement horizontale. D'autres études ont essayé de modéliser la compaction par des techniques géotechniques (Paul & Barras, 1998 ; Pizuto & Schwendt, 1997 ; Brain 2006 ; Massey *et al.*, 2006b). Ces études se sont cependant heurtées à des problèmes d'application des lois classiques de la mécanique des sols aux sédiments intertidaux (« *virgin compression models* », issus des lois dites de Terzaghi ; Massey *et al.*, 2006). Récemment, les travaux de Brain *et al.* (2011, 2012) ont démontré que le comportement des sédiments minérogéniques intertidaux vis-à-vis de la compression était largement déterminé par leur richesse en matière organique et la durée/fréquence de leur immersion au cours du cycle de la marée. En outre, il apparaît particulièrement difficile de reconstituer précisément les caractéristiques initiales des sédiments au moment de leur dépôts (composition, teneur en eau, porosité), caractéristiques qu'il est pourtant indispensable de connaître pour effectuer des modélisations géotechniques. Une avancée de ces travaux fut cependant de montrer que nombre de sédiments minérogéniques intertidaux actuels

étaient déjà sur-consolidés en surface (Brain *et al.*, 2011) et que la charge ne pouvait par conséquent pas expliquer à elle seule les phénomènes de compaction (mettant ainsi en doute l'applicabilité des lois classiques de mécanique des sols sur ce type de dépôts).

Ainsi, compte-tenu de la complexité des processus de compaction et de la pluralité des variables en jeu, nombre d'études sur le niveau marin ont choisi de négliger le détail de ces processus, considérant, comme par exemple Heyworth & Kidson (1982), que seule pouvait être reconnu l'effet final de ceux-ci. Pour éviter d'avoir à se préoccuper des erreurs éventuellement induites par la compaction, l'utilisation des tourbes de base a souvent été privilégiée dans les reconstitutions du niveau marin relatif holocène. Comme nous l'avons vu plus haut, ces formations, établies sur un substrat incompressible, ne peuvent avoir subi de déplacement vertical (mis à part la compaction de la couche tourbeuse elle-même) et sont ainsi des indicateurs fiables des niveaux marins passés. Plusieurs SLIPs basés sur des tourbes de base, ont été obtenus dans le cadre de ce travail. Toutefois, nous verrons plus loin que ces dépôts ne permettent de saisir que les évolutions à long-terme et, surtout, ne livrent que rarement des informations postérieurement à 2500 BP. Néanmoins, une troisième approche, dont nous explorerons en détail l'intérêt dans ce travail, permet d'estimer l'effet de la compaction. Elle est basée sur l'étude des différences altitudinales entre les prédictions de remontée du niveau marin fournies par les modèles de réajustement isostatique et les reconstitutions effectuées à partir des archives sédimentaires. En effet, Edwards (2006), Horton & Shennan (2009) et Horton *et al.* (2013) ont observé de bonnes corrélations, pour l'ensemble des points formant leurs reconstitutions du niveau marin, entre les résidus (les différences entre modèles et observations) et les caractéristiques stratigraphiques des enregistrements étudiés, autorisant une première estimation de la compaction (« *first order decompaction* », Edwards, 2006).

II. 4. 3. Incertitudes liées aux régimes tidaux et à leurs potentielles variations durant l'Holocène

Comme nous l'avons vu, les reconstitutions des niveaux marins passés sont le plus souvent réalisées à partir d'indicateurs lithostratigraphiques, faunistiques et floristiques dont la relation avec le niveau marin est établie à partir de l'étude de leur répartition vis-à-vis des niveaux tidaux actuels. Cette approche peut être rendue complexe par les variations spatiales de marnage entre les différents sites d'étude et par les questions relatives aux relations locales entre l'aquifère côtier et le niveau marin (cf. II.2.1-a). Les zones macro-tidales sont donc considérées comme permettant une moindre précision de reconstitution des niveaux marins que celle pouvant être obtenue dans les régions connaissant de plus faibles marnages.

Les variations d'amplitude du régime tidal au cours de l'Holocène sont une source d'incertitude importante dans les reconstitutions du niveau marin dans les régions soumises à l'influence de la marée. En effet, comme l'a souligné Gehrels (1995), la majorité des reconstitutions sont basées sur des indicateurs de hauts-niveaux de marée. Lorsque le but visé est la reconstitution de l'évolution du niveau moyen de la mer, alors d'éventuels changements dans l'amplitude des marnages au cours du temps peuvent amener les reconstitutions du niveau marin basés sur les indicateurs de marée-haute à « s'éloigner des véritables évolutions du niveau moyen de la mer, qui représente les changements allogéniques du niveau marin »³. Il est important d'insister sur le fait que cette source d'incertitude n'est importante que si l'on cherche à reconstruire l'évolution du niveau marin moyen. Ces variations sont considérées comme ayant pu être particulièrement importantes sur les côtes du Nord-Ouest de l'Europe, du fait de la présence d'une large plate-forme continentale (Woodworth *et al.*, 1991), et de changements importants dans les régimes de marées du domaine océanique profond. En domaine côtier, la variabilité des apports sédimentaires et de leur disposition, en réponse notamment aux variations du niveau marin, est particulièrement à même d'avoir produit des variations du régime tidal (cf., flood-basin effect, Van de Plassche, 1982, 1995 ; Makaske, 2003).

II. 4. 4. Incertitudes liées au processus de datation

Outre l'incertitude d'âge inhérente au processus de datation en lui-même, des erreurs potentielles peuvent advenir au cours de la datation d'un niveau stratigraphique, du fait d'un manque de précision dans l'échantillonnage ou d'une perturbation par la présence de carbone allochtone dans le dépôt.

II. 4. 4-a. Incertitude liée à l'échantillonnage

Une marge d'incertitude est induite par le processus de prélèvement des échantillons au sein des carottes prélevées. En effet, suivant son épaisseur, une tranche de sédiment peut représenter une période plus ou moins large. Cette incertitude est dépendante du type de sédiment prélevé ainsi que du taux de sédimentation du niveau considéré (Mauz & Bungenstock, 2003). Nous reviendrons plus en détail sur l'importance du choix du matériel soumis à datation dans la partie suivante, consacrée aux méthodologies employées au cours de notre étude.

³ Gehrels (1995) – “Sea-level chronologies based on high-tide indicators, commonly depicted in the form of sea-level curves, represent the change of high tide [...] through time, rather than the change of mean tide level (MTL). If the tidal range has not remained constant through time, the curve will differ from the ('true') MTL curve that represents allogenic sea-level change”

II. 4. 4-b. *Le fractionnement isotopique du carbone*

Lors de la photosynthèse, les plantes n'incorporent pas tous les isotopes du carbone de la même façon, privilégiant le ^{12}C par rapport au ^{14}C (fractionnement isotopique). Ainsi, le taux de ^{14}C conservé dans les plantes est moindre que celui de l'atmosphère. La datation par le biais du carbone 14 peut donc s'en trouver faussée. Cet effet peut toutefois être corrigé par l'utilisation du ^{13}C . En effet, il a été observé que le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ était environ deux fois supérieur au rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, ce qui permet, après mesure du ^{13}C d'évaluer l'effet du fractionnement.

II. 4. 4-c. *Le carbone de « pollution »*

Des erreurs de datations peuvent apparaître du fait de la présence de carbone dit « de pollution » dans les dépôts étudiés. Entre autre, un apport de matériel exogène, libéré par érosion puis redéposé au sein de dépôts en cours de sédimentation, peut être à l'origine de phénomènes de vieillissement/rajeunissement artificiels de ceux-ci. Plusieurs phénomènes ont été identifiés comme pouvant être potentiellement à l'origine de ces pollutions :

- Les apports alluviaux provenant de l'érosion des berges d'un cours d'eau – ou du sapement des berges des chenaux de marée au sein des marais maritimes - peuvent être à l'origine de la re-sédimentation d'un matériel jeune au sein de chenaux creusés dans des dépôts plus anciens, et ainsi aboutir à sous-estimer l'âge de ces derniers.

- De la même façon, la remobilisation par colluvionnement de matériel en provenance des bassins versants peut provoquer l'incorporation d'un matériel plus ancien aux dépôts en cours d'accumulation. La prise en compte de ce phénomène est particulièrement importante lorsque des charbons ou des morceaux de bois flottés sont utilisés pour datation.

- Comme évoqué précédemment, la dynamique de recul des cordons littoraux durant l'Holocène a pu provoquer l'érosion des dépôts situés en arrière (systèmes lagunaires ou de marais d'arrière cordon). De ce fait, il peut arriver que la stratigraphie de ces systèmes s'en trouve par endroit partiellement, sinon totalement faussée (Massey, 2004 ; Massey *et al.* ; 2008; Stéphane, 2008). En outre, le recul des cordons a provoqué la mise à l'affleurement des dépôts autrefois protégés (affleurement tourbeux de bas de plage autrefois enfouis par exemple). Une fois exposés à l'action des agents érosifs, ceux-ci peuvent alors être débités et une partie du matériel redéposé hors de son contexte original de sédimentation.

- Des effets de rajeunissement peuvent survenir lorsque des racines, se développant depuis les horizons pédologiques (sols de schorre ou dunaires), pénètrent les dépôts sous-jacents (Fig.II.2.14). Nos

observations montrent que cet effet peut s'avérer particulièrement amplifié dans le cas de formations végétales établies sur des surfaces d'érosion tronquant des dépôts anciens (cf. par exemple, chapitre 6.I.2.1, site de Plouguerneau Creac'h an Avel).



Fig.II.2.14- Pénétration des racines actuelles dans le sol du marais maritime de Tressény (Finistère, France) (Photographie: J.Goslin).

Fig.II.2.14- Root penetrations at the present day surface of the Tressény salt-marsh (Finistère, France) (Picture: J.Goslin).

- Dans les secteurs comportant des roches carbonatées, la dissolution de carbonates dans l'eau (marais arrière-dunaires, lagunes) peut provoquer la libération de carbone plus « ancien » dans l'eau qui, une fois assimilé par les plantes, peut être à l'origine d'un vieillissement artificiel des datations (« Hardwater effect », pouvant vieillir de 200 à 1200 ans l'âge d'un échantillon ; Pilcher, 1991). Les littoraux finistériens n'étant pas concernés par des roches carbonatées, cet effet ne concernera pas notre étude.

CHAPITRE 3 : Synthèse de l'évolution du niveau marin et des littoraux ouest-européens durant l'Holocène

Introduction

Depuis les années 1960, un grand nombre d'études se sont intéressées à la reconstitution des variations holocènes du niveau marin relatif dans le Nord-Ouest de l'Europe. Dans un premier temps seront présentées les grandes dynamiques ayant dominé l'évolution du niveau marin relatif à l'échelle de l'ensemble de l'Europe du Nord-Ouest. Par la suite, afin de définir plus précisément le contexte dans lequel s'insère cette étude, nous ferons une brève synthèse des principaux résultats obtenus au cours de ces dernières décennies le long de la façade atlantique européenne ainsi qu'en Manche. Cette dernière synthèse permettra de mettre en valeur l'importance que revêt notre secteur d'étude dans cette problématique à l'échelle de l'Europe du Nord-Ouest.

Les variations du niveau marin relatif dans les différentes régions de l'Ouest et du Nord-Ouest de l'Europe sont majoritairement contrôlées par les phénomènes glacio- et hydro-isostatiques. En ne retenant que les grandes tendances, il est possible de distinguer les régions du Nord de l'Europe (Nord de l'Angleterre, Suède, Norvège), directement concernées par l'englacement lors du dernier maximum glaciaire, et les régions périphériques n'ayant pas été concernées directement par les glaciations (Côtes de la Manche et côte atlantique Françaises, Belgique, Pays-Bas, Ouest de l'Allemagne, Nord de l'Espagne et du Portugal).

Au cours de l'Holocène, les zones préalablement englacées ont connu une dynamique de soulèvement et ainsi vu le niveau marin relatif baisser continuellement depuis le début de l'Holocène. Les secondes, au contraire, ont eu un comportement subsident, se traduisant par des littoraux d'inondation. L'ampleur de la subsidence connue par ces régions au cours de l'Holocène est à la fois déterminée (i) par leur position par rapport au(x) bourrelet(s) pro-glaciaire(s) et (ii) par les phénomènes hydro-isostatiques.

I . Les calottes Fennoscandiennes et Britanniques : agents majeurs de l'histoire des littoraux du Nord-ouest de l'Europe

A l'échelle de l'Ouest de l'Europe, les enregistrements du niveau marin relatif holocène montrent des disparités verticales importantes. Celles-ci sont considérées comme étant l'expression des différences de réajustements glacio-isostatiques sous l'effet conjugué de la calotte fennoscandienne (Lambeck, 1997 ; Leorri *et al.*, 2012 ; Shennan *et al.*, 2012) et de la calotte britannique (Shennan & Horton, 2002 ; Horton & Shennan, 2009 ; Shennan *et al.*, 2012). Si le retrait de l'inlandsis fennoscandien a eu une influence dominante (Lambeck, 1997), il apparaît néanmoins que la calotte britan-

nique, bien que d'extension limitée, a été de taille suffisante pour avoir eu des répercussions isostatiques. Cela s'observe clairement sur la côte Sud-Est de l'Angleterre (Horton & Shennan, 2009, où les enregistrements du niveau marin relatif montrent des écarts de l'ordre d'une dizaine de mètres entre des sites séparés de quelques centaines de kilomètres seulement (Fig.III.1.1). Les effets conjugués de l'existence puis du retrait de ces deux calottes rend cependant l'étude des effets glacio-isostatiques sur le nord-ouest de l'Europe très complexe (Bradley *et al.*, 2011).

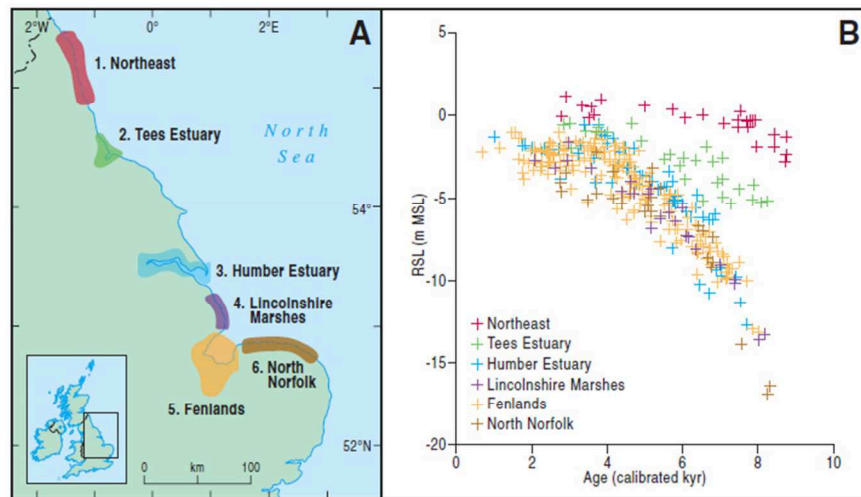


Fig.III.1.1 - Enregistrements du niveau marin relatif le long de la côte Est de l'Angleterre illustrant les différences de réajustements isostatiques entre le Nord et le Sud de l'Angleterre (Horton & Shennan, 2009). A : localisation des sites, B : diagramme âge/altitude montrant l'évolution du niveau marin pour chacun des sites. RSL : Niveau marin relatif ; MSL : Niveau moyen de la mer.

Fig.III.1.1 - RSL sea-levels records along the East coast of England showing the differences in isostatic response between the North and the South of UK (Horton & Shennan, 2009).A: Localisation of the sites, B: Age/altitude diagram showing Holocene RSL evolution at each site. RSL: relative Sea-Level; MSL: Mean Sea-Level.

La position des calottes fennoscandiennes et britannique et la chronologie de leur retrait sont relativement bien connues, même si, dans le détail, les auteurs peuvent diverger, notamment sur l'extension de la calotte britannique (Scourse *et al.*, 1990 ; Scourse, 1991 ; Bowen *et al.*, 2002 ; Hall *et al.*, 2003 ; Nygard *et al.*, 2004 ; Hubbard *et al.*, 2009 ; synthèse dans Elhers *et al.*, 2011) (Fig.III.1.2). Par contre, la position et l'amplitude des bourrelets proglaciaires demeurent encore mal connues, de même que la chronologie de leurs subsidences et migrations éventuelles (Vink *et al.*, 2007). La compréhension de ces mécanismes est pourtant d'une importance capitale. En effet, ceux-ci permettent d'expliquer en grande partie l'histoire du niveau marin relatif holocène de la majorité des côtes du Nord-Ouest de l'Europe (non directement concernées par l'englacement ou très tôt libérées de celui-ci). Leur connaissance précise livrera des informations cruciales quant aux évolutions actuelles et futurs des littoraux nord-européens face aux modifications du niveau marin (Gehrels, 2006, 2010).

Dans ce contexte, la nécessité de mieux connaître les mouvements isostatiques connus par les littoraux européens a fait l'objet d'un évident regain d'attention au cours de la dernière décennie. S'appuyant sur des reconstitutions du niveau marin relatif de plus en plus nombreuses et précises, les modèles de réajustement isostatiques se sont eux-aussi affinés (Shennan & Horton, 2002 ; Brooks *et al.*, 2008 ; Bradley *et al.*, 2010, 2011; Brooks *et al.*, 2011 ; Leorri *et al.*, 2012 ; Shennan *et al.*, 2012 ; Kuchar *et al.*, 2012).

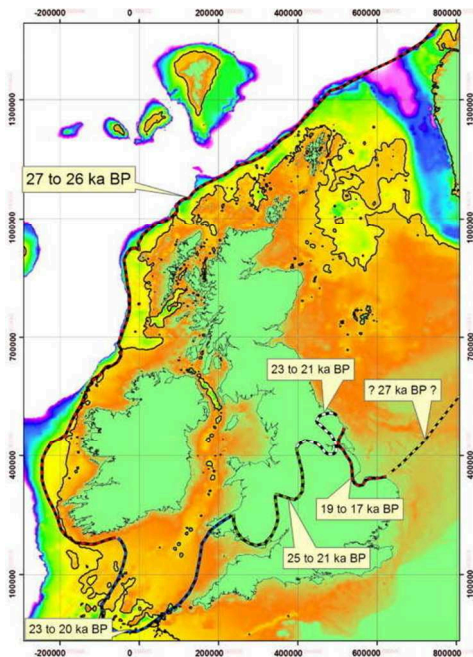


Fig.III.1.2 - Limites d'extension maximale de la calotte britannique et dates à laquelle elles ont été atteintes (Clark *et al.*, 2012). La bathymétrie actuelle est représentée par des couleurs allant du bleu (-300 m) au vert clair (0 m). Le contour noir épais marque la position approximative du trait de côte à 17000 B.P.

Fig.III.1.2 - Maximum extension of the British Ice sheet indexed by the dates at which this maximum was reached (Clark *et al.*, 2012). Bathymetry color scale ranges from blue (-300 m) to pale green (0 m). The thick black contour shows the approximate coastline at 17 ka B.P.

Dans le Nord de l'Europe (Nord de la France, Sud-Est de l'Angleterre, Belgique, Pays-Bas, Allemagne), les réajustement isostatiques s'effectuent selon un gradient orienté SO/NE, en réponse à une influence dominante de la calotte fennoscandienne (Kiden *et al.*, 2002 ; Vink *et al.*, 2007). Les positions du niveau marin relatif holocène obtenues dans le Nord de l'Allemagne se situent largement plus bas que celles obtenues au Pays-Bas et en Belgique entre 10000 et 4000 BP (Vink *et al.*, 2007), témoignant de cette dynamique (Fig.III.1.3).

Une troisième tendance, orientée est-ouest, est liée à l'effet hydro-isostatique induit par l'ajout d'eau sur la plate-forme continentale est-atlantique (Lambeck, 1997) et concerne essentiellement les littoraux de la façade atlantique et de la Manche. Selon Lambeck (1997), si cet effet « a une amplitude généralement plus réduite que celle de la glacio-isostasie, sa variabilité spatiale est néanmoins considérablement accrue, du fait du rôle déterminant joué par la géométrie des côtes »⁴.

⁴ Lambeck, 1997: "While generally smaller in amplitude than the ice-load and rigid contributions, its [the adjustment of the crust to the changing water load] spatial variability is considerably greater, being dictated by the coastline geometry".

Sur ces questions, les travaux de Lambeck (1997), Shennan *et al.* (2002), Vink *et al.* (2007) sont des références de base détaillant largement les principales dynamiques en jeu dans les histoires du niveau marin relatif en Europe du Nord-Ouest.

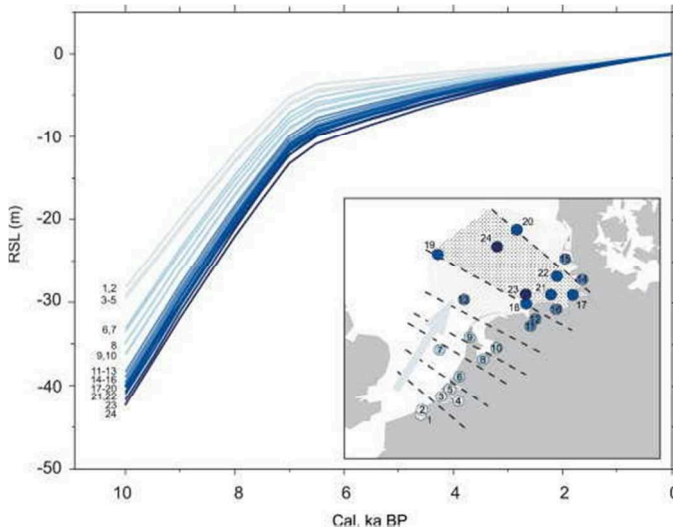


Fig.III.1.3 – Gradient isostatique Sud-Ouest/Nord-Est dans le Nord de l'Europe, en réponse au dégonflement du bourrelet proglaciaire de la calotte fennoscandienne (Vink *et al.*, 2007). Le secteur moucheté correspond approximativement à la zone de subsidence maximum du bourrelet.

Fig.III.1.3 – South-West/North-East orientated isostatic gradients in the North of Europe following the collapse of the Fennoscandian Ice-Sheet Forebulge (Vink *et al.*, 2007). The stippled area approximately corresponds to the zone of maximum post-glacial forebulge subsidence.

II . Variations du niveau marin relatif holocène le long des littoraux d'inondation des côtes atlantiques européennes et de l'entrée de la Manche

Il semble extrêmement difficile -voire impossible- de dresser des parallèles précis entre les évolutions du niveau marin relatif à l'échelle de l'ensemble de l'Europe du Nord-Ouest, tant une telle tentative se heurterait à l'importante variabilité spatiale des phénomènes isostatiques évoqués ci-dessus. Toutefois, il demeure possible de dégager quelques tendances, notamment entre le début et le milieu de l'Holocène, alors que la remontée du niveau marin est très rapide.

La tendance générale de remontée du niveau marin le long de la façade atlantique européenne peut-être subdivisée en deux grandes phases, reconnues dans l'ensemble des travaux portant sur le sujet (voir, par exemple, la synthèse de Leorri *et al.*, 2012). Il est aujourd'hui admis qu'entre 10000 BP et 7000 BP environ, le niveau marin a connu une remontée rapide de l'ordre de 7 à 8 mm/an. Passé 7000 BP, cette remontée s'est poursuivie à un rythme plus lent. Par contre, une grande variabilité existe entre les reconstitutions du niveau marin relatif pour des époques plus récentes, notamment après 4000 BP. A partir de cette période, les enregistrements du niveau marin apparaissent nettement plus divergents, et l'observation de tendances similaires devient plus difficile entre les différentes régions. De nombreux travaux font état d'une période particulièrement « floue » entre 4000 et 2000 BP environ, pour laquelle des modifications environnementales majeures semblent avoir concerné le nord-ouest de l'Europe (entre autres, Lamb, 1977 ; Long & Hughes, 1995 ; Van Geel, 1996 ; Billeaud *et al.*, 2009 ; Meurisse-Fort, 2009 ; Lespez *et al.*, 2010 ; Tessier *et al.*, 2012 ;

Goslin *et al.*, 2013 ; Tisdall *et al.*, 2013 ; Stéphan *et al.*, 2014) ainsi que la façade occidentale depuis l'Aquitaine jusqu'au Portugal (Pontee *et al.*, 1997 ; Taste and Pontee, 1998 ; Clavé *et al.*, 2001 ; Moura *et al.*, 2007 ; Leorri *et al.*, 2012).

II.1. Les côtes méridionales du Royaume-Uni

Le Sud-Ouest du Royaume-Uni (plus particulièrement le sud-ouest de l'Angleterre ; Devon, Cornouailles Anglaises) a récemment fait l'objet de travaux concernant le niveau marin relatif holocène (Massey, 2004 ; Edwards, 2006 ; Massey & Taylor, 2007 ; Massey *et al.*, 2008). Les résultats obtenus pour région seront particulièrement intéressants à comparer à ceux obtenus pour le Finistère, en raison (i) de la faible distance séparant les deux régions et (ii) de leur similarité géologique et géomorphologique. Nous verrons dans la suite de ce travail quelles informations peuvent être obtenues par l'étude des différences entre les courbes de niveau marin relatif obtenues pour le Sud-Ouest du Royaume-Uni et la Bretagne, notamment pour la compréhension des dynamiques de réajustement isostatiques.

La reconstitution effectuée par Massey (2004), Massey & Taylor (2007) et par Massey *et al.* (2008) montre une histoire du niveau marin relatif marquée par une remontée générale de 21 ± 4 m au cours des 9000 dernières années (Fig.III.2.1). Il y a environ 7000 B.P., le niveau marin était situé à -8 ± 1 m par rapport à l'actuel. Après cette époque, le relèvement du niveau marin subit un net ralentissement, s'effectuant ensuite à une vitesse d'environ 1 mm/an (Massey *et al.*, 2008). Entre 7000 et 4500 *cal.* B.P., la tendance de remontée du niveau marin est moins claire, plusieurs scénarios pouvant être envisagés entre un ralentissement du rythme de remontée et une éventuelle période de stabilisation. L'ensemble des points matérialisant le niveau marins durant cette période sont susceptibles d'avoir subi un important déplacement vertical induit par la compaction *post-dépôt*, processus entraînant une sous-estimation de la position du niveau marin passé (Massey *et al.*, 2008). La densité d'information diminue très fortement à partir de 4500 *cal.* B.P. et les auteurs notent la difficulté d'obtenir des points postérieurs à 4000 B.P. Ces derniers soulignent aussi l'importance considérable du rôle perturbateur joué par les processus morfo-dynamiques et sédimentaires sur le bon enregistrement du niveau marin relatif, et ce dès 7000 B.P. Le recul des cordons est considéré comme ayant pu avoir un effet particulièrement important sur les dépôts d'arrière-barrière sur lesquels sont basés les reconstitutions (Massey *et al.*, 2008). Pour le Sud-Ouest de l'Angleterre, les prédictions de niveau marin relatif produites par modèles de réajustement isostatiques (Massey *et al.*, 2008 ; Bradley *et al.*, 2011 ; Kuchar *et al.*, 2012), confirment, de manière générale, un premier ralentissement du rythme de remontée autour de 7000-6000 *cal.* B.P., puis un second autour de 4000 *cal.* B.P. Les derniers mo-

dèles de Bradley *et al.* (2011) et de Kuchar *et al.* (2012) indiquent, quant à eux, une dernière phase de ralentissement autour de 1000 cal. B.P.

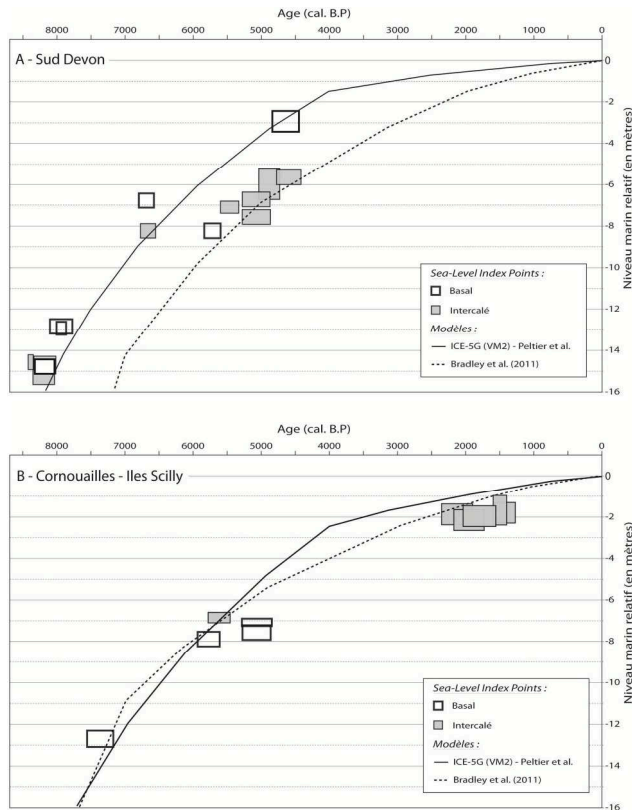


Fig.II.2.1- Evolution du niveau marin relatif dans le Sud-Ouest de l'Angleterre et prédiction des modèles de réajustement isostatique (d'après Massey *et al.*, 2008)

Fig.II.2.1- Relative Sea-level evolution in South-West UK and Glacio-Isostatic Adjustment model predictions (after Massey *et al.*, 2008)

Shennan *et al.* (2012) proposent une subsidence du sud de l'Angleterre plus importante à l'ouest qu'à l'est pour le dernier millénaire (-0,7 mm/an en Cornouaille Anglaise contre -0,3 mm/an dans le Kent) (Fig.III.2.2). Toutefois, comme nous le verrons dans le chapitre VII, la représentativité des modèles de réajustements demeure encore imparfaite, comme le montre l'ajustement imparfait entre les prédictions de ces derniers et les observations de terrain.

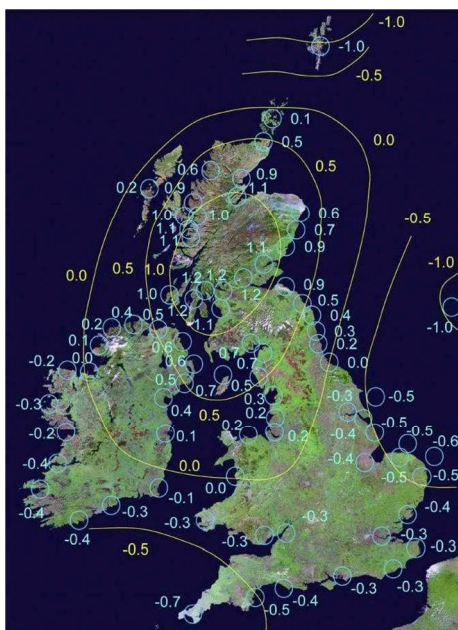


Fig.III.2.2- Vitesses de mouvement vertical relatif (en mm.an⁻¹) au Royaume-Uni depuis 1000 B.P jusqu'à nos jours (Shennan *et al.*, 2012). Les valeurs négatives expriment une subsidence, tandis que les valeurs positives expriment un soulèvement.

Fig.III.2.2 - Rate of relative land-level change since 1000 B.P. in the British Isles (Ireland and the UK) (mm a⁻¹). Relative land uplift is shown by positive figures and relative subsidence as negative ones (Shennan *et al.*, 2012)

II.2. La Bretagne et les côtes de la Manche

Dans le Finistère, seules deux études ont, jusqu'alors, produit des reconstitutions du niveau marin relatif pour l'Holocène (Fig.II.2.3). La première, réalisée au début des années 1970, a permis de dresser une courbe de remontée du niveau marin relatif à partir de dépôts tourbeux de la côte nord du Finistère (Morzadec-Kerfourn, 1974). Plus récemment, des travaux réalisés en rade de Brest ont abouti à la publication d'une seconde courbe (Stéphan, 2008, 2011). Ces deux études s'accordent autour d'une remontée continue du niveau marin relatif entre 6000 et 4000 *cal.* B.P., et proposent la survenue d'une baisse pluri-métrique du niveau marin relatif entre 4000 et 3000 B.P. environ (Fig.III.2.3). Aucune de ces études n'inclut de données antérieures à 6000 B.P. Nous reviendrons plus en détail sur ces travaux qui concernent directement notre secteur d'étude. Une attention particulière sera notamment portée à évaluer la réalité de cet éventuel épisode de baisse du niveau marin relatif, absent de la grande majorité des études réalisées sur d'autres côtes européennes. Sur la côte d'Aquitaine, la même période est même marquée par une très nette remontée du niveau marin (voir ci-dessous).

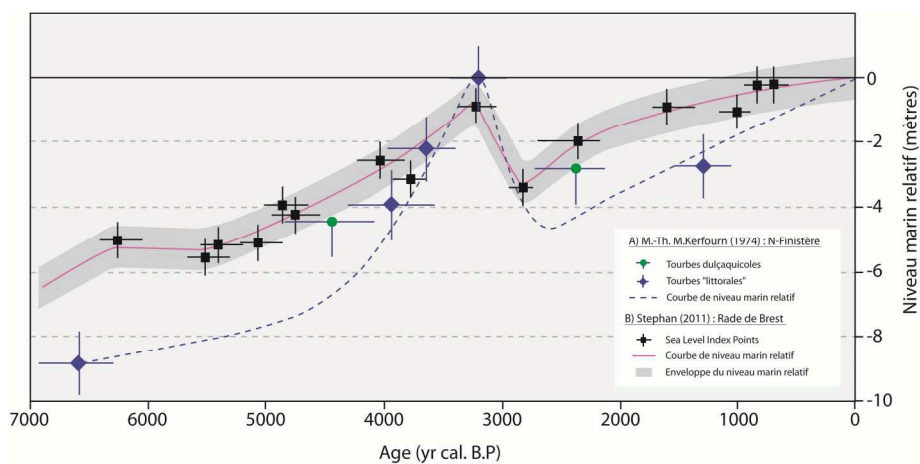


Fig.III.2.3- Courbes du niveau marin relatif obtenu dans le Finistère par Morzadec-Kerfourn (1974) et Stéphan (2008,2011). (modifié de Morzadec, 1974 et de Stéphan, 2011).

Fig.III.2.3- Relative sea-level curves obtained in the Finistère region by Morzadec-Kerfourn (1974) and Stéphan (2008, 2011). (modified from Morzadec, 1974 and Stéphan, 2011).

Un peu plus à l'est, plusieurs études ont concerné le remplissage sédimentaire holocène de la baie du mont St-Michel, et notamment du marais de Dol-de-Bretagne (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Van de Plassche, 1991 ; Tessier *et al.*, 2010, 2012). La courbe dressée pour ce secteur par Van de Plassche (1991) montre une remontée du niveau marin d'environ 8 mm/an entre 7000 et 6000 BP, puis une inflexion du rythme de remontée à environ 1,5 mm/an à partir de 6000 B.P. Toutefois, comme le précise l'auteur, « les altitudes des points-index sont tous, à l'exception du point le plus

ancien, susceptibles d'avoir subi de la compaction »⁵. Delibrias et Guillier (1971) et, surtout, Ters (1973, 1986) ont cherché à reconstruire les variations du niveau marin sur toute la façade occidentale française, des côtes de la Manche au Golfe de Gascogne. Les travaux de Ters (1973, 1986) ont produit une courbe montrant des oscillations millénaires pluri-métriques dans la remontée du niveau marin holocène. Cependant, les données compilées dans cette étude proviennent de secteurs très différents, susceptibles d'avoir connu des mouvements verticaux différents durant l'Holocène, du fait, par exemple, d'effets variables de la glacio- et de l'hydro-isostasie. De plus, l'absence de prise en compte de marges d'erreurs altitudinales fait que la réalité de telles oscillations ne peut être confirmée (Delibrias & Guillier, 1971 ; Lambeck, 1997).

Les côtes Sud de la Bretagne n'ont pas véritablement fait l'objet de reconstitutions de l'évolution du niveau marin relatif holocène. Toutefois, l'étude du remplissage sédimentaires des vallées incisées sud-bretonnes (Vilaine, ria d'Étel) apporte des informations pouvant être reliées à l'évolution du niveau marin relatif (Menier *et al.*, 2010 ; Sorrel *et al.*, 2010 ; Estournès, 2011 ; Estournès *et al.*, 2012).

II.3. Le golfe de Gascogne : du sud de la Bretagne au Pays-Basque espagnol

Les côtes atlantiques françaises ont fait l'objet de peu d'études centrées sur la reconstitution du niveau marin Holocène, peut-être du fait d'une sous-représentation, le long de ces côtes, des environnements de schorre (ou « *salt-marshes* »), particulièrement propices à ce type d'étude (Leorri *et al.*, 2012). Si un certain nombre d'études paléo-environnementales donnent des informations indirectes sur les positions passées du niveau marin (Bernard, 1995 ; Clavé, 2001 ; Visset & Bernard, 2006), seuls les travaux de Delibrias & Guillier (1971), de Ters (1973, 1986) et, plus récemment de Leorri *et al.* (2012) ont produit des reconstitutions du niveau marin relatif holocène pour le Golfe de Gascogne (Fig.III.2.4).

D'une manière générale, la remontée du niveau marin relatif le long des côtes atlantiques françaises s'est faite selon un rythme décroissant tout au long de l'Holocène avec un ralentissement très marqué de la remontée autour de 7000 BP. Les résultats des modélisations réalisées par Leorri *et al.* (2012 ; Fig.III.2.5) à partir de données obtenues dans le nord et le sud du golfe de Gascogne tendent à montrer que la Bretagne aurait subi une subsidence plus forte que celle subie par le nord de l'Espagne, ce qui prouverait que la Bretagne était en position de *forebulge* (bourrelet pro-glaciaire), ce qui n'était vraisemblablement pas le cas du nord de l'Espagne.

⁵ Van de Plassche (1991) p.293 - "The depths of the new sea-level data have been affected by sediment compaction also, except in the case of the oldest one, which pertains to a sample from the base of the basal peat."

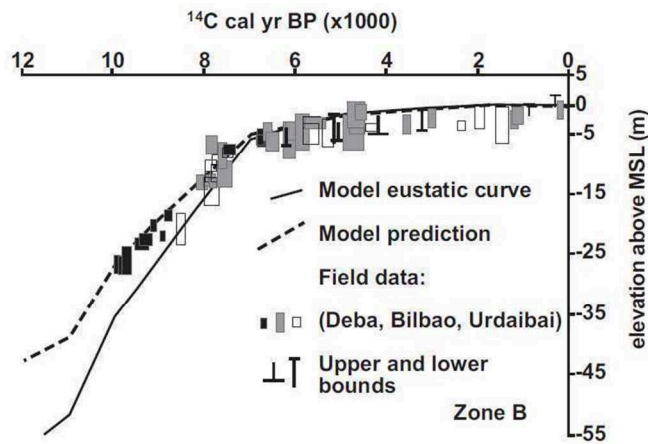


Fig.III.2.4 - Reconstitution du niveau marin relatif holocène obtenu par Leorri *et al.* (2012) dans trois estuaires espagnols du Sud du golfe de Gascogne et prédictions des modèles de réajustement pour le secteur.

Fig.III.2.4 - Holocene relative sea-level reconstitution obtained from three Spanish estuaries situated in the South of the Bay of Biscay by Leorri *et al.* (2012) and GIA models predictions for the region.

Néanmoins, il est important de considérer l'ancienneté des données de niveau marin relatif formant la base des modélisations menées par Leorri *et al.* (2012) sur la Bretagne et le nord du Golfe de Gascogne. Comme nous l'avons évoqué plus haut, ces observations anciennes (Delibrias & Guillier, 1971 ; Ters, 1973, 1986) sont entachées d'erreurs importantes, notamment sur la détermination altitudinale des niveaux marins passés. La corrélation entre les modèles et les données de terrain est, par conséquent, faible (Leorri *et al.*, 2012). Ainsi, comme le soulignent les auteurs eux-mêmes, il est prudent de ne considérer les résultats des modélisations obtenus pour ces zones qu'à titre indicatif. De plus, il nous est apparu, après vérification des données utilisées, qu'une confusion avait été faite dans l'utilisation des données obtenues par Ters (1986) et Delibrias & Guillier (1971) sur un site nommé « Saint-Marc » : en effet, Leorri *et al.* (2012) attribuent l'ensemble de ces données à un site qu'ils situent dans le sud de la Bretagne. Or, en réalité, les données de Ters (1973,1986) et de Delibrias & Guillier (1971) proviennent en fait de deux sites bien distincts : l'un, « St-Marc-sur-Mer », est situé à proximité de St-Nazaire en Loire-Atlantique et l'autre, « St-Marc en Tévenec », se situe dans les « Côtes du Nord », c'est-à-dire dans le nord de la Bretagne (Fig.III.2.5). Cette confusion, également faite par Lambeck (1997), remet quelque peu en cause les résultats des modélisations effectuées et donc les conclusions tirées sur les dynamiques de réajustement isostatiques obtenues par les auteurs pour ces zones. Cette confusion mise à part, l'étude de Leorri *et al.* (2012) présente de nouvelles données originales obtenues par les auteurs en Pays Basque espagnol, ou précédemment publiées sur la zone par Cearreta (1998) et Leorri & Cearreta (2004).

De même que pour les observations compilées par Massey *et al.* (2008) dans le sud-ouest de l'Angleterre, il sera très intéressant de comparer celles de Leorri *et al.* (2012) à celles obtenues dans le cadre de notre étude. Nous reviendrons notamment plus en détail sur la problématique des gradients isostatiques à l'échelle de la façade atlantique européenne plus loin dans ce manuscrit (Chapitre VII.II.5)

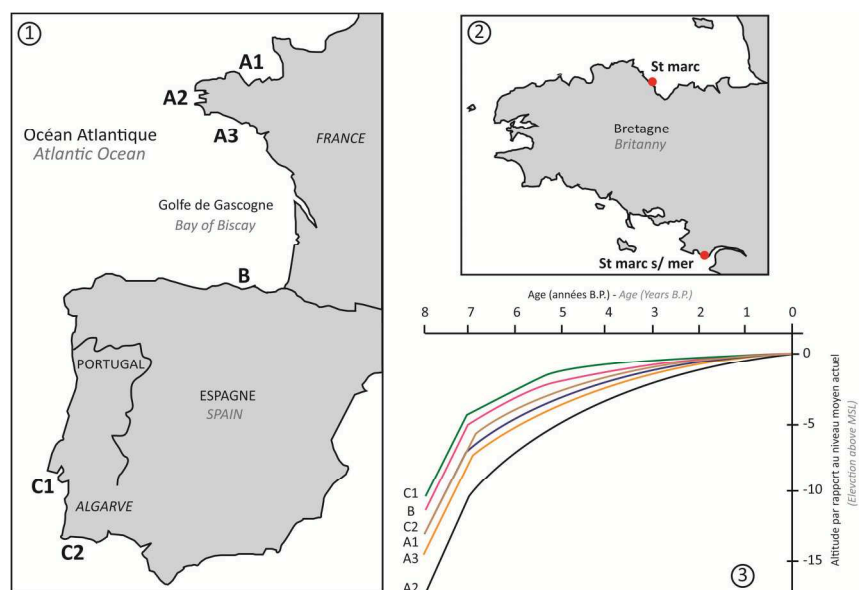


Fig.III.2.5 - Gradient isostatique Nord-Sud issu des modélisations menées par Leorri et al. (2012) en Bretagne, dans le Sud du golfe de Gascogne et dans le Sud du Portugal. (1) Localisation des sites de référence utilisés par les auteurs, (3) résultats produits par les modèles de réajustement isostatique. (Modifié de Leorri et al., 2012). La carte (2) illustre la confusion effectuée par les auteurs entre deux sites situés au Nord et au Sud de la Bretagne.

Fig.III.2.5 - North-South orientated Isostatic gradient obtained by Leorri et al. (2012) from GIA model runs on Brittany, on the south of the Bay of Biscay and in the south of Portugal. (1) location of the reference sites used by the authors, (3) results of the GIA models (modified from Leorri et al., 2012). Map (2) show the confusion made by the authors between two sites situated in the North and in the South of Brittany.

CHAPITRE 4 : Présentation de la zone d'étude

I . LA PENINSULE FINISTERIENNE : CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

I.1. Histoire géologique simplifiée

La péninsule Armoricaire, et notamment le Finistère, est située à la terminaison occidentale du massif Armoricain. La morphologie et la géologie du massif Armoricain est le fruit d'une histoire longue et complexe fait d'une succession d'épisodes orogéniques et de périodes d'érosion. Le massif Armoricain a connu deux grandes périodes d'orogénèse active, principalement responsables des grandes caractéristiques géologiques du massif Armoricain (Le Corre *et al.*, 1991) (Fig.IV.1.1).

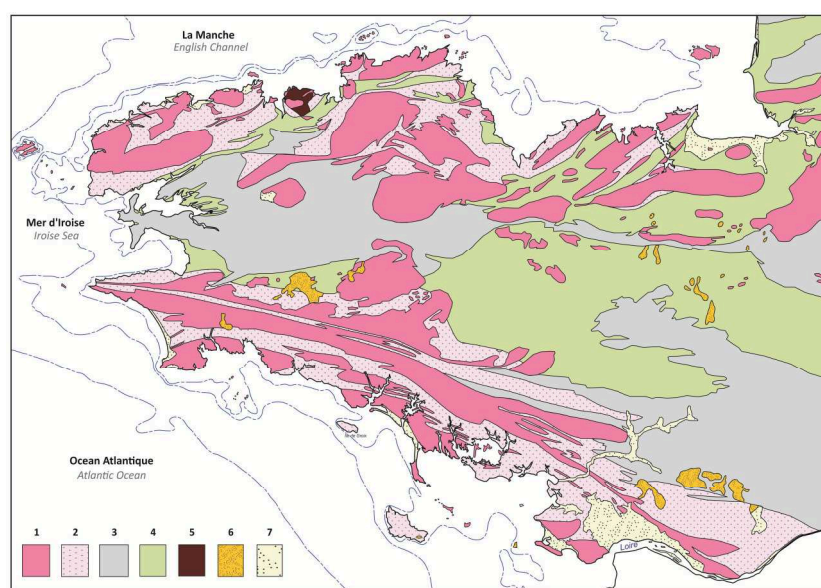


Fig.IV.1.1 - Carte géologique simplifiée du Massif Armoricain (realisation S.Suanez). 1 : Roches endogènes paléozoïques à faciès granitique, 2 : roches métamorphiques (gneiss, amphibolites), 3 : roches sédimentaires paléozoïques (alternances schistes/grès), 4 : formations briovériennes métamorphisées (schistes), 5 : roches volcaniques cadomiennes, 6 : dépôts tertiaires pléistocènes, 7 : formations superficielles quaternaires.

Fig.IV.1.1 - Simplified geological map of the Armorican Massif (realization S.Suanez). 1: Endogenous Paleozoic rocks with granitic facies, 2: metamorphic rocks (gneiss, amphibolites), 3: Paleozoic sedimentary rocks, 4: Brioverian metamorphic formations (alternating shale/ sandstone formations), 5: Cadomian volcanic rocks, 6: Tertiary Pleistocene deposits, 7: superficial quaternary deposits.

- Entre -750 et -520 millions d'années se met en place la chaîne dite « Cadomienne », produit d'une dynamique de subduction à la marge de l'Océan Celtique, provoquant la formation d'une cordillère au Nord et d'un synclinal géant au centre et au sud de la Bretagne. Une seconde chaîne, dite « Hercynienne » ou « Varisque », se met en place entre -360 et -300 millions d'années environ, sous un régime compressif provoqué par la collision entre deux super-continentes : la Laurasia et le Gondwana. Cette dernière phase est responsable de la mise en place des grands batholites granitiques Armoricains. Entre les deux phases orogéniques, au paléozoïque, la déformation synclinale centrale

est envahie par la mer, donnant lieu à une succession de dépôts sédimentaires argileux et sableux, responsables des formations de schistes et de grès armoricains. A partir de -270 Ma environ et jusqu'à -150 Ma, la chaîne Hercynienne connaît une grande phase d'érosion responsable d'un aplanissement des formations Primaires. La surface d'érosion de cette période (la « pénéplaine post-hercynienne ») demeure aujourd'hui clairement observable dans les paysages finistériens, et est particulièrement frappante au niveau des falaises littorales du centre Finistère (Cogné, 1974).

- Durant le Tertiaire, du fait de l'orogénèse alpine, le Massif Armoricain est concerné par une tectonique cassante, responsable d'affaissements (baie de St-Brieuc, baie de Quiberon) et de soulèvements (Belle-Ile, île de Groix) et d'un basculement Nord/Sud du socle Armoricain qui se prolonge durant le Quaternaire (Guilcher, 1949; Wyns, 1991; Bonnet *et al.*, 1998a, 1998b, 2000). Ce basculement est considéré comme étant la cause principale de la différenciation morphologique entre le nord et le sud du Finistère (Wyns, 1991 ; Bonnet *et al.*, 2000) : vallées très incisées, faible remplissage sédimentaire et bassins versants de taille modeste au Nord; remplissage sédimentaire plus important, morphologie littorale plus douce et bassins versants de grande taille au Sud (Fig.IV.1.2).

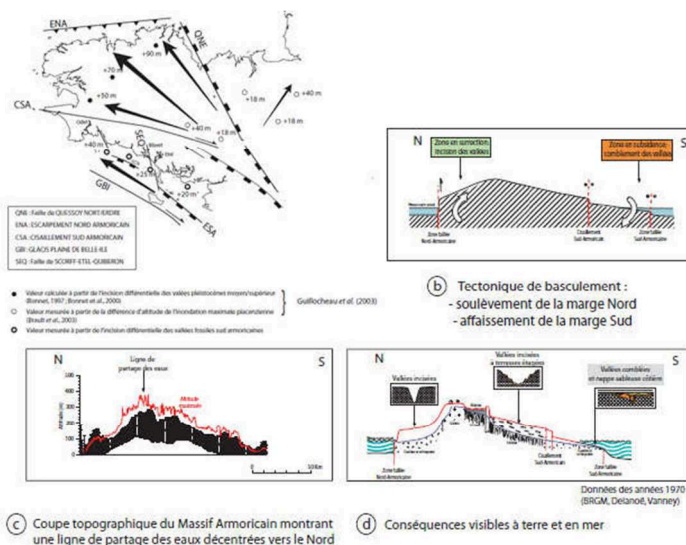


Fig.IV.1.2 - Basculement Nord-Sud de la péninsule bretonne durant le tertiaire, en lien avec l'orogénèse alpine, et conséquences morphologiques associées (Menier, 2004)

Fig.IV.1.2 - North-South tilting of the Brittany peninsula during the Tertiary, induced by the Alpine orogeny, and associated morphological consequences (Menier, 2004)

- Au Quaternaire, le littoral du Finistère est soumis aux variations du niveau de la mer au gré des alternances glaciaires/interglaciaires. Les hauts niveaux marins pléistocènes sont, par endroits, encore observables aujourd'hui, matérialisés par des plages perchées préservées à l'intérieur des terres (Monnier, 1979 ; Morzadec & Monnier, 1982 ; Morzadec-Kerfourn, 1999) ou par des dépôts de type estuariens visibles par exemple en falaise à Pénestin, près de l'embouchure de la Vilaine (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1997). Au cours du dernier Interglaciaire Eémien (-130000/-115000 BP environ), le niveau marin est supérieur à l'actuel de plusieurs mètres (5 mètres environ), comme en atteste les formations de plages de galets soulevées observées tout autour de la péninsule, conservées notamment dans le Nord Finistère (Hallégouët & Van Vliet, 1986).

Géologiquement, l'Ouest de la Bretagne et plus particulièrement le Finistère, partagent un certain nombre de traits communs avec le Sud-Ouest de l'Angleterre, Devon et Cornouaille Anglaise (Guilcher, 1949 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000 ; Gibbard & Lautridou, 2003) au niveau de la lithologie et des paramètres tectoniques.

I.2. Cadre structural

Au nord, le Massif Armoricaïn est délimité par une fracture, l'Escarpeïment Nord-Armoricaïn (ENA), matérialisant la frontière avec le domaine géologique de la Manche (Fig.IV.1.3). Ce dernier est caractérisé par un système de blocs en demi-graben, délimités par des failles crustales pluri-kilométriques (4 kilomètres de profondeur en moyenne ; Evans, 1990 ; Lagarde *et al.*, 2003) (Fig.IV.1.3). L'origine de ces failles remonte aux orogénèses Cadomiennes et Hercyniennes, mais elles auraient pu être le siège de plusieurs épisodes de réactivation post-hercyniens (Evans, 1990 ; Lagarde *et al.*, 2003). Le fossé le plus profond est appelée « Fosse des Casquets » ou « Hurd Deep » (Evans, 1990 ; synthèse dans Lericolais, 1997) (Fig.IV.1.3). Dans un tel contexte, La marge Atlantique sud-Armoricaïne a connu une histoire de marge passive, subsidant depuis l'ouverture du Golfe de Gascogne, entre le Jurassique et le Crétacé Supérieur (de -135 à -80 Ma ; Evans, 1990 ; Le Suavé, 2000). Depuis l'Eocene, la partie occidentale du domaine de la Manche (les « *Western Approaches* ») subside à des vitesses de 0.02 à 0.04 mm.an⁻¹ (Evans, 1990 ; Van Vliet *et al.*, 1997 ; Bonnet *et al.*, 2000). Si cette évolution à long terme a déterminé le cadre structural général du Massif Armoricaïn, elle peut cependant être considérée comme d'ampleur négligeable sur la période de temps à laquelle s'intéresse ce travail.

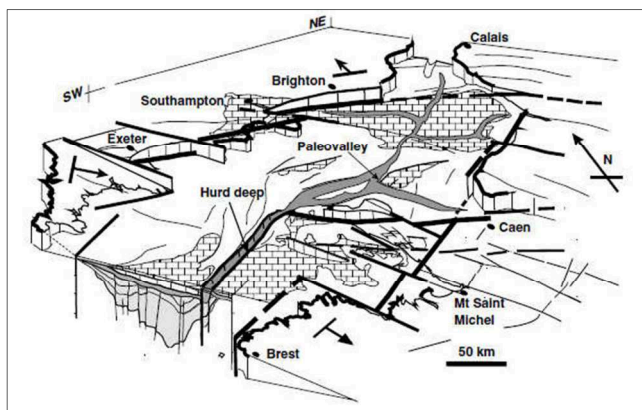


Fig.IV.1.3 - Interprétation morpho-tectonique de la Manche, montrant les principales zones de fracturation. (Lagarde *et al.*, 2003)

Fig.IV.1.3 - Three-dimensional morphotectonic interpretation of the English Channel showing the major fault zones (Lagarde *et al.*, 2003)

Le Massif Armoricaïn est caractérisé par un réseau de fracturations orientées selon trois directions principales (Le Corre *et al.*, 1991) (Fig.IV.1.4): une fracturation N70° issue de l'orogénèse Cadomienne, une fracturation N 110-130° issue de la phase Hercynienne, ainsi qu'une dernière, orientée N 140-160°. De grandes failles traversent le domaine selon des directions orientées E-W à

NW-SE, sur lesquelles viennent se superposer des décrochements de moindre amplitude, orientés Nord-Sud (N 10-20°). Au sud de la Bretagne, le Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA ou SASZ pour « *South Armorican Shear Zone* ») est une faille coulissante s'étendant de la pointe du Raz en direction de Lorient, orientée N105 dans sa partie occidentale (Fig.IV.1.4). Cette faille s'est mise en place lors de l'orogénèse hercynienne et continue à fonctionner toujours aujourd'hui (voir, par exemple, Perrot *et al.*, 2005). Au nord, le Cisaillement Nord-Armoricaïn (CNA ou NASZ pour « *North Armorican Shear Zone* ») suit une direction grossièrement similaire au CSA.

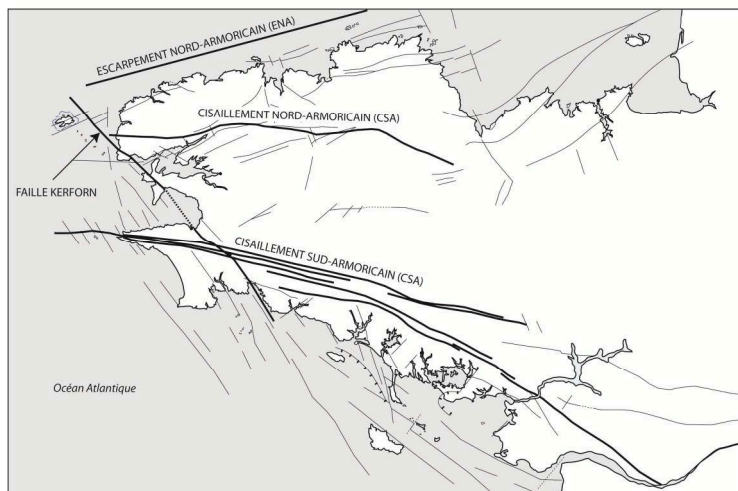


Fig.IV.1.4 - Grands traits structuraux du massif Armoricaïn (modifié de Suanez, comm. pers.).

Fig.IV.1.4 - Main structural features of the Armorican Massif (modified from S.Suanez, comm. pers.)

Ces failles individualisent trois domaines distincts, caractérisés par des formations lithologiques différentes (Rolet, 1994) : (i) le domaine Nord-Armoricaïn, situé au nord du CNA, et constitué de formations issues de l'orogénèse cadomienne (Brun & Bale, 1990), (ii) le domaine centre-Armoricaïn compris entre le CNA et le CSA, principalement sédimentaire et (iii) le domaine Sud-Armoricaïn situé au Sud du CSA, principalement composé des roches métamorphiques. La faille Nord-Sud la plus importante de la Bretagne Occidentale est connue sous le nom de « faille Kerforn », est un décrochement Nord-Sud orienté N135-150 ayant provoqué un déplacement dextre d'ampleur kilométrique observable dans le sud-Finistère, jusqu'en presqu'île de Crozon. Plus au nord, son existence n'est plus matérialisée que par des filons orientés (Chauris & Hallégouët, 1989). Le Finistère, et plus largement toute la péninsule Bretonne, est encore aujourd'hui le siège d'une sismicité active sous l'effet du régime compressif affectant l'Europe de l'Ouest (Wyns, 1991 ; Bonnet *et al.*, 2000). Ce dernier est lié au déplacement vers le nord de la plaque Ibérique. Celle-ci est toutefois de faible ampleur (une dizaine de séismes de magnitude supérieure à 4 et inférieure à 5,5 depuis 1962) et concentrée le long des failles de cisaillement. Le régime compressif pouvant être considéré comme d'intensité constante en Bretagne à l'échelle de l'Holocène, l'intensité de l'activité sismique durant cette période peut être considérée comme ayant été comparable à l'actuelle.

II . Présentation des sites d'étude

II.1. Logique de sélection des sites d'étude

II. 1. 1. Sélection des sites de sondage

Nos sites d'étude ont été choisis tout autour de la côte Finistériennes, au sein d'environnements présentant (i) différents les uns par rapport aux autres au niveau de leur configurations morpho-sédimentaires (marais d'arrière-barrière, milieux lagunaires, ria de fond de baie), (ii) présentant des conditions de sédimentations variées au niveau des sources et des apports de sédiments, ainsi qu'au niveau des conditions de préservation des corps sédimentaires), et (iii) orientés différemment vis-à-vis des agents de forçage dominants (la houle notamment).

Les sites d'étude ont été choisis afin de satisfaire la double problématique de travail du programme de recherche COCORISCO (reconstitution du niveau marin relatif et de la paléotemporalité). Certains d'entre eux n'ont pas été choisis spécifiquement en vue de la reconstitution du niveau marin et, ainsi, n'ont pas toujours été les plus propices à une reconstitution longue et continue du niveau marin, notamment du fait de la présence de nombreux hiatus dans les séquences sédimentaires. D'un autre côté, nous verrons qu'un tel choix de sites nous a permis (i) de nous prémunir contre les particularités pouvant résulter de l'étude d'un secteur géographique trop restreint (effets de site, évolutions locales particulières) et (ii) de mieux cerner les évolutions du niveau marin à l'échelle régionale. Sur certains sites, nos résultats ont pu être comparés à ceux qui avaient été obtenus sur les mêmes séquences lors de précédents travaux (Guissény, Plouguerneau, Rade de Brest, Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Stéphan, 2008, 2011). La ré-évaluation et l'utilisation des données produites par ces études feront l'objet de développements spécifiques plus loin dans ce mémoire.

II. 1. 2. Sélection des sites pour l'étude des corps sédimentaires d'avant-côte

Le domaine d'avant-côte de certains sites a fait l'objet de levés bathymétriques et sismiques afin de caractériser les corps sédimentaires, aujourd'hui immergés, préservés dans ce domaine et dans les petites profondeurs. Les sites qui ont fait l'objet de ces levés ont été choisis parce qu'ils présentaient (i) des expositions différentes face aux agents de forçage météo-marins (houle notamment), (ii) des différences notables entre les configurations de la plate-forme rocheuse (pente, taille, découpage), (iii) des massifs dunaires relativement importants, (iv) des différences notables du point de vue des sources sédimentaires (apports fluviaux ou non, présence/absence de falaises) et (v) l'intérêt des sites dans le cadre de travaux déjà en cours ou futurs (suivi morphologiques actuels dans le cadres de l'étude des massifs dunaires et des risques de submersion). L'ensemble de ces

facteurs nous a conduits à retenir deux secteurs côtiers, sur lesquels ont été effectués des levés bathymétriques et sismiques.

II.2. Les sites du Nord Finistère

II. 2. 1. Physiographie des littoraux nord finistériens

La côte Nord du Finistère est principalement formée par la terminaison du plateau du Léon, haut de 80 à 110 mètres dans sa partie méridionale (aux environs de St Renan, abords de Brest) s'abaissant progressivement du Sud vers le Nord jusqu'à dominer des zones littorales basse d'une altitude moyenne de 50 mètres environ. Le plateau du Léon se termine, au Nord, par une falaise morte, partiellement guidée par le réseau de failles. Cette falaise, de 30 à 60 mètres de commandement, forme la transition entre la zone de plateau et la plate-forme à écueils s'étendant en mer en contrebas (Battistini & Martin, 1956 ; Hallégouët, 1971) selon des pentes variées. Plusieurs morphologies coexistent localement, en fonction de la topographie du plateau et de la présence ou de l'absence d'une plaine littorale basse au-devant de la falaise morte. Ainsi, certains secteurs sont caractérisés par une transition entre le plateau et la plate-forme marine se faisant en pente douce, tandis que d'autres sont formés d'un escarpement au-devant duquel s'étend une zone basse, correspondant le plus souvent à des secteurs arrière-dunaires de type lagune, aujourd'hui comblés par des formations sableuses ou poldérisées.

Vers l'Ouest, à la transition entre le secteur du Léon et les côtes occidentales du Finistère, les falaises se font plus franches du fait d'un changement de lithologie (passage dans le domaine granitique hercynien). L'ensemble est découpé par plusieurs vallées fluviales, les Abers, résultats des multiples incisions du socle au cours des périodes de bas niveau marins quaternaires (vallées de l'Aber-Benoit, de l'Aber-Wrac'h). Le tracé de ces vallées résulte d'un contrôle structural, l'écoulement ayant exploité des réseaux de fracturation orientés N100-110°. Directement au débouché des fleuves importants (Abers Wrac'h et Benoît, et fleuves du Sud –Finistère, Odet, Laïta), les apports sédimentaires fluviaux peuvent avoir joué un rôle important. Dans les autres secteurs, le stock sédimentaire est surtout issu de la remontée de matériel depuis la plate-forme continentale lors de la transgression holocène et du débitage des formations périglaciaires pléistocènes (probablement de très faible épaisseur, Hallégouët, 1971). En de rares endroits (secteurs du Zorn et du Vougot dans l'anse de Guissény, anse du Brouénnou à Landéda ; Hallégouët & Van Vliet-Lanoë, 1986 ; Van Vliet-Lanoë, 1988), des falaises de taille modeste (4 à 5 mètres de haut), taillées dans des formations périglaciaires (coulées de Head) peuvent avoir participé à la fourniture de matériel sédimentaire lors de la transgression holocène.

Au-devant des côtes du Léon, la plate-forme à écueils est relativement étroite et très découpée. A cinq kilomètres de la côte en moyenne, un talus provoque le passage à des fonds de plus de 50 mètres. Cette configuration sera importante à prendre en compte lorsque seront comparées les évolutions morpho-sédimentaires du Nord et du Sud du Finistère. Les fonds sont composés, au large, de placages de cailloutis au large évoluant vers des couvertures de sables grossier dans les plus faibles profondeurs.

II. 2. 2. Guissény-Kerlouan (site n°1)

II. 2. 2-a. Guissény – Marais de Tressény

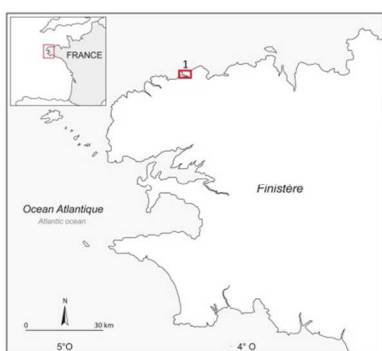


Fig.IV.2.1 – Carte de localisation du secteur de Guissény.

Fig.IV.2.1- Location map of the Guissény site.

Le marais de Tressény est un marais d'environ 12 ha situé dans le fond de l'anse de Tressény, situé au débouché du Quillimadec. Cette rivière draine un bassin versant de 82 km², et traverse les formations lithologiques des Gneiss de Lesneven (roches métamorphiques) et des leucogranites de Kernilis (roches pluto- niques), ainsi qu'une couverture limoneuse pléniglaciaire (Marcoux *et al.*, 2004) (Fig.IV.2.2).

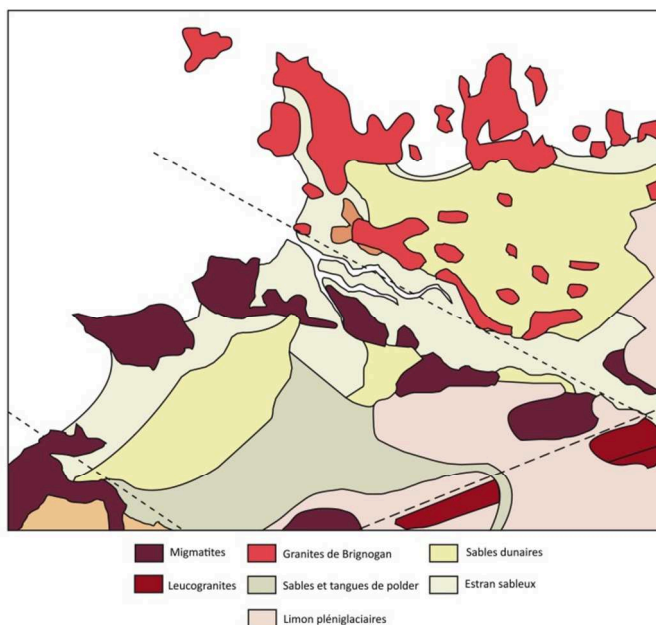


Fig.IV.2.2 - Carte géologique simplifiée du secteur de Guissény (d'après la carte géologique au 1 :50000 du BRGM)

Fig.IV.2.2 - Simplified geological map of the Guissény site (after the BRGM geological map at the 1:50000 scale).

Le marais est majoritairement constitué de formations de schorre à haut-schorre, entaillées par des chenaux de marée (Fig.IV.2.3). Le schorre évolue en une slikke sableuse très peu étendue au débouché de l'Anse. Le reste de l'Anse est majoritairement constitué d'un *sandflat* (slikee sableuse). Le débit du Quillimadec étant

faible (de l'ordre de 1 m³.s⁻¹ en moyenne), l'influence de la marée peut être considérée comme dominante sur le site. Ce site a été retenu du fait de sa situation très protégée des houles dominantes.

De potentiels changements de cours du Quillimadec sont néanmoins susceptibles de venir compliquer l'interprétation de la stratigraphie holocène

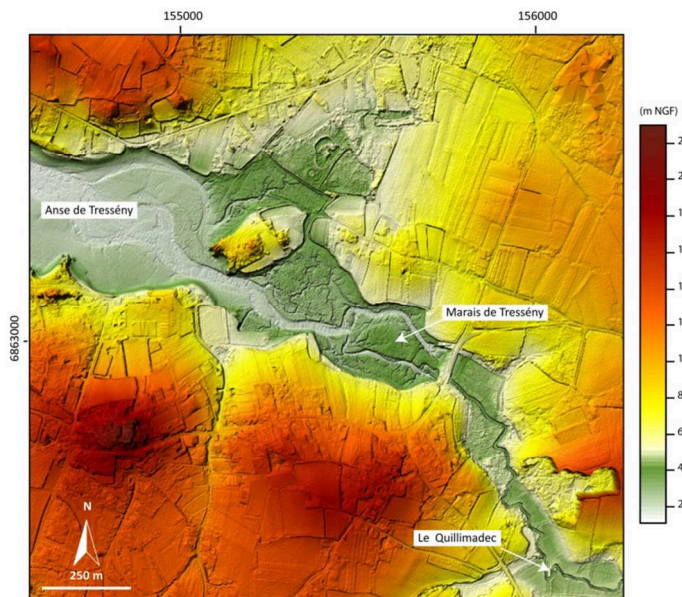


Fig.IV.2.3 - Image LIDAR du site de Guissény-Tressény.

Fig.IV.2.3 - LIDAR image of the Guissény-Tressény site.

II. 2. 2-b. Guissény – Le Curnic

Le massif dunaire du Vougot est un cordon dunaire s'étirant selon une direction SO-NE sur une distance de 2 km depuis la falaise morte du Zorn situé au Sud-Ouest du secteur (Fig.IV.2.4). Large de 250 à 400 m environ (Suanez & Cariolet, 2010), ce massif dunaire culmine à 13 m NGF. Le cordon protégeait une zone de marais, située en arrière, jusqu'en 1834, date de la construction d'une digue et du début de poldérisation de la zone arrière-dunaire. Dans la partie Est de la dune, à l'ouest et à l'est de la digue d'Enez Croas Hent, fermant le port du Curnic, des niveaux tourbeux stratifiés affleurent en bas et en milieu de plage, reposant sur des niveaux limoneux pléni-glaciaires, ainsi que sur des sols néolithiques. Ces derniers ont été étudiés par Giot (1960), ainsi que par Van Zeist (1963), révélant des traces d'habitations néolithiques (trous de poteaux), ainsi que des empreintes d'ours. Une étude fut également menée par Hallégouët *et al.* (1983) dans le secteur Sud-Est du polder, montrant la présence de stratifications de sédiments d'origine marine, fluviale et continentale. L'ensemble de la sédimentation préservée dans le secteur est holocène. Le massif dunaire est considéré comme s'étant mis en place durant l'âge du Bronze à la faveur d'un épisode de baisse du niveau marin (Hallégouët *et al.*, 1983, Guilcher & Hallégouët, 1991, Meur, 1993).

Les écueils sur lesquels est édifié le secteur du Curnic sont composé de « Migmatites de Plouguerneau », complexe lithologique composé d'une alternance de lits granitiques leucocrates et de passées mélanocrates riches en biotite (Marcoux *et al.*, 2004a), donnant aux affleurements un aspect zébré caractéristique (Fig.IV.2.2).

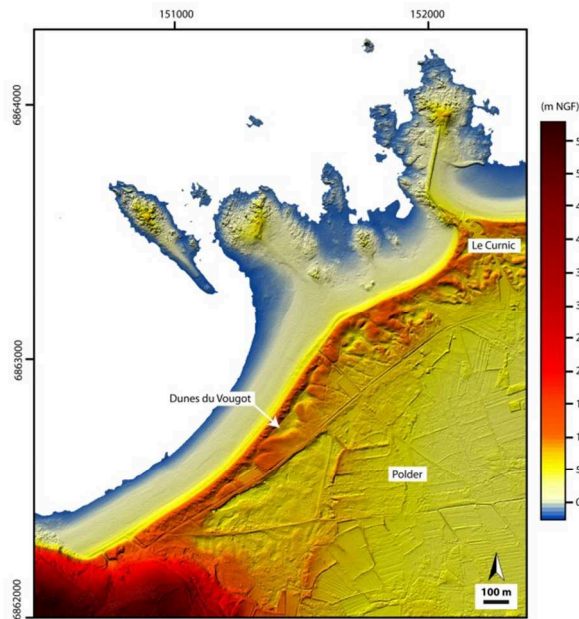


Fig.IV.2.3 - Image LIDAR du site de Guissény-Le Curnic.

Fig.IV.2.3 - LIDAR image of the Guissény-Le Curnic site.

II. 2. 2-c. Conditions hydrodynamiques actuelles

Le secteur de Guissény-Kerlouan est particulièrement exposée aux houles de secteur Nord-Ouest (Suanez *et al.*, 2011). Du fait de leur diffraction autour de la pointe du Finistère et, plus localement autour du secteur de l'île Vierge, les houles d'ouest de grande longueur d'onde parviennent aussi dans la baie.

Les hauteurs de marée pour le secteur ont été calculées par interpolation entre les valeurs obtenues à partir des deux stations de marée les plus proches (Brignogan et l'Aber-Wrac'h), distantes toutes deux d'environ 10 km au Nord-Est et à l'Ouest du secteur, respectivement (Référentiel Altimétrique Maritime RAM, 2012).

Référence(s) tidal(es) la (les) plus proche (s)	Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
<i>Closest Tidal Reference(s)</i>	<i>Tidal range (m)</i>	<i>HAT (m NGF)</i>	<i>MHWST (m NGF)</i>	<i>MHWNT (m NGF)</i>	<i>MSL (m NGF)</i>	<i>MLWST (m NGF)</i>
Brignogan Aber Wrac'h	7,52	4,74	4,06	2,36	0,62	-3,46

Tableau IV.2.1- Caractéristiques tidales du site de Guissény

Table IV.2.1 - Tidal characteristics of the Guissény site

II. 2. 3. Plouguerneau (site n°2)

Le secteur de Plouguerneau que nous avons étudié est la baie du Corréjou, située directement à l'Ouest du secteur de Guissény (Fig.IV.2.5). Cette baie est creusée dans les formations de migmatites de Plouguerneau (Marcoux *et al.*, 2004) (Fig.IV.2.6). Son ouverture a probablement été facilitée par l'action érosive des trois petits cours d'eau qui y débouchent au Nord-Ouest (Corréjou), à l'Ouest (Bassinig) et au Sud (Creac'h an Avel). A marée basse, la baie découvre un estran sableux

d'une soixantaine d'Hectares. En son centre, un filon de leucogranites orienté SO-NE, plus résistant, a permis la conservation d'îlots rocheux, formant une barrière topographique naturelle entre le nord et le Sud de la baie (Fig.IV.2.6). Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes intéressés aux sites du Corréjou, dans le fond Nord-Ouest de la baie, et de Creac'h an Avel dans le Sud. Ce site a été retenu du fait de son orientation plein Est, et donc de sa position d'abri par rapport aux houles dominantes.

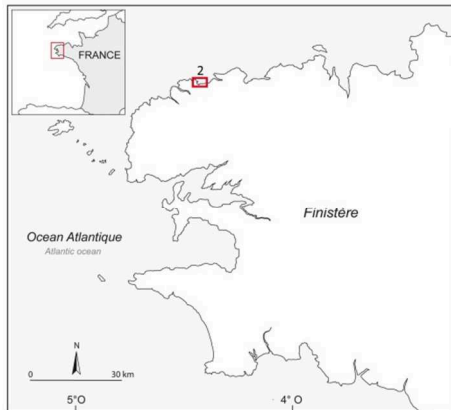


Fig.IV.2.5 - Carte de localisation du secteur de Plouguerneau.

Fig.IV.2.5 - Location map of the Plouguerneau site.

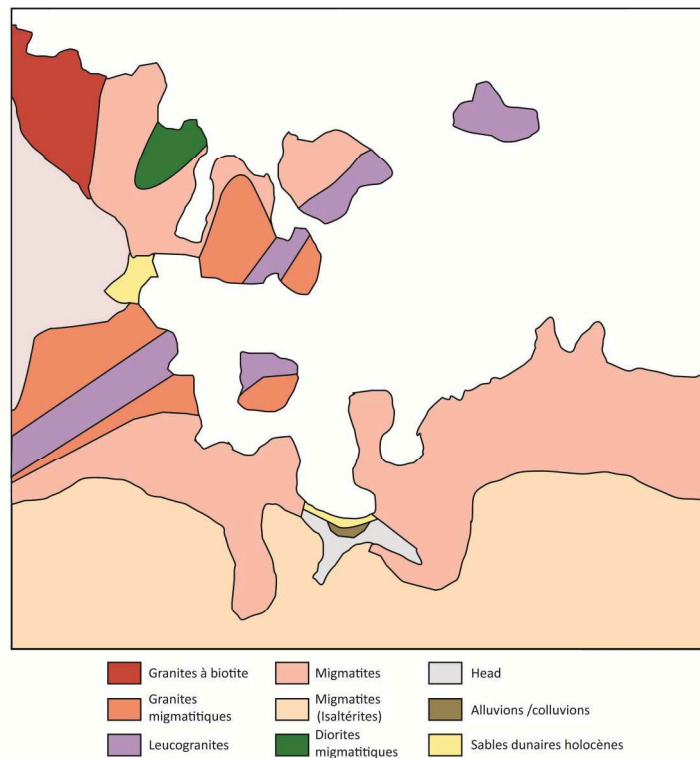


Fig.IV.2.6 - Carte géologique simplifiée de Plouguerneau (d'après la carte géologique au 1:50000 du BRGM)

Fig.IV.2.6 - Simplified geological map of Plouguerneau (after the BRGM geological map at the 1:50000 scale).

II. 2. 3-a. *Plouguerneau – Corréjou*

Le site de Plouguerneau-Corréjou (Fig.IV.2.7) est composé d'un massif dunaire de petite taille (250 mètres environ, 2 à 3 mètres de haut). Le site est actuellement protégé, au Nord, par un tombolo reliant l'île de Pen-Enez au continent, aujourd'hui artificialisé. En arrière du massif dunaire (à l'Ouest), une très petite zone humide (6 hectares environ) contient une oseraie ainsi que des formations à joncs et à carex. Sur l'estran, la couverture sableuse est relativement fine et recouvre des formations limoneuses grises puis ocre plus en profondeur.

II. 2. 3-b. *Plouguerneau – Creac'h an Avel*

Le site de Plouguerneau-Creac'h an Avel est composé d'un massif dunaire orienté NNO-SSE, long de 340 m et large d'une trentaine de mètres, isolant en arrière un zone humide de 2,5 Ha environ (Fig.2.7). Le site est caractérisé par plusieurs dépôts tourbeux et silteux holocènes. Ceux-ci ont été observés en coupe dans la dune, datés et analysés par Morzadec-Kerfourn (1974). La dune est aujourd'hui fixée, sur toute sa longueur, par un mur d'enrochement, qui ne permet plus l'observation en coupe. Néanmoins, le départ du sable lors d'épisodes de forts vents de secteur Nord à Est, expose à l'affleurement un dépôt tourbeux massif sur les trois quarts de la longueur de la plage.

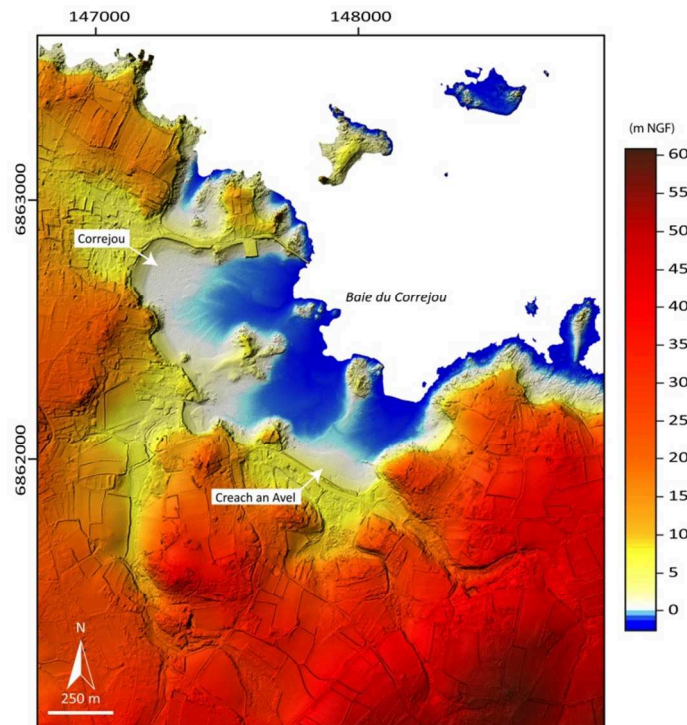


Fig.IV.2.3 - Image LIDAR du site de Plouguerneau.

Fig.IV.2.3 - LIDAR image of the Plouguerneau site.

II. 2. 3-c. Conditions hydrodynamiques actuelles

Les hauteurs de marée à Plouguerneau sont les mêmes que celle déterminées pour le secteur de Guissény-Kerlouan. La baie du Corréjou n'est véritablement sensible qu'aux houles de Nord à Nord-Ouest, la longueur du fetch dans l'anse de Guissény ne permettant de lever une mer importante que lors des très grosses tempêtes.

Référence(s) tidal(es) la (les) plus proche (s)	Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
<i>Closest Tidal Reference(s)</i>	<i>Tidal range (m)</i>	<i>HAT (m NGF)</i>	<i>MHWST (m NGF)</i>	<i>MHWNT (m NGF)</i>	<i>MSL (m NGF)</i>	<i>MLWST (m NGF)</i>
Brignogan Aber Wrac'h	7,52	4,74	4,06	2,36	0,62	-3,46

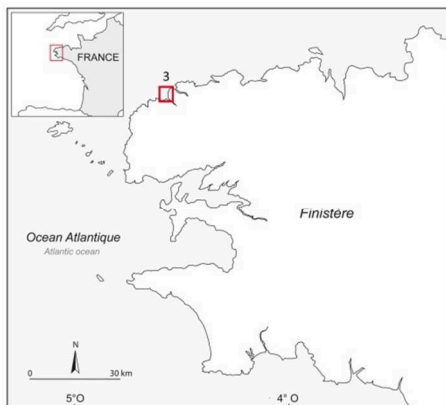
Tableau IV.2.2 - Caractéristiques tidales du site de Plouguerneau

Table IV.2.2 - Tidal characteristics of the Plouguerneau site

II. 2. 4. Landeda – Tariec (site n°3)

II. 2. 4-a. Description

Le site de Landeda - Tariec (Fig.IV.2.8) est situé à l'embouchure de l'Aber-Benoit et caractérisé par un complexe dunaire massif long d'environ 1,5 Km et large de 250 m en moyenne (Fig.2.9). A marée basse, la mer découvre un estran sableux de près de 2000 ha. La zone est parsemée d'îles et d'îlots (9 îles véritables et 18 îlots accessibles à marée basse), formant un chapelet circulaire sur toute la partie occidentale du site. Ce site a été retenu dans le cadre d'une collaboration entamée avec des archéologues, en la personne d'Y.Pailler (INRAP) et de Y.Sparfell (Goslin, 2010). En effet, les îles et îlots de cette archipel renferment une multitude de vestiges archéologiques, étudiés depuis les années 1960 (par exemple, par Giot *et al.*, 1979 ; Giot, 1982). De plus, des affleurements tourbeux



avaient déjà été identifiés sur l'estran (B. Hallégouët, *comm. pers.*; Y. Sparfell, *comm. pers.*) et demandaient à être précisément localisés et caractérisés. L'ensemble du site est principalement taillé dans le complexe des granites migmatiques de Landunvez (Fig.2.10).

Fig.IV.2.8 - Carte de localisation du secteur de Tariec.

Fig.IV.2.5 - Location map of the Plouguerneau site.

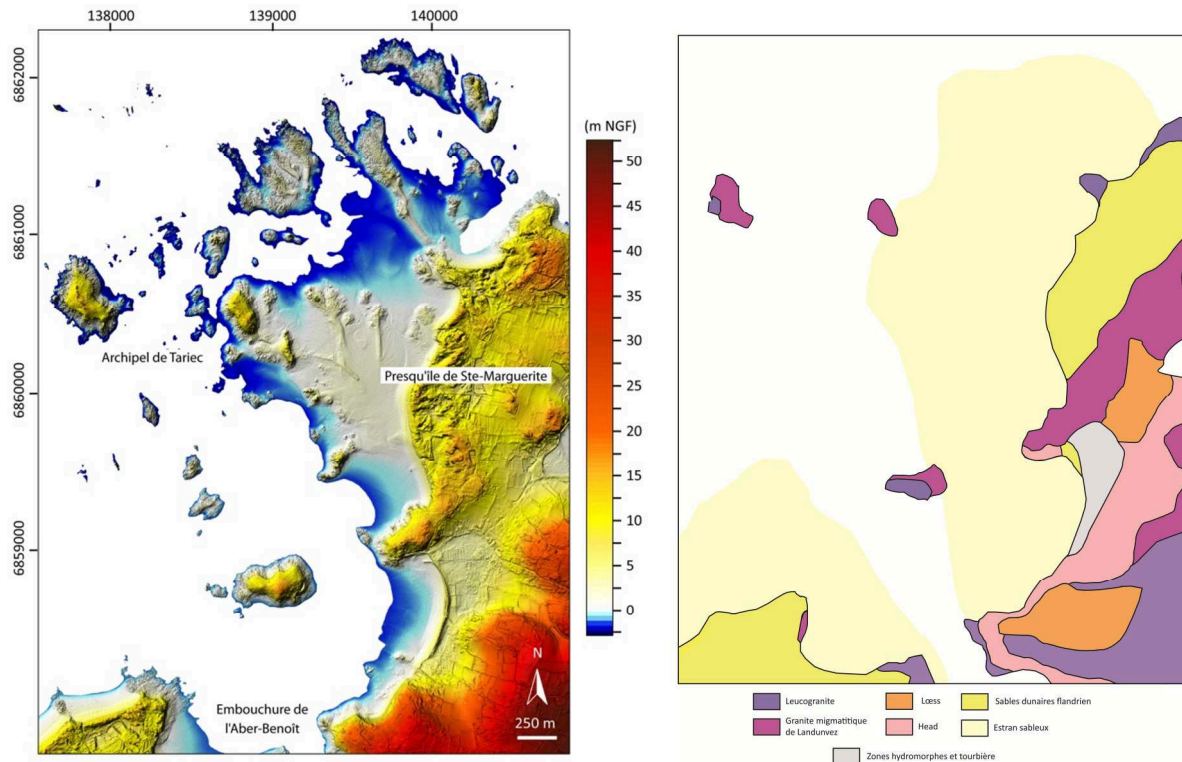


Fig.IV.2.9 - Image LIDAR du site de Tariec. LIDAR image of the Tariec site.

Fig.IV.2.10 - Carte géologique simplifiée du secteur de Tariec (d'après la carte géologique au 1 :50000 du BRGM). Fig.IV.2.10 - Simplified geological map of the Tariec site (after the BRGM geological map at at the 1:150000 scale).

II. 2. 4-b. Conditions hydrodynamiques actuelles

Les niveaux de marée sur ce site ont été obtenus directement à partir des hauteurs données par le RAM (2012) pour la station de l'Aber-Wrac'h, située à approximativement 4 Km à l'Est du site. La presqu'île de Sainte Marguerite est particulièrement exposée aux houles de secteurs Ouest à Nord-Ouest. Les houles d'Ouest peuvent être freinées par la diffraction provoquée par la plate-forme à écueils située à l'Ouest du Site.

Référence(s) tidal(es) la (les) plus proche (s)	Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
<i>Closest Tidal Reference(s)</i>	<i>Tidal range (m)</i>	<i>HAT (m NGF)</i>	<i>MHWST (m NGF)</i>	<i>MHWNT (m NGF)</i>	<i>MSL (m NGF)</i>	<i>MLWST (m NGF)</i>
Aber Wrac'h	7,47	4,45	3,73	2,084	0,39	-3,02

Tableau IV.2.3 - Caractéristiques tidales du site de Tariec

Table IV.2.3 - Tidal characteristics of the Tariec site

II.3. Les sites de la côte occidentale du Finistère

II. 3. 1. Physiographie des littoraux de la côte occidentale du Finistère

Le Finistère occidental, en position de transition entre les différents domaines géologiques Nord- et Sud-finistériens, est caractérisé par une diversité importante des types de côtes et des fonctionnements morpho-sédimentaires, du fait de la variété des lithologies et des expositions vis-à-vis des agents de forçage météo-marins. Les côtes Nord-Ouest du Finistère sont majoritairement taillées dans les formations cristallophylliennes (granites hercyniens). Au sud de Porsmoguer et aux alentours de la pointe Sud-Ouest du pays Léonard (Pointe St-Mathieu), la lithologie change et devient métamorphique, dominée par les formations de micaschistes et de gneiss. Les côtes méridionales de ce domaine, depuis la pointe St-Mathieu jusqu'à Brest sont dominées par le gneiss de Brest, avec, occasionnellement des affleurements de granodiorites (alentours de Trégana). A l'ouest, l'ensemble est recoupé par des filons de dolérite, marquant la continuité de la faille Kerforn sur le Nord Finistère. La faille dite « Faille de l'Elorn » et le goulet de Brest marquent la limite entre le domaine cristallophyllien Hercynien, au nord et, le domaine des roches sédimentaires Paléozoïques caractéristiques de la partie centrale du Finistère (Presqu'île de Plougastel, Presqu'île de Crozon). L'extension de ces dernières est limitée, au sud, par la baie de Douarnenez où la lithologie redevient cristallophyllienne.

Dans la partie Sud-Ouest du Léon, les côtes sont formées de falaises relativement élevées (leur altitude augmentant vers le sud, de quelques mètres au niveau de Porspoder jusqu'à une dizaine de mètres au niveau de la pointe St-Mathieu), et présentent une morphologie dite de « lacération » (Guilcher, 1963). Des plages « de poche » apparaissent à la faveur de petites anses, taillées dans des secteurs où le réseau de failles a permis une altération plus importante des formations cristallophylliennes. Localement, l'incision précoce du réseau hydrographique a créé des rias, les deux plus importantes étant celles de l'Aber-Ildut et la Ria du Conquet. L'Aber-Ildut, ria de taille sans commune mesure avec la petite taille des bassins versants qu'elle concerne, doit l'importance de son incision au fait qu'il recevait autrefois (à l'Eocène) les eaux de l'Elorn et de l'Aulne (Hallégouët, 1994), avant que celles-ci ne rejoignent la mer par le Goulet de Brest. La rade de Brest doit sa morphologie à l'incision des fleuves de l'Elorn et de l'Aulne, ainsi qu'à l'action de l'érosion différentielle sur les formations de schistes et de grès paléozoïques plissées durant l'orogénèse hercynienne, responsable du caractère Appalachienn de la presqu'île de Plougastel. La très grande majorité du linéaire côtier de la rade de Brest est constitué de falaises taillées dans les formations de versant pléistocènes (Head, coulées de solifluxion). Par endroits, ces formations meubles ayant été totalement dégagées, les falaises sont aujourd'hui taillées dans le substratum schisteux ou gréseux. Le littoral de la rade de

Brest, très découpé, est caractérisé par la présence de très nombreuses petites anses, souvent barrées par des cordons de galets. Ceux-ci, alimentés en partie par les produits de la gélifraction et surtout par le débitage des formations de Head et des formations schisteuses, isolent en arrière des marais-maritimes ayant conservé une partie de l'histoire de la transgression holocène (Stéphan, 2008, 2011). Nous reviendrons sur les stratigraphies de ces sites, afin de comparer avec nos résultats les niveaux marins holocènes qui en ont été extraits.

II. 3. 2. Le Conquet (site n°4)

II. 3. 2-a. Description

La ria du Conquet (Fig.IV.2.11), profonde de 2,5 Km environ, doit son existence à l'incision d'un réseau de petits cours d'eau dans les formations de gneiss et de schistes (Fig.IV.2.12). La ria, exposée plein Ouest, ouvre directement sur le chenal du four, passage étroit entre l'archipel de Molène et le continent (Fig.2.13).

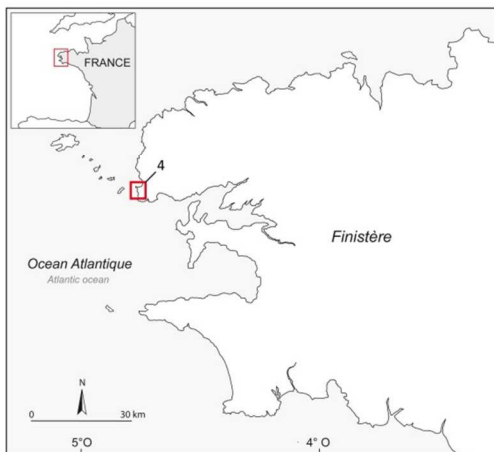


Fig.IV.2.11 - Carte de localisation du secteur du Conquet.

Fig.IV.2.11 - Location map of the Conquet site.

La sédimentation à l'intérieur de la ria est actuellement à dominante sableuse. Dans le fond de la ria, le schorre occupe une superficie d'environ 20 ha. Dans la partie nord, le schorre évolue en une roselière à Phragmites dans le fond de l'Anse. Dans la partie sud, un barrage isole l'étang artificiel de Kerjean. Au nord de la presqu'île de Kermorvan, limite septentrionale de la ria du Conquet, la plage des Blancs Sablons, orientée selon une direction SO-NE, est caractérisée par un important massif dunaire s'étalant vers l'Est sur plus d'un kilomètre. Celui-ci, mis en place après l'Age du Fer (postérieurement à 1000 B.P., Chauris & Hallégouët, 1989), est venu recouvrir en partie l'anse nord de la ria. Ce site a été retenu du fait de l'épaisseur importante de son remplissage sédimentaire, susceptible de fournir des informations sur la période du début de l'Holocène.

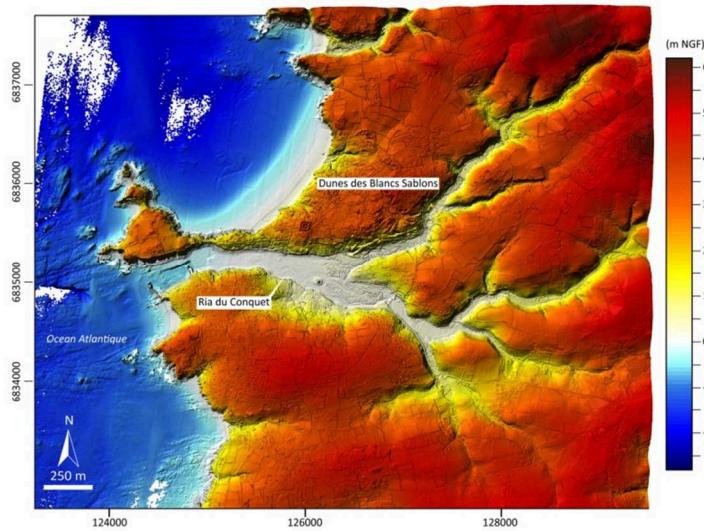


Fig.IV.2.12 - Image LIDAR du site du Conquet

Fig.IV.2.12 - LIDAR image of the Conquet site.

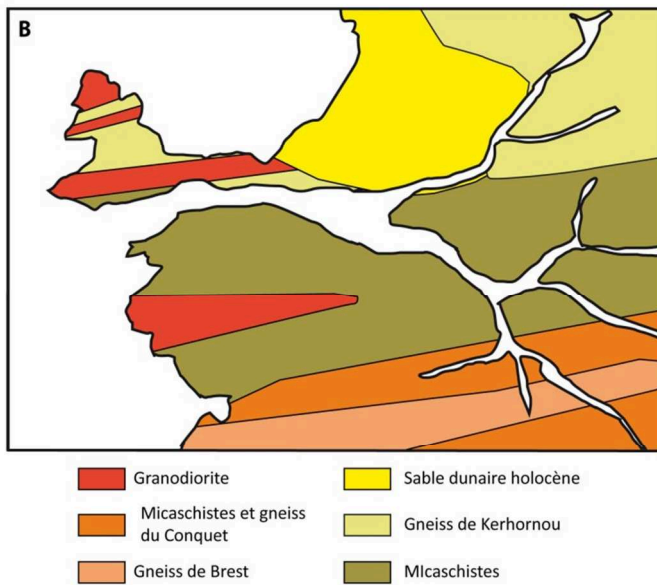


Fig.IV.2.13 - Carte géologique simplifiée du secteur du Conquet (d'après la carte géologique au 1 :50000 du BRGM)

Fig.IV.2.13 - Simplified geological map of the Conquet site (after the BRGM geological map at the 1:150000 scale).

II. 3. 2-b. Conditions hydrodynamiques actuelles

Les niveaux de marée sur ce site ont été obtenus directement à partir des données fournies par le marégraphe du Conquet. Le Conquet est très exposé aux houles océaniques de secteur Nord-Ouest à Sud-Ouest. Toutefois, la houle ne pénétré dans le fond de la ria qu'en cas de très grosses houles orientées Ouest à Sud-Ouest. Les houles d'Ouest peuvent être en partie amorties par le plateau de l'archipel de Molène située à l'est du site.

Référence(s) tidal(es) la (les) plus proche (s)	Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
<i>Closest Tidal Reference(s)</i>	<i>Tidal range (m)</i>	<i>HAT (m NGF)</i>	<i>MHWST (m NGF)</i>	<i>MHWNT (m NGF)</i>	<i>MSL (m NGF)</i>	<i>MLWST (m NGF)</i>
Le Conquet	7,44	4,19	3,35	1,85	0,48	-2,4

Tableau IV.2.4 - Caractéristiques tidales du site du Conquet

Table IV.2.4 - Tidal characteristics of the Conquet site

II. 3. 3. Porsmilin (site n°5)

II. 3. 3-a. Description

Porsmilin est situé dans le Nord-Est de l'Anse de Bertheaume, anse située à la sortie du Goulet de Brest (Fig.IV.2.14) et dont le découpage est guidé, à l'Est par la faille Kerforn et à l'Ouest par le réseau de failles de Bertheaume. Le site se compose d'une petite anse, incisée dans la formation de gneiss à la faveur d'une faille orientée N10 ré-exploitée par un petit cours d'eau drainant un bassin versant de 280 ha environ (Fig.IV.2.15). De part et d'autre du site, la majeure partie du linéaire côtier

de l'anse de Bertheaume est caractérisée par des falaises pluri-métriques formées de gneiss et de granodiorite. La plage de Porsmilin est exposée au Sud-Ouest, mais est relativement abritée des houles dominantes par la pointe de Bertheaume. Un petit massif dunaire occupe le haut de plage, isolant en arrière un marais aujourd'hui artificialisé (Fig.IV.2.16).

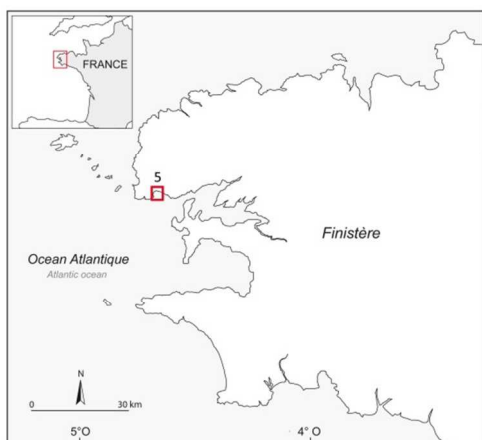


Fig.IV.2.14 - Carte de localisation du secteur Porsmilin.

Fig.IV.2.14 - Location map of the Porsmilin site.

Des dépôts tourbeux massifs, contenant de nombreux troncs fossiles affleurent en bas de plage. L'état exceptionnel de conservation de ceux-ci, malgré le caractère très ouvert de l'anse, ainsi que la très faible extension de la plate-forme (150 ha environ), très vite limitée au Sud par la présence du goulet de Brest, nous ont conduit à retenir Porsmilin comme site d'étude. Ainsi, par opposition au Nord- et au Sud-Finistère, secteurs pour lesquels le matériel sédimentaire est probablement hérité majoritairement de la plate-forme marine, il est possible que l'essentiel du matériel ayant servi à édifier les cordons sableux de l'anse de Bertheaume durant l'Holocène soit issu du démantèlement des formations de versants ayant coiffé les falaises durant le dernier maximum glaciaire.

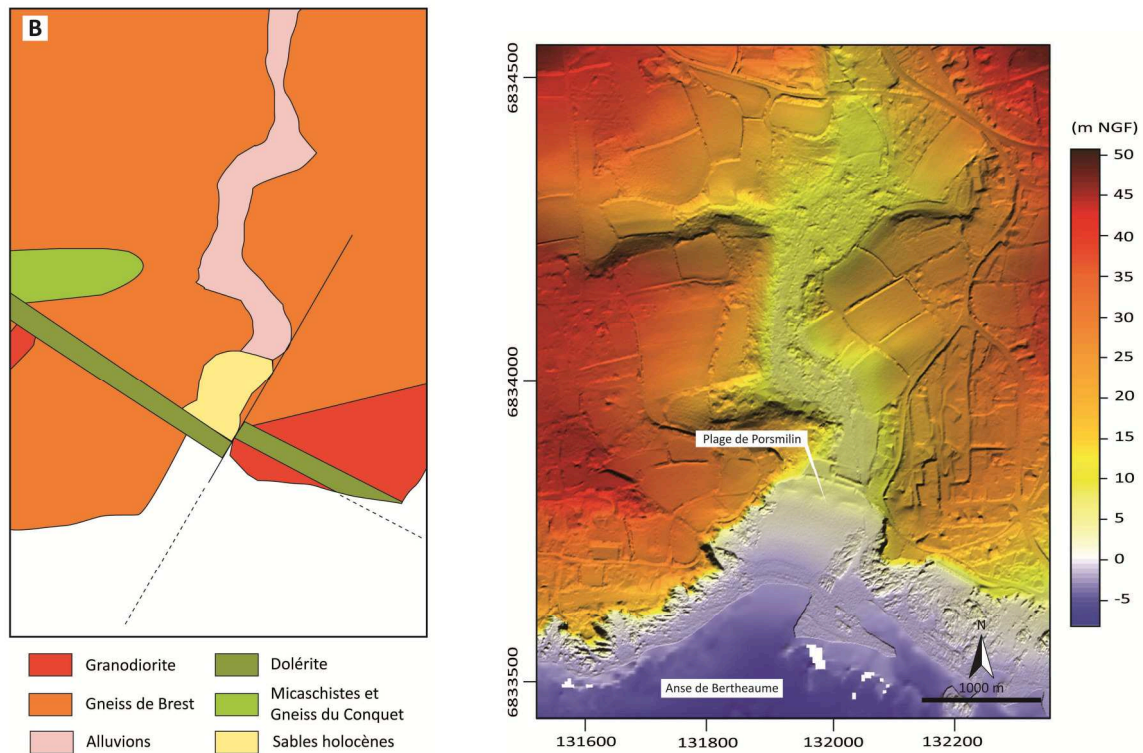


Fig.IV.2.15 - Carte géologique simplifiée du secteur du Porsmilin (d'après la carte géologique au 1 :50000 du BRGM) - Simplified geological map of the Porsmilin site (after the BRGM geological map at the 1:50000scale).

Fig.IV.2.16 - Image LIDAR du site du Porsmilin - LIDAR image of the Porsmilin site.

II. 3. 3-b. Conditions hydrodynamiques actuelles

Les hauteurs de marée à Porsmilin ont été directement obtenues à partir des données de marée calculées par le SHOM pour la station du Trez-Hir, située à 2km environ à l'Ouest du site. Le site de Porsmilin est exposé à l'action des houles de secteur d'Ouest à Sud-Ouest.

Référence(s) tidal(es) la (les) plus proche (s)	Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
<i>Closest Tidal Reference(s)</i>	<i>Tidal range (m)</i>	<i>HAT (m NGF)</i>	<i>MHWST (m NGF)</i>	<i>MHWNT (m NGF)</i>	<i>MSL (m NGF)</i>	<i>MLWST (m NGF)</i>
Le Trez-Hir	5,55	3,99	3,17	1,67	0,39	-2,38

Tableau IV.2.5 - Caractéristiques tidales du site de Porsmilin

Table IV.2.5 - Tidal characteristics of the Porsmilin site

II.4. Les sites du Sud Finistère

II. 4. 1. Physiographie de littoraux Sud-finistériens

Par Sud-Finistère, nous entendons ici les secteurs situés au Sud du Cisaillement Sud-Armoricain, c'est-à-dire en dessous d'une ligne allant du Cap-Sizun à Quimper. Le site le plus sud de notre secteur d'étude est Guidel, situé directement au Sud-Est de la frontière administrative entre les départements du Finistère et du Morbihan. La région Sud-Finistère telle que définie ci-dessus, se situe dans la « zone de broiement sud-armoricaine », ce qui implique une lithologie plus complexe que celle que nous avons pu voir dans le nord-Finistère. Pour simplifier, nous pouvons dire que le secteur est dominé par deux grands ensembles lithologiques : au Sud du Cap-Sizun et à partir de la pointe de Penmarc'h jusqu'à l'Est, la baie de la Forêt-Fouesnant, les littoraux sont taillés dans des leucogranites d'âge carbonifères (-360 à -300 Ma). Ceux-ci recoupent des formations méta-sédimentaires (micaschistes métamorphisés) et méta-volcaniques (amphibolites métamorphisées), présents dans la partie central de la baie d'Audierne ainsi qu'à l'embouchure de l'Aven et du Belon (Béchenec & Hallégouët, 1999 ; Béchenec *et al.*, 1999).

Comme évoqué précédemment, la surrection plus importante du Nord-Finistère par rapport au Sud a produit une morphologie différenciée des littoraux dans les deux régions. En allant vers le sud, à partir du cap Sizun, la morphologie est marquée par l'omniprésence des falaises granitiques. Celles-ci, d'abord d'ampleurs décamétriques, voient leur hauteurs s'amenuiser au fur et à mesure que l'on progresse vers le Sud de la baie d'Audierne. Au niveau de Pors-Poulhan (Plozévet), la côte, auparavant orientée WNW-ESE, prend une direction NNW-SSE et change radicalement de morphologie. Dès lors, et jusqu'à la pointe de Penmarc'h, le littoral est formé de plusieurs cordons pluri-kilométriques édifiés pendant la transgression holocène, les plus importants étant le cordon de galets d'Ero-Vili (6 km de long environ) et le cordon dunaire de la Torche (6,5 km de long et 1 km de large environ). Ceux-ci sont ancrés sur les points durs de la topographie, isolant en arrière une falaise morte et des étangs littoraux. De la pointe de Penmarc'h à Loctudy, la côte redevient granitique, et forme un littoral bas à écueils orienté Est-Ouest. Entre les pointes rocheuses sont établis des cordons dunaires venant s'adosser à la falaise morte et isolant des marais littoraux de petites tailles (Le Ster à Kerity-Penmarc'h, Marais du Léhan à Léchiagat-Treffiagat).

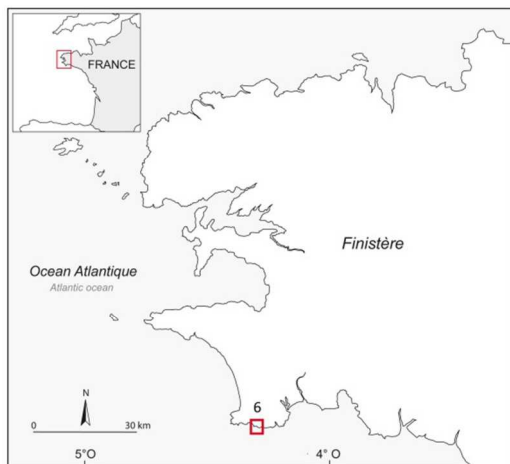
Plus à l'Est, à partir de Lesconil, la côte dessine un rentrant, l'Anse de Bénodet. Cette dernière est issue des incisions de l'Odette et de la rivière de Pont l'Abbé suivant les plans de failles NW-SE. Plus à l'Est, la côte forme un second rentrant (Baie de la Forêt-Fouesnant) produit par des dynamiques d'effondrements tertiaires (Béchenec *et al.*, 1996, 1997). En progressant vers le Sud-Est, la côte reprend une orientation NW-SE. D'abord caractérisée par des cordons sableux (entre Concarneau et

Trévignon), sa morphologie est ensuite à nouveau dominée par des falaises basses. Celles-ci sont successivement taillées dans des formations granitiques (de Concarneau à Trévignon), de Gneiss (estuaires de l'Aven et du Belon) puis dans des micaschistes (du Belon à Guidel). Les vallées ré-incisées durant la dernière période glaciaire sont nombreuses (Rivière de Pont-l'Abbé, Odet, Belon, Aven, Laïta). Au-devant des côtes, à l'exception des zones d'effondrement et de la pointe de Penmarc'h autour de laquelle les isobathes se resserrent, le platier rochier est très large (plusieurs kilomètres). Le passage aux profondeurs plus importantes ne se fait pas comme dans le nord-Finistère, *via* un talus abrupt mais majoritairement par des pentes relativement douces en directions du S-SO jusqu'à l'isobathe -50 m. Ce dernier constitue la limite interne de la plate-forme continentale (du « précontinent breton » ; Pinot, 1974) où les vallées incisées se ramifient et convergent (Vanne, 1984 ; Menier, 2004).

II. 4. 2. Treffiagat (site n°6)

II. 4. 2-a. Description

Le site de Treffiagat est situé sur la côte Sud du pays Bigouden (Fig.IV.2.17), entre les ports de Guilvinec et de Lesconil. Il s'agit d'une zone littorale basse, installée en contrebas d'une falaise morte (située à environ 1km au nord). Au-devant, l'avant-côte est caractérisée par un platier rocheux large et faiblement pentu (Fig.IV.2.18), taillé dans des formations granitiques. Le site est composé d'un massif dunaire, orienté est-ouest, long de 3km et de largeur variable (30 à 150). La granulométrie du corps du cordon se distingue par l'importance de sa fraction grossière, faite de grain de quartz au caractère très émoussé (matériel issu des arènes granitiques). Les zones les plus basses du secteur sont occupées par des marais d'arrière-cordon (Fig.IV.2.18), dont l'hydrologie est contrôlée par une vanne depuis la moitié du 19^e siècle. Notre site d'étude se situe au niveau du marais du Léhan, marais d'une superficie de 4,5 ha environ occupant l'Ouest de la zone. En avant du cordon, à marée



basse de coefficient supérieur à 70, des affleurements tourbeux reposant sur un niveau de limon gris et attaqués en micro-falaise sont visibles. Aux périphéries du marais, les traces de l'exploitation tourbeuse sont encore nombreuses. L'étude du site de Treffiagat a été entreprise à la demande de la mairie de Treffiagat, et réalisée dans le cadre du programme Cocorisco.

Fig.IV.2.17 - Carte de localisation du secteur Treffiagat.

Fig.IV.2.17 - Location map of the Treffiagat site.

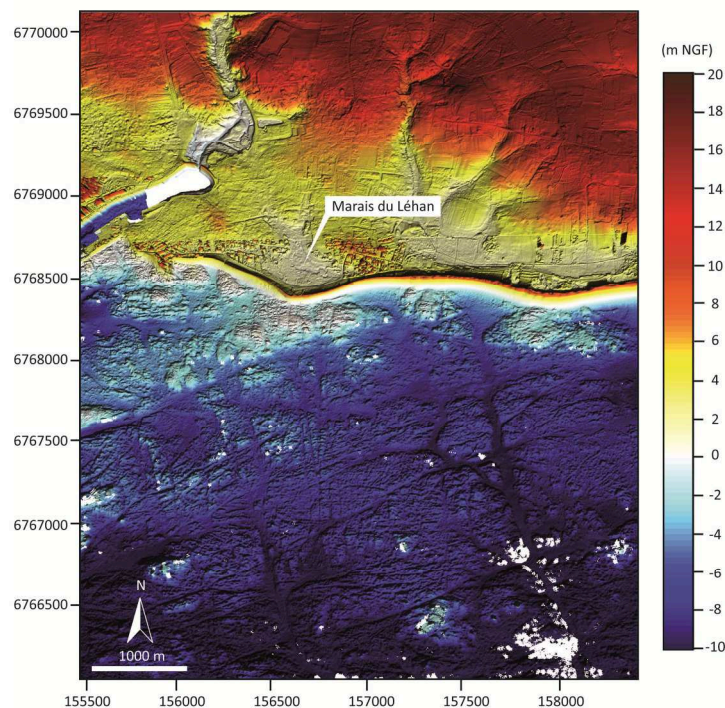


Fig.IV.2.18 - Image LIDAR du site du Treffiagat

Fig.IV.2.18 - LIDAR image of the Treffiagat site.

II. 4. 2-b. Conditions hydrodynamiques actuelles

Le secteur de Treffiagat est particulièrement exposé aux houles d'ouest et de sud-ouest. Toutefois, les premières peuvent être quelque peu freinées par la remontée rapide du talus au niveau de la pointe de Penmarc'h. Les niveaux de marée sur Treffiagat ont été obtenus directement à partir des données de marée calculées par le SHOM pour la station du Guilvinec, situé à environ 1 km, à l'Ouest du site.

Référence(s) tidal(es) la (les) plus proche (s)	Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
<i>Closest Tidal Reference(s)</i>	<i>Tidal range (m)</i>	<i>HAT (m NGF)</i>	<i>MHWST (m NGF)</i>	<i>MHWNT (m NGF)</i>	<i>MSL (m NGF)</i>	<i>MLWST (m NGF)</i>
Le Guilvinec	4,20	3,16	2,66	1,56	0,50	-1,54

Tableau IV.2.6 - Caractéristiques tidales du site de Treffiagat

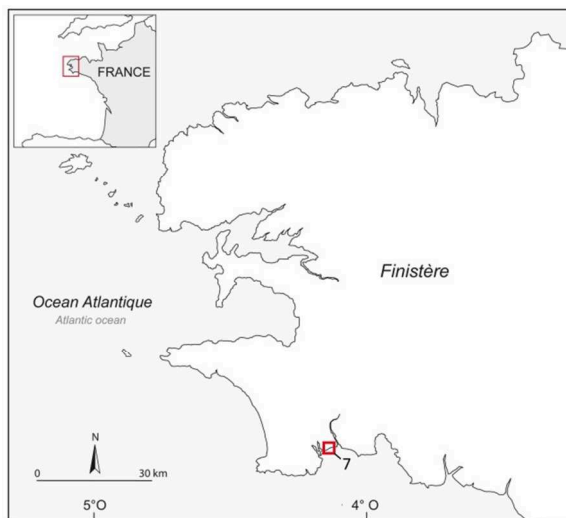
Table IV.2.6 - Tidal characteristics of the Treffiagat site

II. 4. 3. Kermor – Tudy (site n°7)

II. 4. 3-a. Description

Le site de Kermor - L'île Tudy (Fig.IV.2.19) est situé dans l'anse de Bénodet entre, à l'Ouest la ria de la rivière de Pont l'Abbé et l'anse du Pouldon et à l'Est l'estuaire de l'Odet. Un cordon dunaire, appuyé sur des pointements rocheux granitiques (L'île Tudy à l'ouest et la pointe de Combrit à l'Est),

s'étend sur près de 5 km et abritant une ancienne lagune d'environ 400 ha, poldérisée depuis 1853. L'ensemble de la zone poldérisée est très basse, 4 m NGF au maximum (Fig.IV.2.20), et se trouve à certains endroits sous le niveau de la mer. L'arrière-pays est caractérisé par la présence d'une falaise morte s'étendant selon une direction N-NO depuis la pointe de Combrit à une altitude maximum de 34 m NGF, de laquelle naissent de très petites vallées orientées NNO-SSE. Des paléo-cordons pléistocènes ont été observés au pied et au sommet de cette falaise morte (B. Hallégouët, *comm. pers.*), tandis que l'avant-plage laisse apparaître, de temps en temps, à la faveur des grandes marées et des démaigrissements sédimentaires, des niveaux limoneux d'âge holocène. D'une manière générale, la topographie de l'avant-plage et de la zone d'avant côte est peu accidentée et est caractérisée par une pente douce en direction du S-SE. De chaque côté, le substrat est incisé par les vallées de l'Odet



et de la rivière de Pont l'Abbé (Fig.IV.2.20). Ce site est suivi depuis de nombreuses années par différents programmes de recherche. Les sondages stratigraphiques du secteur étudiés dans ce travail ont été réalisés en 2008 par B. Van Vliet-Lanoë, B. Hallégouët et A. Hénaff.

Fig.IV.2.19 - Carte de localisation du secteur Kermor - Tudy.

Fig.IV.2.19 - Location map of the Kermor - Tudy site.

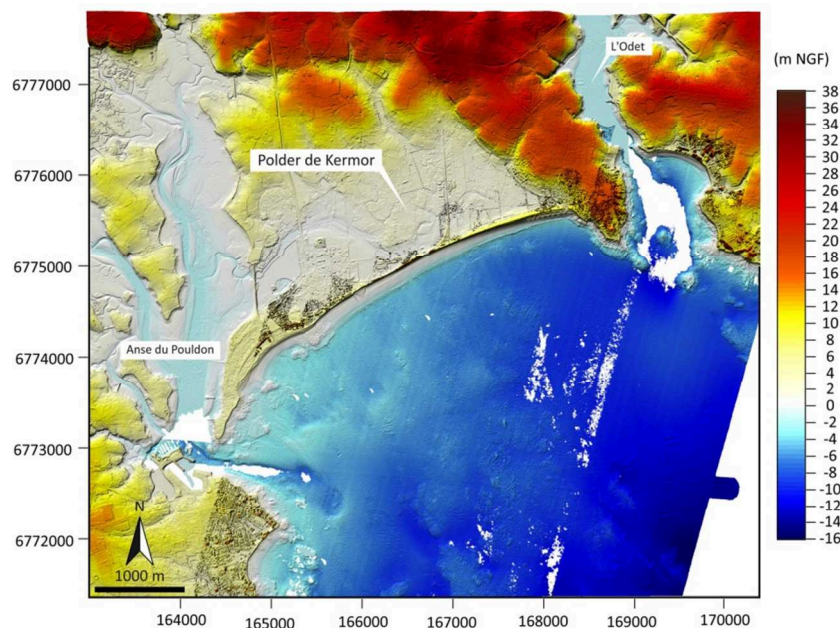


Fig.IV.2.20 - Image LIDAR du site du Kermor - Tudy

Fig.IV.2.20 - LIDAR image of the Kermor - Tudy site.

II. 4. 3-b. Conditions hydrodynamiques actuelles

Le site de Kermor - Tudy est particulièrement exposé aux houles de secteur Sud-ouest à Sud-Est. Les houles les plus fréquentes, de secteur Ouest, sont amorties du fait de la diffraction s'exerçant depuis la pointe de Penmarc'h jusqu'à Loctudy. Les niveaux de marée sur Kermor-Tudy ont été obtenus directement à partir des données de marée calculées par le SHOM pour la station de Loctudy, située à l'embouchure de la rivière de Pont l'Abbé.

Référence(s) tidal(es) la (les) plus proche (s)	Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
<i>Closest Tidal Reference(s)</i>	<i>Tidal range (m)</i>	<i>HAT (m NGF)</i>	<i>MHWST (m NGF)</i>	<i>MHWNT (m NGF)</i>	<i>MSL (m NGF)</i>	<i>MLWST (m NGF)</i>
Loctudy	4,20	3,09	2,45	1,35	0,41	-1,75

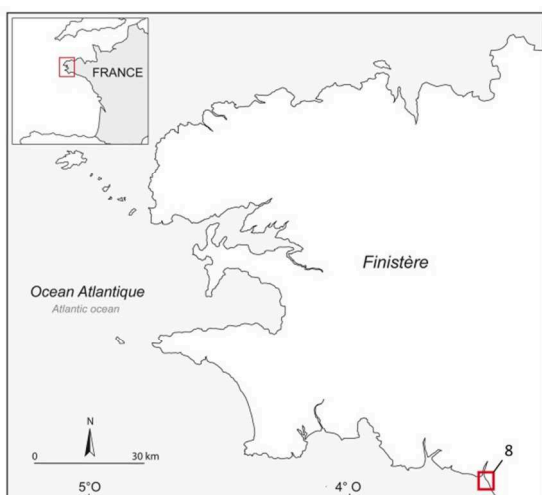
Tableau IV.2.6 - Caractéristiques tidales du site de Kermor-Tudy

Table IV.2.6 - Tidal characteristics of the Kermor-Tudy site

II. 4. 4. Guidel (site n°8)

II. 4. 4-a. Description

Guidel est le secteur le plus méridional étudié dans le cadre de ce travail (Fig.IV.2.21). Situé à la frontière en le Finistère et le Morbihan, le Loc'h de Guidel est une ancienne ria orientée N225, principalement entaillée dans les formations micaschisteuses cadomienne dites « Micaschistes du Pouldu » (Fig.IV.2.22 et Fig.IV.2.23). D'une superficie d'environ 70 ha, la partie amont du Loc'h (Le « Grand Loc'h»), comblée d'alluvions holocènes, a été poldérisé en 1884. Dans sa terminaison amont,



des tourbières continentales sont toujours actives, tandis qu'en aval, un marais (le Petit Loch, 10 ha environ) est maintenu en eau. L'hydrologie de ce dernier est contrôlée par une vanne depuis la moitié du 19^e siècle. Le coin salé pénètre encore aujourd'hui sur environ 2 km à l'intérieur du Grand Loch.

Fig.IV.2.21 - Carte de localisation du secteur de Guidel.

Fig.IV.2.21 - Location map of the Guidel site.

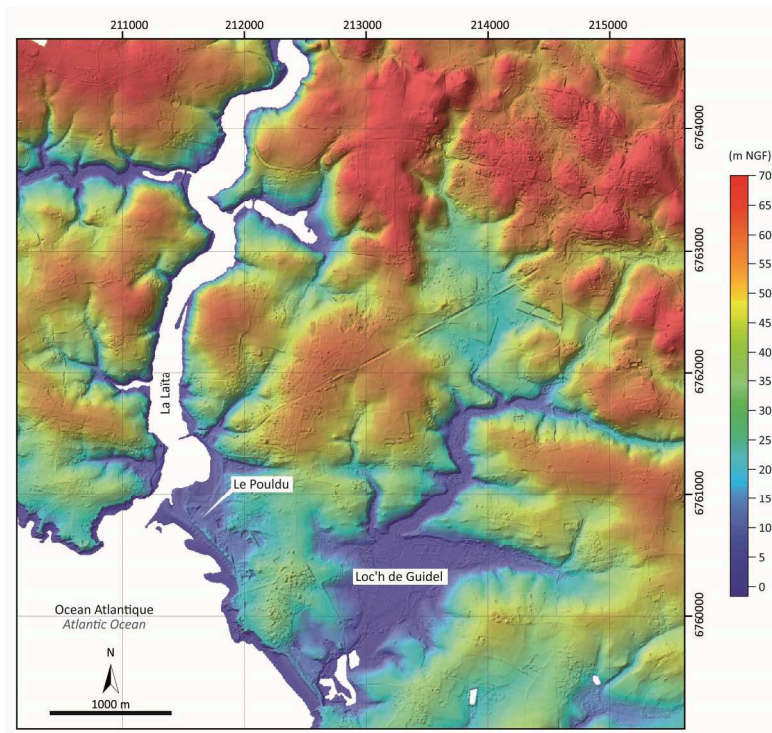


Fig.IV.2.16 - Image LIDAR du site du Guidel.

Fig.IV.2.16 - LIDAR image of the Guidel site.

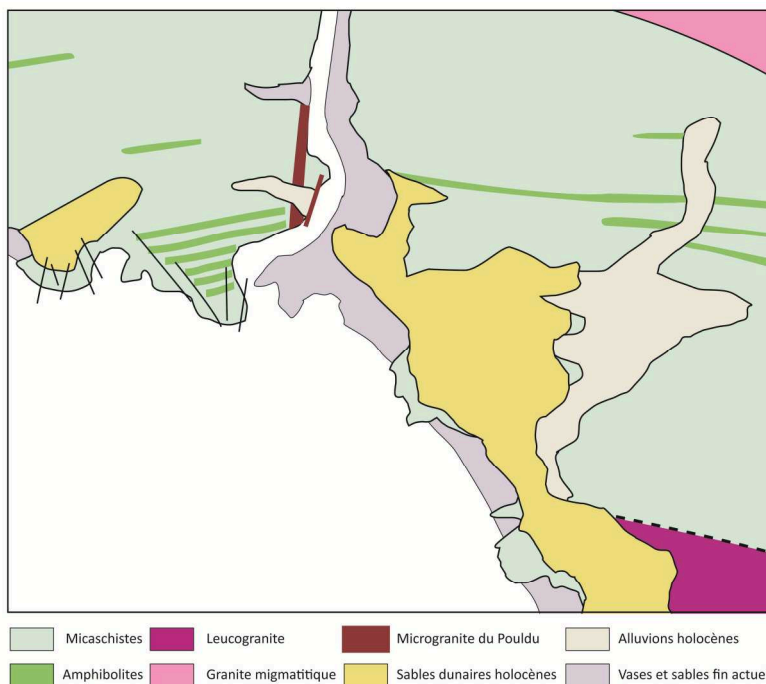


Fig.IV.2.15 - Carte géologique simplifiée du secteur du Guidel (d'après la carte géologique au 1:50000 du BRGM).

Fig.IV.2.15 - Simplified geological map of the Guidel site (after the BRGM geological map at the 1:50000 scale).

II. 4. 4-b. Conditions hydrodynamiques actuelles

De nos jours, le secteur de Guidel est particulièrement exposé aux houles de secteur Ouest à Sud-Ouest. Lorsque le site était encore ouvert, seule sa partie aval (Petit Loc'h) devait-êtr concernée par l'action des houles. Les niveaux de marée sur Kermor-Tudy ont été obtenus directement à

partir des données de marée calculées par le SHOM pour la station du Pouldu, située à l'embouchure de la rivière de la Laïta 2 km environ au Nord-Ouest du site.

Référence(s) tidal(es) la (les) plus proche (s)	Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
<i>Closest Tidal Reference(s)</i>	<i>Tidal range (m)</i>	<i>HAT (m NGF)</i>	<i>MHWST (m NGF)</i>	<i>MHWNT (m NGF)</i>	<i>MSL (m NGF)</i>	<i>MLWST (m NGF)</i>
Le Pouldu	4,15	2,78	2,23	1,18	0,17	-1,92

Tableau IV.2.8 - Caractéristiques tidales du site de Guidel

Table IV.2.8 - Tidal characteristics of the Guidel site

CHAPITRE 5 : Méthodes de terrain et d'analyse

Introduction

Un ensemble de méthodes complémentaires a été mis en œuvre afin de permettre une caractérisation précise de l'ensemble des formations sédimentaires étudiées, et ainsi une reconstitution fiable des évolutions du niveau marin relatif et des évolutions paléo-environnementales. Dans ce chapitre, nous décrirons les différentes méthodes que nous avons utilisées, leurs apports respectifs, ainsi que leurs éventuelles limites. La première partie s'attachera à décrire les méthodes de prélèvement et de caractérisation des enregistrements sédimentaires, tant littoraux que d'avant-côte, ainsi que les techniques topographiques utilisées pour localiser précisément celles-ci dans leurs contextes géographiques respectifs. Les méthodes utilisées pour reconstituer l'histoire du niveau marin à partir de ces enregistrements seront présentées dans un second temps. Une troisième partie sera consacrée à la méthodologie adoptée pour la réalisation de levés sismiques au-devant de deux-sites sur lequel nous avons réalisés des sondages continentaux. Nous verrons comment ces données ont été obtenues, traitées et analysées afin de permettre la caractérisation de l'architecture des corps sédimentaires d'avant-côte.

I . Prélèvement, caractérisation et analyse des séquences sédimentaires holocènes conservées en milieu continental et intertidal

I.1. Méthodes de prélèvement

L'étude des enregistrements sédimentaires holocènes s'est faite par la réalisation de sondages sur les différents sites présentés dans le chapitre précédent. La diversité sédimentologiques des séquences prélevées a nécessité le recours à différentes techniques de prélèvement, selon le type de dépôt prélevé (dominante argileuse, dominante sableuse), l'épaisseur des séquences et la localisation des sites.

I. 1. 1. Prospection manuelle

Des sondages de prospection ont dans un premier temps été effectués afin de caractériser sommairement (épaisseur et type de sédiment) les séquences sédimentaires. Cette étape de reconnaissance a reposé sur des sondages à la tarière manuelle. La facilité et la rapidité de mise en œuvre de cette technique ont permis une identification rapide des sites les plus susceptibles de fournir des informations intéressantes. Pour la grande majorité des sites, d'autres méthodes de sondage ont ensuite été employées pour l'étude approfondie de la stratigraphie car, comme évoqué précédemment, le tariérage manuel induit un certain nombre d'erreurs potentielles (Törnqvist, 2004, Stéphan,

2008, 2011): défaut de verticalité du sondage lié à la flexure des tiges (surestimation de la profondeur réelle des dépôts), perturbation des formations et de la lisibilité des limites stratigraphiques fines, mélange et pollution éventuelle des dépôts, du fait du caractère ouvert de ce type de sondage impliquant un contact des sédiments prélevés avec les parois du sondage. De plus la faible quantité de matériel prélevée par cette méthode ne permet pas de multiplier les analyses sédimentaires.

Certaines séquences, prélevées antérieurement à ce travail, n'ont été sondées qu'à la tarière manuelle et n'ont pas pu faire l'objet d'un second prélèvement avec une méthode plus lourde (sondages réalisés en bas d'estran notamment, voir chapitre 6.I.1.3 Guissény-Le Vougot et chapitre 6.I.3 Landéda-Tariec). De la même façon, certaines données obtenues précédemment par d'autres auteurs et utilisées dans le cadre de cette étude (Cf, séquences de la rade de Brest, Stéphan, 2008, 2011) n'ont également fait l'objet que de prélèvements à la tarière manuelle.

I. 1. 2. Carottages à percussion

La très grande majorité des sondages réalisés dans le cadre de ce travail a été réalisée grâce à un carottier à percussion Eijkelpamp de type Cobra (Fig.V.1.1), permettant le prélèvement de carottes d'une épaisseur maximum de 9 mètres, par sections de 1 mètre (obtention de carottes tubées d'un mètre et de 60 mm de diamètre).



Fig.V.1.1- Carottage au carottier à percussion. A, B, C : descente du carottier, D, E : extraction manuelle.

Fig.V.1.1- Percussion coring in progress. A, B, C: penetration of the corer, D, E : manual extraction.

Bien que plus lourde à mettre en œuvre (poids important du matériel, besoins en main d'œuvre), cette technique permet la réalisation de sondages d'une grande précision et présente de nombreux avantages par rapport aux tarièrages manuels: (i) pollution des dépôts par le contact avec les parois du sondage fortement diminuées du fait du tubage, (ii) possibilité de réalisation de sondages parfaitement verticaux, (iii) augmentation de la quantité de matériel prélevé. Toutefois,

l'enfoncement de l'ogive peut provoquer un tassement artificiel des dépôts, notamment argileux et tourbeux. Ce dernier, se manifestant par un enfoncement de l'horizon supérieur des dépôts, est observable sur le terrain. L'erreur induite par ce phénomène a donc été mesurée *in situ* et prise en compte dans le calcul de l'altitude des dépôts : un tassement moyen de 5 cm a été observé sur l'ensemble des sondages. Une fois prélevés, les tubes ont toujours été stockés à l'horizontale afin d'éviter un éventuel déplacement des sédiments (problème courant lorsque les dépôts sont saturés en eau). Enfin, les carottes ont été conservées dans une chambre froide à +4°C, afin de ralentir la dégradation de la fraction organique des dépôts par l'action microbienne.

Au sein d'environnements très sableux ou saturés en eau, les carottages se faisant par le biais d'une gouge sont rendus difficiles, sinon impossibles, du fait de l'effondrement des parois du trou. La présence de dépôts grossiers au sein des séquences est aussi un frein important à l'utilisation de cette technique. Lorsque ces difficultés ont été rencontrées, une autre technique de prélèvement, la tarière à vis, a parfois dû être mise en œuvre.

I. 1. 3. Sondages à la tarière à vis

Trois campagnes de sondages ont été réalisées avec la petite tarière motorisée SEDIDRILL du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) en juin 2010, mars 2012 et mai 2013 (Fig.V.1.2). Le déploiement de ce matériel a été privilégié sur les sites où l'utilisation du carottier à percussion était impossible du fait de : (i) la trop grande épaisseur de la séquence sédimentaire holocène, (ii) la dominante sableuse des dépôts (massifs dunaires par exemple) et/ou (iii) la teneur trop importante en eau des dépôts.



Fig.V.1.2 - Tarière à vis motorisée du BRGM.

(A) mise en place, (B) Tête de gouge (Photographies : A. Henaff, J. Goslin)

Fig.V.1.2 - Motorized BRGM's screw-drilling vehicle.

(A) Setting up, (B) Head of the auger. (Pictures : A. Henaff, J. Goslin)

Ce type de matériel a permis le sondage de séquences allant jusqu'à 20 mètres d'épaisseur, par sections d'un mètre. Pour chaque section, un prélèvement a été effectué pour chacune des spires de

la tarière (Fig.V.1.2) après nettoyage des parois extérieures. L'éventuel étirement des dépôts le long de la vis (effet « tire-bouchon », évoqué dans le chapitre 2.II.4.1) été évalué sur le terrain par les sondeurs professionnels et pris en compte dans le positionnement vertical des dépôts. Les échantillons ont ensuite été stockés dans des sacs et conservés en chambre froide à +4°C.

I. 1. 4. Logiques de prélèvement

Les sondages ont été réalisés suivant des transects orientés perpendiculairement et/ou longitudinalement par rapport au trait de côte, afin de reconstituer au mieux l'architecture des dépôts prélevés. Cependant, certains sites n'ont fait l'objet que de sondages ponctuels, la configuration du site et/ou l'information obtenue par le premier sondage ne permettant ou ne justifiant pas la réalisation de nouveaux prélèvements.

I.2. Positionnement des dépôts

La position et l'altitude de chaque carottage et sondage ont été levées à l'aide d'un GPS différentiel Trimble 5800 et raccordées au système de nivellement NGF (Nivellement Général de la France) à partir du point de nivellement IGN le plus proche du site (les positions et descriptifs des bornes géodésiques et repères de nivellement IGN sont disponibles sur le site <http://geodesie.ign.fr/>). Pour certains sites, un raccordement direct à un repère IGN était impossible, du fait d'une trop grande distance entre la borne IGN et le site d'étude, ou du fait de la présence d'obstacles topographiques interférant dans la communication entre le récepteur GPS et la station de base (Fig.V.1.3). Dans ce cas, des clous topographiques ont été installés sur les sites d'étude par cheminement depuis les bornes IGN géoréférencées. Des endroits stables et en dur ont été choisis pour l'installation des repères, qui ont été cimentés afin de permettre leur réutilisation.

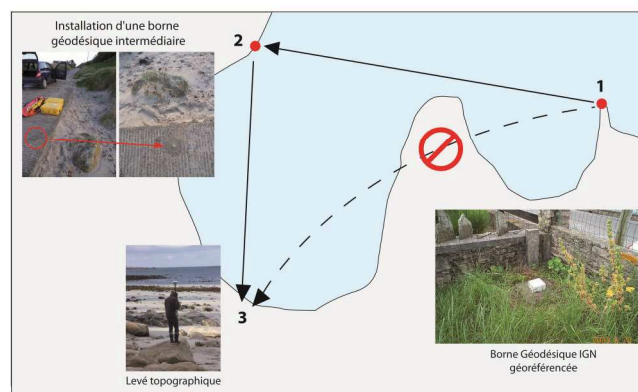


Fig.V.1.3 – Illustration du principe de cheminement. 1: borne géodésique principale de l'IGN, 2: Installation d'un clou topographique, 3: levé topographique.

Fig.V.1.3 – Illustration of the topographic survey path. 1: French National Geographic Agency first-order geodetic benchmark, 2: Setup of a temporary second-order topographic benchmark, 3: topographic survey.

L'ensemble des levés a été intégré dans un système d'information géographique sous le logiciel ArcView 10[®] ainsi que dans la base de données spatiale Georchestra du projet COCORISCO.

I.3. Caractérisations lithostratigraphiques, granulométriques et pédologiques des dépôts

I. 3. 1. Ouverture des carottes

L'ouverture des carottes a été effectuée en laboratoire. Les tubes ont tout d'abord été découpés longitudinalement à l'aide d'une meuleuse vibrante (n'occasionnant pas de perturbations au matériel contenu dans les tubes), puis divisés en deux demi-sections à l'aide d'un fil de cuivre (Fig.V.1.4). Une demi-section a été utilisée pour description, échantillonnage et analyse, tandis que la seconde a été archivée en vue d'éventuelles analyses ultérieures. Bien que conservées dans un film plastique scellé, les carottes prélevées ont été décrites et échantillonnées dès l'ouverture afin d'éviter les phénomènes d'oxydation (oxydation de la pyrite et du fer ferreux) et de dégradation des dépôts organiques (moisissure) pouvant apparaître suite à une exposition prolongée à l'air.



Fig.V.1.4 - Tube de 1 mètre issu d'un carottage au carottier à percussion et demi-section
(photographie: J.Goslin)

Fig.V.1.4 - One-meter plastic lining tube recovered from a percussion-corer and half-section
(picture: J.Goslin)

I. 3. 2. Descriptions macromorphologiques et macrostratigraphiques

Les séquences sédimentaires prélevées ont dans un premier temps été décrites selon les critères suivants :

- *Couleur* : La couleur des dépôts rencontrés a été décrite suivant la charte Munsell[®], permettant la description des sols selon un référentiel unique et commun à l'ensemble des communautés des pédologues et sédimentologues. Le sédiment est décrit selon trois critères (teinte ou *chroma*, clarté et intensité) formant un code permettant de retrouver la couleur précise dans la charte (Fig.V.1.5).

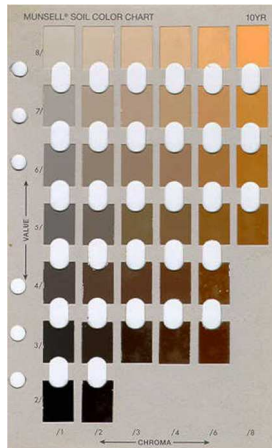


Fig.V.1.5 - Extrait de la chartre colorimétrique Munsell. La teinte de référence est située en haut à droite de la page (ici 10YR). Les valeurs de clarté et de saturation se lisent ensuite à l'horizontale et à la verticale.

Fig.V.1.5 - Extract from the Munsell code color chart used for sediment color determination. Reference color is at the top right of the page (here 10YR). Values of chroma and saturation are then read horizontally and vertically.

- *Faciès sédimentaires*: Les types de sédiments rencontrés ont été identifiés par leurs faciès litho- et microstratigraphiques et décrits selon les critères suivants: (i) matrice dominante (silt, limon, sable, tourbe), (ii) importance apparente de la fraction organique, (iii) présence/absence et caractérisation des restes d'organismes vivants (végétaux et coquilles, sous forme de résidus ou en position de vie). La présence de charbons a également été notée lorsque ceux-ci étaient en concentration importante dans le dépôt, car ces derniers constituent (i) une source potentielle d'erreur pour la datation et (ii) un témoin important de l'activité anthropique sur les sites d'étude. Cette analyse, précisée ensuite par des mesures granulométriques et géochimiques, a permis d'établir les environnements dans lesquels les sédiments se sont accumulés ou formés. La grande diversité des environnements de sédimentation rencontrés entre les différents sites d'étude n'a pas permis d'établir un référentiel de faciès sédimentaires valables sur l'ensemble des sites. Ainsi, les faciès rencontrés seront décrits individuellement sondage par sondage.

- *Contacts stratigraphiques* : Une attention particulière a été portée à la caractérisation des contacts entre les dépôts, notamment afin d'identifier d'éventuelles surfaces de discontinuités. En effet, ces dernières, révélatrices d'épisodes morphogènes (notamment tempétueux), sont des témoins majeurs pour la reconstitution et la compréhension des dynamiques sédimentaires passées. Au contraire, comme nous l'avons évoqué dans le chapitre 2, la présence de telles surfaces et de hiatus sédimentaires empêche l'utilisation des contacts stratigraphiques comme un indicateur pour le positionnement des niveaux marins passés. L'identification des surfaces de discontinuité est donc un point important de notre méthodologie : elle a été effectuée (i) visuellement lorsque les discontinuités étaient clairement apparentes dans les stratigraphies et (ii) par la réalisation d'analyses granulométriques fines autour des limites sur lesquelles nous avons des doutes (Fig.V.1.6).

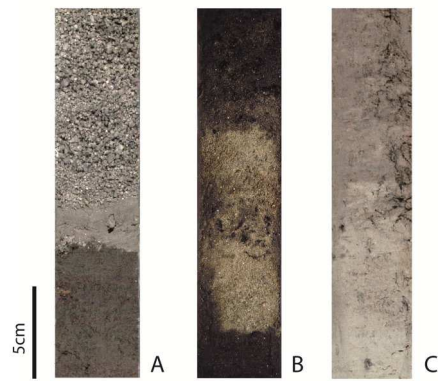


Fig.V.1.6 - Illustration de différents contacts stratigraphiques rencontrés. (A) Surface de discontinuité érosive franche, (B) contact érosif à la base, changement progressif vers le haut, (C) succession douteuse. (Photographies: J.Goslin)

Fig.V.1.6 - Illustration of different types of stratigraphic contacts encountered. (A) Clear erosive discontinuity surface, (B) erosive contact at the bottom, progressive evolution near the top, (C) dubious contact. (Pictures: J.Goslin).

I. 3. 3. Analyses microstratigraphiques et micromorphologiques

Afin de caractériser plus précisément la nature des dépôts, des lames minces ont été réalisées J.P. Oldra (LDO, UMR CNRS 6538, IUEM) sur les échantillons datés prélevés dans les carottes : des prélèvements d'environ 5 cm² et d'1/2 cm d'épaisseur ont d'abord été réalisés dans le sens de la longueur. Ces prélèvements ont été ensuite séchés puis imprégnés en trois temps d'une résine polymère, avant d'être réduits en épaisseur et collés sur une lame (Fig.V.1.7).

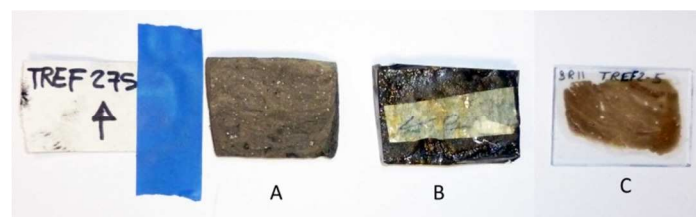


Fig.V.1.7 - Illustration des étapes de réalisation d'une lame-mince sur matériel sédimentaire. (A) prélèvement du sédiment, (B) imprégnation par un polymère de résine, obtention d'un « sucre », (C) Réduction du sucre et collage sur une lame-mince en verre. (Photographies: J.Goslin)

Fig.V.1.7 - Illustration of the steps of the realization of a thin-section in a sedimentary deposit. (A) Sampling of the sediment, (B) impregnation by a polymer resin to obtain a « sugar cube », (C) cutting of the impregnated «sugar cube» and gluing on a glass plate (Pictures: J.Goslin).

Les observations micromorphologiques nous ont permis, dans un premier temps de préciser les observations réalisées à l'œil nu lors de la description macroscopique des carottes (présence de bioturbations, laminations, type de matière organique, fraction minérale). Dans un second temps, les lames minces ont été utilisées afin d'identifier la présence ou l'absence de pyritisation au sein des dépôts. Les lames minces seront décrites dans le chapitre 6 consacré à la présentation des données stratigraphiques.

I. 3. 4. Analyses granulométriques

I. 3. 4-a. Protocole d'échantillonnage

L'échantillonnage des carottes en vue des analyses granulométriques s'est fait en fonction de la complexité de la stratigraphie. Un pas d'échantillonnage haute-résolution (tous les 5 cm) a été adopté pour la majorité des carottes. Lorsque des successions rapides de faciès le justifiaient, ou lorsque les contacts stratigraphiques laissaient supposer la présence d'une surface de discontinuité, ce pas a été réduit à 2,5 cm, tandis qu'un échantillonnage tous les 10 cm a été considéré suffisant sur les séquences granulométriquement très homogènes. En ce qui concerne les sondages à la tarière à vis, l'échantillonnage a été effectué toutes les spires, c'est-à-dire tous les 10 cm environ (au centre de chacune des spires, après nettoyages de la surface extérieure des dépôts et des surfaces en contact avec la vrille) pour les dépôts argileux et tourbeux et jusqu'à une vingtaine de centimètres pour les sédiments les plus sableux. La marge d'erreur de positionnement altitudinale inhérente à la méthode ne justifiait pas un échantillonnage plus précis.

I. 3. 4-b. Préparation des échantillons

Pour les sédiments dont le grain était inférieur à 2 mm, Les analyses granulométriques ont été réalisées à l'aide d'un granulomètre laser de type Malvern Mastersizer 2000. La matière organique a été systématiquement détruite au préalable afin de prévenir toute influence de celle-ci sur le résultat des analyses granulométriques. Pour cela, les échantillons ont été placés dans des béchers de 500 ml, disposés sur un bain de sable à 90°C. De l'eau oxygénée (peroxyde d'hydrogène H₂O₂) a ensuite été ajoutée progressivement jusqu'à cessation complète de l'effervescence. Les macros-restes végétaux (brindilles, morceaux de bois), difficiles à détruire complètement par ce procédé ont été enlevés manuellement. La solution a alors été complétée à 100 ml avec de l'eau puis portée à ébullition afin d'éliminer les éventuelles traces d'eau oxygénée. Les résidus d'évaporation ont alors été dispersés et défloculés avec une solution d'hydroxyde de sodium à 102 g.L⁻¹. Les échantillons ont ensuite été tamisés, le granulomètre n'acceptant pas de fraction supérieure à 2mm. Les échantillons dont la granulométrie moyenne était supérieure à 2mm (sables grossiers et graviers) ont été analysés par tamisage à sec.

I. 3. 4-c. Utilisation et analyse des données granulométriques

Les données granulométriques ont été utilisées afin (i) de caractériser le type de dépôt et (ii) de déterminer les conditions environnementales dans laquelle la sédimentation s'est effectuée. Pour cela, plusieurs indicateurs ont été utilisés :

- La texture, déterminée par la proportion des fractions fines et grossières d'un sédiment, constitue une caractéristique importante d'un faciès sédimentaire. Traditionnellement, la texture est décrite par les proportions relatives, dans le sédiment total, des fractions argileuses (< 3,9 μm), limoneuses (< 62,5 μm) et sableuses (< 2000 μm). L'observation de changements dans la proportion de ces trois fractions permet d'apprécier des modifications de l'hydrodynamisme d'un site : lorsqu'ils sont progressifs, ces changements peuvent exprimer le passage lent d'un milieu de sédimentation à un autre ; lorsqu'ils sont rapides, ils peuvent illustrer l'intervention d'évènements morphogènes.

- De la même façon, le grain moyen ou la médiane granulométrique permettent d'apprécier la compétence de transport du flux ayant apporté le sédiment, et ainsi de déterminer les conditions hydrodynamiques propres à la mise en place du dépôt.

- L'indice de tri ou « *Sorting index* » (S_o) permet également d'apprécier les conditions énergétiques prévalant sur un site au moment du dépôt. L'indice de tri peut être calculé à partir de la formule suivante (Trask, 1932) :

$$S_o = (Q_{75}/Q_{25})^{1/2} ,$$

où Q_{25} est le deuxième quartile et Q_{75} le quatrième quartile de la distribution. Un $S_o \leq 1$ caractérise un dépôt très homogène mis en place selon une dynamique régulière, entre 1 et 2,5, le dépôt est bien classé, entre 2,5 et 3 il est « normalement » classé, entre 3 et 4 il est mal classé et lorsque $S_o > 4$ le dépôt est totalement hétérogène mis en place selon une dynamique irrégulière entraînant une mobilisation massive et indifférenciée des particules (conditions hydrodynamiques paroxysmales).

Valeur de Sorting	Granoclassement du matériel
$S_o \leq 1$	Matériel très homogène
$1 < S_o < 2$	Matériel bien classé
$2,5 \leq S_o < 3$	Matériel moyennement classé
$3 \leq S_o < 4$	Matériel mal classé
$S_o \geq 4$	Matériel hétérogène

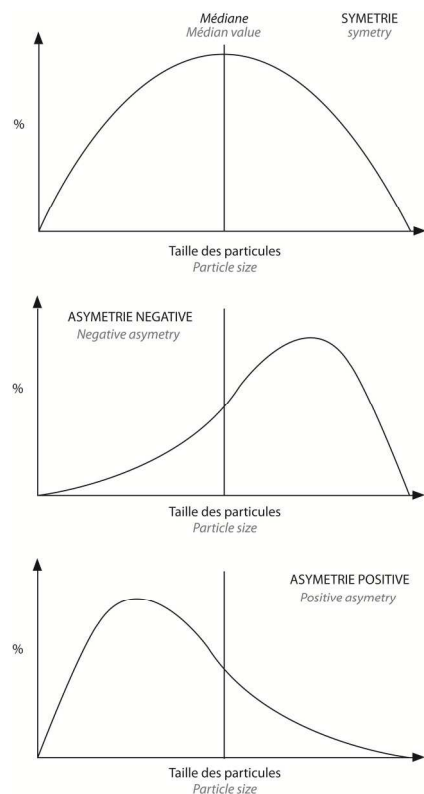
Tableau V.1.1 - Signification des valeurs de l'indice de *Sorting*

Table V.1.1 - Signification of the *Sorting Index* values

- L'indice d'asymétrie ou « *Skewness index* » (S_k) caractérise la prédominance des particules fines ou grossières dans un dépôt, permettant de caractériser le milieu de sédimentation ou des processus post-dépôt. Le *Skewness* peut être calculé selon la formule suivante (Trask, 1932):

$$S_k = (Q_{25} \times Q_{75}) / Q_{50}^2 ,$$

où Q_{25} le premier quartile, Q_{50} la médiane et Q_{75} le troisième quartile de la distribution. Un $Sk > 1$ (une « asymétrie positive ») montre une prédominance des particules fines pouvant correspondre à



un milieu de faible énergie où la sédimentation se fait par décantation ou à des formations dunaires, par exemple. Un $Sk = 1$ montre une symétrie parfaite de la distribution, tandis qu'un $Sk < 1$ (une « asymétrie négative ») montre une prédominance des particules grossières pouvant correspondre à un milieu de forte énergie, révélant par exemple un épandage sableux de « wash-over fan » sur un milieu lagunaire ou encore illustrer le lessivage des particules fines (Fig.V.1.8).

Fig.V.1.8 - Représentation graphique de la distribution des particules dans une granulométrie et de l'indice d'asymétrie associé.

Fig.V.1.8 - Graphic representation of the particle distribution within a granulometric observation and of the associated skewness index. Top: perfect symmetry of the distribution; middle: domination of the coarse material, negative asymetry; bottom: domination of the thin material, positive asymetry.

I. 3. 5. Observation et détermination des macro-fossiles

I. 3. 5-a. Observation et détermination des macrorestes végétaux

Comme nous l'avons évoqué précédemment, les macros-restes peuvent apporter des informations importantes sur l'environnement de dépôt (Van de Plassche 1991, Van de Plassche *et al.*, 1998, Gehrels and Van de Plassche, 1999), notamment pour les formations tourbeuses où les restes de végétaux peuvent être considérés comme majoritairement autochtones. L'identification des espèces végétales permet alors, par exemple, de distinguer des environnements d'eau douce d'environnement saumâtres.

Dans ce travail, l'identification des macrorestes végétaux prélevés dans la matrice sédimentaire a d'abord été effectuée à l'œil nu lors des descriptions stratigraphiques, puis précisée au microscope. Cette caractérisation a principalement consisté à rechercher la présence de macro-restes de *Phragmites* (*Phragmitus australis* notamment), la présence de cette plante indiquant la présence d'influences saumâtres dans le milieu. Pour les autres macro-restes, les compétences botaniques que nous possédions dans le cadre de cette étude nous ont conduits à limiter cette identification au genre. La présence de macrorestes et le genre de la formation végétale dont ils proviennent seront inclus dans les descriptions stratigraphiques.

I. 3. 5-b. *Observation et détermination de la macrofaune fossile*

Les restes macro-faunistiques ont été observés visuellement lors de la description macrostratigraphique. Leur description s'est faite selon deux critères principaux : (i) la densité de macrorestes, (ii) la qualité et l'état de leur conservation (coquilles fragmentées ou en position de vie). L'espèce des coquilles marines trouvées en position de vie (coquilles entières et positionnées selon la même orientation que celle observable dans leur milieu de vie actuel) dans les dépôts a été déterminée et sera indiquée dans les descriptions stratigraphiques. Aucune détermination de la malacofaune terrestre n'a par contre été effectuée.

I. 3. 6. **Observation et analyse des microfossiles**

I. 3. 6-a. *Analyses micro-faunistiques*

La présence de foraminifères a été systématiquement recherchée dans les échantillons. Dans ce but, les échantillons ont été tamisés sous eau entre 500 et 63 μm . La fraction supérieure à 63 μm a été ensuite passée à l'étuve à 50°C pendant une nuit puis observée à la loupe binoculaire.

Les foraminifères se sont révélés absents de la majorité des séquences étudiées dans le cadre de ce travail (présence ponctuelle et/ou faible dans 3 des 21 sondages effectués, présence constante dans 2 autres). Lorsqu'ils étaient présents en densité suffisante (dans les séquences de Guissény et de Guidel), le comptage des microfossiles a été réalisé par A. Fernane, dans le cadre d'une recherche doctorale parallèle à la nôtre, et par P. Stéphan (Stéphan *et al.*, 2014). Nous incluons partiellement les résultats de ces travaux dans cette étude. Des diatomées ont également été observées mais nous n'avons pas disposé du temps nécessaire pour effectuer leur détermination.

I. 3. 6-b. *Analyses micro-floristiques*

Certaines séquences ont fait l'objet d'analyses palynologiques menées par A. Fernane (Séquences de Porsmilin, cf. chapitre 6.1.5). Partant du principe que les analyses ont été effectuées hors du cadre de cette étude, les aspects méthodologiques relatifs à l'analyse palynologique ne seront pas développés en détail ici. Toutefois, les résultats des analyses palynologiques effectuées sur les séquences sur lesquelles nous avons également travaillé seront évoqués dans l'analyse des séquences sédimentaires. En effet, ceux-ci permettront d'obtenir des informations complémentaires quant aux environnements de dépôt des sédiments étudiés. Enfin, les résultats d'analyses palynologiques effectuées précédemment par Morzadec-Kerfourn (1974) sur l'une des séquences étudiées dans ce travail ont été inclus dans notre étude (séquence de Plouguerneau- Creac'h an Avel).

I.4. Datation des horizons

Les séquences prélevées et présentées dans le cadre de cette thèse ont fait l'objet d'un total de 63 datations. Toutes ont été réalisées par spectrométrie de masse (datations AMS) aux laboratoires de Poznań (notées « Poz- » dans la suite), de Gif-sur-Yvette (notées « SacA- » dans la suite). La plupart des datations réalisées à Poznań ont été financées, pour l'essentiel, par l'ANR COCORISCO, le programme ARTEMIS et le programme régional PHILTRE (A. Penaud, LDO, UMR CNRS 6538). Les fonds propres aux laboratoires de rattachement de cette étude (laboratoire Geomer UMR CNRS 6554, laboratoire Domaines Océaniques UMR CNRS 6538) ont également été mis à contribution pour 15% des datations. Les analyses réalisées à Gif-s/-Yvette ont, elles, été réalisées dans le cadre du programme ARTEMIS, grâce aux financements attribués à A. Penaud.

I. 4. 1. Stratégie de prélèvement et préparation des échantillons

Les surfaces datées au sein des séquences stratigraphiques ont été sélectionnées en fonction de leur pertinence pour la reconstitution du niveau marin relatif et la compréhension des dynamiques morphologiques des sites d'études durant l'Holocène. D'une manière générale, les échantillons ont été choisis prioritairement : (i) à la base de la séquence sédimentaire holocène, où la non - ou faible- compressibilité des dépôts assure l'absence de déplacement vertical et ainsi l'obtention de points-index du niveau marin (SLIPs) fiables; (ii) à la base et au sommet des unités sédimentaires sus-jacentes afin de permettre un calage temporel précis des séquences et (iii) de part et d'autre des surfaces d'érosion dans le but de cerner la durée des hiatus sédimentaires et une estimation de la période durant laquelle se sont déroulés les épisodes morphogéniques responsables de leur façonnement (épisodes tempétueux par exemple).

Les échantillons destinés à être datés ont été prélevés au centre des carottes, afin de réduire d'éventuelles contaminations par des particules présentes sur les parois intérieures des tubes. Lors des sondages à la tarière, les échantillons ont été prélevés directement sur le terrain après nettoyage de la surface extérieure du prélèvement. Afin de réduire au maximum les erreurs de datations induites par la présence potentielle de carbone allochtone dans les dépôts, les échantillons datés ont été sélectionnés de la façon suivante :

- Les niveaux de sols ont été datés à condition qu'ils ne soient pas établis sur des surfaces d'érosion. La matière organique formant le complexe pédologique a été préférée aux racines et rhizomes connus pour leur effets rajeunissant sur les datations (Streif, 1972 ; Törnqvist *et al.*,1992). Lorsque seules des racines pouvait être datées, celles-ci n'ont été utilisées que lorsqu'elles étaient

trouvées en position de vie et lorsque la stratigraphie nous permettait d'exclure la (les) recolonisation(s) de surfaces anciennes par la végétation.

- Les niveaux tourbeux ont été datés préférentiellement à partir de troncs d'arbres en position de vie ou de fragments organiques de petite taille formant la matrice pédologique, pour lesquels la « probabilité de transport est faible du fait de leur fragilité »⁶ (Gehrels *et al.*, 1996 ; Gehrels, 1999). On doit toutefois noter que cette méthode peut tendre à surestimer quelque peu l'âge réel de début de la formation tourbeuse, un temps (quelques années à quelques dizaines d'années) étant nécessaire pour que la formation de la tourbe débute à partir de la matière organique accumulée (Charman, 2002). Cette incertitude demeure néanmoins négligeable à l'échelle de la durée des processus étudiés.

- Les coquilles marines en position de vie ont été datées préférentiellement aux débris coquilliers dont l'origine est le plus souvent incertaine.

- Les datations sur charbons et bois flottés n'ont été effectuées qu'en dernier recours, lorsque la trop faible présence de matière organique dans le dépôt ne pouvait pas permettre la datation d'un autre type de matériel. Du fait de phénomènes de re-sédimentation, leur datation donne très souvent des âges trop élevés par rapport à celle du dépôt.

Comme nous venons de le voir, la grande majorité des datations réalisées au cours de cette étude a été obtenue à partir d'éléments soigneusement choisis dans les dépôts afin de réduire au maximum les erreurs potentielles. Ces derniers ont été lavés à l'eau distillée, séchés puis triés à la loupe binoculaire afin de ne sélectionner que les éléments organiques représentatifs (suppression des charbons, sélection des graines par exemple). Néanmoins, certaines datations, en dehors de ce travail (ou issues de la littérature), ont été réalisées sur la totalité du dépôt (ceux-ci seront repérés par le terme « Bulk » dans les descriptions et dans les tableaux de données). Ces dernières datations devront être considérés comme porteuses d'une incertitude supplémentaire (Törnqvist *et al.*, 1992).

I. 4. 2. Calibration

Afin de pouvoir être comparées, toutes les datations radiocarbone utilisées dans cette étude (y compris les dates issues de la littérature) ont été calibrées selon les mêmes critères. Les courbes de calibration IntCal09 et Marine 09 fournies par le logiciel Calib 6.0 (<http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/>; Stuiver et Reimer, 2004, 2009) ont respectivement été utilisées sur les échantillons terrestres et marins. La correction de « l'effet réservoir » lors de la calibration des échantillons marins a été effectuée selon un référentiel unique (dans cette étude, la référence est le point N° 1075 de la *Marine Reservoir Correction Database* obtenu au large de l'île de Sein

⁶ Gehrels (1999): « Plant fragments are the preferred material to provide accurate ages of the former marsh surface as they are fragile and the possibility of redeposition is small ».

à l'ouest du Finistère par Mangerud *et al.*, 2006 ; <http://calib.qub.ac.uk/marine/>, voir tableau.5.I.1 ci-dessous). Les dates sont présentées en âge calibré avec une incertitude à 2- σ , ce qui signifie que l'âge réel de l'élément daté a 95% de chance de se situer dans l'intervalle $\pm 2 \sigma$ autour de la date fournie.

Point no.	Latitude	Longitude	ΔR	Incertitude	Age Réservoir	Incertitude	Référence
1075	48°N	5°O	-40	23	324	24	Mangerud <i>et al.</i> (2006)

Tableau.V.1.2 - Caractéristiques de la référence utilisée pour la calibration des datations obtenues sur des coquilles marines.

Tableau.V.1.2 - Characteristics of the reference used for the calibration of the datings made on marine shells.

I.5. Analyses des isotopes stables et des contenus totaux carbone/azote

Au cours de cette étude, une grande partie des niveaux datés ont fait l'objet de mesures des isotopes stables (carbone $\delta^{13}\text{C}$ et azote $\delta^{15}\text{N}$) et des contenus en carbone et azote totaux (TOC et TN, respectivement, permettant le calcul du rapport C/N). Certains niveaux n'ont pu faire l'objet que d'une mesure du $\delta^{13}\text{C}$, effectuée en routine pour les datations radiocarbone réalisés au laboratoire de Gif-s/-Yvette. Pour les autres échantillons, les mesures ont été effectuées au Royaume-Uni au laboratoire des isotopes stables Iso-Analytical Ltd.

Les prélèvements spécifiquement dédiés à ces mesures ayant été réalisés plusieurs mois après l'ouverture des carottes, nous avons apporté un soin particulier à l'échantillonnage : celui-ci a été réalisé au cœur des carottes afin d'éviter une éventuelle pollution du fait du développement de moisissures quelquefois observé en surface des demi-sections (Lamb *et al.*, 2007).

La mesure du $\delta^{15}\text{N}$ et du TN a été effectuée directement sur le sédiment, sans pré-traitement préalable, avec un matériel de type *Europa Scientific elemental analyser* suivant la technique *Elemental Analyser – Isotope Ratio Mass Spectrometry (EA-IRMS)*. Les résultats ont été calibrés par rapport aux standards du laboratoire Iso-Analytical (références IA-R001, IA-R045 and IA-R046), eux-mêmes calibrés selon le standard international IAEA-N-1 de l'agence internationale à l'énergie atomique de Vienne (IAEA). Les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ et du TOC ont été effectuées sur des échantillons préalablement traités avec une solution d'HCl 1N durant une nuit afin de dissoudre les carbonates (fragments coquilliers par exemple ; sources d'erreur pour la mesure), puis rincés plusieurs fois à l'eau distillée, selon les recommandations de Lamb *et al.* (2006) et de Kemp *et al.* (2010, 2012a). Ils ont ensuite été séchés à l'étuve à 60°C puis réduits en poudre au mortier avant d'être placés dans des capsules d'aluminium. La mesure du $\delta^{13}\text{C}$ et du rapport C/N a été effectuée simultanément avec un matériel de type *Europa Scientific elemental analyser* suivant la technique *Elemental Analyser – Isotope Ratio Mass Spectrometry (EA-IRMS)* et les résultats calibrés par rapport aux standards du laboratoire Iso-

Analytical (références IA-R001, IA-R005 and IA-R006), eux-mêmes calibrés selon le standard international IAEA-CH-6. Pour chacune des mesures, des répliques ont été mesurés pour 20 % des échantillons.

Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ et du rapport C/N mesurées sur les sédiments fossiles ont ensuite été comparées aux valeurs obtenues sur les sédiments actuels, prélevés au sein de divers environnements de sédimentation (voir ce chapitre IV.2).

II . Caractérisation de l'architecture et de la géométrie des corps sédimentaires

La connaissance de l'architecture interne des séquences sédimentaires et de la morphologie du substratum du bassin sont des informations importantes permettant une meilleure compréhension de l'histoire des dynamiques morphologiques ayant affecté un site. En raison du nombre relativement limité de sondages sur chacun de nos sites d'études et de la distance moyenne entre ceux-ci, il a souvent été difficile d'effectuer des corrélations stratigraphiques précises et fiables entre les différents sondages réalisés au sein d'un site. Des incertitudes demeuraient donc, à l'issue des analyses stratigraphiques, dans la reconstitution précise de l'architecture « 3D » des dépôts.

Une tentative d'obtention d'informations complémentaires de celles obtenues par les corrélations stratigraphiques a été réalisée en effectuant des mesures de résistivité électrique. Cette méthode se base sur la mesure de la résistivité électrique des matériaux afin d'étudier leur répartition dans le sous-sol. Bien que largement utilisée en génie civil ainsi qu'en géologie (étude des aquifères ou de la fracturation par exemple), ce procédé demeure encore peu utilisé dans les études paléogéographiques littorales (Clavé, 2001; Massey, 2004; Marescot, 2006, Massey & Taylor, 2007).

La mesure consiste à faire circuler un courant électrique dans le sol entre deux électrodes dites « d'injection » situées en surface (Fig.V.2.1). Ce courant électrique va générer des champs électriques dans le sous-sol dont certains, dits « induits », seront fonction de la résistivité électrique du milieu. Simultanément, deux électrodes, également situées en surface, mesurent ces champs électriques en mesurant des différences de potentiel électrique. Les différences de résistivité entre les couches traduisent les changements de propriétés électriques des matériaux, principalement leur teneur en eau, liée à leur porosité (loi d'Archie). Le protocole de mesure est programmé pour investiguer différentes zones du sous-sol en faisant varier la géométrie du quadripôle de mesure (en modifiant la disposition et l'espacement des électrodes d'injection et de réception).

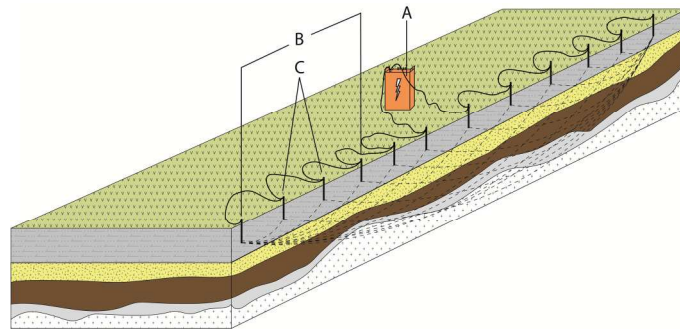


Fig.V.2.1 - Principe de fonctionnement d'une mesure de résistivité électrique selon un protocole de Wenner. A : Centrale de courant et de mesure, B : dipôle d'injection, C : dipôle de mesure.

Fig.V.2.1 - Principle of an electrical resistivity survey with a Wenner protocol. A: Power unit and measure station, B: injection dipole, C: measuring dipole.

Les mesures s'effectuent habituellement le long de transects orientés longitudinalement et orthogonalement par rapport aux dépôts étudiés. Des mesures ont été effectuées le long d'un profil test situé en bas de la plage de Porsmilin (cf. chapitre 6.1.5), en collaboration avec P. Tarits et de K. Balem du laboratoire Domaines Océaniques (UMR 6538, Université de Bretagne Occidentale). Ce site test a été choisi en raison de la présence d'une superposition régulière de dépôts sableux et tourbeux d'ampleur métrique, présentant *a priori* des différences de résistivité marquées. Un matériel de type « Terrameter SAS4000 » a été utilisé suivant un protocole d'acquisition de type « Wenner ». L'espacement des électrodes a été fixé à 1 m, meilleur compromis entre la résolution inframétrique souhaitée, la profondeur de la séquence (et donc la profondeur d'investigation souhaitée) et la longueur de profil. La figure ci-dessous présente le panneau vertical de résistivité inverse obtenu en bas de plage, ainsi que la corrélation avec la carotte PORS-C1 (Fig.V.2.2). Nous reviendrons plus en détail sur les informations stratigraphiques apportées par ce levé dans la partie consacrée à la présentation des données obtenues sur ce site (cf. Chapitre 6.1.5).

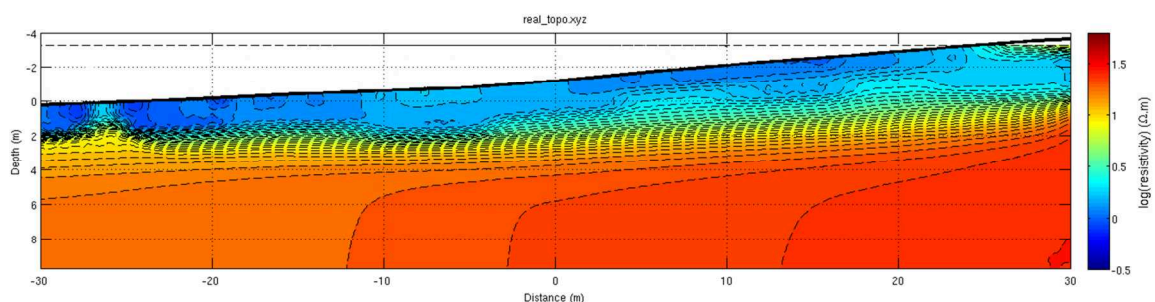


Fig.V.2.2 - Panneau de résistivité électrique obtenu en bas de la plage de Porsmilin. Les couleurs orangées à rouges correspondent au toit du substratum rocheux. La distinction entre les différentes couches tourbeuses et argileuse sus-jacentes est plus difficile. (Réalisation: K.Balem)

Fig.V.2.2 - Electric resistivity panel obtained at the bottom of Porsmilin beach. Orange to red colors correspond to the upper limit of the bedrock. Distinction of subsequent peat and silt layers is more difficult. (Realization: K.Balem)

Comme constaté par Massey (2004) et Massey & Taylor (2007) sur les dépôts holocènes du Sud-Ouest de l'Angleterre, les résultats obtenus confirment la difficulté d'utiliser cette méthode sur les séquences holocènes littorales. Si une image relativement précise de la topographie du *bed-rock* (ou du moins de la couverture d'arène formant la base du remplissage holocène) semble avoir été observée, la distinction nette entre les différents horizons est par contre apparue difficile. Il est possible que cela soit dû à une présence d'eau trop importante dans les dépôts, ayant entraîné une diffusion du signal électrique. La trop faible résolution verticale de cette méthode par rapport à la faible épaisseur des couches au sein de la séquence stratigraphique peut aussi être invoquée. Il est prévu de réaliser d'autres profils sur des sites où les épaisseurs des remplissages sédimentaires sont plus importantes.

III . Identification et caractérisation des corps sédimentaires d'avant-côte

Introduction

L'ensemble des levés ont été réalisés du 4 au 21 Juin 2012 au cours de la mission FISSEL sur le N/O côtier « Haliotis » de l'Ifremer (chef de projet : B. Van-Vliet Lanoë, chefs de missions à bord : A. Hénaff et J. Goslin) (Fig.V.3.1 ; Tableau.V.3.1). Des levés bathymétriques et sismiques THR (Très Haute Résolution) ont été réalisés simultanément le long des profils, nous permettant d'obtenir respectivement une image (i) des fonds actuels et (ii) des stocks sédimentaires sous-marins (structure interne, image du *bed-rock* sous-jacent). L'obtention de ces données vise à obtenir une information continue terre/mer la plus complète possible afin (i) de cerner au mieux les stratigraphies côtières, (ii) de reconstituer une image précise de la topographie pré-holocène servant de base à la modélisation des dynamiques morphologiques passées et (iii) d'engager une réflexion sur la question des budgets sédimentaires durant l'Holocène. Le navire, spécialisé dans l'obtention de données petits fonds, est équipé d'outils (sonar interférométrique, sismique THR « CHIRP ») permettant d'obtenir



une représentation complète des secteurs de petits fonds (de 2 à 20 m), à des résolutions spatiales et verticales adaptées aux dimensions des objets étudiés (pluri-décimétriques).

Fig.V.3.1 - La vedette océanographique côtière « Haliotis » d'Ifremer. (Photographie : Ifremer)

Fig.V.3.1- Ifremer's Coastal oceanographic vessel « Haliotis » (picture : Ifremer)

Mission	Site	Durée	Moyens déployés	Nombre de profils	Chef de projet	Chef de mission	Personnel embarqué
FISSEL 1	Kermor – L'île Tudy	6j	Sonar interférométrique CHIRP	223	B. Van Vliet Lanoë	A. Hénaff	A. Hénaff J. Goslin
FISSEL 1	Plouguerneau - Guissény	4j	Sonar interférométrique CHIRP	114	B. Van Vliet Lanoë	J. Goslin	J. Goslin

Tableau V.3.1 - Tableau récapitulatif de la mission FISSEL1

Table V.3.1 - Summary table of the FISSEL1 bathymetric - seismic mission

Au total, la mission a permis de réaliser 337 profils bathymétriques (223 profils sur le secteur de Kermor - Tudy, 114 profils sur le secteur de Plouguerneau-Guissény) et 293 profils sismiques (voir tableau V.3.1). Seules les données de bathymétrie et de sismique THR ont été traitées et utilisées dans le cadre de cette étude. Les données d'imagerie, important peu pour notre problématique, seront exploitées ultérieurement.

III.1. Levés bathymétriques

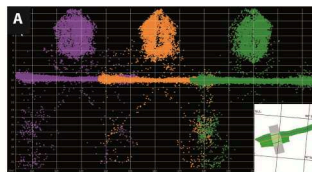
III. 1. 1. Principe et méthodes d'acquisition

Les levés bathymétriques ont été réalisés avec le sonar latéral interférométrique Geoacoustics Geoswath de l'Haliotis. Ce type de matériel permet l'obtention simultanée de données bathymétriques et d'imagerie acoustique de type sonar. Il se compose de deux groupes d'antennes fixées sous la coque émettant et recevant le signal. Deux très larges pinceaux multifaisceaux à 250 kHz sont émis par le système et « insonifient » le fond marin. En atteignant le fond, l'onde est réfléchiée et revient avec un angle différent vers chaque antenne de réception. La mesure de ces différents angles permet la détermination de la distance latérale et de la profondeur par rapport au navire. Le sonar est couplé à une centrale inertielle permettant la correction des mouvements du bateau (cap/roulis/tangage), tandis que la position du bateau et les informations de navigation sont obtenues grâce à un GPS différentiel.

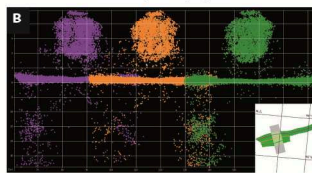
Les données de rétrodiffusion (imagerie sonar) sont exploitables sur une largeur équivalente à environ 10 fois la profondeur, tandis que les données bathymétriques couvrent une fauchée de largeur égale à environ 5 fois la profondeur (le rapport signal/bruit devenant trop faible au-delà). Un recouvrement d'1/4 à 1/3 entre les profils a été choisi afin de permettre une validation croisée des données provenant des faisceaux les plus extérieurs.

III. 1. 2. Traitement

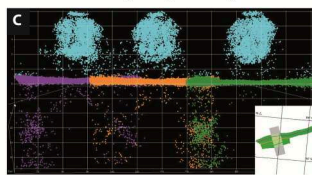
Le traitement des données bathymétriques du sonar interférométrique a été effectué avec le logiciel Caraïbes, développé par Ifremer (Fig.V.3.2). La première étape de traitement a consisté à corriger les données obtenues des artefacts induits par les modifications des conditions de circulation de l'onde dans l'eau (la célérité) : La correction de célérité permet de corriger l'effet des potentielles variations de la vitesse des ondes dans l'eau produites par des changements de température et/ou de salinité au sein de la colonne d'eau. Les données de célérité ont été mesurées chaque jour



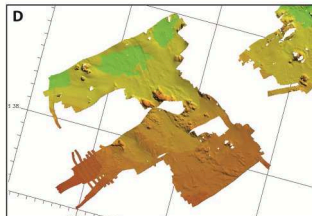
Profils bathymétriques bruts
Raw bathymetric profiles



Correction de la célérité et de la marée
Correction of celerity and tide effects



Nettoyages automatique et manuel des sondes aberrantes
Automatic and manual cleaning of the outlying soundings



Rassemblement des profils traités et production de MNTs bathymétrique
Gathering of treated profiles and production of bathymetric DTMs

de levé à l'aide d'une sonde de célérité. Les données ont ensuite été corrigées des variations de la marée durant le trajet du navire, occasionnant des décalages verticaux entre les sondes mesurées le long des profils (Fig.V.3.2 -A). Les données de marée ont été déduites soit (i) directement des données GPS (Plouguerneau/Guissény), soit (ii) obtenues à partir des données marégraphiques les plus proches lorsque des défauts de réception du signal GPS ne permettaient pas une reconstitution fiable des courbes de marées (problème particulièrement rencontré sur le secteur de Kermor - Tudy). Les principes de la correction de marée sont présentés en annexe 1. Après traitement, les données bathymétriques produites correspondent à des profondeurs par rapport au zéro hydrographique des secteurs d'étude.

Fig.V.3.2 - Etapes de traitement de la données bathymétrique produite par le sonar interférométrique de l'Haliotis.

Fig.V.3.2 - Processing steps of the bathymetric data produced by the interferometric sonar of the "Haliotis".

Le principal « défaut » du sonar interférométrique est que celui-ci est particulièrement sensible à l'ensemble des particules présentes dans la colonne d'eau, ce qui a pour effet d'induire un bruit relativement important dans les enregistrements. Un travail important de nettoyage des sondes aberrantes a donc été nécessaire avant d'obtenir à une image fiable de la bathymétrie. Ce travail a d'abord consisté à appliquer un filtre automatique permettant de ne sélectionner que les sondes comprises dans une fauchée équivalente à 5 fois la profondeur d'eau. Les sondes aberrantes restantes ont ensuite été éliminées manuellement (Fig.V.3.2 - B). Pour finir, les données retenues ont été maillées et rassemblés sous forme de MNT à différentes résolutions spatiales (de 50 cm à 5m) (Fig.V.3.2 - C)

L'ensemble du processus de traitement des données bathymétriques a nécessité environ 1 mois et demi de travail pour une personne.

III. 1. 3. Restitution et utilisation

Les MNT bathymétriques produits pour chaque zone ont été exportés depuis le logiciel Caribes et incorporés dans un SIG avec le logiciel ArcGis 10[®]. Une analyse des MNT produits a été effectuée afin d'identifier les corps sédimentaires pouvant attester de la présence de paléo-rivages (affleurement tourbeux/limoneux, vestiges de cordon, témoins archéologiques sous-marins, encoches, voir par exemple Cassen *et al.*, 2012). Les mosaïques bathymétriques produites ont ensuite servi de référence dans le traitement des données du sondeur à sédiments et pour les calculs des volumes sédimentaires (voir chapitre 6.III).

III. 1. 4. Limites rencontrées

Le nettoyage des sondes aberrantes s'est parfois vu compliqué, dans les secteurs rocheux, par la présence de massifs d'algues de grandes tailles sur les écueils et sur les zones de plate-forme. Les moyennes à mauvaises conditions de mers rencontrées durant certaines parties de la mission ont aussi induit un bruit supplémentaire dans les données et introduit quelques artefacts (« vaguelettes périodiques » résultant de la prise en compte imparfaite des mouvements du bateau par la centrale d'altitude). Néanmoins, ceux-ci sont aisément identifiables dans les MNTs finaux et n'ont donc pas perturbé l'interprétation des données de bathymétrie.

III.2. Levés sismiques

III. 2. 1. Principe et méthodes d'acquisition

Les levés sismiques ont été effectués à l'aide d'un sondeur à sédiment de type CHIRP émettant entre 1,8 et 5,3 kHz. Cette fréquence d'émission, dite THR « Très Haute Résolution », permet la caractérisation de corps sédimentaires de taille inférieure au mètre, et est donc particulièrement adaptée à l'étude des environnements côtiers.

III. 2. 2. Traitement

Les données sismiques comportent, par profil, un fichier de navigation et un fichier contenant le signal sismique réfléchi (au format SEG Y rev1). Une première étape de traitement a consisté à appliquer des traitements aux données brutes afin de les corriger et d'améliorer leur lisibilité. Ces traitements ont été effectués sous le logiciel MATLAB[®], avec une routine développée et fournie par A. Pacault (Ifremer). Cette routine permet, notamment :

- (i) De réduire le bruit de l'enregistrement en appliquant un filtre aux données.
- (ii) De corriger les effets du pilonnement (mouvements verticaux du navire).
- (iii) De corriger les phénomènes d'atténuation de l'amplitude des ondes sismiques lors de leur propagation (divergence sphérique).
- (iv) D'amplifier le signal (Gain) permettant de contourner l'atténuation naturelle du signal en augmentant artificiellement son amplitude.
- (v) D'exporter les données sous format SEG-Y, lisible par les logiciels de traitement de données.

Les fichiers SEG-Y ainsi traités et la navigation ont ensuite été exploités avec le logiciel Kingdom-Suite 8.0 (Fig.V.3.3), d'après le protocole développé par S. Charrier (2010, *comm. pers.*). Dans un premier temps, les traces sismiques ont été corrigées des effets de la marée (Fig.V.3.3-A). Pour cela, le MNT bathymétrique à 5 m de résolution, préalablement calculé à partir des données bathymétriques, a été intégré et a servi de référence pour l'ajustement en altitude des horizons sismiques, qui ont été décalés par « *time shifting* », selon le protocole défini par S. Charrier (2010) (Fig.V.3.3-B). Par la suite, les horizons principaux (fond et *bed-rock* ou surface apparentée) ont été

pointés numériquement à l'écran (Fig.V.3.3-C). Ceux-ci ont ensuite été interpolés pour permettre la production de grilles nécessaires à la création de modèles numériques de terrain de ces horizons et de cartes d'isohypses (Fig.V.3.3-D).

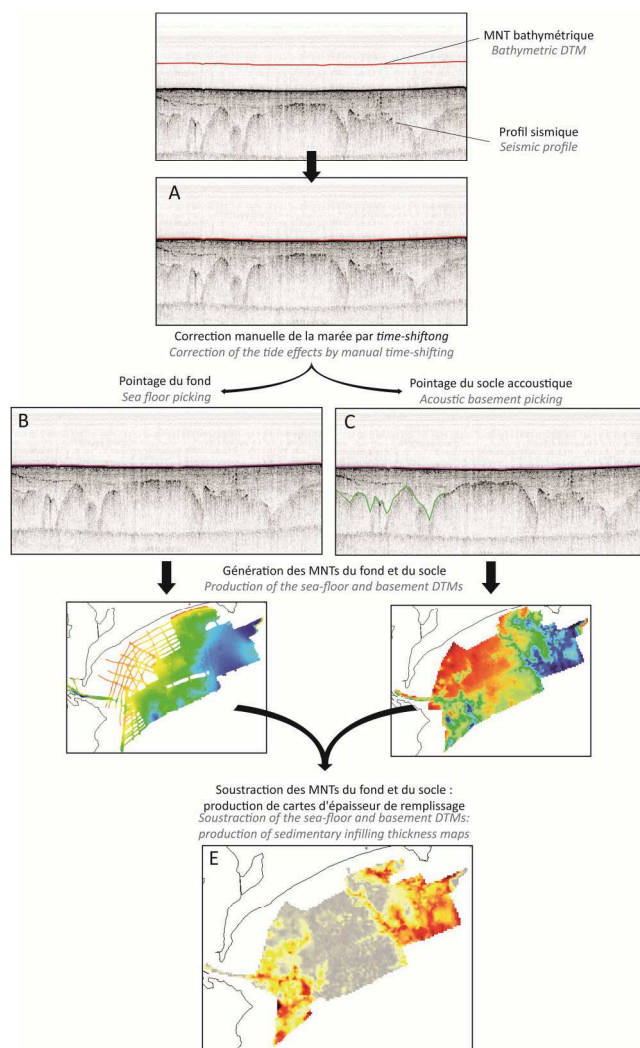


Fig.V.3.3 - Etapes de traitement de la données sismique CHIRP produite par l'Haliotis.

Fig.V.3.3 - Processing steps of the CHIRP seismic data produced by the "Haliotis".

L'écartement moyen entre les profils CHIRP se situant entre 30 et 40 mètres pour l'ensemble de la mission, un pas de 20 mètres a été choisi pour la production des grilles. Les données sismiques étant en millisecondes - temps double, une opération a été nécessaire pour transformer les grilles produites en données métriques. Pour cela, nous avons considéré que la vitesse moyenne des ondes dans l'eau est de 1500 m.s^{-1} . Les données temporelles correspondant au temps mis par les ondes pour effectuer l'aller-retour entre les antennes d'émission-réception et les réflecteurs, on peut considérer que :

$$t = 2P/1500 ,$$

Avec t , le temps double en millisecondes, et P la profondeur du réflecteur en mètres. Les informations voulues étant des informations de profondeur, c.-à-d. des « altitudes négatives » par rapport à la surface de l'eau, il a été nécessaire de transformer les valeurs obtenues en valeurs métriques négatives, ce qui, au final, revient à utiliser l'équation suivante :

$$P = -750t$$

Au total, le seul traitement des données sismique a demandé pour une seule personne 1 mois complet de travail.

III. 2. 3. Restitution et utilisation

Les MNT du fond et du toit du substratum ont été soustraits afin d'obtenir l'épaisseur de la couverture sédimentaire en chaque point des MNT et, donc, le volume total des sédiments d'avant-côte. (Fig.V.3.3-E). En l'absence de carottages en mer, le calage sédimentologique et chronologique des horizons identifiés au sein des profils sismiques demeure pour l'instant très limité. Nos interprétations seront donc principalement basées des corrélations pouvant être faites avec nos carottages à terre ou par le biais d'analogies pouvant être observées entre les séquences stratigraphiques enregistrées et celles préalablement étudiées et datées dans des secteurs proches (cf. chapitre 6.III).

III.3. Les données LIDAR

Des couvertures laser LIDAR (Light Detection And Ranging) terrestres (financées par le SHOM-Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, l'IGN-Institut Géographique National, le CG29-Conseil général du Finistère et le Parc Marin d'Iroise) et bathymétriques (LITTO-3D, financées par Ifremer et le Parc marin d'Iroise) ont été utilisées. Sur les sites sur lesquels nous avons effectué des levés bathymétriques, les données LIDAR ont été utilisées pour effectuer le raccord terre-mer, compléter les zones non-couvertes par les levés bathymétriques (très petits fonds, zones à écueils) et ainsi obtenir une meilleure image des sites d'étude, depuis l'avant-côte jusqu'à la topographie conti-

mentale. Les caractéristiques des levés LIDAR utilisés pour cette étude sont résumées dans le tableau V.3.2.

Levé	Partenaires/ Financeurs	Zone couverte	Résolution (horizontale/verticale)
LIDAR topographique	DDTM29 – DDTM-56	Littoral du Finistère et du Morbihan	< 2,8 m / <50 cm
Litto3D	Agence des aires marines protégées – SHOM - IFREMER	Parc marin d'Iroise	< 1 m / <50 cm

Tableau.V.3.2 - Caractéristiques des données LIDAR utilisées dans le cadre de cette étude

Table.V.3.2 - Characteristic of the LIDAR data used within this study

IV . Reconstitution des changements du niveau marin relatif Holocène

Introduction

Cette partie traite spécifiquement des indicateurs utilisés au sein de cette étude pour la reconstitution de l'évolution du niveau marin relatif holocène. Dans un premier temps, nous décrirons les particularités des séquences stratigraphiques étudiées dans le cadre de ce travail, puis nous verrons en quoi ces particularités ont guidé le choix de méthodes spécifiques de reconstitution du niveau marin. Comme nous l'avons vu plus haut (chapitre 2), l'utilisation d'indicateurs biologiques, géochimiques et morphologiques pour la reconstitution des niveaux marins passés est basée sur des principes d'actualisme, utilisant la répartition actuelle de ces derniers vis-à-vis des niveaux de marée comme référence. Afin de prendre en compte les spécificités de la zone d'étude, les référentiels actuels doivent préférentiellement être construits localement. Le référentiel construit pour les littoraux finistériens au cours de ce travail sera tout d'abord présenté, puis nous verrons de quelle façon il peut être utilisé afin de déduire des informations paléo-environnementales à partir des enregistrements sédimentaires fossiles.

IV.1. Particularité des dépôts et choix de la méthode de reconstitution

Les séquences sédimentaires prélevées pour cette étude présentent pour la majeure partie d'entre-elles la particularité de ne pas contenir de foraminifères, ou dans de très faibles quantités lorsqu'ils existent. Outre la présence importante de dépôts d'eau douce au sein des stratigraphies, desquels les foraminifères sont naturellement absents, il est probable que l'acidité relativement élevée des eaux côtières finistériennes ait pu conduire à une dissolution accrue des tests carbonatés. La

faible disponibilité en nutriment, induite par une sédimentation à forte dominante sableuse dans les milieux ouverts, peut également avoir été un facteur limitant à la présence de microfaune. En outre, les caractéristiques géographiques des sites étudiés font qu'une majorité d'entre eux ont été particulièrement exposés à des perturbations importantes. Celles-ci sont facilement décelables dans les stratigraphies du fait (i) de l'occurrence de nombreux hiatus et (ii) de la fréquence généralement rapides des successions sédimentaires. Elles ont probablement empêché l'installation pérenne de populations microfaunistiques ou entraîné leur destruction. Cela a rendu impossible l'utilisation systématique des foraminifères comme indicateurs des paléo-niveaux marins dans le cadre de ce travail.

Pour pallier ce manque, nous avons dû adopter une approche multi-proxies afin de déterminer la position originelle du dépôt par rapport aux niveaux de marées, et ainsi reconstituer les altitudes passées du niveau marin. La caractérisation de l'environnement originel de dépôt a été effectuée à partir (i) des caractéristiques stratigraphiques et morphologiques du dépôt, obtenues à partir des analyses granulométriques, macro- et microstratigraphiques et (ii) des informations attestant du régime de salinité du milieu de sédimentation. Ces dernières ont été obtenues à partir de l'étude des indicateurs macro- et microbiologiques présents dans les sédiments et des analyses géochimiques (isotopes stables $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$, rapport C/N, présence/abondance de pyrite). Pour les rares séquences contenant des foraminifères, ces derniers ont été utilisés pour confirmer l'information préalablement obtenue par les autres indicateurs.

Afin de retracer les évolutions à long-terme du niveau marin holocène sur les littoraux finistériens, cette approche a d'abord été appliquée aux tourbes de base. Puis, dans un second temps, nous nous sommes intéressés aux dépôts holocènes « intercalés » afin de densifier les SLIPs et d'augmenter ainsi la résolution temporelle de notre reconstitution.

IV.2. Construction d'un référentiel géochimique de caractérisation des environnements de dépôts sédimentaires intertidaux dans le Finistère

La première étape de la construction du référentiel actuel a consisté (i) à déterminer les grandes caractéristiques morpho-sédimentaires des principaux environnements de sédimentation actuels présents le long des côtes finistériennes, et (ii) à établir les relations altitudinales moyennes existantes entre ceux-ci et les niveaux de marée. Pour cela, des levés topographiques et des prélèvements sédimentaires ont été réalisés sur plusieurs sites répartis sur le pourtour de la péninsule du Finistère. Ces sites ont été choisis en fonction de la qualité de leur enregistrement stratigraphique, afin de tenir compte de la variété des environnements sédimentaires présents au sein de notre secteur d'étude, tant du point de vue de la morphologie (marais d'arrière-cordon, lagune, ria de fond de baie) que de l'exposition aux forçages météo-marins. De même, de manière à accroître la représen-

tativité des observations actuelles vis-à-vis des enregistrements fossiles, nous n'avons retenu que les sites pour lesquels l'intervention humaine sur le fonctionnement morpho-sédimentaire pouvait être considérée comme inexistante (ou très insignifiante) au cours des derniers siècles : absence de gestion anthropique du régime hydraulique des marais, intervention minimum sur le débit des cours d'eau, absence d'activité de pâturage et d'interventions sur la flore.

IV. 2. 1. Protocole de mesure des isotopes Stables $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$, du carbone organique-azote total (TOC et TN) à la surface de marais actuels.

Les marais maritimes de Tressény à Kerlouan-Guisseny, d'Arun en rade de Brest, et la lagune de la Mer-Blanche à Moustierlin (Fig.V.4.1), ont fait l'objet d'une étude plus approfondie des étagement végétaux, et de mesures géochimiques dans les sédiments de surface afin de calibrer les valeurs des isotopes stables $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ et des taux de carbone organique et d'azote totaux (respectivement abrégés par TOC et TN). Les marais de Tressény et d'Arun ont été sélectionnés car nous disposons déjà de données sur la répartition actuelle des foraminifères (Stéphan, 2008, 2011 ; Stéphan *et al.*, 2014). Le site de Moustierlin a été étudié en complément afin d'obtenir une référence dans la partie méridionale du secteur d'étude. Le choix de ces environnements, situés respectivement dans

le nord, dans la partie centrale et dans le sud de notre secteur d'étude, permet d'obtenir une bonne représentativité vis-à-vis des marnages, qui, comme nous l'avons vu, décroissent largement du Nord au Sud du Finistère.

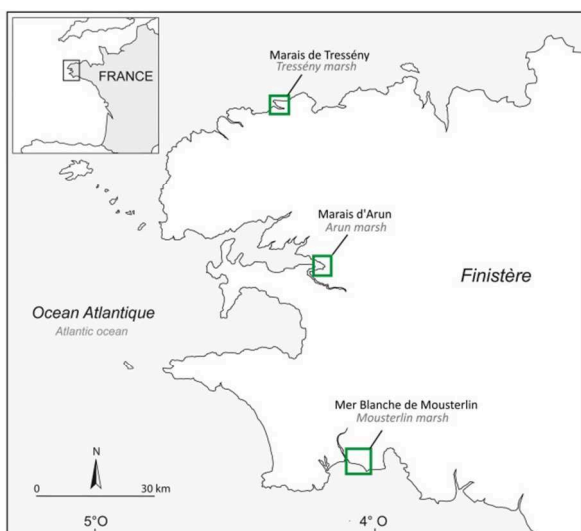


Fig.V.4.1- Localisation générale des sites ayant été étudiés pour la construction du référentiel géochimique actuel.

Fig.V.4.1- General location of the sites studied for the construction of the present-day geochemical referential.

Les marais de Tressény et de Moustierlin présentent également l'avantage majeur de n'avoir pas été colonisés par la spartine au cours des dernières décennies. Comme nous l'avons évoqué précédemment, la spartine (*Spartina spp.*, principalement *Spartina Alterniflora* dans le Finistère, mais aussi *Spartina Anglica* dans le nord-Finistère) colonise la totalité de la surface des marais et est caractérisée par des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ très élevées dans le sédiment (autour de -18‰ / -16‰ , valeurs considérées comme caractéristiques des zones de bas-schorre à slikke ; Kemp *et al.*, 2012a). Dans notre secteur d'étude, outre la spartine maritime, espèce pionnière autochtone caractéristique du bas-schorre

et de la haute-slikke, les autres espèces de spartine colonisant les marais sont invasives, probablement introduites de manière accidentelle par le biais de rhizomes fixés sous la coque des navires américains à la fin de la 2^{de} guerre mondiale en Rade de Brest, par exemple (Fichaut *et al.*, 2004 ; Sparfel *et al.*, 2005). Celles-ci ne faisaient donc pas partie des cortèges floristiques présents à la surface des marais durant l'Holocène. Ainsi, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ mesurées actuellement sur certains sites largement colonisés par la Spartine pourraient ne pas être comparables aux valeurs mesurées sur les sédiments fossiles, compromettant la représentativité des référentiels actuels dans le cadre d'une étude paléo-environnementale. En l'occurrence, le marais d'Arun est le seul site étudié colonisé par la Spartine invasive. Toutefois, comme nous le verrons par la suite, les mesures géochimiques réalisées sur ce site ne nous ont pas révélé d'artefacts qui seraient directement imputables à la présence de cette plante.

Sur chaque site, des transects ont été effectués depuis la partie supérieure du marais, jamais atteinte par la mer (ou exceptionnellement inondée lors des grandes marées astronomiques), jusqu'aux niveaux les plus bas, inondés à chaque marée. Ainsi, nous avons pu obtenir des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et du rapport C/N pour des assemblages floristiques correspondant à des environnements supratidaux d'eau douce, saumâtres de transition (limite haut-schorre-zone supratidale), saumâtre (schorre) et salés (bas-schorre à slikke ou inférieur).

Pour chaque point d'échantillonnage, le sédiment de surface a été prélevé au centre d'un quadra de 50 x 50 cm sur les trois premiers centimètres (Lamb *et al.*, 2007) et disposé dans un tube en plastique stérile. Chaque station a fait l'objet d'une photographie et les plantes situées à l'intérieur du quadra ont été prélevées pour détermination. Celle-ci a été effectuée avec l'aide d'E. Quéré du Conservatoire Botanique de Brest. La localisation des prélèvements le long des transects a été choisie de manière à rendre compte de changements altitudinaux et/ou de changements de végétation à la surface des marais. La position et l'altitude des points ont été relevées au GPS différentiel et raccordées au système NGF (Lambert-93) à partir de bornes géodésiques de l'IGN. Afin de prendre en compte les différences de marnages entre les différents sites et ainsi pouvoir comparer les résultats obtenus sur chacun d'entre eux, les altitudes par rapport au système NGF ont ensuite été transformées en valeurs standardisées à partir de l'indice *SWLI* (*Standardised Water-Level Index* ; Horton & Edwards, 2006). Ce dernier est défini comme suit :

$$SWLI = \frac{100 (Z - ZNM)}{ZPMVE - ZNM} + 100$$

Avec Z, l'altitude du point considéré ; ZNM, l'altitude du niveau moyen de marée sur le site et ZPMVE, l'altitude des pleines-mers de vives eaux (coefficient 95). Ainsi, un SWLI de 200 correspond

au niveau des pleine-mers de vives-eaux, tandis qu'un SWLI de 100 correspond au niveau moyen de la mer.

Les échantillons prélevés ont ensuite été préparés selon le protocole défini dans le paragraphe I.I.5 de ce chapitre : séchage des échantillons à l'étude à 50°C pendant une nuit, dissolution des carbonates par une solution d'HCL 1N pendant 18 heures, rinçage, réduction en poudre au mortier et incorporation dans une capsule d'aluminium.

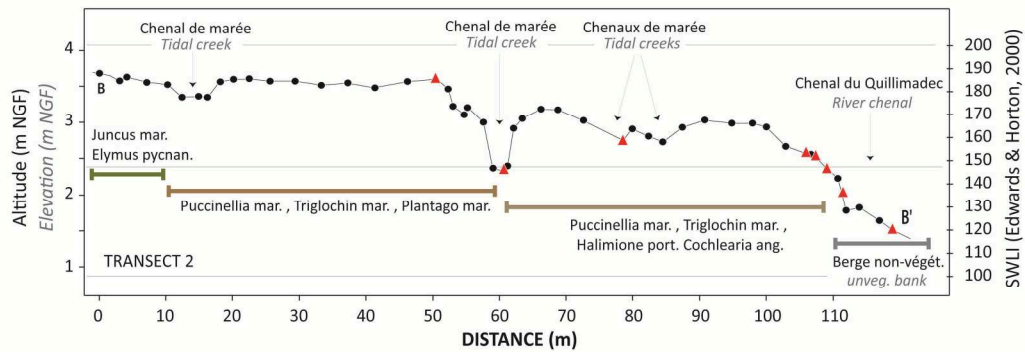
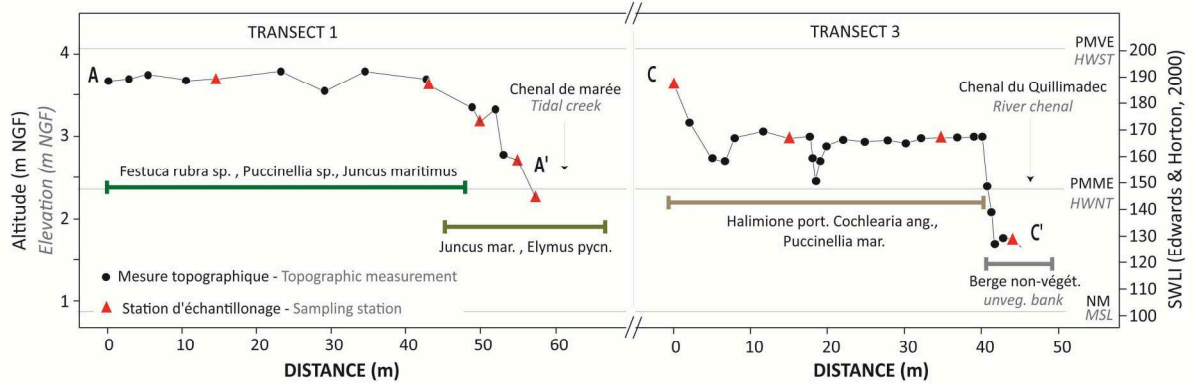
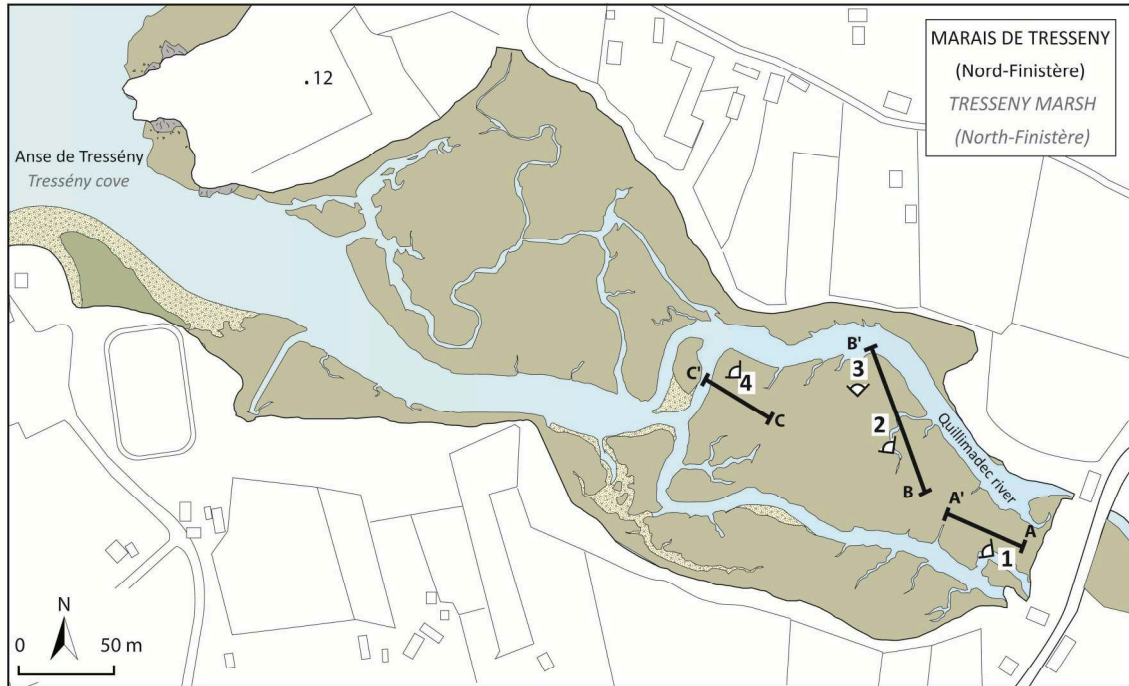
IV. 2. 2. Marais de Tressény (Guissény-Kerlouan)

IV. 2. 2-a. Transects et prélèvements

Le marais de Tressény (présenté en détail dans le chapitre 4, paragraphe II.2.2) est un marais de fond d'anse d'une douzaine d'hectares, typique des prés-salés atlantiques. Il est, dans son ensemble, colonisé par des plantes halophiles à hyper-halophiles (Fig.V.4.2). Dans la partie la plus interne du marais (partie Est du secteur, qui n'est atteinte que par les plus grandes marées), la couverture végétale est dominée par des plantes de la famille des graminées telles que la Fétuque Rouge (*Festuca* groupe *rubra*) et la Puccinellie (*Puccinellia* sp.) (Fig.V.4.2). Progressivement, en avançant vers l'ouest, la zone de haut-schorre devient dominée par une pelouse à « chiendent des vases » (*Elymus pycnanthus*), accompagnée de massifs de joncs maritimes (*Juncus maritimus*). L'ensemble est parcouru d'un réseau de chenaux de marée de profondeur métrique, à dominante sableuse au sud du marais et vaseuse au nord (Fig.V.4.2).

Lorsque l'on progresse encore en direction de la partie basse du marais, la végétation change soudainement, et on observe le passage à une zone plus basse composée d'espèces végétales propres aux milieux de schorre-moyen à haut-schorre (Fig.V.4.2). Celle-ci est dominée par une pelouse à Puccinellie (*Puccinellia maritima*) avec, localement, des massifs de Troscart maritime (*Triglochin maritima*). Elle est de plus localement colonisée par des formations d'Obione (*Halimione portulacoides*), de plantin (*Plantago maritima*) et de Cranson (*Cochlearia anglica*). Dans la partie basse du schorre, la surface est recouverte d'un voile algaire et la végétation, plus clairsemée, est dominée par l'Obione, le Cranson et la Puccinellie maritime (Fig.V.4.2).

Trois transects ont été réalisés à travers le marais de Tressény (Fig.IV.4.2) : le premier transect orienté N 110° a été effectué dans la partie proximale du marais, avec pour but de caractériser la transition entre le haut et le milieu du schorre. Ce transect traverse des zones ayant des altitudes comprises entre 3,7 m NGF (SWLI=188) et 2,7 m NGF (SWLI=158). Le second transect recoupe une grande partie du marais selon une direction N160°.





Partant de la partie inférieure du haut schorre, ce dernier recoupe les domaines du schorre-moyen et du bas-schorre et se termine au nord sur une zone de slikke sablo-vaseuse bordant le chenal principal. Le troisième transect a été effectué plus à l'Ouest au travers d'une zone de schorre-moyen à bas d'une altitude moyenne de 3 m NGF, se terminant abruptement par un « talard » (micro-falaise due à l'action érosive du chenal principal) (Fig.V.4.3).

Fig.V.4.3 - Talard en bordure du chenal du Quillimadec (Photographie : J.Goslin)

Fig.V.4.3 - Micro-erosion cliff (« Talard »), at the edge of the Quillimadec channel. (Picture: J. Goslin)

Seize analyses ont été réalisées sur des prélèvements de sédiments de surface effectués le long des trois transects dans le marais de Tressény : 4 le long du premier transect, 8 le long du second et 4 le long du troisième.

IV. 2. 2-b. Résultats

Le long du premier transect (Fig.V.4.4), les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ effectuées dans la zone de haut-schorre à *Festuca rubra*, *Elymus pycnanthus* et *Juncus maritimus* ont livré des valeurs comprises entre -28,61 ‰ et -27,15 ‰. La valeur de -28,61 ‰ a été obtenue à partir d'un prélèvement réalisé dans un chenal de marée traversant la zone à *Elymus pycnanthus* (point n° 4). Cet échantillon, isolé du reste des prélèvements réalisé sur le marais (fig.V.4.4), est caractérisé par des valeurs anormalement élevées en azote (TN) et en carbone total (TOC) par rapport à sa position altitudinale. Nous considérons que cela est probablement dû à la pollution causée par la présence de particules allochtones dans le sédiment prélevé, et cet échantillon sera rejeté pour la suite de notre analyse.

Le long du second transect, les prélèvements ont été effectués dans un environnement de moyen-schorre, dominé par l'assemblage *Triglochin maritima*, *Halimione portulacoides* et *Puccinellia maritima*, puis sur une surface de slikke situées sur les rives du chenal et en fond de chenal. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ obtenues sont en moyenne légèrement plus faibles que celles du premier transect,

Fig.V.4.2 - Transect effectués dans le marais de Tressény (Nord-Finistère). Profils topographiques et position des points de prélèvement. SWLI : Standardized Water Level Index. L'orientation des points de vue des photographies 1, 2, 3 et 4 est indiquée sur la carte.

Fig.V.4.2 - Transects accross the Tressény marsh (North-Finistère). Topographic profiles and position of the sampling stations. SWLI: Standardized Water Level Index. Orientation of the point of view from where the pictures 1, 2, 3 and 4 where taken is marked on the map.

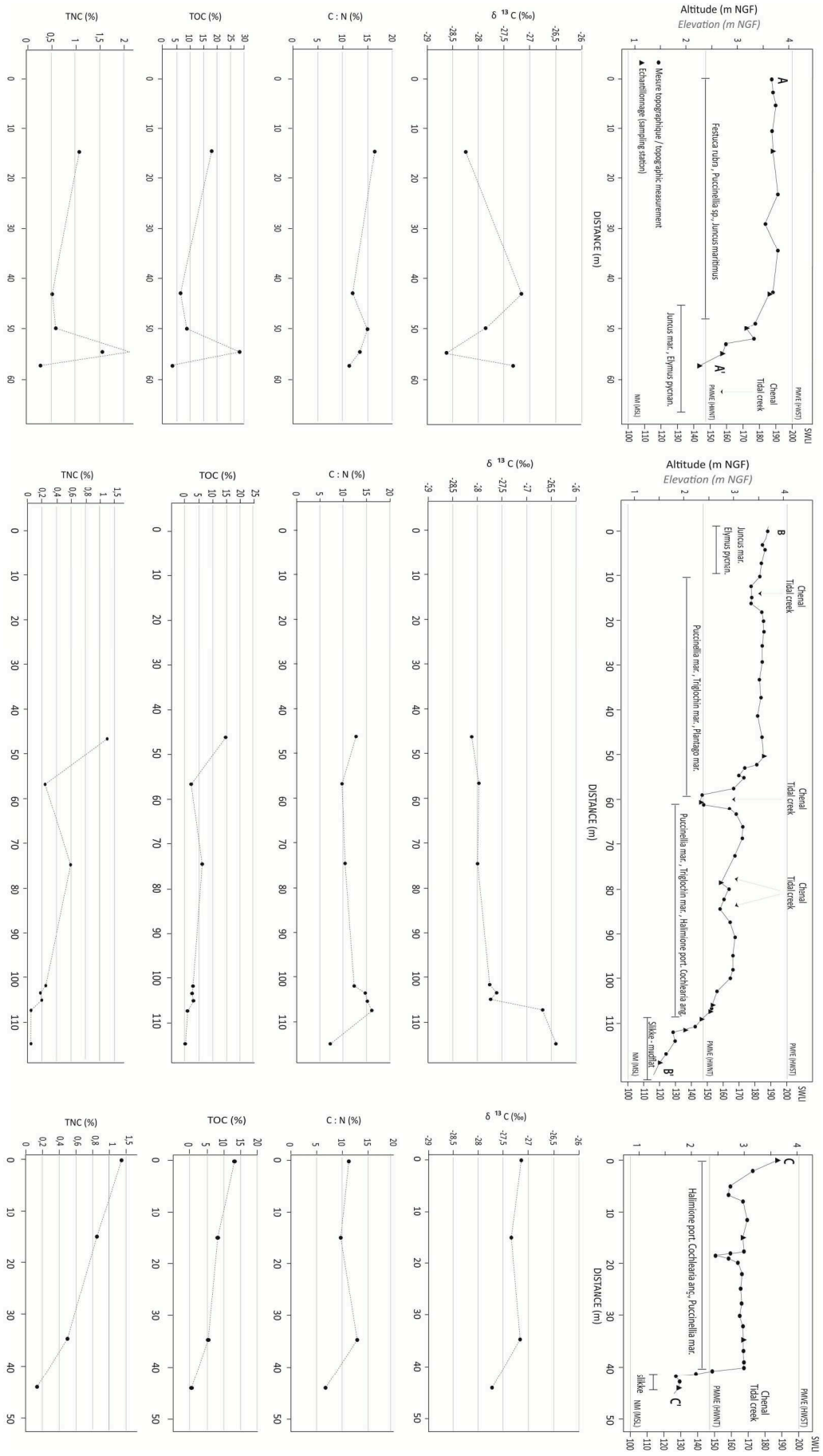


Fig.V.4.4- Résultats des mesures géochimiques réalisées le long de trois transects dans le marais de Tressény (Nord-Finistère).

Fig.V.4.4- Results of the geochemical measurements along the three transects in the Tressény marsh (north-Finistère).

comprises entre $-28,10$ ‰ en début de transect (SWLI 185) et $-26,40$ ‰ en fin de transect (SWLI 124). Les prélèvements les plus bas obtenus le long de ce transect (points 11 et 12) ont été respectivement échantillonnés en bordure et dans la partie centrale du chenal du Quillimadec (Fig.V.4.4). Ces zones sont soumises à un flux permanent de phytoplancton d'origine continentale et se sont traversées par des chenaux de marée drainant le domaine de schorre. Les bactéries et les algues d'eau douce ont des signatures en $\delta^{13}\text{C}$ très larges, comprises entre approximativement -30 et -25 ‰, mais se différencient des signatures laissées par les plantes par un rapport C/N beaucoup plus faible, généralement compris entre 5 et 10. Le point n° 11 est caractérisé par un $\delta^{13}\text{C}$ de $-26,67$ ‰. Le rapport C/N de cet échantillon est de 16,20 ce qui nous permet d'écarter toute pollution par les apports continentaux liés au cours d'eau (Fig.V.4.4). Toutefois, sa position très à l'écart par rapport aux points ayant livré un signal équivalent en $\delta^{13}\text{C}$ nous laisse supposer que l'échantillon ait pu contenir des particules remaniées depuis le schorre et redéposées sur les berges via les chenaux de marée. Les phénomènes de bioturbation, particulièrement importants sur les berges des chenaux (Sharma *et al.*, 1987) peuvent aussi être invoqué pour expliquer cette valeur aberrante. Le point n° 12, quand à lui, possède un $\delta^{13}\text{C}$ de $-26,4$ ‰, mais son rapport C/N (7,4), permet d'affirmer, au vu de la configuration du site, que ce sédiment contient des particules issues du domaine supratidal d'eau douce (carbone particulaire/dissous ou phytoplancton d'eau douce).

Ces arguments nous conduisent à considérer que les valeurs obtenues pour ces deux points ne sont pas représentatives des espèces végétales autochtones des milieux dans lesquels ils ont été prélevés. Ainsi, nous écarterons ces derniers pour la suite de la construction de notre référentiel actuel.

Les valeurs obtenues pour le troisième transect (traversant un secteur de schorre moyen, dominé par *Halimione portulacoides* et *Puccinellia maritima*) sont cohérentes avec celles obtenues pour les deux autres, avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre $-27,74$ ‰ et $27,14$ ‰ (Fig.V.4.4). La valeur de $-27,74$ ‰ a été obtenue à partir de l'échantillon n° 16. La valeur de C/N de 14,3 confirme la provenance autochtone du carbone contenu dans l'échantillon. Toutefois, cet échantillon a été prélevé sur les bords du chenal, à un endroit où le schorre s'effondre, attaqué en falaise par l'érosion (Fig.V.4.4). Cela peut expliquer pourquoi la valeur de $\delta^{13}\text{C}$ obtenue pour cet échantillon soit trop faible au regard de sa position altitudinale. Nous avons donc choisi de rejeter ce dernier point dans la suite de l'analyse.

L'ensemble des mesures réalisées dans le marais de Tressény nous permet d'observer qu'il est possible, sur la base d'indicateurs géochimiques, de différencier les zones situées sous les PMME et celles situées entre les PMME et les PMVE. En effet, on constate de très bonnes corrélations entre l'altitude des points et les valeurs de carbone et d'azote totaux, tandis que le diagramme $\delta^{13}\text{C}/\text{C}:\text{N}$ montre deux groupes de valeurs bien distincts. Les points situés sous les PMME sont caractérisés par un $\delta^{13}\text{C}$ supérieur à $-26,70\text{‰}$, un TN inférieur à $0,21\%$ et un TOC inférieur à $2,46\%$. Au contraire, les points situés entre les PMME et les PMVE montrent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ inférieures à -27‰ , un taux de TN supérieur à $0,21\%$ et un taux de TOC supérieur à $2,46\%$ (Fig.V.4.3).

Les transects réalisés au travers du marais de Tressény ne nous ont pas permis de caractériser le domaine supratidal, ni le domaine de slikke dans son ensemble.

IV. 2. 2-c. Comparaison des indicateurs géochimiques avec les foraminifères actuels

Afin de confronter les informations obtenues par les analyses géochimiques avec celles fournies par d'autres indicateurs, nous avons comparé nos résultats avec la répartition actuelle des foraminifères sur le site. Celle-ci a été étudiée par Stéphan et al. (2014) le long d'un transect orienté N 160° environ, réalisé depuis le milieu du schorre en direction du chenal. Le transect suivi pour cette étude est comparable aux transects 1 et 2 présentés précédemment. Dans la partie supérieure du schorre, dominée par *Festuca rubra*, *Elymus pycnanthus* et *Juncus maritimus*, pour laquelle nous avons obtenues des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -28‰ et -27‰ environ et des rapports C/N entre 10 et 15, les assemblages de foraminifères sont constitués de foraminifères dits « agglutinés » : *Miliamina fusca*, *Jadammina macrescens* et *Haplophragmoides wilberti*. Si cet assemblage d'espèces est valable sur la totalité du domaine de schorre, leurs proportions varient avec l'altitude. Ainsi, dans le domaine de moyen-schorre à bas-schorre, dominé par *Triglochin maritima*, *Halimione portulacoides* et *Puccinellia maritima*, on observe une légère baisse de *Miliamina Fusca* et de *Jadammina macrescens* en faveur d'*Haplophragmoides wilberti*. Les espèces de foraminifères carbonatées telles que *Haynesina germanica* et *Elphidium sp.* apparaissent aussi à ce moment dans les assemblages. La transition entre le schorre et la slikke (berges du chenal à Tressény) s'observe par une très nette disparition des agglutinés en faveur des carbonatés. Les assemblages sont alors dominés par *Haynesina germanica*, *Elphidium sp.*, *Amonia beccarii*.

IV. 2. 3. Marais d'Arun (Rade de Brest)

IV. 2. 3-a. Transects et prélèvements

Le marais d'Arun est un marais d'arrière cordon d'environ 2,3 hectares situé dans le sud-est de la rade de Brest, à mi-chemin entre l'estuaire de l'Aulne à l'Ouest et l'embouchure de la rivière du Faou à l'Est. Le marais est situé en arrière d'un système de doubles flèches en chicanes (Guilcher *et al.*, 1957, Stéphan, 2008), disposées perpendiculairement aux houles de Nord-Ouest (Stéphan, 2008), entre lesquelles est actuellement établi un chenal de marée (Fig.V.4.5). L'ensemble du marais se situe à une altitude comprise entre approximativement 2,5 m NGF dans les secteurs les plus bas et 3,5 m - 4 m NGF environ dans sa partie supérieure.

La Spartine (*Spartina alterniflora* Loisel) occupe une grande partie du marais, notamment dans la partie sud du site. Dans la partie la plus interne du marais, à partir de 3,5 m NGF environ, la végétation est caractérisée par la présence d'une roselière à Phragmites (*Phragmites australis*), colonisée dans sa partie inférieure par le Jonc maritime (*Juncus maritimus*), le Scirpe maritime (*Scirpus maritimus*) et la Spartine (Fig.V.4.5). La ceinture végétale de haut-schorre est dominée par les Joncs maritimes accompagnés localement d'Arroches astées (*Atriplex Hastata*) et d'*Elymus Pycnanthus* et d'Obione (*Halimione portulacoides*). La zone de schorre-moyen est occupée par des formations halophiles à hyper-halophiles telles que l'Obione, le Troscart maritime (*Triglochin maritima*), l'Armérie (*Armeria maritima*), la Fétuque rouge (*Festuca gr. rubra*) et la lavande de mer (*Limonium vulgare*) (Fig.V.4.5). Localement, notamment dans les zones à proximité des rives concaves du chenal, nous avons également pu observer des Asters maritimes (*Aster tripolium* L.) ainsi que des Spergulaires marginées (*Spergula media*), plantes très tolérantes vis-à-vis de la salinité (Fig.V.4.5). Dans les parties les plus basses, sur les rives des méandres du chenal, on peut observer très localement une végétation pionnière typique des secteurs de bas-schorre à slikke, composée de soude maritime (*Sueda maritima*), d'*Atriplex Hastata* et de Salicorne (*Salicorne* sp.) (Fig.V.4.5).

Nous avons réalisés deux transects dans la longueur du marais, selon une direction approximative N 120-130°. Le premier transect a été effectuée dans la partie sud du marais dans une zone relativement abritée dominée par une couverture d'Obione et de Spartine (Fig.V.4.5).

Ce transect couvre une zone du marais dont la topographie est très plane, comprise entre des altitudes de 3,35 m NGF en début de profil et 3,53 m NGF en fin de profil (soit entre 30 et 10 cm environ sous les PMVE). Nous avons jugé que la diversité d'espèces végétales rencontrées le long de ce transect était trop peu importante, et nous avons donc stoppé ce dernier au niveau du chenal, au bout d'une quarantaine de mètres environ.

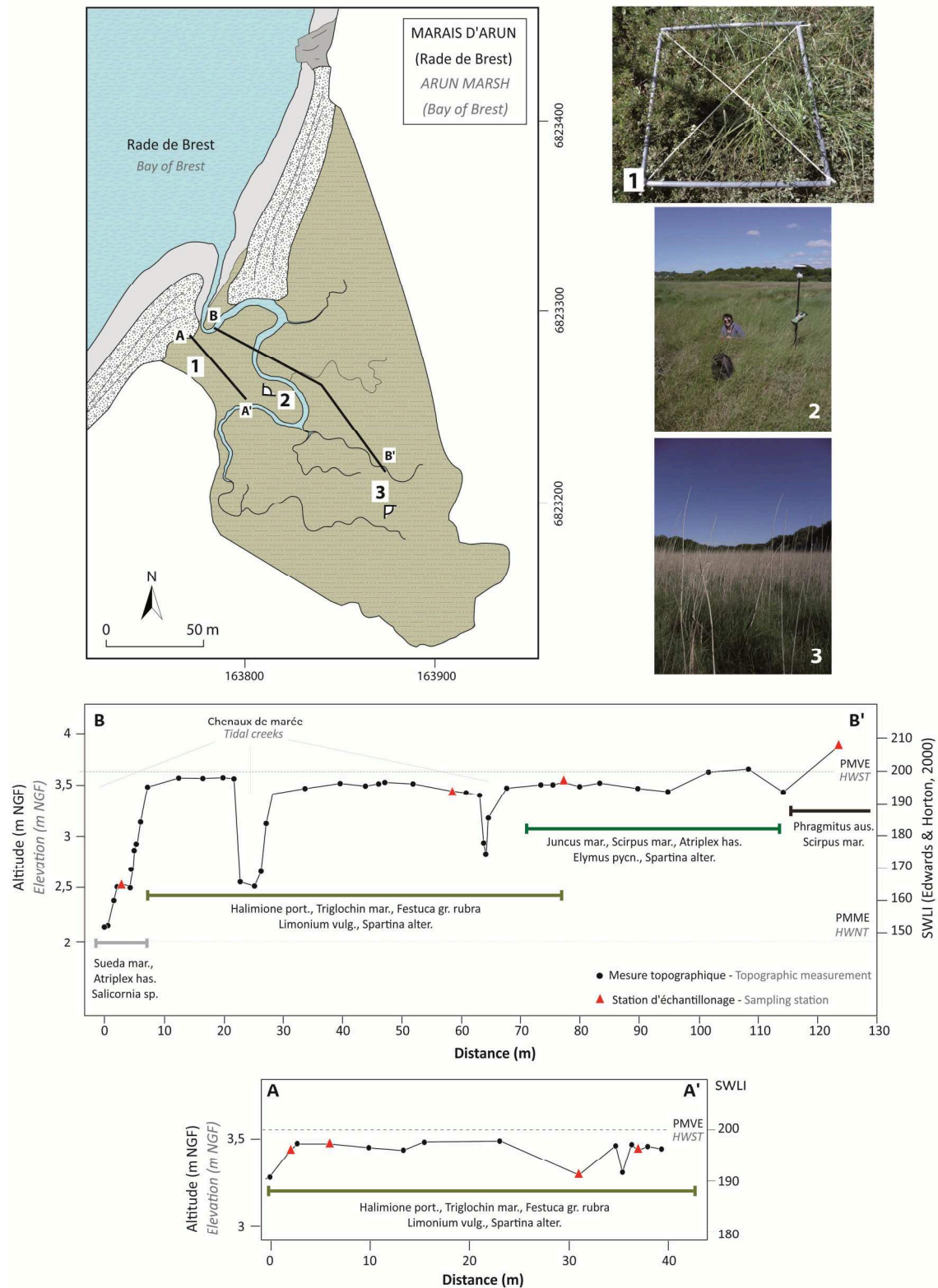


Fig.V.4.5 - Transects effectués dans le marais d'Arun (rade de Brest). Profils topographiques et position des points de prélèvement. SWLI : Standardized Water Level Index. L'orientation des points de vue des photographies 1,2 et 3 est indiquée sur la carte.

Fig.V.4.5 - Transects across the Arun mars (Bay of Brest). Topographic profiles and position of the sampling stations. SWLI: Standardized Water Level Index. Orientation of the point of view of the pictures 1,2 and 3 is marked on the map.

Un second transect a donc ensuite été réalisé une vingtaine de mètres plus au Nord (Fig.V.4.5). Il a recoupé la totalité de la longueur du marais depuis la passe du chenal de marée entre les deux flèches jusqu'à la roselière à *Phragmites* dans la partie interne du marais. Ce transect concerne des secteurs dont les altitudes sont comprises entre 2,12 m NGF en début de profil et 3,87 m NGF en fin de profil (SWLI de 150 et de 208, respectivement), permettant de rendre compte d'un maximum de conditions écologiques : les zones les plus basses ne sont pas atteintes par la mer lors des pleines-mers de mortes-eaux, tandis que le point le plus élevé est situé juste au-dessus des pleines-mers de vives-eaux, à la transition entre le milieu saumâtre et le domaine supratidal d'eau douce (Fig.V.4.5).

Neuf prélèvements ont été réalisés en surface du marais d'Arun : quatre le long du transect le plus court, couvrant uniquement la zone de haut-schorre et cinq le long du transect n°2 traversant la totalité du marais. Le prélèvement le plus bas a été effectué sur les berges du chenal de marée à l'entrée du marais, le plus haut dans la partie inférieure de la roselière à *Phragmites*.

IV. 2. 3-b. Résultats

Les prélèvements réalisés sur le premier transect, concentrés sur la zone de haut schorre à *Obione* et *Spartine* ont livré des résultats relativement constants avec valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -26,87 ‰ et -25,67 ‰, des TOC de 14,1 % à 21 % et des TN compris entre 0,90 % et 1,40 % (Fig.V.4.6). Ces valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont relativement faibles au regard de la présence importante de la *Spartine* dans ce secteur (la *Spartine* induit des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ normalement supérieures à -20 ‰ ; Kemp et al., 2010, 2012a), ce qui semble indiquer que le tapis à *Obione* domine la signature en $\delta^{13}\text{C}$ conservées dans les sédiments.

Le long du second transect, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont comprises entre -25,29‰ dans la zone la plus basse située dans le chenal, colonisée par *Sueda maritima*, *Atriplex Hastata* et *Salicornie sp.*, et -28,60‰ dans le haut schorre à *Juncus maritimus* (Fig.V.4.6). Le prélèvement effectué dans la roselière à *Phragmites*, au-dessus de la limite des PMVE, a livré une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ à -26,63‰ (Fig.V.4.5). Cette valeur est plus forte que ce qui était attendu pour un matériel issu du domaine supratidal, normalement caractérisé par des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ inférieures à celles du domaine de schorre. Des prélèvements supplémentaires seraient à effectuer plus en amont dans la roselière afin de véritablement caractériser le domaine supratidal d'eau douce.

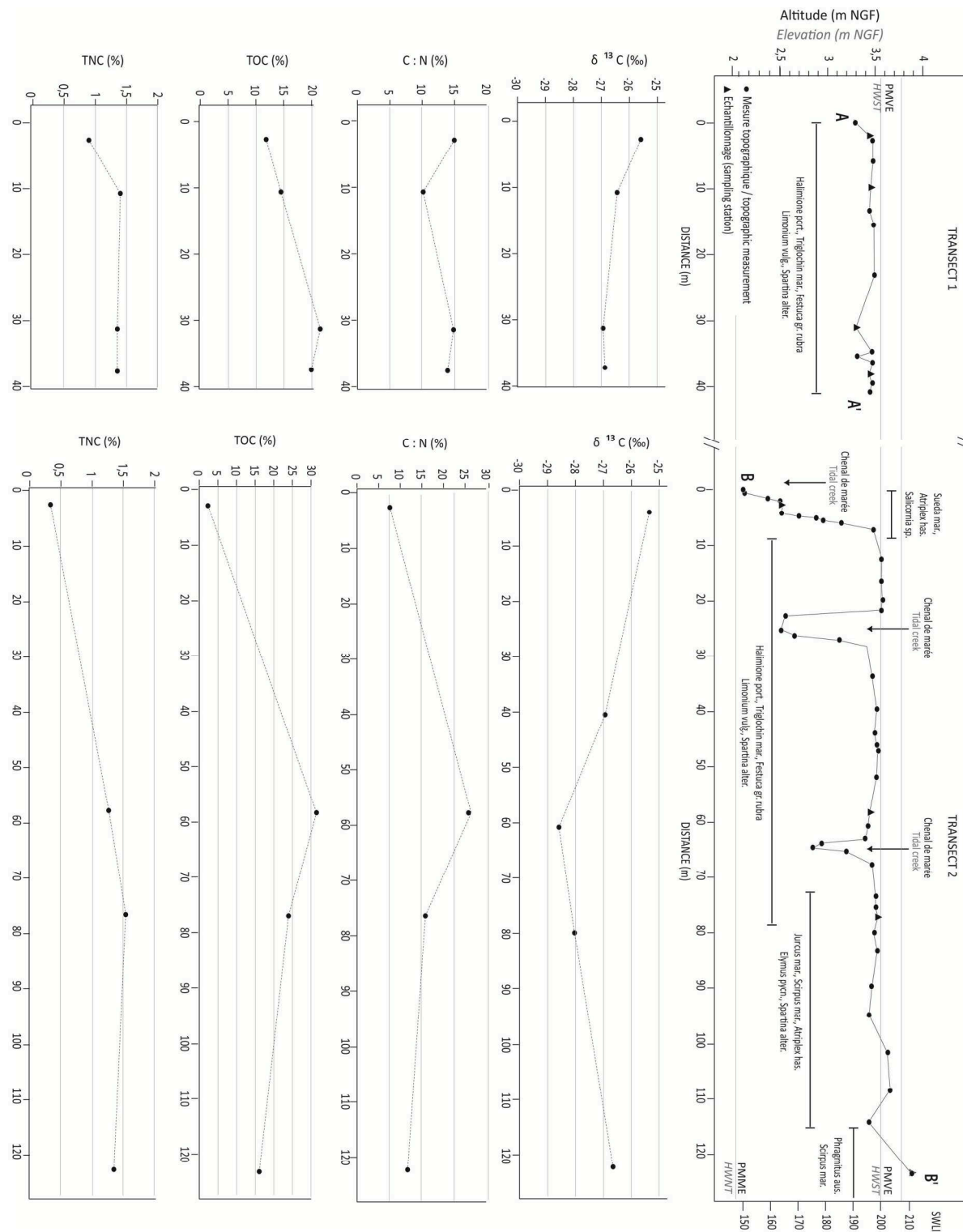


Fig.V.4.6- Résultats des mesures géochimiques réalisées le long des trois transects dans le marais d'Arun (rade de Brest)

Fig.V.4.6- Results of the geochemical measurements along the three transects in the Arun Marsh (Bay of Brest).

Fig.V.4.6- Résultats des mesures géochimiques réalisées le long des trois transects dans le marais d'Arun (rade de Brest)

Fig.V.4.6- Results of the geochemical measurements along the three transects in the Arun Marsh (Bay of Brest)

Probablement en raison d'un nombre moins important de mesures et d'une topographie plus plane du marais d'Arun, l'étagement des valeurs de TOC et de TN obtenues dans ce marais nous est apparu moins clair qu'à Tressény. Néanmoins, de la même façon qu'à Tressény, le point le plus bas, prélevé sur la slikke à Soude maritime et Salicorne se détache des points prélevés sur le schorre par des valeurs de TOC et de TN beaucoup plus faibles (Fig.V.4.6). Ce point a un $\delta^{13}\text{C}$ de -25,29‰ et un rapport C/N de 7,82. Ces valeurs permettent de considérer plusieurs origines de la matière organique contenu dans l'échantillon (phytoplancton d'eau douce, carbone dissous d'origine marine ou algue marine) mais le voile algaire présent en surface du sédiment prélevé nous permet de privilégier une origine marine (Fig.V.4.7).



Fig.V.4.7 - Station de prélèvement sur la slikke à formations végétales pionnières située en bordure du chenal de marée du marais d'Arun. Noter l'important voile algaire en surface. (Photographie: J.Goslin)

Fig.V.4.7 - Sampling station located on the mudflat colonized by pioneer plants at the edge of the main tidal creek of the Arun Marsh. Note the important algae coat covering the surface. (Picture: J.Goslin)

IV. 2. 3-c. Comparaison des indicateurs géochimiques avec les foraminifères actuels

De la même façon que pour Tressény, nous avons comparé nos résultats géochimiques obtenus sur le marais d'Arun avec la distribution des foraminifères actuels. Ceux-ci ont été étudiés par Stéphan (2008, 2011) le long d'un transect équivalent à notre transect n° 2. La partie supérieure du schorre, colonisée par la roselière à Phragmites, *Scirpus maritimus* et *Juncus maritimus* est stérile en foraminifères à partir de 3,90 m NGF environ, altitude à laquelle nous avons prélevé l'échantillon n° 4. Le reste du marais est dominé par les assemblages de foraminifères agglutinés typiques des schorres et pré-salés atlantiques : *Miliammina fusca*, *Jadammina macrescens*, *Haplophragmoides wilberti* et *Trochammina inflata*. Les foraminifères du domaine de slikke n'ont pas été étudié par Stéphan (2008, 2011) sur le même site mais sur un autre marais de la rade de Brest (marais de Lanveur). De la même façon qu'à Tressény, la transition schorre/slikke s'observe par la disparition

soudaine des espèces sus-citées au profit des foraminifères carbonatés (*Haynesina germanica*, *Elphidium sp.*, *Amonia beccarii*) aux alentours de 1,5 m NGF (SWLI 129) soit légèrement sous les pleines-mers de morte-eau. Nous n'avons pas échantillonné, sur le marais d'Arun, d'équivalent altitudinal à cet assemblage de foraminifères.

IV. 2. 4. Marais lagunaire de Moustierlin (Mer Blanche)

IV. 2. 4-a. Transects et prélèvements

Le cordon dunaire de Moustierlin est une flèche à pointe libre enracinée à la pointe de Moustierlin (extrémité orientale de l'anse de Bénodet), longue de plus de 4 km et large d'une cinquantaine de mètres en moyenne, orientée N140 dans sa moitié orientale puis prenant une direction N105 en progressant vers l'Ouest. L'espace entre la flèche et le continent se compose d'une lagune (dite de la « Mer Blanche » du fait de son caractère sableux) d'une centaine d'hectares parmi lesquels environ 45 sont occupés par un marais maritime (Fig.V.4.8). La communication avec la mer se fait par une passe large d'une centaine de mètres située à l'extrémité occidentale de la flèche. Trois petits ruisseaux (le Petit Moulin, le Kerlenar et le Henvez) alimentent la lagune en eau douce, mais leur débit demeure très limité.

Les assemblages floristiques du marais de la Mer Blanche sont caractérisés par plusieurs groupements d'espèces typiques des prés-salés atlantiques, depuis la limite haut-schorre/domaine supratidale jusqu'à la slikke sableuse (*sandflat*) (Fig.V.4.8). La partie supérieure du schorre est colonisée par des prairies composées de plantes herbacées et de graminées halophiles : Fétuque rouge littoral (*Festuca rubra sp. littoralis*), Jonc de Gérard (*Juncus gerardii*) et Jonc maritime (*Juncus maritimus*) et le Chiendent des vases (*Elymus pycnanthus*) (Fig.V.4.8). Localement, des résurgences d'eau douce permettent l'installation de plantes telles que le Jonc acutiflore (*Juncus acutiflorus*), la Molinie (*Molinia caerulea*) (Fig.V.4.8). En dessous, le domaine de haut-schorre est caractérisé par une ceinture à Fétuque rouge et à Jonc maritime et Jonc de Gérard, formant des prairies denses et fermées, ainsi que par des pelouses à Troscart maritime (*Triglochin maritima*) et Troscart de barelier (*Triglochin bulbosa subsp. Barrieli*), Aster maritime (*Aster tripolium*), Lavande de mer (*Limonium vulgare*), Plantain maritime (*Plantago maritima*) et à Cochléaire des Anglais (*Cochlearia anglica*). Le schorre moyen est largement dominé par des fourrés à Obione (*Halimione portulacoides*), Aster maritime, et lavande de mer (*Limonium vulgare*) (Fig.V.4.8). Le bas-schorre se distingue par la présence extensive de prés-salés à Salicorne pérenne (*Sarcocornia perennis*), Obione, Lavande de mer et Statice de Dodart (*Limonium dodartii*) (Fig.V.4.8). La haute slikke est dominée par des prés à Salicorne (Salicornes annuelles *Salicornia sp.*), l'Aster maritime (*Aster tripolium*). La ceinture de végétation pionnière est souvent composée de Spartine maritime (*Spartina maritima*) (Fig.V.4.8)

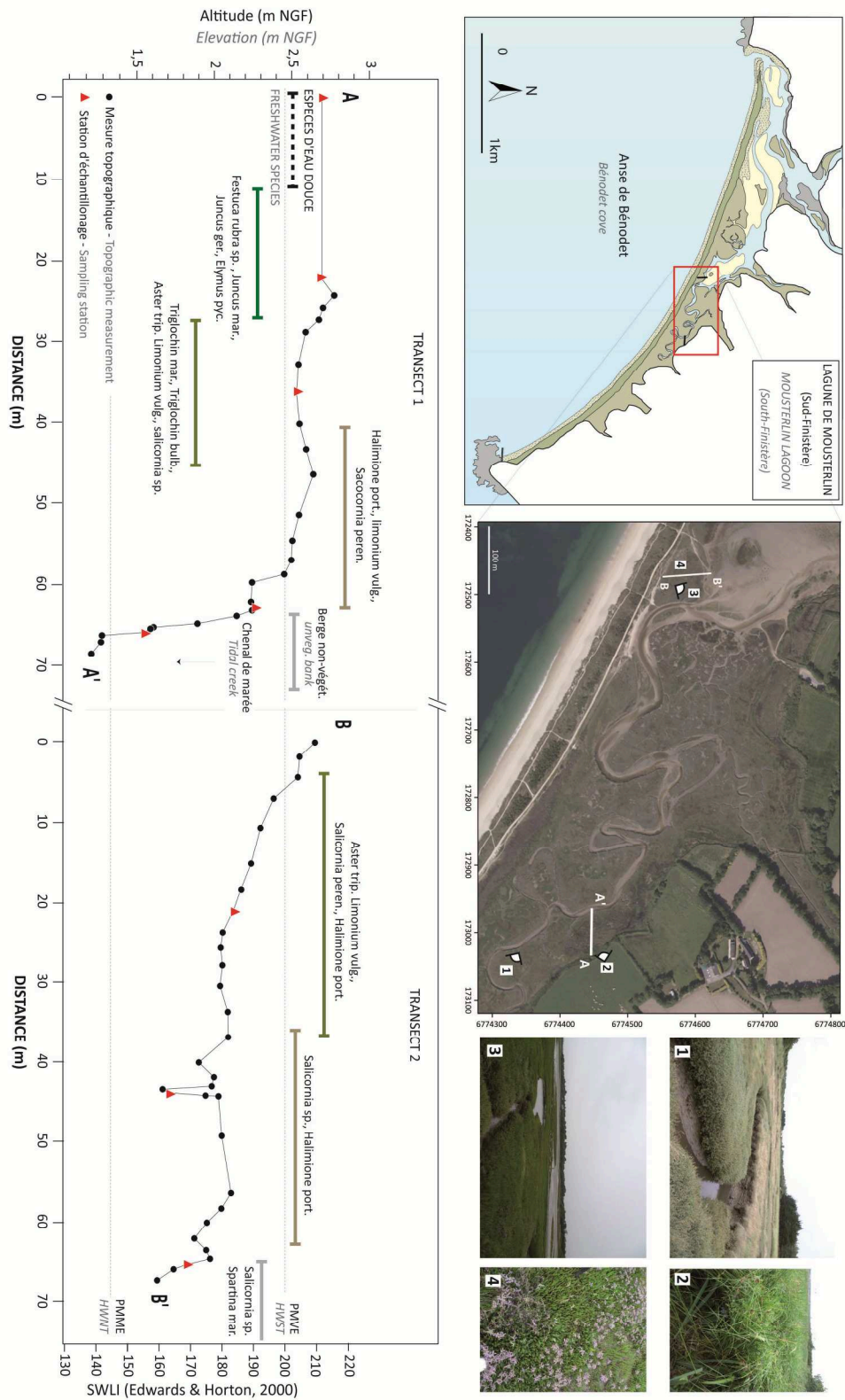


Fig.V.4.8 - Transect effectués dans le marais de Mousterlin (South-Finistère). Profils topographiques et position des points de prélèvement. SWLI : Standardized Water Level Index. L'orientation des points de vue des photographies 1, 2, 3 et 4 est indiquée sur la carte.

Fig.V.4.8 - Transects across the Mousterlin Marsh (South-Finistère). Topographic profiles and position of the sampling stations. SWLI: Standardized Water Level Index. Orientation of the point of view from where the pictures 1, 2, 3 and 4 were taken is marked on the map.

Le premier transect, réalisé dans la moitié orientale de la lagune, est orienté Est-Ouest et fait environ 70 m de long (Fig.V.4.8). Il a été effectué depuis une zone de résurgence d'eau douce en direction du chenal principal de marée. Il traverse une bande étroite d'une quinzaine de mètres dominée par La Fétuque et les Joncs, puis un pré-salé à salicorne, Lavande de mer et Obione pendant une cinquantaine de mètres avant de terminer sur les berges du chenal.

Le second transect, orienté Nord-Sud a été réalisé un peu moins de 600 m plus à l'Ouest, depuis la zone arrière-dunaire située au-dessus du niveau des PMVE (à 2,63 m NGF, SWLI=206) en direction du *sandflat* (Fig.V.4.8). Long de 70 mètres environ, il traverse un secteur essentiellement colonisé par un tapis de Salicornes et de Lavande de mer avec localement quelques fourrés à Obione, avant de finir sur la basse slikke à 1,6 m NGF (SWLI=159,8).

Huit prélèvements ont été effectués le long des deux transects : cinq sur le premier et 3 le long du second.

IV. 2. 4-b. Résultats

Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, TOC et TN mesurées à Moustierlin montrent, d'une manière générale, une excellente zonation en fonction de l'altitude (Fig.V.4.9). Le prélèvement réalisé au sein du domaine supratidal d'eau douce (point n° 1 sur le transect 1, caractérisée par des espèces végétales d'eau douce telles que *Monbretia*) a livré une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ de -29,49 ‰, inférieure aux résultats obtenus à la transition saumâtre/eau douce sur les autres sites, ainsi que des valeurs de TOC et de TN de 42,1 % et 2,59 %, respectivement. Ces valeurs différencient largement le domaine d'eau douce de la zone de transition domaine saumâtre/domaine continental d'eau douce, colonisé par *Juncus gerardii* & *maritimus*, *Elymus pycnanthus* et *Festuca rubra* sp., et caractérisé par des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ légèrement supérieures à -27 ‰ et des valeurs de TOC/TN de 25 % et 1,70 %, respectivement (Fig.V.4.9).

Ensuite, de la même façon que ce que l'on a pu observer pour le marais de Tressény, tous les indicateurs expriment des gradients bien marqués au fur et à mesure que l'on avance vers les zones de schorre, puis de slikke (Fig.V.4.9) : les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ augmentent, tandis que les taux de TOC et TN connaissent des baisses significatives. La zone de haut à moyen schorre, dominée par *Halimione portulacoides*, *Limonium vulgare* et les prés à salicorne a livré des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre environ -26,6 ‰ et -25,1 ‰, pour des TOC compris entre 9 et 18,1 %, et des TN compris entre 1,17 et 1,4 %.

Autour de la limite bas-schorre/slikke (atteinte en fin de profil 1 et dans la partie inférieure du profil 2), colonisée par les espèces pionnières hyper-halophiles telles que *Salicornia* sp. et *Spartina maritima*, les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ ont livré des valeurs comprises entre -23,45 ‰ et -21,71 ‰ (Fig.V.4.9). Les taux de TOC y ont été mesurés entre 4,25 % et 1,77 %, tandis que les taux de TN sont compris entre 0,26 et 0,57 % (Fig.V.4.9). Les rapports C/N obtenus pour ces échantillons sont compris entre

6,44 et 9,03, indiquant que la matière organique y est préférentiellement d'origine marine (algues/phytoplancton marins, carbone organique particulaire marin).

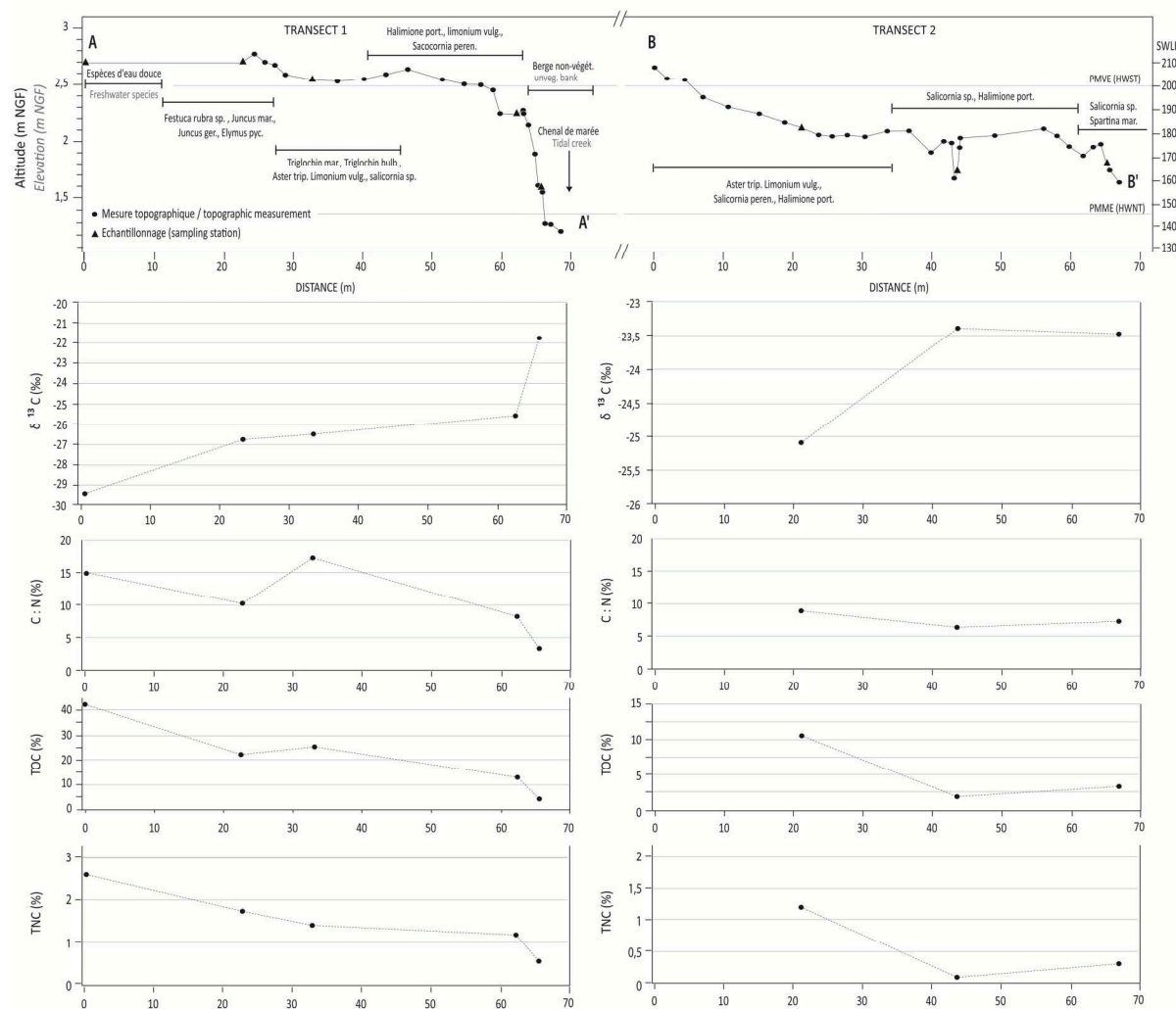


Fig.V.4.9 - Résultats des mesures géochimiques réalisées le long des deux transects dans le marais de Moustierlin (Sud-Finistère)

Fig.V.4.9 - Results of the geochemical measurements along the two transects in the Moustierlin marsh (South-Finistère).

IV. 2. 5. Discussion des résultats géochimiques obtenus et de la variabilité Inter-/intra-site des indicateurs

Les analyses géochimiques menées dans les marais de Tressény, d'Arun et de la Mer Blanche nous ont montré que les valeurs de $\delta^{13}C$, ainsi que les taux de TOC et de TN conservés dans les sédiments de surface suivaient un étagement en fonction de l'altitude et donc des niveaux de marée. La figure V.4.10 montre l'évolution des valeurs de $\delta^{13}C$ de TOC et de TN en fonction de l'altitude sur les trois sites. Comme évoqué précédemment, l'analyse des valeurs du rapport C/N nous a permis de

distinguer les sédiments contenant de la matière organique autochtone issue directement des plantes poussant à leur surface de ceux contenant de la matière organique allochtone, issue du lessivage des parties supérieures des marais ou apportée depuis le domaine supratidal par les écoulements. Seuls les points pour lesquels l'apport de matière organique pouvait être considéré comme autochtone ont été conservé pour la construction des rapports entre les différents indicateurs et l'altitude, et donc les niveaux de marée. Les valeurs aberrantes (Fig.V.4.10) ont surtout été observées pour les échantillons prélevés dans, ou à proximité directe des chenaux de marée. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par plusieurs auteurs (Sharma *et al.*, 1987 ; Middelburg *et al.*, 1997) qui ont montré que les chenaux de marée sont caractérisés par une grande variabilité géochimique, notamment du fait de l'homogénéisation de la surface des sédiments par les phénomènes de bioturbation, plus importants à proximité des chenaux que dans les parties internes des marais. De plus, les chenaux de marée sont des zones où s'opèrent préférentiellement la concentration et le mélange du carbone organique particulaire, du fait du lessivage de la surface des marais lors des flots de jusant et des périodes de fortes précipitations (Wolaver *et al.*, 1986).

L'étagement des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ obtenues en fonction de l'altitude montre une grande variabilité entre les trois sites d'étude (Fig.V.4.10). Ainsi, les mesures réalisées au travers de la lagune de la Mer Blanche à Moustierlin montrent un étagement très bien marqué des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, qui augmentent régulièrement avec l'altitude : $\delta^{13}\text{C}$ de -29,49 ‰ pour le prélèvement réalisé en domaine supratidal d'eau douce, légèrement inférieur à -27 ‰ à la transition saumâtre du domaine de haut-schorre, puis graduellement décroissant jusqu'à la valeur de -21,7 ‰ obtenue pour le prélèvement le plus bas réalisé à la limite bas-schorre/slikke (Fig.V.4.10). D'un autre côté, les résultats obtenus dans les marais de Tressény et d'Arun montrent que la relation entre le $\delta^{13}\text{C}$ et l'altitude n'est pas toujours aussi évidente qu'à Moustierlin (Fig.V.4.10). En effet, au sein des marais d'Arun et de Tressény, nous avons pu constater une variabilité importante du $\delta^{13}\text{C}$ au sein du domaine de schorre complexifiant la relation de cet indicateur avec l'altitude (Fig.V.4.10). A Tressény, les échantillons prélevés dans le domaine de schorre entre les PMVE et les PMME, et possédant un rapport C/N caractéristique des plantes vasculaires, ont donné des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -27,15 ‰ et -26,67 ‰. A Arun, le même type d'échantillon a livré des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -25,67 ‰ et 28,60 ‰ (Fig.V.4.10).

Nous considérons que les différences observées entre les trois sites illustrent l'influence exercée par les conditions morphologiques et topographiques sur la répartition des espèces végétales et donc l'utilisation qui peut être faite du $\delta^{13}\text{C}$.

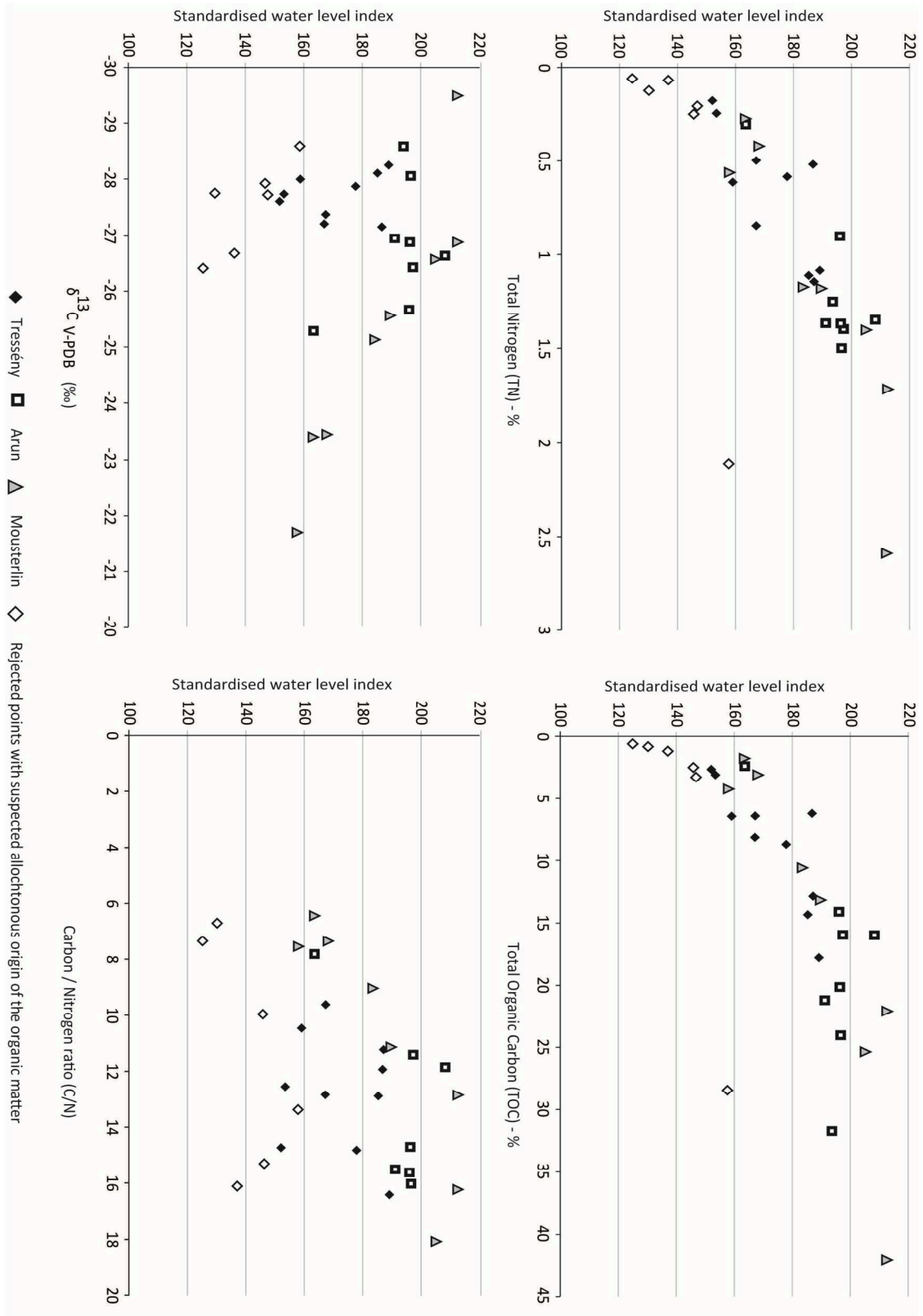


Fig.V.4.10 - Diagrammes de répartition altitudinales des valeurs de TOC, TN et des rapports $\delta^{13}\text{C}$ et C/N obtenues pour les mesures effectuées dans les trois marais. Les losanges blancs correspondent aux points aberrants pour lesquels une origine allochtone de la matière organique a été identifiée (voir texte).

Fig.V.4.10 - Elevation vs. value diagrams showing the altitudinal repartition of the whole geochemical results (TOC, TN, $\delta^{13}\text{C}$ ratio, C/N ratio) for the measurements made in the three marshes. White diamonds refer to the samples for which an allochthonous origin of the organic matter was identified.

Les fortes corrélations observées pour le marais de Moustierlin traduisent l'existence de conditions idéales: la pente relativement régulière de la surface du marais fait que les gradients de salinité et les ceintures de végétation présentent une zonation altitudinale bien marquée. De plus, le marais n'est parcouru par aucun cours d'eau d'origine continentale, ce qui fait que la matière organique conservée dans les sédiments, et donc la signature en $\delta^{13}\text{C}$, est majoritairement autochtone et représentative des ceintures végétales présentes à la surface du marais. Dans le cas du marais de Tressény, la topographie de la surface du marais est au contraire complexe et découpée, parcourue de nombreux chenaux de marée. De plus, les gradients de salinité sont sûrement perturbés par les apports permanents en eau douce du Quillimadec. La monotonie des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ observées dans le marais d'Arun sont eux-aussi l'expression de conditions morphologiques particulières : le remplissage sédimentaire en arrière du cordon a produit une topographie relativement plane sur laquelle la répartition des ceintures végétales ne semble pas tant être l'expression de différences d'inondation mais semble plutôt des variations de salinité induites localement par la micro-topographie et les variations dans les conditions de drainage. Ainsi, pour ces deux derniers sites, la répartition des ceintures végétales est plus floue et les étagements végétaux plus difficilement transposable le long de transects. D'une manière générale, nos résultats montrent que le $\delta^{13}\text{C}$ ne peut suffire à lui seul pour caractériser le régime de salinité d'un environnement de sédimentation, rejoignant ainsi ceux obtenus dans la majeure partie des études traitant de la question (Middelburg *et al.*, 1997 ; Wilson *et al.*, 2005 ; Lamb *et al.*, 2007 ; Mackie *et al.*, 2007, Kemp *et al.*, 2010, 2012a ; Engelhart *et al.*, 2013).

Pour les trois sites, d'excellentes corrélations ont par contre été observées entre l'altitude et les taux de TOC et de TN (Fig.V.4.10). Les taux de TOC augmentent progressivement depuis les zones de bas-schorre jusqu'au domaine de haut-schorre/supratidal. Ce gradient est lié à la baisse de fréquence de l'inondation tidale au fur et à mesure que l'on gagne en altitude, induisant une baisse des apports en sédiments minérogéniques, une atténuation du lessivage et donc une augmentation de la préservation de la biomasse autochtone, dont la production est plus importante en haut qu'en de bas de marais (Engelhart *et al.*, 2013).

Si un gradient altitudinal apparaît bien pour le rapport C/N, celui-ci demeure néanmoins plus flou (Fig.V.4.10), notamment du fait d'une grande variabilité des valeurs entre les échantillons prélevés dans le domaine du schorre et (ii) d'un recouvrement assez large avec celles obtenues en domaine supratidal. Cette convergence des valeurs du rapport C/N, conforme aux observations faites par Engelhart *et al.* (2013) et Lamb *et al.* (2006) peut être attribuée aux perturbations induites par les apports allochtones de carbone, ainsi qu'aux différences de diagénèse entre le carbone et de l'azote (Engelhart *et al.*, 2013).

IV.3. Construction statistique d'un référentiel écologique altitudinal

IV. 3. 1. Méthodes d'analyses statistiques

Des méthodes statistiques, dites « de partitionnement », permettent, à partir d'une population statistique décrite par des variables multiples, de rassembler au sein de groupes (les « clusters ») les individus d'une distribution ayant le plus de traits communs. Cette proximité est définie par rapport à des points de référence, les médoïdes. Ces points de référence sont déterminés automatiquement de manière itérative par le programme afin que la dissimilarité moyenne avec les autres points de la classe soit la plus faible possible.

D'abord appliquée aux assemblages de foraminifères par Kemp *et al.* (2012b), cette méthode a récemment été appliquée avec succès à la reconstruction du niveau marin relatif à partir d'indicateurs biochimiques dans une étude similaire à la nôtre (Engelhart *et al.*, 2013). En reprenant l'approche méthodologique mise en œuvre par ces auteurs, le groupement de nos données géochimiques a été réalisé dans le logiciel R (package « cluster »), avec l'algorithme PAM (« Partitioning Around Medoids », ou « méthode des nuées dynamiques », Kaufman and Rousseeuw, 1990). Cet algorithme fournit un résultat appelé *Silhouette widths*, permettant d'apprécier la qualité de l'attribution d'un groupe à chaque point : une valeur de silhouette égale à 1 signifie qu'un point est parfaitement attribué à une groupe, tandis qu'une valeur de -1 révèle que le point n'a pu être classé correctement (Kemp *et al.*, 2012b). Le nombre de groupes entre lesquels sera partitionnée la distribution statistique est déterminé à partir de la meilleure « valeur silhouette » moyenne sur l'ensemble des points. Dans notre cas, le nombre de groupes correspond à autant d'étages écologiques et altitudinaux sur lesquels nous nous basons pour reconstruire les niveaux marins à partir des mesures réalisés sur les sédiments fossiles.

Les données obtenues sur l'ensemble des sites ont été intégrées dans une seule et même base de données. La méthode du partitionnement par médoïdes ne traitant pas les points aberrants, ceux-ci ont d'abord été soustraits manuellement sur la base d'arguments solides (lorsque le rapport C/N indiquait une origine allochtone de la matière organique par exemple). Le traitement statistique de de la base de donnée ainsi construite nous a permis d'établir un référentiel écologique valable à l'échelle régionale, permettant de distinguer entre les différentes zones écologiques intertidales. Ces dernières ont été nommées « biozones », selon l'appellation utilisée par Kemp *et al.* (2012b).

IV. 3. 2. Résultats du partitionnement statistique des mesures géochimiques réalisées à la surface des marais actuels.

L'analyse PAM a été appliquée à l'ensemble des échantillons retenus sur les trois sites. Les données ont été standardisées afin de tenir compte des différences d'unité entre les variables (% pour TOC et TN, ‰ pour $\delta^{13}\text{C}$). Le but de l'analyse étant la détermination d'une zonation altitudinale, l'altitude des échantillons n'a pas été incluse dans l'analyse. La valeur de *silhouette width* la plus importante a été obtenue pour un partitionnement en cinq groupes (*average silhouette width* = 0,40). L'analyse statistique des indicateurs géochimiques nous a donc permis de déterminer l'existence de cinq biozones au sein de notre secteur d'étude (Fig.V.4.11). Celles-ci apparaissent en accord avec la zonation écologique observée sur le terrain et semblent rendre efficacement compte des milieux de sédimentation pouvant exister au sein de notre secteur d'étude :

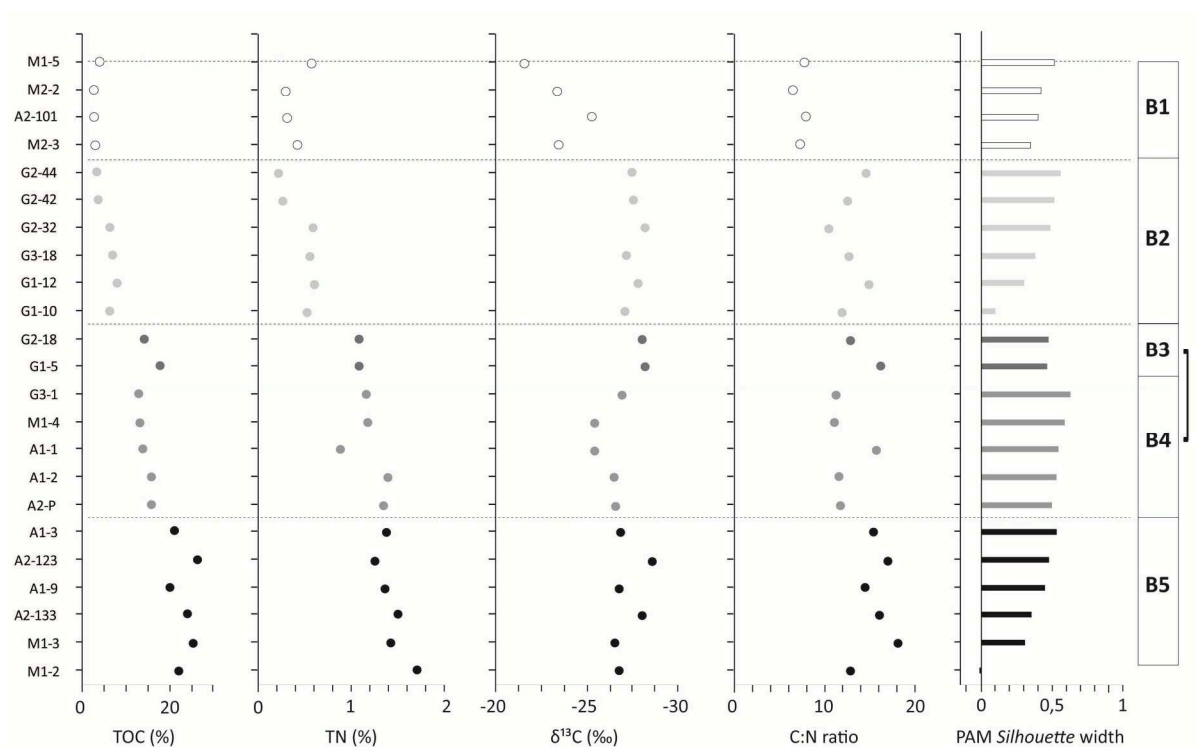


Fig.V.4.11- Ensemble des mesures géochimiques combinées pour la construction du référentiel régional et résultat de l'analyse par partitionnement « PAM ».

Fig.V.4.11 - Combined regional geochemical dataset, with the accepted points used to construct a regional reference and results obtained from the PAM cluster analysis.

- La biozone n° 1 (B1) est un milieu écologique établi entre SWLI 158 et 168. Le médoïde définissant ce groupe est le point ARUNTR2-1, caractérisé par les valeurs suivantes (Fig.V.4.11): $\delta^{13}\text{C}$ de -25,3 ‰, TOC de 2,4%, TN de 0,3 %, rapport C/N égal à 12,85. Le groupe R1 comprend des échantil-

lons ayant des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -25,3 ‰ et -21,7 ‰, un TOC compris entre 3,1 % et 4,25 %, un TN compris entre 0,3 % et 0,6 % et un rapport C/N allant de 6,4 à 7,8.

- La biozone n° 2 (B2) est un milieu écologique établi entre SWLI 152 et 186,7. Le médoïde définissant ce groupe est le point GUISTR3-18, caractérisé par les valeurs suivantes (Fig.V.4.11) : $\delta^{13}\text{C}$ de -27 ‰, TOC de 6,4%, TN de 0,5%, rapport C/N égal à 12,85. Le groupe B1 comprend des échantillons ayant des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -28 et -27,15, un TOC compris entre 2,6% et 8,7%, un TN compris 0,18 et 0,61 et un rapport C/N allant de 10,5 à 14,8.

Les biozones B1 et B2 illustrent parfaitement le milieu de bas-schorre. La différenciation entre ces deux groupes est justifiée par les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ et du rapport C/N. En effet, B2 est caractérisée par des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ autour de -27‰ et un rapport C/N supérieur à 10. Cela illustre des apports de matière organique issue des plantes vasculaires et correspond au bas-schorre colonisé par des plantes telles que *Halimione portulacoïde*, *Aster tripolium*, *Limonium vulgare* et *Puccinellia maritima*. Le groupe B1 se distingue de B2 par des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ plus importantes (-25,3 / -21,7 ‰) et un rapport C/N faible (autour de 7), indiquant des apports organiques marins phytoplanctoniques et/ou particuliers ou dissous. Ce groupe correspond plus au secteur de haute-slikke, colonisé par les plantes pionnière (*Salicornia sp.*, *Spartina maritima*, *Sueda maritima*, *Atriplex Hastata*)

- La biozone n°3 (B3) est un milieu écologique établi entre SWLI 185,2 et 189. Le médoïde définissant ce groupe est le point GUISTR1-5, caractérisé par les valeurs suivantes (Fig.V.4.11): $\delta^{13}\text{C}$ de -28,3 ‰, TOC de 17,80 %, TN de 1 %, rapport C/N égal à 16,4. Le groupe B3 comprend des échantillons ayant des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -28,1‰ et -28,25 ‰, un TOC compris entre 14,3% et 17,8 %, un TN compris entre 1 et 1,11 et un rapport C/N allant de 12,9 à 16,4.

- La biozone n° 4 (B4) est un milieu écologique établi entre SWLI 189,6 et 208. Le médoïde définissant ce groupe est le point ARUN-PHRG, caractérisé par les valeurs suivantes (Fig.V.4.11): $\delta^{13}\text{C}$ de -26,6 ‰, TOC de 16 %, TN de 1,35 %, rapport C/N égal à 11,9. Le groupe B4 comprend des échantillons ayant des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -26,6 ‰ et -25,6 ‰, un TOC compris entre 13,2 % et 16 %, un TN compris entre 1,2 et 1,35 et un rapport C/N allant de 11,1 à 11,9.

Nous rencontrons des difficultés à expliquer le particularisme du groupe B3, composé uniquement de deux individus. Les deux points formant le groupe ont tous deux été prélevé à la même altitude dans le marais de Tressény, et ont livré des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et de C/N les plaçant dans la zone de recouvrement entre les apports organiques de plantes de type C_3 et le carbone organique dissous d'eau douce. En ces termes, ils sont ainsi très similaires aux individus du groupe B4 et nous pensons

que ces deux groupes doivent être fusionnés, tous deux traduisant des conditions de milieu à haut-schorre.

- La biozone n° 5 (B5) est un milieu écologique établi entre SWLI 191 et 210,5. Le médoïde définissant ce groupe est le point ARUNTR1-9, caractérisé par les valeurs suivantes (Fig.V.4.11): $\delta^{13}\text{C}$ de -26,9 ‰, TOC de 20 %, TN de 1,4 %, rapport C/N égal à 14,7. Le groupe B5 comprend des échantillons ayant des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -28 ‰ et -25,6 ‰, un TOC compris entre 20 % et 25,4 %, un TN compris entre 1,4 et 1,7 et un rapport C/N allant de 12,9 à 16. Ce groupe B5 caractérise le domaine de haut-schorre de transition.

IV.4. Synthèses des méthodes de reconstitution du niveau marin relatif utilisées

IV. 4. 1. Données nouvelles

IV. 4. 1-a. Détermination de l'environnement originel de dépôt et de la position du niveau marin associée

Les limites altitudinales des biozones ont été estimées à partir des valeurs minimum et maximum de SWLI de chacune d'entre elles (Fig.V.4.12).

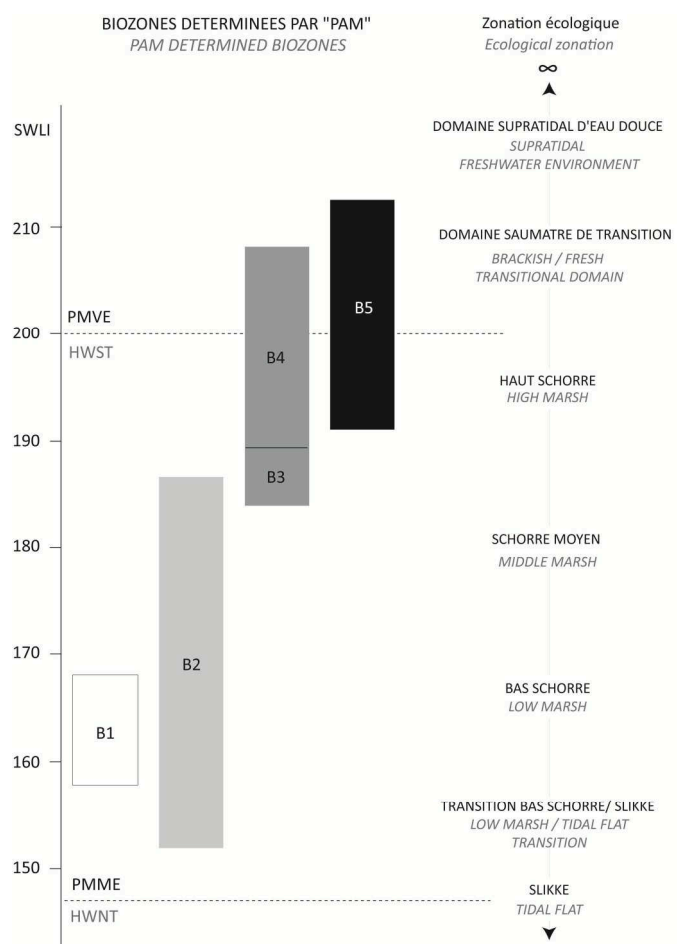


Fig.V.4.12 - Répartition altitudinale des cinq « biozones » déterminées à partir du référentiel géochimique régional.

Fig.V.4.12 - Altitudinal repartition of the five "biozones", as determined from the regional geochemical regional reference.

Nos résultats fixent la limite entre le haut-schorre saumâtre et le domaine supratidal d'eau douce à un $\delta^{13}\text{C}$ de $-28,6 \text{ ‰}$. En dessous de cette valeur, aucune relation n'a pu être établie par notre référentiel entre le milieu originel de sédimentation et le niveau marin. Les sédiments fossiles caractérisés par une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ inférieure à $-28,6 \text{ ‰}$ doivent être considérés comme des points limitants. Il est toutefois important de garder à l'esprit que les transects réalisés n'ont pas permis une caractérisation géochimique précise de la limite entre le milieu saumâtre et le domaine supratidal d'eau douce, une seule valeur ayant été obtenue pour ce dernier (une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ égale à $-29,5 \text{ ‰}$ pour l'échantillon MOUSTR1-1). De plus, nous avons vu plus haut que la valeur du rapport $\delta^{13}\text{C}$ ne pouvait véritablement permettre à elle seule de déterminer si un sédiment s'est déposé dans un milieu saumâtre ou supratidal d'eau douce.

Ainsi, nous avons dû avoir recours à d'autres indicateurs (pyrite, foraminifères, macro-restes végétaux) afin de déterminer si les sédiments retrouvés dans les séquences se sont déposés dans un milieu saumâtre ou supratidal d'eau douce : dans le premier cas, la relation altitudinale que le milieu de dépôt entretenait avec le niveau marin de l'époque (« *indicative meaning* ») ainsi que l'*indicative range* a été directement déterminé à partir des caractéristiques de la biozone dans laquelle le sédiment semble s'être déposé. Dans le second cas, l'environnement n'a pu être considéré comme représentatif d'une position passée du niveau marin. Son altitude représente, par contre, une limite supérieure du niveau des pleines-mers de vives-eaux. Dès lors, lorsque le niveau peut être considéré comme n'ayant pas subi de déplacement vertical (niveaux incompressibles, tourbes de base de séquence par exemple), cette information a permis de positionner efficacement la limite supérieure de l'enveloppe du niveau marin relatif. La limite inférieure d'utilisation de notre référentiel est fixée par la valeur de $\delta^{13}\text{C}$ obtenue pour le point le plus bas du transect n°2 de Moustierlin ($-21,7 \text{ ‰}$). Au-dessus de cette valeur, l'*indicative meaning* n'a pas pu être caractérisé directement par notre référentiel. Considérant néanmoins que ces sédiments se sont déposés en zone intertidale, et sous les pleines-mers de mortes-eaux, nous leur avons attribué un *indicative meaning* compris en le niveau moyen et le niveau des pleines-mers de mortes-eaux. Pour les rares dépôts dans lesquels les foraminifères sont présents et ont pu être comptés, un second *indicative meaning* a été déterminé en utilisant la fonction de transfert disponible pour la région (Stéphan *et al.*, 2014), et comparé à celui déterminé par la méthode géochimique. Nous verrons que cette comparaison a donné de très bons résultats, prouvant la pertinence et l'efficacité de la méthode géochimique (Fig.V.4.13).

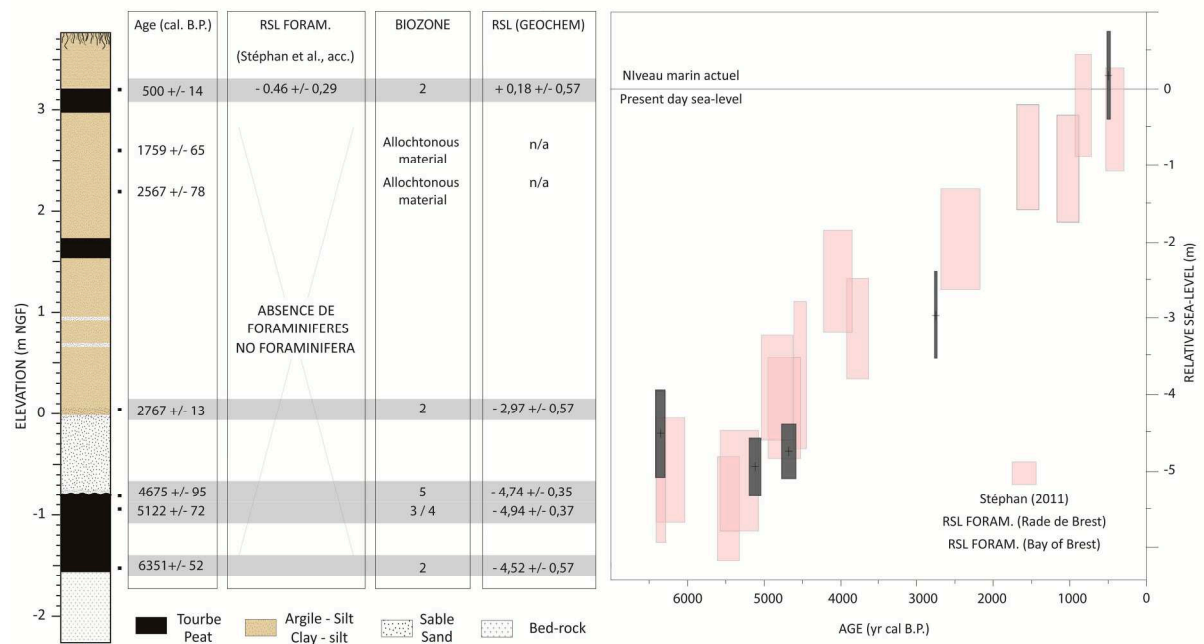


Fig.V.4.13 - Exemple des résultats obtenus par l'utilisation des indicateurs géochimiques sur la carotte Guis-C2 dans cette étude (5 SLIPs), et comparaison avec les résultats obtenus par l'étude des foraminifère (1 SLIP, Stéphan *et al.*, 2014). Les rectangles gris foncés sur le diagramme sont les SLIPs obtenus dans cette étude avec les indicateurs géochimiques. Pour comparaison, les rectangles roses montrent les SLIPs obtenus avec les foraminifères en rade de Brest (Stéphan, 2011).

Fig.V.4.13 - Example of the results obtained by the geochemical proxies on the Guis-C2 core during this study (5 SLIPs), and comparison with the results obtained by the foraminifera transfer-function on the same core (1 SLIP, Stéphan *et al.*, 2014). Dark grey boxes show the "geochemical SLIPs" obtained in this study. For comparison, pink boxes show the "foraminifera SLIPs" obtained in the Bay of Brest by Stéphan (2011).

Pour illustrer notre méthode, nous considérerons deux exemples :

Observons une carotte X, réalisée sur le site Z. Sur ce site, le niveau des pleines mers de vives-eaux actuelles est de 4 m NGF, tandis que le niveau moyen de la mer est situé à 0m NGF.

- Le sédiment X-1 a été prélevé à une altitude de 2m NGF (donc à -2 m par rapport aux PMVE actuelles) et a été daté à Y-1 cal. B.P. L'analyse géochimique de ce sédiment fournit une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ de -22 ‰, un TOC de 3 %, un TN de 0,30 % et un rapport C/N de 7. Ces valeurs sont dans la fourchette de celles obtenue caractérisant la biozone n°1, qui correspond à la transition entre le domaine de slikke et le domaine de bas-schorre. Les foraminifères sont absents du dépôt mais l'analyse micromorphologique révèle la présence importante de pyrite dans la masse sédimentaire : le dépôt peut être considéré comme s'étant formé en milieu saumâtre. La biozone n° 1 a été déterminée comme établie entre un SWLI minimum de 157,9 et un SWLI maximum de 195,9, niveaux correspondant actuellement à des altitudes de 2,32 et 3,84 m NGF.

L'indicative meaning spécifique à cette biozone sur ce site particulier correspond à la différence entre l'altitude moyenne de cette biozone et le niveau des pleines-mers de vive- eau, l'indicative range à la marge d'erreur altitudinale entre l'indicative meaning et les bornes minimum et maximum de la biozone. Ici, l'indicative meaning est de -0,92 m, l'indicative range de 0,76 m. Le sédiment X-1 s'est donc déposé à $0,92 \pm 0,76$ m sous le niveau des pleines-mers de l'époque. Il se situe actuellement 2 mètres sous les pleines mers de vives-eaux actuelles. Le niveau marin relatif se situait donc $1,08 \pm 0,76$ m sous le niveau actuel aux alentours de Y-1 cal. B.P.

- Le sédiment X-2 a été prélevé à une altitude de 0 m NGF (donc à -4 m par rapport aux PMVE actuelles) et a été daté à Y-2 cal. B.P. Il s'agit d'une tourbe de base. L'analyse géochimique de ce sédiment livre des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de -27 ‰, un TOC de 30 %, un TN de 1,30 % et un rapport C/N de 20. Ces valeurs sont très semblables à celles caractérisant la biozone n° 5, qui correspond à la transition entre le haut-schorre et le domaine supratidal d'eau douce. Néanmoins, l'absence de foraminifères et de pyrite dans le dépôt ne nous permet pas d'affirmer que cette tourbe s'est formée dans un milieu saumâtre. Les macro-restes végétaux, indéterminables, n'apportent pas d'informations supplémentaires. Cette tourbe de base ne peut donc être considérée comme un point-index (SLIP), mais seulement comme un point limitant (HL) : aux alentours de Y-2 cal. B.P., le niveau marin relatif devait se situer au minimum 4 mètres sous le niveau actuel.

Certaines tourbes de bases n'ont pu faire l'objet de mesures géochimiques autres que la mesure du $\delta^{13}\text{C}$ réalisée en même temps que la datation radiocarbone. La détermination de l'*Indicative Meaning* pour ces dépôts n'a pas donc pu se baser sur le référentiel géochimique actuel. Comme évoqué précédemment, certains auteurs, tels Van de Plassche (1982, 1991) et Lambeck (1997), ont indiqué que les tourbes de bases saumâtres pouvaient être considérées comme s'étant formées entre le niveau moyen des hautes mers (MHW, «*Mean High Water*») et le niveau des pleines mers de vives-eaux (PMVE, pleines-mers de coefficient 95). Sur la base des premiers résultats que nous avons obtenus, nous avons considéré que le milieu de formation de ce type de dépôts devait plutôt être associé à un niveau compris entre les pleines-mers de mortes-eaux (PMME) et les plus hautes mers astronomiques (PHMA, marées de coefficient 120). Dès lors, ces dépôts se sont vus attribuer un *Indicative Meaning* égal à la moyenne entre le niveau des PHMA et le niveau de PMME, en fonction de l'amplitude tidal du site concerné. L'*Indicative Range* a, dans ce cas, été fixée à la moitié de la différence entre les PHMA et le niveau des PMME. Nos sites d'études étant concernés par des conditions méso- à macro-tidales, les SLIPs obtenus par cette dernière méthode sont généralement porteur

d'une incertitude conséquente (métrique à plurimétrique) à l'échelle des variations du niveau marin reconstituées dans ce travail.

IV. 4. 1-b. Marges d'incertitudes

Aux erreurs altitudinales inhérentes à la méthode de reconstitution du niveau marin en lui-même (c.-à-d. à la détermination de l'*indicative range*), il faut ajouter les incertitudes induites par les processus de prélèvement et de localisation, ainsi que les incertitudes liées à la détermination des niveaux de marée (tableau 5.4.1):

	Cette étude <i>This study</i>	Ré-évaluation des données de Morzadec (1974) <i>Re-assessment of Morzadec (1974)</i>
Carottier à percussion <i>Percussion coring</i>	Corrigé à partir des observations de terrain	∅
Tarière à vis <i>Screw-drilling</i>	± 20 cm	∅
Tarière manuelle <i>Hand-auguring</i>	±2 cm/m de sondage ±2 cm/m depth	∅
Levé topographique <i>Levelling</i>	±2 cm	±50 cm
Marnage <i>Tidal frames</i>	±5 cm quand estimé à partir de références tidales distantes <i>±5 cm when estimated from distant tidal references</i>	
<i>Indicative ranges</i> utilisés sur les tourbes de base en absence d'autres indicateurs quantita- tifs du niveau marin	(PHMA-PMME) / 2	(PHMA-PMME) / 2
<i>Indicative range used for brackish basal peat without other quantitative RSL indica- tors</i>	(HAT-MHWNT) / 2	(HAT-MHWNT) / 2
Indicative ranges utilisés avec la méthode géochimique	extension altitudinale des Biozones	
<i>Indicative ranges used with the geochemical method</i>	<i>altitudinal extension of the Biozones</i>	

Tableau V.5.1 - Marges d'incertitudes verticales utilisées pour la reconstitution du niveau marin à partir des nouvelles données obtenues et pour la ré-évaluation des données de Morzadec-Kerfourn (1974).

Table V.5.1 - Vertical incertitude margins used for RSL reconstitution from new data and from previous data (Morzadec-Kerfourn, 1974) after re-assessment.

Afin de prendre en compte l'éventuelle flexure des tiges lors des sondages à la tarière manuelle, nous avons considéré une erreur de -2 cm par mètre de sondage, conformément aux recommandations de Törnqvist *et al.* (2004b). En ce qui concerne les sondages au carottier à percussion et à la

tarière à vis motorisée, la rigidité des tiges permet de s'affranchir de cette erreur potentielle. Pour les sondages à la tarière à vis, une incertitude de ± 20 cm a été prise en compte dans le positionnement vertical de l'ensemble des niveaux prélevés par cette méthode, notamment afin de tenir compte de l'éventuel effet « tire-bouchon ».

Conformément aux résultats obtenus par Suanez *et al.* (2008), une incertitude de ± 2 cm a été prise en compte dans le positionnement altitudinal des sondages au DGPS.

Pour certains sites, les données de marée ont pu être directement obtenues à partir du Référentiel Altimétrique Maritime (RAM) du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM). Lorsque celles-ci n'étaient pas disponibles, les niveaux de marée ont été calculés par interpolation entre les ports les plus proches référencés dans le RAM. Une erreur supplémentaire de ± 5 cm a dans ce cas été prise en compte.

Les incertitudes d'âge ont été déterminées directement par les processus de datation radiocarbone et de calibration (voir 1.4 dans ce chapitre).

IV. 4. 2. Réévaluation des données de Morzadec-Kerfourn (1974)

Les données publiées par Morzadec-Kerfourn (1974) ont fait l'objet d'une ré-évaluation complète. En effet, les environnements de dépôts originels furent déterminés par cet auteur sur la base d'études palynologiques et microfaunistiques (dinoflagellés) : les environnements de dépôt y sont décrits comme saumâtres ou d'eau douce, et reliés à des positions du niveau marin, présentées par rapport au niveau des pleines-mers de vive-eau actuelles. La notion d'*indicative meaning* n'existait pas à l'époque de la réalisation de cette étude. Bien que la question de l'importance des marges d'erreur soit abordée dans le texte par Morzadec-Kerfourn, celles-ci ne sont pas prises en compte ni dans l'analyse des données, ni dans la construction de l'enveloppe du niveau marin relatif. La question des différences de marnages entre les différents sites étudiés n'est pas non plus abordée.

IV. 4. 2-a. Détermination de l'environnement originel de dépôt et « Indicative meaning » associé

Parmi les 15 points-index présentés par Morzadec-Kerfourn (1974), nous avons retenu les seules tourbes de bases. Leur signification quant au niveau marin relatif a été réévaluée à partir des données palynologiques et microfaunistiques présentées par l'auteur, suivant la méthode que nous avons appliquée aux données acquises au cours de ce travail. Lorsque les indicateurs décrits par Morzadec-Kerfourn permettaient d'affirmer l'existence d'influences saumâtres au moment du dépôt, l'*indicative meaning* a été fixé à l'altitude moyenne entre les PHMA et les PMME locales, et l'*indicative range* fixé à $(\text{PHMA}-\text{PMME})/2$. Au contraire, lorsque qu'aucune influence saumâtre n'a

pu être attestée ou que des indices suggéraient un environnement d'eau douce, le niveau a alors été considéré comme limitant, contraignant la limite supérieure du niveau marin de l'époque à une valeur au plus égale à l'altitude du dépôt.

IV. 4. 2-b. Marges d'incertitudes

En l'absence d'informations concernant la méthode de nivellement utilisée par Morzadec-Kerfourn pour réaliser les levés topographiques, et considérant la moins bonne précision des techniques utilisées dans les années 1970, nous avons ajouté une marge d'erreur de ± 50 cm à l'altitude des dépôts (tableau V.5.1). Comme nous l'avons fait sur nos propres données, une incertitude de ± 5 cm a été prise en compte lorsque les niveaux de marée avaient été obtenus par interpolation (tableau V.5.1). Les dates ont été recalibrées suivant les mêmes standards que ceux utilisés pour la calibration des datations réalisées sur nos échantillons. Le processus de re-calibration a produit des effets très importants sur les datations publiées par Morzadec-Kerfourn : un déplacement moyen de 300 ans a été observé, le déplacement maximum étant de 840 ans pour la datation GIF-766.

IV. 4. 3. Les données de Stéphane (2011) et Stéphane et al. (2014)

Du fait de la bonne précision de la méthode utilisée par cet auteur pour reconstituer les niveaux marins, les données publiées par Stéphane (2011) et Stéphane *et al.* (2014) n'ont fait l'objet que de corrections mineures. Toutefois, quelques-unes des stratigraphies publiées par Stéphane (2011) et Stéphane *et al.* (2014) ont justifié la remise en cause de la représentativité de certains points-index publiées dans ces études (Goslin *et al.*, 2013, Stéphane *et al.*, 2014). Les *Indicative Meanings* des points qui ont été intégrés à notre base de données sont ceux de Stéphane (2008, 2011), récemment remis à jour par Stéphane *et al.* (2014).

CHAPITRE 6 : Données

I. Nouvelles données sédimentologiques et stratigraphiques obtenues dans le cadre de cette thèse.

I.1. Guissény – Kerlouan

Le secteur de Guissény a fait l'objet de deux missions de sondages. Des sondages à la tarière manuelle ont été réalisés sur l'estran du Curnic, au-devant du massif dunaire du Vougot, tandis que le marais de Tressény situé dans le fond de l'anse de Tressény a fait l'objet de carottages tubés (Fig.VI.1.1). L'étude de la stratigraphie du marais de Tressény a débuté courant 2010, elle constitue une part au Programme Archéologique Molénaï financé par le service régional d'archéologie (Pailler *et al.*, 2011). Son étude a été poursuivie en 2012 et 2013, et a fait l'objet d'une publication à laquelle nous avons participé (Stéphan *et al.*, *in press*).

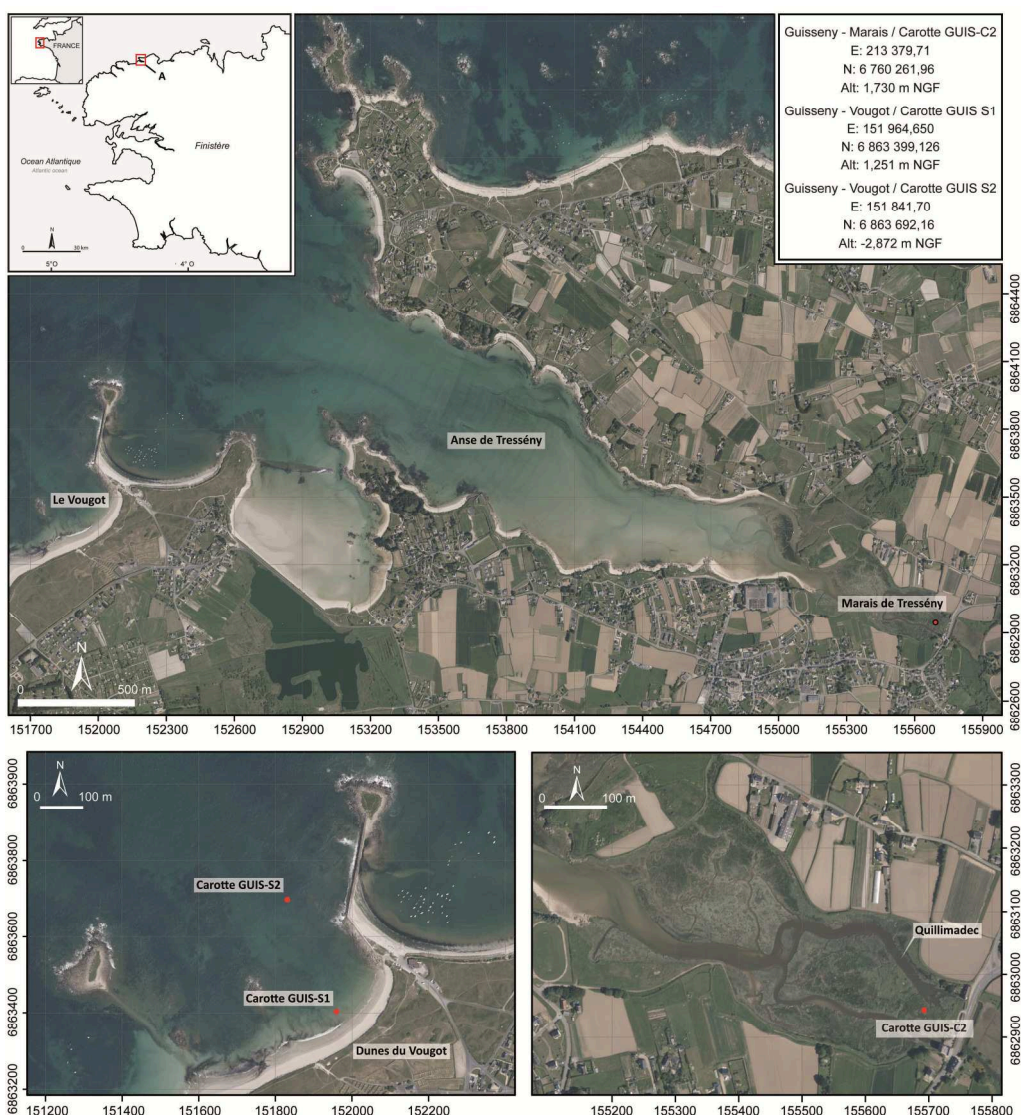


Fig.VI.1.1- Localisation des carottes réalisées à Guissény (Nord-Finistère) dans le secteur du Curnic et dans le marais de Tressény. Coordonnées en Lambert-93.

Fig.VI.1.1- Location of the cores made at the Curnic beach and the Tressény marsh in Guissény (North-Finistère). Coordinates are in the Lambert-93 system.

I. 1. 1. Marais de Tressény – Sondage GUI5 C2

Le marais de Tressény est un marais maritime situé dans le fond de l'anse de Tressény, à cheval sur les communes de Guissény et de Kerlouan. Dans le cadre de cette thèse, nous nous sommes particulièrement attachés à étudier finement la carotte « Guis-C2 », carotte la plus représentative de l'ensemble de la stratigraphie holocène conservée sur le site. La carotte Guis-C2 a été réalisée au centre du marais à une altitude de 3,75m NGF. Elle se situe dans le prolongement direct du lit naturel du cours d'eau, aujourd'hui détourné au Nord du site (Fig.VI.1.1).

I. 1. 1-a. Description macrostratigraphique et analyses granulométriques

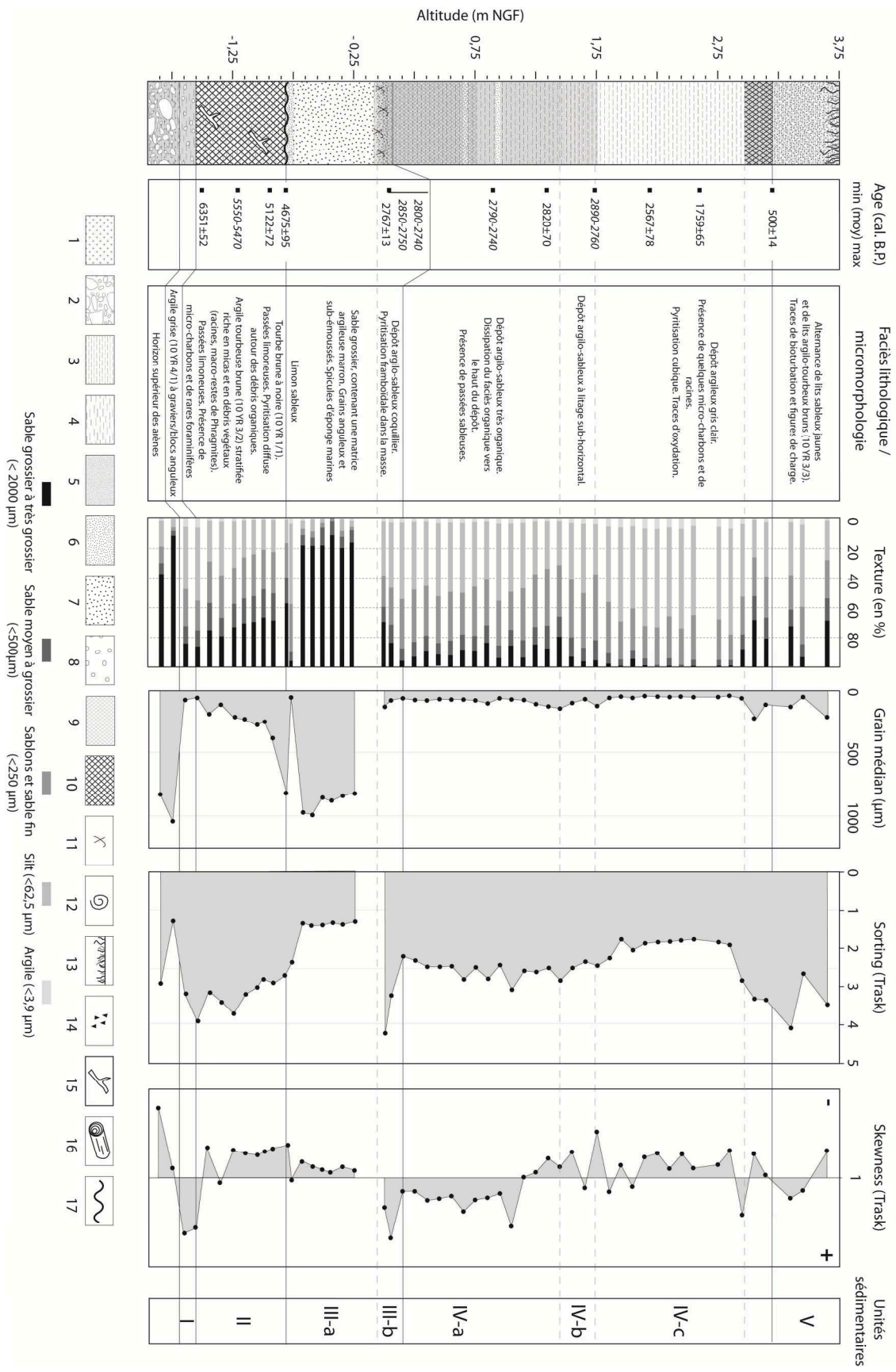
La carotte GUI5-C2 nous a permis de traverser l'ensemble du remplissage sédimentaire conservé sur le site avant d'atteindre les arènes granitiques à une profondeur de 6 m environ. Au-dessus, la séquence holocène peut-être subdivisée en cinq unités principales (Fig.VI.1.2) :

Unité 1 : La base de la séquence est composée d'une argile grise (de couleur Munsell 10 YR 4/1) à sables grossiers contenant des graviers et des cailloux anguleux, typiques de l'horizon supérieur des formations d'arènes.

Unité II : Au-dessus de l'unité I, à partir de -1,52m NGF, s'établit progressivement une sédimentation argilo-tourbeuse (de couleur 10 YR 3/2), très organique, stratifiée et entrecoupée de quelques passées limoneuses grises (unité II). L'ensemble contient des restes racinaires ainsi que de rares macrorestes végétaux de *Phragmites australis*. Dans sa partie supérieure, la fraction silteuse tend à diminuer et le dépôt évolue vers une tourbe brune à noire (de couleur 10 YR 1/1) dans les 15 derniers centimètres. Les analyses granulométriques semblent indiquer la présence de matériel grossier au sein du dépôt tourbeux. Néanmoins, il est nécessaire de préciser que les analyses granulométriques de cette carotte ont été réalisées avant le début de ce travail de thèse et n'ont pas fait l'objet d'une destruction préalable de la matière organique. Ainsi, nous attribuerons la granulométrie grossière observée dans ce dépôt tourbeux à la présence de racines et de débris végétaux dans la matrice sédimentaire.

Fig.VI.1.2 - Log stratigraphique de la carotte GUI5-C2. 1: substratum ; 2: cailloutis arénacé ; 3: argile ; 4: silt ; 5: sables fins ; 6: sables moyens ; 7: sables grossiers ; 8: graviers et cailloux ; 9: importante fraction organique ; 10: tourbe ; 11: fragments coquillers ; 12 : coquilles en position de vie ; 13: Niveau humifère - racinaire ; 14: charbons ; 15: fragment de bois ; 16: bois en position de vie/restes de tronc ; 17: surface d'érosion.

Fig.VI.1.2 - Stratigraphic log of the GUI5-C2 core. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.



Unité III : A -0,8 m NGF, la séquence tourbeuse est abruptement tronquée par une surface d'érosion. Au-dessus de cette surface, la sédimentation consiste d'abord en une très fine couche limono-sableuse de 3 cm d'épaisseur, puis en un dépôt de sables grossiers de 70 centimètres d'épaisseur (unité III-a). Ce dépôt sableux est caractérisé par un grain médian compris entre 800 et 1000 μm , un indice de tri (*Sorting*) proche de 1, tandis que l'indice d'asymétrie (*Skewness*) est légèrement inférieur à 1. Un gradient granulométrique légèrement décroissant apparaît dans la partie supérieure du niveau. Nous pouvons en déduire qu'il s'agit d'un dépôt très homogène, mis en place selon une dynamique constante. La morphoscopie révèle un mélange de grains non usés et de grains émoussés-luisants (léger émoussé au niveau des arêtes), semblant exclure une origine uniquement marine du matériel. Néanmoins, on observe une richesse importante en fragments coquilliers dans le haut du dépôt, alors que redevient plus argileux, ce qui permet d'attester d'une communication avec le milieu marin. Ce matériel est très semblable à celui que l'on peut observer aujourd'hui tapissant le fond de la rivière se jetant sur le site (Le Quillimadec). Il est donc fort probable que ce dépôt puisse être attribué à une dérivation du cours d'eau.

La partie supérieure du dépôt sableux (unité III-b) est caractérisée par un enrichissement en fraction argileuse. La présence très importante de fragments coquilliers dans ce niveau doit être aussi notée.

Unité IV : Entre 0,05 m NGF et jusqu'à 3,20 m NGF environ, la sédimentation redevient argilo-sableuse. Le grain médian de cette unité est compris entre 40 et 120 μm . L'ensemble est relativement bien classé. On peut cependant distinguer trois sous-unités présentant des faciès différents. La partie inférieure (jusqu'à 1,45m NGF environ) est caractérisée par un faciès organique (unité IV-a). On note la présence en abondance de micas dans le dépôt. Cette sous-unité est caractérisée par un indice d'asymétrie assez largement négatif. La fraction organique tend à s'estomper de plus en plus vers le haut de ce dépôt jusqu'à 1,45 m NGF où la sédimentation évolue. En effet, à partir de 1,45 m NGF et jusqu'à 1,75 m NGF (unité IV-b), de franches laminations sub-horizontales sont observables dans le dépôt. En parallèle, l'indice d'asymétrie devient négatif, révélant des conditions de dépôt plus dynamiques. Puis, à partir de 1,75 m NGF, la sédimentation évolue en un dépôt argileux de couleur gris-clair très minérogénique. Le matériel formant ce dépôt est caractérisé par une asymétrie majoritairement négative et un indice de tri plus faible, caractérisant un dépôt mieux classé (unité IV-c). Au sein de l'unité IV, il est indispensable de noter la présence de deux dépôts sableux de 5 cm d'épaisseur à 0,65 et 0,95 m NGF.

Unité V : Le toit de la séquence (80 derniers centimètres) est formé d'un dépôt très organique (de couleur 10YR 3/3). On observe l'alternance de fines laminations argilo-sableuses à la base de ce dépôt. Le matériel formant cette unité est plutôt médiocrement classé dans l'ensemble. Des figures de

charge, probablement induites par des activités de pâturage dans les temps historiques, peuvent être observées ainsi que des traces de bioturbation.

I. 1. 1-b. *Datations*

La mise en place de la séquence de Tressény est bien contrainte dans le temps par un total de 13 datations (Fig.VI.1.2). Outre les deux datations que nous avons réalisées sur la séquence dans le cadre de ce travail, les datations obtenues par ailleurs sur la carotte GUI5-C2 ont été réalisées directement sur la masse sédimentaire et non sur des éléments triés. La présence d'éléments allochtones peut donc avoir perturbé les dates obtenues. La formation argilo-tourbeuse de la base de la séquence (base de l'unité II) a été datée à la transition avec les arènes (à -1,52 m NGF) à 6351 ± 52 cal. B.P. La transition entre la tourbe silteuse et la tourbe noire formant la partie supérieure de l'unité II a été datée à 5122 ± 72 cal. B.P., tandis qu'une datation réalisée juste en dessous de la surface d'érosion (-0,8 m NGF) a livré un âge de 4675 ± 95 cal. B.P. Aux alentours de 0 m NGF, la reprise de la sédimentation silteuse (unité III-b) au-dessus du dépôt sableux grossier a été datée à 2767 ± 13 cal. B.P., révélant un hiatus de 1900 ans entre ce dépôt et le sommet de l'unité II. Cette datation est confirmée par les dates obtenues sur le même niveau par Stéphan et al. (2014). Le corps de l'unité IV a fait l'objet d'une datation à 2567 ± 78 cal. B.P. à 2,2 m NGF. Cette date nous paraît trop ancienne au regard de sa position stratigraphique, ce qui laisse supposer que l'unité IV pourrait contenir des dépôts plus anciens remaniés. Cela est confirmé par les autres datations obtenues tout au long de ce dépôt par Stéphan et al. (2014), ayant livré des âges tous compris aux alentours de 2800 cal. BP. Nous considérons que ces dernières dates sont associées à un remaniement de dépôts plus anciens pouvant être issus soit d'apports de bassin-versant par le Quillimadec, soit de l'érosion du schorre suite à un changement de lit du chenal. La partie supérieure de cette unité (unité IV-c) a été datée à 1759 ± 65 cal. B.P. à 2,6 m NGF. La limite entre l'unité IV-C et l'unité V, quant à elle, a été datée à 500 ± 14 cal. B.P. à 3,2 m NGF.

I. 1. 1-c. *Micromorphologie et micropaléontologie*

La séquence holocène préservée à Tressény est dans son ensemble caractérisée par une très faible abondance de foraminifères. Ceux-ci ne sont présents de manière significative que dans la partie supérieure de la séquence (les 65 derniers centimètres).

L'analyse micromorphologique de la formation argilo-tourbeuse basale (unité I) révèle une matrice limono-organique contenant une forte proportion de micas (Fig.VI.1.3). On y observe la présence de micro-charbons, ainsi que des diatomées en faible proportion. Si l'absence de pyrite ne nous permet pas d'affirmer que l'environnement de dépôt était soumis à une influence saline, la

présence de foraminifères au sein du dépôt (bien que ceux-ci soient peu abondants) ainsi que les macrorestes de *Phragmites australis* confirment que le site était soumis à des conditions saumâtres aux alentours de 6351 ± 52 cal. B.P.

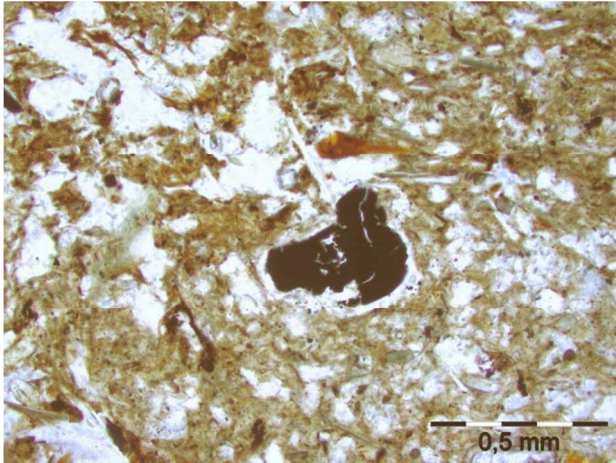


Fig.VI.1.3 - *Lame mince n°1 réalisée à la base de la carotte GUI5-C2 (- 1,50 m NGF)*

Fig.VI.1.3 - *Thin-section n°1 made at the bottom of GUI5-C2 core (-1,50m NGF)*

La lame mince n°2 effectuée dans la tourbe noire formant le toit de l'unité I montre que ce dépôt est caractérisé par une matrice organique dominante, au sein de laquelle peuvent être observés des lits minéraux (Fig.VI.1.4). Ceux-ci peuvent être interprétés comme des apports colluviaux ou tidaux. On note la présence de diatomées. La présence de pyrite, concentrée autour des fragments organiques révèle l'existence d'influences salines sur le site au moment de la tourbification. La pyritisation demeure toutefois légère, ce qui laisse supposer que le dépôt était situé dans une zone ne recevant que rarement des apports marins (transition haut-schorre/ zone supratidale ou secteur proximal d'un marais d'arrière cordon par exemple).

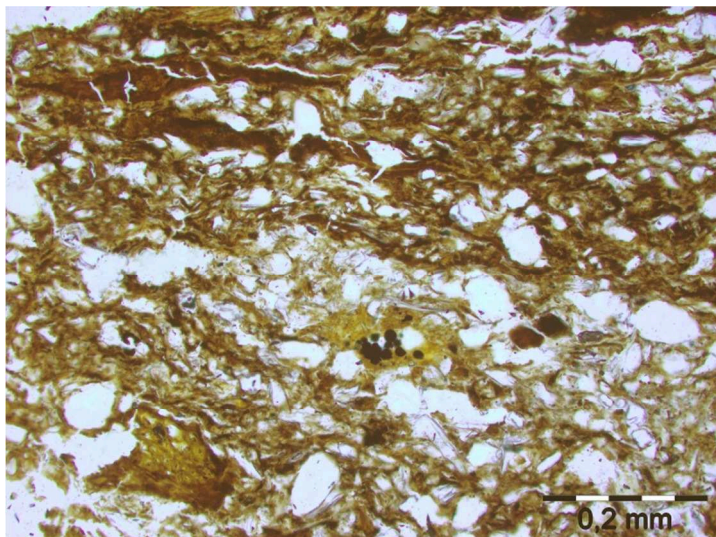


Fig.VI.1.4 - *Lame mince n°2 réalisée à la base de la carotte GUI5-C2 (- 1,50 m NGF)*

Fig.VI.1.4 - *Thin-section n°2 made at the top of the basal peat deposit of the GUI5-C2 core (-0,80m NGF)*

Les lames minces 3 et 4 réalisées dans l'unité IV-A et IV-b (à 0 m NGF et 2,25 m NGF) montrent la dominante minérogénique micacée des sédiments formant cette unité (Fig.VI.1.4), ainsi que la présence importante de débris organiques (feuilles notamment). Quelques charbons y ont également

été observés. La présence de pyrite framboïdale (diffuse autour des restes organiques, concentrée dans la masse sédimentaire) illustre l'existence d'influences saumâtres tout au long de la période durant laquelle ce dépôt s'est mis en place.

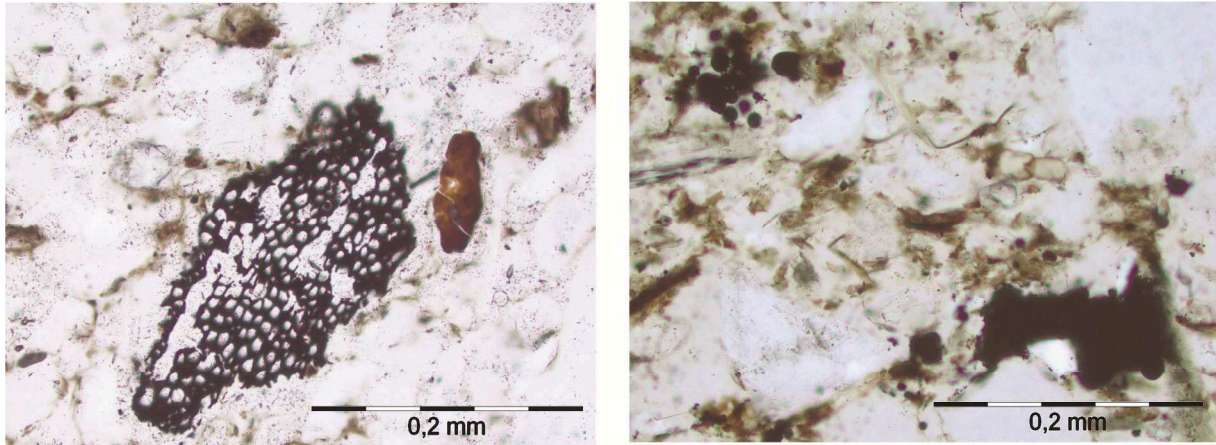


Fig.VI.1.5 - Lames minces n°3 et 4 réalisées dans la carotte GUI5-C2 à 0 et 2,25 m NGF

Fig.VI.1.5 - Thin-sections n° 3 and 4 made at 0 and 2,25m NGF in the GUI5-C2 core

Réalisée dans la partie supérieure du dépôt (2,6 m NGF), la lame mince n°5 montre la présence marginale de pyrite, ici sous sa forme cubique (Fig.VI.1.6). Néanmoins, la présence très importante d'hydroxydes de fer laisse à penser que la majeure partie de la pyrite pourrait avoir disparu par oxydation. Cela nous est confirmé par la présence de gypse saccharoïde (minéral pouvant être issu de l'oxydation de la pyrite) (Fig.VI.1.6). De plus, bien que rares, des foraminifères ont pu être observés en coupe. Nous pouvons en déduire que le site était saumâtre autour de 1759 cal. B.P

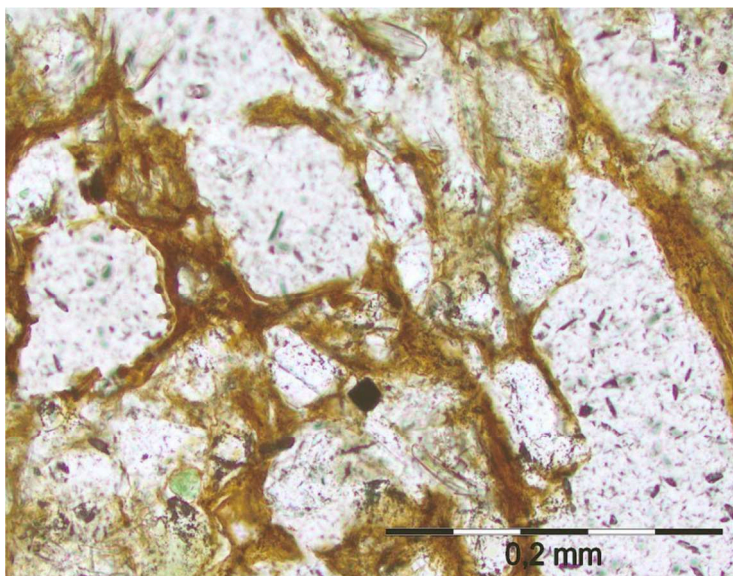


Fig.VI.1.6 - lame mince n°5 réalisée dans la carotte GUI5-C2 à 0 et 2,25 m NGF

Fig.VI.1.6 - Thin-section n°5 made at 0 and 2,25m NGF in the GUI5-C2 core

I. 1. 1-d. Géométrie des dépôts

Une bonne image de la géométrie des dépôts a été obtenue par la multiplication des sondages dans le cadre de l'étude menée par Stéphan et al. (2014). Le sous-bassement rocheux est caractérisé par une pente dont la valeur décroît d'amont en aval jusqu'à devenir très faible à nulle (0,3 % environ entre les carottages GUI-C2 et GUI-C3 (Fig.VI.1.7). L'ensemble des unités sont présentes dans la totalité du remplissage. Il est intéressant d'observer que le niveau sableux grossier (unité III-a) a tronqué l'unité II sur l'ensemble du site jusque dans sa partie orientale, mais qu'on ne le retrouve pas au niveau du rentrant caractérisant le secteur Nord-Ouest du site (Fig.VI.1.7). Le reste des dépôts présente une constance sur l'ensemble du site.

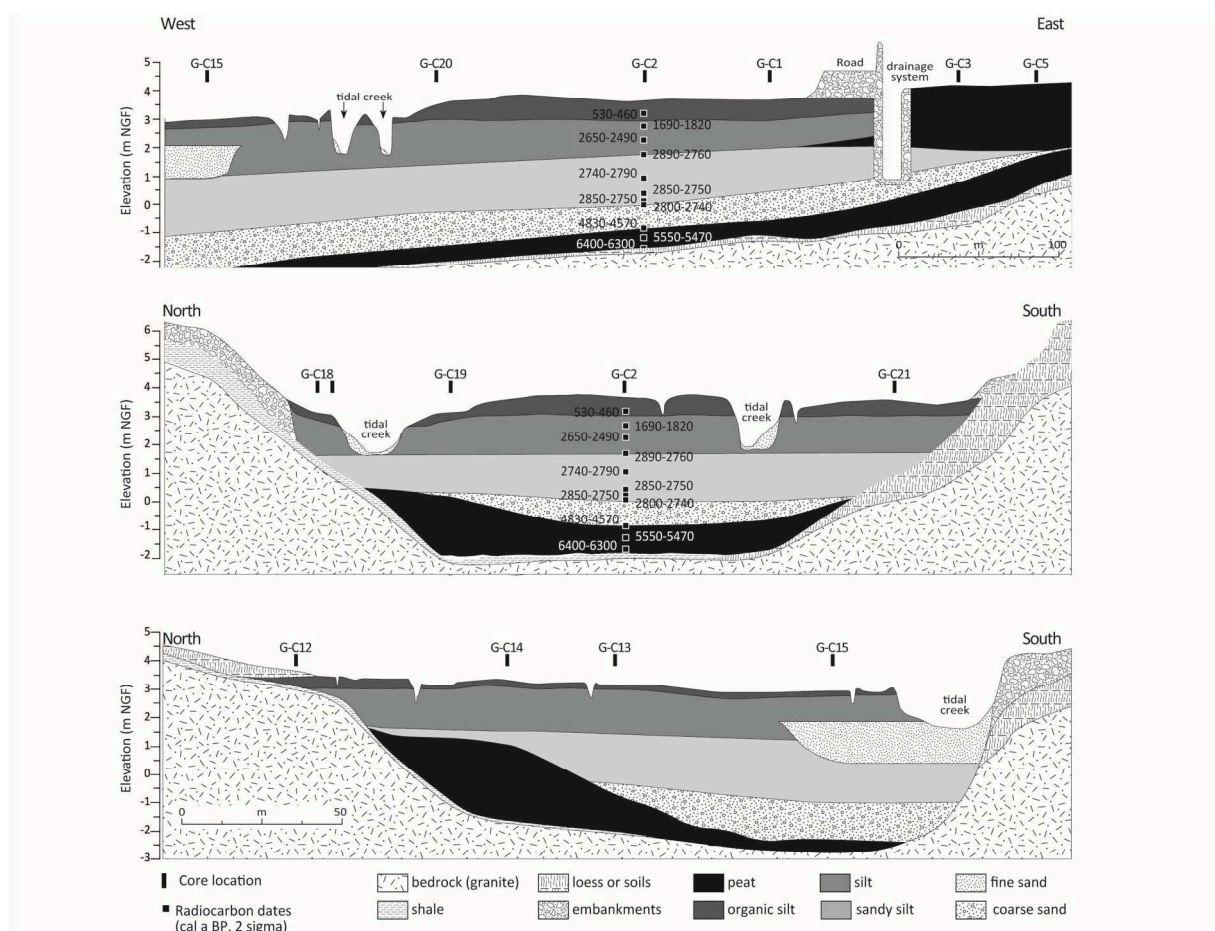


Fig.VI.1.7 - Géométrie des dépôts sédimentaires holocènes dans le marais de Tressény (Guissény) (modifié de Stéphan *et al.*, 2014).

Fig.VI.1.7 - Geometry of the Holocene deposits in the Tressény marsh (Guissény). (modified from Stéphan *et al.*, 2014).

I. 1. 1-e. Niveaux marins et dynamiques morphologiques holocènes locales

Les mesures géochimiques réalisées sur les échantillons datés et l'étude de la stratigraphie, présentées dans le tableau VI.1.1, permettent de tirer les conclusions suivantes :

- L'échantillon prélevé à la base de la séquence (-1,52 m NGF) livre des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, de TOC, de TN et du rapport C/N comparables à celles caractérisant la Biozone n°2. Cela nous permet de dire que ce dépôt s'est formé dans un environnement de schorre moyen à haut, à environ $0,98 \pm 0,56$ m sous les pleines-mers de vives-eaux de l'époque, et de situer le niveau marin relatif de l'époque à $-4,6 \pm 0,63$ m par rapport à sa position actuelle.

- La partie supérieure de l'unité II est marquée par une baisse de l'influence saline sur le dépôt. En effet, à -0,95 m NGF (daté à 5122 ± 72 cal. B.P.), la signature géochimique est celle d'un domaine de haut schorre (Biozone 3-4), tandis qu'à -0,8 m NGF (4675 ± 95 cal. B.P.), les indicateurs montrent une légère baisse du $\delta^{13}\text{C}$, ainsi qu'une augmentation du TOC et du rapport C/N, rapprochant ce dépôt de la transition entre haut-schorre et domaine supratidal. Cet *offlap* régressif, indicateur d'un retrait de l'influence marine sur le site, peut être l'expression d'un exhaussement de la surface du marais résultant d'un apport accru de sédiments ou de la fermeture du site. Le niveau marin est alors situé à $-4,84 \pm 0,44$ m sous les PMVE actuelles à 5122 ± 72 cal. B.P. et aux alentours de $-4,73 \pm 0,43$ m à 4675 ± 95 cal. B.P. Il est néanmoins nécessaire de garder à l'esprit que ce type de dépôts est susceptible d'avoir subi une compaction importante.

- L'origine du dépôt sableux venant tronquer l'unité II ne peut être établie avec certitude. Le mélange de matériel fluviatile et marin laisse toutefois supposer qu'un estuaire peut avoir occupé le secteur entre 4675 ± 95 cal. B.P. et 2767 ± 13 cal. B.P. La surface d'érosion semble révéler un événement hautement morphogène ayant concerné l'ensemble du site. A ce stade, il nous semble que l'hypothèse de la mise en place d'un environnement estuarien doit être privilégiée au vu des caractéristiques morphoscopiques et granulométriques du matériel. La présence limitée de matériel marin dans le dépôt présume une position d'estuaire interne, à influence fluviatile quasi-exclusive.

- A 0 m NGF, les valeurs obtenues pour les indicateurs géochimiques indiquent un assemblage végétal caractéristique de la biozone n°2, aujourd'hui établie à Tressény depuis le domaine de bas-schorre jusqu'en haut-schorre. Cela nous permet de dire que le niveau des PMVE devait être situé $0,98 \pm 0,56$ m au-dessus du point à 2767 ± 13 cal. B.P. ($-2,97 \pm 0,63$ m sous le niveau actuel). Les doutes concernant les conditions de mise en place du dépôt sableux sous-jacent nous incitent toutefois à la plus grande prudence sur la représentativité de ce point vis-à-vis de la position du niveau marin.

- Les valeurs obtenues pour la partie supérieure de l'unité IV (unité IV-c) indiquent que la matière organique piégée est essentiellement d'origine continentale ($\delta^{13}\text{C}$ et rapport C/N faible), vraisemblablement apportée par le cours d'eau, tandis que l'analyse micromorphologique tendait à montrer que ces niveaux se sont déposés dans un environnement saumâtre. Partant du fait que la matière

organique contenue dans les niveaux prélevés est d'origine allochtone, et ces points ne pourront donc être pris en compte pour la reconstitution des niveaux marins passés.

- La base de l'unité IV rassemble les caractéristiques propres à la biozone n°2 et nous permet de positionner le niveau marin relatif à $0,18 \pm 0,63$ m par rapport au niveau actuel à 500 ± 14 cal. B.P.

I. 1. 2. Le Vougot – Sondage GUI S1

Deux sondages à la tarière manuelle ont été effectués en 2010 dans des formations tourbeuses affleurant en bas de la plage du Vougot (Fig.VI.1.1). Les prélèvements, réalisés en 2010, n'ont pas pu faire l'objet d'analyses granulométriques. Ainsi, nous nous intéresserons ici qu'aux tourbes de bases que ces derniers ont permis de prélever.

Le premier sondage (GUI-S1) a été effectué à une altitude de 1,25 m NGF et a atteint un niveau argileux gris d'aspect semblable au lœss pléistocène à une profondeur de 2,5m (-1,25 m NGF) (Fig.VI.1.8). Ce niveau argileux n'ayant pas été traversé, des doutes demeurent (i) sur son caractère pléistocène et (ii) sur sa position stratigraphique. La séquence holocène débute à -1,15 m NGF par une tourbe brune épaisse de 60 cm et riche en macrorestes de roseaux (*reed peat*). Au-dessus, entre -0,55 et 0,75 m NGF, repose un niveau de sable blanc d'une épaisseur d'1,6 m, devenant de plus en plus organique au sommet jusqu'à évoluer vers une tourbe sableuse (de 1 à 1,15 m NGF). Les dix centimètres supérieurs correspondent au dépôt de tourbe brune aujourd'hui visible à l'affleurement.

Une datation, réalisée au contact entre le niveau argileux gris et la base du niveau tourbeux (à -1,1 m NGF, soit 5,1 m sous les *PMVE* actuelles) a donné un âge de 4900 ± 68 cal. B.P. Le fait que la matrice tourbeuse soit exclusivement constituée des fragments de *Phragmites australis* semble nous indiquer que la tourbe s'est formée dans un environnement saumâtre. Une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ de -28‰ a été obtenue pour ce dépôt lors de la datation, ce qui va *a priori* dans le sens d'un dépôt de haut-schorre. En l'absence de mesure du rapport C/N, il nous est toutefois difficile d'affirmer l'origine de la matière organique sur laquelle la mesure a été réalisée.

Néanmoins, au vu du faciès du dépôt, nous considérons que la matière organique autochtone livrée par la roselière peut être considérée comme dominante. Ainsi, nous avons considéré que ce dépôt a pu se former entre les *PHMA* et le *PMME* de l'époque, soit $0,52 \pm 1,19$ m sous les *PMVE*. Toutes marges d'erreurs comprises, le niveau marin relatif se situait donc $4,69 \pm 1,31$ m sous le niveau actuel aux alentours de 4900 ± 68 cal. B.P (tableau VI.1.1). Les doutes sur les caractéristiques du dépôt argileux nous incitent toutefois à rester prudents sur le caractère basal « non-compressible » du SLIP obtenu.

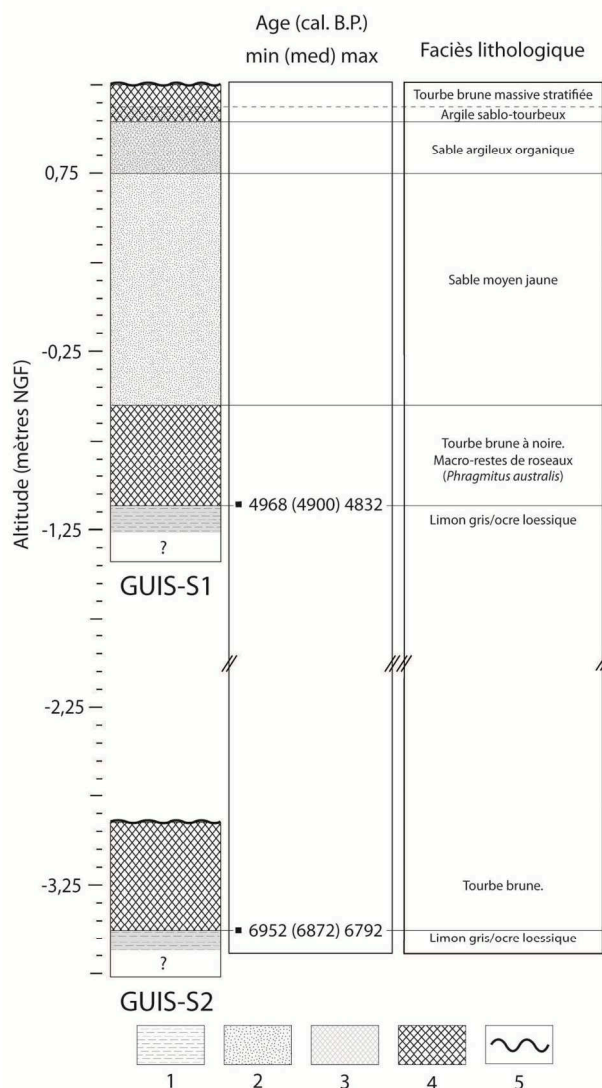


Fig.VI.1.8 - Log stratigraphique synthétique des tarièrages GUI-S1 et GUI-S2. 1 : substratum ; 2 : cailloutis arénacé ; 3 : argile ; 4 : silt ; 5 : sables fins ; 6 : sables moyens ; 7 : sables grossiers ; 8 : graviers et cailloux ; 9 : importante fraction organique ; 10 : tourbe ; 11 : fragments coquillers ; 12 : coquilles en position de vie ; 13 : Niveau humifère - racinaire ; 14 : charbons ; 15 : fragment de bois ; 16 : bois en position de vie/restes de tronc ; 17 : surface d'érosion.

Fig.VI.1.8 - Compound stratigraphic log of the GUI-S1 and GUI-S2 hand-augurings. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying - rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.

I. 1. 3. Le Vougot - Sondage GUI-S2

Le second sondage (GUI-S2) a été effectué en bas de plage à une altitude de -2,87 m NGF et a atteint le lœss pléistocène à une profondeur de 65 cm (-3,5 m NGF). Au-dessus repose un dépôt tourbeux épais de 65 cm, dont le toit est érodé et est exposé à l'affleurement (Fig.VI.1.8). La base du dépôt tourbeux, au contact avec le lœss sous-jacent, a été datée à 6872 ± 80 cal. B.P. et a fourni une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ de -23,4‰. Toutefois, en l'absence de mesure du rapport C/N, l'origine de la matière organique ayant fait l'objet de cette mesure ne peut être certifiée et ce seul résultat ne nous permet pas d'affirmer le caractère saumâtre du dépôt. Ce dernier est toutefois confirmé par la présence de macrorestes de *Phragmitus australis* formant la matrice organique du dépôt. Ainsi, nous pouvons dire que cette tourbe s'est formée entre les PHMA et les PMME, ce qui, toutes marges d'erreurs comprises, permet de situer la position du niveau marin à $7,06 \pm 1,27$ m sous l'actuel aux alentours de 6872 ± 80 cal. B.P (tableau VI.1.1).

Sondage	14C Lab code	Age B.P. cal.		Altitude (en m NGF)	Alt./ PMVE act. (en m)	Basal/ Intercalé	Foram. (Oui/Non)	Pyrite (Oui/Non)	Macro-restes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	TOC (%)	TON (%)	C/N	BIOZONE	TYPE	IM (en m)	IR (en m)	Incertitude (en m)	RSL (en m/PMVEact.)
		min (moy)	max																
GUIS-C2	UBA-15681	514 (500)	486	3.2	-0,8	I	O	n/d	-	-27,63	4,35	0,33	13,09	2	SLIP	-0,98	0,56	0,07	0,18 ± 0,63
GUIS-C2	UBA-15682	1824 (1759)	1694	2.6	-1,25	I	N	O/N	-	-27,01	0,46	0,05	8,46	Alloch.	-	-	-	-	-
GUIS-C2	UBA-15683	2645 (2567)	2489	2.2	-1,8	I	N	n/d	-	-26,69	0,40	0,04	9,34	Alloch.	-	-	-	-	-
GUIS-C2	UBA-15685	2780 (2767)	2754	0.05	-3,95	I	N	O	-	-27,76	2,35	0,18	12,86	2	SLIP	-0,98	0,56	0,07	-2,97 ± 0,63
GUIS-C2	Poz-49796	4770 (4675)	4579	-0,8	-4,8	I	N	n/d	-	-28,01	36,92	1,50	24,60	5	SLIP	0,07	0,36	0,07	-4,73 ± 0,43
GUIS-C2	Poz-49798	5194 (5122)	5050	-0,95	-4,95	I	N	O	-	-27,90	16,89	1,04	16,22	3/4	SLIP	-0,11	0,37	0,07	-4,84 ± 0,44
GUIS-C2	UBA-17897	5548 (5511)	5474	-1,2	-2,8	I	N	N	-	-24,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GUIS-C2	UBA-15686	6403 (6351)	6299	-1,52	-5,58	TB	O	n/d	<i>Phrg. Aus.</i>	-27,52	9,66	0,64	15,13	2	SLIP	-0,98	0,56	0,07	-4,6 ± 0,63
GUIS-S1	UBA-15461	4968 (4900)	4832	-1,15	-5,1	TB	N	n/d	<i>Phrg. Aus.</i>	-	-	-	-	-	SLIP	-0,52	1,19	0,12	-4,69 ± 1,31
GUIS-S2	UBA-15460	6952 (6872)	6792	-3,5	-7,5	TB	N	n/d	<i>Phrg. Aus.</i>	-	-	-	-	-	SLIP	-0,52	1,19	0,07	-7,06 ± 1,26

Tableau.VI.1.1.- Données obtenues à partir des carottages GUIS-C2, GUIS-S1 et GUIS-S2.
 Table.VI.1.1 - Data obtained from GUIS-C2, GUIS-S1 and GUIS-S2 cores.

I.2. Plouguerneau

Le site de Plouguerneau a fait l'objet de quatre carottages : deux dans le secteur de Creac'h an Avel, dans le sud de la baie, ainsi que deux autres dans le Nord-Ouest, au lieu-dit du « Corréjou » (Fig.VI.2.1). Pour les deux secteurs, nous avons reconstitué la stratigraphie holocène à partir de deux carottages localisés le long d'un transect perpendiculaire au trait de côte, depuis le massif dunaire jusqu'à la plage.

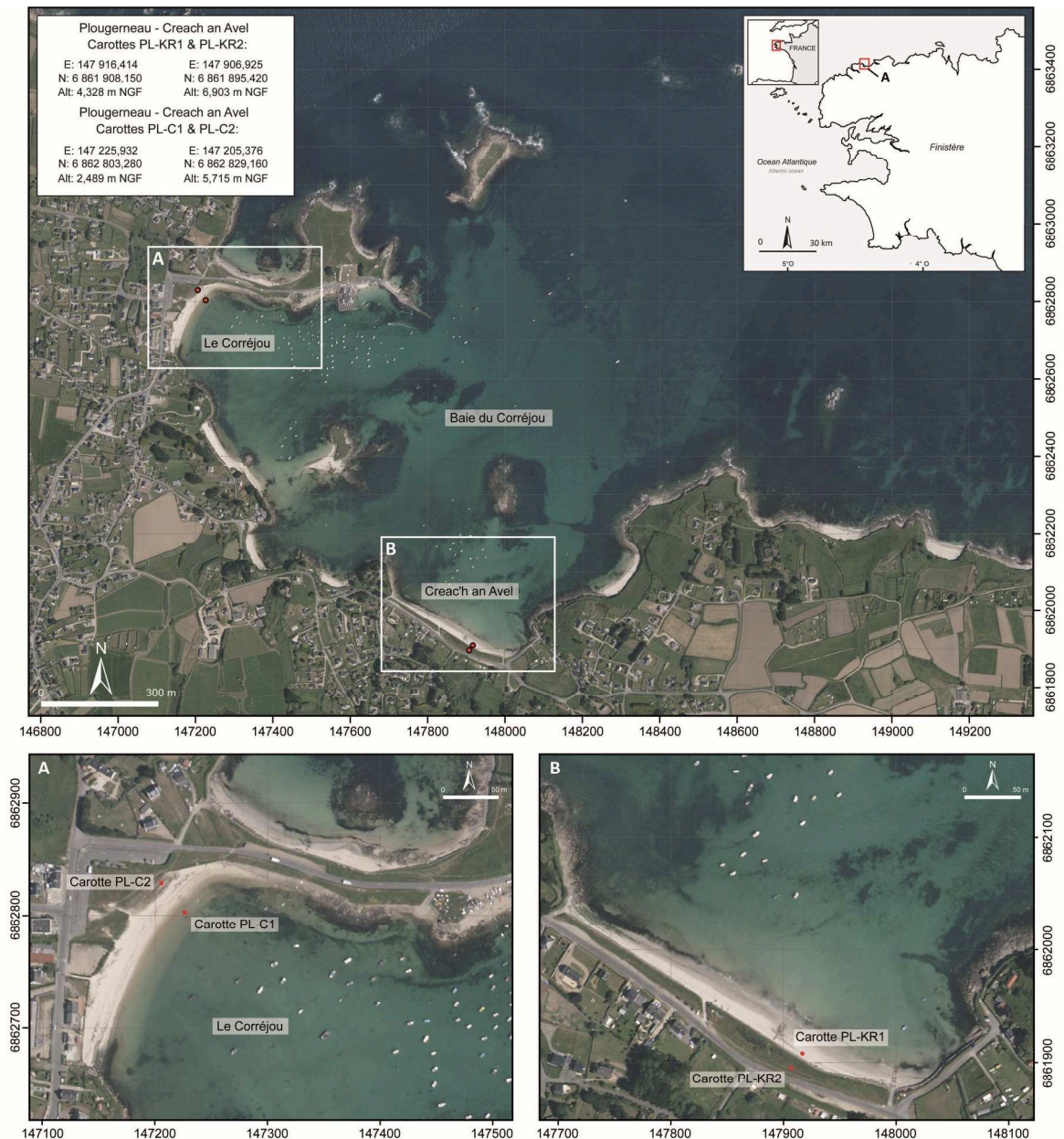


Fig.VI.2.1- Localisation des carottes réalisées à Plouguerneau (Nord-Finistère). Coordonnées en Lambert-93.

Fig.VI.2.1- Location of the cores made at Plouguerneau (North-Finistère). Coordinates are in the Lambert-93 system.

I. 2. 1. Plouguerneau – Creac’h an Avel. Sondages PL-KR 1&2

Le site de Creac’h an Avel, aussi connu sous le nom de « Talar-Dreaz » est constitué d’une plage de fond de baie située au sud de la baie du Corréjou à Plouguerneau. La partie haute de la plage est constituée d’un massif dunaire d’environ 2,5 m de hauteur. Autrefois entaillé en falaise (Morzadec-Kerfourn, 1974), ce massif dunaire est aujourd’hui fixé par un enrochement sur toute la longueur de la plage. Le marais arrière-dunaire est aujourd’hui séparé de la dune par le passage d’une route et drainé artificiellement à travers le massif dunaire (Fig.VI.2.1). Au pied de l’enrochement, un dépôt tourbeux massif affleure dans la moitié orientale de la plage.

La séquence sédimentaire holocène conservée sur ce site a pour la première fois été observée en falaise dans la dune par Morzadec-Kerfourn (1974). Nous utiliserons et discuterons les datations et les résultats palynologiques obtenus par cet auteur sur cette séquence.

Deux carottages ont été effectués dans ce secteur. Le premier (PL-KR1) a été réalisé depuis la surface de l’affleurement tourbeux, située à une altitude de 4,33 m NGF et nous a permis de prélever quatre mètres de sédiments. Un niveau de graviers et de blocs, rencontré à 4 mètres de profondeur nous a empêché de descendre plus profondément, et le *bed-rock* n’a donc pas été atteint.

Le second carottage (PL-KR2) a été réalisé sur la partie supérieure du massif dunaire, et a recoupé la formation tourbeuse formant le toit du premier sondage à une profondeur d’environ 2,6 m.

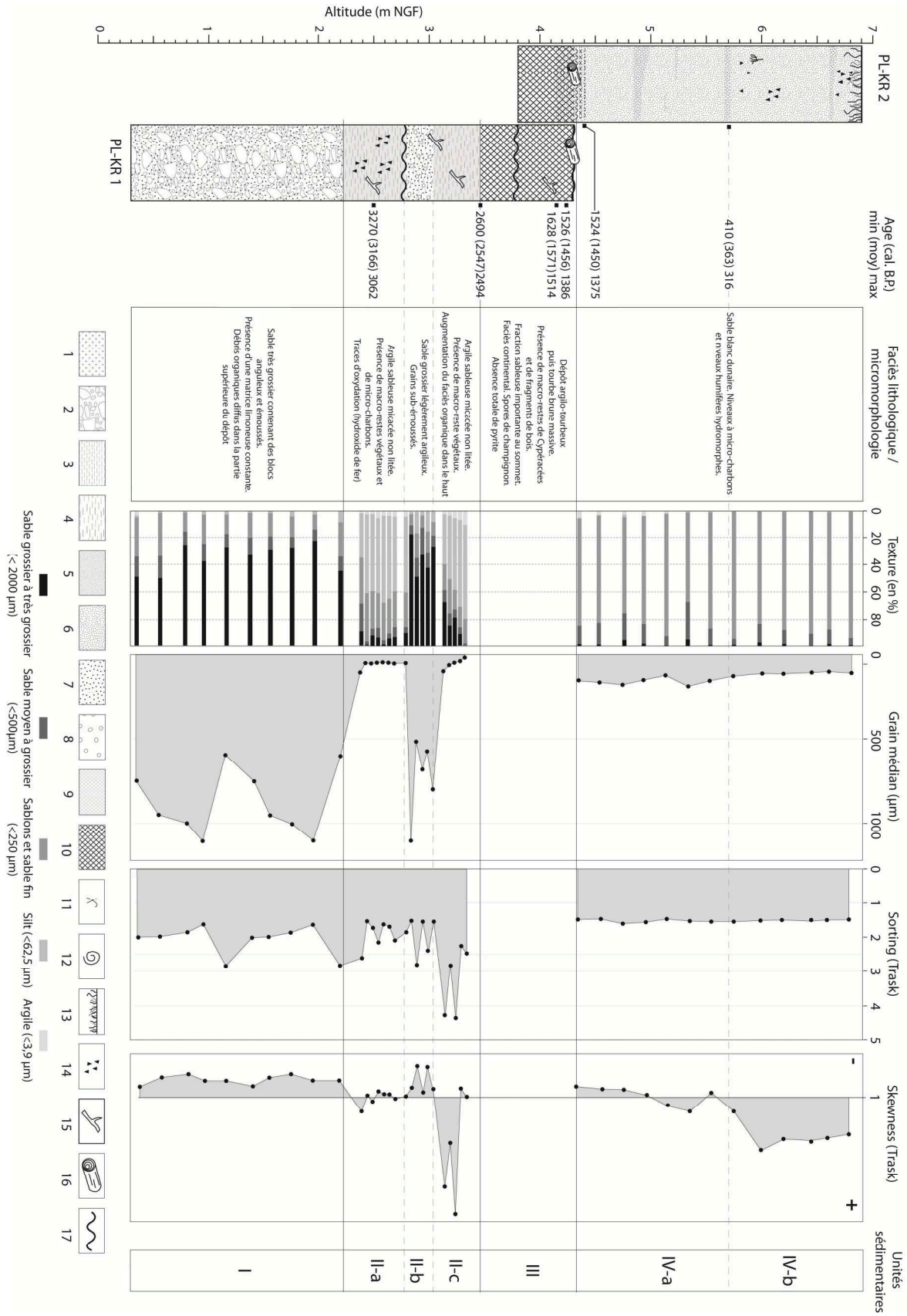
I. 2. 1-a. Description macrostratigraphique et analyses granulométriques

La séquence que nous avons prélevé à Plouguerneau Creac’h-an-Avel se compose de quatre grandes unités sédimentaires (Fig.VI.2.2) :

Unité I : La base (depuis le niveau inférieur atteint par PL-KR1 jusqu’à 2,23 m NGF environ) est constituée d’un niveau de sables grossiers, à matrice limono-argileuse, contenant des blocs anguleux à sub-émoussés ainsi que quelques macrorestes végétaux indéterminables à son sommet. Les analyses granulométriques révèlent un grain moyen variable entre 500 μm et 1100 μm environ. L’ensemble est plutôt bien trié (*Sorting* compris entre 1 et 2,5), tandis que l’analyse du *Skewness* montre une asymétrie largement négative de la distribution granulométrique confirmant la prédominance des particules grossières.

Fig.VI.2.2 - Log stratigraphique synthétique des carottes PL-KR1 et PL-KR2. 1: substratum; 2: cailloutis arénacé; 3: argile; 4: silt; 5: sables fins; 6: sables moyens; 7: sables grossiers; 8: graviers et cailloux; 9: importante fraction organique; 10: tourbe; 11: fragments coquillers; 12: coquilles en position de vie; 13: Niveau humifère - racinaire; 14: charbons; 15: fragment de bois; 16: bois en position de vie/restes de tronc; 17: surface d’érosion.

Fig.VI.2.2 - Compound stratigraphic log of the PL-KR1 and PL-KR2 cores. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.



L'ensemble de ces informations caractérise cette unité comme étant un dépôt de relativement forte énergie. Le caractère anguleux des blocs semble indiquer que le matériel n'a pas subi de long transport. Ce niveau correspond sûrement à l'horizon supérieur des arènes ou à l'ancien lit du cours d'eau.

Unité II : A partir de 2,23 m NGF, et jusqu'à 3,45 m NGF environ est établie une seconde unité sédimentaire. Celle-ci montre une sédimentation argilo-sableuse, entrecoupée par un niveau de sables grossier à graviers entre 2,80 et 3,05 m NGF environ. Ce niveau est établi sur une surface d'érosion franche et contient de nombreux restes végétaux (notamment racinaires) n'ayant pu être déterminés.

- *Unité II-a :* Le matériel formant la partie inférieure du dépôt (50 premiers centimètres) est relativement bien classé et montre une égale répartition entre les particules fines et particules grossières (indice d'asymétrie stable légèrement inférieur à 1 en moyenne). Cela semble caractériser un dépôt mis en place sous une dynamique de transport constante d'énergie moyenne.

- *Unité II-b :* Un niveau grossier formant la partie centrale de l'unité II. Il a été observé en discordance avec le dépôt argileux situé en dessous. Le matériel formant ce dépôt a un classement variable et montre une asymétrie largement négative, caractéristique d'un dépôt de forte énergie, pouvant être attribué à un dépôt de crue, à un brusque changement de lit du cours d'eau ou à un lavage des particules fines postérieur au dépôt.

- *Unité II-c :* A partir de 3,05 m NGF environ et jusqu'aux alentours de 3,45 m NGF, la sédimentation retrouve ensuite une dominante argileuse. Ce dernier niveau est mal classé voire hétérogène et montre une très forte asymétrie positive, caractérisant un dépôt de milieu faiblement énergétique. Les particules plus grossières disparaissent dans les dix derniers centimètres de ce niveau, tandis que celui-ci devient de plus en plus organique.

Unité III : A partir de 3,45 m NGF, la sédimentation devient très organique jusqu'à former une vase tourbeuse qui évolue vers une véritable tourbe à 3,60 m NGF. Le niveau tourbeux débutant à 3,60 m NGF est très peu minérogénique. Sa partie inférieure est riche en macrorestes de Cypéracées et en débris de bois tandis que sa partie supérieure (à partir de 3,9 m NGF environ) est une tourbe plus compacte caractérisée par une texture grumeleuse est des macrorestes de roseaux (espèce indifférenciée). Une surface d'érosion a été observée en coupe à 3,8 m NGF à proximité du site de carottage. La partie supérieure de ce niveau n'a pu être observée que dans la carotte PL-KR2, cette partie ayant été érodée à l'emplacement de PL-KR1. On constate un enrichissement important en sables fins dans les 15 à 20 derniers centimètres. Ceci pourrait indiquer la proximité du massif du-naire aujourd'hui sus-jacent. A partir de 4,3 m NGF environ, les niveaux de tourbe sont interstratifiés avec des niveaux de sable fin. La tourbe disparaît complètement à 4,40 m NGF.

Unité IV : Au-dessus du niveau tourbeux, le toit de la séquence est composé de 2,6 mètres de sables fins dunaires, contenant plusieurs niveaux humifères hydromorphes ainsi que des niveaux riches en microcharbons. L'ensemble est bien à très bien classé.

- *unité IV-a* : La moitié inférieure du dépôt est caractérisée par un indice d'asymétrie légèrement négatif puis légèrement positif.

- *unité IV-b* : Le dernier mètre est par contre caractérisé par une asymétrie fortement positive (unité IV-b), montrant la nette prépondérance des particules fines dans le dépôt. Ceci est caractéristique de sables dunaires mis en place selon une dynamique éolienne. Cette dynamique est confirmée par l'aspect très émoussé et le picotis des grains formant la totalité de ce niveau sableux.

I. 2. 1-b. *Datations*

La partie inférieure de l'unité II (2,5m NGF) est caractérisée par un faciès très minérogénique et seuls des fragments organiques ont pu être utilisés pour la datation. Ceux-ci ont donné un âge de 3166 ± 104 cal. B.P. Des charbons de bois prélevés dans la matrice tourbeuse à la base de l'unité III (3,45 m NGF) ont livré un âge de 2547 ± 53 cal. B.P. Cette dernière date nous conduit à reconsidérer l'âge Subboréal (4810 ± 662 cal. B.P.) avancé par Morzadec-Kerfourn (1974) pour la mise en place de ce dépôt. Le toit du niveau tourbeux (unité III) a été daté à partir de fragments de bois prélevés dans la carotte PL-KR1 à 1571 ± 57 cal. B.P. à 4,15m NGF et à 1456 ± 70 cal. B.P. à 4,2 m NGF. Le dernier niveau organique, niveau matérialisant l'arrêt de la tourbification et la mise en place du massif dunaire, a livré un âge de 1450 ± 74 B.P.

Morzadec-Kerfourn (1974) avait obtenu un âge de 843 ± 165 cal. B.P. au sommet de la tourbe. Jugant cet âge trop récent au regard des espèces arbustives présentes dans les analyses polliniques, l'auteur avait rejeté cette date en évoquant des « possibilités de contamination » et avait évalué l'âge de ce niveau à environ 3000 BP⁷. Les multiples surfaces de discontinuité observées en coupe dans les 10 derniers cm du niveau tourbeux nous font penser que la surface d'érosion pourrait être polygénique, résultat de multiples phases d'érosion et de recolonisation par de la végétation, ce qui pourrait expliquer les différents âges obtenus sur le même niveau.

I. 2. 1-c. *Micromorphologie et micropaléontologie*

Aucun foraminifère n'a été observé dans les dépôts constituant la séquence de Plouguerneau - Creach an Avel.

⁷ Morzadec-Kerfourn (1974), p.160 - « Une datation a été tenté sur un échantillon prélevé au sommet de la tourbe. Le résultat : Gif 709 = 935 ± 100 ans [conv. B.P., ndlr] ne semble pas devoir être retenu ; aucun élément dans la flore ne permettant d'envisager une date aussi récente. [...] Une date voisine de 3000 ans avant le présent conviendrait pour le sommet du dépôt de Plouguerneau. »

L'analyse micromorphologique de l'unité argileuse basale (unité II) révèle un sédiment quasi-exclusivement minérogénique, contenant de nombreux débris carbonneux (Fig.VI.2.3). On y observe des précipitations d'hydroxydes de fer bactérien, attestant de conditions hydromorphes (marais). L'absence de gypse saccharoïde ne nous permet pas d'affirmer que celles-ci sont issues de l'oxydation de la pyrite. Aucun indice en faveur d'une influence saline n'a donc pu être attesté par l'analyse micromorphologique de ce dépôt.

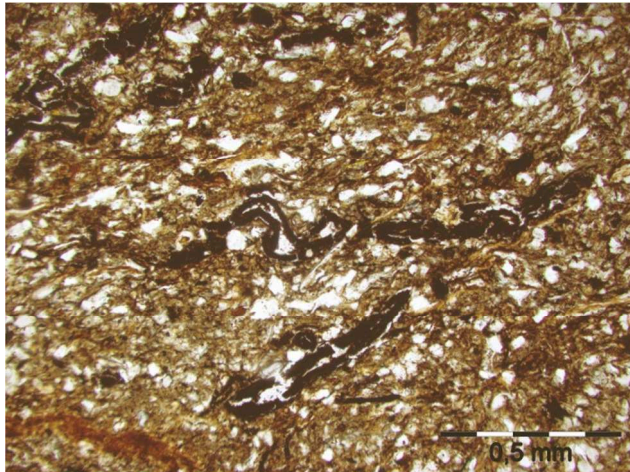


Fig.VI.2.3 - Lame mince n°1 réalisée dans la carotte PL-KR1 à 2,5 m NGF.

Fig.VI.2.3 - Thin-section n°1 made at 2,5m NGF on the PL-KR1 core.

Les lames-minces n'ont révélé aucune présence de pyrite au sein du dépôt tourbeux (Fig.VI.2.4). Prélevée au sommet de PL-KR1, la tourbe montre un faciès typiquement continental ainsi qu'une légère charge limoneuse, vraisemblablement issue des apports du cours d'eau. La lame-mince réalisée à 4,1 m NGF, juste avant la fin de la tourbification (sommet du dépôt), montre une forte proportion de débris ligneux, de feuilles, et de sclérotes de mycélium (champignons, Fig.VI.2.4). Des particules carbonneuses ainsi que de rares diatomées ont été observées. L'arrivée du sable apparaît très nettement par un enrichissement limoneux de la matrice tourbeuse par rapport à la lame-mince réalisée plus bas dans le dépôt.

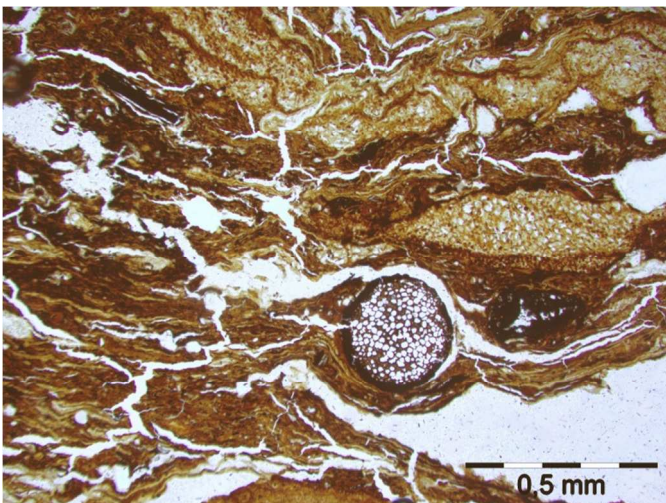


Fig.VI.2.4 - Lame mince n°2 réalisée dans la carotte PL-KR1 à 4,1 m NGF.

Fig.VI.2.4 - Thin-section n°2 made at 4,1m NGF on the PL-KR1 core.

Les analyses polliniques effectuées sur cette séquence par Morzadec-Kerfourn (1974) mettent en évidence une augmentation progressive des plantes aquatiques (*Lemna*, *Sparganium*), des cypéracées et des graminées vers le sommet du dépôt tourbeux, attestant d'une hausse du niveau d'eau sur le site entre 2547 ± 53 et 1450 ± 74 cal. B.P. Nous y avons également trouvé des graines de Potamogeton (plante de marais). Cette évolution peut être interprétée comme la preuve d'une remontée de la nappe aquifère sur le site, sous l'impulsion par exemple d'une hausse du niveau marin ou d'une fermeture du site en aval.

I. 2. 1-d. Géométrie des dépôts

La connaissance de la stratigraphie étant limitée à un couple de carottes très rapprochées (à 16 mètres l'une de l'autre), nous ne disposons que d'une image très partielle de l'architecture de la séquence. La troncature du sommet du niveau tourbeux sur la carotte PL-KR1 nous permet seulement d'affirmer que le recul du massif dunaire ayant permis cette érosion est postérieur à 1456 ± 70 cal. B.P. La base de la formation tourbeuse, datée à 2547 ± 53 cal. B.P. dans la carotte PL-KR1 a été observée en place à l'affleurement en bas de plage, une soixantaine de mètres au nord du trait de côte actuel à une altitude de 1,40 m NGF mais n'a pas été datée.

I. 2. 1-e. Niveaux marins et dynamiques morphologiques holocènes locales

Les mesures géochimiques réalisées sur le dépôt silteux à la base de la séquence (unité II) ont livré une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ faibles ($-27,12\%$) conjuguée à un rapport C/N très bas (5,37). Cela prouve que ce dépôt était enrichi par des apports organiques provenant essentiellement d'un milieu continental d'eau douce, en accord avec le faciès fluviatile identifié sur les lames minces. Ainsi, il ne nous est pas possible d'utiliser ce niveau à des fins de reconstitution du niveau marin (Tableau.VI.2.1).

De la même façon, le faciès continental de la base du dépôt tourbeux, confirmé par l'absence de pollens de plantes halophiles, ne permet pas de relier directement la mise en place de ce dépôt à une position du niveau marin. Tout au plus, il semble que l'initiation de la tourbification révèle une remontée du niveau de la nappe aquifère sur le site aux alentours de 2547 ± 53 cal. B.P., probablement induite par une hausse du niveau marin relatif ou par un blocage de l'écoulement par cordon dunaire situé en aval de l'endroit où la base l'affleurement tourbeux a été observé.

Par contre, la présence de feuillages de *Phragmites* et l'augmentation de pollens d'espèces à affinités halophile au sommet de l'unité III semblent indiquer que le site était proche à de zones saumâtres à partir de 1571 ± 57 cal. B.P. L'absence de pyrite dans la partie supérieure du dépôt tourbeux atteste toutefois que le site n'était pas, à cette date, directement concerné par des influences saline (influence de nappe, ou débordement). Néanmoins, il est potentiellement possible que la tourbifica-

tion ait pu se dérouler dans un milieu à très faible salinité (tourbières frangeantes hautes du marais arrière-dunaire, en limite de la zone supratidale) ne réunissant pas les conditions d'oxydo-réduction nécessaires à la pyritisation (Brown & Cohen, 1995).

Les mesures géochimiques ($\delta^{13}\text{C}$, rapport C/N, TOC et TN) obtenues dans la partie supérieure du dépôt tourbeux permettent de positionner le niveau marin relatif à $-0,98 \pm 0,63$ m sous le niveau actuel à 1571 ± 57 cal. B.P. et à $0,19 \pm 0,43$ m cal. B.P. à 1450 ± 74 cal. B.P. (Tableau.VI.2.1). La faiblesse des indicateurs de salinité nous incite toutefois à ne pas considérer ces points comme fiables pour la reconstitution du niveau marin. Au regard de la mise en place du massif dunaire, nous émettons cependant l'hypothèse que le niveau marin devait être très proche de l'actuel durant cette période.

I. 2. 2. Plouguerneau – Corréjou. Sondages PL-C 1&2

Le site du Corréjou correspond au secteur nord-ouest de la baie du Corréjou. Il se compose dans sa partie orientale d'un petit massif dunaire abritant une ancienne zone humide aujourd'hui largement artificialisée (Fig.VI.2.1). Au nord, le site est fermé par un tombolo artificialisé rejoignant la presqu'île de Pen-Enez au continent. Deux carottes ont été effectuées sur ce site : la carotte PL-C1 a été réalisée en bas de plage à une altitude de 2,49 m NGF et a permis de prélever 1,5 m de sédiment avant d'atteindre les arènes granitiques. Le second carottage (PL-C2) a été effectué dans la partie supérieure de la dune, à une altitude de 5,7 m NGF. Ce deuxième carottage a permis de traverser l'ensemble des dépôts dunaires et de recouper les dépôts observés dans la première carotte.

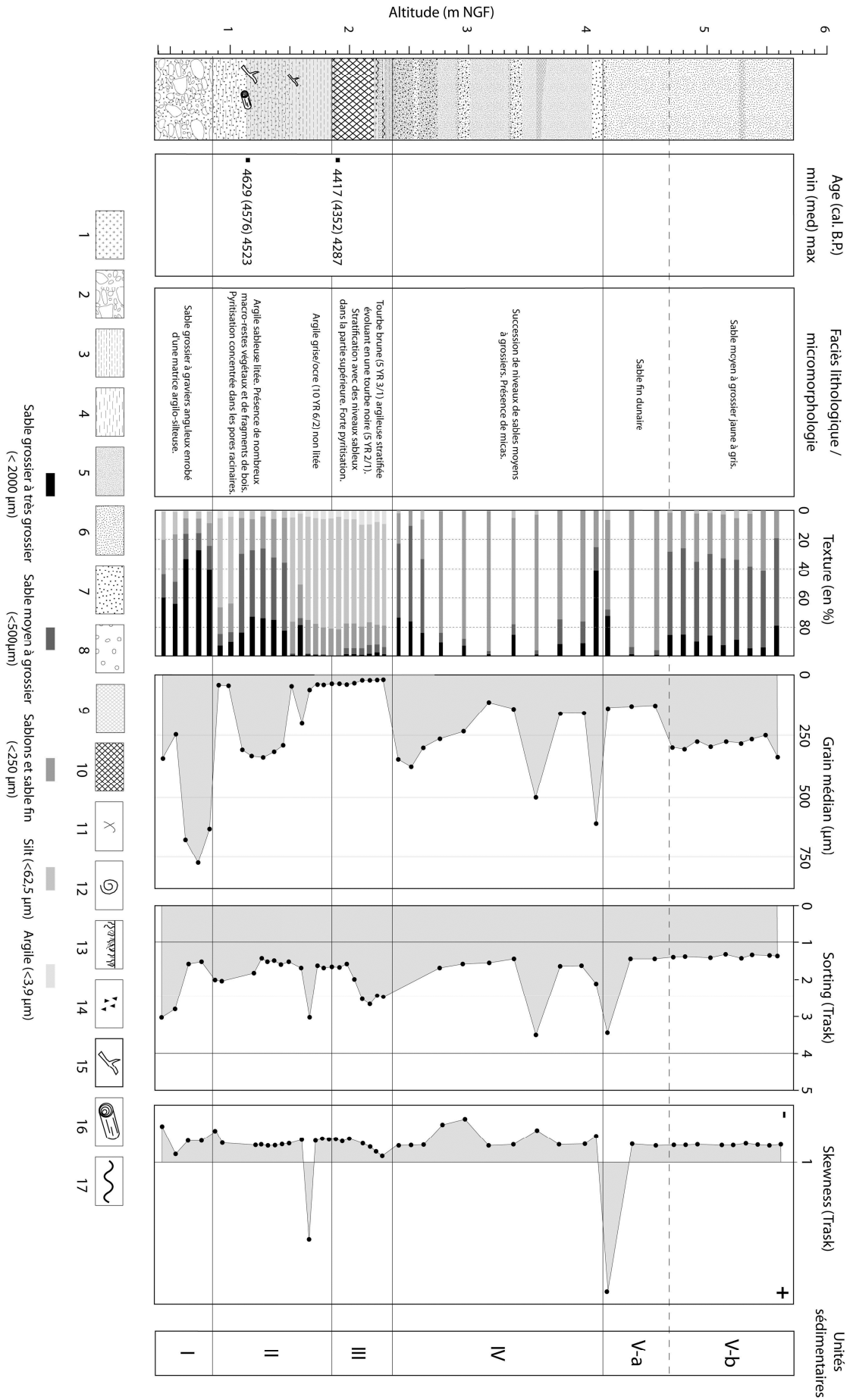
I. 2. 2-a. Description macrostratigraphique et analyses granulométriques

La séquence prélevée au Corréjou peut être subdivisée en cinq sous-unités (Fig.VI.2.5):

Unité I : La base de la séquence est constituée d'une alternance de niveaux de sables grossiers à graviers anguleux n'ayant pu être traversés par le carottage PL-C1. Cette séquence est très semblable à l'horizon supérieur des arènes granitiques.

Fig.VI.2.5 - Log stratigraphique synthétique des carottes PL-C1 et PL-C2. 1 : substratum ; 2 : cailloutis arénacé ; 3 : argile ; 4 : silt ; 5 : sables fins ; 6 : sables moyens ; 7 : sables grossiers ; 8 : graviers et cailloux ; 9 : importante fraction organique ; 10 : tourbe ; 11 : fragments coquillers ; 12 : coquilles en position de vie ; 13 : Niveau humifère - racinaire ; 14 : charbons ; 15 : fragment de bois ; 16 : bois en position de vie/restes de tronc ; 17 : surface d'érosion.

Fig.VI.2.5 - Compound stratigraphic log of the PL-C1 and PL-C2 cores. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.



Unité II : Au-dessus de l'unité I, sur 0,7 m environ s'établit progressivement un dépôt argileux, contenant une forte proportion de sables moyens. A sa base, ce niveau est caractérisé par une présence importante de restes racinaires et de fragments de bois. Un niveau plus grossier apparaît à 1,65 m NGF ; il est caractérisé par un classement médiocre ainsi que par une asymétrie fortement positive. Le reste du niveau apparaît très bien classé et montre une asymétrie négative constante, révélatrice d'une dynamique de dépôt régulière dans un contexte relativement énergétique. Dans la partie supérieure de ce niveau, la sédimentation argileuse devient de plus en plus organique (de couleur 10 YR 6/2) jusqu'à devenir tourbeuse à partir de 1,92 m NGF.

Unité III : Le niveau tourbeux, épais d'une trentaine de centimètres consiste, dans sa partie inférieure, en une tourbe brune légèrement fibreuse de couleur 5 YR 3/1, stratifiée et très riche en micas. Elle évolue vers une tourbe noire dans les 5 derniers centimètres (de couleur 5 YR 2/1). Dans la partie supérieure de l'unité III, la tourbe devient interstratifiée avec des niveaux de sables fins limoneux. Au-dessus, l'ensemble est recouvert par le sable grossier formant le bas de plage actuel.

Unité IV : Dans la carotte PL-C2, on observe au-dessus du dernier niveau tourbeux une succession de niveaux sableux fins et grossiers sur environ 1,7 mètres (jusqu'à 4,1 m NGF). Le matériel formant cette unité est majoritairement caractérisé par un bon indice de tri, tandis que l'indice d'asymétrie, largement négatif indique des conditions de dépôts relativement dynamiques.

Unité V : Le toit de la séquence est d'abord caractérisé par 40 cm de sables fins (unité V-a), présentant une très forte asymétrie positive puis par 1,2 m de sables moyens (unité V-b), se distinguant par un indice d'asymétrie négatif et très constant sur la totalité du niveau.

I. 2. 2-b. *Datations*

La base de la couche argilo-sableuse a été datée à 4352 ± 65 cal. B.P. sur un fragment de bois prélevé à 1,19 m NGF, tandis qu'une datation, réalisée sur un fragment racinaire prélevé à la base du dépôt limono-tourbeux (1,9 m NGF) a permis de situer la mise en place de cette unité à 4576 ± 53 cal. B.P. Cette inversion d'âge nous laisse supposer que le fragment racinaire ayant servi à dater la base du niveau tourbeux a été remanié, ce qui rend impossible l'utilisation de cette date.

I. 2. 2-c. *Micromorphologie et micropaléontologie*

L'étude micromorphologique de la base de l'unité II montre une vase litée, caractérisée par une alternance de lits limoneux et argileux présentant un faciès de décantation (Fig.VI.2.6). On observe la présence de quelques diatomées ainsi que des débris charbonneux. On note une forte pyritisation centrée autour de pores racinaires. Aucune pyrite n'est par contre observée dans la masse sédimentaire, ce qui semble indiquer que la pyritisation observée s'est probablement produite postérieurement au dépôt.

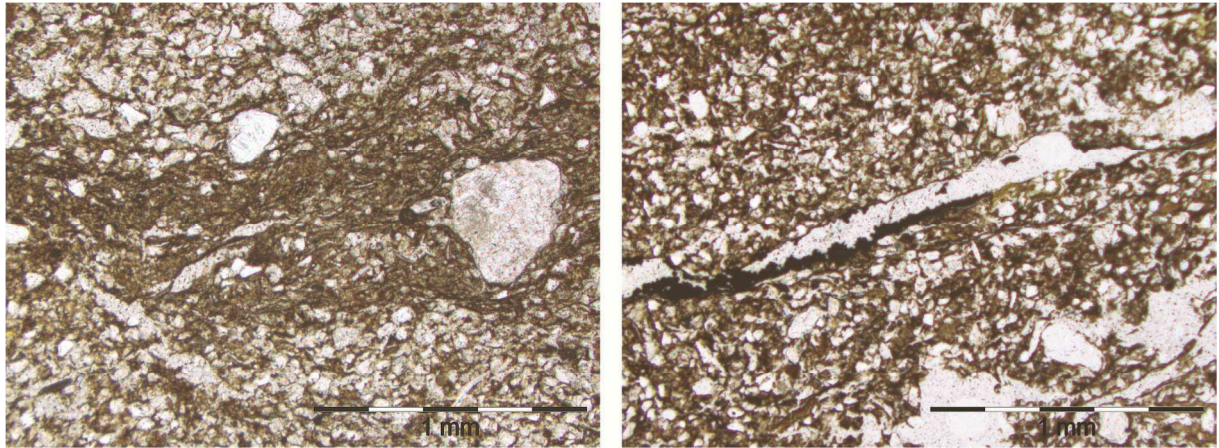


Fig.VI.2.6 - Lamme mince n°1 réalisée dans la carotte PL-C1 à 1,19 m NGF.

Fig.VI.2.6 - Thin-section n°1 made at 1,19m NGF on the PL-C1 core.

La base du niveau argilo-tourbeux (unité III) présente au contraire une forte pyritisation à la fois autour des pores racinaires mais aussi dans la masse (Fig.VI.2.7). Quelques spicules d'éponges marines permettent de confirmer que la sédimentation est en partie d'origine marine et que la pyritisation est synchrone de la mise en place du dépôt.

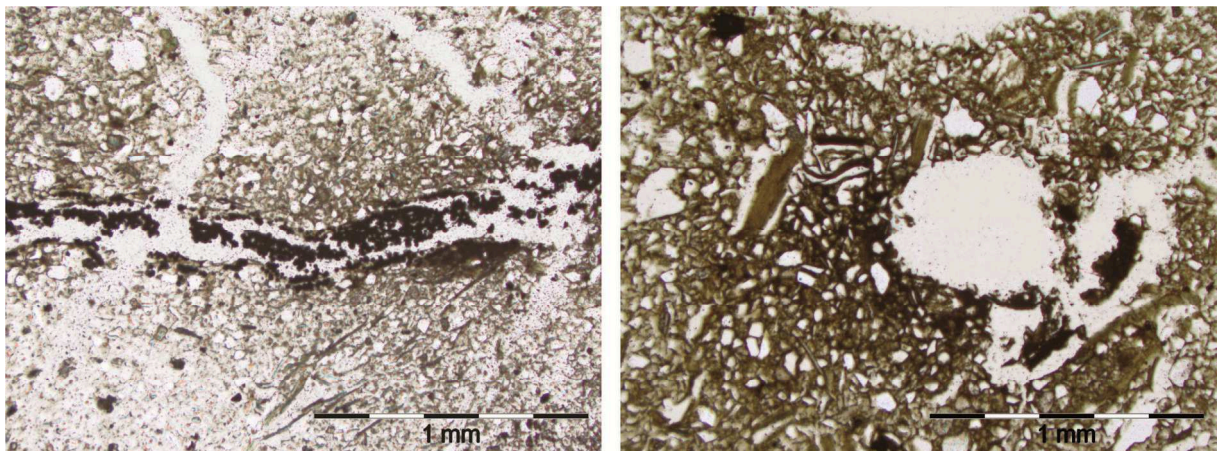


Fig.VI.2.7 - Lamme mince n°2 réalisée dans la carotte PL-C1 à 1,9 m NGF.

Fig.VI.2.7 - Thin-section n°2 made at 1,9m NGF on the PL-C1 core.

I. 2. 2-d. Géométrie des dépôts

De la même façon qu'au Sud de la baie (Cf. Plouguerneau – Creac'h an Avel), la réalisation de seulement deux carottages ne nous permet pas une reconstitution précise de l'architecture des dépôts. Néanmoins, des sondages de prospection réalisés au nord de la baie nous ont permis d'observer la continuité de la couche à limon gris jusqu'à une distance de 300 mètres au sud-ouest de la zone carottée.

Sondage	14C Lab code	Age B.P. cal.		Altitude (en m NGF)	Alt./PMVE act. (en m)	Basal/ Intercalé	Foram. (Oui/Non)	Pyrite (Oui/Non)	Macro-restes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	TOC (%)	TON (%)	C/N	BIOZONE	TYPE	IM (en m)	IR (en m)	Incertitude (en m)	RSL (en m/PMVE act.)
		min (moy)	max																
PL-KR2	Poz-45400	1540 (1454)	1367	4,32	0,26	I	N	n/d	-	-28,53	29,12	1,85	15,74	5	SLIP	0,07	0,36	0,07	0,19 ± 0,43
PL-KR2	Poz-45402	1526 (1456)	1386	4,24	0,18	I	N	n/d	Indeter.	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07	-
PL-KR1	Poz-43081	1628 (1571)	1514	4,15	0,09	I	N	??	Roseaux indeter.	-28,02	9,33	0,54	17,36	2	SLIP	-0,98	0,56	0,07	-0,89 ± 0,63
PL-KR1	SacA-23971	2600 (2547)	2494	3,45	-0,61	I	N	N	Cyperacées	-27,81	50,81	1,58	32,10	-	-	-	-	0,07	-
PL-KR1	Poz-45401	3270 (3166)	3062	2,5	-1,56	I	N	N	Indeter.	-27,12	0,14	0,03	5,37	-	-	-	-	0,07	-

Tableau.VI.2.1.1 - Données obtenues à partir des carottes PL-KR1 & 2 et PL-C1 & C2

Table.VI.2.1.1 - Data obtained from the PL-KR1 & 2 and the PL-C1 & C2 cores

I. 2. 2-e. Niveaux marins et dynamiques morphologiques holocènes locales

Les valeurs géochimiques mesurées sur la base de l'unité argilo-sableuse (PLC1-1) sont en accord avec le faciès continental observé en micromorphologie. Ce niveau n'a donc pas pu être utilisé en tant que SLIP. Du fait du problème de datation évoqué plus haut, il n'a pas non plus été possible d'utiliser la datation réalisée à la base du niveau argilo-tourbeux (PLC1-2) comme indicateur du niveau marin.

I.3. Landéda – Tariec

Les îlots de l'archipel de Tariec sont riches en vestiges archéologiques (Giot *et al.*, 1979; Giot, 1982 ; Sparfel, 2001). En 2010, nous avons entamé l'étude de ce secteur en collaboration avec les archéologues Y. Sparfel et Y. Pailler (INRAP), dans le but d'apporter des informations complémentaires sur l'évolution morphologique de la zone durant l'Holocène, dans le cadre de problématiques géo-archéologiques. Plusieurs affleurements tourbeux ayant été observés à proximité du niveau des basses mers de vives-eaux, ainsi qu'en position plus médiane sur l'estran (B. Hallégouët, *comm. pers.*, Y. Sparfel, *comm. pers.*), des tarièrages manuels y ont été effectués (Fig.VI.3.1). L'accessibilité du site a rendu impossible la réalisation de carottages motorisés.



Fig.VI.3.1 - Localisation du tarièrage réalisé à Landéda -Tariec (Nord-Finistère). Coordonnées en Lambert-93.

Fig.VI.3.1- Location of the hand-auguring made at Landéda -Tariec (North-Finistère). Coordinates are in the Lambert-93 system.

Le tariérage manuel présenté ici a été effectué en milieu d'estran à une altitude de -1,72 m NGF, et a atteint un niveau gravelo-silteux à une profondeur de 1,90 mètres (Fig.VI.3.2). Ce niveau silteux n'a pu être traversé, et nous n'en connaissons donc pas son épaisseur. Néanmoins, l'aspect très anguleux des graviers qu'il contient semble indiquer qu'il s'agit du toit des arènes granitiques. Au-dessus de ce niveau, la séquence est composée de 0,6 m de tourbe fibreuse, principalement composée de restes de feuillages de *Phragmitus australis*, érodée dans sa partie supérieure. Le toit de la séquence se compose du sable d'estran actuel.

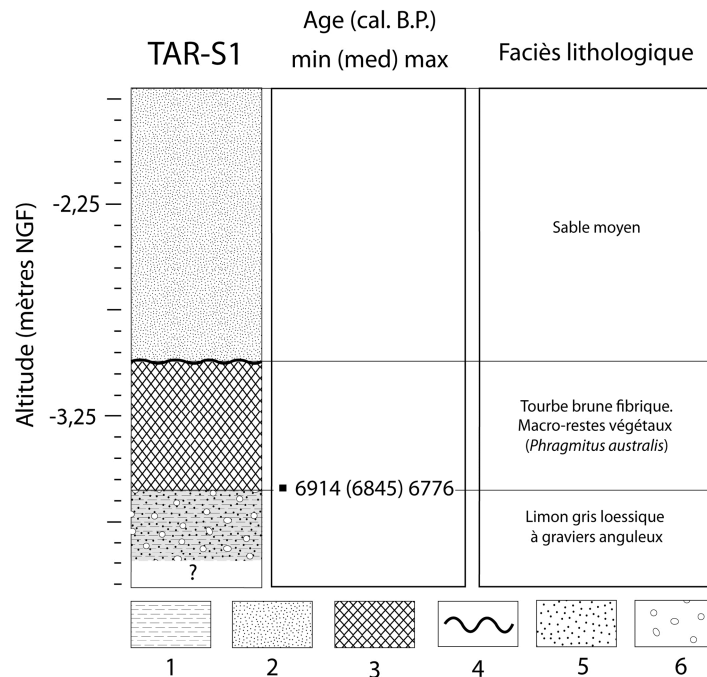


Fig.VI.3.2 - Log stratigraphique du tariérage TAR-S1. 1 : substratum ; 2 : cailloutis arénacé ; 3 : argile ; 4 : silt ; 5 : sables fins ; 6 : sables moyens ; 7 : sables grossiers ; 8 : graviers et cailloux ; 9 : importante fraction organique ; 10 : tourbe ; 11 : fragments coquillers ; 12 : coquilles en position de vie ; 13 : Niveau humifère - racinaire ; 14 : charbons ; 15 : fragment de bois ; 16 : bois en position de vie/restes de tronc ; 17 : surface d'érosion.

Fig.VI.3.2 - Stratigraphic log of the TAR-S1 hang-auguring. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.

La base de la tourbe a été datée à 6845 ± 69 cal. B.P. à partir de restes végétaux composant la matrice tourbeuse prélevés à -3,6 m NGF (soit -7,38 m sous le niveau de PMVE actuelles). Ce dépôt doit s'être formé entre le niveau des PHMA et des PMME de l'époque, soit $0,43 \pm 1,22$ m sous le niveau des PMVE. Le niveau marin relatif se situait donc $6,95 \pm 1,27$ m sous le niveau actuel durant cette période.

I.4. Le Conquet

I. 4. 1. Ria du Conquet. Sondage CQ-1

Le secteur de la ria du Conquet (Fig.VI.4.1) a fait l'objet d'un sondage à la tarière à vis BRGM (sondage CQ-1), effectué à l'entrée de la vallée septentrionale de la ria depuis la surface d'un schorre situé à 3 m NGF. Ce sondage a permis de prélever une séquence sédimentaire de 11 mètres, avant d'atteindre l'horizon supérieur des arènes de micaschistes à -8 m NGF.

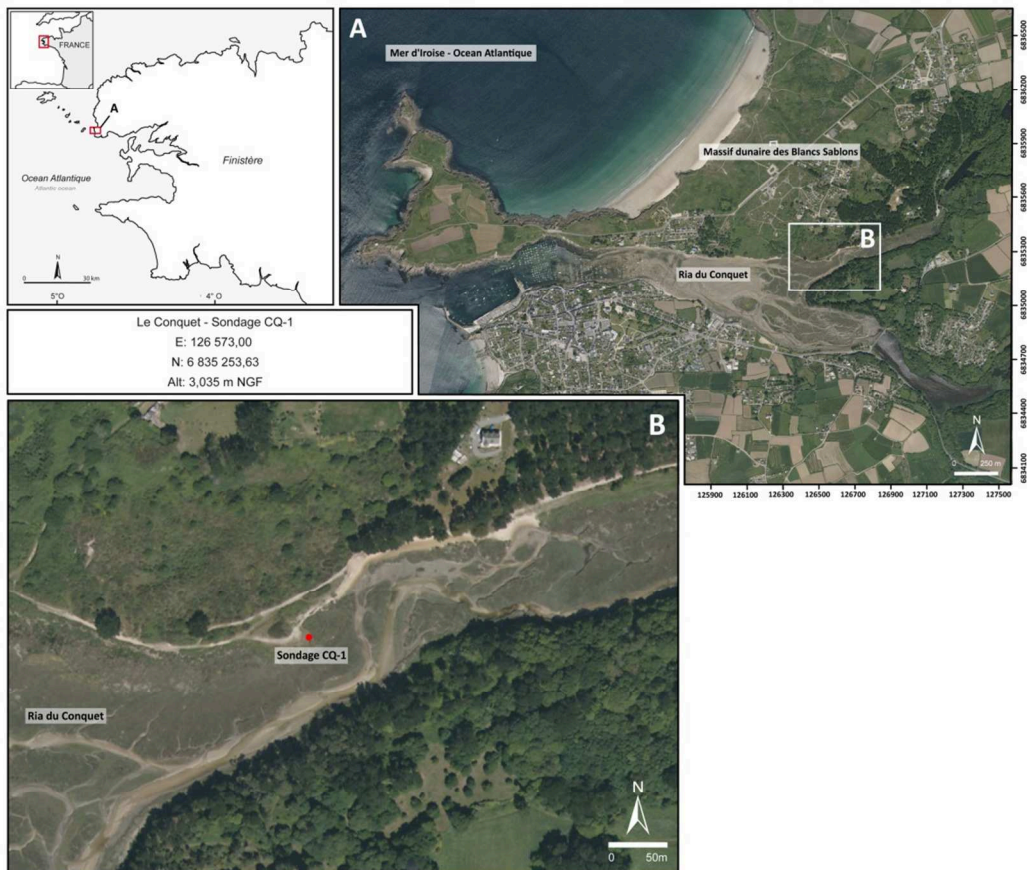


Fig.VI.4.1 - Localisation du sondage réalisé au Conquet (Finistère occidental). Coordonnées en Lambert-93.

Fig.VI.4.1 - Location of the drilling made at Le Conquet (West-Finistère). Coordinates are in the Lambert-93 system.

I. 4. 1-a. Description macrostratigraphique et analyses granulométriques

La séquence prélevée par le sondage CQ-1 peut-être subdivisée en quatre unités sédimentaires, avec de la base au sommet (Fig.VI.4.2):

Unité I: La base de la séquence débute avec la partie supérieure des arènes micaschisteuses, composée d'un matériel très dense contenant des blocs anguleux.

- unité I-a : Au-dessus des arènes repose l'unité I-a, un dépôt limoneux à graviers établi jusqu'à -7,4m NGF.

-unité I-b : Ensuite, jusqu'à -6,7 m NGF environ, on trouve un dépôt sableux moyen à grossier, caractérisé par un grain médian oscillant entre 250 et 500 µm et un indice de tri médiocre à bon. L'ensemble de l'unité semble s'être déposée dans des conditions relativement énergétiques comme semble l'indiquer l'indice d'asymétrie, négatif pour l'ensemble du dépôt.

Unité II : A -6,7 m NGF environ, on observe, au-dessus d'une surface de discontinuité, un brusque passage à une sédimentation sablo-argileuse, présentant de fines laminations. D'une épaisseur de 3 mètres, ce dépôt est caractérisé par une augmentation progressive de la charge argileuse vers son sommet. L'ensemble est globalement bien classé, tandis que l'indice d'asymétrie, plutôt positif dans la partie inférieure du dépôt (unité II-a) devient à dominante négative dans sa moitié supérieure (unité II-b, à partir de -4,5 m NGF environ). Des passées plus grossières apparaissent entre -5,7 m NGF et 5 m NGF, ainsi qu'à -3,75 m NGF. Cette dernière passée grossière est érodée à son sommet et marque le passage à une autre unité sédimentaire.

Unité III : Entre -3,7 m NGF et -2,4 m NGF, bien que la granulométrie demeure similaire à celle de l'unité II, le faciès sédimentaire est caractérisé par une fraction organique bien plus importante. On note la présence de macrorestes de *Phragmites* ainsi que la présence de fragments de bois. L'ensemble de ce niveau est caractérisé par un indice de tri médiocre à mauvais. L'indice d'asymétrie ne montre pas de tendance marquée.

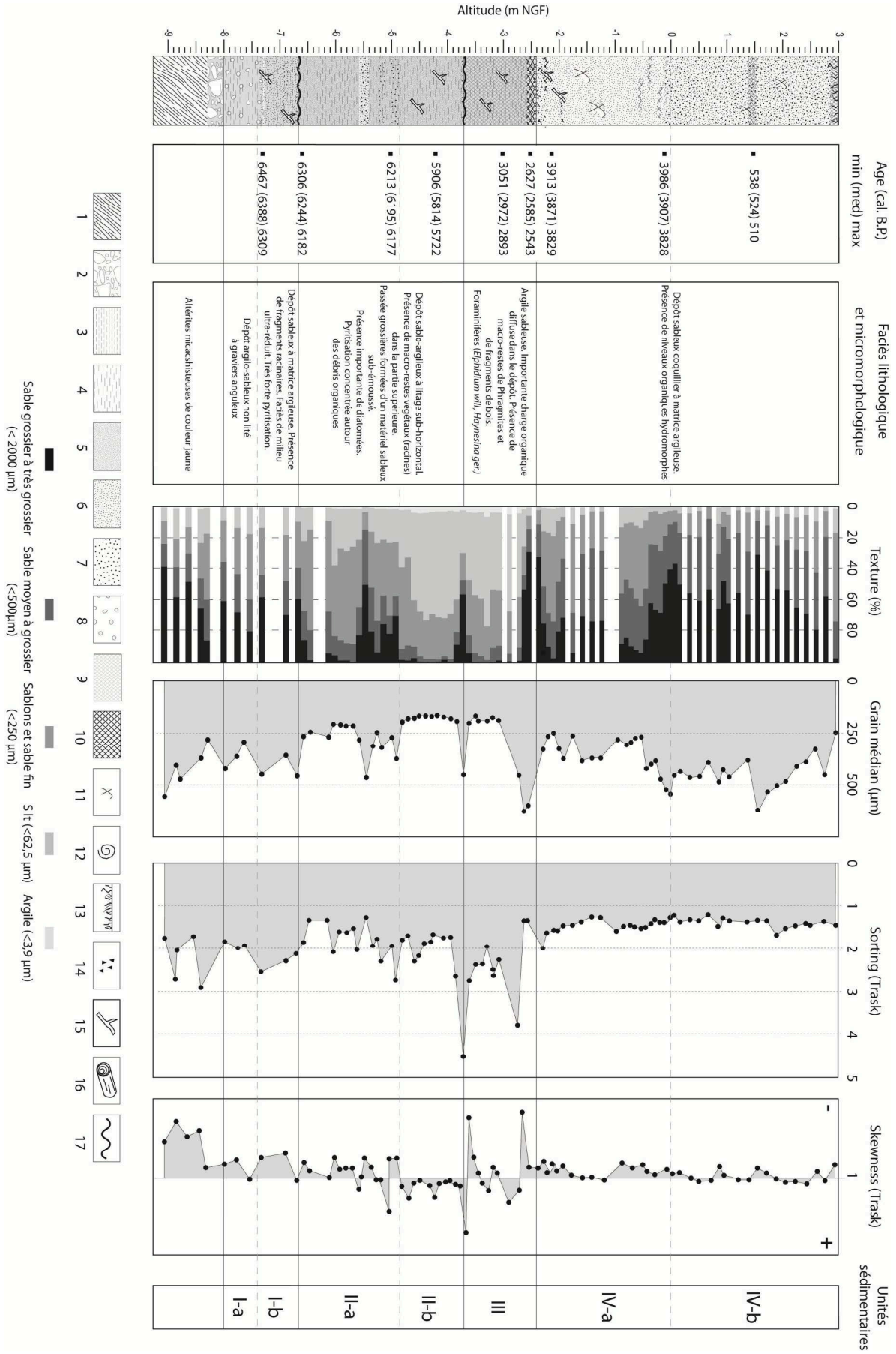
Unité IV : Au-dessus, la séquence est constituée de plus de 5 mètres de sables au sein desquels peuvent être distingués deux sous-ensembles :

- unité IV-a : La partie inférieure de -2,4 m NGF à -0,1 m NGF, est constituée d'un sable fin à moyen, avec une médiane granulométrique inférieure à 400 µm. On y observe d'abondant fragments coquilliers ainsi que des dépôts organiques. Ces derniers sont plus présents entre -0,6 m et -0,2 m NGF environ où ils prennent la forme d'horizons humifères.

-unité IV-b : Au-dessus, à partir de 0 m NGF environ, on note une hausse de la médiane granulométrique (unité IV-b), qui devient comprise entre 400 et 600 µm. Un horizon plus organique de sol apparaît entre 1,4 m et 1,6 m NGF.

Fig.VI.4.2 - Log stratigraphique du sondage CQ-1. 1 : substratum ; 2 : cailloutis arénacé ; 3 : argile ; 4 : silt ; 5 : sables fins ; 6 : sables moyens ; 7 : sables grossiers ; 8 : graviers et cailloux ; 9 : importante fraction organique ; 10 : tourbe ; 11 : fragments coquilliers ; 12 : coquilles en position de vie ; 13 : Niveau humifère - racinaire ; 14 : charbons ; 15 : fragment de bois ; 16 : bois en position de vie/restes de tronc ; 17 : surface d'érosion.

Fig.VI.4.2 - Stratigraphic log of the CQ-1 drilling. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.



I. 4. 1-b. *Datations*

La séquence du Conquet a fait l'objet de 10 datations radiocarbone. Un fragment de bois prélevé à la base de l'unité I-b (-7,26 m NGF) a livré un âge de 6388 ± 79 cal. B.P. Juste en-dessous de la discontinuité marquant le passage de l'unité I à l'unité II une datation a donné 6244 ± 62 cal. B.P.

L'unité II a fait l'objet de deux datations, toutes deux obtenues sur des fragments organiques : 6195 ± 18 cal. B.P. à -5m NGF et 5814 ± 92 cal. B.P. à -4,17 m NGF.

A -3 m NGF, le milieu de l'unité III a été daté à 2972 ± 105 cal. B.P. sur des macrorestes de végétaux, tandis que le toit de ce niveau a livré un âge de 2585 ± 133 cal. B.P.

L'unité IV-a (sables fins coquilliers) a fait l'objet de deux datations, toutes deux réalisées sur des fragments organiques : à la base (-2,47m NGF), un fragment de bois a été daté à 3871 ± 42 cal. B.P., tandis que le niveau humifère observé à -0,1 m NGF livre un âge de 3907 ± 79 cal. B.P. Là encore, l'âge ancien obtenu pour ces niveaux révèle le remaniement de la matière organique datée.

Le niveau de sol présent au milieu de l'unité IV-b a quant à lui été daté à 524 ± 14 cal. B.P.

I. 4. 1-c. *Micromorphologie et micropaléontologie*

Du fait du mode de prélèvement et de conservation, les lames minces sont plus difficiles à réaliser sur les sondages effectués à la tarière à vis. Ainsi, seuls les dépôts ayant conservé leur cohérence d'origine ont pu faire l'objet d'une étude micromorphologique. Le sommet de l'unité I (datation CQ1-9; -6,57 m NGF) présente un faciès minéral de milieu ultra réduit (Fig.VI.4.3). Il est caractérisé par une très forte pyritisation, permettant d'envisager un environnement de dépôt fortement influencé par des apports salins. Cela est confirmé par la présence importante de spicules d'éponges marines, nous permettant d'exclure un processus de pyritisation post-dépôt.

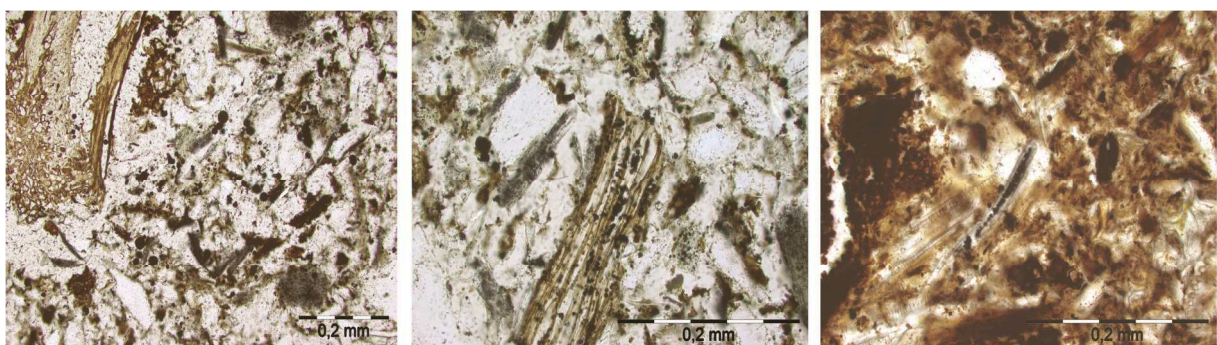


Fig.VI.4.3 - Lame mince n°1 réalisée sur le sondage CQ-1 à -6,57 m NGF.

Fig.VI.4.3 - Thin-section n°1 made at -6,57m NGF on the CQ-1 drilling.

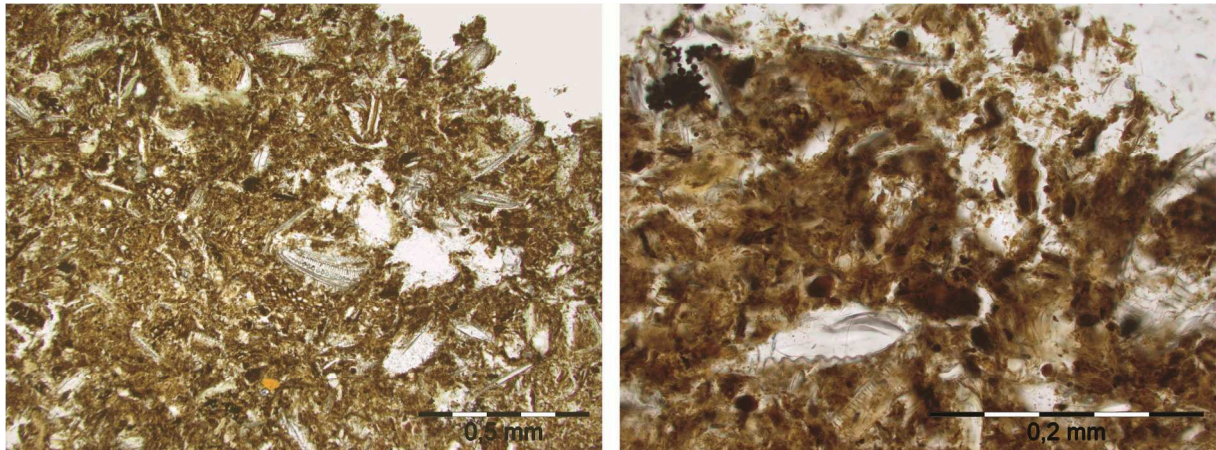


Fig.VI.4.4 - Lame mince n°2 réalisée sur le sondage CQ-1 à -5 m NGF.

Fig.VI.4.4 - Thin-section n°2 made at -5m NGF on the CQ-1 drilling.

La lame mince réalisée dans la partie centrale de l'unité II (datation CQ1-8; -5 m NGF), montre un dépôt à faciès vaseux contenant approximativement 50% de diatomées (Fig.VI.4.4). La pyritisation, bien que présente, est moins importante que dans CQ1-9 et reste concentrée seulement autour des débris organiques. Aucun foraminifère n'a été observé dans la séquence prélevée par le sondage CQ-1, à l'exception de la partie centrale de l'unité III, où sont présents des individus d'*Elphidium williamsonii* et *Haynesina germanica* en concentration relativement importante. En Bretagne, ces espèces sont présentes dans le domaine intertidal de type marais maritime, concentrées dans les domaines de bas-schorre et slikke ainsi que dans les chenaux connaissant à la fois des apports d'eau douce et des apports d'eau salée (Perez-Belmonte, 2008, Stéphan *et al.*, 2014).

I. 4. 1-d. Niveaux marins et dynamiques morphologiques holocènes locales

Seuls les échantillons CQ1-8 et CQ-1-5 ont fourni des informations suffisantes permettant leur utilisation à des fins de reconstitution du niveau marin (tableau.VI.4.1).

Les valeurs obtenues pour les mesures géochimiques réalisées sur l'échantillon CQ1-8, permettent d'associer ce dépôt à la biozone n° 2, caractérisant la zone allant du bas schorre (SWLI 152) au schorre moyen/haut (SWLI 187). Cette association permet de positionner le niveau marin relatif à $-7,82 \pm 0,78$ m NGF pour la période 6195 ± 18 cal. B.P.

L'échantillon CQ1-5, prélevé au centre de l'unité III à -6,51 m NGF, a livré des valeurs géochimiques intermédiaires entre celles correspondant aux biozones 3, 4 et 5, représentatives des valeurs observées dans la zone de haut-schorre et à la transition entre le haut-schorre et le domaine supratidal d'eau douce. Cela nous permet de positionner le niveau marin relatif à -6,51 m sous le niveau des pleines mers actuelles pour la période 2972 ± 105 cal. B.P.

Sondage	Matériel/Idatè	14C Lab code	Age B.P. conv.	Age B.P. cal.	Altitude	Alt./P/MW/Eact.	Basal/Intercalé	Foram.	Pyrite	Macro-restes	$\delta^{13}C$ (‰)	TOC (%)	TON (%)	C/N	BIOZONE	TYPE	IM	IR	Incertitude	RSL	Remarque
				min (moy) max	(en m NGF)	(en m)		(Ou/Non)	(Ou/Non)		%	%	%			(en m)	(en m)	(en m)	(en m/PW/E act.)		
CQ1-1	Fragments organiques (sol)	Poz-48762	500 ± 35	538 (524) 510	1,43	-2,08	I	N	n/d	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-
CQ1-2	Frag. organiques (niveau humifère)	Poz 48766	3566 ± 35	3986 (3907) 3828	-0,1	-3,52	I	N	n/d	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	Remanié
CQ1-3	Fragments organiques	Poz-48767	3598 ± 35	3913 (3871) 3829	-1,97	-5,48	I	N	n/d	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	Remanié
CQ1-4	Fragments organiques	Poz-48765	2480 ± 30	2627 (2585) 2543	-2,47	-5,97	I	N	n/d	-	-26,49	8,10	0,60	13,58	n/d	-	-	-	0,2	-	-
CQ1-5	Fragments végétaux	Poz-48764	2860 ± 35	3051 (2972) 2893	-3	-6,51	I	O	??	Phrag. Aus.	-28,97	15,53	1,03	15,11	3/4/5	SLIP	0	0,43	0,2	-6,51 ± 0,63	-
CQ1-6	Fragments organiques	Poz-48768	5055 ± 35	5906 (5814) 5722	-4,17	-7,68	I	N	n/d	-	-26,22	4,38	0,29	14,87	n/d	-	-	-	0,2	-	-
CQ1-8	bois	Poz-48771	5366 ± 30	6213 (6195) 6177	-5	-8,51	I	N	O	-	-26,01	3,54	0,24	15,02	2	SLIP	-0,69	0,58	0,2	-7,82 ± 0,78	calibration imprécise
CQ1-9	bois	Poz-48772	5440 ± 40	6306 (6244) 6182	-6,57	-10,08	I	N	O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-
CQ1-10	bois	Poz-48763	5616 ± 35	6467 (6388) 6309	-7,26	-10,77	I	N	n/d	-	-27,34	0,60	0,02	28,19	Cont.	-	-	-	0,2	-	-

Tableau.VI.4.1 - Données obtenues à partir du sondage CQ-1

Table.VI.4.1 - Data obtained from the CQ-1 drilling

I.5. Porsmilin

Porsmilin est situé au Nord-Est de l'Anse de Bertheaume (Fig.VI.5.1). Ce site est constitué d'une petite plage sableuse. En haut de plage, un remblai d'origine anthropique prenant l'allure d'un cordon dunaire isole en arrière un ancien marais maritime, aujourd'hui poldérisé. En bas de plage apparaissent de larges affleurements tourbeux contenant de nombreux troncs d'arbres couchés. La tourbe s'étend bien au-delà de la limite des basses mers de vives-eaux. La séquence sédimentaire préservée à Porsmilin a été reconstituée à partir de cinq carottages tubés, dont deux réalisés en bas de plage (carottes PM1 et PM5) et trois dans le marais d'arrière-cordon (carottes PM2, PM3 et PM4) (Fig.VI.5.1). Les carottes PM4 et PM5 ont été prélevées comme doublon de PM3 et PM1, respectivement, afin de disposer d'une quantité suffisante de matériel pour l'étude paléo-environnementale réalisée en parallèle dans le cadre de la thèse de doctorat d'A.Fernane.



Fig.VI.5.1 - Localisation des carottes réalisées à Porsmilin (Finistère occidental). Coordonnées en Lambert-93.

Fig.VI.5.1 - Location of the cores made at Porsmilin (West-Finistère). Coordinates are in the Lambert-93 system.

En ce qui nous concerne, le travail portant sur la reconstitution de l'évolution du niveau marin holocène, nous nous sommes concentrés sur les carottes PM1, PM5 et PM3. Seules ces dernières seront présentées en détail ici.

I. 5. 1. Carottes PM1 & PM5 (bas de plage)

I. 5. 1-a. Description macrostratigraphique et analyses granulométriques

La carotte PM1 a été réalisée sur la surface tourbeuse affleurant en bas de plage à -0,5 m NGF. Les arènes granitiques ont été atteintes à 4,25 mètres de profondeur (-4,75 m NGF). Cinq unités sédimentaires peuvent être distinguées dans la stratigraphie (Fig.VI.5.2):

Unité I : La base de la séquence est constituée de 20 cm d'un niveau à graviers et blocs anguleux, cimentés par une matrice argileuse, typique de l'horizon supérieur des arènes granitiques. Au-dessus, sur une trentaine de centimètres, s'établit un dépôt argilo-sableux contenant une quantité importante de micro-charbons (unité I).

Unité II : A partir de -4,5 m NGF, la sédimentation change radicalement et devient franchement sableuse sur 1,20 mètres.

Unité III : A partir de -3,3 m NGF, une succession de couches limono-sableuses et sableuses est enregistrée. Un niveau grossier apparaît à nouveau entre -3 m et -2,7 m NGF environ.

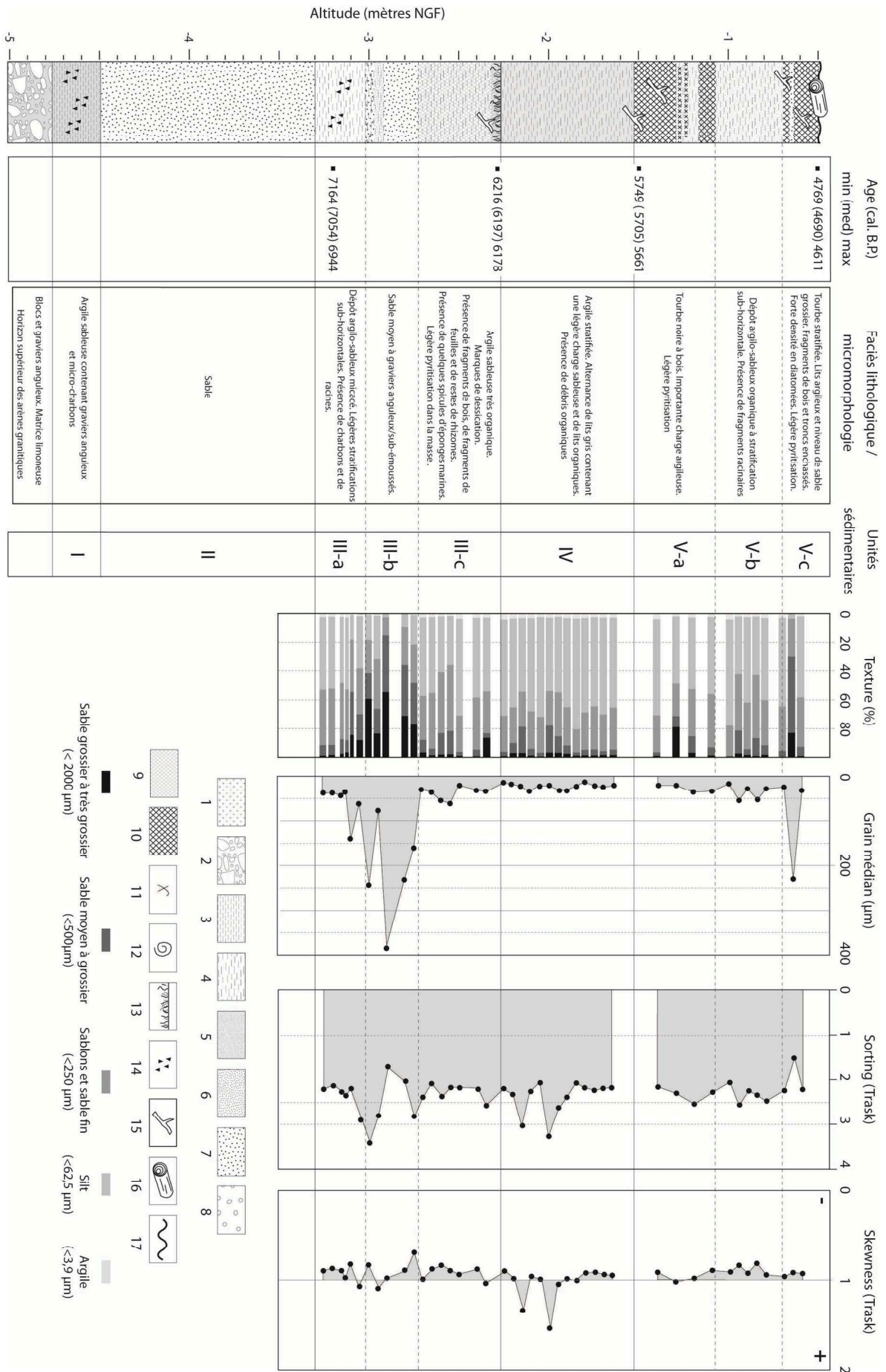
-Unité III-a : Le premier niveau est un niveau argilo-sableux très minéral, présentant une légère stratification horizontale. On y note la présence de micro-charbons en quantité importante.

-Unité III-b : Au centre de l'unité, le niveau sableux est formé d'un matériel anguleux à sub-émoussés, attestant d'un transport limité. On note l'absence de matériel carbonaté dans ce niveau.

-Unité III-c : La dernière couche limoneuse de l'unité III est caractérisée par un faciès plus organique. Son sommet est composé d'un niveau très organique/humifère, contenant des fragments de bois, marqué par des formes de dessiccation et parcouru par des rhizomes. L'ensemble du matériel est correctement trié. L'indice d'asymétrie, légèrement négatif, indique une sensible sur-représentation des particules grossières dans le dépôt, indiquant un dépôt de forte énergie (cours d'eau par exemple).

Fig.VI.5.2 - Log stratigraphique de la carotte PM-1. 1 : substratum ; 2 : cailloutis arénacé ; 3 : argile ; 4 : silt ; 5 : sables fins ; 6 : sables moyens ; 7 : sables grossiers ; 8 : graviers et cailloux ; 9 : importante fraction organique ; 10 : tourbe ; 11 : fragments coquillers ; 12 : coquilles en position de vie ; 13 : Niveau humifère - racinaire ; 14 : charbons ; 15 : fragment de bois ; 16 : bois en position de vie/restes de tronc ; 17 : surface d'érosion.

Fig.VI.5.2 - Stratigraphic log of the PM-1 core. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.



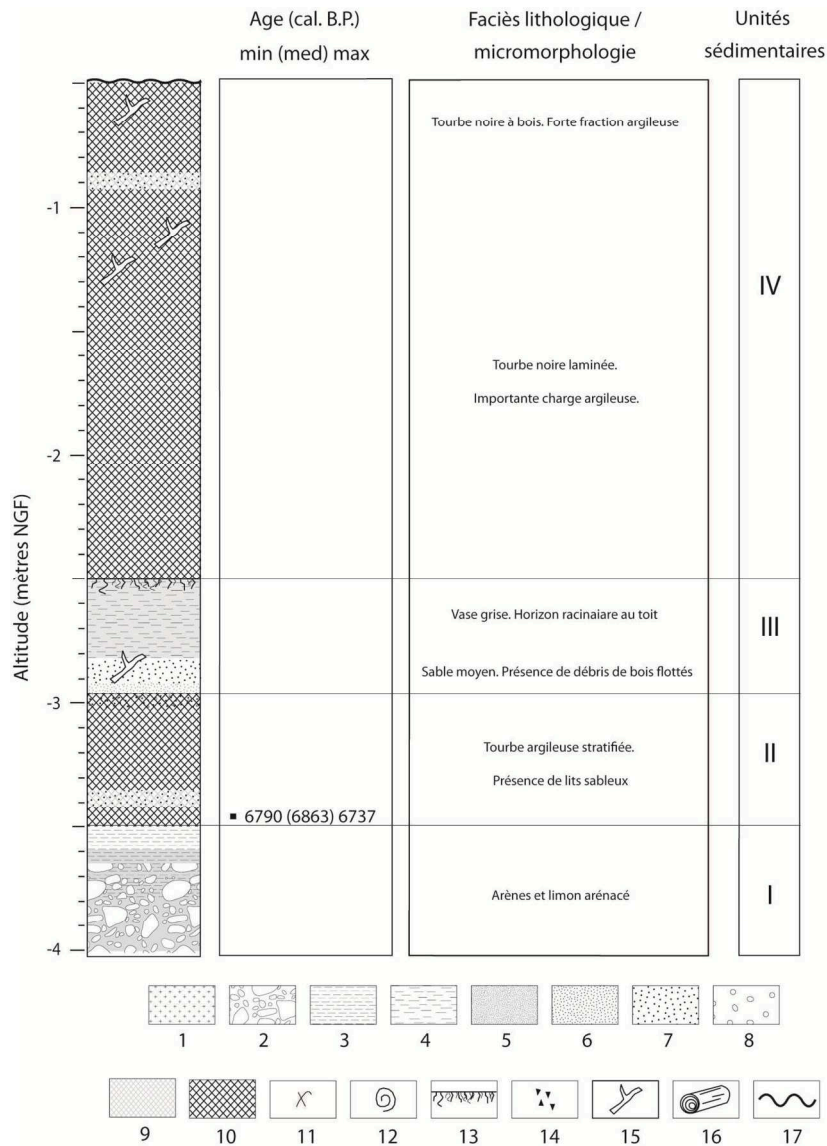
Unité IV : Un dépôt argileux stratifié de 0,8 m d'épaisseur s'observe à partir de -2,27 m NGF environ. Ce dépôt est caractérisé par une alternance de lits gris plus sableux et d'horizons plus organiques. Par rapport aux niveaux limoneux, les niveaux sableux sont caractérisés par un matériel mieux classé. L'indice d'asymétrie largement positif nous indique que les dépôts sableux se sont probablement déposés dans un contexte de diminution de la compétence du cours d'eau traversant le marais. On observe une augmentation de la matière organique vers le haut du dépôt.

Unité IV : A partir de -1,50 m NGF, le faciès organique s'affirme jusqu'à former une tourbe noire massive contenant des fragments de bois (unité V-a). Epais d'une vingtaine de centimètre environ, le dépôt tourbeux est ensuite interrompu par un épisode de sédimentation argilo-sableuse (unité V-b), avant de reprendre, à partir de -0,7 m NGF, sous la forme d'une tourbe stratifiée contenant des fragments de bois et des restes racinaires (unité V-c). Celle-ci est temporairement tronquée à -0,65 m NGF par un niveau de sables moyens à grossiers moins bien triés que l'ensemble du matériel de la carotte. Le toit de la séquence est érodé et correspond à la surface de l'affleurement tourbeux de bas de plage.

La comparaison avec la carotte PM-5, prélevée à moins d'une dizaine de mètres de PM-1 est intéressante car elle nous apporte des informations supplémentaires, notamment sur la partie inférieure de la séquence. Ces informations se révèlent cruciales pour la compréhension de la géométrie du remplissage sédimentaire. En effet, dans la carotte PM-5, le toit des arènes granitiques a été atteint à partir de -3,75 m NGF environ, et l'ensemble de l'unité 2 observée dans PM-1 est inexistante (Fig.VI.5.3). Il est donc fort probable que le remplissage sableux observé à la base de PM-1 soit un remplissage de chenal. A la base de la carotte PM-5, les arènes sont recouvertes d'un niveau limoneux très micacé épais de 25 cm environ entre -3,75 m et -3,5 m NGF, semblable à celui observé dans PM-1 entre -3,5 m et -3,8 m NGF. Au-dessus s'établit une tourbe de base d'environ un cinquante centimètres d'épaisseur, riche en macrorestes végétaux et entrecoupée de plusieurs passées sablo-limoneuses. L'unité III est semblable à l'unité III de la carotte PM-1. Au toit de cette unité, on note la présence d'un niveau de sol à -2,5 m NGF, semblable à celui coiffant l'unité III de PM-1 autour de -2,30 m NGF.

Fig.VI.5.3 - Log stratigraphique de la carotte PM-5. 1 : substratum ; 2 : cailloutis arénacé ; 3 : argile ; 4 : silt ; 5 : sables fins ; 6 : sables moyens ; 7 : sables grossiers ; 8 : graviers et cailloux ; 9 : importante fraction organique ; 10 : tourbe ; 11 : fragments coquillers ; 12 : coquilles en position de vie ; 13 : Niveau humifère - racinaire ; 14 : charbons ; 15 : fragment de bois ; 16 : bois en position de vie/restes de tronc ; 17 : surface d'érosion.

Fig.VI.5.3 - Stratigraphic log of the PM-5 core. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.



I. 5. 1-b. Datations

A défaut de fragments organiques en quantité suffisante, le niveau limoneux recouvrant le dépôt sableux basal de PM-1 a été daté sur un charbon prélevé à -3,20 m NGF. Cette datation (PM1-4) a livré un âge de 7054 ± 110 cal. B.P. A -3,45 m NGF, la base de la tourbe basale de PM-5 a été datée à 6863 ± 127 cal. B.P. (PM5-1) sur des fragments organiques en place.

Le niveau humifère formant le toit de l'unité 2 dans la carotte PM-1 (-2,27 m NGF) a été daté sur un fragment de bois à 6197 ± 19 cal. B.P. (PM1-3).

La partie supérieure de la séquence a été datée sur des fragments organiques prélevés dans la tourbe à -1,5 m NGF (base de l'unité 4) et -0,5 m NGF (toit de la séquence). Ces datations ont respectivement livré des âges de 5705 ± 44 cal. B.P. (PM1-2) et 4690 ± 79 cal. B.P. (PM1-1).

I. 5. 1-c. *Micromorphologie et micropaléontologie*

Aucun des niveaux observés dans les carottes prélevées à Porsmilin ne contient de foraminifères. Deux lames minces ont été réalisées à l'emplacement des niveaux datés PM1-3 (à -2,27 m NGF) et PM1-2 (à -1,5 m NGF). La première (PM1-3) montre un dépôt minérogénique contenant de nombreux débris carbonneux, des fragments de feuilles, de nombreuses diatomées ainsi que des spicules d'éponges (Fig.VI.5.4). La présence de framboïdes de pyrite autour des fragments organiques ainsi que dans la masse, bien que relativement discrète, indique des influences salines, ce qui est confirmé par la présence des spicules d'éponges marines dans le dépôt.

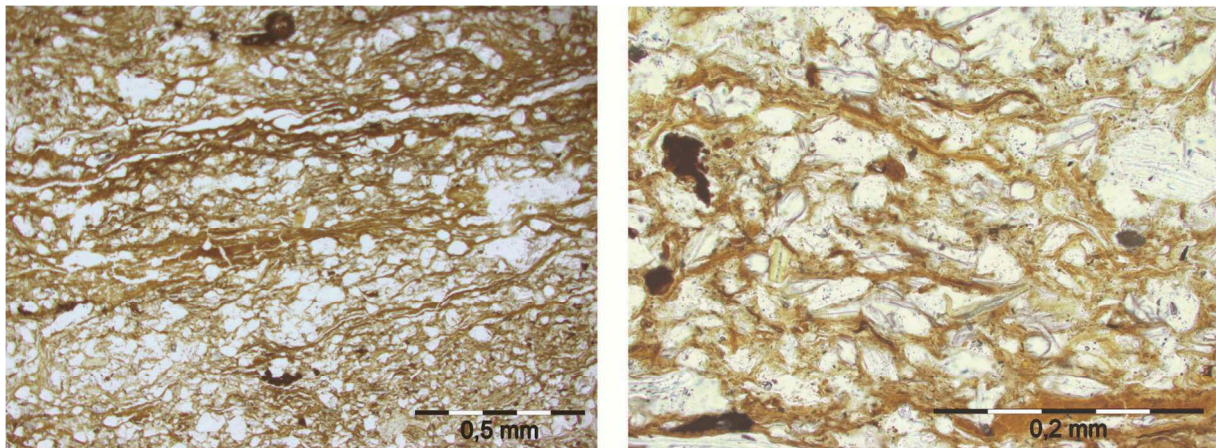


Fig.VI.5.4 - Lame mince n°1 réalisée sur la carotte PM-1 à -2,27 m NGF.

Fig.VI.5.4 - Thin-section n°1 made at -2,27m NGF on the PM-1 core.

La seconde lame mince (PM1-2) a permis d'observer une matrice tourbeuse soumise à une légère pyritisation (Fig.VI.5.5). De nombreuses diatomées sont présentes. Le site était donc soumis à des apports de matériel marins, peut-être indirectes (dynamiques de débordement ou ouverture de brèches dans le cordon lors de tempêtes, par exemple) entre 6197 ± 19 cal. B.P et 5705 ± 44 cal. B.P.

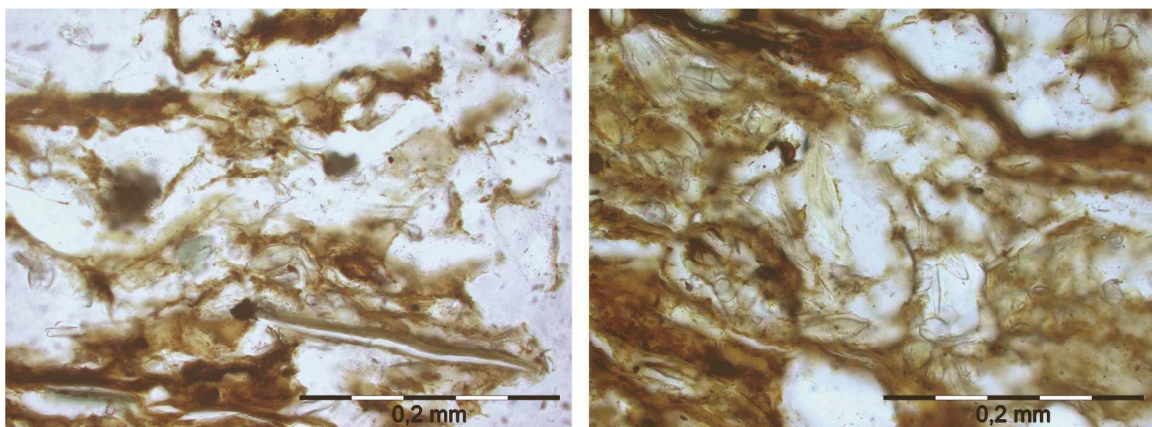


Fig.VI.5.5 - Lame mince n°2 réalisée sur la carotte PM-1 à -1,50 m NGF.

Fig.VI.5.5 - Thin-section n°2 made at -1,50m NGF on the PM-1 core.

I. 5. 2. Carotte PM3 (Fond de marais)

La carotte PM3 a été obtenue dans la partie orientale du marais arrière-dunaire (Fig.VI.5.1) à une altitude de 6,5 m NGF. La profondeur du prélèvement n'a pu dépasser 3,70 m car un tronc d'arbre empêchait la descente du carottier.

I. 5. 2-a. Description macrostratigraphique et analyses granulométriques

La séquence prélevée par la carotte PM-3 peut être subdivisée en cinq sous-unités sédimentaires (Fig.VI.5.6):

Unité I : La première unité se compose d'une tourbe noire limoneuse établie entre 2,7 m NGF et 3,6 m NGF. Celle-ci contient d'importants morceaux de bois et montre un faciès très semblable à la tourbe observée dans le haut de la carotte PM-1.

Unité II : A partir de 3,6 m NGF, la partie supérieure du dépôt tourbeux est interstratifiée avec un niveau de sables grossiers responsable de l'arrêt progressif de la tourbification. Ce niveau sableux montre un clair gradient granulométrique décroissant vers le haut. Dans la partie centrale de ce dépôt, le matériel est très mal classé à hétérogène, et caractérisé par un indice d'asymétrie très négatif révélateur d'un environnement de dépôt de forte énergie. Parallèlement, une très nette baisse de la granulométrie médiane a été mise en évidence pour ce niveau. Au-dessus de cet épisode (3,9 m NGF), la sédimentation redevient sableuse et bien classée.

Unité III : De 4,1 m à 4,4 m NGF, la sédimentation se compose d'une argile très organique contenant des macrorestes de cypéracées et de ce qui semble être des restes de roseaux (indifférenciés). L'indice d'asymétrie, toujours négatif, laisse penser que le fond du marais de Porsmilin était alors soumis à des écoulements relativement énergétiques.

Unité IV : Au-dessus de ce dépôt repose une tourbe brune d'un mètre d'épaisseur, contenant des restes de cypéracées ainsi qu'une quantité importante de fragments racinaires. Le haut de cette tourbe est érodé, et recouvert d'un dépôt sableux grossier, à nouveau recouvert d'une fine couche de tourbe. Le niveau sableux, très bien trié, montre un indice d'asymétrie fortement négatif synonyme de conditions de forte énergie.

Unité V : A partir de 5,5 m NGF, la tourbe est interrompue une seconde fois par un dépôt de sable coquillier, témoignant d'une invasion marine dans le marais, sur lequel reposent soixante-dix centimètres d'une alternance de niveaux argilo-sableux et de niveaux sableux grossier.

-Unité V-a : La sous-unité V-a est composée d'un sable moyen gris contenant une densité importante de fragments coquilliers et de coquilles.

-Unité V-b : Entre 5,8 et 6m NGF, on observe une nette diminution de la granulométrie et une augmentation importante de la proportion d'argile dans le dépôt, révélant le retour à un environne-

ment classique de sédimentation de marais. Cet épisode caractérise la reprise d'une sédimentation normale suite à l'évènement morphogène ayant causé le dépôt de l'unité V-a (ouverture de brèche ou wash-over fan).

-Unité V-c : Les cinquante derniers centimètres de la séquence se composent d'alternances de lits sablo-argileux. Cette unité est caractérisée par un indice de tri très fort par rapport au reste de la séquence, révélant un mélange important du matériel. La poldérisation de la surface du marais à des fins de pâturage peut être invoquée pour expliquer ce phénomène. Des niveaux de sables grossiers sont observables à 6,05 m NGF et à 6,4 m NGF, très probablement issus de dynamiques de *wash-over*.

I. 5. 2-b. *Datations*

Le dépôt tourbeux de la base de PM3 a été daté sur des fragments de bois à 5227 ± 45 cal. B.P. à 2,85 m NGF (PM3-6) et à 4279 ± 133 cal. B.P. à 3,2 m NGF (PM3-5). Ces datations confirment que ce dépôt est contemporain de la tourbe supérieure de PM1.

L'horizon supérieur de cette unité (3,75 m NGF), juste avant le dépôt sableux ayant mis fin à la tourbification, a livré un âge de 3757 ± 78 cal. B.P. (PM3-4).

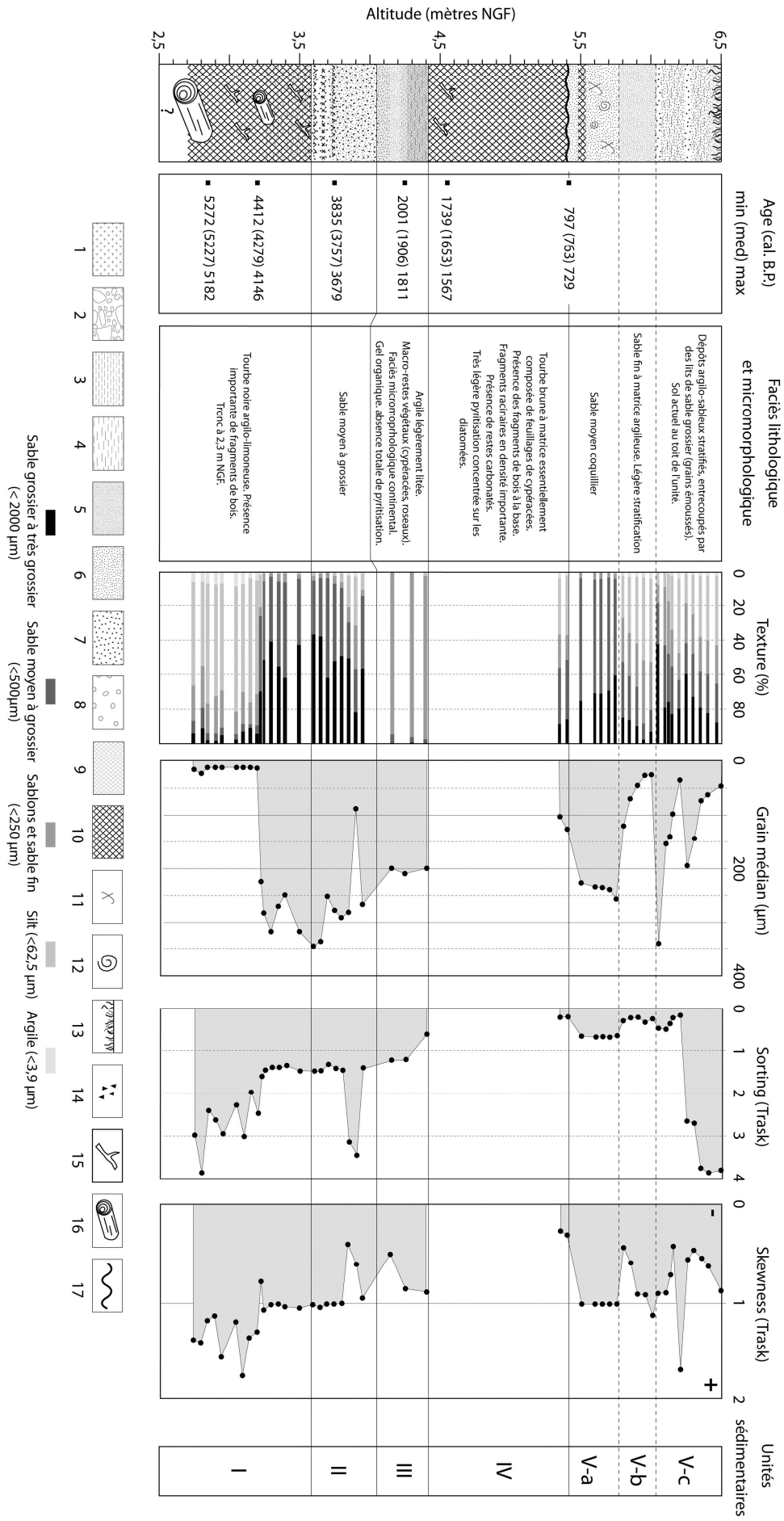
A 4,25 m NGF, des fragments organiques prélevés dans le limon tourbeux ont livré un âge de 1906 ± 95 cal. B.P. (PM3-3). La base de la tourbe sus-jacente a été datée à 1653 ± 86 cal. B.P. à 4,55 m NGF (PM3-2), tandis que sa partie supérieure a livré un âge de 763 ± 34 cal. B.P. à 5,4 m NGF (PM3-1).

I. 5. 2-c. *Micromorphologie et micropaléontologie*

Les lames minces réalisées dans la carotte PM-3 à 3,75 m NGF (PM3-4) et à 4,55 m NGF (PM3-2) montrent des faciès exclusivement continentaux, caractérisés par une matrice sédimentaire cimentée par un gel organique et contenant de nombreux restes de feuilles et des sclérotés de champignons (Fig.5.7). Aucune pyritisation n'est observable dans ces dépôts.

Fig.VI.5.6 - Log stratigraphique de la carotte PM-3. 1 : substratum ; 2 : cailloutis arénacé ; 3 : argile ; 4 : silt ; 5 : sables fins ; 6 : sables moyens ; 7 : sables grossiers ; 8 : graviers et cailloux ; 9 : importante fraction organique ; 10 : tourbe ; 11 : fragments coquillers ; 12 : coquilles en position de vie ; 13 : Niveau humifère - racinaire ; 14 : charbons ; 15 : fragment de bois ; 16 : bois en position de vie/restes de tronc ; 17 : surface d'érosion.

Fig.VI.5.6 - Stratigraphic log of the PM-3 core. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.



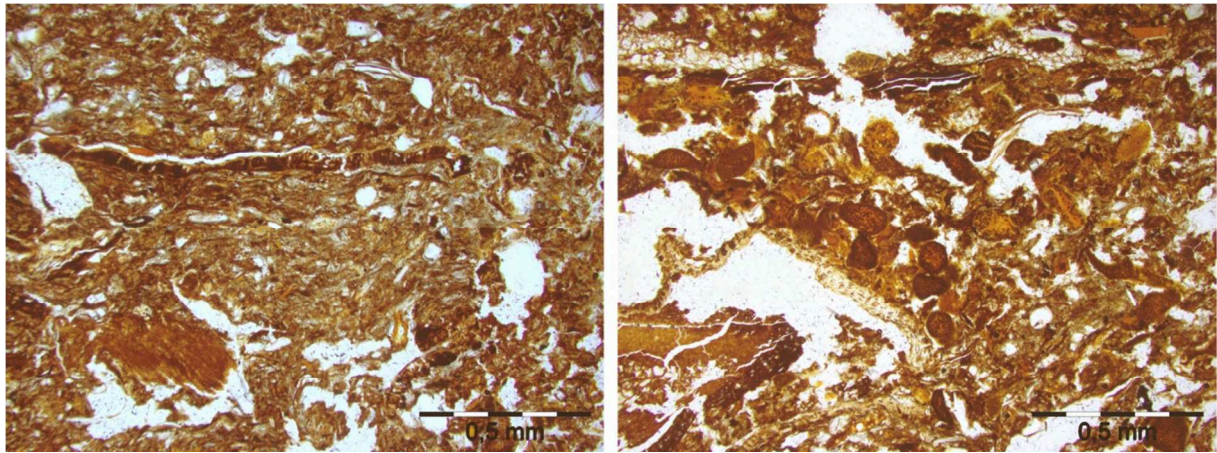


Fig.VI.5.7 - Lames minces n°1 et 2 réalisées sur la carotte PM-3 à 3,75 et 4,55 m NGF.

Fig.VI.5.7 - Thin-section n°1 and 2 made at 3,75 and 4,55m NGF on the PM-3 core.

La lame mince réalisée sur le sommet du dépôt tourbeux de cette même carotte montre un faciès similaire à ceux observés dans les deux autres lames minces. Néanmoins, on note la présence de carbonates, pouvant être vus comme témoignant d'un milieu plus eutrophe. Une très légère pyritisation est observable, notamment concentrée dans les diatomées (Fig.5.8).

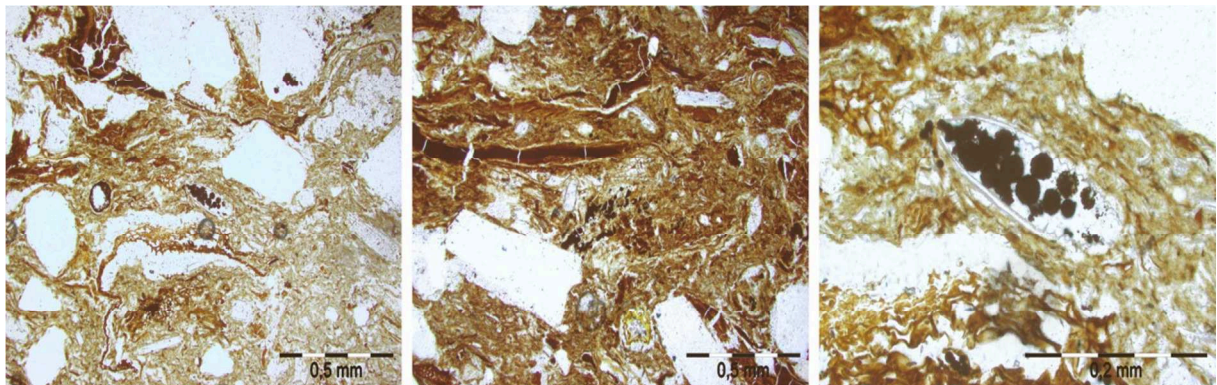


Fig.VI.5.8 - Lame mince n°3 réalisée sur la carotte PM-3 à 5,40 m NGF.

Fig.VI.5.8 - Thin-section n°3 made at 5,40m NGF on the PM-3 core.

L'étude palynologique, menée en parallèle par A. Fernane sur la carotte PM-5 (A. Fernane, *comm. pers.*), a montré que l'assemblage palynologique de la tourbe de base prélevée sur cette carotte était dominé par les spores de Poacées et de Cypéracées. Bien que les espèces n'aient pas été identifiées, ce type d'assemblage palynologique pourrait correspondre à des plantes halophytes telles que *Phragmites Australis* ou *Juncus Roemarianus*, que l'on observe aujourd'hui majoritairement à la transition entre le domaine de haut-schorre et le domaine supratidal d'eau douce. Sur la seule base de ces seuls indices palynologiques, il ne nous est pas possible d'affirmer sans équivoque que la tourbe de base observée dans la carotte PM-5 se soit formée en milieu saumâtre.

I. 5. 3. Géométrie des dépôts

Le profil de résistivité électrique réalisé en bas de plage a permis d'obtenir une bonne image du sous-bassement rocheux et de la pente de ce dernier. On constate une rupture de pente très importante entre la partie aval du profil, où le *bed-rock* est caractérisé par une pente faible à nulle, contrastant avec la partie amont où l'on observe une pente plus prononcée d'environ 5%. La corrélation entre les carottes PM-1/PM-5 et PM-3 montre qu'une valeur de 5% pour la pente du *bed-rock* ne peut être valable sur l'ensemble du site. Une seconde rupture de pente à l'origine du passage à une pente plus faible doit donc exister en amont.

I. 5. 4. Niveaux marins et dynamiques morphologiques holocènes locales

Les analyses géochimiques réalisées sur les niveaux PM1-2 et PM1-3 ont livré des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, de TOC et des valeurs du rapport C/N caractéristiques de celles observées aujourd'hui dans le haut-schorre et en domaine de transition supratidale (Tableau.VI.5.1).

Le niveau PM1-2 (base de la tourbe supérieure, -1,5 m NGF) montre des valeurs propres à la biozone n°5 et permet de situer une position du niveau marin relatif à $-4,73 \pm 0,33$ m sous le niveau actuel pour la période 5749-5661 cal. B.P. En ce qui concerne le niveau PM1-3, les analyses n'ont pas permis de faire la distinction entre les biozones 3,4 et 5. Ce niveau a ainsi été considéré comme s'étant déposé entre la base de la biozone 3 et le sommet de la biozone 5. Cela nous permet de situer le niveau marin relatif à $-5,41 \pm 0,41$ m sous le niveau actuel pour la période 6216-6178 cal. B.P.

Comme nous l'avons évoqué précédemment, du fait d'un manque d'indicateurs, il ne nous a pas été possible d'affirmer que la tourbe de base prélevée dans la carotte PM-5 (-3,45m NGF) s'est formée dans des conditions saumâtres, et dès lors d'en extraire un SLIP. Par prudence, nous avons choisi de considérer que cette tourbe s'est formée au-dessus des pleines mers de vives-eaux, et l'avons donc utilisé comme « *high-limiting point* » : à 6863 ± 127 cal. B.P., le niveau marin relatif devait se situer, au maximum, 6,62 m sous le niveau actuel. Nous pensons que ce dépôt peut être considéré comme une limite supérieure fiable du niveau marin: en effet, l'étude de l'architecture des dépôts nous a montré que cette tourbe s'est formée sur les bords du chenal observée à proximité dans la carotte Pors-C1. En prolongeant la pente du *bed-rock* observée en bas de plage par le sondage électrique, nous pouvons situer à environ 125 m au Sud-Ouest de l'emplacement de Pors-C5 le trait de côte qui correspondrait à un niveau des *PMVE* situé 6,60 m sous le niveau actuel. En considérant une pénétration strictement horizontale du coin salé guidée par le chenal, nous pouvons estimer que le niveau marin devait être situé au minimum 7 mètres sous le niveau actuel à 6863 ± 127 cal. B.P. pour que la tourbe ait pu se développer dans un environnement d'eau douce.

Sondage	14C Lab code	Age B.P. cal.		Altitude (en m NGF)	Alt./ PMVE act. (en m)	Basal/ Intercalé	Foram. (Oui/Non)	Pyrite (Oui/Non)	Macro-restes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	TOC (%)	TON (%)	C/N	BIOZONE	TYPE	IM (en m)	IR (en m)	Incertitude (en m)	RSL (en m/ PMVE act.)
		min (moy)	max																
PM1-1	Poz-42857	4769 (4690)	4611	-0,5	-3,67	I	N	n/d	-	-29,10	21,18	1,09	19,51	cont.	-	-	-	-	-
PM1-2	Poz-42858	5749 (5705)	5661	-1,5	-4,67	I	N	O	-	-28,61	23,92	1,26	19,00	5	SLIP	0,06	0,31	0,02	-4,73 ± 0,33
PM1-3	Poz-42860	6216 (6197)	6178	-2,27	-5,44	I	N	O	-	-28,00	13,56	0,65	20,82	3/4/5	SLIP	-0,03	0,39	0,02	-5,41 ± 0,41
PM1-4	Poz-42861	7164 (7054)	6944	-3,2	-6,37	B	N	n/d	-	-28,60	8,93	0,49	18,18	n/a	-	-	-	-	-
PM5-1	SacA-26811	6990 (6863)	6736	-3,45	-6,62	B	N	n/d	-	-21	-	-	-	n/a	HL	-	-	-	< -6,62
PM3-1	SacA-26803	797 (763)	729	5,4	2,23	I	N	O	Cypéracées	-28,45	17,25	1,07	16,07	cont.	-	-	-	-	-
PM3-2	Poz-43078	1739 (1653)	1567	4,55	1,38	I	N	N	Cypéracées Roseaux ind.	-28,35	36,14	1,64	21,98	cont.	-	-	-	-	-
PM3-3	SacA-26804	2001 (1906)	1811	4,25	1,08	I	N	n/d	Cypéracées Roseaux ind.	-27,71	6,77	0,73	9,32	cont.	-	-	-	-	-
PM3-4	Poz-43080	3835 (3757)	3679	3,75	0,58	I	N	N	-	-28,40	16,75	0,92	18,14	cont.	-	-	-	-	-
PM3-5	SacA-26805	4412 (4279)	4146	3,2	0,03	I	N	n/d	-	-28,85	24,09	1,27	19,00	cont.	-	-	-	-	-
PM3-6	SacA-26806	5272 (5227)	5182	2,85	-0,32	I	N	n/d	-	-28,13	37,62	1,72	21,91	cont.	-	-	-	-	-

Tableau.VI.5.1- Données obtenues à partir des carottages PM-1, PM-3 et PM-5

Table.VI.5.1 – Data obtained from the PM-1, PM-3 and PM-5 cores.

Cette approche est toutefois extrêmement simplificatrice et ne doit être considérée qu'à titre indicatif : en effet, la pénétration du coin salée est largement déterminée par les effets de pompe tidale, par l'ampleur du cordon dunaire et par l'importance du débit du cours d'eau qui se déversait sur le site à l'époque.

I.6. Treffiagat

I. 6. 1. Marais du Léhan. Sondages TREF-1 & TREF-2

Le site de Treffiagat a fait l'objet de deux carottages réalisés en arrière du cordon sablo-graveleux, à la lisière du marais d'arrière-cordon (Fig.VI.6.1). La première carotte (TR1) a été prélevée à 2,2 m NGF dans la partie terminale d'un *wash-over fan*. Seuls 2,3 m ont pu être prélevés du fait d'un fort fluage du matériel sableux. Un second carottage (TR2) a donc été réalisé une dizaine de mètres plus au nord. Celui-ci, réalisé à une altitude de 1,75 m NGF, nous a permis d'atteindre les arènes granitiques à -1,35 m NGF.



Fig.VI.6.1 - Localisation des carottes réalisées à Treffiagat (Sud-Finistère). Coordonnées en Lambert-93.

Fig.VI.6.1 - Location of the cores made at Treffiagat (South-Finistère). Coordinates are in the Lambert-93 system.

I. 6. 1-a. Description macrostratigraphique et analyses granulométriques

La séquence prélevée à Treffiagat peut-être subdivisée en quatre sous-unités sédimentaires (Fig.VI.6.2) :

Unité I : Reposant directement sur le substratum, la base de la séquence est composée d'un dépôt argilo-vaseux stratifié, légèrement organique. Ce dépôt contient de nombreux restes racinaires et est marqué par d'importantes traces de dessiccation, ce qui semble attester d'une longue exposition à l'air libre. Ce dépôt est en grande partie composé d'un matériel bien classé, montrant une asymétrie très légèrement négative. Dans les 15 cm supérieurs de l'unité, on observe le passage brutal à un dépôt constitué d'un matériel mal classé à hétérogène, caractérisé par une asymétrie très fortement positive.

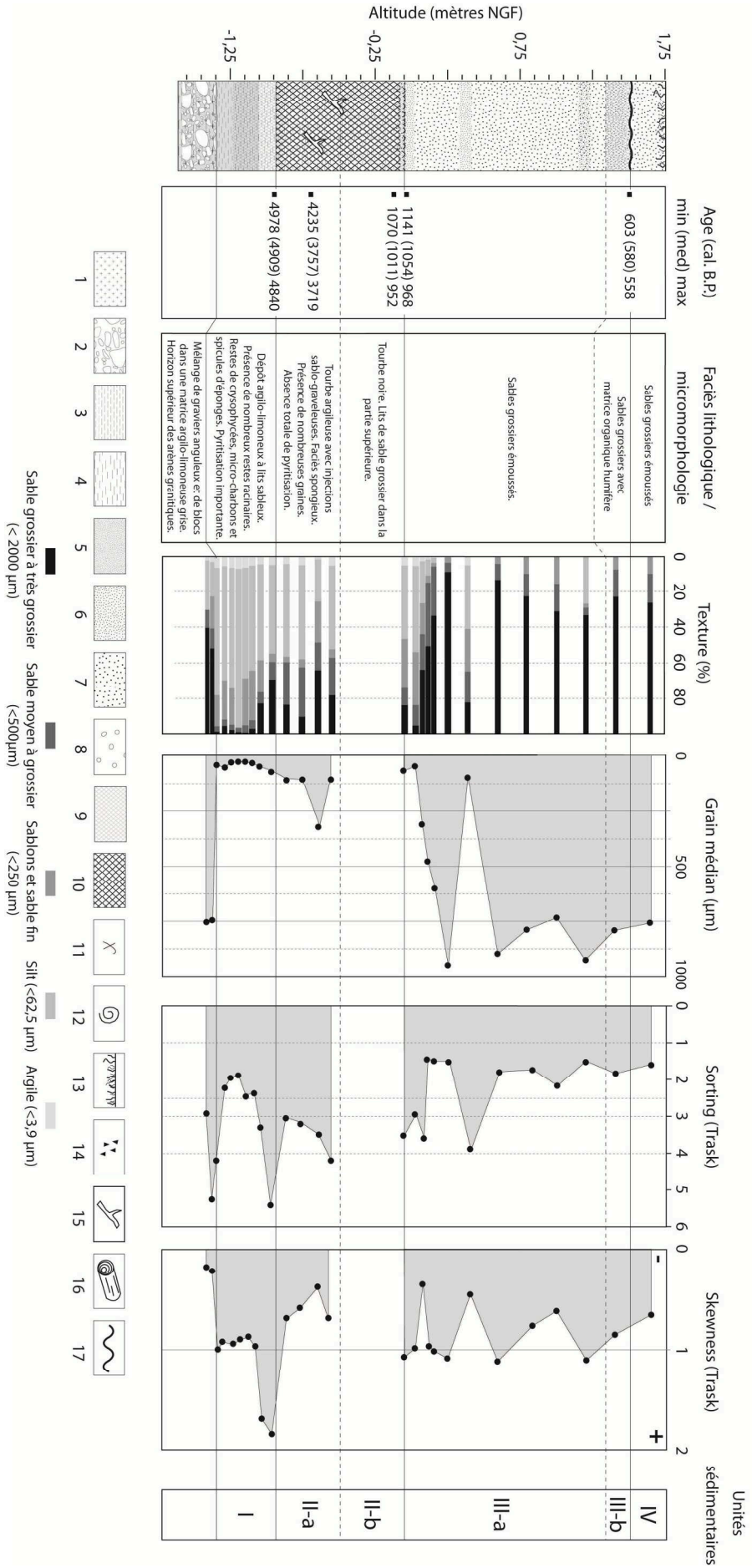
Unité II : Parallèlement, à partir de -1,05 m NGF environ, ce dépôt gagne en fraction organique et devient un dépôt argilo-tourbeux (-0,95 m NGF, unité II-a), puis une tourbe noire à partir de -0,75 m NGF (unité II-b). L'ensemble du dépôt argilo-tourbeux, puis du dépôt tourbeux contient quelques injections de sables et de graviers de quartzite très émoussés, semblables à ceux formant le cordon actuel, ce qui semble témoigner de la proximité du cordon à l'époque de la mise en place de ces niveaux. Ces niveaux grossiers deviennent plus prépondérants dans la partie supérieure du dépôt tourbeux, attestant de dynamiques de submersion (dépôts d'*overwash*). La base du niveau argilo-tourbeux est caractérisée par une asymétrie très positive, pouvant indiquer un dépôt de décantation ou, du moins, de faible énergie. La tourbification est définitivement interrompue par l'envahissement sableux autour de 0 m NGF.

Unité III : Au-dessus, la séquence est exclusivement sablo-graveleuse sur une épaisseur de 1,70 mètres. On observe une granocroissance très nette dans les 25 premiers centimètres du dépôt, entre le matériel sablo-argileux formant la base de l'unité, caractérisé par un grain moyen inférieur à 100 µm, et le matériel sus-jacent dont le grain moyen est compris entre 750 et 950 µm. Dans les 20 cm suivant la fin de la tourbification, le matériel contient encore une fraction argilo-silteuse importante, disparaissant totalement de la majorité de l'unité sablo-graveleuse sus-jacente. Cet *onlap* transgressif peut-être attribuable au recul du cordon sur les formations lagunaires établies en arrières. Le sommet de l'unité III (entre 1,35 et 1,5m NGF) se distingue par l'apparition d'un niveau de sol (unité III-b) au faciès semblable à celui pouvant être observé aujourd'hui en bordure du marais.

Unité IV : La partie supérieure de la séquence est composée d'environ 20cm de sable grossier reposant en discordance sur le niveau de sol sous-jacent.

Fig.VI.6.2 - Log stratigraphique synthétique des carottes TR-1 et TR-2. 1: substratum; 2: cailloutis arénacé ; 3: argile; 4: silt; 5: sables fins; 6: sables moyens; 7: sables grossiers ; 8: graviers et cailloux; 9: importante fraction organique; 10: tourbe ; 11: fragments coquillers; 12: coquilles en position de vie; 13: Niveau humifère - racinaire; 14: charbons; 15: fragment de bois; 16 : bois en position de vie/restes de tronc; 17: surface d'érosion.

Fig.VI.6.2 - Compound stratigraphic log of the TR-1 and TR-2 cores. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.



I. 6. 1-b. *Datations*

Des fragments organiques, prélevés à la base du niveau argilo-tourbeux (toit de l'unité I ; -0,95 m NGF) permettent de dater la mise en place de ce dépôt vers 4909 ± 69 cal. B.P. (TR2-1). Vingt-cinq centimètres plus haut (-0,7 m NGF), la transition vers le dépôt tourbeux a été datée sur un fragment de bois à 3977 ± 258 cal. B.P. (TR2-2). Le toit du niveau tourbeux et le dernier niveau organique avant l'envahissement sableux (toit de l'unité II) ont été datés aux alentours de 1000 cal. B.P., respectivement 1011 ± 59 cal. B.P. (TREF1-2) et 1055 ± 87 cal. B.P. (TREF1-1). Le niveau de sol (toit de l'unité III) a été daté sur fragments organiques à 580 ± 23 cal. B.P. (TR2-5).

I. 6. 1-c. *Micromorphologie et micropaléontologie*

Les sédiments composant la séquence de Treffiat ne contiennent pas de foraminifères. Nous avons réalisé deux lames minces dans les dépôts inférieurs de la séquence.

La lame mince réalisée dans le dépôt tourbeux, à l'emplacement de la datation TR2-4 (-0,7m NGF) révèle une tourbe au faciès spongieux, contenant de nombreuses graines. Aucune pyritisation n'est identifiable, ni dans la masse, ni au sein des débris organiques (Fig.VI.6.3).

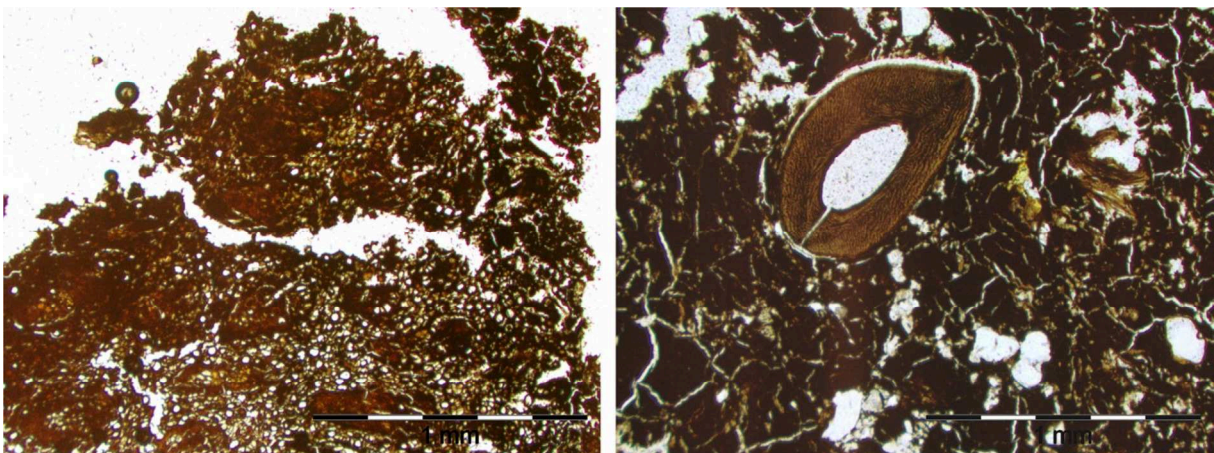


Fig.VI.6.3 - Lames mince n°1 réalisée sur la carotte TR-2 à -0,7m NGF.

Fig.VI.6.3 - Thin-section n°1 made at -0,7m NGF on the TR-2 core.

L'analyse micromorphologique du dépôt argilo-tourbeux (TR2-5, -0,95m NGF) montre une pyritisation bien présente, mais répartie de manière diffuse dans la masse sédimentaire et particulièrement concentrée autour des débris organiques. On note la présence importante de spicules d'éponges, ainsi que de Chrysophycées et de microcharbons (Fig.VI.6.4).

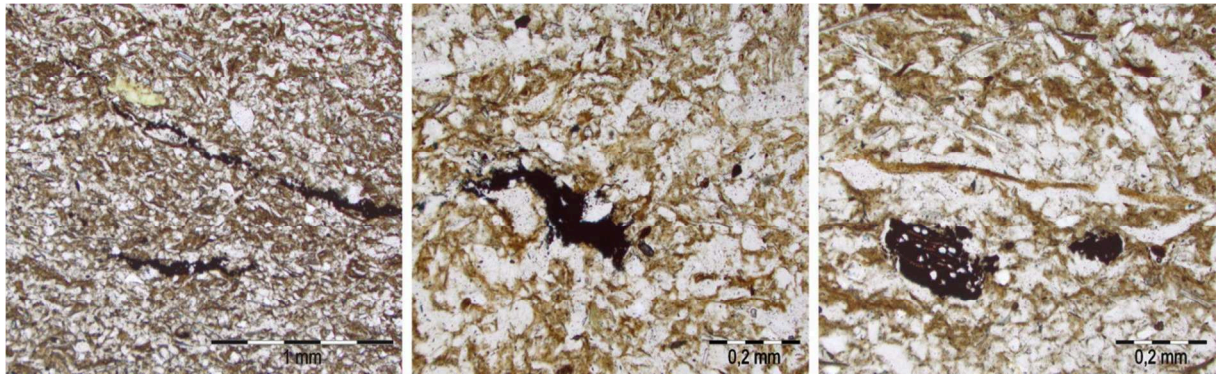


Fig.VI.6.4 - Lames mince n°1 réalisée sur la carotte TR-2 à -0,95m NGF.

Fig.VI.6.4 - Thin-section n°1 made at -0,95m NGF on the TR-2 core.

I. 6. 1-d. *Géométrie des dépôts*

La base de la séquence, observée dans TR2, affleure sur l'estran au-devant du cordon (à 150 environ au sud du sondage TR2) sous la forme d'une marche tourbeuse large de plusieurs mètres et épaisse d'environ 80 cm. On y observe la transition entre le niveau silteux de base de séquence, le niveau argilo-tourbeux sus-jacent et la tourbe elle-même.

I. 6. 1-e. *Niveaux marins et dynamiques morphologiques holocènes locales*

Le centre du dépôt tourbeux ne nous fournit pas d'information quantifiable quant au niveau marin, aucune influence saline ne pouvant être identifiée dans le dépôt, contrairement au dépôt argilo-tourbeux. Les mesures géochimiques réalisées sur ce dernier (échantillon TR2-5) ont livré des valeurs correspondant aux biozones 1 et 2 (*Indicative Meaning* = $-0,56 \pm 0,48$ m), permettant de proposer que la sédimentation s'est effectuée en domaine de bas-schorre (Tableau.VI.6.1). Cela nous permet de positionner le niveau marin à $3,05 \pm 0,5$ m sous le niveau des pleines mers actuel pour la période 4909 ± 69 cal. B.P. Le passage d'une sédimentation à dominante argileuse à la mise en place d'une tourbière peut s'expliquer soit par i) un blocage de l'écoulement continental et de la hausse du niveau d'eau dans le marais du fait d'une hausse du niveau marin entre 4909 ± 69 cal. B.P. et 3977 ± 258 cal. B.P. ou ii) par l'apparition d'une période plus humide ayant induit une augmentation des écoulements dans le bassin versant.

Les datations TR1-1 et TR1-2 montrent que l'invasif sableux responsable de la fin de la tourbification a eu lieu entre 1141 et 952 cal. B.P. Nous interprétons ce niveau de sable fin comme l'ultime expression du recul transgressif du *sandflat* lagunaire aux dépens des schorres bordant la paléo-lagune, avant que le système ne devienne définitivement un système fermé d'arrière-cordon du fait du recul du cordon graveleux. Il est intéressant de noter que cet envahissement sableux est contemporain d'une succession d'événements tempétueux majeurs qui aurait touché une bonne

Sondage	14C Lab code	Age B.P. cal. min (moy) max	Altitude (en m NGF)	Alt./PMWE act. (en m)	Basal/ Intercalé	Foram. (Oui/Non)	Pyrite (Oui/Non)	Macro-restes	$\delta^{13}C$ (‰)	TOC (%)	TON (%)	C/N	BIOZONE	TYPE	IM (en m)	IR (en m)	Incertitude (en m)	RSL (en m/PMWE act.)
TRF-1	Poz-45404	1095 (1032) 969	-0,05	-2,71	I	N	N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TRF-1	Poz-45405	1071 (1011) 952	-0,1	-2,76	I	N	N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TRF-2	Poz-45391	603 (580) 558	1,5	-1,16	I	N	N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TRF-2	Poz-45389	4236 (3977) 3719	-0,7	-3,36	I	N	N	-	-28,50	40,47	1,90	21,33	cont.	-	-	-	-	-
TRF-2	Poz-45390	4979 (4909) 4840	-0,95	-3,61	TB	N	O	-	-25,27	5,56	0,44	12,66	1/2	SLIP	-0,56	0,48	0,02	-3,05 ± 0,5

partie de la façade Atlantique européenne (les tempêtes de « l'an mil », cf. Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014b).

Tableau.VI.6.1- Données obtenues à partir des carottages TR-1 et TR-2.

Table.VI.6.1 - Data obtained from the TR-1 and TR-2 cores.

I.7. Kermor-Tudy

Le secteur de L'île Tudy - Kermor a fait l'objet d'une campagne de sondage réalisée en 2010 par B. Van Vliet-Lanoë, B. Hallégouët et A. Hénaff à l'aide de la tarière motorisée du BRGM. Sur un total de onze tarièrages réalisés au travers du polder ainsi que le long du cordon dunaire de Combrit, seuls deux sondages ont pu être analysés dans le cadre de cette thèse : Le sondage K-IX a été effectué dans la partie orientale du secteur de Kermor, sur le chemin situé sur le revers du cordon (Fig.VI.7.1). Réalisé à une altitude de 3,8 m NGF, ce sondage a atteint les formations d'arènes aux alentours de -5,6 m NGF. Le sondage K-X a été réalisé 300 mètres plus à l'Est que le sondage K-IX, à environ 350 mètres à l'Ouest de la racine du cordon (Fig.VI.7.1). Effectué à une altitude de 1,31 m NGF, ce sondage a atteint les arènes à une profondeur de 4 mètres.

I.7.1. Cordon de Combrit. Sondage K-IX

I.7.1-a. Description macrostratigraphique et analyses granulométriques

Le sondage K-IX nous a permis de prélever neuf mètres de sédiments avant d'atteindre les arènes. Sept sous-unités peuvent être distinguées au sein de la séquence sédimentaire (Fig.VI.7.2). La base de la séquence est formée d'un niveau limoneux établi en conformité avec l'horizon supérieur des arènes.

Unité I : Au-dessus de ce niveau repose un niveau tourbeux (unité I), épais d'une vingtaine de centimètres, et caractérisé par une importante fraction argileuse ainsi que par la présence de micro-charbons. La matrice tourbeuse est formée de nombreux macrorestes de *Phragmites australis*, indiquant que la tourbe s'est formée en domaine saumâtre.



Fig.VI.7.1- Localisation des sondages réalisés à Kermor-Tudy (Sud-Finistère). Coordonnées en Lambert-93.

***Fig.VI.7.1- Location of the drillings made at Kermor-Tudy (South-Finistère).
Coordinates are in the Lambert-93 system.***

Unité II : A -4,6 m NGF, la tourbe est tronquée par une surface d'érosion. On observe alors 55 centimètres d'argile sableuse (unité II), caractérisée par un faciès organique diffus, s'affirmant dans les 20 cm supérieurs. Cette unité est tronquée par une surface d'érosion à 4,05 m NGF.

Unité III : Au-dessus, le dépôt est formé d'un sable grossier contenant une importante proportion d'argiles. Les grains présentent une morphoscopie anguleuse à sub-émoussée, tandis que l'attaque acide révèle la présence d'une très légère fraction carbonatée, confirmée par la présence de quelques fragments coquilliers dans la partie inférieure. Entre -3,7 m et -3,5 m NGF, on observe la présence de matière organique diffuse au sein du dépôt. Ce matériel, très bien trié, est caractérisé par un grain médian d'environ 700 μm . L'indice d'asymétrie, très légèrement négatif, semble indiquer une sédimentation dans un milieu soumis à une énergie constante. Une légère baisse de la granulométrie peut être observée dans les 50 cm supérieurs du dépôt. A -1,9 m NGF, le dépôt sableux est coiffé d'un niveau très organique sablo-tourbeux, jusqu'à -1,8 m NGF où la séquence est à nouveau interrompue par une surface d'érosion.

Unité IV : Cette surface de discontinuité matérialise le passage à l'unité IV. Celle-ci est composée d'un matériel argileux et sableux et se caractérise surtout par l'abondance de matériel coquillier dans les dépôts. Deux sous-unités peuvent y être distinguées :

-Unité IV-a : Reposant directement sur la surface d'érosion, un dépôt argilo-sableux de couleur 10 YR 3/1 est établi entre -1,8 m NGF et -0,9 m NGF. Celui-ci contient d'importants fragments coquilliers, ainsi que des coquilles entières de *Scrobicularia* et est formé d'un matériel mal trié à hétérogène, caractérisé par un grain médian compris entre environ 80 à 130 µm. On note la présence important de micas au sein de ce dépôt.

-Unité IV-b : Entre -0,9 m NGF et 1 m NGF, la sédimentation évolue en une sédimentation à dominante sableuse (de couleur 10 YR 4/1), formée d'un matériel très bien classé ayant un grain médian compris entre 100 et 150 µm. Ce niveau, également très micacé, contient également d'important fragments coquilliers.

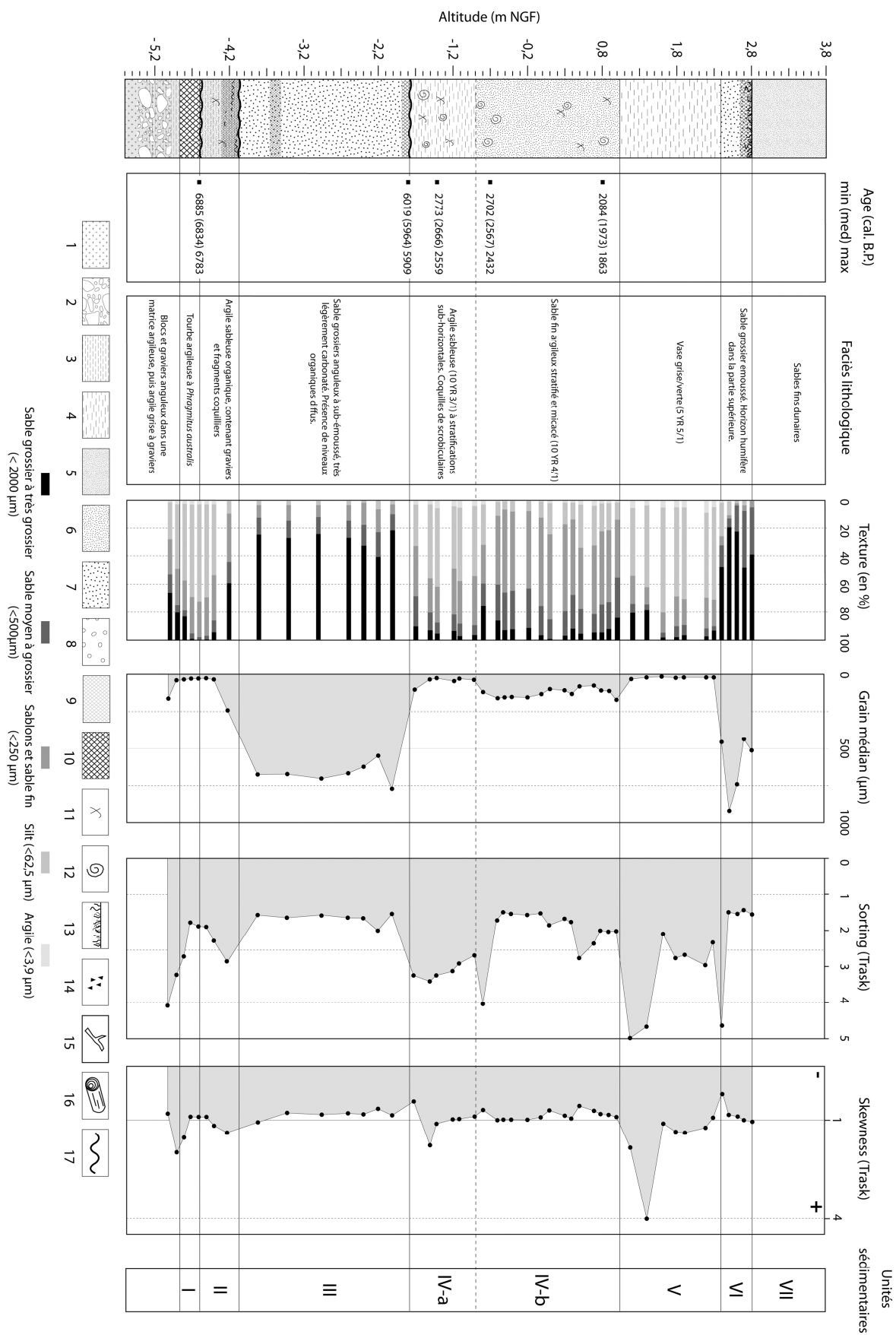
Unité V : A 1 m NGF, la sédimentation redevient largement argileuse (60% environ) et est constituée, jusqu'à 2,3 m NGF, d'un dépôt de vase grise à verte (de couleur 5YR 5/). La partie inférieure de ce niveau (les 30 premiers centimètres) se distingue par l'hétérogénéité du matériel qui la compose, ainsi que par un indice d'asymétrie largement positif, attestant de conditions de sédimentation de faible énergie.

Unité VI : L'unité V est recouverte par un niveau de sable grossier entre 2,3 et 2,8 m NGF. Celui-ci est enrichi en matière organique dans sa partie supérieure jusqu'à former un niveau de sol caractérisé par la présence de racines à 2,8 m NGF.

Unité VII : Le dernier mètre de la séquence est composé de sables dunaires comparables à ceux que l'on peut observer actuellement sur le site au niveau de la dune grise.

Fig.VI.7.2 - Log stratigraphique du sondage K-IX. 1 : substratum ; 2 : cailloutis arénacé ; 3 : argile ; 4 : silt ; 5 : sables fins ; 6 : sables moyens ; 7 : sables grossiers ; 8 : graviers et cailloux ; 9 : importante fraction organique ; 10 : tourbe ; 11 : fragments coquilliers ; 12 : coquilles en position de vie ; 13 : Niveau humifère - racinaire ; 14 : charbons ; 15 : fragment de bois ; 16 : bois en position de vie/restes de tronc ; 17 : surface d'érosion.

Fig.VI.7.2 - Stratigraphic log of the K-IX drilling. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.



I. 7. 1-b. *Datations*

Cinq datations radiocarbone ont été réalisées sur cette séquence :

- Le dépôt tourbeux de base a été daté sur des fragments végétaux à -4,6 m NGF (juste en-dessous de la surface d'érosion). Il a fourni un âge de 6834 ± 21 cal. B.P. (KIX-5).
- Le niveau sablo-tourbeux coiffant l'unité 2 a été daté à 5964 ± 55 cal. B.P. sur des fragments organiques à -1,8 m NGF (KIX-4).
- L'unité 3 a été datée dans sa partie centrale à 2666 ± 107 cal. B.P. (KIX-3) à partir d'une coquille d'*Hydrobia ulvae* prélevée en position de vie à -1,4 m NGF, révélant l'existence d'un hiatus d'environ 3000 ans entre l'unité 2 et l'unité 3.
- La base et le toit de l'unité 4 ont été datés à 2567 ± 135 cal. B.P. (KIX-2) et 1973 ± 111 cal. B.P. (KIX-1) sur des coquilles entières respectivement prélevées à -0,7 et 0,8 m NGF.

I. 7. 1-c. *Micromorphologie et micropaléontologie*

Quelques foraminifères (*Elphidium sp.*, *Haplophragmoides wilberti* et *Haynesina germanica*) ont été observés tout au long des unités 3 et 4, en quantité insuffisante toutefois pour permettre un comptage représentatif des assemblages. On y observe également de nombreux spicules d'éponges. Seule la partie supérieure de l'unité 4 contient une densité suffisante de foraminifères ayant permis un comptage. A 0,8 m NGF, niveau daté par la datation KIX-1, l'assemblage est dominé par *Haynesina germanica* et *Elphidium williamsonii*. Comme évoqué plus haut pour le site du Conquet, ces espèces de foraminifères sont caractéristiques d'environnements intertidaux de marais maritimes. Elles se retrouvent le plus souvent dans le domaine de bas-schorre à slikke ainsi que dans les chenaux de marée (Perez-Belmonte, 2008 ; Stéphan *et al.*, 2014), dans les secteurs concernés par des mélanges d'eaux continentales (dont les apports en nutriments sont prisés par *Haynesina germanica*) et d'eaux marines (E.Goubert, *comm. pers.*).

Prélevés il y a trois ans, les échantillons de cette campagne de sondage ont été récupérés dans un état de dessiccation avancé, qui a rendu très difficile la réalisation de lames-minces (du fait de la non-pénétration de la résine polymère dans les sédiments argileux secs). De ce fait, il ne nous a pas été possible d'observer la présence de pyrite.

I. 7. 1-d. *Niveaux marins et dynamiques morphologiques holocènes locales*

Les niveaux KIX-5, KIX-4, KIX-3 et KIX-1 ont fait l'objet d'analyses géochimiques (Tableau.VI.7.1). Pour les trois premiers niveaux, l'ensemble des indicateurs géochimiques ont fourni des valeurs comparables à celles caractérisant la biozone n°1, ce qui révèle une sédimentation en domaine intertidal. Le régime tidal du site de Kermor-Tudy détermine un *indicative meaning* de -0,47

$\pm 0,39$ m pour cette biozone. Ainsi, il nous a été possible de situer les positions passées du niveau marin relatif à $-6,58 \pm 0,61$ m, $-3,78 \pm 0,61$ m et $-3,38 \pm 0,61$ m pour les périodes 6834 ± 21 cal. B.P., 5964 ± 55 cal. B.P. et 2666 ± 107 cal. B.P., respectivement.

Le toit de l'unité 5 (KIX-1) a livré des valeurs géochimiques ne permettant pas de le situer au sein du référentiel actuel (Tableau.VI.7.1). En effet, ce niveau est caractérisé par une forte valeur de $\delta^{13}\text{C}$ de $-19,95$ ‰, hors de la plage des valeurs modernes. De la même façon que pour le sondage K-X, nous pensons que ce niveau a pu se déposer dans la partie inférieure de la zone intertidale, en domaine de slikke par exemple ou dans le fond d'un chenal, ce qui nous est confirmé par la présence importante des foraminifères de type *Elphidium williamsonii* et *Haynesina germanica* au sein du dépôt. Ainsi, en considérant, pour ce niveau, un domaine de sédimentation compris entre le niveau de marée moyenne et les pleines mers de mortes-eaux, il nous est possible de dire que le niveau marin relatif devait se situer $0,08 \pm 0,69$ m sous le niveau actuel aux alentours de 1973 ± 111 cal. B.P. L'utilisation de la fonction de transfert régionale (Stéphan *et al.*, 2014) sur l'assemblage de foraminifères caractérisant le même niveau nous a permis de déterminer que celui-ci s'est déposé à $1,86 \pm 0,46$ m sous les pleines-mers de vives-eaux de l'époque, confirmant une sédimentation à proximité du moyen de la mer (Tableau.VI.7.1). Ce dépôt étant aujourd'hui situé $1,65$ m sous les PMVE actuelles, nous pouvons donc en déduire que le niveau marin relatif était alors situé $0,21 \pm 0,68$ m au-dessus du niveau actuel (en tenant compte de la marge d'erreur altitudinale de positionnement du dépôt, estimée à $\pm 0,22$ m). Ce résultat est tout à fait en accord avec celui que nous avons obtenu par l'analyse des indicateurs géochimiques.

Le dépôt tourbeux basal ayant été daté une vingtaine de centimètres au-dessus du contact avec le dépôt limoneux sous-jacent, il ne nous est pas possible de considérer qu'il s'agisse vraiment d'une tourbe « de base », du fait de la probable compaction qu'elle a pu subir. Par contre, nous considérons que le niveau sablo-tourbeux formant le toit de l'unité 2 peut être considéré comme n'ayant pas subi de compaction notable du fait de l'important dépôt sableux sur lequel il repose. Tout au plus, une légère compaction de ce dépôt peut être envisagée, car nous ne possédons pas réellement d'informations sur la chronologie du processus de compaction subi par les dépôts sous-jacents: étaient-ils déjà compacté à leur maximum au moment du dépôt du toit de l'unité 2 ? Ou a-t-il pu connaître une compaction supplémentaire due au dépôt des unités 3 à 6 ? Cette question est d'autant plus criante que le hiatus entre les unités 2 et 3 a fait disparaître une grande partie de l'enregistrement sédimentaire.

Les hiatus observés au sein de la séquence font état de conditions particulièrement morphogènes, ou d'épisodes morphogènes ponctuels entre 6834 ± 21 cal. B.P. et 5964 ± 55 cal. B.P. et entre $5964 \pm$

55 cal. B.P. et 2666 ± 107 cal. B.P. Pour le premier hiatus, le faciès du matériel sableux formant l'unité 2 laisse envisager un possible déplacement d'un chenal vers l'endroit où a été réalisé le sondage. Ce chenal a possiblement été abandonné autour de 5964 ± 55 cal. BP. Les causes possibles du hiatus de 3000 ans venu tronquer l'unité 2 dans sa partie supérieure sont multiples et aucune d'entre elles ne peut être privilégiée à ce stade de l'analyse.

I. 7. 2. Cordon de Combrit. Sondage K-X

I. 7. 2-a. Description macrostratigraphique et analyses granulométriques

Le sondage K-X a permis de prélever une séquence sédimentaire de 4 mètres d'épaisseur. L'ensemble de la séquence peut être subdivisée en sept sous-ensembles sédimentaires (Fig.VI.7.3).

Unité I : La base de la séquence est composée d'un niveau limono-graveleux arénacé, représentant l'horizon supérieur des arènes. La partie supérieure de ce dépôt est caractérisée par un net enrichissement organique.

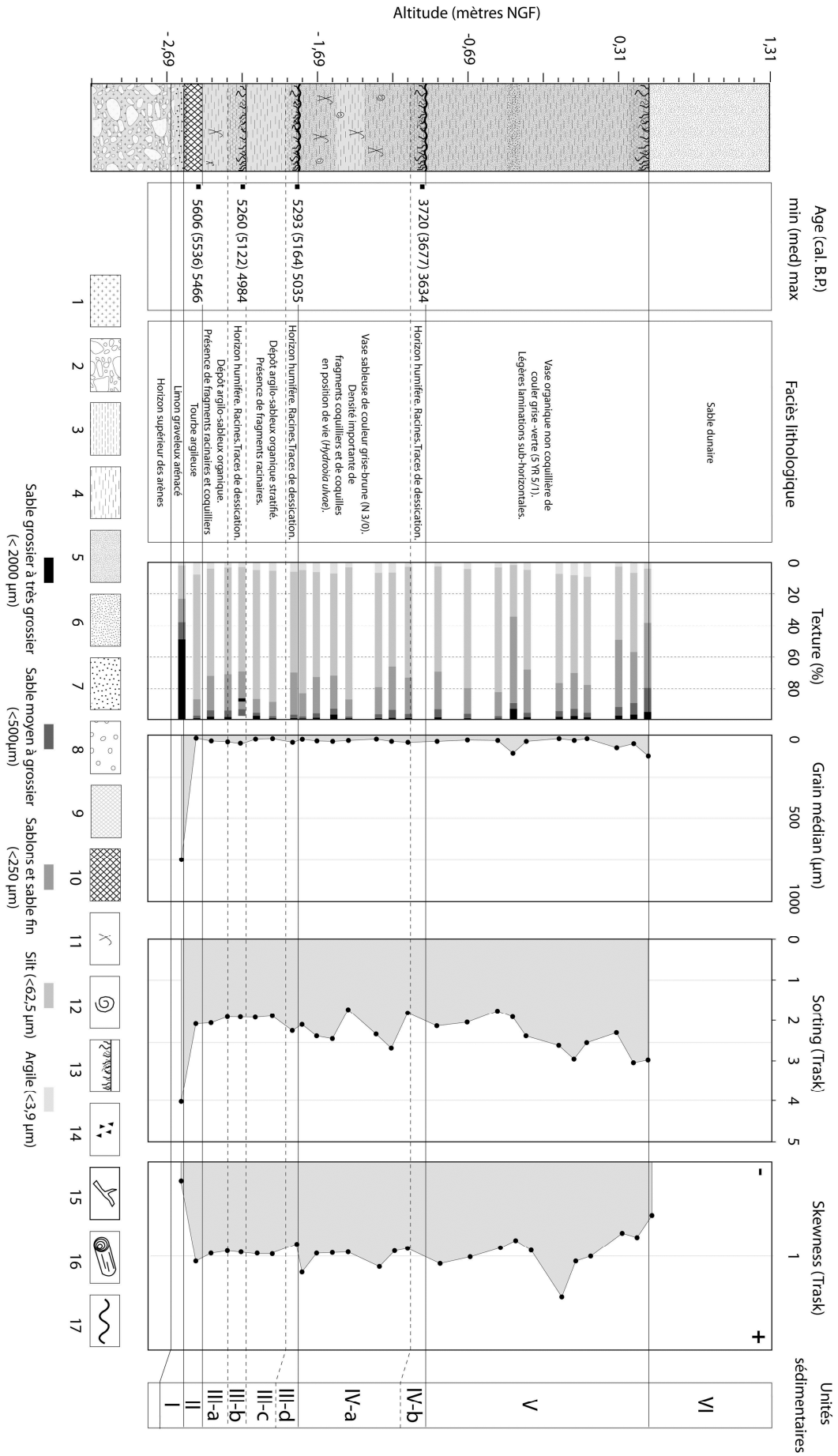
Unité II : A partir de -2,55 m NGF, le niveau argileux organique du toit de l'unité I évoluant vers une tourbe argileuse. Ce dépôt tourbeux est épais d'une dizaine de centimètres.

Unité III : Vers -2,45 m NGF, la tourbe laisse ensuite place à deux dépôts argilo-sableux organiques, contenant des fragments racinaires, ainsi que quelques fragments coquilliers. Le matériel formant cette unité est bien trié à homogène et caractérisé par un indice d'asymétrie très proche de 1, caractérisant une sédimentation dans un environnement calme. Au sein de ce dépôt apparaissent deux niveaux de sol à -2,2 m et -1,9 m NGF, caractérisés par un faciès plus tourbeux et contenant des traces d'oxydation ainsi que de nombreux restes racinaires. Le niveau de sol supérieur est tronqué par une nette surface d'érosion (-1,8 m NGF).

Unité IV : Au-dessus de la surface d'érosion repose un niveau argilo-vaseux épais de 80 cm, contenant de nombreuses coquilles entières (*Hydrobia ulvae*, espèce caractéristique des environnements d'avant-côte et de slikke) ou fragmentées. L'ensemble est formé d'un matériel très bien trié. Au centre de ce dépôt, entre -1,55 m NGF et -1,4 m NGF, on observe un niveau vaseux se détachant du reste de l'unité par une sédimentation plus fine (argileuse à plus de 80 %) et très homogène.

Fig.VI.7.3 - Log stratigraphique du sondage K-X. 1 : substratum ; 2 : cailloutis arénacé ; 3 : argile ; 4 : silt ; 5 : sables fins ; 6 : sables moyens ; 7 : sables grossiers ; 8 : graviers et cailloux ; 9 : importante fraction organique ; 10 : tourbe ; 11 : fragments coquilliers ; 12 : coquilles en position de vie ; 13 : Niveau humifère - racinaire ; 14 : charbons ; 15 : fragment de bois ; 16 : bois en position de vie/restes de tronc ; 17 : surface d'érosion.

Fig.VI.7.3 - Stratigraphic log of the K-X drilling. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.



Dans les 20 centimètres supérieurs (entre -1,2 m et -1 m NGF), la sédimentation s'enrichit en matière organique (vase grise/brune de couleur N 3/0), tandis que l'on observe la disparition des fragments coquilliers. Un sol se développe à partir de -1,1 m NGF (unité IV-b), très semblable aux niveaux observés dans la partie inférieure du sondage. A nouveau, cet horizon est tronqué par une surface d'érosion (-1 m NGF).

Unité V : Entre -1 m NGF et 0,5 m NGF, la sédimentation est toujours caractérisée par une fraction très argileuse (argile grise/verte de couleur 5 YR 5/1). Toutefois, on note la présence de niveaux sableux plus grossiers tout au long du dépôt, le plus important étant situé à environ -0,4 m NGF. On observe que le matériel formant cette unité perd clairement de son homogénéité au fur et à mesure que l'on progresse vers le haut de la séquence, demeurant toutefois bien trié dans son ensemble. De la même façon, l'indice d'asymétrie tend à diminuer fortement dans le haut du dépôt, ce qui peut être une indication de conditions de sédimentation légèrement moins abritées.

Unité VI : Les 80 derniers centimètres de la séquence sont formés de sables dunaires comparables à ceux formant le cordon actuel.

I. 7. 2-b. *Datations*

La séquence prélevée par K-X a fait l'objet de quatre datations :

- La tourbe de base a été datée à 5536 ± 70 cal. B.P. (KX-4) à partir de fragments végétaux (espèce d'origine indéterminée) prélevés à -2,49 m NGF (approximativement 10 centimètres au-dessus du contact avec l'horizon supérieur des arènes).
- Les deux niveaux de sol observés dans l'unité III ont fait l'objet de datations réalisées sur fragments coquilliers à -2,2 m et -1,8 m NGF. Ceux-ci ont respectivement livré des âges de 5122 ± 138 cal. B.P. (KX-3) et 5164 ± 129 cal. B.P. (KX-2).
- Le niveau de sol formant le toit de l'unité IV a, quant à lui, été daté à partir des fragments organiques racinaires à 3677 ± 43 cal. B.P. (KX-1).

I. 7. 2-c. *Micromorphologie et micropaléontologie*

Des foraminifères ont été observés dans la partie supérieure de l'unité IV et au sein de l'unité V. Dans le niveau daté par la datation KX-1 (-1m NGF ; 3677 ± 43 cal. B.P.), les foraminifères présents ont fait l'objet d'un comptage. L'assemblage est dominé par les espèces hyalines *Haynesina germanica* (62 % de la population) et *Elphidium williamsonii* (35 % de l'assemblage). Ces espèces sont représentatives des milieux de bas-schorre à slikke et des chenaux de marée.

Pour les raisons évoquées précédemment (cf. sondage K-IX), le sondage K-X n'a pu faire l'objet d'une étude micromorphologique.

I. 7. 2-d. Niveaux marins et dynamiques morphologiques holocènes locales

Les niveaux datés ont fait l'objet d'analyses géochimiques, ayant donné les résultats suivants (Tableau.VI.7.1) :

- L'échantillon prélevé à l'emplacement du niveau daté KX-4 a fourni des valeurs parfaitement comparables aux valeurs modernes obtenues à la transition entre le domaine de haut-schorre et le domaine supratidal d'eau douce (Biozone n° 5), notamment caractérisé par un très fort taux de TOC (23,5 %). Aucun argument ne nous permet toutefois d'affirmer que ce dépôt s'est effectivement formé en milieu saumâtre. Celui-ci n'a donc pu être utilisé comme point-index du niveau marin relatif. Du fait de sa position stratigraphique, nous l'avons utilisé comme point-limitant, contraignant le niveau marin relatif à un maximum de $-4,94$ m par rapport au niveau actuel aux alentours de 5536 ± 70 cal. B.P (Tableau.VI.7.2). Toutefois, la datation de ce niveau n'a pas été réalisée tout à fait à la base du niveau tourbeux mais environ 10 cm au-dessus de la transition avec le limon arénacé sous-jacent. La prudence nous incite donc à considérer que celui-ci ait pu faire l'objet d'une compaction.

- Les mesures réalisées sur les niveaux de sol de l'unité 2 (niveaux datés KX-3 et KX-2) ont donné des résultats les rapprochant des valeurs modernes obtenues pour la biozone n° 1, correspondant au domaine intertidal de bas-schorre à haut-schorre. Cela nous a permis de positionner le niveau marin relatif à $-4,18 \pm 0,61$ m et à $-3,78 \pm 0,61$ m par rapport à l'actuel pour les périodes 5122 ± 138 cal. B.P. et 5164 ± 129 cal. B.P., respectivement (Tableau.VI.7.1).

- Le niveau KX-1 a fourni des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ inférieures à toutes celles obtenues pour le référentiel actuel, ce qui ne nous a pas permis d'utiliser directement les bornes altitudinales déterminées pour les différentes biozones. Toutefois, l'analyse des foraminifères présents dans le dépôt indique que ce niveau s'est très probablement déposé dans un environnement compris entre la slikke et le bas-schorre. Afin de prendre en compte une fourchette altitudinale de dépôt suffisamment large, nous avons considéré que ce niveau a pu se former entre le niveau des pleines-mers de morte-eau et le niveau moyen de la mer, ce qui nous a permis de positionner le niveau marin relatif à $1,88 \pm 0,69$ m sous le niveau actuel aux environs de 3677 ± 43 cal. B.P (Tableau.VI.7.1). Ces résultats sont cohérents avec ceux que nous avons obtenus grâce aux foraminifères présents dans le dépôt, par l'utilisation de la fonction de transfert disponible pour la région (Stéphan *et al.*, 2014). En effet, cette dernière a permis de déterminer que ce niveau s'est déposé à $2,36 \pm 0,46$ m sous les pleines-mers de vive-eau de l'époque (KX-1 bis, Tableau.VI.7.1). Ce dépôt étant aujourd'hui situé à $-3,45$ m des *PMVE* actuelles, nous pouvons donc en déduire que le niveau marin relatif était alors situé à $1,09 \pm 0,68$ m sous l'actuel (en tenant compte de la marge d'erreur sur l'altitude du dépôt, estimée à $\pm 0,22$ m).

Sondage	14C Lab code	Age B.P. cal.		Altitude (en m NGF)	Alt./PMVE act. (en m)	Basal/Intercalé	Foram. (Oui/Non)	Pyrite (Oui/Non)	Macro-restes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	TOC (%)	TON (%)	C/N	BIOZONE	TYPE	IM (en m)	IR (en m)	Incertitude (en m)	RSL (en m/PMVE act.)
		min (moy)	max																
KIX-1	SacA-23976	2084 (1973)	1863	0,8	-1,65	I	O	n/d		-19,95	1,17	0,11	11,09	<PMME	SLIP	-1,57	0,47	0,22	-0,08 ± 0,69
KIX-1 bis	//	//	//	//	//	//	//	//	//	//	//	//	//	//	//	-1,86	0,46	0,22	0,21 ± 0,68
KIX-2	SacA-23977	2702 (2567)	2432	-0,7	-3,15	I	O	n/d		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
KIX-3	SacA-23978	2773 (2666)	2559	-1,4	-3,85	I	O	n/d		-22,40	3,03	0,28	10,70	1	SLIP	-0,47	0,39	0,22	-3,38 ± 0,61
KIX-4	Poz-42850	6019 (5964)	5909	-1,8	-4,25	TB?	O	n/d		-21,96	0,28	0,04	8,07	1	SLIP	-0,47	0,39	0,22	-3,78 ± 0,61
KIX-5	Poz-42851	6885 (6834)	6783	-4,6	-7,05	B	N	n/d	<i>Phrg. Aus.</i>	-22,31	3,22	0,21	15,51	1	SLIP	-0,47	0,39	0,22	-6,58 ± 0,61
KX1	Poz-42852	3722 (3677)	3622	-1	-3,45	I	O	n/d		-20,82	5,60	0,46	12,27	<PMME	SLIP	-1,57	0,47	0,22	-1,88 ± 0,69
KX1-bis	//	//	//	//	//	//	//	//	//	//	//	//	//	//	//	-2,36	0,46	0,22	-1,09 ± 0,68
KX-2	Poz-42853	5293 (5164)	5035	-1,8	-4,25	I	N	n/d		-22,07	3,60	0,32	11,38	1	SLIP	-0,47	0,39	0,22	-3,78 ± 0,61
KX-3	Poz-36731	5260 (5122)	4984	-2,2	-4,65	I	N	n/d		-23,67	12,15	0,64	19,02	1	SLIP	-0,47	0,39	0,22	-4,18 ± 0,61
KX-4	Poz-42854	5606 (5536)	5466	-2,49	-4,94	TB?	N	n/d		-26,62	23,51	1,21	19,51	5	HL?	-	-	0,22	<-4,94 ?

Tableau.VI.7.1- Données obtenues à partir des sondages K-IX et K-X

Table.VI.7.1 - Data obtained from the K-IX and K-X drillings

I.8. Guidel

Le secteur de Guidel, secteur le plus méridional de notre domaine d'étude, a fait l'objet de sondages à la tarière motorisée BRGM sur le site du grand Loc'h de Guidel : le premier (sondage GL-1) a été réalisé dans la partie interne du Loc'h (Fig.VI.8.1), tandis que le second (sondage GL-2) a été réalisé 400 m plus au sud-ouest, à proximité de l'ancienne embouchure de la ria (Fig.VI.8.1). Un troisième sondage a été effectué plus au Nord, au lieu-dit du Pouldu, en arrière de la flèche sableuse barrant l'embouchure de la Laïta (Fig.VI.8.1).

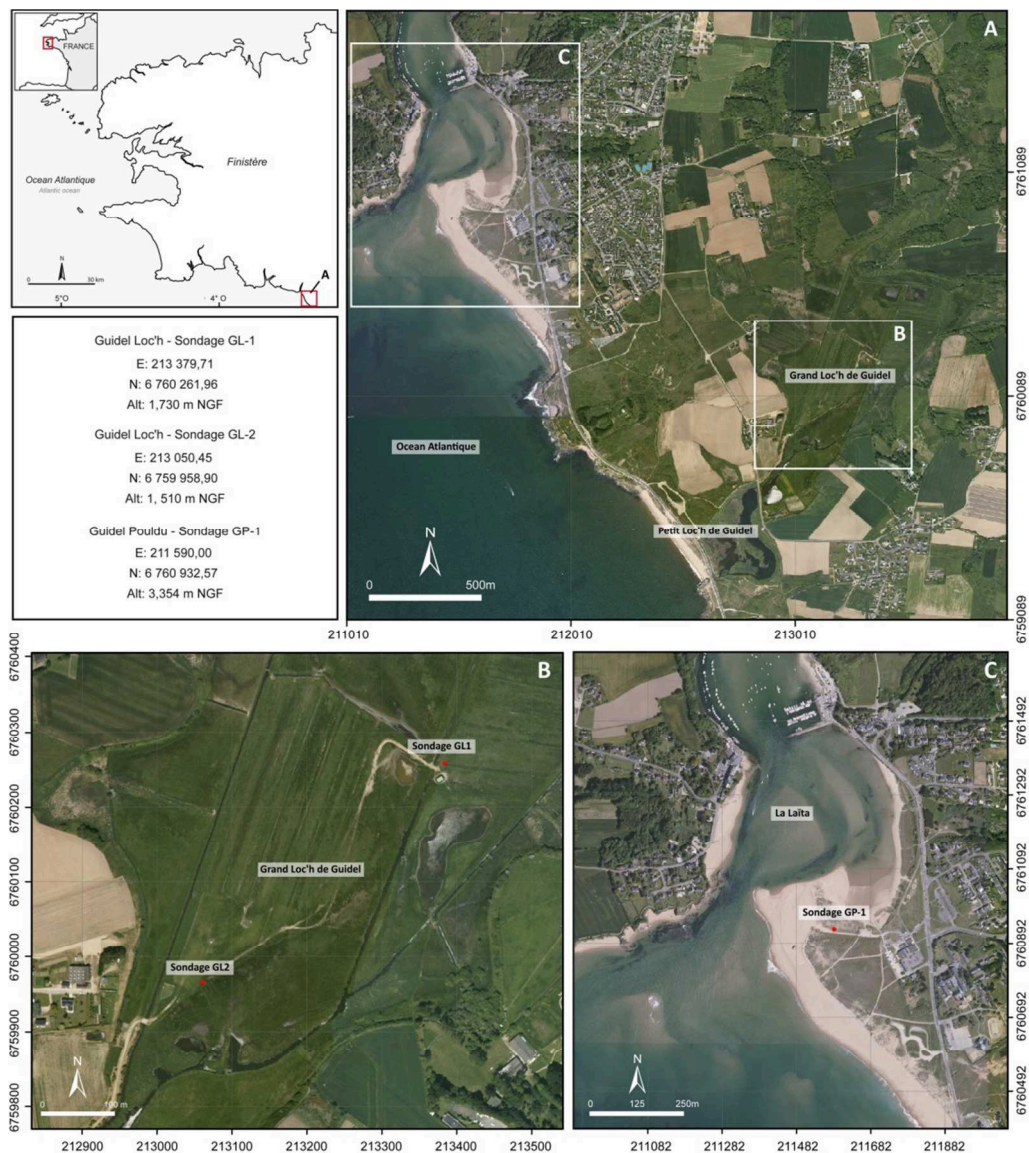


Fig.VI.8.1- Localisation des sondages réalisés à Guidel (Sud-Finistère). Coordonnées en Lambert-93.

Fig.VI.8.1- Location of the drillings made at Guidel (South-Finistère). Coordinates are in the Lambert-93 system.

I. 8. 1. Guidel-Loc'h – Sondage GL-1

Le sondage GL-1 a été effectué à une altitude de 1,73 m NGF. Le toit des arènes micaschisteuses a été atteint à 10,5 m de profondeur.

I. 8. 1-a. Description macrostratigraphique et analyses granulométriques

La grande majorité de la séquence prélevée par ce sondage est constituée de sables fins vaseux et de dépôts plus argileux. Six sous-unités sédimentaires peuvent être distinguées (Fig.VI.8.2) :

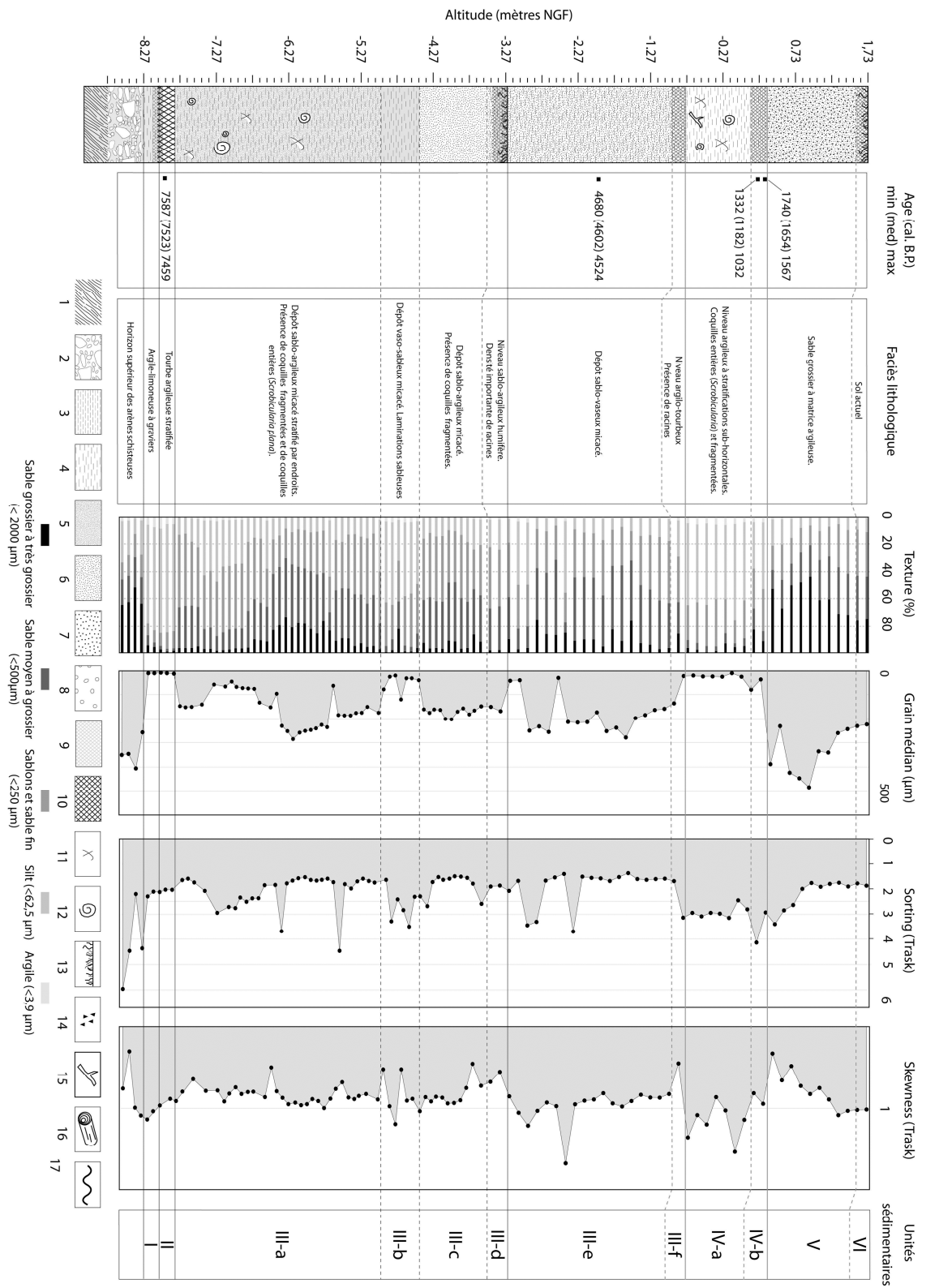
Unité I : Au-dessus du toit des arènes, à partir de -8,3 m NGF environ, la base de la séquence se compose d'une trentaine de centimètres d'un dépôt argilo-limoneux très bien trié, ne contenant que quelques graviers anguleux provenant des arènes.

Unité II : L'unité I gagne en matière organique à partir de -8,1 m NGF environ jusqu'à former un niveau de tourbe argileuse épais d'environ 20 cm dont le sommet est tronqué par une surface d'érosion (-7,9 m NGF).

Unité III : A partir de -7,9 m NGF, on observe le passage à un dépôt argilo-sableux ininterrompu sur environ 4,50 m d'épaisseur. L'ensemble de cette unité est caractérisé par un matériel homogène à très bien trié dans son ensemble, montrant un indice d'asymétrie la plupart du temps négatif. Il est aussi marqué par la présence constante de coquilles entières (*Scrobicularia plana*) et de fragments coquilliers impossibles à déterminer. Le fait que l'indice d'asymétrie soit majoritairement négatif semble indiquer que ce dépôt a été mis en place dans un environnement relativement énergétique. Au sein de ce dépôt, on observe néanmoins des différences entre des niveaux dominés par un matériel à plus de 80 % composé d'argiles et de sables fins, caractérisés par un grain médian inférieure à 100 µm, et d'autres niveaux, caractérisés par une proportion importante de sables grossiers, dont le grain médian est compris entre 100 et 300 µm (unité III-b). Seuls quelques échantillons isolés montrent un indice de tri supérieur à 3, indiquant que le matériel est mal classé voire hétérogène. Il est intéressant de noter que les échantillons les plus mal triés ont également un indice d'asymétrie beaucoup plus faible que la moyenne, attestant de conditions plus énergétiques. Des faciès plus organiques, contenant des fragments organiques ainsi que des restes racinaires (faciès de sol) sont observables par endroits (à -3,3 m NGF et à -1 m NGF, unités III-d et III-f)

Fig.VI.8.2 - Log stratigraphique du sondage GL-1. 1 : substratum ; 2 : cailloutis arénacé ; 3 : argile ; 4 : silt ; 5 : sables fins ; 6 : sables moyens ; 7 : sables grossiers ; 8 : graviers et cailloux ; 9 : importante fraction organique ; 10 : tourbe ; 11 : fragments coquilliers ; 12 : coquilles en position de vie ; 13 : Niveau humifère - racinaire ; 14 : charbons ; 15 : fragment de bois ; 16 : bois en position de vie/restes de tronc ; 17 : surface d'érosion.

Fig.VI.8.2 - Stratigraphic log of the GL-1 drilling. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.



Unité IV : Au-dessus du dernier niveau de sol (-0,77 m NGF), repose un dépôt à dominante argileuse (60 %) atteignant approximativement 1 mètre d'épaisseur. L'ensemble de ce dépôt est formé d'un matériel fin (aux alentours de 25µm en moyenne), mal trié voire hétérogène et présentant un indice d'asymétrie variable. On note également la présence de fragments de bois à la base du dépôt. Le sommet de ce niveau (entre 0,1 et 0,3 m NGF) est caractérisé par un faciès plus organique (unité IV-b), argilo-tourbeux, contenant des fragments organiques et racinaires, semblables à ceux ayant pu être observés dans les niveaux inférieurs. Le toit de cette unité est tronqué par une surface d'érosion.

Unité V : Le sommet de la séquence est composé d'environ 1,4 m de sables grossiers. On observe un net gradient granulométrique décroissant vers le haut de ce dépôt. L'indice d'asymétrie, largement négatif à la base du dépôt redevient proche de 1 dans les quarante derniers centimètres, indiquant que les apports sableux se sont fait dans des conditions de forte énergie, ce qui est également suggéré par le médiocre classement du matériel dans la partie inférieure du dépôt.

Unité VI : Les quinze centimètres supérieurs correspondent au sol actuel du polder.

I. 8. 1-b. *Datations*

Le sondage GL-1 a fait l'objet de cinq datations radiocarbone. La première, effectuée sur des fragments organiques prélevés au contact entre la tourbe de base (-8 m NGF) et le niveau argileux sous-jacent, a livré un âge de 7523 ± 54 cal. B.P. (GL1-5). Une datation réalisée dans l'unité 2 à partir d'une coquille de scrobiculaire entière prélevée en position de vie à -2 m NGF a donné un âge de 4632 ± 151 cal. B.P. (GL1-3). Le dernier niveau de sol argilo-tourbeux (sommet de l'unité 3) a fait l'objet de deux datations, respectivement réalisées à partir d'une coquille de scrobiculaire prélevée en position de vie à 0,2 m NGF et de fragments organiques prélevés à 0,3 m NGF. Malgré leur proximité, ces deux datations ont livré des âges relativement éloignés : 1182 ± 150 cal. B.P. pour la première (GL1-2) , 1654 ± 86 cal. B.P. pour la seconde (GL1-1). L'inversion des âges semble indiquer que la seconde datation peut être erronée du fait d'un apport de carbone allochtone dans le dépôt. Toutefois, au vu des caractéristiques tourbeuses du dépôt et des fragments organiques choisis pour la datation, il apparaît plus probable qu'il faille plutôt envisager une erreur liée à un enfouissement de la scrobiculaire ayant servi lors de la datation de GL1-2. La datation GL1-2 ne sera donc pas retenue dans la suite.

I. 8. 1-c. *Micromorphologie et micropaléontologie*

La mauvaise conservation de la structure des sédiments conservés dans les sacs a rendu impossible la réalisation d'analyses micromorphologiques sur les dépôts prélevés par le sondage GL-1.

A l'exception du niveau tourbeux basal, l'ensemble de la séquence contient des foraminifères, dont les assemblages sont dominés par *Elphidium sp.* et *Amonia beccarii*. Ces espèces sont caractéristiques d'un environnement intertidal et s'accommodent de conditions de moyenne à forte énergie. Le comptage des foraminifères est en cours dans le cadre de la thèse d'A. Fernane. La présence abondante de ces derniers atteste que le site a été soumis à une influence marine croissante postérieurement à 7523 ± 54 cal. B.P., ce qui a rendu possible l'utilisation des proxies géochimiques pour la détermination du niveau marin passé.

I.8.1-d) Niveaux marins et dynamiques morphologiques holocènes locales

Les mesures géochimiques réalisées sur la tourbe de base ont fourni des résultats tout à fait comparables aux valeurs modernes obtenues pour les biozones n° 3 et n° 4. Toutefois, l'absence d'éléments nous permettant d'affirmer que ce dépôt s'est effectué en milieu saumâtre, celui-ci n'a pu être utilisé que comme un point limitant, contraignant le niveau marin relatif à se situer à une hauteur maximal de 10,2m sous sa position actuelle autour de 7523 ± 54 cal. B.P (Tableau.VI.8.1).

Les analyses géochimiques effectuées à -2 m NGF, à l'emplacement de la datation GL-3, ont fourni des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et des rapports C/N typiques d'environnements dominés par des apports en matière organique particulaire d'origine marine, ce qui est confirmé par la présence importante de foraminifères dans ce niveau. Nous pouvons donc considérer que ce niveau s'est déposé dans un environnement de bas-schorre/ haute-slikke proche de celui décrit actuellement par la biozone n° 1. Cela nous permet de dire que le niveau marin relatif était situé à $-3,74 \pm 0,62$ m aux alentours de 4602 ± 78 cal. B.P (Tableau.VI.8.1).

Le niveau argilo-tourbeux formant le sommet de l'unité 3 a fourni des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, de TOC et de TN comparables à celles observées à la surface des marais actuels pour les biozones 1 et 2 (Tableau.VI.8.1). Cependant, ce niveau a également montré un très fort rapport C/N, bien supérieur au rapport C/N maximum que nous avons pu observer à la surface des marais actuels. Plusieurs causes peuvent être invoquées pour expliquer cette valeur exceptionnelle du rapport C/N : la présence massive d'une espèce végétale non-observée lors de la construction du référentiel moderne, une dégradation prononcée de la matière organique du fait, par exemple, d'une activité de bioturbation post-dépôt, ou encore une abondance en particules charbonneuses, comme nous avons pu l'observer lors de l'examen du dépôt à la loupe binoculaire. Il ne s'agit toutefois que d'hypothèses, et cette valeur demeure pour l'instant inexpliquée. Par conséquent, il nous a semblé prudent de ne pas retenir ce point pour la reconstitution du niveau marin relatif.

I. 8. 2. Guidel-Loc'h – Sondage GL-2

Le sondage GL2 a été effectué à une altitude de 1,51 m NGF. Le toit des arènes micaschisteuses a été atteint à 10,2 m de profondeur environ. La séquence prélevée par ce sondage est en grande partie constituée d'un matériel sablo-argileux.

I. 8. 2-a. Description macrostratigraphique et analyses granulométriques

La séquence prélevée par ce sondage est en grande partie constituée d'un matériel sablo-argileux. Elle peut-être subdivisée en cinq sous-unités sédimentaires principales (Fig.VI.8.3).

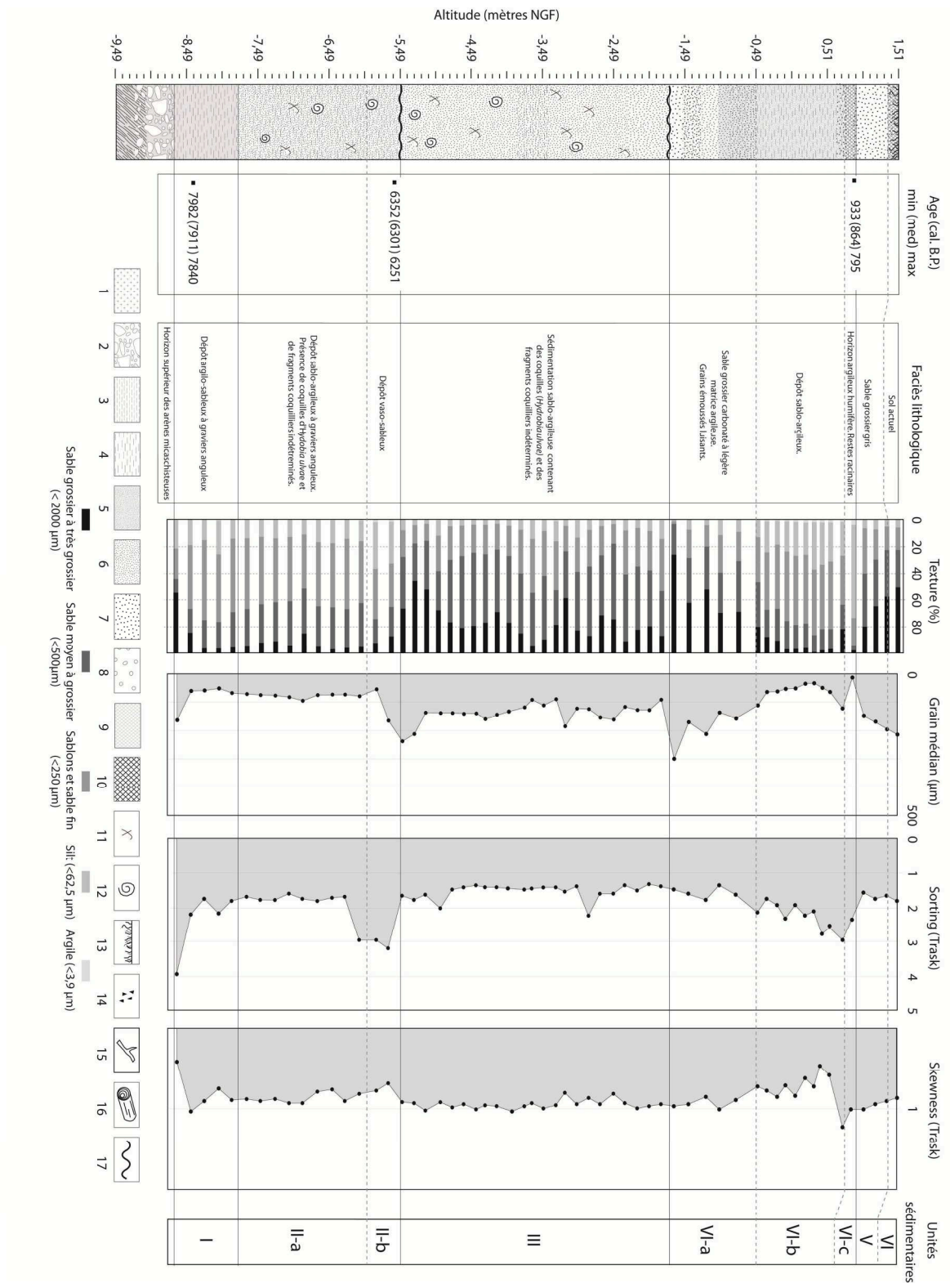
Unité I : Entre -8,7 m NGF et -7,6 m NGF environ, en conformité avec l'horizon arénisé sous-jacent, repose un dépôt de sablo-argileux (unité I), de granulométrie médiane comprise entre 50 et 100 μm . L'ensemble est très bien trié et montre une asymétrie légèrement négative, attestant d'une prédominance des particules grossières et donc d'une énergie de transport relativement importante.

Unité II : A partir de 7,6 m NGF, on observe le passage à une sédimentation sablo-vaseuse, formée d'un matériel très bien trié ayant une granulométrie médiane d'environ 80 μm . Des fragments coquilliers ainsi que des coquilles d'*Hydrobia ulvae* sont présentes entre -7,5 m NGF et -6,5 m NGF environ. Les 60 cm supérieurs de l'unité II sont caractérisés par une franche augmentation de la fraction argileuse s'accompagnant d'une nette diminution de la qualité du tri. Le dépôt devient alors plus vaseux (unité II-b). L'indice d'asymétrie, légèrement plus négatif que la moyenne de l'unité I, laisse supposer que le milieu était alors soumis à des conditions plus énergétiques.

Unité III : Une autre unité se met en place à partir de -5,5 m NGF environ, reposant clairement en discordance sur le dépôt sous-jacent. Il s'agit d'un dépôt formé de sables gris moyens à grossiers (grain médian compris entre 200 et 290 μm), très bien triés, contenant une proportion moyenne d'argiles inférieure à 20 %. L'indice d'asymétrie, très proche de 1 illustre une répartition équilibrée des fractions granulométriques. Dans le tiers supérieur du dépôt (entre -2,3 m NGF et -3,3 m NGF environ), cet indice, légèrement plus négatif peut indiquer l'apparition de conditions un peu plus énergétiques. Un niveau légèrement plus argileux apparaît entre -3,8 m NGF et -3,5 m NGF. L'ensemble de l'unité III contient une proportion importante de restes coquilliers ainsi que de coquilles en position de vie (*Hydrobia ulvae* notamment).

Fig.VI.8.3 - Log stratigraphique du sondage GL-2. 1 : substratum ; 2 : cailloutis arénacé ; 3 : argile ; 4 : silt ; 5 : sables fins ; 6 : sables moyens ; 7 : sables grossiers ; 8 : graviers et cailloux ; 9 : importante fraction organique ; 10 : tourbe ; 11 : fragments coquilliers ; 12 : coquilles en position de vie ; 13 : Niveau humifère - racinaire ; 14 : charbons ; 15 : fragment de bois ; 16 : bois en position de vie/restes de tronc ; 17 : surface d'érosion.

Fig.VI.8.3 - Stratigraphic log of the GL-2 drilling. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.



Celles-ci sont notamment concentrées à la base de l'unité (dans les 50 premiers centimètres), ainsi que dans le tiers supérieur. L'unité III est tronquée par une surface d'érosion à -1,7 m NGF.

Unité IV : Au-dessus reposent 20 cm de sable très grossier, très bien trié. Par la suite, sur une épaisseur de 2,5 m, le dépôt, bien que toujours sableux, se fait de plus en plus fin. Parallèlement à cette baisse de la granulométrie, on observe que le matériel, très bien trié à la base du dépôt, l'est de moins en moins vers le haut jusqu'à atteindre un indice de tri médiocre dans les derniers décimètres. Dans le même temps, l'indice d'asymétrie suit lui aussi un gradient clairement négatif, puis devient soudainement positif dans les 20 cm supérieurs du dépôt. Ce dernier horizon est caractérisé par un enrichissement important en matière organique.

Cette unité (unité IV) peut être interprétée comme ayant été déposée suite à un envahissement soudain du site par un épisode très énergétique et morphogène, ayant permis le dépôt de sables grossiers dans la ria. L'indice d'asymétrie, très négatif dans la moitié supérieure du dépôt, atteste d'une énergie de transport relativement importante, laissant supposer que ce site peut avoir été concerné par une défluviation du chenal de la ria. Cela est en accord avec le faciès stratifié observé dans les 70 derniers centimètres de l'unité. Entre 0,75 et 0,9 m NGF, on note la mise en place d'un faciès humifère (unité IV-c) montrant le retour à des conditions peu énergétique à l'endroit du sondage.

Unité VI : Les soixante derniers centimètres de la séquence sont formés de sables grossiers gris, très bien triés, présentant une augmentation de la granulométrie vers le haut. On constate une forte fraction carbonatée dans le dépôt, matérialisée par des fragments coquilliers macro- et microscopiques. Nous n'y avons pas observé de coquilles entières

I. 8. 2-b. *Datations*

Quatre datations ont été réalisées sur le sondage GL2. La première datation (GL2-4) a été effectuée sur un échantillon prélevé à -8,40 m NGF à partir de fragments organiques et a fourni un âge de 7911 ± 71 cal. B.P. Le toit de l'unité 1 a été daté à 6301 ± 51 cal. B.P. (GL2-3) à partir d'une coquille prélevée en position de vie juste en dessous de la surface de discontinuité (à -5,60 m NGF). Le niveau organique formant le toit de l'unité 3 a été daté à 864 ± 69 cal. B.P. (GL2-1).

I. 8. 2-c. *Micromorphologie et micropaléontologie*

Les sédiments prélevés par le sondage GL2 n'ont pas pu faire l'objet d'aucune analyse micromorphologique, la conservation des prélèvements dans les sacs d'échantillonnage n'ayant permis qu'un médiocre maintien de la structure sédimentaire. La présence de fragments coquilliers et de coquilles en position de vie au niveau des datations GL2-4, GL2-3 et GL2-1 nous permet d'attester de

l'existence de conditions marines à saumâtres. Aucun indice ne nous a, par contre, permis de préciser le régime de salinité de l'environnement de dépôt de la base de la séquence. La datation GL2-4 ne pourra donc être utilisée dans la reconstruction du niveau marin relatif.

I. 8. 2-d. *Niveaux marins et dynamiques morphologiques holocènes locales*

Les niveaux datés par les datations GL2-3 et GL2-1 ont tous deux permis d'obtenir des points-index du niveau marin relatif à partir de mesures géochimiques. (Tableau.VI.8.1).

Le prélèvement réalisé à l'emplacement de la datation GL2-3 (au toit de l'unité II; -5,6 m NGF) a fourni des valeurs géochimiques tout à fait comparables à celles obtenues pour la biozone n° 1, caractérisant le domaine de schorre. Ces résultats sont en accord avec les espèces de foraminifères observées dans le dépôt. Cela nous permet d'affirmer que le niveau marin relatif était situé à $-7,3 \pm 0,62$ m par rapport à l'actuel entre 6352 et 6251 cal. B.P (Tableau.VI.8.1).

Le niveau organique formant le toit de l'unité IV est caractérisé par des valeurs géochimiques situées entre celles caractérisant les biozones n° 1 et n° 2. Cet échantillon nous a permis de positionner le niveau marin relatif $0,69 \pm 0,68$ m sous le niveau actuel pour la période se situant aux alentours de 864 ± 69 cal. B.P (Tableau.VI.8.2).

I. 8. 3. **Guidel-Pouldu – Sondage GP1**

Le sondage GP1 a été effectué à une altitude de 3,35 m NGF. Ce sondage a été stoppé à une profondeur de 18 mètres (Fig.VI.8.3). La séquence prélevée par ce sondage est majoritairement sableuse. Seul un niveau argilo-tourbeux a été observé entre -11,25 et -11,55 m NGF environ. Le fait qu'il repose sur un épais niveau sableux nous permet de l'utiliser comme tourbe de base.

Ce niveau a été daté à 7693 ± 100 cal. B.P. sur des fragments organiques racinaires prélevés à -11,45 m NGF (soit 13,68m NGF sous les PMVE actuelles). En l'absence d'indicateurs nous permettant d'attester que ce dépôt s'est formé en conditions saumâtres, nous devons utiliser ce dépôt comme un point limitant du niveau marin. Aux alentours de 7693 ± 100 cal. B.P., le niveau marin relatif se situait donc au maximum $13,68 \pm 0,22$ m sous le niveau actuel (Tableau.VI.8.1). Toutefois, malgré la position basale du dépôt, l'échantillonnage n'a pas été effectué directement au contact avec le niveau sableux sous-jacent, mais une vingtaine de centimètres au-dessus. Il est ainsi probable que le niveau daté ait subi une compaction importante.

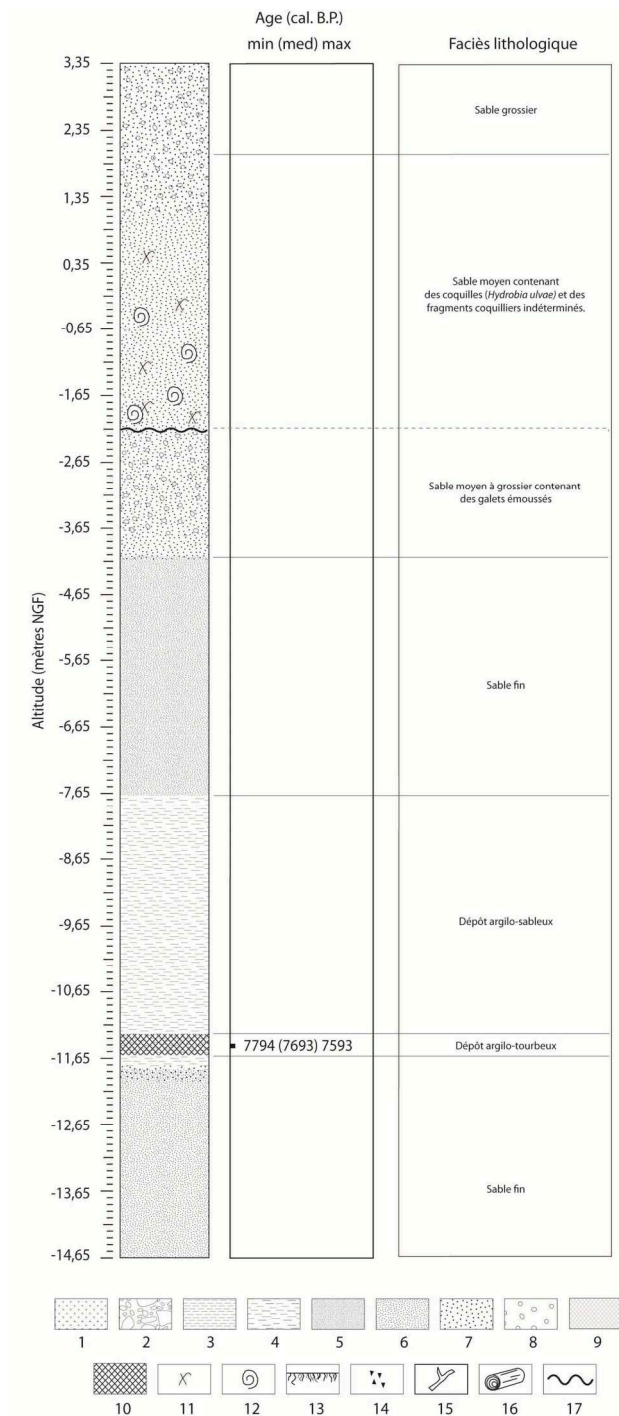


Fig.VI.8.4 - Log stratigraphique du sondage GP-1. 1: substratum ; 2: cailloutis arénacé ; 3: argile ; 4: silt ; 5: sables fins ; 6: sables moyens ; 7: sables grossiers ; 8: graviers et cailloux ; 9: importante fraction organique ; 10: tourbe ; 11: fragments coquilliers ; 12: coquilles en position de vie ; 13: Niveau humifère - racinaire ; 14: charbons ; 15: fragment de bois ; 16: bois en position de vie/restes de tronc ; 17: surface d'érosion.

Fig.VI.8.4 - Stratigraphic log of the GP-1 drilling. 1: substratum; 2: arenaceous gravels; 3: clay; 4: silt; 5: fine-grained sand; 6: medium-grained sand; 7: coarse-grained sand; 8: gravels and pebbles; 9: important organic content; 10: peat; 11: shell fragments; 12: shell in living position; 13: humifying – rooted level; 14: charcoals; 15: wood fragment; 16: wood in living position/tree stem remains; 17: erosion surface.

Sondage	Matériel daté	14C Lab code	Age B.P. conv.	Age B.P. cal. min (moy)/max	Altitude (en m NGF)	Alt./PMVE act. (en m)	Basal/Intercalé	Foram. (Oui/Non)	Pyrite (Oui/Non)	Macro-restes	$\delta^{13}C$ (‰)	TOC (%)	TON (%)	C/N	BIOZONE	TYPE	IM (en m)	IR (en m)	Incertitude (en m)	RSL (en m/PMVE act.)	Remarque
GL1	Fragments végétaux	Poz-49809	1760 ± 35	1740(1654)1567	0,3	-1,926	I	O	n/d	-	-24,65	4,28	0,13	32,15	??		-0,48	0,4	0,22	-1,44 ± 0,62	-
GL1	Coquille	Poz-49805	1300 ± 70	1332 (1182)1032	0,2	-2,026	I	O	n/d	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	Remanié
GL1	Coquille	Poz-49806	4395 ± 35	4580 (4602)4524	-2	-4,226	I	O	n/d	-	-25,24	0,20	0,02	10,24	1	SLIP	-0,48	0,4	0,22	-3,74 ± 0,62	-
GL1	Fragments organiques	Poz-47039	6650 ± 40	7587 (7523)7459	-8	-10,226	TB	N	n/d	-	-26,38	15,51	0,77	20,08	3/4	HL	-	-	0,22	<-10,23 ± 0,22	-
GL2	Fragments organiques	Poz-48807	970 ± 30	933 (864)795	1	-1,226	I	O	n/d	-	-26,40	4,74	0,36	13,30	1/2	SLIP	-0,55	0,46	0,22	-0,69 ± 0,68	-
GL2	Coquille	Poz-48773	5910 ± 40	6352 (6301)6251	-5,59	-7,816	I	O	n/d	-	-24,59	1,16	0,10	11,25	1	SLIP	-0,48	0,4	0,22	-7,3 ± 0,62	-
GL2	Fragments organiques	Poz-49808	7090 ± 40	7382 (7911)7840	-8,39	-10,616	B	N	n/d	-	-24,84	1,40	0,13	10,61	-	-	-	-	-	-	-
GP1	Fragments organiques	Poz-49802	6680 ± 40	7793 (7693)7593	-11,45	-13,68	B	N	n/d	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,22	<-13,68	-

Tableau.VI.8.1 - Données obtenues à partir des sondages GL-1, GL-2 et GP-1

Table.VI.8.1 - Data obtained from the GL-1, GL-2 et GP-1 drillings

II . Réactualisation des données précédemment publiées.

II.1. Morzadec-Kerfourn (1974)

Sur l'ensemble des données concernant le niveau marin relatif Holocène obtenues dans le Finistère-Nord par Morzadec-Kerfourn (1974), seules les tourbes de bases ont été retenues, car seul ce type de dépôt nous permettait de fixer *a posteriori* un *Indicative Meaning*. Parmi les tourbes de bases, nous avons retenu seulement celles pour lesquelles des indices clairs nous permettaient d'effectuer la distinction entre les dépôts d'eau douce et les dépôts saumâtres. Les datations obtenues pour les points retenus ont ensuite été recalibrées selon le même standard que celui utilisé pour la calibration de nos propres données.

Parmi les 15 points initialement proposés par Morzadec-Kerfourn, seuls quatre ont été jugés susceptibles de fournir des informations fiables concernant le niveau marin relatif (Tableau.VI.9.1). Deux d'entre eux ont permis d'obtenir des points-index, tandis que les deux autres ont été considérés comme des points limitants. Ci-dessous sont présentés les points retenus ainsi que les arguments ayant permis de les caractériser comme SLIP ou comme limite supérieure du niveau marin.

II. 1. 1. Trézien- Plage de Porstevigné (GIF-714)

Ce point a été obtenu à partir d'un dépôt tourbeux épais d'une trentaine de centimètres, décrit par Morzadec-Kerfourn comme une « tourbe de transport [...] reposant directement sur le substratum arénisé »⁸. Cette tourbe a été datée à 3660 ± 115 conv. B.P. (3994 ± 305 cal. B.P.) sur un « morceau de bois prélevé dans le dépôt »⁹ à $1,5 \pm 0,5$ m NGF. Nous n'avons aucune certitude que l'échantillon daté a été prélevé au contact entre le substratum et le dépôt tourbeux. Il n'est donc pas à exclure que ce point ait pu subir une certaine compaction.

L'analyse pollinique réalisée sur le dépôt par Morzadec-Kerfourn révèle une absence totale de pollens d'espèces halophiles. Aucune influence marine n'ayant pu être identifiée dans ce dépôt, ce point a été considéré comme limitant, fixant la limite supérieure du niveau marin relatif à $2 \pm 0,55$ m sous le niveau des pleines mers actuelles.

II. 1. 2. Argenton - Gwentrez (GIF-816)

Ce point a été prélevé à Argenton (Fig.VI.9.1) à la base d'un dépôt tourbeux épais d'une dizaine de centimètre, reposant sur un limon gris. Aucune information n'est donnée sur l'épaisseur de ce

⁸ Morzadec-Kerfourn (1974), p.145 : « Le dépôt tourbeux, épais de 30 cm, repose directement sur le substratum arénisé. C'est une tourbe de transport qui contient une forte proportion d'arène, de l'argile, de très fin débris végétaux et des morceaux de bois ».

⁹ Morzadec-Kerfourn (1974), p.146.

dernier, ni sur sa position dans la séquence stratigraphique. Aucune certitude ne peut donc être établie quant au caractère basal de la tourbe, et ce point issu de ce dépôt a donc été considéré avec la plus grande précaution. La datation, réalisée à partir d'un échantillon prélevé à $-0,5 \pm 0,5$ m NGF a livré un âge de 3970 ± 35 conv. B.P. (4453 ± 72 cal. B.P.). L'assemblage pollinique révèle des influences salines : dominance des pollens de chénopodiacées et de graminées, présence de pollens de crucifères (*Cakile maritima*). Cela est confirmé par la présence de kystes de dinoflagellés (Hystrichosphères) dans le dépôt.

Cette tourbe peut-être considérée comme s'étant formée en milieu saumâtre, et donc entre le niveau des PMVE et le niveau moyen de marée. Cela nous conduit à considérer que le niveau marin relatif était situé à $3,61 \pm 1,75$ m sous le niveau actuel autour de 4453 ± 72 cal. B.P.

II. 1. 3. Plouescat – Plage de Porsguen (Gif-711)

Le dépôt tourbeux de la plage de Porsguen à Plouescat (Fig.VI.9.1) est une tourbe d'une dizaine de centimètres d'épaisseur reposant sur un limon décrit comme loessique par Morzadec-Kerfourn (1974). Cette séquence a été datée à partir de « charbons de bois prélevés à la base de la tourbière, dans le limon gris »¹⁰. Bien que l'incertitude quant à l'emplacement du prélèvement demeure importante, nous considérerons que ce prélèvement a été effectué à la limite entre le niveau limoneux et la tourbe (soit à $2,4 \pm 0,5$ m NGF). La datation a donné un âge de 4120 ± 140 conv. B.P., soit 4605 ± 371 cal. B.P.

Bien que quelques kystes de dinoflagellés aient été observés tout au sommet de la tourbe, aucun indice ne permet d'attester d'influences saumâtres pour le reste du dépôt. Nous avons donc considéré ce point comme un point limitant, fixant la limite supérieure du niveau marin à $-1,86 \pm 0,55$ m sous le niveau actuel pour la période 4605 ± 371 cal. B.P.

II. 1. 4. Ploudalmézeau – Plage de Treompan (Gif-766)

Ce dépôt est un niveau tourbeux de cinq centimètres d'épaisseur affleurant en bas de la plage de Tréompan (Fig.VI.9.1), « au niveau des basses mers de vives-eaux de coefficient 116 »¹¹ ce qui correspond « sensiblement au zéro des cartes maritimes »⁹ (Morzadec-Kerfourn, 1974). Le dépôt repose directement sur un limon loessique. Une datation, réalisée par l'auteur au contact entre la tourbe et le limon ($-4,4 \pm 0,5$ m NGF, matériel daté non précisé) a donné un âge de 5770 ± 177 conv. B.P., soit de 6610 ± 323 cal. B.P.

¹⁰ Morzadec-Kerfourn (1974), p.168.

¹¹ Morzadec-Kerfourn (1974), p.155 : « J'ai prélevé en 1966 des échantillons pour l'analyse pollinique ; le coefficient de la marée était de 116, le niveau de la basse mer correspondait, les vents étant favorables, sensiblement au niveau du zéro des cartes marines »

Location	Type of deposit	Lab code	Conv. Age BP	Cal. Age BP	Indicators of salinity regime of deposit environment	Elevation	Elevation	Indicative meaning	Indicative range	TYPE	RSL
			in years BP	Min (Mean) Max	from M.-TH. Morzadec-Kerfourn (1974)	in m NGF	in m relative to present local HWST level	in m	in m		in m relative to present local HWST level
Trezien	30 cm thick arenaceous peat layer with plant remains and wood-fragment	GF-714	3660 ± 115	4299 (3994) 3689	Total absence of salt-water influence indicators	1.5 ± 0.5	-2	-	-	HL	<2±0.55
Argenton-Gwentrez	20 cm peat layer on grey silt	GF-816	3970 ± 35	4525 (4453) 4382	Domination of Chenopodiaceae and gramineae in the pollen assemblage. Presence of cruciferous (<i>Cakile maritima</i>) plant species. Dymocysts and hystrichospherids are present.	-0.5 ± 0.5	-4.01	-0.4	1.2	SLIP	-3.61±1.75
Pouescat-Porsquen	10 cm thick peat layer on loess deposit	GF-711	4120 ± 140	4976 (4605) 4234	Absence of Halophilous pollen species within the peat layer	2.4 ± 0.5	-1.86	-	-	HL	<-1.86±0.55
Fouldal-Teorpan	5 cm thick peat layer on grey silt deposit	GF-766	5770 ± 150	6933 (6610) 6288	Halophilous plant species (<i>Chenopodiaceae</i> , <i>Plantago maritima</i> , <i>Armeria</i>). Presence of hystrichospherids.	-4.4 ± 0.5	-8.1	-0.37	1.22	SLIP	-7.73±1.77

L'analyse pollinique de ce dépôt révèle le caractère saumâtre de l'environnement de formation de la tourbe : présence importante de pollens de chénopodiacées, de *Plantago maritima* et d'*Armeria*. Cela est confirmé par la présence d'hystrichosphères dans le dépôt. Nous avons donc pu utiliser ce point comme point-index, fixant la position du niveau marin relatif à $7,73 \pm 1,77$ m sous le niveau des pleines-mers actuelles pour la période 6610 ± 323 cal. B.P. La marge d'incertitude du point étant trop importante, tant en âge qu'en altitude, nous avons choisi de ne pas conserver cette date dans notre reconstruction.

Tableau.VI.9.1- Synthèse des données remises à jour de Morzadec-Kerfourn (1974).

Table.VI.9.1 - Synthesis of the data retrieved and re-assessed from Morzadec-Kerfourn (1974).

II.2. Stéphan (2008, 2011) et Stéphan et al. (2014)

Les données produites par Stéphan (2008, 2011) puis par Stéphan *et al.* (2014) sur l'évolution du niveau marin holocène en rade de Brest (Fig.VI.9.2) ont été intégrées à notre base de données. Le point (Erl-11749) fut initialement obtenu par Stéphan (2008,2011) à partir d'un fragment organique prélevé dans un dépôt silteux entre 30 et 40 cm sous la surface actuelle du marais d'Arun, initialement daté à 436 ± 55 conv. BP. Cette date fut rejetée par l'auteur du fait de l'âge moderne (1956-2000 AD) obtenu après calibration, âge suggérant une possible pollution du dépôt du fait de la pénétration de racines actuelles dans le dépôt. Après recalibration de la date initiale, nous avons obtenu un âge de 494 ± 39 cal. B.P., nous semblant pouvoir tout à fait correspondre au niveau échantillonné. Nous avons donc pensé que ce point pouvait être réintégré à notre base de données (tableau.VI.10.2 à la fin de ce chapitre).

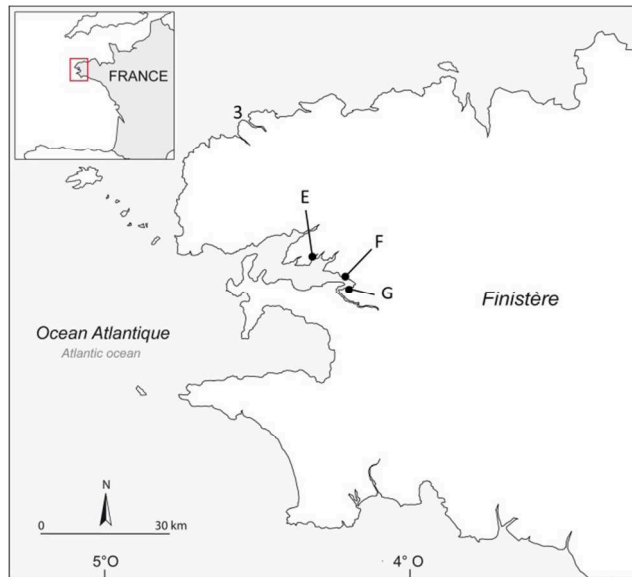


Fig.VI.9.2- Localisation des sites d'étude de Stéphane (2011).

Fig.VI.9.2 - Location of the study-sites of Stéphane (2011).

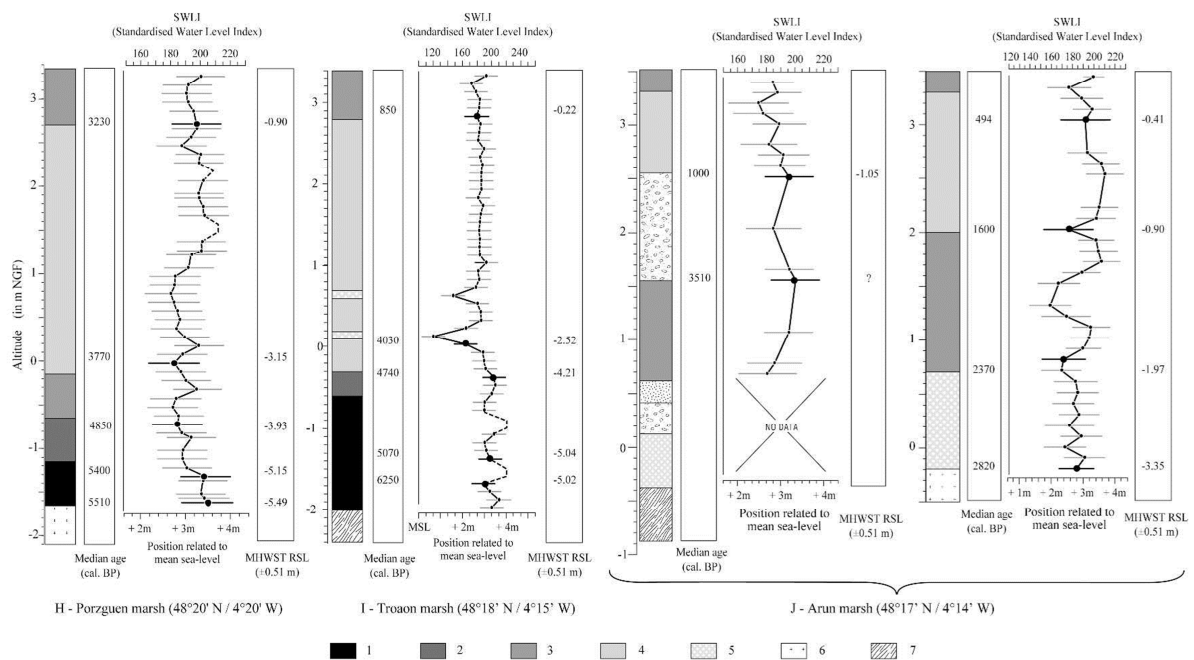


Fig.VI.9.3- Séquences sédimentaires étudiées par P. Stephan (2011) en Rade de Brest et positions associées du niveau marin relatif. (Modifié de Stéphane, 2011). Données telles qu'originellement publiées. 1: tourbe ; 2: tourbe argileuse ; 3: vase organique ; 4: vase marine ; 5: vase coquillière ; 6: substrat granitique ; 7: substrat schisteux.

Fig.VI.9.3- Sedimentary sequences studied in the Bay of Brest by P. Stephan (2011) and associated RSL positions. (Modified from Stéphane, 2011). Data as originally published. 1: peat; 2: silty-peat 3: organic mud; 4: marine mud; 5: shelly mud; 6: bed-rock (granite); 7: bed-rock (shale)

III . Nouvelles données sur la disposition et l'architecture des corps sédimentaires d'avant-côte

III.1. Méthodologie d'interprétation des données sismiques

III. 1. 1. Les unités sismiques

L'interprétation des données sismiques a été réalisée selon les principes de la stratigraphie sismique, dont les concepts de base ont été énoncés par Mitchum *et al.* (1977) et Vail *et al.* (1977). La stratigraphie sismique consiste à différencier, au sein de l'enregistrement, différents sous-ensembles présentant des réflexions sismiques particulières et représentant chacun un ensemble stratigraphique cohérent : les unités sismiques. Celles-ci seront délimitées à la base et au toit par des « surfaces de discontinuités, marquées par la terminaison des réflecteurs » (Mitchum *et al.*, 1977). La détermination des unités sismiques consiste donc, dans un premier temps à identifier les surfaces de discontinuité sur les profils, et à les caractériser. Mitchum *et al.* (1977) distinguent plusieurs types de terminaison des réflecteurs, correspondant à autant de types de surfaces de discontinuité. Ceux-ci sont résumés dans la figure VI.10.1. Nous utiliserons cette classification pour décrire les unités rencontrés dans les profils sismiques acquis dans le cadre de cette thèse.

Il faut noter que l'unité sismique est une entité se définissant d'abord en deux dimensions (le long d'un profil sismique). Pour que la géométrie d'une unité puisse être reconstituée en 3-D, il est indispensable que sa continuité entre les profils soit éprouvée par la reconnaissance d'un caractère commun : le faciès sismique. La continuité d'un faciès sismique entre des profils voisins traduit le fait que les unités reconnues sur ces profils se sont mis en place sous la même dynamique de dépôt et qu'elles peuvent être rattachées d'un profil à l'autre (voir ci-dessous).

La précision de la reconstitution de l'architecture des dépôts sera ainsi étroitement dépendante (i) de la densité des profils sismiques réalisés et (ii) du tracé des profils. En outre, la précision et la validité de la reconstitution de la géométrie des unités se verra améliorée par un levé sismique incluant des profils se recoupant entre eux.

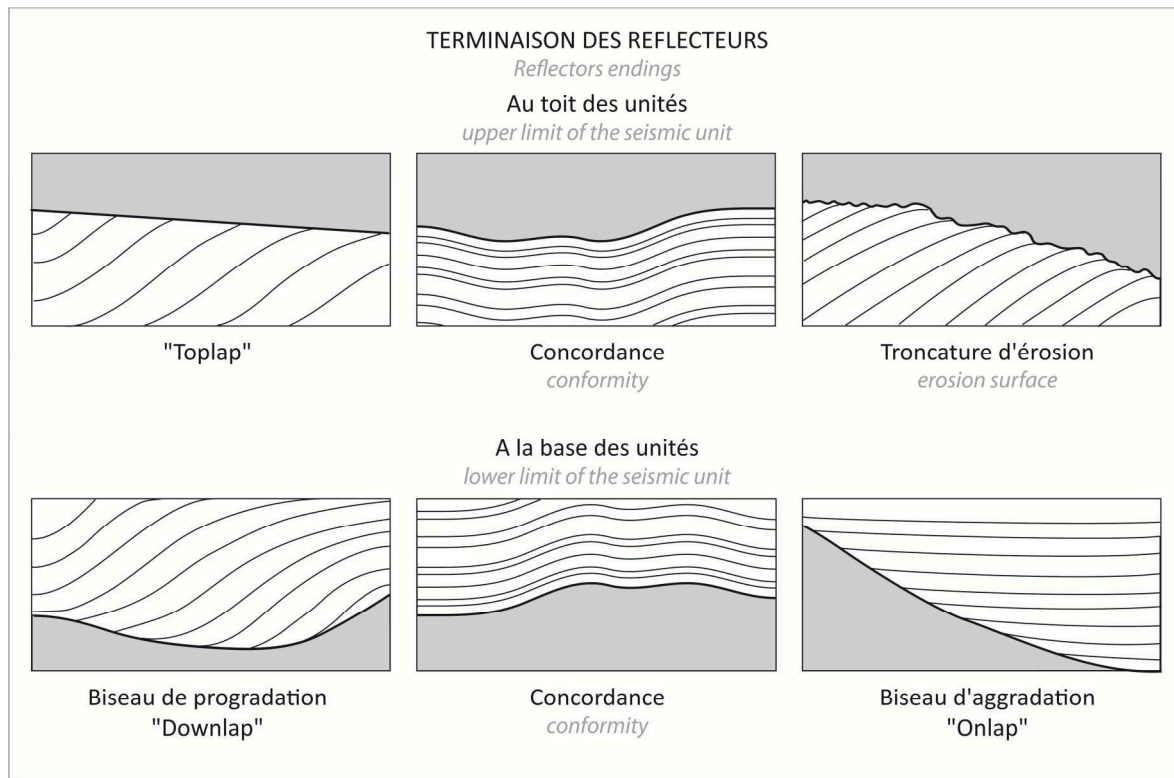


Fig.VI.10.1 - Illustration des différentes configurations de la terminaison des réflecteurs sismiques (modifié de Estournès, 2011)

Fig.VI.10.1 - Illustration of the different possible configurations at the edges of seismic reflectors (modified from Estournès, 2011)

Il faut noter que l'unité sismique est une entité se définissant d'abord en deux dimensions (le long d'un profil sismique). Pour que la géométrie d'une unité puisse être reconstituée en 3-D, il est indispensable que sa continuité entre les profils soit éprouvée par la reconnaissance d'un caractère commun : le faciès sismique. La continuité d'un faciès sismique entre des profils voisins traduit le fait que les unités reconnues sur ces profils se sont mis en place sous la même dynamique de dépôt et qu'elles peuvent être rattachées d'un profil à l'autre (voir ci-dessous).

La précision de la reconstitution de l'architecture des dépôts sera ainsi étroitement dépendante (i) de la densité des profils sismiques réalisés et (ii) du tracé des profils. En outre, la précision et la validité de la reconstitution de la géométrie des unités se verra améliorée par un levé sismique incluant des profils se recoupant entre eux.

Le faciès sismique décrit l'aspect et l'organisation des réflecteurs à l'intérieur de chacune des unités préalablement identifiées. D'après Mitchum *et al.* (1977), la détermination d'un faciès sismique passe par la caractérisation des réflexions sismiques (continuité, amplitude, fréquence) et la descrip-

tion de leur agencement les unes par rapport aux autres (stratifié, oblique, chaotique, etc.). Ces caractères sont résumés dans la figure VI.10.2.

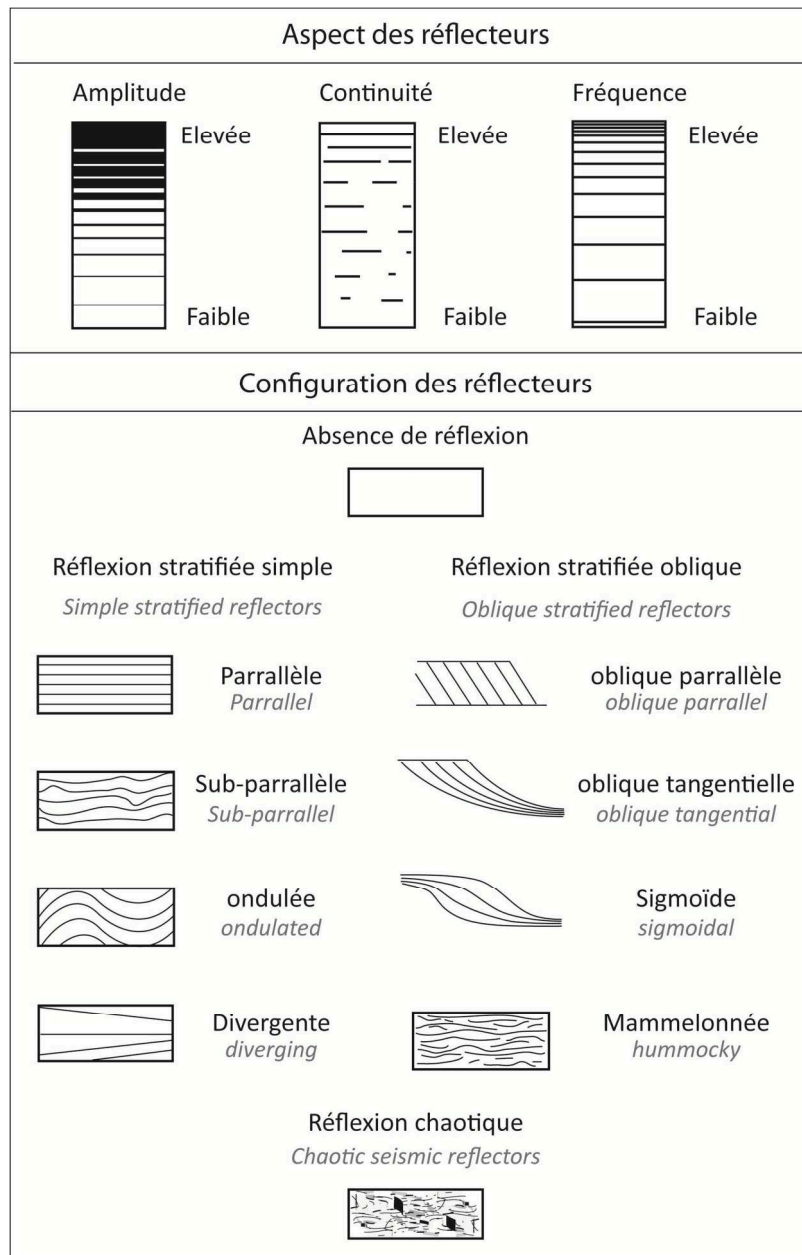


Fig.VI.10.2 - Critères de caractérisation d'un faciès sismique (modifié de Estournès, 2011)

Fig.VI.10.2 - Criteria for characterizing the seismic facies (modified from Estournès, 2011)

Les faciès sismiques sont ordinairement rattachés à des dynamiques ainsi qu'à des environnements de dépôt par le biais de carottages, permettant une caractérisation parfaite du matériel composant les unités. Il est important de préciser qu'aucun carottage en mer n'a pu être effectué dans le cadre de cette thèse. Ainsi, il nous est pour l'instant impossible de caractériser les unités sismiques identifiées dans les profils d'un point de vue sédimentologique.

III.2. Secteur de Plouguerneau-Guissény

III. 2. 1. Présentation du levé

Le secteur d'avant-côte situé au nord/nord-est du site du Corrégou a fait l'objet d'une couverture bathymétrique et sismique composée de 65 profils : 53 profils ont été réalisés selon une direction N45° puis recoupés par 12 profils transversaux orientés N 315° (Fig.VI.10.3).

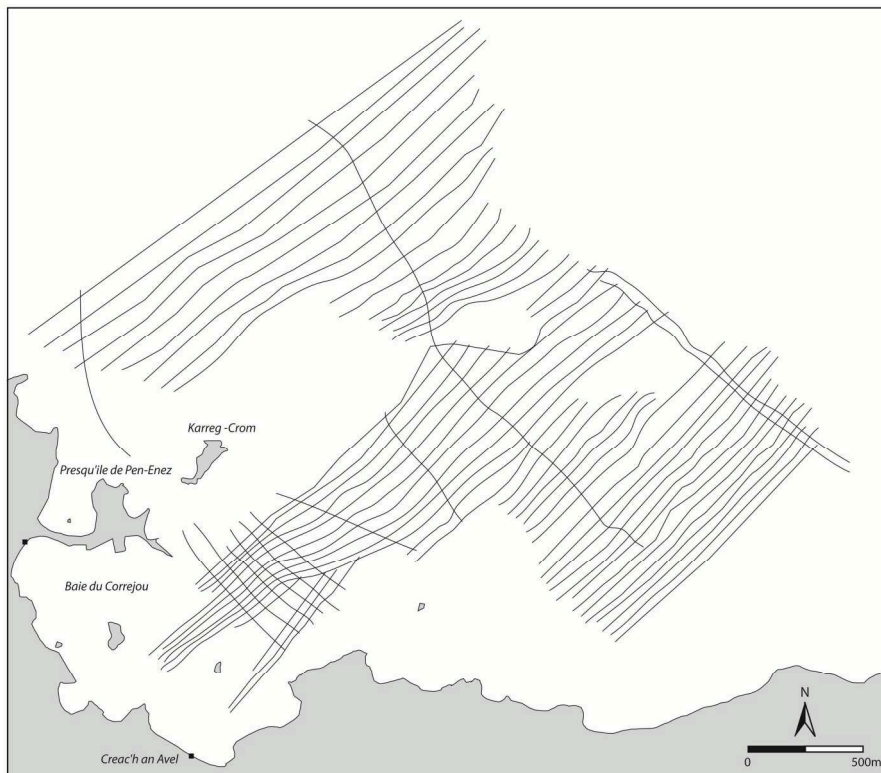


Fig.VI.10.3 - Profils bathymétriques et sismique réalisés au-devant de Plouguerneau (Nord-Finistère) durant la mission FISSEL1.

Fig.VI.10.3 - Bathymetric and seismic profiles made in front of Plouguerneau (North-Finistère) during the FISSEL1 mission.

III. 2. 2. Faciès sismiques rencontrés

L'interprétation des profils sismiques réalisés dans le secteur de Plouguerneau a permis de suivre le socle acoustique (unité non pénétrée par le signal, correspondant le plus souvent au substratum rocheux) en continu sur la totalité de la longueur des profils. Le remplissage sédimentaire atteint sa plus grande épaisseur à l'entrée de la baie du Corrégou (zone sud-ouest du secteur). Plusieurs unités sismiques, séparées par des surfaces de discontinuités, sont observées sur les profils réalisés dans cette zone. Nous en avons identifié trois principales, depuis le socle acoustique jusqu'au fond (figure VI.10.4).

Unité sismique <i>Seismic unit</i>	Illustration	Amplitude	Continuité <i>Continuity</i>	Configuration des réflecteurs <i>Reflectors configuration</i>	Terminaisons : - supérieure / inférieure <i>Top - Bottom endings</i>
U 3		Moyenne à très forte <i>Medium to very high</i>	Elevée à très élevée <i>High to very high</i>	Parallèle aggradante à Sigmoide <i>Aggradant parallel to Sigmoid</i>	Troncature d'érosion / Toplap <i>Erosional surface / toplap</i> Concordant / Biseau d'aggradation <i>Conformable / Onlap</i>
U 2		Faible à moyenne <i>Low to médium</i>	Faible à moyenne <i>Low to médium</i>	Chaotique à parallèle <i>Chaotic to parallel</i>	Troncature d'érosion <i>Erosional surface</i> Concordant / Troncature d'érosion <i>Conformable / Erosional surface</i>
U 1		Faible <i>Low</i>	Faible à moyenne <i>Low to médium</i>	Chaotique <i>Chaotic</i>	Concordant / Troncature d'érosion <i>Conformable / Erosional surface</i> Troncature d'érosion <i>Erosional surface</i>
Socle acoustique <i>Acoustic basement</i>		Moyenne à très forte <i>Medium to very high</i>	Moyenne à forte <i>Medium to high</i>	Chaotique <i>Chaotic</i>	Troncature d'érosion <i>Erosional surface</i> \emptyset

Fig.VI.10.4 - Faciès sismiques reconnus dans les profils sismiques CHIRP réalisés à Plouguerneau.

Fig.VI.10.4 - Seismic facies recognized in the CHIRP profiles made in Plouguerneau.

- **Socle acoustique** : Le socle acoustique, très faiblement pénétré par la technique utilisée, est caractérisé par un signal montrant une réflexion chaotique, de faible amplitude, discontinue par endroits. La plupart du temps, le toit de cette unité est marqué par une franche augmentation de l'amplitude de la réflexion, soulignant une surface de discontinuité avec l'unité sus-jacente. Cette surface de discontinuité présente une morphologie très accidentée. La continuité entre ce réflecteur et les affleurements rocheux observés sur la bathymétrie (écueils) nous permettent d'affirmer que le socle acoustique correspond au substratum rocheux. D'une manière générale, deux types de figures acoustiques peuvent être distinguées à l'intérieur du socle: l'une présente un faciès très chaotique de faible amplitude (faciès S1A), l'autre une amplitude très forte (faciès S1B). L'ensemble de la zone couverte étant caractérisé par une lithologie uniforme (Migmatites de Plouguerneau) (Marcoux *et al.*, 2004), ces différences de caractère ne peuvent pas s'expliquer par des différences lithologiques ou la présence de couvertures d'altérites. En effet, ces dernières auraient sûrement autorisé une pénétration plus profonde du signal CHIRP. Nous pouvons toutefois remarquer que le faciès S1A s'observe majoritairement au voisinage des points bas du socle acoustique, aux endroits où la couverture sédimentaire sus-jacente est la plus épaisse, tandis que le faciès S1B concerne plutôt les points hauts, voire les écueils affleurant. Nous pensons donc que l'explication de la différence entre ces deux faciès doit plutôt être recherchée dans une atténuation du signal CHIRP lors de sa traversée des couches sédimentaires.

- **Unité 1**: L'unité 1(U1) a été observée sur certains profils comme l'unité reposant directement sur le socle. Elle est caractérisée par une réflexion de très faible amplitude, voire quasi transparente. Il a été difficile d'observer une continuité des réflecteurs au sein de cette unité. Son toit (surface de discontinuité S1) est par contre généralement bien marqué par un réflecteur de moyenne à forte

amplitude. Ce réflecteur dessine une surface de discontinuité à la géométrie très accidentée, suggérant une troncature d'érosion.

- **Unité 2 :** L'unité 2 (U2) repose directement sur la surface de discontinuité S1. Elle se distingue de l'unité 1 par une réflexion d'amplitude plus constante et un faciès plus stratifié, souvent sub-parallèle à fortement ondulé. Le toit de l'unité 2 est la plupart du temps matérialisé par un réflecteur de très forte amplitude.

- **Unité 3 :** L'unité 3 est caractérisée par une réflexion de forte amplitude importante et une continuité élevée entre les profils. On constate une organisation parallèle à sub-parallèle des réflecteurs à l'intérieur de l'unité. Par endroits, ces réflecteurs internes apparaissent cependant perturbés. L'organisation des réflecteurs internes permet de supposer que la sédimentation s'est faite de façon constante et dans un environnement relativement peu énergétique. Au toit de l'unité 3, on note, sur l'ensemble des profils, la présence d'un réflecteur continu caractérisé par une amplitude extrêmement élevée du signal. Ce réflecteur, présent sur l'ensemble des profils ne semble pas être le reflet d'une formation sédimentaire particulière, mais plutôt le contraste d'impédance acoustique entre l'eau et le sédiment (M.Rabineau, *comm. pers.*).

En l'absence de carottage, il nous est encore impossible de véritablement déterminer si les réflecteurs observés à la base et au toit de l'unité 3 marquent des horizons formés d'un matériel plus grossier au sein d'un dépôt sableux ou des dépôts argileux à tourbeux. Cette dernière hypothèse nous est toutefois suggérée par l'analogie de faciès observée entre cette unité et les faciès ayant été identifiés (confirmation par le biais de carottages) comme étant de la tourbe par Plets *et al.* (2007) et Traini *et al.* (2013) dans des environnements similaires et avec la même méthode sismique.

III. 2. 3. Morphologie du substratum

Le traitement des profils sismiques CHIRP nous a permis d'obtenir une bonne image du substratum acoustique (fig.VI.10.5 et fig.VI.10.6 ; noter la différence d'échelle de couleur entre les deux figures). On observe trois légères dépressions, orientées N 315°, ainsi que ruptures de pentes du socle assez nettes vers -2 m, -5 m et -8 m sous le niveau du zéro hydrographique (fig.VI.10.5), c'est-à-dire aux alentours de -6 m, -9 m et -12 m NGF (soit environ 10 m, 13 m et 16 m sous les PMVE actuelles). La rupture de pente est notamment importante dans la partie Est de la baie du Corréjou. Nous proposons que ce talus, en agissant comme un « rempart », ait pu considérablement retarder la pénétration du coin salé induit par la transgression dans la baie du Corréjou. Ce scénario est en accord avec l'identification d'une influence marine tardive dans les séquences holocènes prélevées à la périphérie de cette baie (cf. chap. 6 I.2).

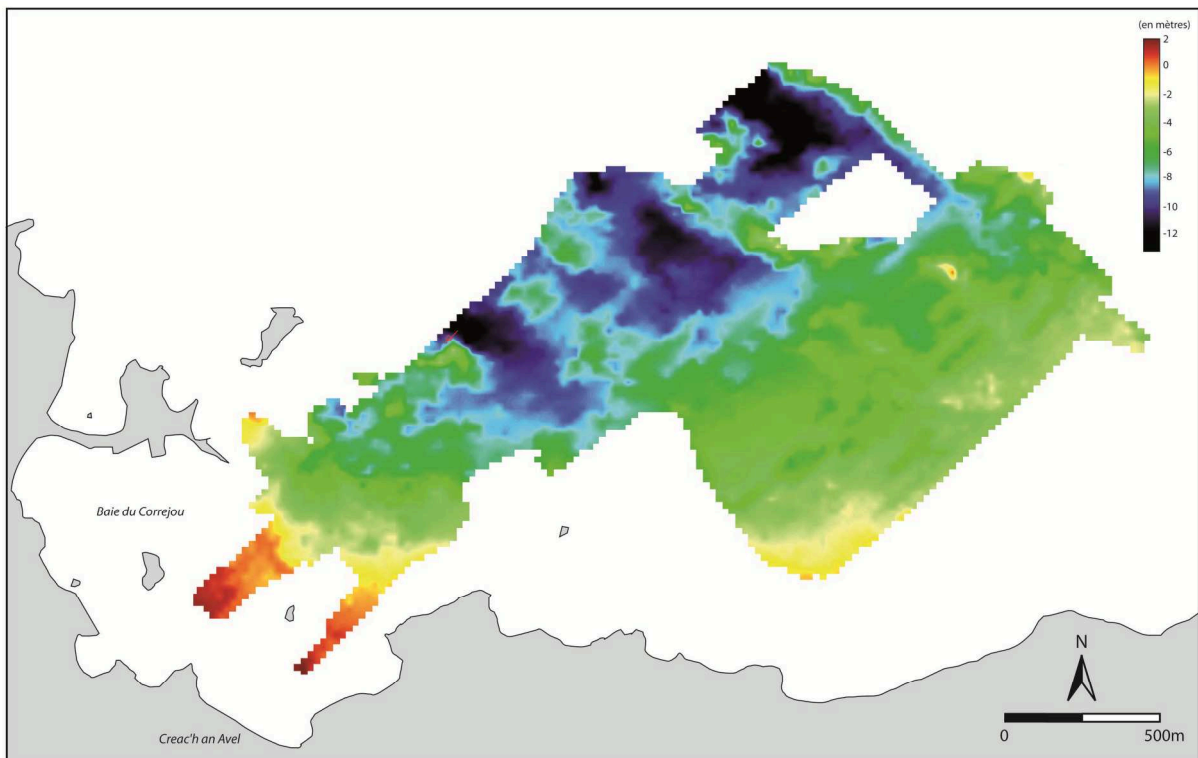
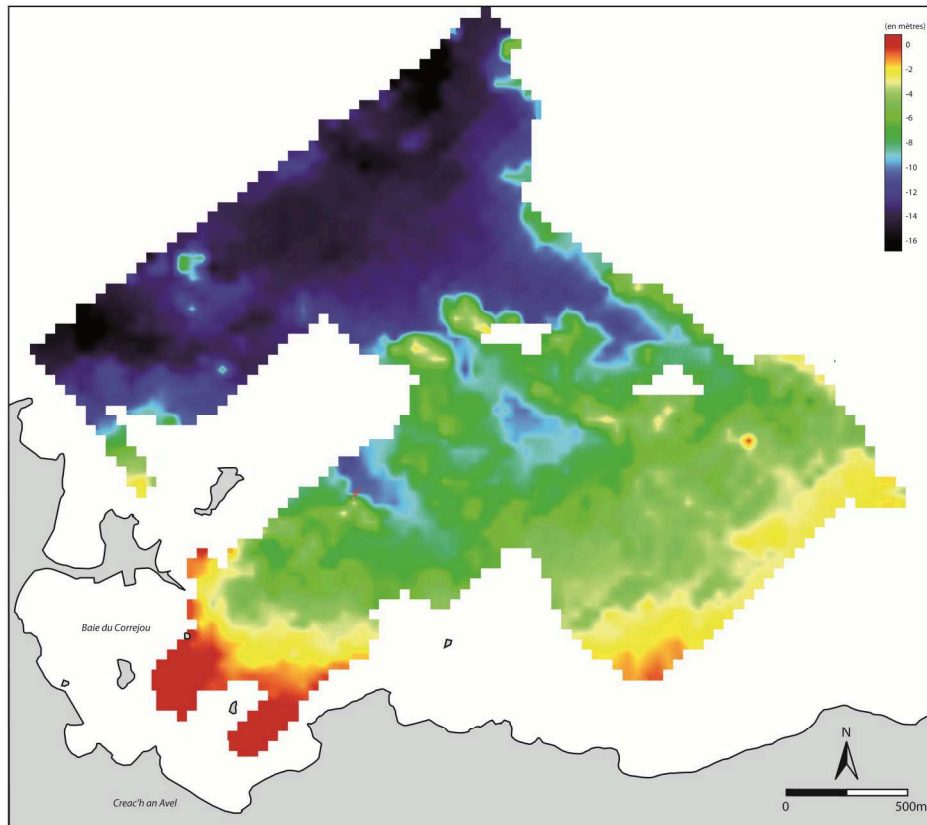


Fig.VI.10.5 et Fig.VI.10.6 - Modèles numériques de terrain du toit du substratum au-devant de Plouguerneau. Noter la différence d'échelles de couleurs entre les deux figures.

Fig.VI.10.5 and Fig.VI.10.6 - Digital elevation model of the substratum roof in front of Plouguerneau. Note the different color scales for each of the figures.

III. 2. 4. Disposition et géométrie des corps sédimentaires

Sur la majorité du secteur, on observe une couverture sédimentaire très mince (1 mètre à 1,5 mètre au maximum ; Fig.VI.10.7). Celle-ci recouvre le platier et comble les petites dépressions du substratum. La disposition parallèle de ces remplissages, particulièrement claire dans la partie Sud-Est et Est de la zone (orientation N 40°- 45°) peut être interprétée comme étant l'expression des directions de fracturation du socle. Seuls deux secteurs montrent des remplissages sédimentaires plus importants : à l'Ouest de la zone, à l'entrée de la baie du Corréjou, le substratum forme une dépression circulaire. Jusqu'à 7 mètres de sédiments sont conservés dans cette cuvette. A l'Est du secteur, on note une dépression allongée, orientée N 315°, dans laquelle sont conservés jusqu'à 3 mètres de sédiments.

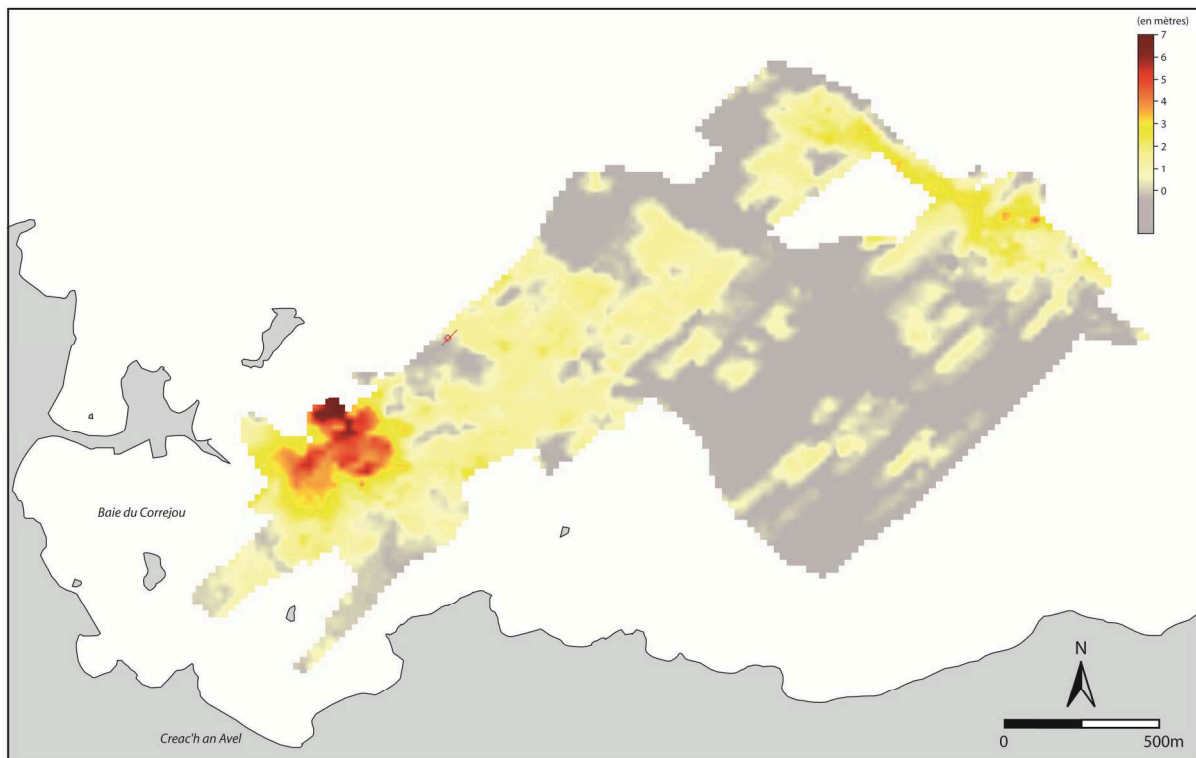


Fig.VI.10. 7 - Epaisseur de la couverture sédimentaire au-devant de Plouguerneau (en mètres).

Fig.VI.10.7 - Thickness of the sedimentary cover in front of Plouguerneau (in meters).

Nous avons focalisé notre attention sur la cuvette occidentale. Celle-ci a fait l'objet de six des douze profils transverses NW-SE réalisés au cours du levé (Fig.VI.10.3). La bonne qualité des informations donné par les profils sismiques à cet endroit nous a montré que cette zone était la plus susceptible de nous fournir des informations utiles pour la compréhension des dynamiques morpho-sédimentaires holocènes locales.

III. 2. 4-a. *Profils transverses Sud-Est/ Nord-Ouest*

Dans la partie Nord-Ouest des profils transverses, on observe des formes d'incision plus marquées (voir par exemple les profils 306,307 et 309 ; Figs.VI.10.8.A & B). Ces formes peuvent illustrer des petites paléo-vallées incisées dans le socle par les cours d'eau se jetant dans la baie. L'unité 1 est particulièrement visible dans les secteurs où le socle est le plus incisé (terminaison nord-ouest du profil 308, partie centrale du profil 307 ; fig.VI.10.8.A). Si l'on considère que ces incisions étaient empruntées par les paléo-cours d'eau au Pléistocène et au début de l'Holocène, l'unité 1 pourrait alors correspondre à un remplissage fluviatile fini-pléistocène (comme la partie supérieure d'un prisme de bas-niveau, cf. chapitre 2 I.1.2). Le début de la sédimentation marine holocène dans le secteur peut également être envisagé comme source de l'unité 1. Le toit de cette unité est matérialisé par une surface de discontinuité très découpée, révélatrice d'une dynamique fortement érosive (surface de ravinement tidale ?).

Les profils transverses les plus orientaux (profils 308 et 309, fig.VI.10.7.A) ainsi que le profil 305 permettent d'observer une unité intermédiaire (unité 2), caractérisée à sa base et à son toit par des réflecteurs sub-parallèles de forte amplitude. Cette unité est parfois continue sur toute la longueur de certains profils (voir par exemple le profil 308, Figs.VI.10.8.A & B).

Le toit de l'unité 2 est matérialisé par une troncature d'érosion sur laquelle repose l'unité 3, facilement identifiable par ses réflecteurs internes continus et parallèles. A la terminaison Nord-Ouest du profil 309, on peut observer, au sein de l'unité 3, quatre réflecteurs obliques venant recouper les réflecteurs sub-horizontaux de l'unité 4. Il nous semble que ces réflecteurs obliques peuvent être l'expression d'une dynamique érosive induite par la concentration des courants de marée empruntant le passage étroit entre la presqu'île de Pen-Enez, à l'Ouest et l'île de Karreg-Crom à l'Est (Cf. fig.VI.10.3).

III. 2. 4-b. *Profils Sud-Ouest/ Nord-Est*

La grande majorité des profils ont été réalisés parallèlement à la pente générale de la bathymétrie, les sondes augmentent globalement du Sud-Est vers le Nord-Ouest (voir la figure VI.10.3). Ceux-ci permettent d'observer un lobe sédimentaire venant s'appuyer sur le socle acoustique. Cette séquence sédimentaire montre (Figs.VI.10.9 A et B) une forme générale sigmoïde (cf. fig. VI.10.2) suggérant une mise en place dans un contexte transgressif.

Les unités sismiques décrites précédemment sur les profils transverses sont plus difficilement observables le long des profils orientés SO/NE. D'une manière générale, on note, directement au-

dessus du socle, une présence très localisée de l'unité 1 (Figs.VI.10.9.A & B). La géométrie de cette unité doit toutefois être considérée avec prudence, son pointé ayant le plus souvent été rendu difficile par la faible amplitude et continuité du réflecteur qui constitue son toit. Dans les endroits où elle a clairement pu être identifiée (par exemple sur les profils n°251, Figs.VI.10.9 A & B, n°307 et 308 ; Fig.VI.10.8), l'unité 1 semble se terminer par une surface d'érosion, au-dessus de laquelle repose soit directement l'unité 3, soit une unité intermédiaire (unité 2) présentant, à sa base et en son toit, deux réflecteurs de très forte amplitude (par exemple sur les profils n°308, 309, et 253). Des formes intéressantes sont observables sur le profil 249 : en effet, on note l'existence de quatre réflecteurs à la géométrie ondulée. Ces petits « dômes » peuvent faire songer aux restes d'un ancien cordon.

L'unité 3, plus facile à identifier et à pointer sur les profils, montre clairement un faciès aggradant sigmoïde, traduisant une dynamique transgressive (Fig.VI.10.9.A & B). Dans la partie occidentale des profils transversaux (profils n°246, 249, 251 et 253), on observe nettement le biseau d'aggradation formé par l'unité 3 (Fig.VI.10.9.A & B).

En résumé, les levés sismiques réalisés à l'entrée de la baie du Corréjou à Plouguerneau nous ont permis d'obtenir une bonne image du prisme sédimentaire. D'une manière générale, la géométrie du lobe sédimentaire et le faciès clairement aggradant des unités suggère des conditions de dépôt de type transgressif. Nous pouvons donc envisager que cette séquence ait été déposée lors de la transgression holocène. La présence d'un talus de socle, observé à l'entrée orientale de la baie, pourrait avoir retardé l'arrivée des influences salines dans les marais frangeants de la baie, tel que nous avons pu le proposer suite à l'interprétation des carottages que nous avons effectués en bordure du secteur (Chapitre 6.1.2). Toutefois, faute de carottages dans la zone couverte par les profils sismiques, qui permettraient de dater les réflecteurs, la chronologie de la mise en place des unités observées dans les profils demeure incertaine.

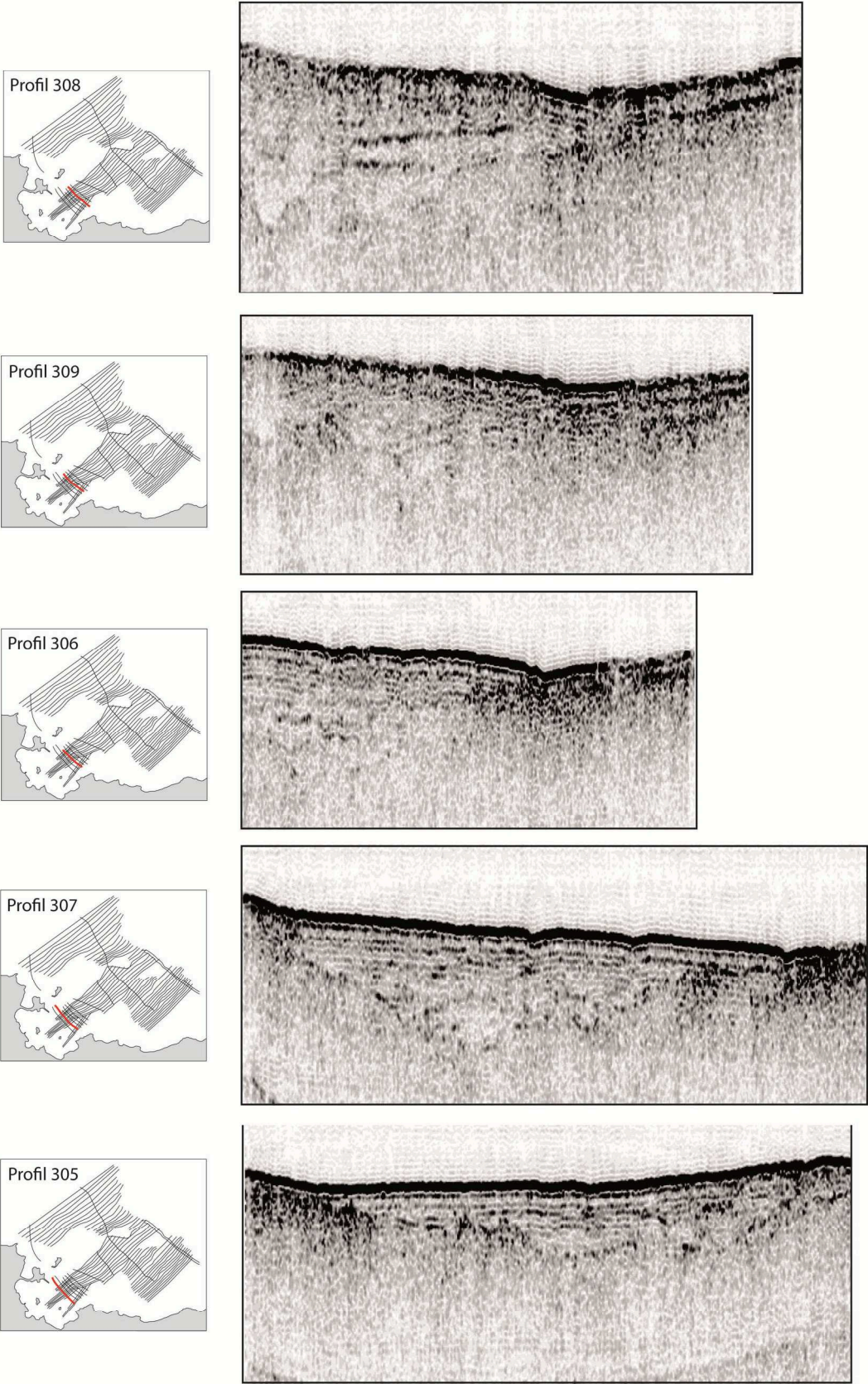


Fig.IV.10.8.A - Image et localisation des profils n° 246, 249, 251 et 253 - Image and location of the profiles n° 246, 249, 251 and 253.

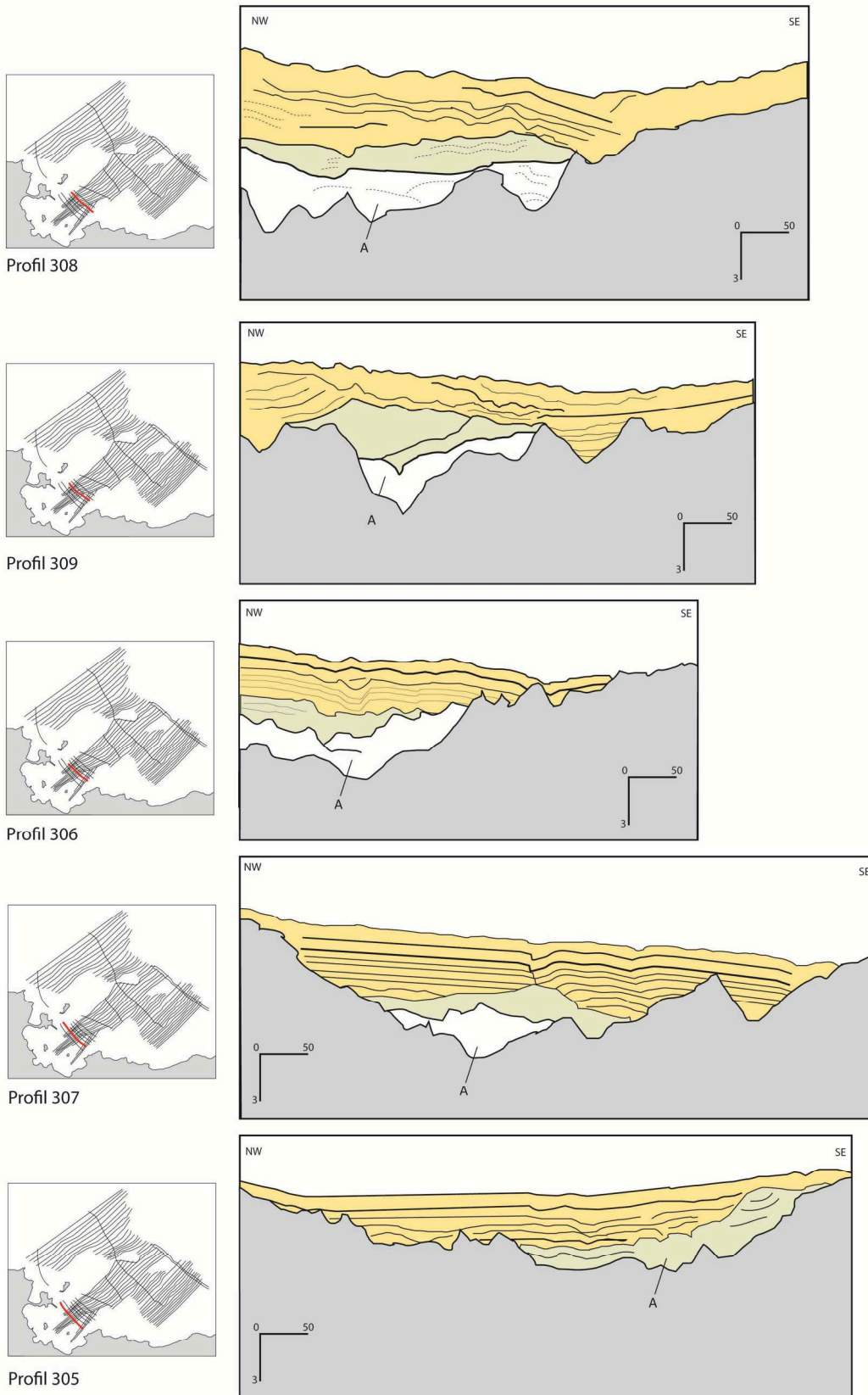


Fig.IV.10.8.B - Schémas interprétatifs des profils n° 246, 249, 251 et 253 - Interpretative outlines of the profiles n° 246, 249, 251 and 253.

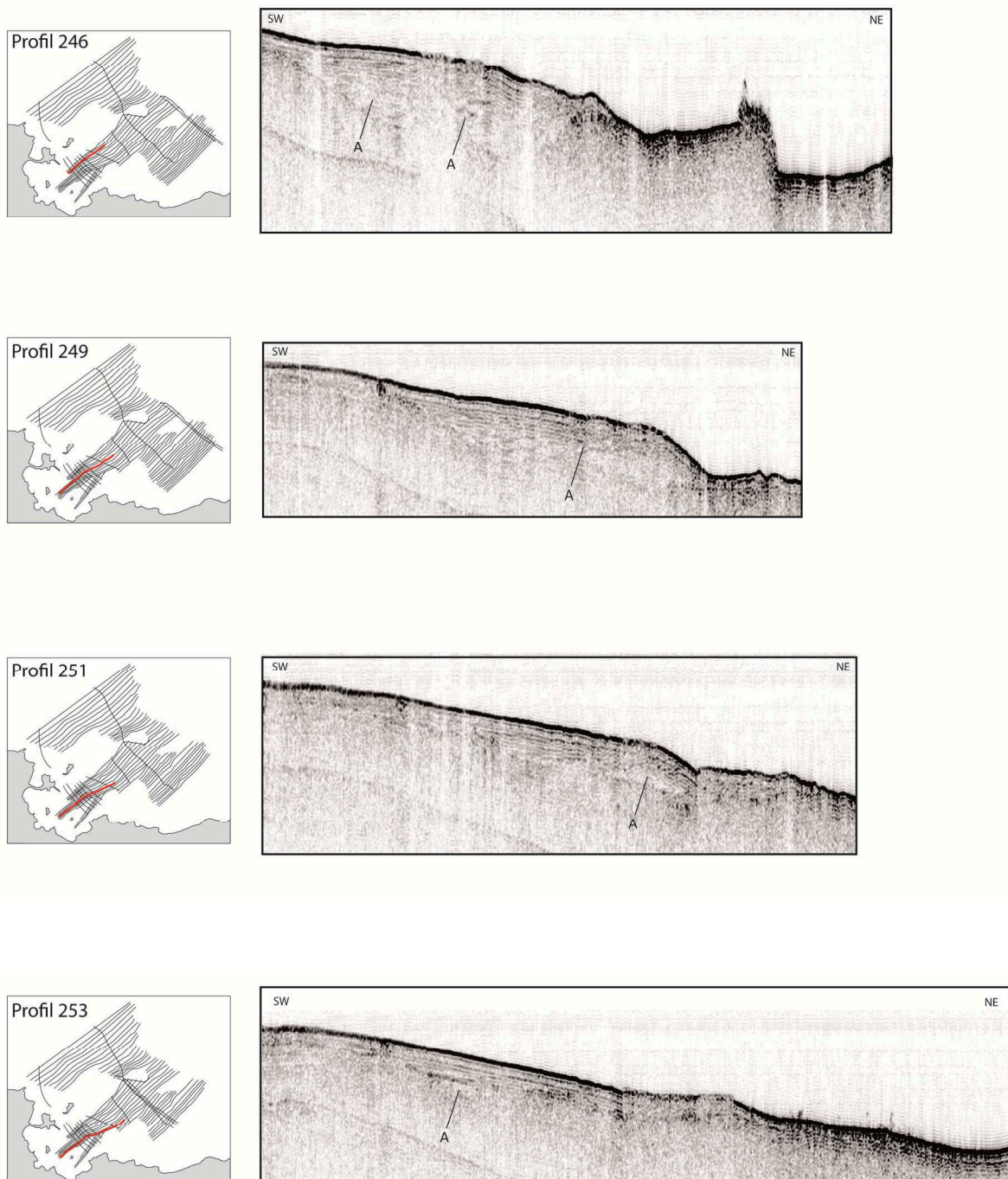


Fig.IV.10.9.A - Image et localisation des profils n° 246, 249, 251 et 253.
Fig.IV.10.9.A - Image and location of the profiles n° 246, 249, 251 and 253.

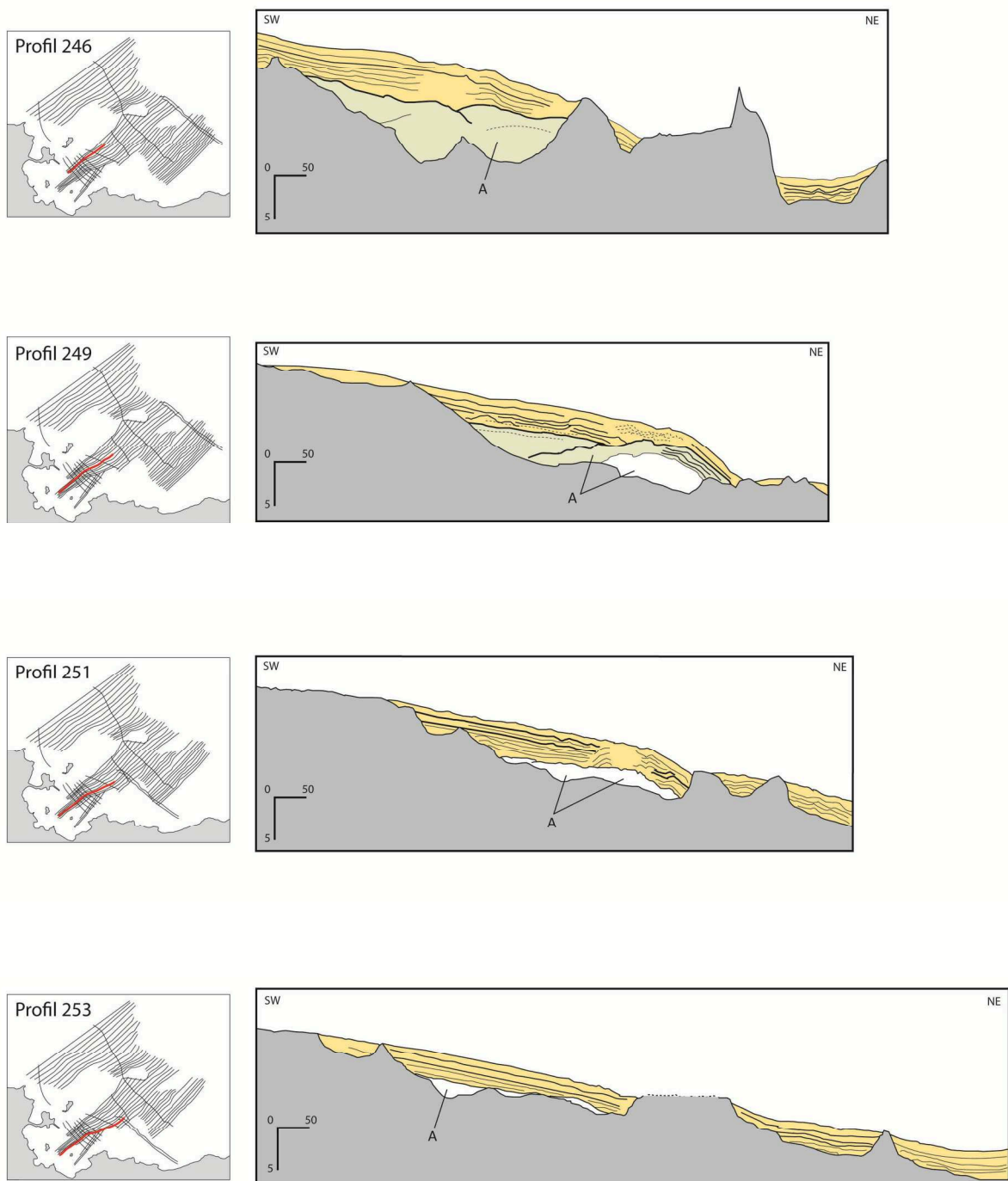


Fig.IV.10.9.B - Schémas interprétatifs des profils n° 305, 306, 307, 308 et 309 réalisés à l'entrée de la baie du Corréjou.

Fig.IV.10.9.B - Interpretative outlines of the profiles n° 305, 306, 307 et 309 made at the entrance of the Corréjou Bay.

III.3. Secteur de Kermor-Tudy

III. 3. 1. Présentation de la grille de profils levés

Le secteur de Kermor-Tudy a fait l'objet de levés au Sud du cordon de Combrit (en arrière duquel nous avons effectué les carottages K-IX et K-X, Cf. chapitre 6.VII et 6.VIII), entre l'anse du Pouldon à l'Ouest et la rivière de l'Odet à l'Est. Un total de 223 profils a été effectué sur la zone. Une grande partie d'entre eux sont orientés Sud-Ouest/ Nord-Est selon une direction N75° (Fig.VI.10.10). Des profils transverses ont été également levés selon une direction N315°-N330°, depuis l'avant côte jusqu'aux petits fonds.

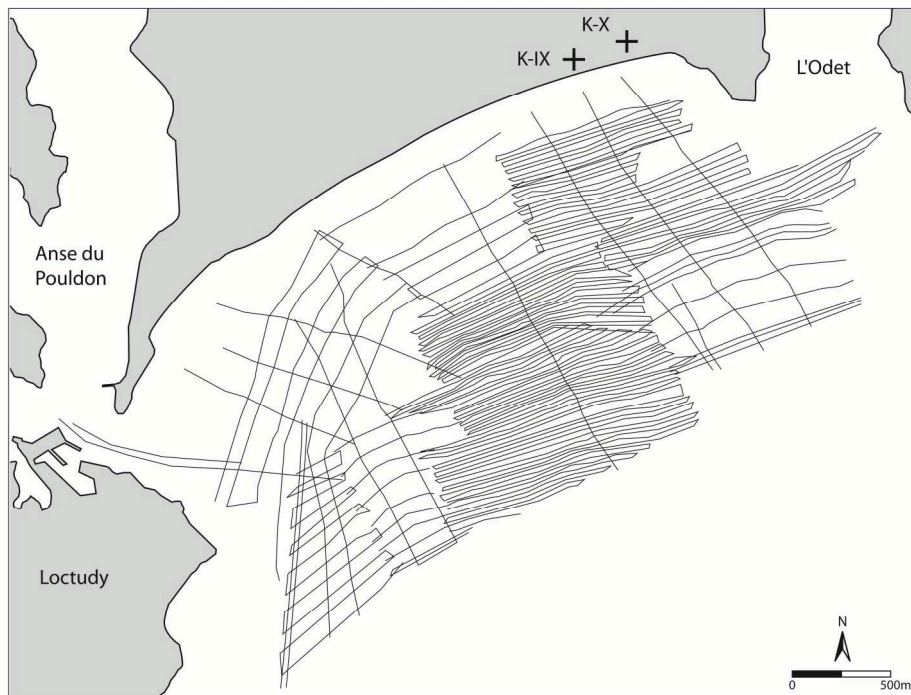


Fig.VI.10.10 - Profils bathymétriques et sismique réalisés au-devant de Kermor-Tudy (Sud-Finistère) durant la mission FISSEL1.

Fig.VI.10.10 - Bathymetric and seismic profiles made in front of Kermor-Tudy (South-Finistère) during the FISSEL1 mission.

III. 3. 2. Faciès sismiques rencontrés

Les conditions de mer relativement mauvaises rencontrées lors de la mission ont parfois rendu le levé difficile. Même après traitement, des artefacts liés au roulis et au pilonnement du bateau restent visibles sur quelques profils (zones blanches sur les profils), notamment sur ceux les plus éloignés de la côte, là où les conditions de mer étaient les plus agitées. L'interprétation des profils sismiques a toutefois permis de suivre le socle acoustique sur la grande majorité d'entre eux. Les remplissages sédimentaires les plus importants ont été rencontrés aux extrémités Sud-Ouest et

Nord-Est de la zone levée, au-devant des vallées du Poulidon et de l'Odét. Au sein de ces remplissages, nous avons pu identifier trois unités sédimentaires différentes, caractérisées par des signatures sismiques particulières (Fig.VI.10.11).

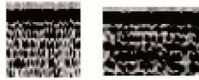
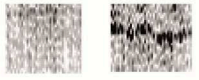
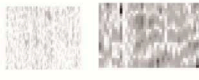
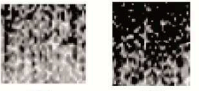
Unité sismique <i>Seismic unit</i>	Illustration	Amplitude	Continuité <i>Continuity</i>	Configuration des réflecteurs <i>Reflectors configuration</i>	Terminaisons : - supérieure / inférieure <i>Top - Bottom endings</i>
U 3		Très forte <i>Very high</i>	Très élevée <i>Very high</i>	Parallèle aggradante <i>Aggradant parallel</i>	Troncature d'érosion <i>Erosional surface</i> Concordant / Troncature d'érosion <i>Conformable / Erosional surface</i>
U 2		Moyenne à forte <i>Medium to high</i>	Moyenne <i>High</i>	Sub-parallèle à parallèle <i>Sub-parallel to parallel</i>	Troncature d'érosion <i>Erosional surface</i> Concordant / Troncature d'érosion <i>Conformable / Erosional surface</i>
U 1		Faible à moyenne <i>Low to medium</i>	Faible à moyenne <i>Low to medium</i>	Chaotique à parallèle <i>Chaotic to parallel</i>	Concordant / Troncature d'érosion <i>Conformable / Erosional surface</i> Troncature d'érosion <i>Erosional surface</i>
Socle acoustique <i>Acoustic basement</i>	 S1A S1B	Moyenne à très forte <i>Medium to very high</i>	Faible à moyenne <i>Low to medium</i>	Chaotique <i>Chaotic</i>	Troncature d'érosion <i>Erosional surface</i> ∅

Fig.VI.10.11 - Faciès sismiques reconnus dans les profils sismiques CHIRP réalisés au-devant de Kermor-Tudy.

Fig.VI.10.11- Seismic facies recognized within the CHIRP seismic profiles made in front of Kermor-Tudy.

- **Socle acoustique** : De la même façon que pour le secteur de Plouguerneau, nous avons observés deux types de faciès associés au socle acoustique (faciès S1A et S1B, Fig.VI.10.11). Tous deux sont caractérisés par une réflexion largement chaotique, mais se distinguent par des variations d'amplitude de celle-ci. Le toit du socle acoustique est caractérisé par une réflexion d'amplitude très élevée partout où il a pu être identifié.

- **Unité 1** : L'unité 1 est caractérisée des réflexions de faible à moyenne amplitude. Sur certains profils, ce faciès est quasi-transparent. Lorsque l'amplitude de la réflexion le permet, on observe une disposition parallèle des réflecteurs. Le toit de l'unité 1 est clairement matérialisé par un réflecteur de forte amplitude, présentant une géométrie érosive.

- **Unité 2** : Aux endroits où elle a pu être observée, l'unité 2 repose en concordance sur la surface d'érosion formant le toit de l'unité 1. Par endroits, il a été difficile de matérialiser la limite entre les deux unités. L'unité 2 se distingue toutefois par une amplitude plus forte du signal ainsi que par une fréquence plus élevée des réflexions. Un réflecteur de très forte amplitude forme son toit. Contrairement au toit de l'unité 1, ce dernier réflecteur montre une très bonne continuité le long des profils.

- **Unité 3** : L'unité 3 repose en concordance sur la surface de discontinuité formant le toit de l'unité 2. Son faciès sismique se distingue par des réflecteurs de forte à très forte amplitude, disposés parfaitement parallèlement les uns par rapport aux autres. Sur certains profils (profil n°90 par exemple, Fig.VI.10.14.A), nous avons pu observer, au sein de cette unité la présence de nombreux

réflecteurs internes montrant une géométrie très accidentée. Comme nous l'avons observé à Plouguerneau, le toit de cette unité est caractérisé par un réflecteur épais de très forte amplitude.

III. 3. 3. Morphologie du substratum

Le pointé du socle acoustique sur l'ensemble des profils nous a permis de reconstituer la morphologie du substratum au niveau de l'avant-côte du secteur de Kermor-Tudy (Fig.VI.10.12). Trois ensembles principaux sont observés dans cette morphologie : (i) à l'Ouest, l'incision provoquée par la rivière de Pont l'Abbé, (ii) dans la partie centrale, on constate que le substratum est peu accidenté et qu'il s'étend en direction du Sud-Est avec une pente relativement faible (de l'ordre de 0,5 %), (iii) dans la partie Est, le substratum montre une morphologie plus accidentée. On peut y observer trois dépressions incisées principales : à l'extrémité Nord-Est de la zone, les profondeurs les plus importantes du substratum (jusqu'à 18 m sous le niveau du zéro hydrographique) dessinent l'incision de la rivière L'Odet lors des périodes de bas-niveau marin. Au-devant du cordon de Kermor, on remarque deux incisions (fig.VI.10.12) orientées N 135° (incision A) et N 110° (incision B).

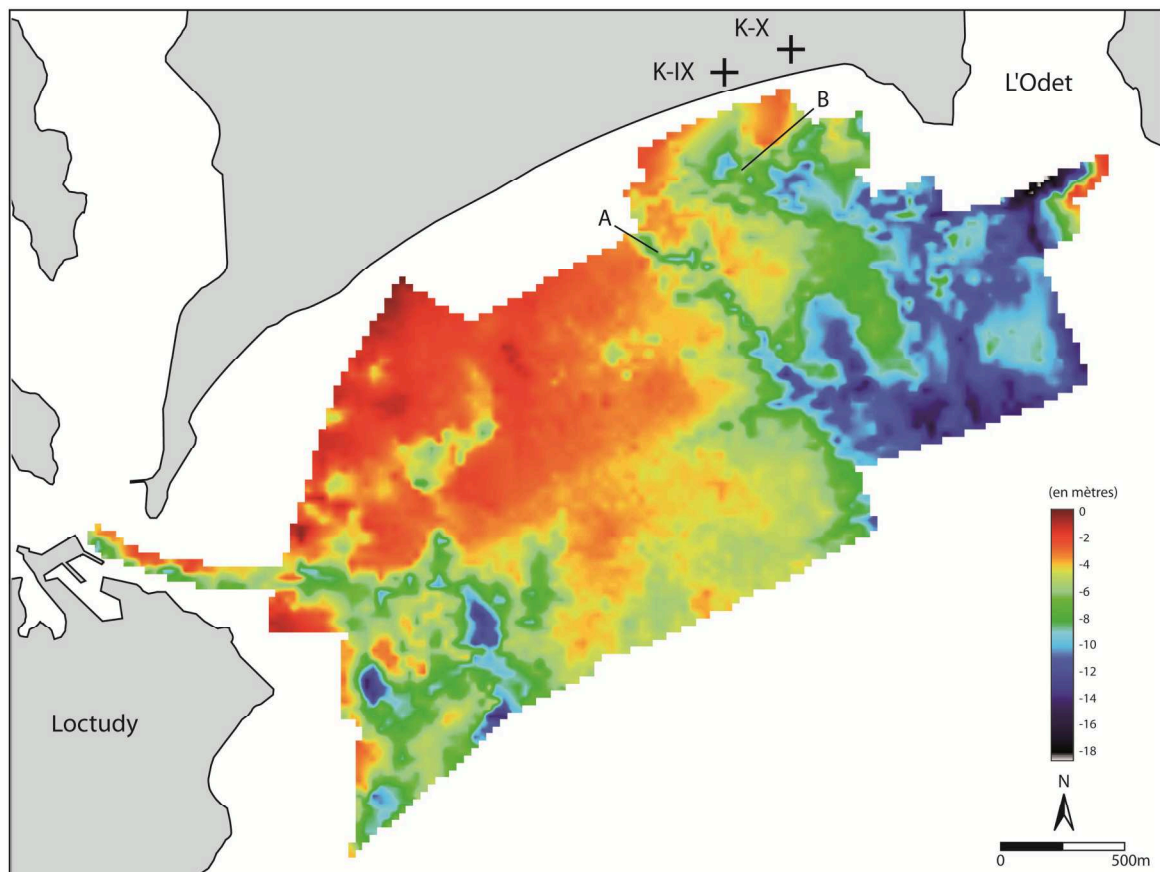


Fig.VI.10.12 - Modèles numériques de terrain de la surface du substratum au-devant de Kermor-Tudy. Les lettres A et B se réfèrent aux incisions évoqués dans le texte. K-IX et K-X correspondent à la position des sondages du même nom. *Digital elevation model of the substratum surface in front of Kermor-Tudy.* Letters A and B refers to the two incisions discussed in the text. K-IX and K-X shows the location of the drillings of the same name. Incision B is particularly important as identified in the continental K-IX drilling made on the site.

Ces incisions, de tailles plus réduites que les incisions identifiées au-devant des rivières de Pont l'Abbé et de l'Odét ont pu être suivies jusque sur les profils parcourus dans le secteur d'avant plage (figs. VI.10.14.A&B). L'une des deux incisions (l'incision B) se prolonge jusqu'au devant de l'emplacement du sondage K-IX, dans lequel nous avons identifié la probable signature d'un chenal de marée (Cf. Chapitre 6.VII.1.4).

III. 3. 4. Disposition et géométrie des corps sédimentaires

La quasi-totalité du remplissage est concentrée dans les secteurs où le substratum est incisé, atteignant en moyenne 5 à 7 mètres d'épaisseur et jusqu'à 12 mètres d'épaisseur dans l'axe de la vallée de l'Odét (Fig.VI.10.13). En dehors des secteurs incisés, la partie centrale de la zone, située au Sud du cordon de Kermor montre une couverture sédimentaire de faible épaisseur, voire quasi-absente. Au regard de notre problématique, nous avons choisi de focaliser notre analyse sur le secteur de l'incision située au-devant du sondage K-IX, afin de voir si le chenal identifié dans celui-ci pouvait être suivi plus en-avant du cordon.

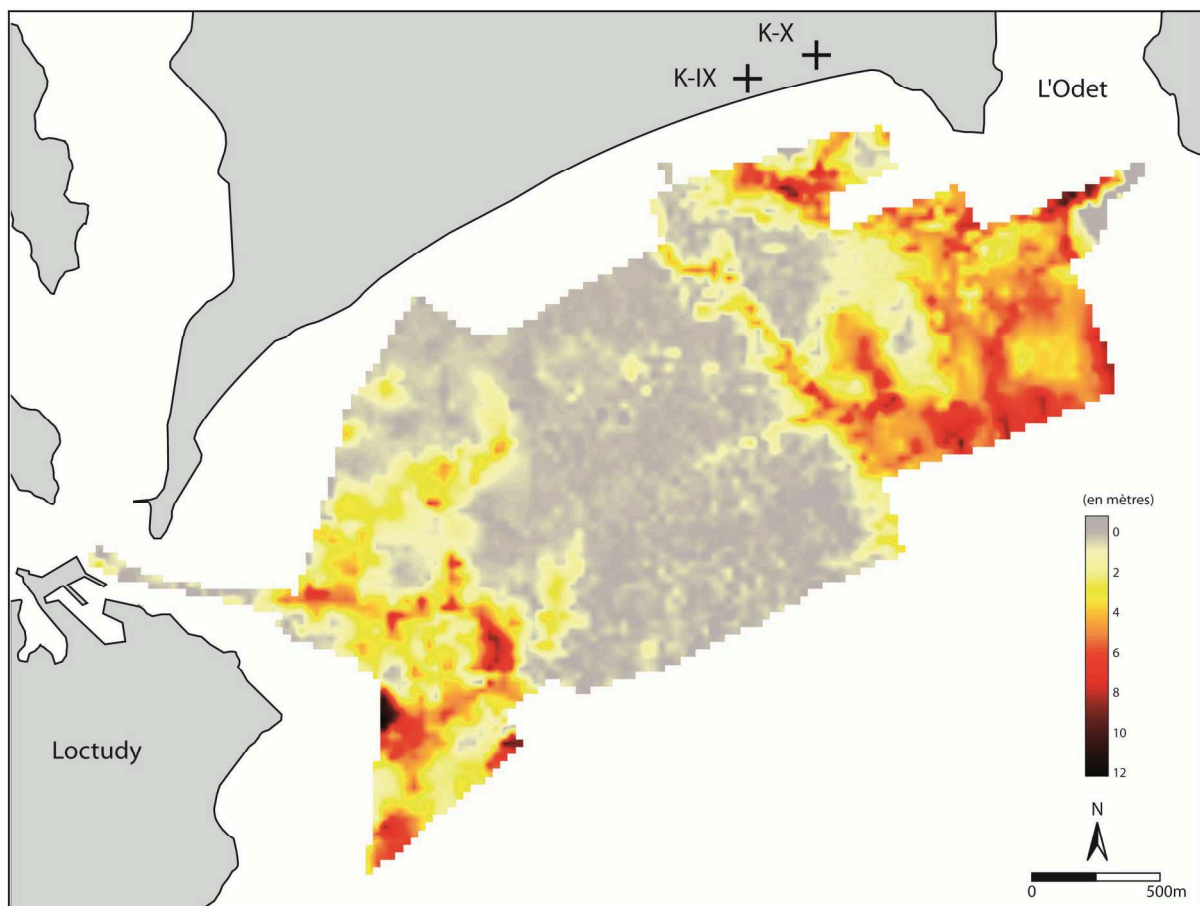


Fig.VI.10. 13 - Epaisseur de la couverture sédimentaire au-devant de Kermor-Tudy (en mètres).

Fig.VI.10.13 - Thickness of the sedimentary cover in front of Kermor-Tudy (in meters).

III. 3. 4-a. *Profils d'avant-plage (profils 24,26, 88 et 90)*

Nous avons analysé quatre profils disposés longitudinalement à l'orientation du cordon et recoupant l'incision B (profils 26,24 88 et 90, Figs.VI.10.14 A & B). Sur ces quatre profils, les incisions A et B sont très nettement identifiables dans la topographie du socle acoustique. Nous pouvons observer un très net élargissement des incisions au fur et à mesure que l'on progresse vers le Sud. Le remplissage sédimentaire de ces dernières est constitué des unités 2 et 3. L'unité 2 repose directement sur le substratum ou sur l'unité 1. Elle est caractérisée, dans les profils les plus septentrionaux (n°88 et 90), par des réflecteurs parallèles à sub-parallèles montrant une forme convexe, caractéristique d'un remplissage de chenal. Son toit est formé d'une troncature d'érosion (surface d'érosion tidale, surface d'érosion par la houle ?). Cette disposition contraste avec l'unité 3 sus-jacente, caractérisé par des réflecteurs horizontaux de plus forte amplitude.

L'incision identifiée dans la partie centrale du profil n°26 est située environ 450 mètres au Sud-Ouest du sondage K-IX. Au maximum de l'incision (profils 88 et 90), l'unité 2 est épaisse d'environ 7,5 mètres et le substratum est atteint à -10 mètres sous le zéro hydrographique, soit environ à -12,4 m NGF. Le sondage K-IX nous a permis d'atteindre ce dernier à -5 m NGF. Cela nous permet d'évaluer à environ 16,4 % la pente de l'incision. Le sondage K-IX nous a également permis d'identifier un dépôt sableux établi sur une surface d'érosion à partir de -4 m NGF environ. Nous avons pu observer, dans les profils sismiques, que la surface de discontinuité séparant l'unité 2 de l'unité 3 est située en moyenne environ -2,5 m sous le zéro hydrographique, soit à environ -4,9 m NGF, ce qui est donc tout à fait en accord avec la stratigraphie observée dans le sondage K-IX. Ainsi, il nous semble que l'unité 3 observée dans les profils n° 26 à n° 90 pourrait correspondre au dépôt sableux observé à la base du sondage K-IX. Cela reviendrait à situer la troncature de l'unité 2 entre 6834 et 5964 cal. B.P. En l'absence de carottages en mer, qui permettraient la datation des horizons sismiques, ce résultat doit toutefois être considéré avec une grande prudence.

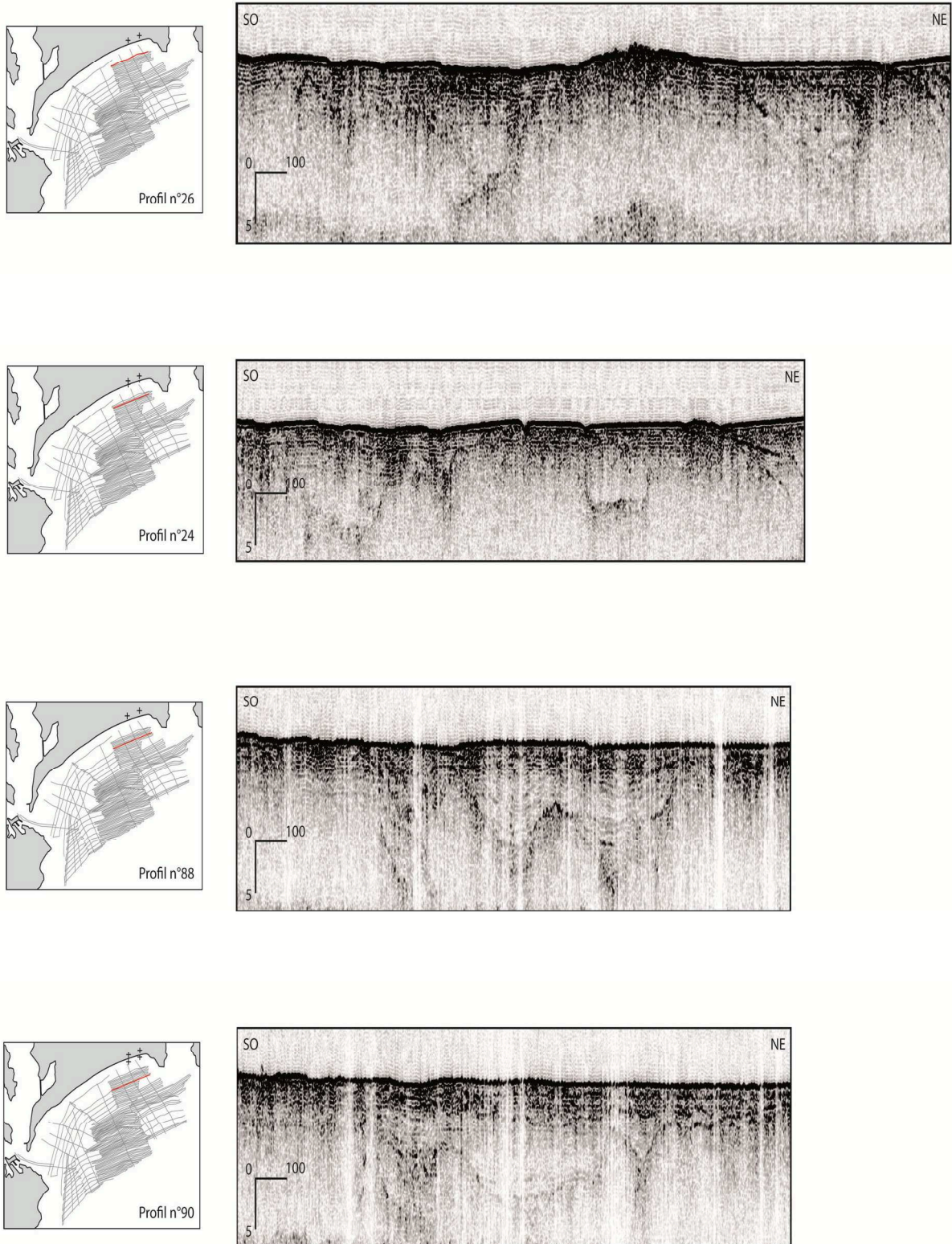


Fig.IV.10.14.A - Image et localisation des profils n° 24, 26, 88 et 90.
Fig.IV.10.9.A - Image and location of the profiles n° 24, 26, 88 and 90.

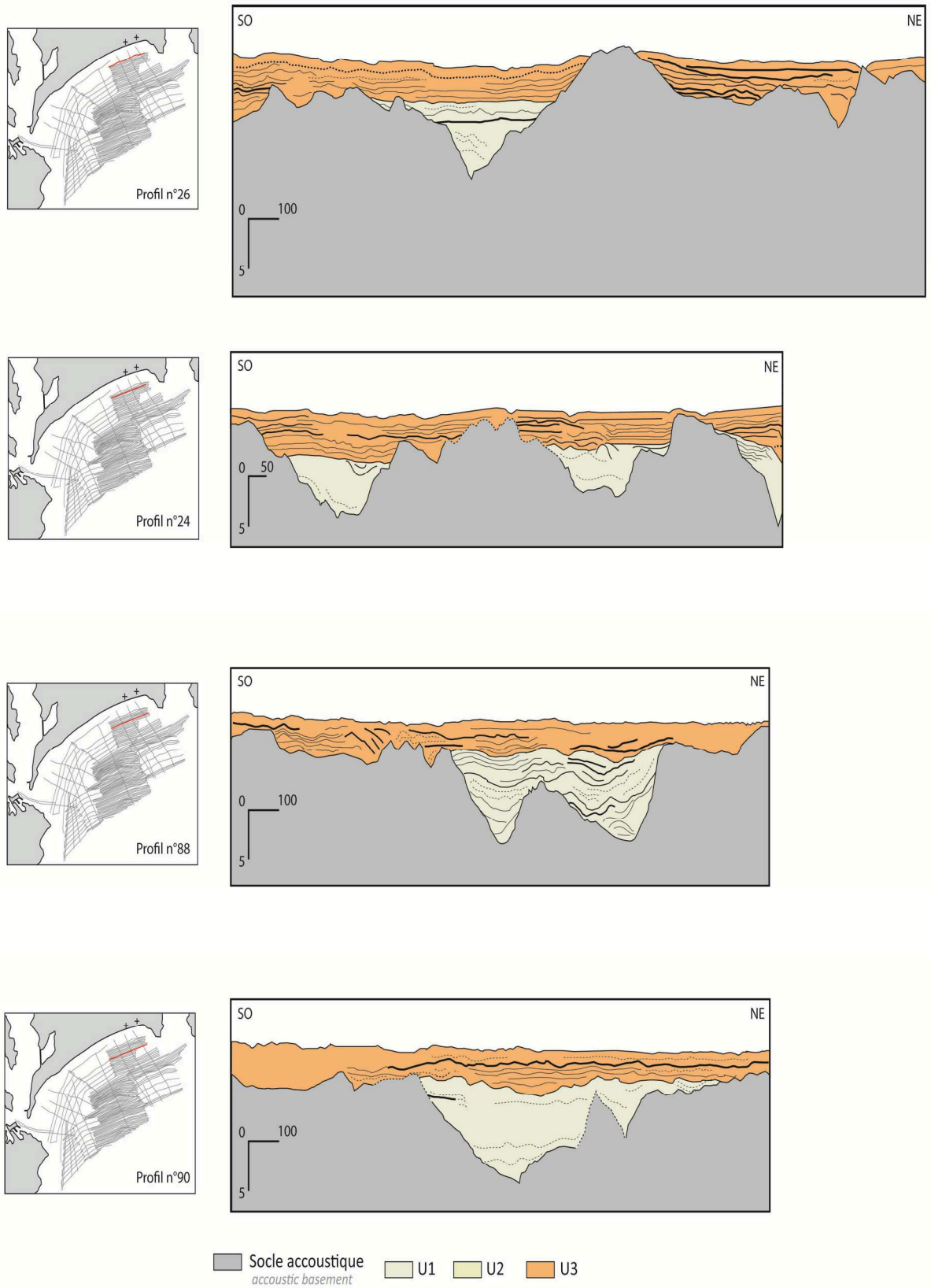


Fig.IV.10.14.B - Schémas interprétatifs des profils n° 24, 26, 88 et 90.

Fig.IV.10.14.B - Interpretative outlines of the profiles n° 24, 26, 88 and 90.

IV. Synthèse des données obtenues

Un total de 17 carottages et sondages ont été effectués tout au long du littoral finistérien au cours de cette étude. L'étude stratigraphique, granulométrique, micromorphologique et géochimique des dépôts rencontrés a permis une bonne reconnaissance des environnements sédimentaires ayant existé sur les différents sites durant l'Holocène. Lorsque nous avons pu quantitativement relier ces derniers au niveau marin, ils ont été utilisés comme SLIP (point-index du niveau marin). Sur un total de 63 datations réalisées sur les séquences, 30 ont été considérées comme susceptibles de nous fournir des informations sur cette problématique. Parmi ces dernières, 5 ont été rejetées, car considérées comme peu fiables ou erronées. En complément, nous avons incorporé des données plus anciennes que nous avons remises à jour, ainsi que des données récemment publiées sur le sujet.

L'étude de l'architecture des corps sédimentaires sous-marins nous a montré que ceux-ci étaient susceptibles de nous fournir des informations cruciales sur l'évolution du niveau marin holocène qui ne peuvent être déduites directement des carottages continentaux. Toutefois, leur utilisation à cet effet ne pourra être effective que lorsque des carottages permettront de valider les hypothèses morpho-sédimentaires énoncées lors de l'analyse des profils et de dater les séquences.

Les tableaux VI.10.1 et VI.10.2 ci-dessous présentent l'ensemble des données qui seront utilisées dans la suite de notre analyse.

Index no.	Sondage	14C Lab code	Age B.P. cal.		Basal/ Intercalé	TYPE	RSL (en m/ PMVE act.)	Accepté/ rejeté
			min (moy)	max				
Nouvelles données								
1	GUIS-C2	UBA-15681	514 (500)	486	I	SLIP	0,18 ± 0,63	Accepté
2	GL2	Poz-48807	933 (864)	795	I	SLIP	-0,69 ± 0,68	Accepté
3	PL-KR2	Poz-45400	1540 (1454)	1367	I	SLIP	0,19 ± 0,43	Accepté
4	PL-KR1	Poz-43081	1628 (1571)	1514	I	SLIP	-0,89 ± 0,63	Accepté
5	GL1	Poz-49809	1740(1654)	1567	I	SLIP	-1,44 ± 0,62	Accepté
6	KIX-1	SacA-23976	2084 (1973)	1863	I	SLIP	-0,08 ± 0,69	Accepté
6-bis	KIX-1-bis	//	//	//	//	//	0,21 ± 0,68	Accepté

Tableau.VI.10.1 - Synthèse de l'ensemble des données de niveau marin obtenues durant cette étude.

I: depot intercalé, TB: tourbe de base, SLIP: Sea-Level Index Point, HL: High-Limiting. Les point note "Bis" correspondent aux SLIPs également obtenus par le biais des foraminifères.

Table.VI.10.1 - Synthesis of all the RSL data obtained during this study. I: intercalated deposit, TB: basal peat deposit, SLIP: Sea-Level Index Point, HL: High-Limiting point. Points noted "Bis" were also obtained by foraminifera analysis.

(suite page 262)

Données

Index no.	Sondage	14C Lab code	Age B.P. cal.		Basal/ Intercalé	TYPE	RSL (en m/ PMVE act.)	Accepté/rejeté
			min (moy)	max				
7	KIX-3	SacA-23978	2773 (2666)	2559	I	SLIP	-3,38±0,61	Rejeté
8	GUIS-C2	UBA-15685	2780 (2767)	2754	I	SLIP	-2,97 ± 0,63	Rejeté
9	CQ1-5	Poz-48764	3051 (2972)	2893	I	SLIP	-6,51 ± 0,63	Rejeté
10	KX1	Poz-42852	3722 (3677)	3622	I	SLIP	-1,88 ± 0,69	Accepté
10-bis	KX1 - bis	//	//	//	//	//	-1,09 ± 0,68	Accepté
11	GL1	Poz-49806	4680 (4602)	4524	I	SLIP	-3,74 ± 0,62	Accepté
12	GUIS-C2	Poz-49796	4770 (4675)	4579	I	SLIP	-4,73 ± 0,43	Accepté
13	GUIS-S1	UBA-15461	4968 (4900)	4832	TB	SLIP	-4,69 ± 1,31	Rejeté
14	TREF-2	Poz-45390	4979 (4909)	4840	TB	SLIP	-3,05 ± 0,5	Accepté
15	GUIS-C2	Poz-49798	5194 (5122)	5050	I	SLIP	-4,84 ± 0,44	Accepté
16	KX-3	Poz-36731	5260 (5122)	4984	I	SLIP	-4,18±0,61	Accepté
17	KX-2	Poz-42853	5293 (5164)	5035	I	SLIP	-3,78±0,61	Accepté
18	KX-4	Poz-42854	5606 (5536)	5466	B	HL?	< -4,94 ?	Rejeté
19	PM1	Poz-42858	5749 (5705)	5661	I	SLIP	-4,73 ± 0,33	Accepté
20	KIX-4	Poz-42850	6019 (5964)	5909	TB	SLIP	-3,78±0,61	Accepté
21	CQ1-8	Poz-48771	6213 (6195)	6177	I	SLIP	-7,82 ± 0,78	Accepté
22	PM1	Poz-42860	6216 (6197)	6178	I	SLIP	-5,41 ± 0,41	Accepté
23	GL2	Poz-48773	6352 (6301)	6251	I	SLIP	-7,3 ± 0,62	Accepté
24	GUIS-C2	UBA-15686	6403 (6351)	6299	TB	SLIP	-4,6 ± 0,63	Accepté
25	KIX-5	Poz-42851	6885 (6834)	6783	B	SLIP	-6,58 ± 0,61	Accepté
26	TAR-S2	UBA-15458	6914 (6845)	6776	TB	SLIP	-6,95 ± 1,28	Accepté
27	GUIS-S2	UBA-15460	6952 (6872)	6792	TB	SLIP	-7,06 ± 1,27	Accepté
28	PM5	SacA-26811	6990 (6863)	6736	TB	HL	< -6,62	Accepté
29	GL1	Poz-47039	7587 (7523)	7459	TB?	HL?	< -10,23 ± 0,22	Accepté
30	GP1	Poz-49802	7793 (7693)	7593	TB?	HL?	< -13,68 ± 0,22	Accepté

Tableau.VI.10.1 (suite) - Synthèse de l'ensemble des données de niveau marin obtenues durant cette étude.

I: depot intercalé, TB: tourbe de base, SLIP: Sea-Level Index Point, HL: High-Limiting. Les point note "Bis" correspondent aux SLIPs également obtenus par le biais des foraminifères.

Table.VI.10.1 (continuation) - Synthesis of all the RSL data obtained during this study. I: intercalated deposit, TB: basal pea deposit, SLIP: Sea-Level Index Point, HL: High-Limiting point. Points noted "Bis" were also obtained by foraminifera analysis.

Données

Index no.	Sondage	14C Lab code	Age B.P. cal. min (moy) max	Basal/ Intercalé	TYPE	RSL (en m/ PMVE act.)	Accepté/ rejeté
Données réactualisées d'après Morzadec-Kerfourn (1974)							
31	Trezien	GIF-714	4299 (3994) 3689	TB	HL	<2 ± 0,55	Accepté
32	Arg.-Gwen.	GIF-816	4525 (4453) 4382	TB	SLIP	-3,61 ± 1,75	Accepté
33	Plou.-Pors.	GIF-711	4976 (4605) 4234	TB	HL	<-1,86 ± 0,55	Accepté
34	Plou.-Tre.	GIF-766	6933 (6610) 6288	TB	SLIP	-7,73 ± 1,77	Rejeté
Stéphan <i>et al.</i> (2014)							
35	P-C2	Erl-10677	3374 (3230) 3039	I	SLIP	-0,9 ± 0,68	Accepté
36	P-C2	Erl-10678	3920 (3770) 3630	I	SLIP	-3,15 ± 0,68	Accepté
37	P-C2	Erl-10679	5040 (4830) 4620	I	SLIP	-3,93 ± 0,68	Accepté
38	P-C2	Erl-10680	5580 (5400) 5070	I	SLIP	-5,15 ± 0,68	Accepté
39	P-C2	Erl-10681	5610 (5510) 5320	TB	SLIP	-5,49 ± 0,68	Rejeté
40	T-C2	Erl-10682	950 (850) 730	I	SLIP	-0,22 ± 0,68	Accepté
41	T-C2	Erl-10683	4230 (4030) 3840	I	SLIP	-2,52 ± 0,68	Accepté
42	T-C2	Erl-10684	4950 (4740) 4540	I	SLIP	-4,21 ± 0,68	Accepté
43	T-C2	Erl-10685	5290 (5070) 4870	I	SLIP	-5,049 ± 0,68	Accepté
44	T-C2	Erl-11753	6400 (6250) 6020	I	SLIP	-5,02 ± 0,68	Accepté
45	A-C10	Erl-11753	1170 (1000) 910	I	SLIP	-1,05 ± 0,68	Accepté
46	A-C14	Erl-11749	550 (480) 320	I	SLIP	-0,41 ± 0,68	Accepté
47	A-C14	Erl-11750	1720 (1600) 1420	I	SLIP	-0,9 ± 0,68	Accepté
48	A-C14	Erl-11751	2690 (2425) 2160	I	SLIP	-1,97 ± 0,68	Accepté
49	A-C14	Erl-11752	2940 (2820) 2750	TB	SLIP	-3,35 ± 0,68	Rejeté
50	G-C2	UBA 15681	530 (500) 460	I	SLIP	-0,46 ± 0,29	Accepté

Tableau.VI.10.2 - Synthèse de l'ensemble des données de niveau marin d'autres travaux intégrées à notre base de données. Pour les données issues de Morzadec-Kerfourn (1974), les *Indicative Meanings* présentés sont ceux ayant été remis à jours durant cette étude.

Table.VI.10.2 - Synthesis of all the RSL data obtained in other works integrated to our dataset. *Indicative Meanings* of Morzadec-Kerfourn (1974) are those which were re-assessed during this study.

CHAPITRE 7 : Résultats, analyse et discussion

Introduction

Ce chapitre est consacré à l'interprétation des résultats, obtenus sur l'évolution du niveau marin relatif depuis 7000 B.P. Nous rappelons que celle-ci a été déduite de l'analyse des 17 nouveaux carottages et sondages, effectués sur 8 sites répartis sur le pourtour de la péninsule finistérienne. Utilisée conjointement avec des indicateurs stratigraphiques, micro-morphologiques et macro-floristiques, la méthode géochimique de caractérisation des environnements intertidaux que nous avons développé nous a permis de déduire 25 nouveaux points-index du niveau marin relatif (SLIPs) au cours de l'Holocène (sur les 7000 dernières années environ) des séquences sédimentaires étudiées. A ces derniers ont été ajoutés des résultats déjà publiés (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Stéphane, 2008, 2011), après que ceux-ci aient été réévalués ainsi que des résultats obtenus récemment dans le cadre d'une étude parallèle à la nôtre (Stéphane *et al.*, 2014).

Ce chapitre développe et discute les résultats ayant été obtenus au cours de ce travail. Il se subdivise en quatre grandes parties :

- 1) La première partie est consacrée à l'analyse et à la discussion de la reconstitution du niveau marin relatif que nous avons obtenu. Celle-ci met en évidence une remontée continue du niveau marin au cours des 7000 dernières années. L'allure générale de cette courbe montre que cette remontée s'est effectuée à des rythmes variables selon les périodes : après une remontée très rapide jusque vers 7000 B.P., le niveau marin est ensuite remonté plus lentement jusque vers 4500 B.P., après quoi puis la vitesse de remontée a encore diminué jusqu'à l'actuel. Les implications de ces inflexions du rythme de remontée seront discutées. Des comparaisons avec les données de niveau marin relatif du Sud-Ouest de l'Angleterre et du Sud du golfe de Gascogne apporteront un éclairage nouveau sur la répartition et l'ampleur des dynamiques isostatiques ayant concerné la façade Atlantique européenne durant l'Holocène.
- 2) En seconde partie, nos résultats seront confrontés à des modèles géophysiques, dits de « réajustement isostatique ». L'analyse de la correspondance entre l'évolution observée du niveau marin relatif (telle que nous avons pu la déterminer d'après nos données et notamment à partir de l'analyse des tourbes de bases) et les prédictions de niveau marin produites par les modèles géophysiques, permet de mettre en évidence le rôle majeur de la glacio-eustasie dans l'évolution du niveau marin depuis 7000 B.P. Nous verrons toutefois que des divergences importantes apparaissent. L'importance des processus isostatiques dans ces dernières sera évaluée et discutée.

3) Enfin, dans une troisième partie, nous verrons que l'analyse des SLIPs obtenus à partir de dépôts intercalés montre clairement l'importance de la prise en compte des phénomènes de compaction post-dépôt dans la détermination des niveaux marins passés à partir de ces SLIPs. Nous tenterons d'évaluer l'effet que la compaction a eu sur les séquences sédimentaires sur lesquelles nous avons travaillé, et d'expliquer celui-ci à partir de l'étude de plusieurs paramètres stratigraphiques.

I. Une nouvelle histoire d'évolution du niveau marin relatif holocène en Bretagne occidentale

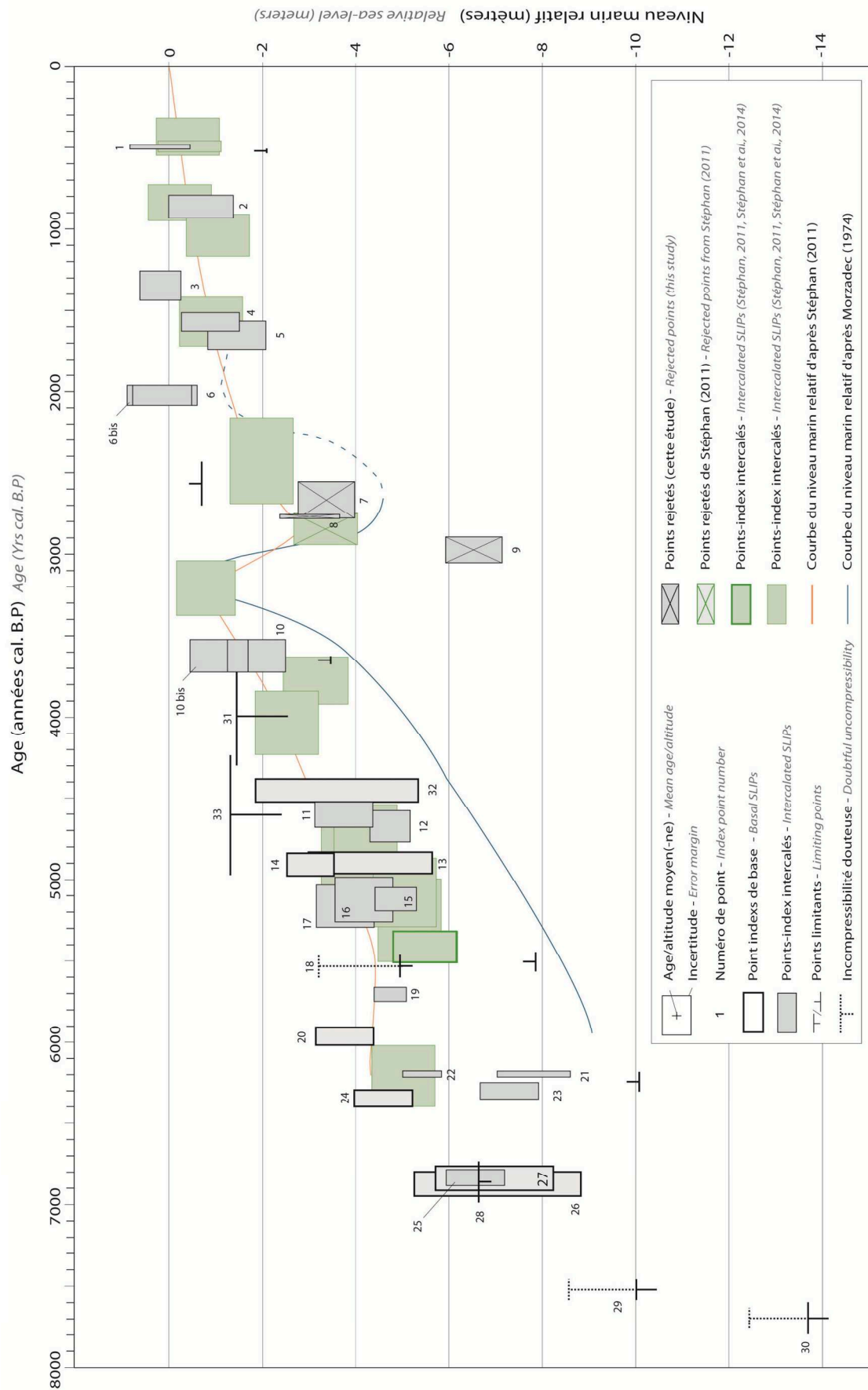
I.1. Données

Parmi les 63 nouvelles datations réalisées dans le cadre de ce travail de thèse, 30 ont pu être utilisées pour reconstruire l'histoire du niveau marin relatif holocène dans le Finistère, triplant ainsi le nombre de données disponibles sur le sujet pour le Finistère. Parmi ces 30 datations, 25 ont été considérées comme fiables, tandis que 5 autres ont dû être rejetées.

Ces données nous ont permis de retracer l'évolution du niveau marin relatif dans la région jusqu'à environ 7500 B.P., soit près d'un millénaire plus tôt que les données auparavant disponibles pour la région (fig.VII.1.1). Dix nouvelles datations ont été obtenues sur des tourbes de bases au cours de cette étude. Parmi ces dix échantillons, six d'entre eux, dont la mise en place sous influence saumâtre a pu être clairement démontrée, ont généré des SLIPs, tandis que quatre autres constituent des points limitants. Ces données ont abouti à préciser considérablement l'histoire du NMR holocène pour le Finistère. La réactualisation des données de Morzadec-Kerfourn (1974) a permis d'en extraire quatre tourbes de base exploitables pour la reconstruction du NMR : deux ont pu être utilisées comme SLIPs, les deux autres forment des points limitants. Une tourbe de base supplémentaire, provenant des travaux de Stéphan (2011) et de Stéphan *et al.* (2014) a été intégrée à notre base de données.

Fig.VII.1.1 - Une nouvelle courbe de remontée du niveau marin pour le Finistère à l'Holocène. Les numéros correspondent à ceux indiqués dans les tableaux VI.10.1 et VI.10.2. Les rectangles gris correspondent aux nouvelles données obtenues dans cette étude (les points obtenus à partir de tourbes de base sont indiqués par des contours gras). Les rectangles verts correspondent aux données de Stéphan *et al.* (2014) (les points obtenus à partir de tourbes de base sont également indiqués par des contours gras). Les courbes bleue et orange correspondent aux courbes précédemment publiées par Morzadec-Kerfourn (1974) et Stéphan (2011), respectivement.

Fig.VII.1.1 - A new holocene relative sea-level curve for the Finistère region. Numbers correspond to those given in tables VI.10.1 and VI.10.2. Grey boxes correspond to the new RSL data obtained in this study (basal peats are underlined with thick contours). Green boxes correspond to the data of Stéphan *et al.* (2014) (basal peat are also underlined with thick contours). The blue and orange curves correspond to the RSL curves previously published for the region by Morzadec-Kerfourn (1974) and Stéphan (2011), respectively.



Les dix points obtenus à partir des tourbes de base apportent notamment de nouvelles informations cruciales concernant l'infléchissement du rythme de remontée du niveau marin aux alentours de 7000 et 6000 B.P. (fig.VII.1.1), et permettent de mieux contraindre l'évolution de ce dernier durant l'Holocène moyen, notamment jusqu'à 4500 B.P. environ. Aucune tourbe de base n'a par contre été obtenue pour la période postérieure à 4500 B.P. environ. Ainsi, Malgré 7 nouveaux SLIPs obtenus pour la période entre 3000 B.P et l'actuel, l'évolution du NMR durant l'Holocène récent demeure encore quelque peu floue que pour les périodes plus anciennes.

Nos résultats confirment cependant l'allure complexe et perturbée de la courbe du NMR pour la période comprise entre 3500 et 2500 B.P. Quelques éléments d'explication sur les particularités de cette période seront donnés par la suite. L'allure générale de la courbe que nous avons obtenue montre que le Finistère a connu une remontée du niveau marin relatif de 7 à 8 mètres au cours des 7000 dernières années (fig.VII.1.1), le rythme de remontée diminuant avec le temps, sous les effets conjugués de la baisse progressive des apports d'eaux de fonte glaciaire et de l'amortissement des réajustements isostatiques. Ces processus seront analysés plus en détail dans la quatrième partie de ce chapitre. L'évolution du NMR holocène dans le Finistère peut-être subdivisée en quatre grandes périodes, durant lesquelles le niveau marin a connu des rythmes de remontée différents, entraînant la mise en place d'environnements côtiers également différents.

I.2. Evolution du niveau marin relatif entre 8000 et 6000 cal. B.P.

Les données les plus anciennes que nous ayons acquises concernent le secteur de Guidel, site le plus méridionale de notre secteur d'étude. Il s'agit (i) d'un dépôt tourbeux prélevé dans la ria de Guidel dans le sondage GL-1 (point n° 29) et (ii) d'une vase organique (vraisemblablement formée sur les berges de la paléo-Laïta) prélevée à la sortie de l'estuaire de la Laïta dans le sondage GP-1 (point n° 30). Ces deux points ont respectivement été datés à 7523 ± 23 cal. B.P. et à 7693 ± 101 cal. B.P. (figs.VII.1.1). Toutefois, aucun indicateur (ni foraminifères, ni macrorestes végétaux, ni pyrite) ne nous permet d'attester de façon définitive que ces dépôts se sont mis en place dans des environnements soumis à des influences marines. Ceux-ci ont donc été considérés comme des points limitants du niveau marin relatif. Ils permettent de situer les limites supérieures du NMR à $-13,68 \pm 0,2$ m et $-10,23 \pm 0,2$ m par rapport au niveau actuel pour 7693 ± 101 cal. B.P. et 7523 ± 23 cal. B.P., respectivement. Si ces dépôts sont interprétés comme des témoins de l'augmentation du niveau de l'aquifère côtier sous l'influence de la transgression, nous pouvons y voir la traduction d'un rythme très rapide de remontée du niveau marin à des vitesses comprises entre 11 et 5,45 mm/an (respectivement figurées par les traits rouges et verts sur la figure VII.1.2).

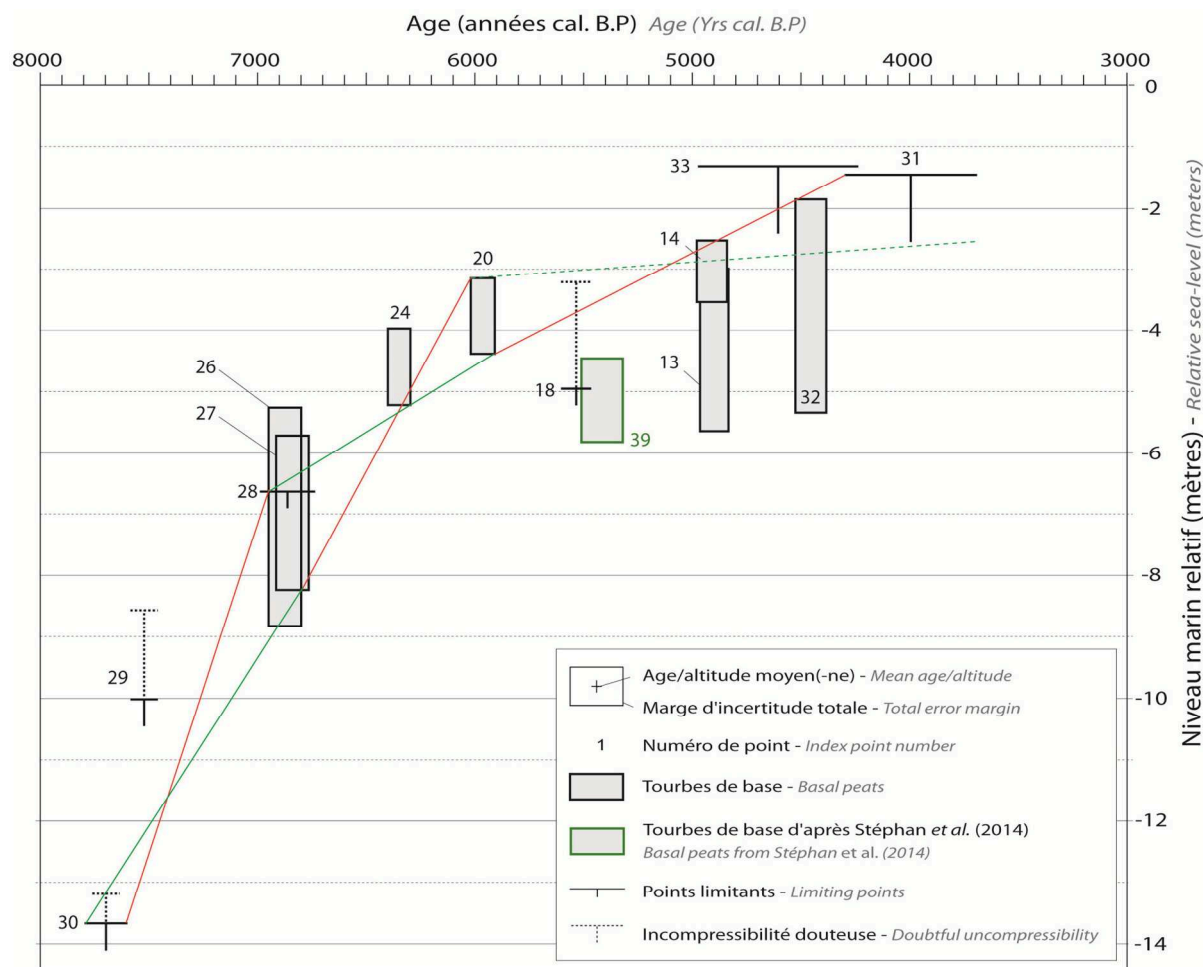


Fig.VII.1.2 - Rythmes maximum et minimum de remontée du niveau marin relatif déterminés à partir des tourbes de base pour les périodes 7500-7000 cal. B.P., 7000-6000 cal. B.P. et 6000-4000 cal. B.P. Les numéros correspondent à ceux figurant dans les tableaux VI.10.1 et VI.10.2.

Fig.VII.1.2 - Maximum and minimum RSL rise rates calculated from basal peat deposits for the 7500-7000 cal. B.P., 7000-6000 cal. B.P. and 6000-4000 cal. B.P. periods. Numbers correspond to those given in tables VI.10.1 and VI.10.2.

Les vitesses les plus hautes sont tout à fait comparables à celles observées pour la même période dans le Sud-Ouest de l'Angleterre (Massey, 2004; Massey *et al.*, 2008), ainsi que dans l'Ouest des Pays-Bas par Hijma & Cohen (2010) ou encore dans le Nord Pas-de-Calais (Gandouin, 2003, Meurisse, 2007). Nous devons néanmoins rester prudents quant à une telle évolution du NMR dans le Finistère durant cette période. En effet, la tendance observée n'est établie qu'à partir de deux points (fig.VII.1.2). Plus encore, l'échantillonnage de ces dépôts n'ayant pas été réalisé au contact du substrat mais dans la partie supérieure des dépôts, nous ne pouvons attester que ces dépôts n'ont pas subi de compaction. Toutefois, cette évolution demeure tout à fait plausible au regard des observations réalisées à l'échelle du Nord-ouest de l'Europe.

Aux alentours de 7000 cal. B.P., une majorité de nos sites ont enregistré une mise en place simultanée de tourbes de base (fig.VII.2.2), autant dans le Nord du Finistère (Guissény, Tariec-Landéda, Ploudalmézeau-Tréompan), sur la façade occidentale (Porsmilin) que dans le Sud (Kermor-Tudy). Le caractère saumâtre de la majorité de ces dépôts (SLIPs n° 26 et 27) montre que l'installation de ces tourbières littorales s'est faite à un niveau proche du niveau des hautes mers de l'époque, alors situé entre 6 et 8 mètres sous le niveau actuel entre 6952 et 6776 cal. B.P. (fig.VII.2.2). La tourbe de base prélevée à Porsmilin, à la base de la carotte Pors-C5 (point limitant n°28), apporte une information essentielle : formée en eau douce, cette tourbe nous permet d'affirmer que le niveau marin se situait au minimum 6,6 m sous le niveau actuel entre 6990 et 6736 cal. B.P. (tableau VI.5.1). Entre 7000 et 6000 cal. B.P., deux tourbes de base permettent de suivre la remontée du niveau marin relatif. A Guissény (marais de Tressény), la tourbe saumâtre formant la base de la séquence nous permet de situer le NMR à $4,6 \pm 0,63$ m sous l'actuel à 6351 ± 52 cal. B.P (tableau VI.2.1), tandis qu'à Kermor-Tudy (sondage K-IX), un niveau sablo-tourbeux daté à 5964 ± 55 cal. B.P. permet de positionner le niveau marin à $3,78 \pm 0,61$ m sous l'actuel (tableau VI.7.1). Ces tourbes de base dessinent un franc ralentissement de la remontée du niveau marin. Entre 7000 et 6000 cal. B.P., en prenant en compte l'ensemble des marges d'erreurs possibles, nos données montrent que le niveau marin est remonté à des vitesses comprises entre 6,5 mm/an et 2 mm/an entre 7000 et 6000 cal. B.P. (fig.VII.1.2).

Au-dessus des tourbes de base, on observe, aux endroits où ils ont été conservés, la mise en place de dépôts argileux typiques des dépôts lagunaires d'arrière cordon et/ou de dépôts sableux, déposés au niveau des chenaux drainant les lagunes (comme celui observé à Kermor dans la carotte K-IX, fig.VI.7.2 et suivi dans les profils sismiques d'avant-côte réalisés au sud de l'emplacement de cette carotte). Aux alentours de 6000 B.P., on observe l'apparition de niveaux argilo-tourbeux humifères venant recouvrir ces dépôts lagunaires (cf. chapitre VI). Ces formations pédologiques sont révélatrices d'un exhaussement de la surface des lagunes, traduisant un comblement de l'espace d'accommodation créée par la hausse du NMR. Ce comblement peut avoir été permis par (i) une diminution du rythme de remontée et (ii) par la présence de stocks sédimentaires importants, probablement directement issus de la remobilisation du matériel de plate-forme durant la phase initiale de la transgression et, dans une moindre mesure, de l'érosion des formations périglaciaires et des altérites continentales.

1.3. Evolution du niveau marin relatif entre 6000 et 4000 cal. B.P.

Postérieurement à 6000 B.P, le NMR semble connaître de nouveau une franche diminution de sa vitesse de remontée (fig.VII.1.1 et fig.VII.1.2). Toutefois, nous observons néanmoins, sur certains de nos sites (Kermor, Porsmilin, Guidel) la mise en place de dépôts argilo-sableux, traduisant le retour

de conditions transgressives plus marquées (cf. chapitre 6). Cela résulte très probablement de la création d'un nouvel espace d'accommodation, que nous relierons à la conjonction de deux facteurs : la persistance d'une remontée du niveau marin relatif et, probablement, la compaction des dépôts sous-jacents. Le phénomène de compaction semble en effet jouer un rôle très important dans la réaction des systèmes sédimentaires d'arrière cordon durant l'Holocène moyen. En effet, même si les SLIPs obtenus à partir de dépôts intercalés suivent globalement la tendance de remontée esquissée par les tourbes de base, ceux-ci (i) demeurent toujours à une altitude inférieure à celle des tourbes de base et (ii) montrent une grande variabilité altitudinale pouvant aller jusqu'à 3 mètres pour des dates voisines. L'influence de la compaction sur l'altitude observée des dépôts sera analysée plus en détail dans la cinquième partie de ce chapitre.

Autour de 5500 cal. B.P., deux tourbes de base (point n° 18 et 39) semblent indiquer une légère baisse par rapport au niveau atteint à 6000 cal B.P. (fig.VII.1.1 et VII.1.2). La représentativité de ces dépôts est toutefois largement discutable et nous ne pensons pas que leurs altitudes puissent être considérées comme fiables. En effet, nous avons vu plus haut que l'on ne peut véritablement considérer le point limitant n° 18 comme une borne supérieure fiable du niveau marin du fait de la compaction que ce dépôt a très certainement subi (échantillonnage réalisé au sommet, et non à la base, du dépôt tourbeux de base, cf. chapitre VI.I.7.2). D'autre part, la datation du point n° 39, issue des travaux de Stéphan (2011) peut être mise en doute : nous pensons en effet que ce dépôt, daté sur la masse (« *Bulk* »), a probablement fourni une date erronée du fait de la présence de carbone allochtone. La position de ce point par rapport aux SLIPs environnants obtenus à partir de dépôts intercalés nous permet de douter de sa fiabilité.

Entre 5000 et 4500 B.P., les nouvelles tourbes de bases prélevées dans le cadre de ce travail et celles remises à jours d'après les travaux de Morzadec-Kerfourn (1974) (cf. chapitre VI.II.1) nous ont permis de déterminer trois SLIPs et deux bornes supérieures du niveau marin (point limitants). Sur ces trois SLIPs, deux (points n° 13 et 32) sont caractérisés par une incertitude verticale importante, liée au fait qu'aucun indicateur micropaléontologique ou géochimiques n'a pu être utilisé sur ces dépôts. Seul le point n° 14, obtenu à la base du dépôt tourbeux basal de la séquence de Treffiagat a fourni une position précise du niveau marin relatif, à $-3,05 \pm 0,5$ m par rapport à l'actuel pour la période 4909 ± 68 cal. B.P. Le SLIP n°13 doit être considéré comme douteux du fait de sa position bien en dessous du SLIP n° 14, alors que leurs deux dates sont voisines. Le SLIP n° 13, obtenu à la base du sondage GUI5-S1, réalisé sur la plage du Curnic à Guissény, a été daté à partir du sédiment total (« *Bulk* »). Il est possible qu'il ait subi un rajeunissement, du fait d'une pénétration racinaire ou, plus probablement, du fait de l'action de la bioturbation, observable sur toute l'épaisseur du dépôt. Nous attribuons donc une confiance supérieure au SLIP n°14 daté à partir de fragments organiques.

Le point n° 33 fixe le niveau maximum ayant pu être atteint par le NMR entre 4976 et 4234 cal. B.P. à $1,86 \pm 0,55$ m sous le niveau actuel. La vitesse maximum de remontée du niveau marin relatif, calculée à partir des bornes inférieures du point 20 et supérieure du point 31, est de l'ordre de 1,3 mm/an pour la période située entre 6019 ± 55 et 3994 ± 305 cal. B.P. (fig.VII.1.2).

I.4. Evolution du niveau marin relatif entre 4000 et 0 cal. B.P.

Aucune tourbe de base n'ayant été obtenue postérieurement à 4000 cal. B.P. (fig.VII.1.3), l'évolution du niveau marin relatif demeure relativement moins bien contrainte sur cette période que pour les périodes plus anciennes.

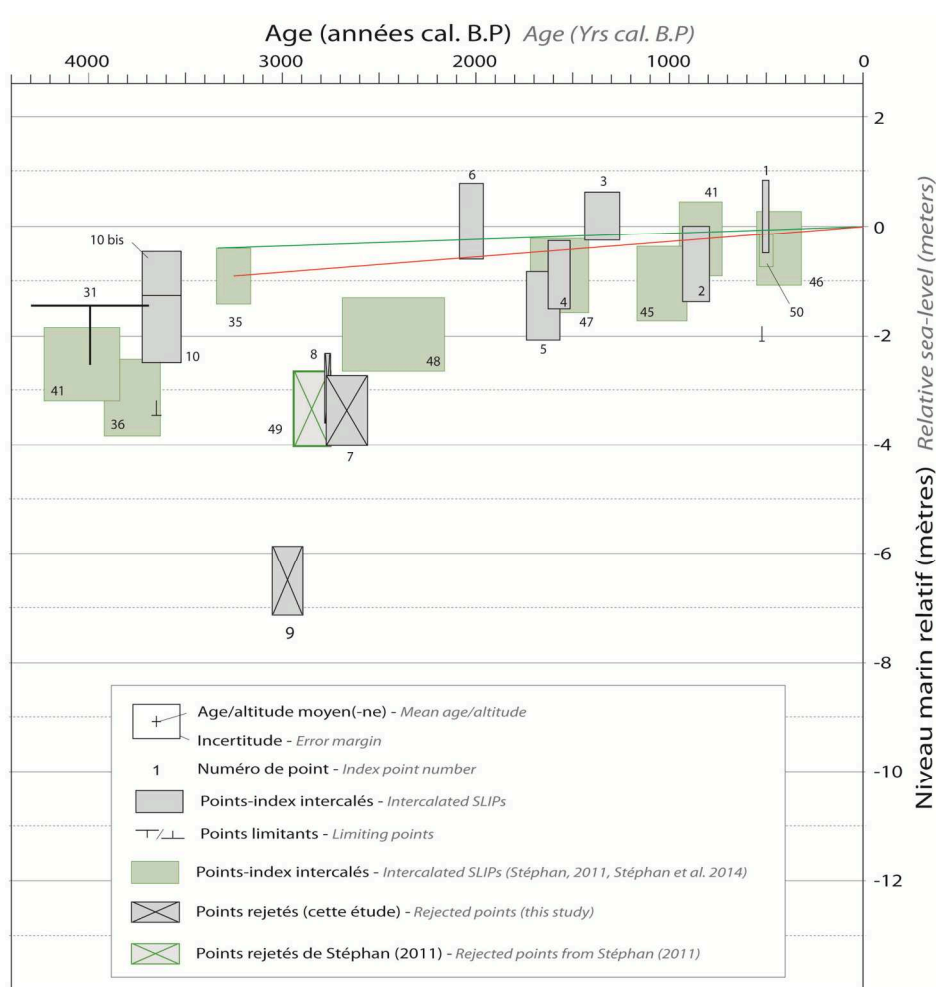


Fig.VII.1.3 - Données disponibles pour la période postérieure à 4000 cal. B.P. Les numéros correspondent à ceux des tableaux VI.10.1 et VI.10.2. Rectangles gris : données produites dans cette étude, rectangles verts : données produites par Stéphan et al. (2014). Les rythmes maximum, moyen et minimum de remontée du niveau marin relatif sont signifiés par les traits rouges, noirs et verts, respectivement.

Fig.VII.1.3 - Maximum and minimum RSL rise rates calculated from basal peats for the 7500-7000 cal. B.P., 7000-6000 cal. B.P. and 6000-4000 cal. B.P. periods. Numbers correspond to those given in tables VI.10.1 and VI.10.2.

Autour de 3000 cal. B.P., on remarque que quatre SLIPs (n° 7, 8, 9 et 48) fournissent des positions du NMR situées aux alentours de -3 et -6,5 m sous le niveau actuel, c'est à dire beaucoup plus basses que les points de dates voisines (fig.VII.1.3). La position de ces points ouvre une question cruciale pour ce qui est de la compréhension de l'évolution du niveau marin relatif dans le Finistère : en effet, comme nous l'avons évoqué dans les chapitre introductifs de cette thèse (cf. Chapitre III), des études précédentes (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Stéphane 2008, 2011) évoquaient la possibilité d'un épisode de baisse pluri-métrique du niveau marin autour de 3000 cal. B.P (« régression de l'Age du Bronze », Stéphane, 2011). Cette baisse du niveau marin fut notamment invoquée pour expliquer le développement des massifs dunaires finistériens (Hallégouët, 1978 ; Guilcher & Hallégouët, 1991; Meur, 1993), comme conséquence d'un dégagement de grandes surfaces sableuses soumises à déflation.

Si l'analyse de nos datations ne révèle *a priori* aucune anomalie permettant de conclure à une mauvaise position de ces SLIPs du fait de datations erronées, l'analyse des stratigraphies fournit, par contre, des informations très parlantes. En effet, dans chacune des séquences dont sont issus les points aberrants, les dépôts sont agencés selon le même schéma: un dépôt daté d'environ 3000 B.P. repose en discordance sur un niveau datant de l'Holocène moyen à récent. A chaque fois, un hiatus de plusieurs milliers d'années apparaît dans la séquence, les surfaces d'érosion venant tronquer de façon abrupte les dépôts. La disparition systématique de plusieurs millénaires d'histoire sédimentaire nous pousse à penser qu'il y a eu, sur chacun de ces sites, survenue d'un ou plusieurs épisodes hautement morphogènes aux alentours de 3000 cal. B.P. Cette période est largement reconnue en Europe du Nord-Ouest comme étant un période de détérioration des conditions climatiques (Van Geel *et al.*, 1996, 2000 ; Dark, 2006, Gandouin 2007, Charman, 2010; Swindles *et al.*, 2013, Tisdall *et al.*, 2013). Elle aurait été caractérisée par des conditions climatiques froides, une hausse des précipitations ainsi qu'une nette augmentation de la tempétoisité (Van Geel *et al.*, 1996, Clark & Rendell, 2009; Meurisse 2008). Des bouleversements majeurs des systèmes sédimentaires côtiers ont été reconnus durant cette période aussi bien le long des côtes de la Manche (Long et Hughes, 1995 ; Billeaud *et al.*, 2009 ; Lespez *et al.*, 2010 ; Tessier *et al.*, 2012) que sur la façade Atlantique (Pontee *et al.*, 1998 ; Tastet & Pontee, 1998 ;Clavé *et al.*, 2001 ; Moura *et al.*, 2007).

Ainsi, dans la séquence du marais d'Arun, le point n° 49 fut obtenu à partir d'un prélèvement réalisé à la base d'un sondage dans un dépôt sablo-vaseux décrit par Stéphane (2011) comme « comportant de nombreux débris coquilliers ainsi que des macrorestes végétaux »¹². Situé à -0,2m NGF, il a été daté par cet auteur à 2716 ± 55 conv. B.P. Dans le marais de Tressény à Guissény (SLIP n° 7), on note aux alentours de 2800 cal. B.P la mise en place d'une sédimentation d'estuaire interne dominée

¹² Stéphane (2011). P.16

par les apports terrigènes. Ce dépôt repose sur une surface d'érosion tronquant un dépôt tourbeux datant de 4700 cal. B.P. Au Conquet (SLIP n° 8), le sondage CQ-1 montre une sédimentation typique d'un chenal d'estuaire datant de 3000 B.P. reposant en discordance sur le dépôt sous-jacent daté d'environ 6000 cal. B.P. A Kermor (SLIP n° 6), le sondage K-IX nous a permis d'observer un dépôt argilo-sableux stratifié de sables coquilliers (scrobiculaires) datant de 2700 cal. B.P qui repose en discordance sur une surface d'érosion tronquant un dépôt datant de 6000 B.P.

Nous avons dans un premier temps émis l'hypothèse que le dépôt vaso-coquillier d'Arun avait pu se mettre en place à la suite d'un ou plusieurs événements tempétueux majeurs (Goslin *et al.*, 2013 ; Stéphan *et al.*, 2014). Ces derniers auraient pu provoquer la destruction du paléo-cordon septentrional du marais, l'érosion de la séquence d'arrière cordon et le dépôt d'un matériel hétérogène remobilisé depuis l'avant-plage par les vagues sur le domaine de schorre (dépôts de tempête, de type « chenier »). Toutefois, l'évidente inadéquation entre le faciès sédimentologique coquillier du dépôt et l'assemblage micro-faunistique observé dans le dépôt d'Arun (assemblage largement dominé par les espèces de foraminifères typiques du domaine de haut-schorre, telles *Jadammina macrescens* et *Trochamina inflata*) atteste de l'existence d'un apport de matériel allochtone en provenance de la partie supérieure du marais. Il nous semble donc plus que ce matériel a pu être apporté par l'écoulement continental, issu par exemple du sapement des berges par le chenal de marée lors de son déplacement. De la même façon, il semble difficile de relier les faciès de chenaux observés à Guissény, au Conquet et à Kermor à quelque activité tempétueuse particulière. De plus, nous pensons que la situation très interne de ces deux derniers sites rend peu probable une action érosive de tempête de grande ampleur.

Nous proposons maintenant une autre hypothèse possible pour expliquer la présence de ces dépôts : autour de 3000 B.P., le niveau marin relatif aurait atteint un niveau assez proche du niveau actuel. En provoquant une hausse du niveau du coin salé, cette remontée du niveau marin a probablement entraîné un blocage de l'écoulement des cours d'eau côtiers. Simultanément les vallées de ces derniers ont connu un comblement exacerbé en réponse à la hausse majeure de la sédimentation terrigène constatée à l'échelle de l'Europe à cette époque (en lien avec une extension des défrichements à l'âge du fer, Dark, 2006 ; Meurisse, 2007). La mise en place, à l'échelle du Nord-Ouest de l'Europe, de conditions climatiques plus humides durant l'Holocène moyen, et notamment autour de 3000 B.P., a sans aucun doute provoqué des augmentations importantes du débit des cours d'eau côtiers. Les cours d'eau, dont la pente avait été considérablement réduite au cours de l'Holocène du fait d'une hausse du niveau de base en réponse au relèvement du NMR et du comblement sédimentaire, ont probablement incisé leur chenal en réponse à cette hausse soudaine des débits.

La surface d'érosion observée dans le centre de séquence fluviatile de Plouguerneau Creac'h an Avel (carotte PL-KR1) ainsi que les dépôts sableux grossiers observés dans le fond du marais de Porsmilin entre 3700 et 1900 cal. B.P, vont dans le sens d'une hausse des débits des cours d'eau côtiers et d'une augmentation des apports terrigènes. En ce qui concerne le site d'Arun, nous pensons qu'il est possible qu'un épisode tempétueux ait préalablement créé une brèche dans le cordon de galets qui fermait le marais d'Arun. Cette brèche aurait, par la suite, favorisé une défluviation du chenal de marée, résultant dans l'incision d'un nouveau chenal. Il est également possible qu'une rupture de cordon similaire ait créé les formes d'incisions observées dans les massifs dunaires de la baie d'Audierne (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014a). Enfin, il est possible de considérer que l'ouverture du cordon littoral ait pu permettre l'inondation du marais et augmenter ainsi le volume des échanges tidaux (Wang *et al.*, 2000 ; Picado *et al.*, 2013), permettant également un surcreusement du chenal tidal pouvant aller jusqu'au soubassement Pléistocène comme cela a été observé dans l'Ouest des Pays-Bas par Cleveringa (2000). Stratigraphiquement, ces incisions de chenal peuvent être vues comme étant responsables de créations artificielles d'espaces d'accommodation. Ces espaces sont par la suite comblés par une sédimentation de mélangé (dépôts de chenaux, apports de matériel exogènes depuis l'avant-côte ou le domaine supratidal) au sein de laquelle la présence de matériel allochtone peut largement compromettre la représentativité des dépôts qui les comble du point de vue du niveau marin relatif.

Si l'on s'en tient à cette interprétation, nous pouvons donc rejeter définitivement les SLIPs n° 7, 8, 9 et 49. En l'absence de ces points, il n'existe plus d'argument en faveur d'une baisse du niveau marin relatif qui aurait pu concerner le Finistère durant l'âge du Bronze. Nous pensons donc que le niveau marin relatif a connu une remontée continue entre 4000 B.P. et aujourd'hui. En se basant sur les points n° 35 et n° 6, considérés comme fiables et peu compressibles, nous pouvons estimer une vitesse de relèvement du NMR comprise entre 0,12 et 0,25 mm/an entre 3400 B.P. et aujourd'hui (fig.VII.1.3).

En l'absence d'une baisse du niveau marin relatif aux alentours de 3000 cal. B.P., les questions quant aux processus ayant permis la mise en place des massifs dunaires finistériens autour de 3000 BP et à la chronologie de cette mise en place restent des largement ouvertes. Une disponibilité accrue en sédiments associée à des conditions de forçage climatique (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014b) est une hypothèse possible pour expliquer la mise en place des massifs dunaires. Comme proposé par Orford *et al.* (2000) et Moura *et al.* (2007), il est possible que le ralentissement du rythme de remontée du niveau marin relatif, synchrone d'une augmentation des apports sédimentaires terrigènes, soit à l'origine de la mise à disposition d'importants stocks de sable dans les secteurs d'avant-côte et d'avant-plage. Un tel mécanisme a également été proposé par Haslett *et al.* (2000) pour expliquer la

fixation des dunes du Nord de la baie d'Audierne dans le sud Finistère, tandis qu'une dynamique comparable a été observée en Gironde par Pontee *et al.* (1997) et Clavé *et al.* (2001). Le long des côtes du Finistère, un stock sédimentaire important aurait été remonté depuis la plate-forme dès le début de la transgression holocène. Lorsque le niveau marin a atteint un niveau proche de l'actuel, le démantèlement des formations de versant périglaciaires (*Head*) a probablement pu également jouer un rôle important dans la fourniture de sédiments. Ces apports sableux importants dans les secteurs d'avant-plage aurait pu être à l'origine d'une régression forcée (progradation de la ligne de rivage liée à un apport de sédiment bien supérieur à l'espace d'accommodation, cf. chap.2.II.2.1-b), autorisant l'émersion de surface sableuses suffisamment vastes dans le domaine supratidal (*foredunes*) pour permettre un développement éolien des dunes (Moura *et al.*, 2007, Mauz *et al.*, 2013). Ce dernier a pu être favorisé par une activité tempétueuse accrue, responsables de migrations importantes de sables depuis la zone d'avant-côte vers les secteurs infratidaux (Clemmensen & Murray, 2006, Fruergaard *et al.*, 2013). Ainsi, il semble que la mise en place de massifs dunaires puisse s'effectuer en contexte de hausse du niveau marin (comme proposé par Regnauld *et al.*, 1996).

A partir de 2000 cal. B.P. environ, l'ensemble des données montre que le niveau marin a atteint une position très proche de sa position actuelle (fig.VII.1.3), la dispersion verticale des SLIPs étant sûrement le fait de la compaction des dépôts argileux et tourbeux. A 1973 ± 111 cal. B.P., les mesures géochimiques réalisées sur le niveau sableux-argileux coquillier du sondage K-IX (Kermor) permettent de situer la position du niveau marin à $0,08 \pm 0,69$ m sous le niveau actuel (point n° 6). Sur le même dépôt, l'étude des foraminifères a permis de situer le NMR à $0,21 \pm 0,68$ m au-dessus du niveau actuel. Compte-tenu du faciès sableux des dépôts, ce point n'a pu connaître qu'une compaction limitée voire nulle, ce qui atteste d'un niveau marin très proche du niveau actuel aux alentours de 2000 - 1500 B.P. environ. Cette période correspond également à la fin de la tourbification sur le site de Creac'h an Avel à Plouguerneau en raison d'un envahissement sableux, probablement du fait de dynamiques d'*over-wash* ou de brèches dans le cordon. Ce même phénomène est observé à Treffiagat où un (des) *wash-over fan(s)* provoque(nt) l'enfouissement de la tourbière aux alentours de 1050 cal. B.P. Dans la partie supérieure des séquences de Guissény (carotte Guis-C2), de Treffiagat et du Conquet, une nouvelle stabilisation se marque par l'apparition de niveaux organiques datés de 600 à 500 cal. B.P. Ces observations sont intéressantes, car corrélables avec le Petit Age Glaciaire, elles pourraient rendre compte de la baisse du niveau des aquifères côtiers. Toutefois nos données demeurent pour l'instant insuffisantes pour en tirer des conclusions concernant l'évolution du niveau marin à cette époque ou quelconque signal climatique.

En résumé, l'obtention de nouvelles données nous permet de proposer une nouvelle évolution du niveau marin holocène le long des côtes du Finistère. De nouvelles positions passées du niveau marin

ont notamment été obtenues à partir de tourbes de base. Ces points n'ayant pu, par définition, subir de déplacement vertical lié à la compaction, ils nous ont permis de reconstruire une enveloppe fiable de remontée du niveau marin entre 7000 et 4500 cal. B.P. L'examen de cette enveloppe montre que le niveau marin relatif a connu une remontée d'environ 6 m depuis 7000 B.P. Cette remontée ne semble pas s'être faite selon un rythme constant : une inflexion du rythme de remontée est clairement observable autour de 6000 B.P, puis une autre, autour de 4500 B.P. Un troisième ralentissement pourrait s'être produit aux alentours de 3000 B.P., ou postérieurement, mais nos données demeurent pour l'instant insuffisantes pour le caractériser avec précision. Nos observations nous permettent de rejeter l'épisode de baisse du niveau marin proposée par Morzadec-Kerfourn (1974) et Stéphan (2008,2011) autour de 3000 B.P. En effet, plusieurs éléments stratigraphiques nous incitent à penser que les systèmes sédimentaires côtiers ont connu des perturbations importantes durant cette période, perturbations qui auraient affecté les littoraux de l'ensemble du Nord-Ouest de l'Europe. Ces nouvelles données permettent notamment d'évoquer des phénomènes de déplacements des chenaux de marée, ayant, dans certains cas, été guidés par l'ouverture de brèches dans les cordons littoraux lors d'évènements tempétueux. Des phénomènes d'incision du lit des cours d'eau, en réponse à une hausse des débits dans un contexte de haut niveau marin, auraient également pu se produire. Des données supplémentaires, autant sur les stratigraphies continentales (dans les secteurs dunaires notamment) que sur les séquences conservées en avant-côte seront toutefois nécessaires afin d'établir avec plus de précision les modifications morphologiques des systèmes sédimentaires côtiers durant cette période.

Nos données nous ont permis d'étendre la connaissance de l'histoire du niveau marin relatif dans le Finistère jusqu'à 7000 B.P., soit environ 1000 à 1500 ans de plus que les précédents travaux. Par contre, l'évolution du niveau marin au cours de la période antérieure à 7000 B.P. demeure imprécise, les deux points que nous avons obtenus aux alentours de 7500-7700 B.P. ne pouvant être considérés comme fiables.

II . Les phénomènes isostatiques et l'histoire du niveau marin relatif Holocène dans le Finistère. Approche par comparaisons inter-régionales.

II. 1. 1. Contexte

L'évolution du niveau marin relatif Holocène que nous avons reconstituée pour le Finistère est le résultat de plusieurs processus ayant agi à différentes échelles temporelles et spatiales.

A l'échelle régionale, l'évolution générale du niveau marin relatif dans le Finistère durant l'Holocène peut être considérée comme la résultante de deux composantes principales : la compo-

sante « eustatique » du niveau marin, qui traduit les volumes d'eau restitués, lors de leur fonte, par les inlandsis à l'océan global et leur redistribution le long des côtes du Nord-Ouest de l'Europe, et la composante isostatique, elle-même due (i) à la surcharge de la plate-forme continentale est-Atlantique par l'ajout d'une masse d'eau supplémentaire (hydro-isostasie) et (ii) à la réponse isostatique de la lithosphère suite à la fonte des masses glaciaires nord-européennes (glacio-isostasie). Au niveau de la Bretagne, cette dernière serait particulièrement liée à la possible déflation du (des) bourrelet(s) pro-glaciaire(s) périphérique(s) de la calotte Britannique.

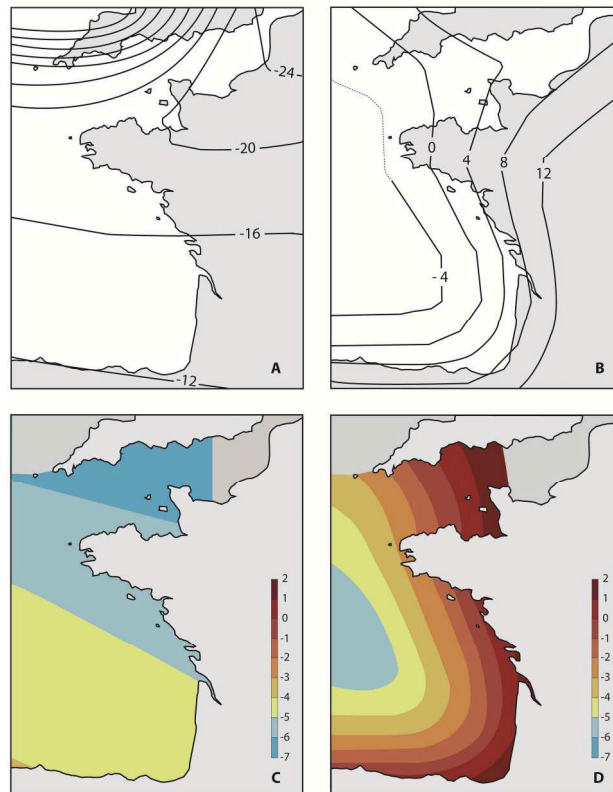


Fig.VII.2.1 - Contributions (en mètres) des dynamiques hydro- et glacio-isostatiques à l'évolution du niveau marin relatif holocène le long de littoraux du Nord-Ouest de L'Europe, telles qu'évaluées (A, B) par Lambeck (1997) et (C, D) par Leorri et al. (2012). Modifié de Lambeck (1997) et de Leorri et al. (2012).

Fig.VII.2.1 - Hydro- and glacio-isostatic contributions to the holocene RSL evolution along the coasts of NW Europe, as determined (A, B) by Lambeck (1997) and (C, D) by Leorri et al. 2012. Modified from Lambeck (1997) and Leorri et al. (2012).

La question de l'ampleur des processus glacio- et hydro-isostatiques est une question centrale dans les reconstitutions de niveau marin relatif. Le long des côtes du Finistère, et plus largement, le long des côtes occidentales de la France, cette question est d'autant plus importante que l'ampleur de ces deux processus demeure encore très mal connue. Les seuls travaux ayant abordé ce sujet sont ceux de Lambeck (1997) et de Leorri et al. (2012). Pour Lambeck (1997), le comportement vertical de la Bretagne durant l'Holocène aurait été contrôlé en premier lieu par une forte subsidence glacio-

isostatique (avec un gradient essentiellement méridien) durant la première moitié de l'Holocène, accompagnée de réajustements hydro-isostatiques (fig.VII.2.1 A et B). Cette dynamique glacio-isostatique se serait fait sentir au moins jusqu'au sud du golfe de Gascogne (fig.VII.2.1 A). Par contre, toujours selon cet auteur, du fait de la configuration péninsulaire de la Bretagne, les effets de l'hydro-isostasie aurait été différents entre l'Ouest et l'Est de la Bretagne (fig.VII.2.1 B): tandis que les côtes occidentales (Finistère), entourées d'eau, auraient fonctionné « comme des îles »¹³ en suivant le même mouvement de subsidence que la plate-forme continentale sous le poids de la tranche d'eau ; plus à l'est (approximativement à partir de la limite orientale de notre secteur d'étude, Baie du Mont st- Michel par exemple), la tendance aurait plutôt été au soulèvement, suivant une dynamique de « *continental levering* » (cf. chapitre 1.II.2.c). Les résultats récents publiés par Leorri *et al.* (2012) ont conforté les travaux de Lambeck (1997), notamment sur la question de l'influence des dynamiques glacio-isostatiques. En comparant de nouvelles données de obtenues dans le sud du golfe de Gascogne (Bilbao) avec des données disponibles pour la Bretagne (Finistère et Loire-Atlantique) et pour le Portugal, Leorri *et al.* ont conclu qu'un gradient méridien du niveau marin relatif était observable entre la Bretagne et le Portugal. Ces auteurs proposent que des déformations à grandes longueurs d'onde, principalement glacio-isostatiques (fig.VII.2.1 C et D), aient été actives, au cours de l'Holocène, depuis le Nord-Ouest de l'Europe jusqu'au Portugal, rejoignant ainsi les conclusions de Lambeck (1997). Ces dynamiques seraient, pour ces auteurs, le résultat de la subsidence du bourrelet périphérique du Sud de la calotte glaciaire britannique. Toutefois, comme nous l'avons évoqué précédemment, les résultats de Lambeck (1997) et Leorri *et al.* (2012) semblaient devoir être réexaminés. En effet, outre les données nouvelles présentées pour le Pays Basque espagnole et le Portugal, les données utilisées par les auteurs sont la plupart du temps anciennes et n'ont pas été réactualisées. Des confusions existent, dans leur base de données, entre des données issues de deux sites bretons situés à plus de 200km l'un de l'autre (Goslin *et al.*, 2013 ; Stéphan *et al.*, *in press*). Plus encore, la validité des conclusions de Leorri *et al.* (2012) souffre, à notre avis, d'une manque de considération des points de bases, seuls véritables jalons de la validité des résultats produits par les modèles de réajustements isostatiques (Stéphan *et al.*, *in press*).

Une nouvelle analyse, basée sur les résultats obtenus dans de ce travail et sur la comparaison de ces données avec des données déjà publiés pour des régions proches, nous est donc apparue importante, afin de préciser les dynamiques glacio- et hydro-isostatiques en Bretagne durant cette période. Pour cela, nous avons replacé la reconstitution régionale de l'évolution du niveau marin relatif que nous avons obtenue pour le Finistère dans un contexte plus large. Nous avons comparé nos ré-

¹³ Lambeck (1997) – “It is relatively small and negative for the Finistère site of Ploudalmézeau (Fig. 2e,f) because this locality, surrounded by water through an arc of about 300 ° in azimuth, responds almost like a small island site in which the land moves together with the sea floor “

sultats à ceux qui ont été publiés récemment sur le niveau marin relatif holocène pour des régions proches de notre secteur d'étude par Massey (2004) et Massey *et al.* (2008) pour le Sud-Ouest de l'Angleterre et par Leorri & Cearreta (2004) et Leorri *et al.* (2012) pour le Sud du Golfe de Gascogne.

Ces comparaisons avec les données anglaises et espagnoles, nous permettent d'apporter un éclairage nouveau sur la question de l'existence, de l'amplitude, de la position et de l'extension, puis de la subsidence d'un possible bourrelet pro-glaciaire méridional de la calotte glaciaire britannique, ainsi que sur la question des dynamiques hydro-isostatiques. Notre analyse a été réalisée en ne tenant compte que des SLIPs obtenus à partir des tourbes de base, afin de s'affranchir des dynamiques sédimentaires locales présentes dans les enregistrements, telles que la compaction.

II. 1. 2. Comparaison avec l'évolution du niveau marin relatif holocène dans le Sud-Ouest de l'Angleterre.

La comparaison de la courbe d'évolution du NMR que nous avons obtenue pour le Finistère avec celle obtenue dans le Sud-Ouest de l'Angleterre (Devon) par Massey (2004) et Massey *et al.* (2008) montre un synchronisme évident entre les deux enregistrements, notamment au niveau des points d'inflexion du rythme de remontée, autour d'environ 7000 et 4500 B.P. (fig.VII.2.2). Ce synchronisme indique que les deux régions ont connu une histoire eustatique proche. Nous observons toutefois un décalage altitudinal entre les deux courbes, les positions passées du niveau marin relatif obtenues pour le Sud-Ouest de l'Angleterre se situant, pour la majeure partie d'entre elles, plusieurs mètres plus bas que celles que nous avons obtenues pour le Finistère. Le synchronisme global des deux enregistrements et l'augmentation de la divergence dans le temps indiquent que cette différence altitudinale de niveau marin relatif entre le Finistère et le Sud-Ouest de l'Angleterre ne peut être due à des mouvements tectoniques brutaux ayant affecté l'une ou l'autre des deux régions. De tels mouvements se seraient en effet traduits par des sauts de courte longueur d'onde temporelle dans l'enregistrement des NMR de la région concernée.

Seuls deux points du Sud-Ouest de l'Angleterre (n° 63 et 57, fig.VII.2.3) se situent à des altitudes proches des SLIPs de base que nous avons obtenus pour le Finistère (représentés par des rectangles gris à contours noirs sur la même figure). Ces deux points semblent indiquer que le niveau marin relatif observé était comparable dans les deux régions aux alentours de 4500 B.P. et 7000 B.P. Toutefois, comme souligné par Massey *et al.* (2008), la représentativité de ces points pose question car des doutes majeurs demeurent quant à la fiabilité des *indicative meanings* leur ayant été attribués.

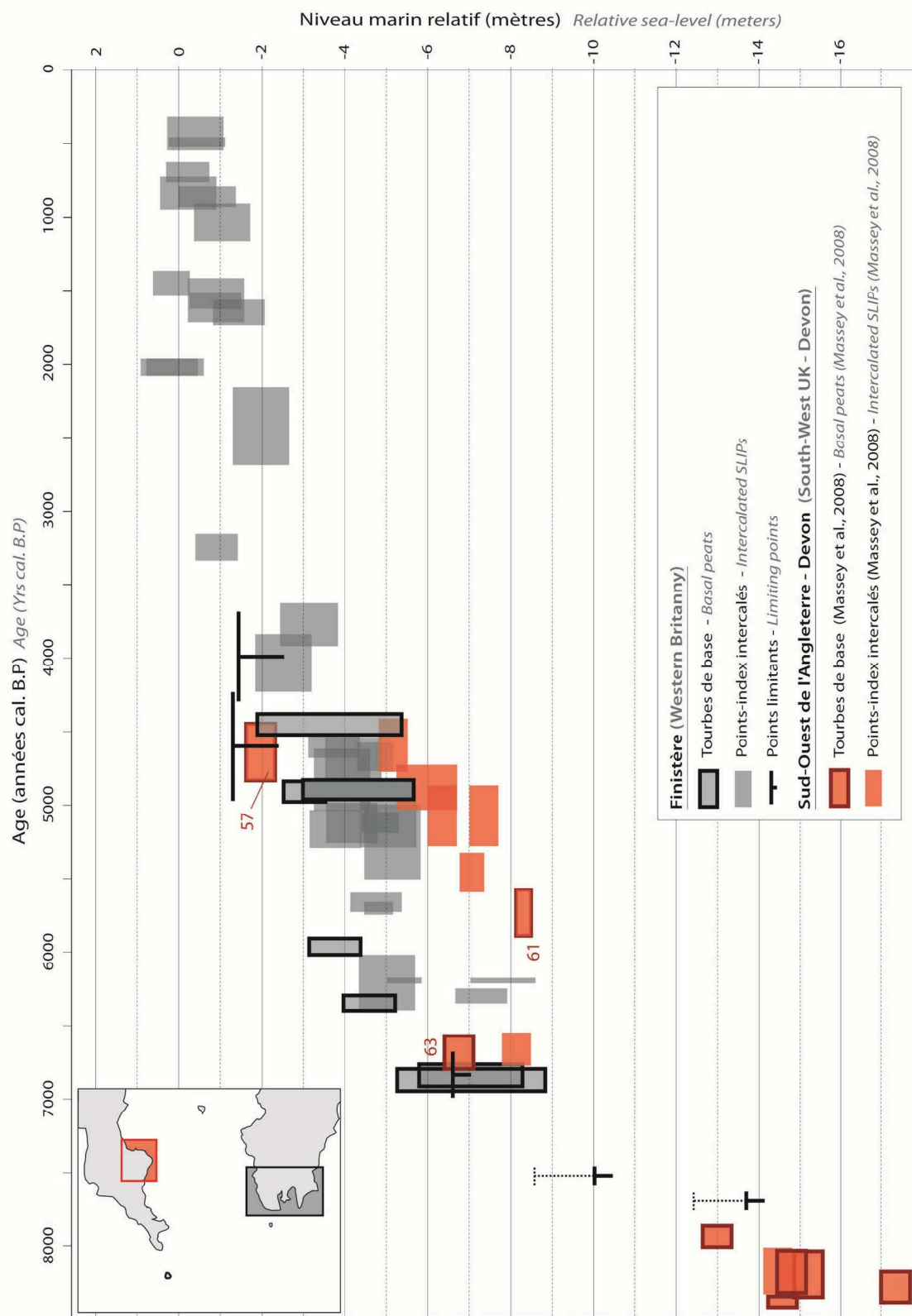


Fig.VII.2.2 - Comparaison des données obtenues dans cette étude avec les données obtenues dans le Devon (Sud-Ouest de l'Angleterre) par Massey *et al.* (2008). Les numéros correspondent à ceux du tableau A présenté en annexe 2.

Fig.VII.2.2 - Comparison between the data obtained in the Finistère (grey boxes, this study) and in Devon (South-West UK) by Massey *et al.* (2008). Numbers correspond to those given in table A presented in appendix 2.

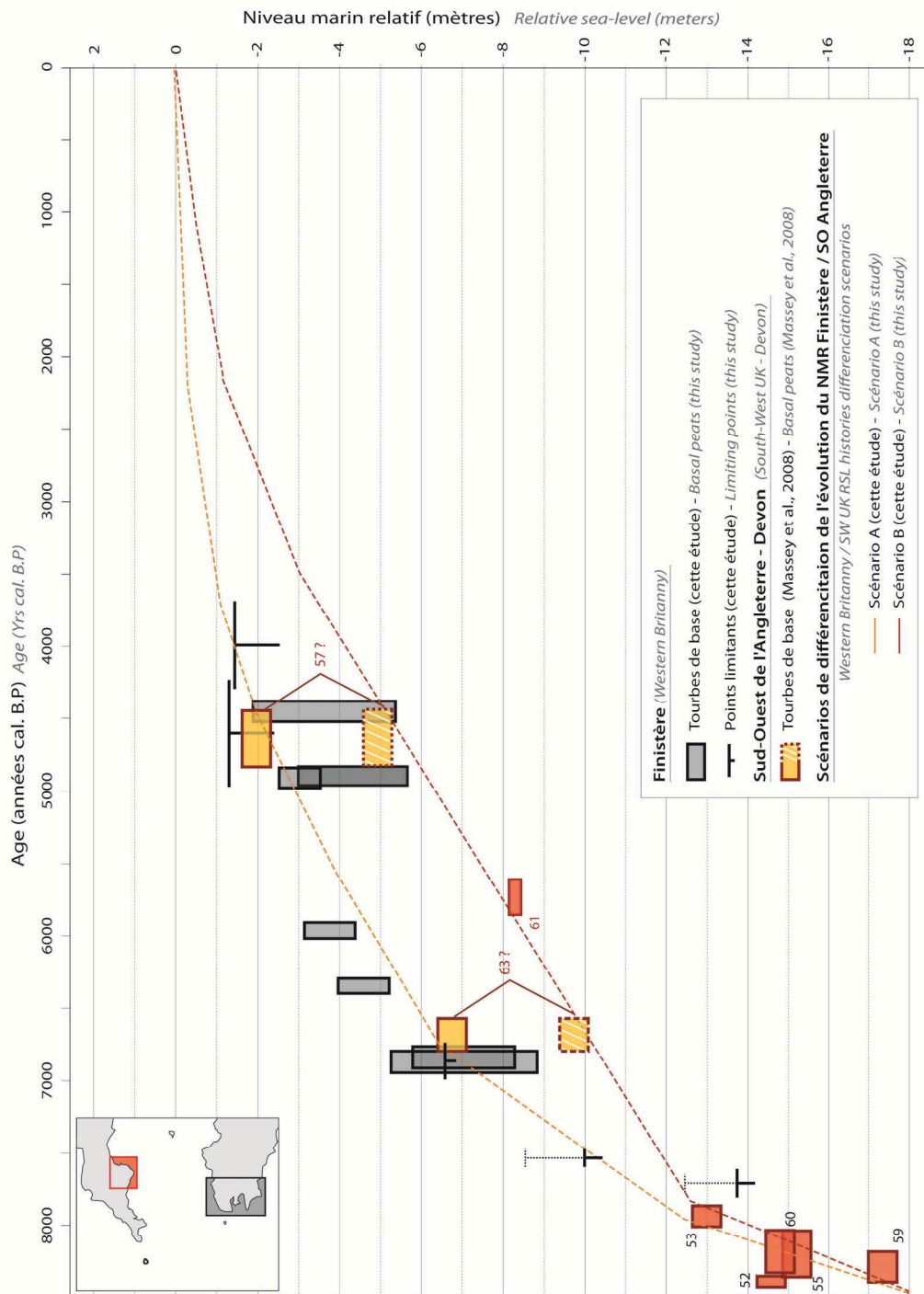


Fig.VII.2.3 - Comparaison des SLIPs obtenus à partir des tourbes de base dans cette étude (rectangles gris) avec ceux obtenus dans le Devon (Sud-Ouest de l'Angleterre) par Massey et al. (2008) (Rectangles rouges et jaunes). Les rectangles jaunes correspondent aux points considérés comme incertains par Massey et al. (2008) et à la position à laquelle ils devraient probablement se trouver selon ces auteurs (voir texte). Les numéros correspondent à ceux du tableau A présenté en annexe 2.

Fig.VII.2.3 - Comparison between the SLIPs obtained from basal peat deposits in the present study (grey boxes) and in Devon (South-West UK) by Massey et al. (2008) (red and yellow boxes). Yellow boxes refer to the points for which a large uncertainty was identified by Massey et al. (2008) and to the position at which they should probably lay, according to these authors. Numbers correspond to those given in table A presented in appendix 2.

Ainsi, tel que le discutent les auteurs, le SLIP n° 57 a été obtenu sur un échantillon contenant un très petit nombre de foraminifères, et il est donc fort possible que son *indicative meaning* soit erroné. Cette possibilité d'erreur semble confirmée par une incohérence entre les espèces de foraminifères observées (espèces de slikke, *Haynesina germanica*, *Ammonia beccarii*) et le faciès sédimentologique du dépôt (faciès de schorre). Cela est aussi le cas pour le point n° 63, obtenu par l'analyse d'un échantillon provenant d'un dépôt pour lequel le mélange d'espèces de haut-schorre (*Trochaminna inflata*, *Jadaminna macrescens*) et d'espèces caractéristiques du domaine de slikke (*Haynesina germanica*, *Ammonia beccarii*) semble témoigner de dynamiques de mélanges intenses dans un environnement fortement perturbé, susceptibles de fournir une mauvaise position du niveau marin relatif.

Aucune anomalie n'a été, par contre, identifiée par Massey *et al.* (2008), pour le point n° 61, dont la position est pourtant bien en dessous de celles des points n° 57 et 63. Ce point a été obtenu à partir d'une densité correcte de foraminifères et a donc plus de chances d'avoir fourni une position fiable du niveau marin relatif. Les deux scénarios suivants peuvent donc être envisagés (fig.VII.2.3):

- 1) Si les points n° 63 et 57 sont considérés comme viables (fig.VII.2.3, scénario A), alors cela révélerait que le Sud-Ouest de l'Angleterre et le Finistère auraient connu des évolutions du niveau marin relatif comparables à partir de 7000 B.P environ et identiques à partir de 5000 à 4500 B.P. Cela prouverait que le Devon et le Finistère se sont trouvés dans des positions voisines par rapport au maximum de gonflement du bourrelet pro-glaciaire depuis au moins 7000 B.P. Par conséquent, celui-ci s'étendait au minimum jusqu'au sud du Finistère.
- 2) Si les points n° 57 et 63 ne sont pas considérés comme représentatifs du niveau marin et que seul le point n°61 peut être pris en compte durant cette période, alors cela montrerait que le Devon aurait connu une subsidence lithosphérique plus importante que le Finistère durant l'Holocène (fig.VII.2.3, scénario B). Les deux régions présentent de grandes similitudes géographiques (configuration péninsulaire, largeur équivalente de la plate-forme continentale au-devant des deux régions, ouverture des deux régions sur la Manche) et géologiques (batholites granitiques d'âges comparables, subsidence à long terme de marge passive d'ampleur équivalente, quasiment négligeable sur notre période d'étude). En raison de ces similitudes, le Finistère et le Devon ont très probablement connu une subsidence hydro-isostatique d'ampleur équivalente. Nous proposons que la divergence altitudinale observée entre les deux courbes de niveau marin relatif reflète les positions différentes que les deux régions ont occupées par rapport au bourrelet périphérique pro-glaciaire. Dans cette hypothèse, deux cas peuvent être envisagés : (1) dans le premier cas, le Devon était situé plus

près du sommet du bourrelet que le Finistère. Ce dernier aurait donc connu une subsidence moindre lors du dégonflement. (2) Dans le second cas, le Devon se trouvait dans le domaine d'influence du bourrelet alors que le Finistère était situé en dehors. Ce dernier scénario est important à prendre en compte, car si vérifié, il pourrait mener à une reconstitution précise de la configuration du bourrelet et de la chronologie de son dégonflement et/ou de sa migration. De plus, cela nous amènerait à envisager que la subsidence connue par le Finistère durant l'Holocène serait essentiellement d'origine hydro-isostatique. D'autre part, ce scénario laisse aussi ouverte l'hypothèse d'une potentielle mitigation des contraintes induites par le dégonflement et/ou la migration du bourrelet par les structures faillées de la Manche (B. Van Vliet Lanoë, *comm. pers.*).

II. 1. 3. Comparaison avec l'évolution du niveau marin relatif holocène dans le Sud du Golfe de Gascogne.

Les données obtenues par Leorri & Cearreta (2004) et Leorri *et al.* (2012) dans le Sud du Golfe de Gascogne (région de Bilbao), montrent que l'évolution du niveau marin relatif dans cette région a été très similaire à celle du Finistère (fig.VII.2.4). En effet, malgré la forte variabilité verticale de la distribution des SLIPs publiés par ces auteurs, la remontée du niveau marin relatif présente la même allure que celle que nous avons obtenue pour le Finistère. Il faut remarquer que, dans le Sud du golfe de Gascogne, le niveau marin a suivi des rythmes de remontée de plus en plus faible entre 8000 B.P. et l'actuel. Il ressort également un bon synchronisme des points d'inflexion autour de 7000 B.P. et 4500 B.P., comparables avec ceux que nous avons constaté dans le Finistère ainsi qu'avec ceux observés dans le Sud-Ouest de l'Angleterre (fig.VII.2.4). Ces similarités renforcent encore l'idée que l'ensemble de la façade Atlantique entre l'Espagne et l'Angleterre a sûrement connu une histoire eustatique très semblable. Pour chaque époque, les différences de niveau marin relatif entre les régions semblent donc bien à chercher du côté des processus isostatiques, dont les effets dépendent de la position de la région considérée par rapport aux calottes glaciaires et aux bourrelets proglaciaires, ainsi que des déformations de grandes longueurs d'ondes (effets gravitationnels, déformations géoïdales).

Les études de Leorri & Cearreta (2004) et de Leorri *et al.* (2012) ne permettent pas d'identifier, parmi les données utilisées par ces auteurs, les dépôts pouvant être considérés comme des tourbes de base. Les auteurs insistent en particulier sur les nombreuses incertitudes qui affectent leurs données. Ils expliquent ces incertitudes par les nombreux remaniements observés dans les parties inférieures de leurs séquences, vraisemblablement dus à la position estuarienne de leurs carottages.

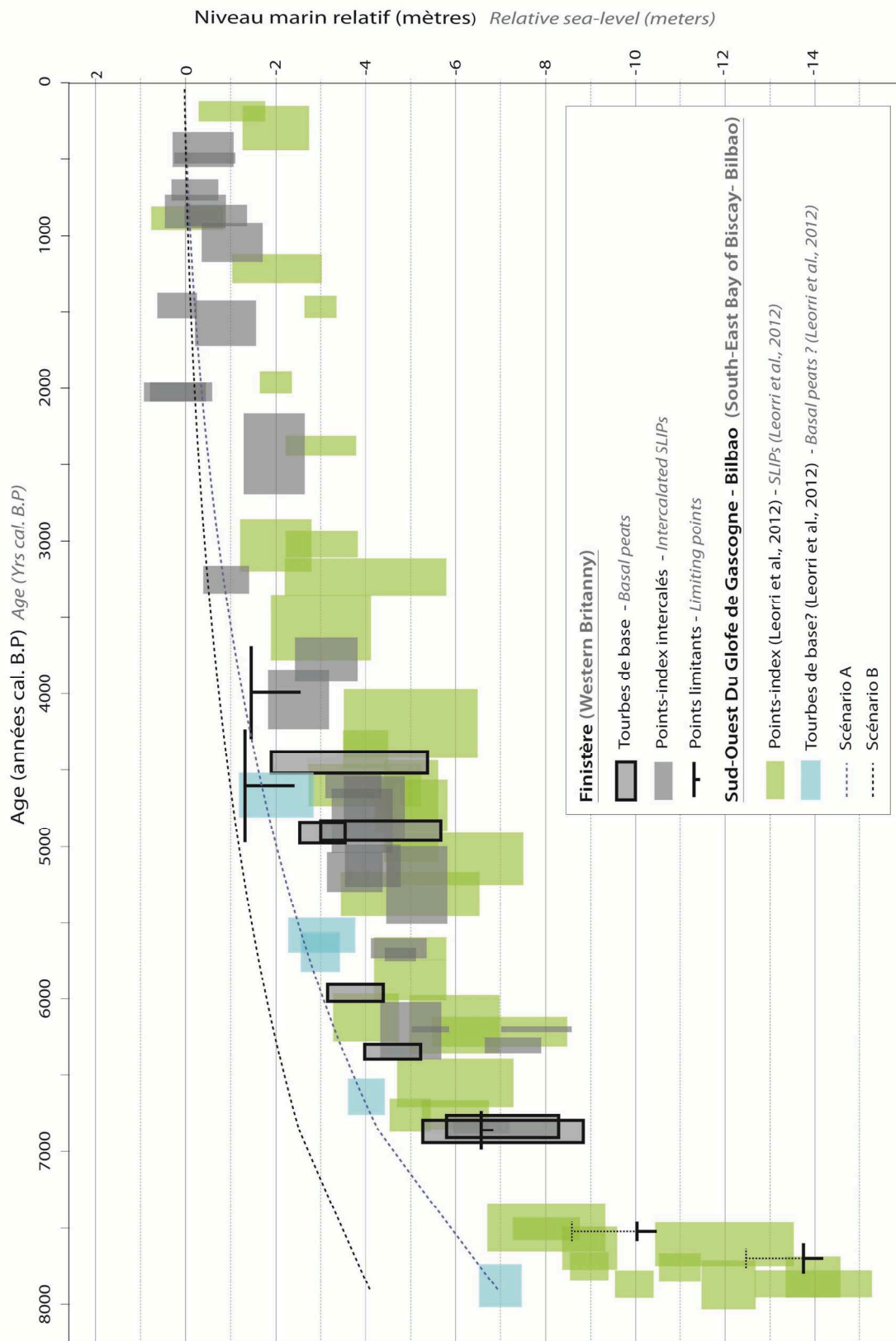


Fig.VII.2.4 - Comparaison des données obtenues dans cette étude (rectangles gris) avec les données obtenues dans le sud du Golfe de Gascogne par Leorri et al. (2012) (rectangles verts).

Fig.VII.2.4 - Comparison between the data obtained in the Finistère (grey boxes, this study) and in the south of the Bay of Biscay by Leorri et al. (2012).

Ainsi, faute de pouvoir déterminer, parmi l'ensemble des SLIPs publiés par Leorri & Cearreta (2004) et Leorri *et al.* (2012), les points pouvant donner des altitudes fiables du niveau marin, nous avons donc considéré que le niveau marin relatif devait se situer à une altitude au minimum égale à celle des SLIPs les plus hauts obtenus par ces auteurs. Comme dans le Sud-Ouest de l'Angleterre, les SLIPs du Golfe de Gascogne indiquent également une remontée rapide du niveau marin relatif entre 8000 et 7000 B.P. Toutefois, contrairement aux points publiés par Massey *et al.* (2008) pour le Sud-ouest de l'Angleterre sur la même période, les points de Leorri *et al.* (2012) sont susceptibles d'avoir subi de la compaction, ce qui remettrait en cause la remontée rapide du niveau marin dans le sud du golfe de Gascogne à cette période.

Etant donnée l'absence de points clairement identifiés comme étant des points de base, la comparaison précise de nos données avec celles du Sud du golfe de Gascogne demeure incertaine. Pour toutes ces raisons, il ne nous semble pas qu'un gradient glacio-isostatique entre l'Angleterre et l'Espagne puisse définitivement être mis en évidence, contrairement aux conclusions de Leorri *et al.* (2012). Ainsi, selon que l'on considère les points les plus hauts des données de Leorri & Cearreta (2004) et de Leorri *et al.* (2012) (rectangles bleus sur la figure VII.2.4), (i) comme des points de base et donc des bornes supérieures du niveau marin relatif holocène pour la région Sud-Gascogne, ou (ii) comme des points intercalés susceptibles d'avoir subi une compaction, deux hypothèses peuvent être envisagées:

Dans la première hypothèse, nous considérons les points les plus hauts de Leorri *et al.* (2012) comme étant des tourbes de base (figure VII.2.4, scénario A). Dans ce cas, le niveau marin relatif dans le Sud du Golfe de Gascogne aurait été, entre 7000 B.P. et aujourd'hui, équivalent ou très légèrement supérieur à celui du Finistère. Cela implique que les deux régions ont connu une subsidence équivalente à l'échelle de l'Holocène. Pour autant, ce seul résultat ne nous permet pas de déduire que les deux régions ont connu un réajustement glacio-isostatique équivalent. En effet, comme nous l'avons évoqué plus haut, le comportement vertical des deux régions durant l'Holocène, en l'absence de mouvements tectoniques, correspond à la somme des effets de l'hydro-isostasie et de la glacio-isostasie. Or, étant donné la taille très réduite de la plate-forme continentale dans le Sud du Golfe de Gascogne par rapport au Nord du golfe et à la Mer Celtique, il est vraisemblable que les dynamiques hydro-isostatiques aient été d'amplitude différente entre les deux régions. Ainsi, dans cette première hypothèse, aucune conclusion valide ne peut être tirée sur l'importance des effets glacio-isostatiques dans le sud du Golfe de Gascogne.

Dans la seconde hypothèse, nous considérons que les points les plus hauts de Leorri & Cearreta (2004) et Leorri *et al.* (2012) ne sont pas des points de base. Dans ce cas, ces derniers sont donc tous

susceptibles d'avoir subi les effets de la compaction (figure.VII.2.4, scénario B). Dès lors, le niveau marin relatif dans le Sud du Golfe de Gascogne aurait été supérieur à celui du Finistère à l'Holocène supérieur. Dans cette hypothèse également, aucune référence ne permet d'évaluer l'importance relative de l'hydro- et de la glacio-isostasie.

En résumé, la comparaison de nos données avec celles du Sud-Ouest de l'Angleterre (Massey, 2004, Massey *et al.*, 2008) et de la région Sud-Gascogne (Leorri & Cearreta, 2004, Leorri *et al.*, 2012), ne nous permet pas de déterminer les parts relatives des dynamiques hydro- et glacio-isostatiques dans l'histoire du niveau marin relatif de chacune des trois régions, notamment du fait d'un manque de SLIPs de base dans les reconstitutions anglaises et espagnoles. Plusieurs arguments évoqués plus haut sont toutefois en faveur d'une subsidence plus importante dans le Sud-Ouest de l'Angleterre que dans le Finistère et, bien plus encore, que dans le Sud du Golfe de Gascogne. Du fait des grandes différences de géométrie de la plate-forme continentale existant entre le Sud-est du Golfe de Gascogne et le Finistère, la comparaison de l'évolution du niveau marin relatif entre ces deux régions est rendue complexe par la difficulté à évaluer la part de l'hydro-isostasie dans chacun des enregistrements. Au contraire, nous avons émis l'hypothèse que le Sud-Ouest de l'Angleterre et le Finistère sont susceptibles d'avoir connu des subsidences hydro-isostatiques similaires, sinon équivalentes au cours de l'Holocène, en raison de leurs géométries semblables et de leurs positions identiques par rapport à des plates-formes continentales de tailles comparables. Les différences altitudinales de niveau marin relatif entre les deux régions serait alors principalement liées aux localisations différentes des deux régions par rapport au bourrelet glaciaire périphérique. Des données supplémentaires (tourbes de base notamment), ainsi qu'une multiplication des reconstitutions de niveau marin relatif le long des côtes atlantiques françaises seront nécessaires afin de préciser si le Finistère était situé à la marge ou déjà hors de ce bourrelet et, plus largement de préciser l'ampleur des réajustements isostatiques holocènes dans le Nord-Ouest de l'Europe.

III . Les modèles de réajustement isostatique: confrontation et résultats des comparaisons avec les données obtenues pour le Finistère

III. 1. 1. Principes des modèles de réajustement isostatique.

Comme cela a été rappelé au début de ce manuscrit (au chapitre 1.II.2.3), différentes communautés scientifiques (géophysiciens, glaciologues, géomorphologues) se sont associées depuis les années 1970 pour développer des modèles de réajustement isostatiques. Ces modèles reposent sur trois éléments majeurs : (1) un modèle de glaciation, définissant l'étendue et l'épaisseur des calottes de glaces au dernier maximum glaciaire et décrivant les différents stades de fonte de ces dernières

durant l'Holocène ; (2) un modèle eustatique décrivant l'élévation globale du niveau marin « absolu », résultant de la fonte de ces calottes et (3) un modèle rhéologique décrivant le comportement physique de la Terre interne lorsqu'elle a été « déchargée » de la masse glaciaire des inlandsis. Les bases théoriques et les lois physiques régissant le fonctionnement des modèles de réajustement isostatique ne seront pas développées ici. Elles sont exposées en détail dans les articles publiés, entre autres, par Mitrovica & Milne (2003), Peltier (2004) et Spada et Stocchi (2007). Pour simplifier, nous retiendrons que l'ensemble des éléments évoqués ci-dessus sont traduits par des équations géophysiques, dont la résolution permet de prédire l'évolution du niveau marin relatif durant l'holocène en une localisation géographique donnée (fig.VII.3.1) :

- (i) Un premier groupe d'équations décrit la géométrie et la chronologie de la fonte des calottes glaciaires fini-pléistocènes. Leur résolution permet d'estimer la masse d'eau restituée à l'océan global par la fonte des inlandsis en fonction du temps depuis le début de l'Holocène.

- (ii) Ce premier résultat est ensuite utilisé pour résoudre une seconde série d'équations regroupées sous le terme d'« équation SLE » (pour « Sea-Level Equation », Farrell & Clark, 1976). Ces dernières permettent de modéliser la remontée du niveau marin « eustatique », tout en tenant compte des phénomènes physiques influençant la répartition de cette eau dans l'océan global (effets gravitationnels, « *ocean syphoning* », cf. chapitre 1).

- (iii) L'ensemble de ces premières données est ensuite utilisé pour résoudre un troisième groupe d'équations qui permet de modéliser le comportement de la Terre en réponse aux phénomènes cités ci-dessus (diminution du poids des inlandsis, ajout d'eau dans l'océan et répartition de cet ajout). Ce dernier groupe d'équations repose sur ce que l'on peut appeler un « modèle de Terre » (*Earth model* dans la littérature anglo-saxonne), qui définit les caractéristiques rhéologiques de la lithosphère et du manteau terrestre (géométrie des interfaces et viscosités). Les modèles de réajustement isostatique sont basés sur un modèle de Terre visco-élastique (dite Terre de « Maxwell », Peltier, 1974).

Les modèles de réajustements isostatiques fonctionnent selon une logique itérative (fig.VII.3.1), qui vise à paramétrer les données en entrée du modèle afin d'ajuster au mieux les prédictions produites par celui-ci aux observations de niveau marin obtenues sur le terrain. Dans un premier temps, les efforts déployés par les modélisateurs ont d'abord eu pour objectif de faire correspondre les prédictions issues des modèles aux observations à grande échelle (temporelle et spatiale), c'est-à-dire aux données les plus représentatives de l'évolution « eustatique » du niveau marin. Parallèlement, les prédictions des modèles ont été comparées à de nombreuses reconstitutions du niveau marin

relatif obtenues dans diverses régions du monde, afin d'ajuster les paramètres des modèles pour les faire correspondre au mieux aux échelles temporelles et spatiales plus restreintes. Ces comparaisons ont notamment été conduites dans le cadre de nombreux travaux concernant l'évolution du niveau marin dans le Nord-Ouest de l'Europe (entre autres, Lambeck *et al.*, 1990 ; Lambeck, 1997 ; Peltier *et al.*, 2002 ; Shennan *et al.*, 2006 ; Vink *et al.*, 2007 ; Brooks *et al.*, 2008 ; Bradley, 2011 ; Bradley *et al.*, 2011 ; Leorri *et al.*, 2012 ; Kuchar *et al.*, 2012).

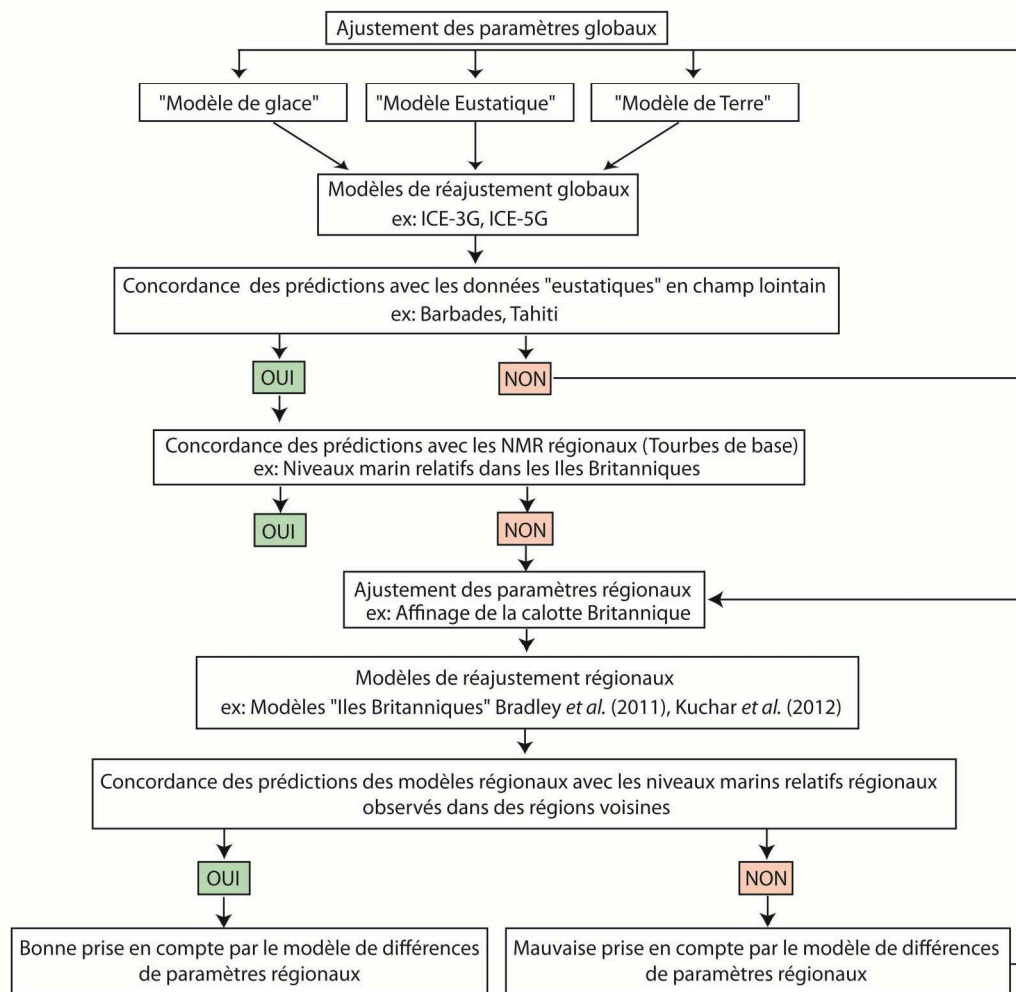


Fig.VII.3.1 - Etapes itératives de construction et de validation des modèles de réajustement isostatique.

Fig.VII.3.1 - Iterative construction and validation steps of GIA models.

Au cours de cette dernière décennie, le niveau marin autour des Iles Britanniques a fait l'objet de nombreuses études qui ont permis de tester, de valider, et de développer un certain nombre de modèles de réajustement isostatique régionaux. Les différentes régions des Iles Britanniques ont connu des réajustements isostatiques très différents. Certains secteurs ayant été recouverts par la calotte glaciaire britannique (Nord de l'Angleterre, Ecosse), ont majoritairement été concernés par un rebond glacio-isostatique. Au contraire, d'autres secteurs (Sud de l'Angleterre par exemple), non

recouverts par les glaces (ou très tôt libérés par celles-ci), ont été principalement le siège de dynamiques subsidentes. Les îles Britanniques ont ainsi fait l'objet de très nombreuses études sur le niveau marin relatif : de nombreuses données sont disponibles le long de leurs côtes, permettant de contraindre les modèles.

Constatant que les modèles développés à l'échelle du globe (modèles « ICE », ICE-3G, ICE-4G, ICE 5G) produisaient des prédictions relativement éloignées des évolutions du niveau marin relatif observées le long des côtes britanniques, des premiers efforts ont été fournis pour adapter les modèles globaux à la complexité de la région. Très récemment, Bradley *et al.* (2011) et Kuchar *et al.* (2012) ont mis à profit de nouvelles données glaciologiques (Hubbard *et al.*, 2009) et eustatiques (Bradley, 2011 ; Bradley *et al.*, 2011) afin de développer de nouveaux modèles de réajustement isostatique spécifiques pour la région des Iles Britanniques. D'une manière générale, les prédictions produites par ces modèles corroborent de façon satisfaisante les observations sur l'évolution du niveau marin tout autour des côtes britanniques. Toutefois, comme le font remarquer les auteurs eux-mêmes, de nombreuses imperfections subsistent et les modèles devront encore être améliorés afin que leurs prédictions correspondent plus étroitement aux observations, notamment dans le Sud-Ouest de l'Angleterre (Bradley *et al.*, 2011, Kuchar *et al.*, 2012).

III. 1. 2. Test des différents modèles géophysiques par comparaison nouvelles données obtenues

III. 1. 2-a. Présentation des modèles utilisés

Plusieurs modèles globaux (*ICE-3G*, *ICE-5G* et *ICE-5G (VM2)*) ont été testés. Les détails de construction de ces modèles sont donnés dans Tushingham et Peltier (1991) pour le modèle « *ICE-3G* », et dans Peltier (2004) pour les modèles « *ICE-5G (VM2)* » et « *ICE-5G (VM2a)* ».

Le modèle « *ICE-3G* » (Tushingham & Peltier, 1991) est basé sur une masse glaciaire ayant produit une remontée eustatique de 113,5 mètres entre 18000 et 5000 B.P. Dans ce modèle, la composante eustatique est estimée comme nulle à 5000 B.P, c'est-à-dire que le niveau marin eustatique est considéré comme ayant atteint son maximum à cette date (fig.VII.3.2). *ICE-3G* considère une épaisseur de lithosphère de 120 km et des valeurs de viscosité de 2×10^{21} Pa.s¹⁴ et 1×10^{21} Pa.s pour les couches supérieures et inférieures du manteau, respectivement.

¹⁴ Le Pa.s ou « Pascal-seconde » est une unité de viscosité dynamique. La viscosité d'une eau à 20°C est par exemple de 1 mPa.s

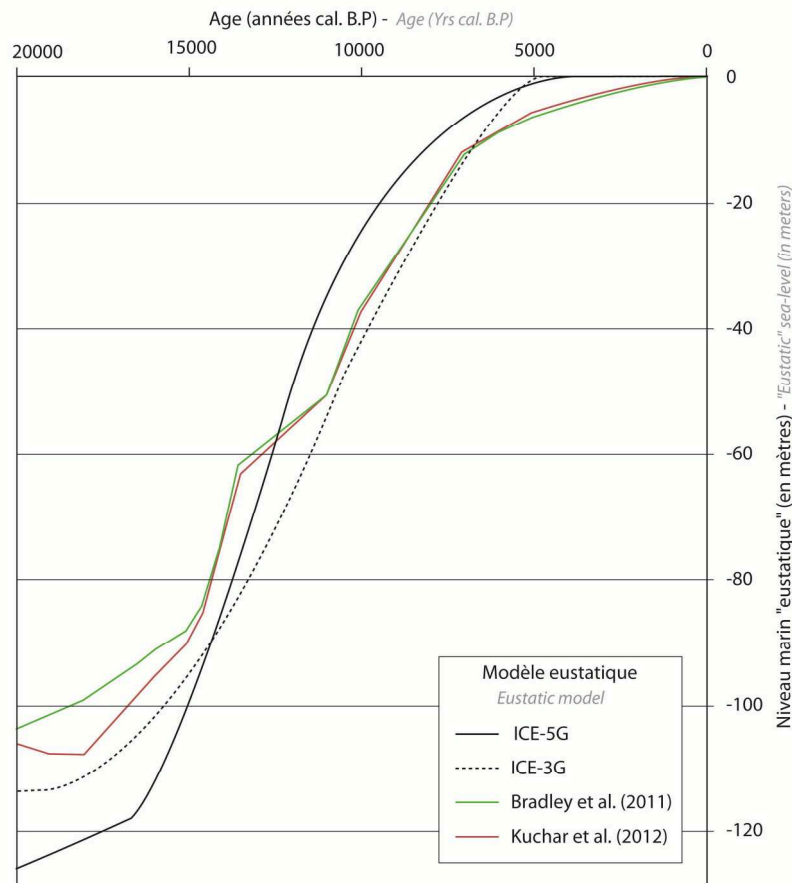


Fig.VII.3.2 - Scénarios « eustatiques » employés par les modèles ICE-3G (Tushingham & Peltier, 1991), ICE-5G (Peltier, 2004) et par les modèles de Bradley et al. (2011) et de Kuchar et al. (2012).

Fig.VII.3.2 - Eustatic scenarii used in the ICE-3G model (Tushingham & Peltier, 1991), the ICE-5G model (Peltier, 2004) and by the models of Bradley et al. (2011) and Kuchar et al. (2012).

Les modèles « ICE-5G (VM2) » (Peltier, 2004) et « ICE-5G (VM2a) » diffèrent largement du modèle « ICE-3G ». Les masses de glaces prises en compte dans ce modèle sont plus importantes que celles considérées par ICE-3G (Peltier, 2004). La distribution spatiale de ces masses est aussi sensiblement différente, notamment au niveau des calottes britannique (Peltier *et al.*, 2002), groenlandaise (Tarasov *et al.*, 2002) et laurentienne. Il en résulte que la composante eustatique des modèles ICE-5G est plus importante, évaluée à 126 mètres à l'échelle du globe (fig.VII.3.2). Cette contribution est considérée comme ayant été nulle à partir de 4000 B.P., soit 1000 ans plus tard que dans le modèle ICE-3G. Les désignations (VM2) et (VM2a) désignent deux versions du modèle, comportant des distributions différentes de la viscosité dans les couches supérieures du manteau. Pour ces modèles, les paramètres rhéologiques originellement définis par Peltier (2004) sont les suivants : $A= 90 \text{ km}$, $B= 4 \times 10^{21} \text{ Pa.s}$ et $C=0,4 \times 10^{21} \text{ Pa.s}$ pour ICE-5G (VM2) et $A=90 \text{ km}$, $B= 2,7 \times 10^{21} \text{ Pa.s}$ et $C=0,5 \times 10^{21} \text{ Pa.s}$ pour ICE-5G (VM2a) où : A représente l'épaisseur de la lithosphère en km, B la viscosité du manteau supérieur et C la viscosité du manteau inférieur.

Comme évoqué précédemment, les modèles de réajustement isostatique de Bradley *et al.* (2011) et de Kuchar *et al.* (2012) ont été développés pour les îles Britanniques sur la base de nouvelles données concernant l'eustasie (Bradley *et al.*, 2008 ; Bradley, 2011) et l'extension de la calotte britannique au dernier maximum glaciaire (Hubbard *et al.*, 2009 ; Kuchar *et al.*, 2012).

Le modèle de Bradley *et al.* (2011), se distingue, d'une part, par une composante eustatique (courbe eustatique « EUST3 », Bradley *et al.*, 2011) d'amplitude plus réduite que les modèles ICE-5G et surtout par le fait que celle-ci soit considérée comme ayant été active jusqu'à 1000 B.P (voir fig.VII.4.2).

Le modèle de Kuchar *et al.* (2012) est une prolongation du modèle de Bradley *et al.* (2011). La composante eustatique utilisée par ce modèle est équivalente à la courbe « EUST3 » de Bradley *et al.* (2011), du moins en ce qui concerne la période postérieure à 11000 BP (fig.VII.3.2). La différence entre les deux modèles tient au fait que le modèle glaciologique utilisé par Kuchar *et al.* (2012) est différent de celui utilisé par Bradley *et al.* (2011). Les modèles de Bradley *et al.* (2011) et de Kuchar *et al.* (2012) ont tous les deux été utilisés avec les paramètres rhéologiques identifiés comme optimum (c'est-à-dire ayant permis la meilleure correspondance des modélisation avec les niveaux marins observés)¹⁵ pour les îles britanniques (Kuchar *et al.*, 2012) : A= 71 km, B= $0,3 \times 10^{20}$ Pa.s et C= 2×10^{22} Pa.s, où : A représente l'épaisseur de la lithosphère en km, B la viscosité du manteau supérieur et C la viscosité du manteau inférieur (S.Bradley, *comm. pers.*).

III. 1. 2-b. Résultats des modélisations et comparaison avec les nouvelles données de terrain

Dans un premier temps, nous avons prédit les évolutions du niveau marin relatif sur nos sites d'étude à partir de plusieurs modèles. Il faut rappeler que la prédiction calculée pour chaque site dépend de sa localisation géographique, puisqu'elle dépend de la situation du site par rapport aux surcharges glaciaires et aux bourrelets externes qui ont pu se mettre en place, puis subsider lors de la fonte des glaces. Les modèles ICE, développés à l'échelle du globe, et les modèles de Bradley *et al.* (2011) et de Kuchar *et al.* (2012), modèles régionaux affinés pour correspondre aux données anglaises, ont été utilisés.

¹⁵ La détermination des paramètres optimums est effectuée en comparant les écarts entre le résultat des modélisations et les niveaux marins observés de manière itérative. L'écart est traditionnellement mesuré en utilisant la méthode des moindres carrés (χ^2). Les modélisations sont répétées jusqu'à déterminer le pool de paramètres permettant d'arriver au χ^2 le plus faible (cf. Bradley *et al.*, 2011, Whitehouse *et al.*, 2012b)

Pour les trois modèles ICE, les modélisations ont été effectuées en utilisant la dernière version disponible du code SELEN (la version 2.9 ; http://www.fis.uniurb.it/spada/SELEN_minipage.html) implémentée sur une plate-forme UNIX, et compilée avec un compilateur Fortran90. Les détails concernant le fonctionnement de ce code sont développés dans Spada & Stocchi (2007), Spada *et al.* (2012) et Spada & Stocchi (2012). Il est nécessaire de préciser que l'algorithme de résolution de l'équation de niveau marin (l'« équation SLE »), implémenté dans la version 2.9 du code SELEN, ne tient pas encore compte d'un certain nombre d'améliorations qui ont été apportées à cette dernière au cours des dernières années (Shennan *et al.*, 2006). Ces améliorations permettent en particulier une meilleure prise en compte (i) des perturbations occasionnées par les réajustements isostatiques et la redistribution d'eau aux océans sur le géoïde et sur la rotation de la Terre (« self gravitational effects », Mitrovica & Milne, 2003) et (ii) des déplacements horizontaux du trait de côte causés par la transgression. Contrairement au code SELEN 2.9, le code utilisé pour faire tourner les modèles de Bradley *et al.* (2011) et de Kuchar *et al.* (2012) inclut, lui, un algorithme de résolution de l'« équation SLE » tenant compte des effets gravitationnels associés à la rotation de la Terre et des migrations du trait de côte. Toutefois, il semble que la non-prise en compte de ces effets ne peut à elle seule expliquer de large différences dans les prédictions de niveau marin relatif produites par les modèles (G.Spada, *comm. pers.*).

Nous avons ensuite confronté les prédictions des modèles à nos résultats, notamment à ceux que nous avons obtenus à partir de tourbes de base, afin d'estimer la pertinence et la validité des modèles par rapport à nos observations. Ce travail nous a permis d'évaluer la capacité de ces derniers à modéliser les processus eustatiques et isostatiques ayant concerné le Finistère durant l'Holocène.

La qualité d'un modèle de réajustement isostatique se mesure par l'ajustement obtenu entre les positions de NMR prédites par le modèle et les données de niveau marin relatif observées (Vink *et al.*, 2007, Bradley *et al.*, 2011). Le meilleur modèle est donc celui pour lequel l'écart entre les prédictions et les observations est le plus faible, *c'est à dire* celui pour lequel la somme des écarts entre la prédiction et l'observation à chaque SLIP est minimale. Afin de mesurer cet écart, nous avons utilisé la méthode statistique du χ^2 (« *chi-squared misfit* »), suivant en cela, entre autres, Vink *et al.* (2007), Bradley *et al.* (2011) et Whitehouse *et al.* (2012b) :

$$\chi^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{SL_i^P - SL_i^{obs}}{\Delta i} \right)^2$$

où n est le nombre total de données considérées, SL_i^P et SL_i^{obs} respectivement les positions prédites par le modèle et observées du niveau marin relatif à un instant i , et Δi l'erreur normalisée totale pour chacun des SLIPs (Whitehouse, 2012b) :

$$\Delta i = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\left(\frac{Ti}{Tmax}\right)^2 + \left(\frac{Hi}{Hmax}\right)^2}$$

où Ti est l'incertitude en âge pour le point i , $Tmax$ l'incertitude en âge maximum sur l'ensemble des points de la distribution, Hi l'incertitude verticale du point i et $Hmax$ l'incertitude verticale maximum sur l'ensemble des points de la distribution.

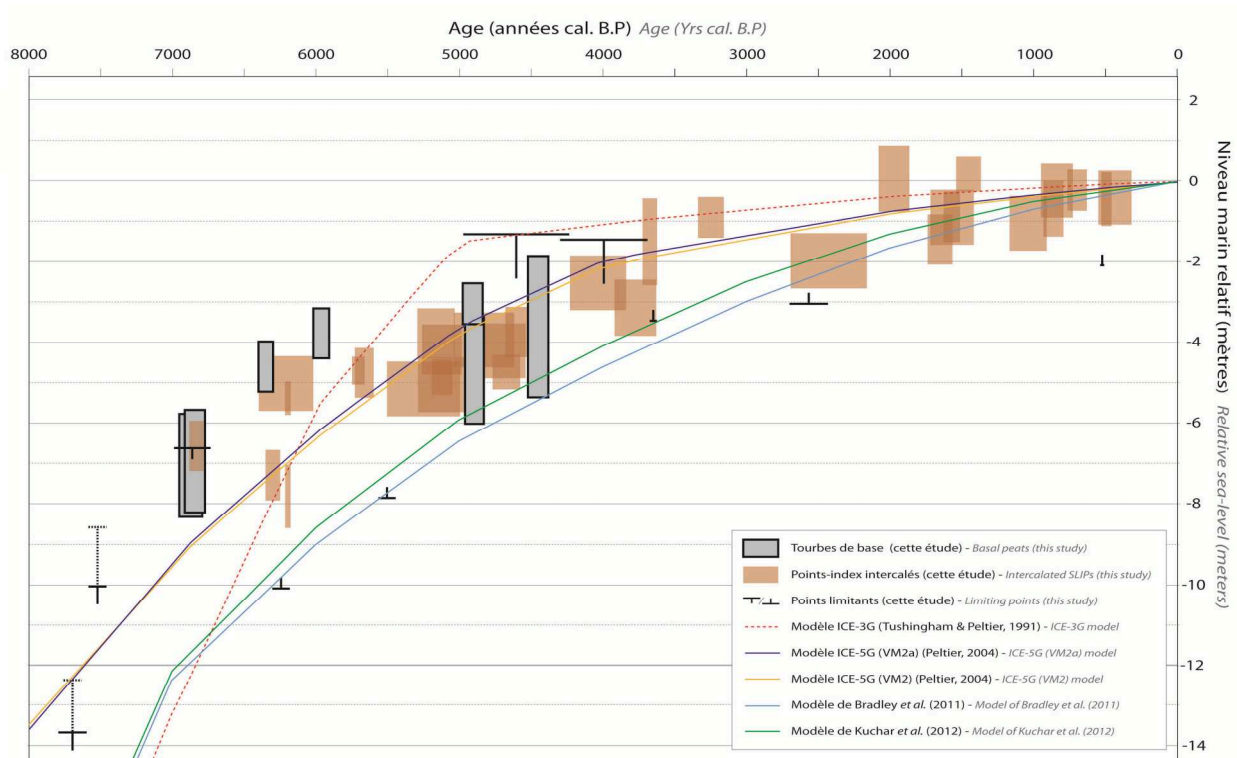


Fig.VII.3.3 - Comparaison de l'évolution du niveau marin relatif holocène pour le Finistère obtenu dans cette étude (rectangles marrons et gris) avec les évolutions prédites par les modèle de réajustement isostatique.

Fig.VII.3.3 - Comparison between the holocene RSL evolution obtained for the Finistère region in this study (brown and grey boxes) and the predictions of GIA models.

Les prédictions obtenues avec le modèle ICE-3G montrent correspondance médiocre avec nos données ($\chi^2 = 40,5$, fig. ligne pointillée rouge sur la figure VII.3.3). Bien que les rythmes de remontée apparaissent globalement cohérents avec ceux que nous observons entre 7000 et 6000 B.P., les prédictions produites par ce modèle ne s'ajustent pas à l'évolution du niveau marin relatif observée sur nos données : on note en particulier une remontée du niveau marin prédite bien trop tardive par

rapport à celle que nous observons ainsi qu'une inflexion très franche autour de 5000 B.P., un à deux mètres au-dessus du niveau indiqué par nos données.

Les modèles ICE-5G (VM2) et ICE-5G (VM2a) ont produit des résultats très proches l'un de l'autre (courbes oranges et bleues-foncées sur la figure VII.3.3). Comparativement à ICE-3G, les prédictions issues de ces deux modèles s'ajustent beaucoup mieux à nos données ($\chi^2 = 18,1$ et $\chi^2 = 17$, respectivement). Si les chronologies des inflexions du rythme de remontée sont tout à fait cohérentes avec nos données, on note toutefois que ces modèles sous-estiment largement (de 2,5 m à 2 m moyenne) la position du niveau marin relatif entre 7000 et 5000 B.P. par rapport à celle qui est observée à partir de des tourbes de base. Si cette sous-estimation tend à diminuer à partir de l'Holocène moyen, les SLIPs n° 36, n° 6 et n° 3 montrent toutefois qu'elle demeure encore d'environ 0,5 m en moyenne sur l'Holocène final (fig.VII.3.3). Pour la période antérieure à 7000 B.P., les prédictions du modèle ICE-5G vont dans le sens d'une possible compaction des points limitants 30 et 31, seules contraintes que nous ayons sur l'évolution du niveau marin relatif dans le Finistère antérieurement à 7000 BP.

Les écarts entre nos observations et les prédictions des modèles ICE-5G (VM2) et ICE-5G (VM2a) pourraient s'expliquer par une surestimation par ces derniers de l'ampleur des processus isostatiques. Cette surestimation pourrait être due au fait que les modèles de glaciation ont été construits sans prendre en compte la topographie sous-glaciaire, ce qui a conduit à une sur-estimation conséquente des volumes de glace (Shennan *et al.*, 2000 ; Shennan *et al.*, 2006). Une diminution progressive de l'ampleur des marnages pourrait aussi être invoquée. En effet, notre reconstitution se base sur le niveau des pleines-mers de vives-eaux, tandis que les modélisations produisent des prédictions de NMR par rapport au niveau moyen de la mer. Cette hypothèse doit toutefois être considérée avec la plus grande prudence, d'autant plus que l'importance de son effet éventuel est difficile à évaluer du fait des nombreux paramètres utilisés en entrée des modèles.

Les prédictions produites par les modèles de Bradley *et al.* (2011) et de Kuchar *et al.* (2012) montre une très mauvaise correspondance avec nos données ($\chi^2 = 91,7$ et $\chi^2 = 74,8$, respectivement, courbes bleues et vertes sur fig.VII.3.3). Ces modèles ont en effet tous les deux prédit des valeurs du niveau marin relatif très en-deçà de nos observations (de 4 à 6 m inférieures autour de 7000 B.P, de 2 à 2,5 m inférieures à 5000 B.P. et plus d'un mètre inférieures à 2000 B.P.). Cette sous-estimation importante de la position du niveau marin relatif prédite par ces deux modèles est d'autant plus intéressante à noter qu'elle est bien supérieure à celle observée pour les modèles ICE-5G, et ce malgré une composante eustatique de plus faible amplitude, ce qui indiquerait que les modèles de Bradley *et al.* (2011) et de Kuchar *et al.* (2012) surestiment tous les deux l'amplitude du réajustement glacio-isostatique subi par le Finistère durant l'Holocène. Il est cependant intéressant de

noter que tous deux prédisent des inflexions du rythme de remontée du niveau marin synchrones de celles pouvant être observées à partir de nos tourbes de base, aux alentours de 7000, 6000 et 5000 B.P. Cela démontre la justesse de la chronologie eustatique utilisé par ces modèles.

En résumé, la comparaison entre le niveau marin relatif que nous avons reconstruite pour le Finistère et les prédictions de niveau marin relatif produites par les modèles de réajustement isostatique a fourni des résultats intéressants. En premier lieu, nous avons pu constater que, parmi l'ensemble des modèles testés, seul le modèle ICE-3G a produit des prédictions du niveau marin relatif dont l'allure générale diffère complètement de celle de nos observations. En second lieu, on observe que tous les autres modèles que nous avons testés (ICE-5G VM2, ICE-5G VM2a, Bradley *et al.* ; Kuchar *et al.*), prédisent une évolution du niveau marin relatif dont l'allure générale est comparable à celle observée sur nos données. En particulier, le synchronisme des inflexions des rythmes de remontée entre les modèles et nos observations autour de 7000 B.P. et 4500 B.P. atteste de la pertinence chronologique des scénarios eustatiques employés par les modèles et valide donc *a posteriori*, les modèles d'évolution glaciaire utilisées en entrée des modèles isostatiques.

Toutefois, nous constatons que parmi les modèles testés, aucun n'a prédit des hauteurs du niveau marin relatif véritablement en accord avec nos observations. En effet, ils sous-estiment dans l'ensemble le niveau marin relatif de plusieurs mètres durant l'Holocène, cette divergence augmentant régulièrement pour les âges plus anciens. Il nous semble donc probable qu'un processus physique dépendant du temps est n'est pas correctement pris en compte tant par les modèles ICE-5G (VM2) et ICE-5G (VM2a) que par les modèles de Bradley *et al.* (2011) et de Kuchar *et al.* (2012). La bonne correspondance observée entre ces derniers et certaines reconstitutions du niveau marin relatif dans les îles Britanniques tend à prouver que les scénarios eustatiques utilisés par ces modèles sont corrects, tant dans leur ampleurs que dans leur chronologies. Dès lors, il est possible de faire l'hypothèse que l'ensemble des modèles de réajustement isostatique sur-évaluent l'ampleur et/ou l'extension du bourrelet glaciaire périphérique présent à la marge sud-ouest des calottes nord-européennes, et donc de la subsidence liée au dégonflement de ce dernier. Ce résultat est notamment flagrant pour les modèles de Bradley *et al.* (2011) et de Kuchar *et al.* (2012).

IV . Utilisation des prédictions produites par les modèles : tentative de quantification de la compaction.

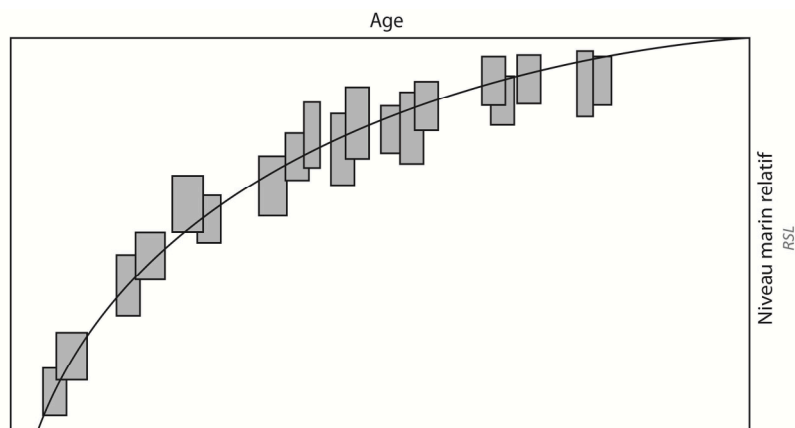
IV.1. Approche adoptée

L'étape suivante du travail a consisté à essayer de quantifier l'ampleur de la compaction subie par nos séquences. Ces quantifications nécessitent que nous possédions une base numérique resti-

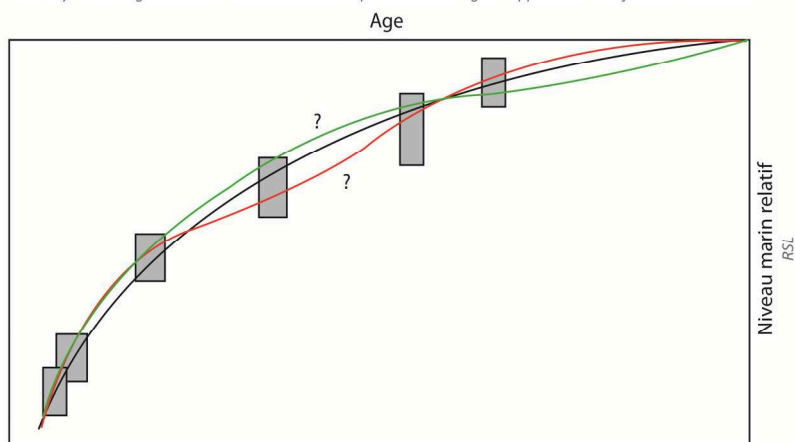
tuant fidèlement l'évolution du niveau marin relatif dans notre région, c'est-à-dire une courbe polynomiale restituant les grands traits de l'évolution du niveau marin relatif, courbe dont il sera ensuite possible d'extraire, pour chaque temps t une position du niveau marin relatif p .

De manière générale, deux méthodes peuvent être utilisées pour calculer cette courbe polynomiale :

(1) La première méthode consiste à ajuster un polynôme aux SLIPs obtenus à partir des tourbes de base en effectuant une régression non-linéaire (Yu *et al.*, 2012). Cette méthode, peut permettre, si l'on utilise un polynôme de degré suffisamment élevé, une très bonne approximation globale des variations du niveau marin relatif (Fig.VII.4.1). Toutefois, elle nécessite également une densité importante de tourbes de bases pour que la régression soit véritablement représentative du niveau marin réel. De plus, la courbe polynomiale calculée ne peut être reliée directement aux processus physiques responsables de l'évolution du niveau marin : son allure générale ne peut être reliée aux phénomènes eustatiques et les différences entre la courbe et les SLIPs intermédiaires ne donnent pas d'information précise sur la compaction des séquences sédimentaires.



A- Régression polynomiale réalisée à partir d'un nombre important de tourbe de bases = bonne approximation de l'évolution réelle du niveau marin relatif
 A- Polynomial regression based on a dense basal peats dataset = good approximation of real RSL evolution



B- Régression polynomiale réalisée à partir d'un nombre important de tourbe de bases = représentativité douteuse des polynômes vis-à-vis de l'évolution réelle du niveau marin
 B- Polynomial regression based on a low-density basal peats dataset = doubtful representativeness of the polynomial adjustments towards the real RSL evolution

Fig.VII.4.1 - Approximation du niveau marin relatif par un ajustement polynomial des SLIPs obtenus sur les tourbes de bases. (A) Une densité importante de SLIPs permet une bonne approximation de l'évolution, (B) Une faible densité de SLIPs peut aboutir à des courbes polynomiale à la représentativité douteuse.

Fig.VII.4.1 - Approximation of the RSL by a polynomial fit of the basal SLIPs. (A) A high density of basal SLIPs allows a close approximation of the RSL evolution while (B) a low density of basal SLIPs can lead to polynomial curves which draw spurious evolutions.

(2) La seconde méthode consiste à utiliser un ajustement polynomial à partir des prédictions produites par les modèles de réajustement isostatiques (Fig.VII.4.2). Lorsque les reconstitutions sont basées sur un nombre peu important de tourbes de bases, cette méthode permet d'obtenir une courbe du niveau marin relatif dont la forme est déterminée par des arguments physiques (les équations des modèles de réajustements isostatiques). Comme l'ont suggéré Shennan *et al.* (2000) et Horton & Shennan (2009), le premier terme (le « terme linéaire ») du polynôme doit ensuite être modifiée afin de « produire une solution valable pour les tourbes de bases » (Fig.VII.4.2).

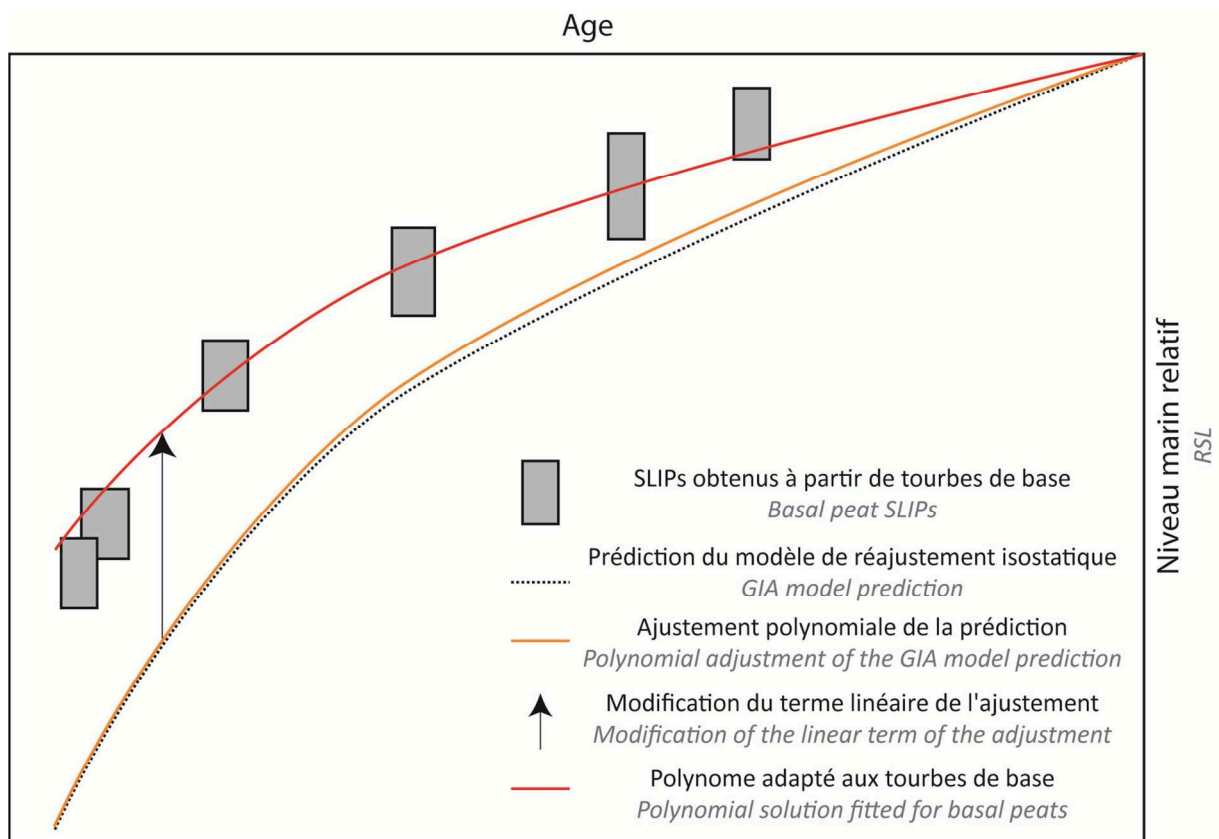


Fig.VII.4.2 - Approximation de l'évolution du niveau marin à partir des prédictions produites par les modèles de réajustement isostatique : ajustement polynomial de la prédiction suivi d'une modification du terme linéaire pour faire correspondre le polynôme aux SLIPs de base.

Fig.VII.4.2 - Approximation of the RSL by using the predictions of GIA models: polynomial fit of the prediction followed by a modification of the linear term to fit the polynomial with the basal SLIPs.

Nous avons souhaité appliquer la méthode d'ajustement par un polynôme aux prédictions produites par le modèle ICE-5G (VM2a) et le modèle de Kuchar *et al.* (2012). Pour chaque modèle, nous

avons donc résumé les prédictions par un polynôme en utilisant la méthode de régression non paramétrée implémentée dans le logiciel XLSTAT. Nous avons ajusté les deux modèles par un polynôme en utilisant la méthode de régression non paramétrée implémentée dans le logiciel XLSTAT. Cela nous a permis d'obtenir deux ajustements ayant respectivement des coefficients de corrélation r^2 de 1 entre le premier polynôme et les prédictions du modèle ICE-5G (VM2a) et de 0,999 entre le second polynôme et les prédictions du modèle de Kuchar *et al.* (courbes noires pointillées sur la figure VII.4.3). Nous avons ensuite calculé un polynôme moyen en effectuant la moyenne entre le polynôme « ICE-5G » et le polynôme « Kuchar » (fig.VII.4.3, courbe noire).

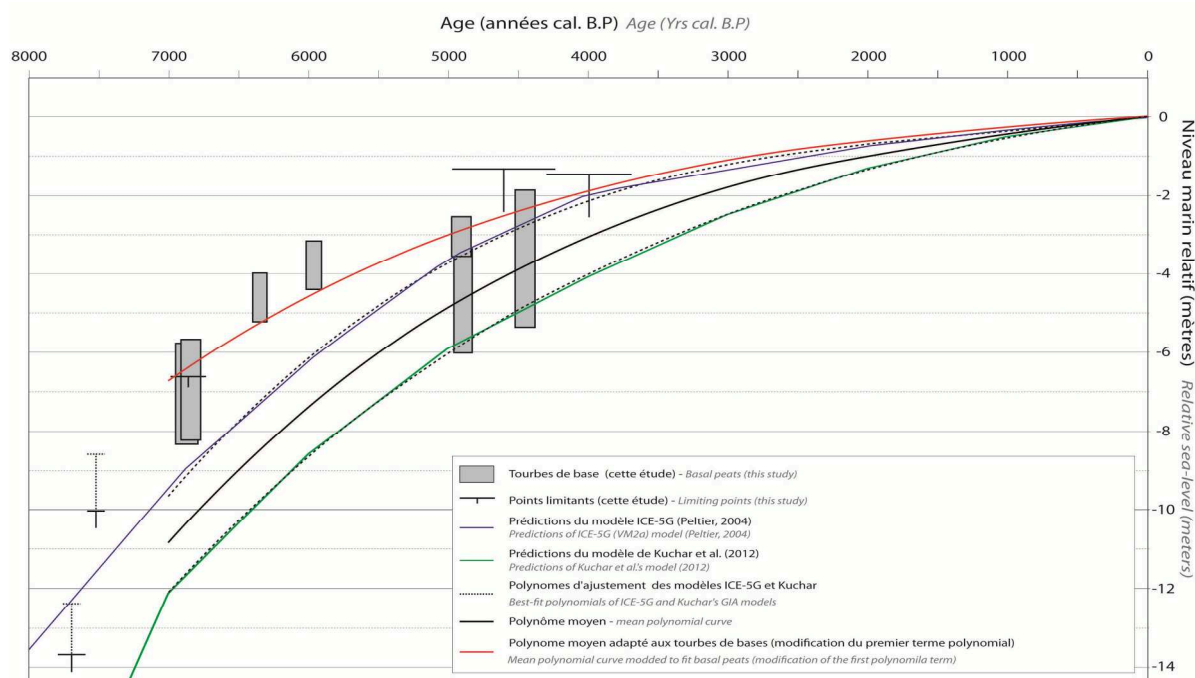


Fig.VII.4.3 - Approximation de l'évolution du niveau marin obtenu pour le Finistère (SLIPs de base) à partir des prédictions produites par les modèles de réajustement isostatique.

Fig.VII.4.3 - Approximation of the holocene Finistère RSL (basal SLIPs) by using the predictions of the GIA models.

Nous avons ensuite modifié le premier terme de ce polynôme moyen afin de le faire correspondre à nos tourbes de bases (fig.VII.4.3, courbe rouge). Ce polynôme modifié ajuste l'ensemble de nos données avec une valeur de $\chi^2 = 3,70$. Cette valeur montre l'excellente cohérence existant entre les prédictions des modèles, après modification du terme d'ordre 1, et l'ensemble de nos données.

En résumé, le polynôme modifié, calculé à partir de la modélisation de processus physiques (les prédictions des modèles de réajustement isostatiques), montre une bonne correspondance générale avec l'évolution du niveau marin relatif dessinée par nos tourbes de bases. L'écart, mesuré par le

calcul du (χ^2) entre ce polynôme et l'ensemble de nos données est très réduit : le polynôme modifié fournit donc une très bonne approximation de l'évolution du niveau marin relatif dans le Finistère durant l'Holocène, en attendant que celle-ci soit précisée par l'acquisition de nouvelles tourbes de base.

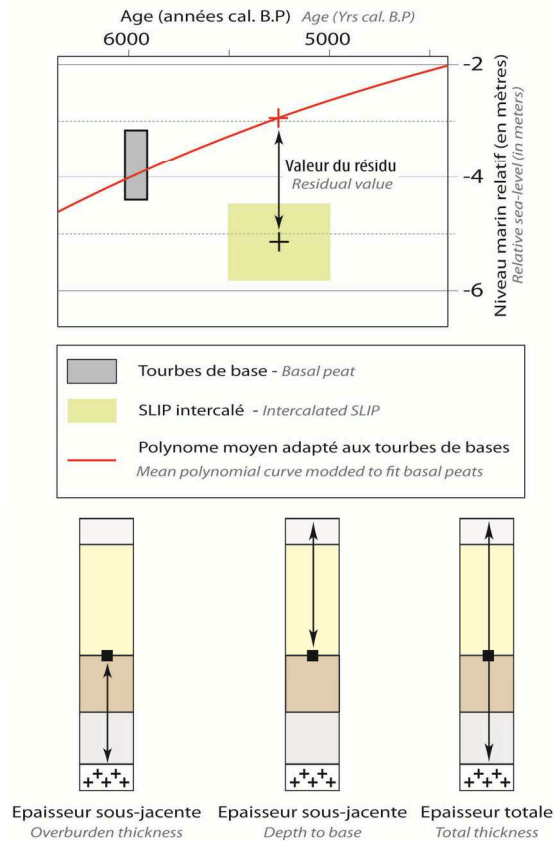
IV.2. Etude du processus de compaction post-dépôt

Les différences entre la courbe du niveau marin relatif dessinée par les tourbes de base (*i.e* la courbe polynomiale approximant celle-ci, dont nous venons de détailler la construction), et les SLIPs issus de dépôts intercalés, peuvent être considérées comme le résultat de l'ensemble des processus locaux ayant agi sur la position du niveau marin et son enregistrement dans les séquences sédimentaires. Ces processus locaux ont agi à des échelles spatio-temporelles plus restreintes que les facteurs majeurs ayant affecté le niveau marin (eustasie, isostasie). La compaction des séquences sédimentaires postérieurement à leur dépôt est souvent considérée comme étant le facteur dominant de ces processus locaux.

Comme nous l'avons évoqué au chapitre 2 III.2, l'analyse des différences entre prédictions et observations (que nous nommerons « résidus » dans la suite) a été utilisée par certains auteurs afin de quantifier et d'expliquer l'effet total de la compaction subie par les séquences (Edwards, 2006 ; Horton & Shennan, 2009 ; Horton *et al.*, 2013). Ces auteurs ont proposé que si les différences altitudinales entre les SLIPs de base et SLIPs intercalés (et donc *i.e.* la différence entre le polynôme ajustant les tourbes de bases et les SLIPs intercalés) sont le résultat de la compaction, alors des correspondances devraient exister entre ces différences d'altitude et les caractéristiques stratigraphiques des séquences sédimentaires. Pour étudier ces corrélations, Edwards (2006), Horton & Shennan (2009) et Horton *et al.* (2013) ont considéré quatre paramètres (fig.VII.4.4):

- (i) le « **Résidu** », différence, pour chaque temps t , entre la position du NMR donnée par le polynôme ajustant les tourbes de bases et la position du NMR donnée par les SLIPs intercalés,
- (ii) l'« **Overburden thickness** », épaisseur de sédiments sus-jacente au sédiment duquel est issu le SLIP considéré au temps t ,
- (iii) la « **Depth to base** », épaisseur de sédiments sous-jacente au sédiment duquel est issu le SLIP considéré au temps t , et
- (iv) la « **Total thickness** », épaisseur total de la séquence sédimentaire dont est issu le SLIP considéré au temps t .

De bonnes corrélations ayant été observées par Edwards (2006), Horton & Shennan (2009) et Horton *et al.* (2013) pour chaque point de leur bases de données, entre (a) la valeur du résidu et l'épaisseur de sédiments sus-jacente (« Overburden thickness »), (b) la valeur du résidu et l'épaisseur des sédiments située en-dessous du point considéré (« Depth to base ») et, dans une moindre mesure (c) la valeur du résidu et l'épaisseur totale de la séquence holocène (« Total thickness »). Les



résultats obtenus par ces études ont confirmé (i) que les différences d'altitude entre les SLIPs intercalés et les SLIPs de base étaient majoritairement attribuées à la compaction et (ii) qu'il était possible d'effectuer une décompaction au premier ordre en utilisant les corrélations obtenues. Dans l'ensemble des études, les meilleures corrélations ont été obtenues pour l'épaisseur de sédiment sus-jacente, montrant que ce paramètre a vraisemblablement été le principal agent de contrôle du processus de compaction des séquences sédimentaires intertidales durant l'Holocène.

Fig.VII.4.4 - Principe de calcul du « résidu » et paramètres stratigraphiques utilisés pour étudier la compaction des séquences.

Fig.VII.4.4 - Principles of the calculation of the "residual" and stratigraphic parameters used for the study of the compaction process.

IV.3. Application à l'étude des SLIPs obtenus dans le cadre de ce travail

Nous avons appliqué cette approche méthodologique à l'ensemble de nos données (données produites dans cette études et données ré-évaluées à partir de Stéphan, 2008, 2011) afin d'évaluer l'importance de la compaction dans la dispersion altitudinale des SLIPs obtenus à partir de dépôts intercalés. Pour chaque point, le résidu a été calculé comme la différence entre la position du niveau marin relatif donnée par le modèle de réajustement moyen ajusté à nos tourbes de base (cf. VII.4.3) et la position du niveau marin donnée par les points intercalés (au centre de la boîte d'erreur). Ainsi, plus la valeur du résidu est grande, plus la compaction est considérée comme ayant été importante.

Ainsi, des corrélations statistiques ont été réalisées entre la valeur du résidu et trois variables stratigraphiques : l'épaisseur de sédiment située au-dessus et en-dessous du dépôt dont est issu le point, ainsi qu'à l'épaisseur totale de la séquence sédimentaire concernée. Des analyses statistiques

ont été effectuées sur ces trois distributions afin de déterminer si des corrélations étaient observables entre les résidus et les trois variables stratigraphiques. Préalablement à chacune des régressions, nous avons effectué un test de Pearson avec un seuil de significativité de 1%, afin d'écartier la possibilité d'une relation aléatoire entre les variables. Lorsque l'hypothèse nulle pouvait être écartée, nous avons alors calculé une régression linéaire.

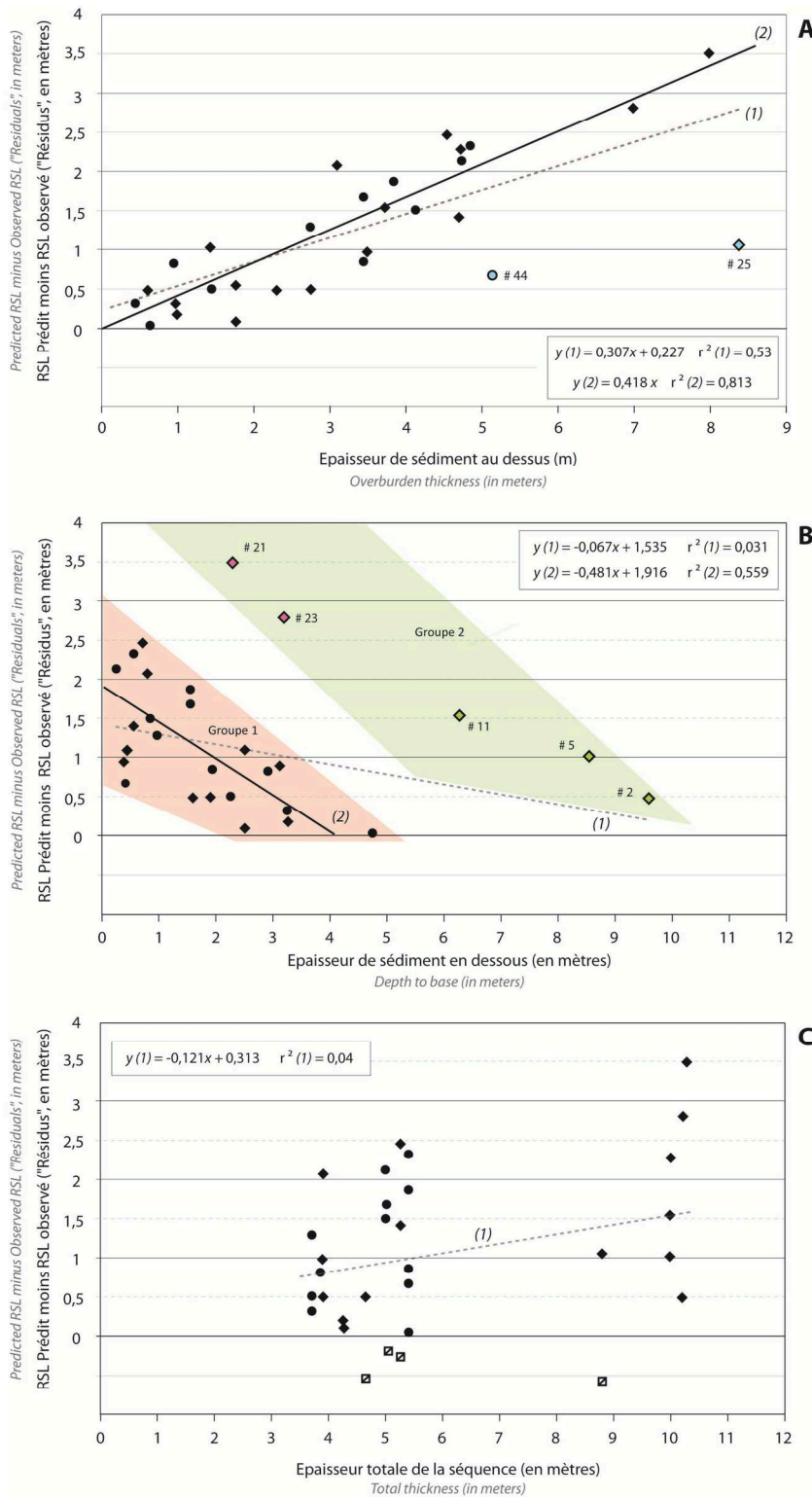


Fig.VII.4.5 - (A) Diagramme résidu/ épaisseur de sédiment sus-jacente, (B) diagramme résidu/ épaisseur de sédiment sous-jacente et (C) diagramme résidu/épaisseur totale.

Fig.VII.4.5 - (A) Plot of the residuals vs. overburden thickness, (B) plot of the residuals vs. depth to base and (C) plot of the residuals vs. total sediment thickness.

IV. 3. 1. Corrélacion entre la compaction et l'épaisseur de sédiment sus-jacente

Le diagramme « *Résidus en fonction de l'épaisseur de sédiments sus-jacente (Overburden)* » montre une distribution assez peu dispersée (fig.VII.4.5.A). Une bonne corrélation apparaît visuellement entre les résidus et l'épaisseur de sédiment sus-jacente. Une première régression linéaire, réalisée sur l'ensemble des points, a donné un coefficient de corrélation de Pearson très élevé ($r=0,73$, régression 1 matérialisée par la ligne grise pointillée sur la figure VII.4.5.A), montrant que l'épaisseur de sédiment sus-jacente est très bien corrélée avec la valeur du résidu. L'épaisseur de sédiment sus-jacent peut donc être considérée comme un facteur important dans le processus de compaction. Deux points (points bleus sur la figure VII.4.5.A) apparaissent clairement à l'écart du nuage de points. Ces deux points (SLIPs n° 45 et n° 26) présentent une valeur de résidu trop faible par rapport à l'épaisseur de sédiment sus-jacente au dépôt dont ils sont issus. Des arguments stratigraphiques justifient la valeur anormale de leurs résidus par rapport aux valeurs des résidus des autres points :

- Le point n°44 provient d'une carotte prélevée dans le marais d'Arund en rade de Brest par Stéphane (2008, 2011). L'étude de la position stratigraphique de ce point révèle qu'il a été obtenu à partir d'un échantillon prélevé à la base d'un dépôt argilo-limoneux, directement au contact avec le dépôt de galet sous-jacent. Ce point n'a donc probablement subi qu'une très faible compaction, ce qui expliquerait la faible valeur du résidu. La compaction subie par ce point pourrait être imputable au recul du cordon de galets sur les formations vaseuses du marais (fig.VII.4.6.A).

- Le point n° 25 provient du sondage K-IX que nous avons réalisé à Kermor-Tudy (cf. chap.6.VII.1). Il a été obtenu à partir d'un échantillon prélevé au sommet du dépôt tourbeux présent à la base de la séquence. Nous pensons que la trop faible valeur du résidu au regard des 8,4 mètres de sédiments sus-jacents composant aujourd'hui la séquence, révèle que ce dépôt a sans doute atteint son maximum de compaction (fig.VII.4.6.B).

Les arguments stratigraphiques exposés ci-dessus nous ont conduit, dans un deuxième temps, à exclure les SLIPs n° 44 et n° 25 de notre analyse statistique. Cette exclusion a significativement amélioré la qualité de la régression linéaire, puisque le coefficient de corrélation passe de $r=0,73$ à $r=0,90$. En résumé, nos observations montrent clairement que la valeur des résidus est très bien corrélée avec l'épaisseur de sédiment sus-jacente.

IV. 3. 1. Corrélacion entre la compaction et l'épaisseur de sédiment sous-jacente

Le diagramme « *Résidus en fonction de l'épaisseur de sédiments sous-jacente (Depth to base)* » est caractérisé par une dispersion plus importante du nuage de points (fig.VII.4.5.B). Le test de Pearson

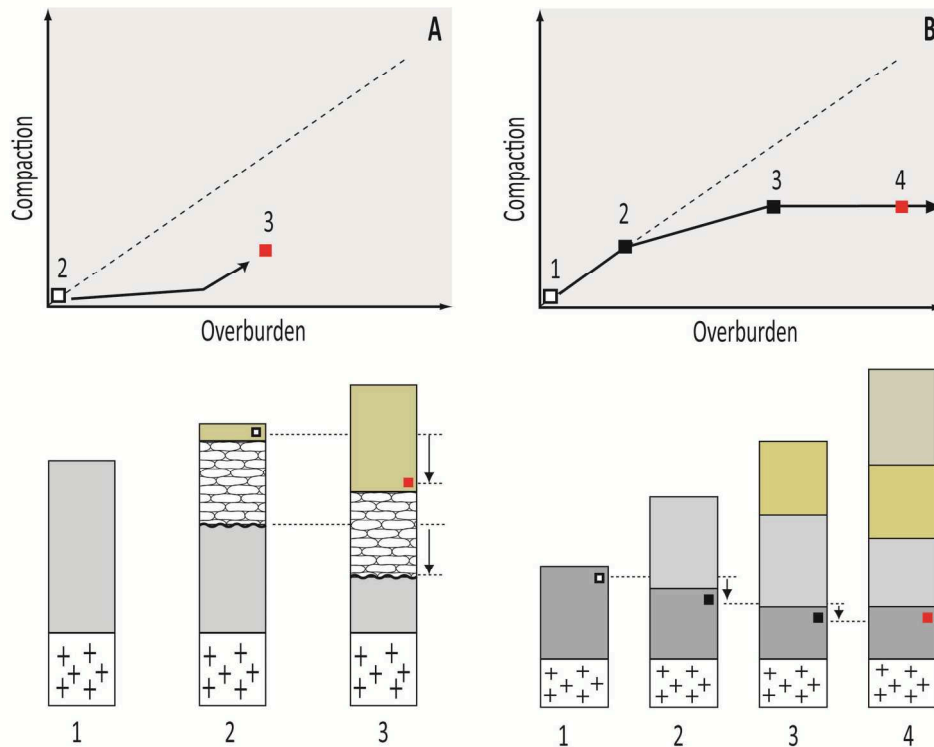


Fig.VII.4.6 - Scénarios stratigraphiques expliquant (A) la position aberrante du point n°45 et (B) celle du point n°26 sur le diagramme « résidus vs. épaisseur sus-jacente » (Fig.VII.4.5-A)

Fig.VII.4.6 - Stratigraphical scenarii explaining the outlying positions of (A) the point n°45 and (B) the point n°26 on the “residuals vs overburden thickness” plot. (Fig.VII.4.5-A)

réalisé sur l'ensemble de la distribution révèle que l'hypothèse nulle - c'est à dire celle d'une corrélation aléatoire entre les variables - ne peut être rejetée, ce qui est corroboré par la faible valeur du coefficient de corrélation ($r^2=0,176$, qui correspond à la régression linéaire 1, figurée par un pointillé sur la figure VII.4.5.B). Néanmoins, deux groupes de points se détachent au sein de la distribution. Le premier groupe de points (que nous nommerons « G1 », groupe constitué des points figurés par des symboles noirs sur la figure VII.4.5.B) contient 77% des points composant la distribution, tandis qu'un second groupe de cinq points apparaît très largement à l'écart (nous nommerons ce second groupe « G2 »).

Forts des justifications stratigraphiques qui ont permis d'expliquer la position de deux points aberrants dans le diagramme « Résidus vs. Épaisseur de sédiments sus-jacente », nous avons donc examiné les points appartenant aux deux groupes, afin de déterminer si des particularités stratigraphiques pouvaient être identifiées au sein de leurs séquences sédimentaires respectives. Les résultats de cette analyse ont livré des résultats très intéressants sur l'analyse des processus de compaction. Tous les points du groupe G2 proviennent des séquences les plus épaisses (et les plus longues

en terme d'âge) sur lesquelles nous avons travaillé durant cette thèse. Les points appartenant au groupe G2 sont observés dans deux types de situations stratigraphiques:

- Les points 21 et 23 (figurés par des symboles roses sur la figure VII.4.5.B) proviennent respectivement des parties inférieures des séquences du Conquet (sondage CQ-1, cf. chap.6.IV) et de Guidel (sondage GL-2, cf. chap. 6.VIII.2). Ces deux points montrent des valeurs de résidu anormalement élevées au regard de leur position stratigraphique et des épaisseurs de sédiment sur lesquels ils reposent. L'examen de leurs stratigraphies d'origine a permis d'observer que les dépôts dont ils sont issus sont délimités par des surfaces d'érosion, situées soit directement au-dessus du point d'échantillonnage (Guidel GL2) ou à plus d'un mètre au-dessus (de celui-ci Conquet CQ-1). Les datations effectuées de part et d'autre de ces surfaces nous ont révélé l'existence de hiatus sédimentaires ayant provoqué la disparition d'environ 2500 et 700 ans d'histoire sédimentaire dans les séquences du Conquet et de Guidel, respectivement. Dans le diagramme "résidus/depth to base", les valeurs anormales des résidus correspondants aux points 21 et 23 peuvent aisément s'expliquer par la présence de ces hiatus. Ainsi, nous proposons que ces points aient pu subir une compaction accrue du fait de la succession de plusieurs phases « compressives », par des dépôts aujourd'hui disparus (fig.VII.4.7.A). Les effets de la dessiccation (« overconsolidation » dans la littérature anglo-saxonne) suite à leur mise à l'affleurement par les phénomènes érosifs ainsi que de possibles effets liés aux vibrations induites par des déferlements tempétueux peuvent également être invoqués (B. Van Vliet-Lanoë, *comm. pers.*).

- Les points n° 11, 5 et 2 proviennent tous les quatre de la partie supérieure des séquences prélevées par les sondages GL1 et GL2 à Guidel (cf. chap. 6.VIII.1 & 2). Nous pensons que la position anormale de ces points dans le diagramme "*Résidus/Depth to base*" traduit vraisemblablement le fait que le processus de compaction a probablement été « remis à zéro » au voisinage du milieu des séquences concernées : la partie inférieure de la séquence ayant atteint son maximum de compaction à une certaine époque, celle-ci s'est alors comportée comme une « base non-compressible ». Ainsi, pour ces séquences, l'étude de la corrélation "*Résidus/Depth to base*" ne devrait pas considérer l'épaisseur de sédiment sur l'ensemble de la séquence Holocène (fig.VII.4.7.B).

Une fois les points anormaux (groupe 2) enlevés, la régression réalisée sur le groupe 1 a donné un coefficient de corrélation de $r^2=0,56$. Ce coefficient de corrélation est très inférieur à celui qui a été obtenu plus haut pour la corrélation « résidus vs. épaisseur sus-jacente (0,81). Cela semble montrer que si une relation entre la compaction et l'épaisseur de sédiment sous-jacente existe, celle-ci est

moins évidente que celle que nous avons pu observer entre la compaction et l'épaisseur de sédiment sus-jacente.

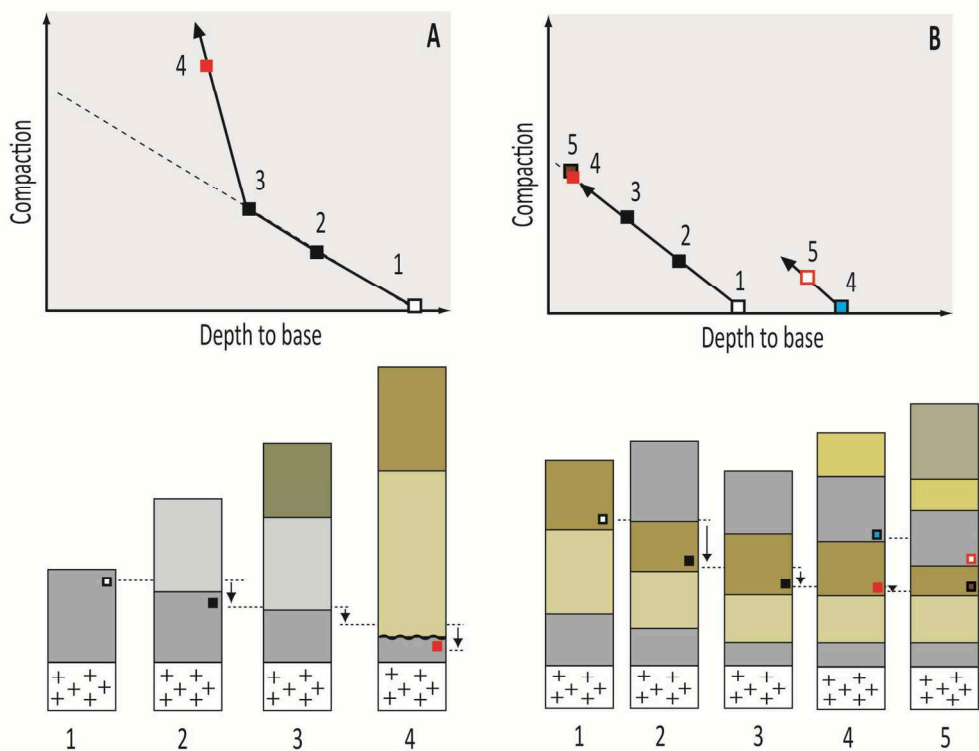


Fig.VII.4.7 - Scénarios stratigraphiques expliquant (A) la position aberrante des points n°22 et 24 et (B) celle des points 19, 11, 5 et 2 sur le diagramme « résidus vs. épaisseur sous-jacente » (Fig.VII.4.5-B)

Fig.VII.4.7 - Stratigraphical scenarii explaining the outlying positions (A) of the points n°22 and n°24 and (B) of the points n° 19, 11, 5 and 2 on the “residuals vs depth to base” plot.(Fig.VII.4.5-B)

IV. 3. 2. Corrélation entre la compaction et l'épaisseur totale des séquences sédimentaires

Contrairement aux deux premiers diagrammes, le diagramme « Résidus vs. Épaisseur de sédiments totale (total thickness) » (fig.VII.4.5.C) n'a révélé aucune corrélation. En effet, le test de Pearson, réalisé sur l'ensemble de la distribution a révélé que l'hypothèse nulle ne pouvait être rejetée, ce qui est confirmé par le très faible coefficient de corrélation ($r^2=0,134$, qui correspond à la régression linéaire 1, figurée par un pointillé sur la figure VII.4.5.C). Nous pensons que cette absence de corrélation exprime la complexité de la chronologie du processus de compaction et des relations entre épaisseur de sédiment sus- et sous-jacente.

En résumé, nous considérons donc que la corrélation moins évidente observée entre les valeurs du résidu et les épaisseurs de sédiment sous-jacentes puisse s'expliquer par la complexité de la chronologie de déroulement de la compaction elle-même, dépendante d'un grand nombre de facteurs

dont la simplicité de l'approche utilisée ici ne permet pas de comprendre le détail. En effet, comme l'on montré les travaux de Massey *et al.* (2006b), et surtout de Brain *et al.* (2011), les caractéristiques initiales des dépôts (nature du dépôt, granulométrie, teneur en matière organique) et l'histoire sédimentaire postérieure (variations de hauteur de nappe, dessiccation) influent tous sur le résultat du processus de compaction. Nos résultats montrent, de plus, l'importance, lors de l'étude de la compaction, de la prise en compte d'éventuelles discontinuités sédimentaires au sein des séquences. Ainsi, il est très probable que le processus de compaction n'ait pas suivi un déroulement linéaire dans le temps durant l'Holocène. En conséquence, une correction des effets de ce processus sur les séquences sédimentaires holocènes ne pourra être valablement effectuée qu'en prenant en compte les différentes étapes de ce déroulement.

De plus, la qualité des corrélations observées entre la différence polynôme « modifié aux tourbes de bases » et positions du niveau marin relatif obtenues à partir de dépôts intercalés tend à démontrer que le bon fonctionnement de la méthode géochimique développée dans ce travail pour la reconstitution du niveau marin relatif Holocène dans notre région.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Notre travail s'est inscrit dans le cadre programme de recherche ANR COCORISCO, portant sur une évaluation des risques potentiels de submersion en Bretagne, en partie par l'analyse de la paléotempéuosité et des changements passés du niveau marin relatif.

A l'issue de ce travail, une nouvelle base de données stratigraphique a été constituée sur les séquences sédimentaires littorales conservées le long des côtes finistériennes. Cette base de données a été obtenue par l'interprétation de 17 carottages réalisés sur 8 sites répartis le long des côtes du Finistère. Notre base de données augmente et complète très largement celles qui avaient été obtenues dans le cadre d'études précédentes, en particulier par la plus vaste répartition géographique des sites étudiés, par la plus grande variété des conditions de dépôt rencontrées sur ces sites, ainsi que par la période de temps plus large qu'elle couvre. Une méthodologie de reconstitution du niveau marin, adaptée aux environnements sédimentologiques observés dans nos carottes et fondée sur un assemblage d'indicateurs spécifiques, a été développée. Cette nouvelle méthodologie a ensuite été utilisée pour obtenir une courbe fiable, reconstituant le niveau marin relatif pour la région au cours de l'Holocène.

L'échelle régionale à laquelle nous avons choisi de réaliser notre étude, ainsi que l'attention que nous avons portée aux conditions de dépôt de chacun des échantillons analysés, nous ont permis de mettre en évidence l'importance des facteurs locaux dans l'enregistrement et la restitution du niveau marin relatif par les séquences sédimentaires. La reconstitution du niveau marin relatif obtenue dans ce travail constitue une base prospective permettant une meilleure évaluation des changements du niveau marin actuels et futurs. Dans cette perspective, nous avons replacé notre travail dans le cadre général de la façade occidentale de l'Europe, afin de mieux comprendre les mouvements verticaux qui ont affecté l'Ouest de la Bretagne durant l'Holocène, dans le but d'estimer plus précisément l'amplitude et le rythme de ces mouvements à l'actuel. Une telle estimation permettra de corriger les observations marégraphiques sur lesquelles se base la détermination de la remontée absolue récente du niveau de la mer.

I. Une nouvelle méthodologie

La rareté, voire l'absence de foraminifères dans les séquences sédimentaires sur lesquelles nous avons travaillé nous ont conduit à explorer les possibilités offertes par l'utilisation d'autres indicateurs, encore très peu utilisés pour la reconstitution du niveau marin relatif. Nous avons ainsi déve-

loppé une approche multi-proxies, basée sur l'étude des macro-restes végétaux, de la micromorphologie et sur l'utilisation d'indicateurs géochimiques.

L'étude réalisée en surface de trois marais finistériens actuels, très différents les uns des autres du point de vue morpho-sédimentaire, a montré que, comme l'avait proposé Engelhart (2013) dans la seule étude récente consacrée à cette méthodologie, les indicateurs géochimiques étaient véritablement utilisables comme proxies du niveau marin relatif, avec une marge d'incertitude altitudinale correcte au regard des problématiques holocènes. Nos résultats ont aussi permis de montrer que le rapport C/N était un indicateur fiable de l'origine de la matière organique. Cela a permis d'identifier les échantillons pour lesquels une origine allochtone de la matière organique pouvait être suspectée, et donc les points pour lesquels le niveau marin donné par la méthode était susceptible d'être faussé. L'interprétation des valeurs de ce rapport est donc indispensable pour garantir la validité de l'information donnée par les autres indicateurs géochimiques (rapport $\delta^{13}\text{C}$, contenu en carbone organique total, contenu en azote) sur l'altitude originelle de dépôt des sédiments holocènes étudiés au sein de l'échelle tidale, question qui était jusqu'ici largement débattue.

Lorsque des foraminifères étaient présents au sein des dépôts, les résultats obtenus par notre méthode et ceux obtenus par la détermination d'une fonction de transfert régionale basée sur les foraminifères (Stéphan *et al.*, 2014) se sont montrés comparables. Ainsi, nous pouvons dire que cette nouvelle méthodologie, basée sur l'utilisation d'indicateurs géochimiques, représente une alternative utile aux méthodes basées sur les indicateurs micro-faunistiques. Elle permet d'obtenir rapidement une reconstitution précise du niveau marin, avec une précision raisonnable. Cette méthode permet ainsi de reconstituer le niveau marin relatif dans des régions où les séquences sédimentaires sont pauvres en indicateurs micro-faunistiques. Cependant, son utilisation nécessite la validation par d'autres indicateurs (micromorphologie, analyse des macro-restes végétaux) pour valider que le dépôt s'est mis en place en domaine intertidal. Enfin, notre travail a clairement montré la nécessité d'une calibration locale des valeurs géochimiques, effectuée sur des assemblages végétaux actuels de référence, observés sur des sites de la même région.

II. Une reconstitution fiable du niveau marin relatif le long des côtes du Finistère durant l'Holocène

Les nouvelles données obtenues ont permis de préciser considérablement l'histoire du niveau marin relatif holocène dans le Finistère. Les séquences sédimentaires holocènes étudiées ont permis d'obtenir un total de 63 datations. Parmi ces datations, 25 ont fourni des points-index du niveau marin, ce qui triple le nombre des points-index disponibles dans la région. De plus, nos observations

permettent de remonter jusqu'à plus de 7000 cal. B.P., soit de 1500 ans plus tôt que les études précédentes.

Parmi les nouveaux points-index du niveau marin obtenus dans le cadre de ce travail, six d'entre eux proviennent de tourbes de base (Goslin *et al.*, 2013). Les altitudes de ces six points-index, obtenus à partir d'échantillons qui n'ont pas, en raison de leur position stratigraphique, subi les effets de la compaction, sont donc particulièrement fiables. Ces nouveaux points-index basaux, dont les âges sont compris entre 7000 et 4500 cal. B.P., contribuent de manière essentielle à construire une courbe robuste de l'évolution du niveau marin relatif dans le Finistère durant l'Holocène. Cette courbe montre que le niveau marin est remonté de façon continue tout au long de l'Holocène. Le rythme de cette remontée a connu des infléchissements autour de 6000, 4500 et probablement 3000 cal. B.P.

Entre 7000 et 6000 cal. B.P, le niveau marin relatif est remonté de -8 à -7 m à environ -3 à -4 m sous le niveau actuel. Le rythme de remontée a ensuite ralenti, le niveau marin relatif atteignant -2,5 à -3,5 m sous le niveau actuel autour de 5000 cal. B.P, puis -1 m sous le niveau actuel à 3000 cal. B.P. Le niveau marin semble ensuite avoir poursuivi sa remontée à un rythme faible jusqu'à atteindre son niveau actuel.

Autour de 3000 B.P., plusieurs indicateurs stratigraphiques, tels que des formes d'érosion particulières ou des hiatus sédimentaires, ont été observés dans nos séquences. Ils confirment notamment le caractère perturbé des conditions de dépôt ayant prévalu autour de 3000 B.P. Ces observations rejoignent celles de nombreuses études effectuées sur l'ensemble du Nord-Ouest de l'Europe qui témoignent de l'augmentation des conditions tempétueuses et des précipitations au cours de cette période. Nous avons proposé que l'érosion des séquences sédimentaires à cette période soit le fait de l'incision des cours d'eau côtiers en réponse à leur perte de compétence induite par la hausse du niveau marin et de la nappe aquifère côtière, conjuguée à une hausse du débit causé par l'irruption de conditions plus humides et donc l'augmentation des précipitations. L'ouverture de brèches dans les cordons littoraux, induites par les phénomènes hydrodynamiques paroxysmaux, est également susceptible d'avoir causé une capture des chenaux de marée et guidé un changement de lit de ces derniers, résultant dans l'incision d'un nouveau chenal. Ce résultat permet de rejeter l'épisode de baisse pluri-métrique qui était jusqu'alors proposé.

III. Les mouvements verticaux du Finistère durant l'Holocène

Les comparaisons entre la courbe du niveau marin relatif que nous avons obtenue pour le Finistère et celles qui ont été obtenues pour le Sud-Ouest de l'Angleterre montrent que cette dernière

région a probablement subi, durant l'Holocène, une subsidence plus importante que celle connue par le Finistère. Nous interprétons cette différence comme étant due aux positions différentes occupées par les deux régions par rapport au bourrelet proglaciaire périphérique induit par la calotte Britannique, induisant des phénomènes glacio-isostatiques d'ampleur différentes.

Les prédictions produites par les modèles de réajustements isostatiques n'ont pu qu'être imparfaitement ajustées à la reconstitution du niveau marin relatif produite au cours de ce travail. Les modèles récents de Bradley *et al.* (2011) et de Kuchar *et al.* (2012), développés spécifiquement pour les Iles Britanniques, produisent des prédictions dont l'écart par rapport à nos données augmente en direction des âges les plus anciens. Toutefois, il apparaît clairement que les prédictions produites par les modèles et nos observations sont très proches au niveau de la chronologie des inflexions du rythme de remontée du niveau marin.

Notre étude indique donc qu'un processus dépendant du temps et de la localisation géographique est imparfaitement pris en compte par les modèles de réajustement. Nous proposons donc que les différences observées entre nos données et celles du Sud-ouest de l'Angleterre soient dues à la différence entre les positions occupées par les deux régions par rapport bourrelet périphérique pro-glaciaire.

IV. La réponse locale des systèmes morpho-sédimentaires

Les points-index obtenus à partir des tourbes de bases nous ont permis de retracer, de manière fiable, les grands traits de l'évolution du niveau marin relatif holocène dans notre secteur. Les différences altitudinales entre le niveau marin relatif dessiné par nos tourbes de base et l'altitude des points-index issus de dépôts intercalés montre que l'ampleur de la compaction subie par un dépôt intercalé durant l'Holocène était une fonction linéaire de l'épaisseur de sédiment sus-jacente à ce dépôt. Une relation, même si elle est moins nette, a également été observée entre la compaction et l'épaisseur de sédiment sous-jacente au dépôt. Concernant cette dernière relation, nos résultats ont montré que pour les séquences les plus épaisses sur lesquelles nous avons travaillé, la compaction semblait atteindre un maximum en milieu de séquence, impliquant une « remise à zéro » du processus. Ainsi, nous pensons que la compaction ne doit pas nécessairement être appréhendée sur la totalité de l'épaisseur des séquences. De la même façon, nous avons observé que certaines séquences étaient susceptibles d'avoir subi une succession d'épisodes de compaction, liées à l'intervention de processus érosifs, de la ré-exposition à l'air, ainsi qu'à la surcharge induite par le recul des cordons transgressifs.

V. Perspectives

A l'issue de ce travail, qui nous a permis de proposer une histoire de l'évolution du niveau marin relatif en Bretagne Occidentale au cours des sept derniers millénaires, plusieurs questions se sont ouvertes, qui sont autant de pistes pour des recherches à venir.

I. Trois sites ont été utilisés pour l'élaboration d'un référentiel géochimique régional actuel pour notre zone d'étude. La construction de ce référentiel a mis en lumière la nécessité qu'il soit basé sur des échantillons recueillis dans des contextes environnementaux et sédimentologiques variés. L'obtention de nouvelles données sur d'autres sites de la même région doit permettre d'améliorer la précision et la fiabilité de ce référentiel et d'asseoir sa représentativité régionale.

La construction d'un référentiel actuel multi-proxies plus complet, croisant des informations géochimiques et micro-faunistiques plus nombreuses, constituera un second objectif de travail. Un tel référentiel, s'il définit un plus grand nombre de biozones, contribuera à augmenter la précision des *indicative meanings* et donc des positions du niveau marin. On pourra ainsi envisager, par exemple, d'utiliser comme proxy supplémentaire l'identification des diatomées, qui ont été observées en densités importantes dans les séquences que nous avons étudiées, mais dont l'identification et l'interprétation n'a pu être effectuée dans le cadre de ce travail.

II. Il n'est plus possible de soutenir qu'un épisode de baisse pluri-métrique du niveau marin a pris place dans l'Ouest de la Bretagne aux alentours de 3000 cal. B.P. Cette hypothèse ouvre donc à nouveau la question du processus de mise en place à l'Holocène des massifs dunaires bretons, qui était auparavant communément expliquée par le dégagement de surface de déflation résultant d'une baisse du niveau marin relatif. La réponse à cette question imposera de préciser la chronologie de la mise en place de ces massifs dunaires et de déterminer les processus morphogènes ayant permis leur création. L'étude plus approfondie de la chronologie de mise en place des massifs dunaires bretons est à ce stade une priorité. En effet, cela permettrait de mieux appréhender quelle pourrait être la réaction de ces systèmes face à une hausse future du niveau marin.

III. Les informations tirées des comparaisons entre les observations et les prédictions issues des modèles géophysiques de réponse isostatique post-glaciaire montrent la nécessité d'une collaboration plus étroite entre la communauté des modélisateurs géophysiques et celle des géographes et sédimentologues qui produisent des observations du niveau marin relatif à partir de données de terrain. La collaboration initiée avec S. Bradley (université de Durham, Royaume Uni) sera mise à profit pour arriver à une meilleure représentation de la position, de l'ampleur, de la chronologie du

dégonflement et/ou de la migration du bourrelet pro-glaciaire Sud-Britannique durant l'Holocène. Une telle représentation sera essentielle pour mieux contraindre la part prise par les mouvements verticaux de la croûte et de la lithosphère dans l'évolution du niveau marin relatif.

IV. Une meilleure connaissance des processus de compaction des séquences sédimentaires est essentielle pour tenter de prédire la réaction des systèmes sédimentaires littoraux face à future hausse du niveau marin relatif. Les résultats que nous avons obtenus soulignent une fois encore la complexité du processus de compaction et le fait que la reconstitution du niveau marin relatif doit prioritairement se faire à partir des tourbes de base. Pour les périodes les plus récentes, pour lesquelles les tourbes de bases ne sont généralement pas disponibles, les reconstitutions doivent plutôt être envisagées à partir de séquences non-perturbées et présentant une homogénéité litho-stratigraphique. Les résultats produits par les récents travaux d'observation et de modélisation géotechnique sur les sédiments intertidaux actuels (Brain *et al.*, 2011, 2012) pourront ainsi être utilisés. La multiplication de ce type d'analyse dans différents environnements de dépôt sera envisagée.

V. Les résultats de ce travail ont été mis à profit pour progresser dans une étude des rapports entretenus entre la paléo-tempéruosité et l'évolution du niveau marin relatif, étude à laquelle nous avons activement participé (Van Vliet Lanoë *et al.*, 2014a). L'étude de cette problématique se devra d'être poursuivie et élargie une échelle plus large, afin de mieux cerner les impacts que les périodes tempétueuses ont pu avoir sur les systèmes sédimentaires côtiers durant l'Holocène. L'étude plus complète de l'architecture des grands corps dunaires bretons et de la chronologie de leur mise en place sera essentielle pour comprendre comment ces massifs se sont formés, ont réagi aux évolutions holocène du niveau marins et comment ils sont susceptible de se comporter dans le futur.

VI. Enfin, l'interprétation des données sismiques haute-résolution obtenues dans le cadre de cette thèse sur l'architecture des corps sédimentaires d'avant-côte, qui demeure préliminaire, devra être poursuivie et approfondie. En particulier, il est indispensable que soient réalisés des carottages en mer, qui pourront être corrélés avec les unités sismiques identifiés sur les profils. La datation de ces dernières par le biais des carottages permettra de caler chronologiquement les dépôts identifiés et, ainsi, autorisera à proposer des scénarios pour leur mise en place. Ces derniers pourront être utilisés (i) comme un indicateur supplémentaire pour la reconstitution du niveau marin relatif et (ii) permettront d'engager une réflexion sur les budgets sédimentaires côtiers durant l'Holocène.

En conclusion, il nous apparaît que nos résultats mettent clairement en évidence la nécessité de poursuivre la réflexion à l'échelle du domaine littoral dans sa globalité. Les changements du ni-

veau marins passés et futurs et leurs effets sur le littoral seront plus complètement appréhendés s'ils sont replacés dans le cadre d'un continuum terre-mer, depuis le domaine continental jusqu'au domaine d'avant-côte. C'est là la caractéristique essentielle des approches que nous voulons développer dans un futur proche.

BIBLIOGRAPHIE

- Allard J., Chaumillon E., Poirier C., Sauriau P.-G., Weber O. (2008)** – Evidence of former Holocene sea-level in the Marennes Oleron Bay (French Atlantic coast), *Comptes-Rendu Géosciences*, 340, 306-314.
- Allen J.R.L. (1995)** - Salt-marsh growth and fluctuating sea level: implications of a simulation model for Flandrian coastal stratigraphy and peat-based sea-level curves, *Sedimentary Geology*, 100, 21-45.
- Allen J.R.L. (2000)** - Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe, *Quaternary Science Reviews*, 19, 1155-1231.
- Allen J.R.L. (2003)** - An eclectic morphostratigraphic model for the sedimentary response to Holocene sea-level rise in northwest Europe, *Sedimentary Geology*, 161, 31-54.
- Allen G.P., Posamentier H.W. (1993)** - Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France, *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 378-391.
- Anderson J.B, Shipp S.S, Lowe A.L, Smith Wellner J., Mosola A.B (2002)** - The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review, *Quaternary science Reviews*, 21, 49-70.
- Angulo R.J., Lessa G.C., De Souza M.C. (2006)** - A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline, *Quaternary Science Reviews*, 25, 486–506.
- Baeteman C. (1981)** - An alternative classification and profile type map applied to the Holocene deposits of the Belgian coastal plain, *Bull. Belg. Ver. voor Geol.*, 90, 257-280.
- Baeteman C. (1991)** - Chronology of coastal plain development during the Holocene in West Belgium, *Quaternaire*, 2, 3-4, 116-125.
- Baeteman C. (1999)** - The Holocene depositional history of the Ijzer palaeo-valley (Western Belgian coastal plain, with reference to the factors controlling the formation of intercalated peat beds, *Geologica Belgica*, 2, 3-4, 39-72.
- Baeteman C. (2005)** - How subsoil morphology and erodability influence the origin and pattern of late Holocene tidal channels: case studies from the Belgian coastal lowlands, *Quaternary Science Reviews*, 24, 2146-2162.
- Baeteman C., Beets D.J., Strydonck M.V. (1999)** - Tidal crevasse splays as the cause of rapid changes in the rate of aggradation in the Holocene tidal deposits of the Belgian Coastal Plain. *Quaternary International* 56, 3-13.

- Baeteman C., Scott D.B. , Van Strydonck, M. (2002)** - Changes in coastal zone processes at a high sea-level stand: a late Holocene example from Belgium, *Journal of Quaternary Science*, 17, 5-6, 547-559.
- Baeteman C., Waller M., Kiden P. (2011)** - Reconstructing middle to late Holocene sea-level change: A methodological review with particular reference to 'A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea' presented by K.-E. Behre. *Boreas* 40, 557-572.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G., Rougerie F. (1996)** - Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge, *Nature*, 382, 241-244.
- Bard E., Hamelin B., Delanghe-Sabatier D. (2010)** – Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with boreholes at Tahiti, *Science*, 327, 1235-1237.
- Bassett S. E., Milne G. A., Mitrovica J. X., Clark P. U. (2005)** - Ice sheet and solid earth influences on far-field sea-level histories, *Science*, 309, 925-928.
- Battistini R., Martin S. (1956)** – La plate-forme à écueils” du Nord-Ouest de la Bretagne, *Norvès*, 10, 10, 147-161.
- Beets D.J. & Van Der Spek A.J.F. (2000)** - The Holocene evolution of the barrier and the back-barrier basins of Belgium and the Netherlands as a function of late Weichselian morphology, relative sea-level rise and sediment supply, *Netherlands Journal of Geoscience*, 79, 1, 3-16.
- Behre K.E. (2007)** - A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea, *Boreas*, 36, 82-102.
- Berendsen H.J.A., Makaske B., Van de Plassche O., Van Ree M.H.M., Das S., Van Dongen M., Ploumen S., Schoenmakers W. (2007)** - New groundwater-level rise data from the Rhine-Meuse delta –implications for the reconstruction of Holocene relative mean sea-level rise and differential land-level movements. *Netherlands Journal of Geoscience* 86-4, 333-354.
- Bernard J. (1995)** – Palynological studies of coastal peat bogs at la Parée beach (Vendée, France) indicate cyclic variations in the level of Atlantic Ocean, *Quaternaire*, 6, 3-4, 159-166.
- Bezerra F.H.R, Barreto A.M.F., Suguio K. (2003)** - Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil, *Marine Geology*, 196, 73-89.
- Bird M.I., Fifield L.K., The T.S., Chang C.H., Shirlaw N., Lambeck K. (2007)** - An inflection in the rate of early mid-Holocene eustatic sea-level rise: a new sea-level curve from Singapore, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 71, 523–536.
- Bird M.I., Austin W.E.N., Wurster C.M., Fifield K. , Mojtahid M., Sargeant C. (2010)** - Punctuated eustatic sea-level rise in the early mid-Holocene, *Geology*, 38, 9, 803-806.

- Birks H.H. (2003)** - The importance of plant macrofossils in the reconstruction of Lateglacial vegetation and climate: examples from Scotland, western Norway, and Minnesota, USA, *Quaternary Science Reviews*, 22, 453-473.
- Blanchon P. & Jones, B. (1995)** - Marine-planation terraces on the shelf around Grand Cayman: A result of stepped Holocene sea-level rise, *Journal of Coastal Research*, 11, 1-33.
- Blanchon P. & Shaw J. (1995)** - Reef drowning during the last glaciation: evidence for catastrophic sea-level rise and ice sheet collapse, *Geology*, 23, 4-8.
- Blanchon B., Jones C. & Ford D.C. (2002)** - Discovery of a submerged relic reef and shoreline off Grand Cayman: further support for an early Holocene jump in sea level, *Sedimentary Geology*, 147, 3-4.
- Bloom, A. L. (1964)** - Peat accumulation and compaction in a Connecticut coastal marsh, *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 599 – 603.
- Bonnet S., Guillocheau F., Brun J.-P. (1998)** - Relative uplift measured using river incisions: the case of the armorican basement (France), *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 327, 245-251.
- 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, *Journal of Geophysical Research*, 105, B8, 19273 – 19288.
- Boomer I., Horton B.P. (2006)** - Holocene relative sea-level movements along the North Norfolk Coast, UK, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230, 32-51.
- Böse M., Lüthgens C., Lee J.R., Rose J. (2012)** – Quaternary glaciations of northern Europe, *Quaternary Science Reviews*, 44, 1-25.
- Boski T., Moura D., Camacho S., Duarte R.D.N., Scott D.B., Veiga-Pires C., Pedro P., Santana P. (2002)** - Postglacial sea level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border, *Sedimentary Geology*, 150, 103-121.
- Boulton G., Hadgorn M. (2006)** - Glaciology of the British Isles Ice Sheet during the last glacial cycle: form, flow, streams and lobes, *Quaternary Science Reviews*, 25, 3359-3390.
- Bowen D.Q., Phillips F.M., McCabe A.M., Knutz P.C., Sykes G.A. (2002)** - New data for the Last Glacial Maximum in Great Britain and Ireland, *Quaternary Science Reviews*, 21, 89–101.
- Bradley S.L. (2011)** – Using sea-level and land motion data to develop an improved glacial isostatic adjustment model for the British Isles, PhD, University of Durham, 285p.
- Bradley S., Milne G.A., Teferle F.N., Bingley R. M., Orliac E. J. (2008)** - Glacial isostatic adjustment of the British Isles: New constraints from GPS measurements of crustal motion, *Geophysical Journal International*, 178, 1, 14-22.

- Bradley S., Milne G.A., Shennan I., Edwards R. (2011)** - An improved Glacial Isostatic Adjustment model for the British Isles, *Journal of Quaternary Science* 26, 5, 541-552.
- Brain M.J. (2006)** - Autocompaction of mineralogic intertidal sediments, PhD, University of Durham, 274p.
- Brain M.J., Long A.J., Petley D.N., Horton B.P., Allison R.J. (2011)** - Compression behaviour of minerogenic low energy intertidal sediments, *Sedimentary Geology*. 233, 28-41.
- Brain M.J., Long A.J., Woodroffe S.A., Petley D.N., Milledge D.G., Parnell A.C. (2012)** - Modelling the effects of sediment compaction on salt marsh reconstruction of recent sea-level rise, *Earth and Planetary Science*, 346-348, 180-193.
- Brooks A. & Edwards R. (2006)** - The Development of a Sea-Level Database for Ireland, *Irish Journal of Earth Sciences* 24, 13-27.
- Brooks A.J., Bradley S.L., Edwards R.J., Milne G.A., Horton B.P., Shennan I. (2008)** - Postglacial relative sea-level observations from Ireland and their role in glacial rebound modelling, *Journal of Quaternary Science*, 23, 2, 175-192.
- Brooks A.J., Bradley S.L., Edwards R.J., Goodwyn N. (2011)** - The palaeogeography of Northwest Europe during the last 20,000 years, *Journal of Maps*, 573-587.
- Brown K.E & Cohen A.D. (1995)** - Stratigraphic and micro-petrographic occurrences of pyrite in sediments at the confluence of carbonate and peat-forming depositional systems, southern U.S.A., *Organic Geochemistry*, 22, 1, 105-126.
- Brun J.P., Bale P. (1990)** - Cadomian tectonics in northern Brittany. In: D'Lemos, R.S., Strachan, R.A., Topley, C.G. (Ed.), *The Cadomian Orogeny, Geological Society Special Publications*, 51, 95-114.
- Bungenstock F., Schäfer A. (2009)** - The Holocene relative sea-level curve for the tidal basin of the barrier island Langeoog, German Bight, Southern North Sea. *Global and Planetary Change* 66, 34-51.
- Bush R.T., Sullivan L.A. (1999)** - Pyrite micromorphology in three Australian Holocene sediments, *Australian Journal of Soil Research*, 35, 637-653.
- Carlson A. E., Clark P.D., Raisbeck G.M., Brook E.J. (2007)** - Rapid Holocene deglaciation of the Labrador sector of the Laurentide ice sheet, *Journal of climate*, 20, 5126-5133.
- Cassen S., Baltzer A., Lorin A., Fournier J., Sellier D. (2012)** - Submarine Neolithic stone rows near Carnac (Morbihan), France: preliminary results from acoustic and underwater survey, In: J. Benjamin, C. Bonsall, C. Pickard and A. Fischer, *Submerged Prehistory*, Oxbow Books, 99-110.

- Castro D.F., Rossetti D. de F., Pessenda L.C.R (2010)** - Facies, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ and C/N analyses in a late Quaternary compound estuarine fill, northern Brazil and relation to sea level, *Marine Geology*, 274, 135-150.
- Catuneanu, O. (2006)** - Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Cazenave A., Llovel W. (2010)** - Contemporary Sea Level Rise, *Annual Review of Marine Science*, 2, 145-173.
- Cazenave A., Lombard A., Llovel W. (2008)** - Present-day sea level rise: A synthesis, *Comptes-rendu Geosciences*, 340, 11, 761-770.
- Cearreta A. (1998)** - Holocene sea-level change in the Bilbao estuary (north Spain): foraminiferal evidence, *Micropaleontology*, 44, 265-276.
- Chang T.S., Flemmeng B.W., Tilch E., Bartholomä A., Wöstmann R. (2006)** - Late Holocene stratigraphic evolution of a back-barrier tidal basin in the East Frisian Wadden Sea, southern North Sea: transgressive deposition and its preservation potential, *Facies*, 52, 329-340.
- Chappell J. & Polach H. (1991)** - Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea, *Nature*, 349, 147-149.
- Charman D.J. (2010)** - Centennial climate variability in the British-Isles during the mid-late Holocene, *Quaternary Science Reviews*, 29, 1539-1554.
- Charrier S. (2010)** - Intégration de l'ensemble des données du projet ZaiAngo dans le logiciel d'interprétation sismique Kingdom Software © Version 8.1, rapport contractuel, Laboratoire Domaines Océaniques CNRS UMR 6538, IUEM, 49 p., *non-publié*.
- Chauris L., Hallégouët B. (1989)** - Notice explicative de la carte géologique de la France (1/50 000), feuille "Le Conquet", 69 p.
- Chmura G.L., Aharon P. (1995)** – Stable Carbon Isotope Signatures of Sedimentary Carbon in Coastal Wetlands as Indicators of Salinity Regime, *Journal of Chemical Research*, 11, 1, 124-135.
- Christensen C. (1997)** - The great rise in the Storebaelt, in Pedersen, L., et al., eds., *The Danish Storebaelt since the Ice Age: Copenhagen, A/S Storebaelt Fixed Link*, 45–54.
- Clark P.U., Mix A.C. (2002)** - Ice-sheets and sea level of the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21, 1-3, 1-7.
- Clarke M. L., Rendell H. M. (2009)** - The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: A review, *Quaternary International*, 195, 31-41.
- Clark J. A., Farrell W. E. & Peltier W. R. (1978)** - Global changes in postglacial sea level: A numerical calculation, *Quaternary Research*, 9, 265-287.
- Clark C.D., Hughes A.L.C., Greenwood S.L., Jordan C., Sejrup H.P. (2012)** – Pattern and timing of retreat of the last British-Irish Ice Sheet, *Quaternary Science Reviews*, 44, 112-146.

- Clavé B. (2010)** - Evolution des paleo-environnements côtiers à l'Holocène : exemple de l'Aquitaine septentrionale, Thèse de doctorat, Université Bordeaux I, 310p.
- Clavé B., Massé L., Carbonel P., Tastet J.-P. (2001)** - Holocene coastal changes and infilling of the La Perroche marsh (French Atlantic coast). *Oceanologica Acta*, 24, 4, 377-389.
- Clemmensen L.B., Murray A. (2006)** - The termination of the last major phase of aeolian sand movement, coastal dunefields, Denmark, *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 795-808.
- Cleveringa J. (2000)** - Reconstruction and modelling of Holocene coastal evolution of the western Netherlands, Thèse de doctorat, université d'Utrecht, 198 p.
- Cogné J. (1974)** - « Le Massif Armoricaïn », In « Géologie de la France », Debelmas ed., Doin, Paris, T.1, p.105-161.
- Cohen K.M. (2003)** - Differential subsidence within a coastal prism: Late-Glacial - Holocene tectonics in the Rhine-Meuse delta, The Netherlands, These de doctorat, Utrecht: NGS, 175 p.
- Cohen K.M. (2005)** - 3D geostatistical interpolation and geological interpolation of palaeo-groundwater rise within the coastal prism in the Netherlands. In L. Giosan & J.P. Bhattacharaya (Eds.), *River Deltas: Concepts, models, and examples* (pp. 341-364). Tulsa, Oklahoma: SEPM (*Society for Sedimentary Geology*).
- Curray J.R. (1964)** - Transgressions and regressions, In: Miller, R.L. (Ed.), *Papers in Marine Geology*, Macmillan, New York, 175-203.
- Dark P. (2006)** - Climate deterioration and land-use change in the first millennium BC: perspectives from the British palynological record, *Journal of Archaeological Science*, 33, 1381-1395.
- Delibrias G. & Guillier M.T. (1971)** - The sea level on the Atlantic coast and the Channel for the last 10,000 years by the ¹⁴C method. *Quaternaria*, 14, 131-135.
- Dellwig O., Watermann F., Brumsack H.-J., Gerdes G., Krumbein W.E. (2001)** - Sulphur and iron geochemistry of Holocene coastal peats (NW Germany): a tool for palaeoenvironmental reconstruction, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167, 359-379.
- Dellwig O., Böttcher M.E., Lipinski M., Brumsack H.-J. (2002)** - Trace metals in Holocene coastal peats and their relation to pyrite formation (NW Germany), *Chemical Geology*, 182, 423-442.
- Denys L., Baeteman C. (1995)** - Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium - a first assessment. *Marine Geology*, 124, 1-19.
- Denton G.H., Hughes T.J. (2002)** Reconstructing the Antarctic Ice-Sheet at the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21, 193-202.
- Deschamps P., Durand N., Bard E., Hamelin B., Camoin G., Thomas A.L., Henderson G.M., Okuno J., Yokoyama Y. (2012)** - Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago, *Nature*, 483, 559-564.

- Douglas B.C., Peltier W.R. (2002)** - The puzzle of global sea-level rise, *Physics today*, 55, 35-40.
- Dyke A.S., Andrews J.T., Clark P.U., Englan J.H., Miller G.H., Shaw J., Veillette J.J. (2002)** - The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21, 19-31.
- Edwards R.J. (2006)** - Mid- to late-Holocene relative sea-level change in southwest Britain and the influence of sediment compaction. *The Holocene*, 16, 4, 575-587.
- Edwards R.J. (2007)** - Sea levels: resolution and uncertainty, *Progress in Physical Geography*, 31, 621.
- Edwards R.J., Horton B. (2006)** – Developing detailed records of relative sea-level change using a foraminiferal transfer function: an example from North-Norfolk, UK. *Philosophical Transactions of the Royal Society, A* 364, 973-991.
- Edwards R.L., Beck J.W., Burr G.S., Donahue D.J., Chappell J.M., Bloom A.L., Druffel E.R., Taylor F.W. (1993)** - A large drop in atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and reduced melting in the Younger Dryas, documented with ^{230}Th ages of corals, *Science*, 260, 962-968.
- 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 functions for tide level, *Marine Micropaleontology*, 51, 239-255.
- Edwards R.J., A.J. Wright, Van de Plassche O. (2004)** – Surface distribution of salt-marsh foraminifera from Connecticut, USA: modern analogues for high-resolution sea level studies, *Marine micropaleontology*, 51, 1-21.
- Elhers J., Gibbard P.L., Hughes P.D (2011)** - Quaternary Glaciations – extent and chronology: A closer look, Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 1108p.
- Engelhart S., Horton B.P. (2012)** – Holocene sea level database for the Atlantic coast of the United States, *Quaternary Science Reviews*, 54, 12-25.
- Engelhart S., Horton B.P., Vane C.H., Nelson A.R., Witter R.C., Brody S.R, Hawkes A.D. (2013)** - Modern foraminifera, $\delta^{13}\text{C}$, and bulk geochemistry of central Oregon tidal marshes and their application in paleoseismology, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 377, 13-2.
- Enio M.K.S, Shanshuddin J., Fauziah C.I., Husni M.H.A (2011)** - Pyritization of the Coastal Sediments in the Kelantan Plains in the Malay Peninsula during the Holocene, *American Journal of Agricultural and Biological Sciences*, 6, 3, 393-402.
- Estournès G. (2011)** – Architecture et facteurs de contrôle des bassins quaternaires immergés du précontinent armoricain, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Sud, 229 p.
- Estournès G., Menier D., Guillocheau F., Le Roy P., Paquet F., Goubert E. (2012)** - The paleo-Etel River incised valley on the Southern Brittany inner-shelf (Atlantic coast, France) : Preservation of Holocene transgression within the remnant of a middle pleistocene incision ?, *Marine Geology*, 329-331, 75-92.

- Evans C.D.R. (1990)** - United Kingdom Offshore Regional Report: the Geology of the Western English Channel and its Western Approaches, *British Geological Survey, NERC, HMSO*, London, 94 p.
- 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.
- Fairbridge R.W. (1961)** - Eustatic changes in sea level. In Ahrens L.H, Press F., Rankama K., Runcom S.K. (Eds.): *Physics and Chemistry of the Earth* 4, 99-185.
- Farrel W.E., Clark J.A. (1976)** - On postglacial Sea level, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 46, 3, 647-667.
- FICHAUT B., SPARFEL L., SUANEZ S. (2004)** – *Rapport d'étude sur la progression de la Spartine (Spartina alterniflora) et sur la dynamique sédimentaire en rade de Brest. Sites de Pont-Callec, du pédel et de Mengleuz*, Géomer – LETG UMR 6554 CNRS, IUEM (Plouzané), 49 p.
- Fleming, K., Johnston P., Zwartz D., Yokohama Y., Lambeck K., Chappell J. (1998)** - Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites, *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 327-342
- Flemming B.W. (2002)** - Effects of climate and human interventions on the evolution of the Wadden Sea depositional system (southern North Sea). In: Wefer, G., Berger, W., Behre, K.-E. & Jansen, E. (eds), *Climate Development and History of the North Atlantic Realm*, Springer, Berlin, p. 399-413.
- French J. R. (1993)** - Numerical simulation of vertical marsh growth and adjustment to accelerated sea-level rise, north Norfolk, UK., *Earth Surface Processes & Landforms*, 18, 1, 63-81.
- Fruergaard M., Andersen T. J., Johannessen P.N., Nielsen L.H., Pejrup M. (2013)** - Major coastal impact induced by a 1000-year storm event, *Nature, Scientific Reports*, 3, 1051.
- Gandouin E. (2003)** - Enregistrement paléoclimatique de la transgression Holocène ; signature paléoenvironnementale des *Chironomidae* (Diptères) du bassin de Saint-Omer (France). Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre, USTL, 256 pp.
- Gehrels W.R. (1994)** - Determining Relative Sea-Level Change from Salt-Marsh Foraminifera and Plant Zones on the Coast of Maine, U.S.A. ,*Journal of Coastal Research*, 10, 4, 990-1009.
- Gehrels W.R. (1999)** - Middle and late Holocene sea-level changes in eastern Maine reconstructed from foraminiferal saltmarsh stratigraphy and AMS ¹⁴C dates on basal peats. *Journal of Quaternary Research* 52, 350-359.
- Gehrels, W.R. (2000)** - Using foraminiferal transfer functions to produce high-resolution sea-level records from saltmarsh deposits, Maine, USA, *The Holocene*, 10, 367-376.
- Gehrels, W. R. (2010)** - Sea-level changes since the Last Glacial Maximum: An appraisal of the IPCC Fourth Assessment Report, *Journal of Quaternary Science*, 25, 1, 26-38.
- Gehrels W.R., Belknap D.F. (1993)** - Neotectonic history of eastern Maine evaluated from historic sea-level data and ¹⁴C dates on salt-marsh peats. *Geology* 21, 615-618.

- Gehrels W.R., Belknap D.F., Pearce B.R., Gong B. (1995)** - Modeling the contribution of M2 tidal amplification to the Holocene rise of mean high water in the Gulf of Maine and the Bay of Fundy. *Marine Geology* 124, 71-85.
- Gehrels W.R., Belknap D.F., Kelley J.T. (1996)** - Integrated high-precision analyses of Holocene relative sea-level changes: Lessons from the coast of Maine. *Geological Society of America Bulletin* 108, 9, 1073-1088.
- Gehrels W.R., Roe H.M., Charman D.J. (2001)** - Foraminifera, testate amoebae and diatoms as sea-level indicators in UK saltmarshes: a quantitative multiproxy approach, *Journal of Quaternary Science*, 16, 201-220.
- Gehrels W.R., Marshall W.A., Gehrels M.J., Larsen G., Kirby J.R., Eiriksson J., Heinemeier J., Shimmiel T. (2006)** - Rapid sea-level rise in the North Atlantic Ocean since the first half of the 19th century, *The Holocene*, 16, 948-964. (+ Erratum, *The Holocene*, 17, 419-420)
- Gibbard P.L., Lautridou J. P. (2003)** - The Quaternary history of the English Channel: an introduction, *Journal of Quaternary Science*, 18, 195-199.
- Giot P.-R. (1960)** - Une station du Néolithique primaire Armoricaïn: Le Curnic en Guissény (Finistère), *Bulletin de la Société préhistorique française*, 57, 1, 38-50.
- Giot P.-R. (1982)** - Enez Guennoc ou Geignog, un ancien microcosme celtique. Mélanges d'archéologie et d'histoire médiévale offerts à M. de Boüard, Paris, Société de l'Ecole des Chartes, *Mémoires et Documents*, 27, 179-190.
- Giot P.R., Hallégouët B., Monnier J.-L. (1979)** , Le cairn au péril de la mer de l'îlot de Roc'h-Avel en Landéda (Finistère), *Bulletin de la Société Archéologique du Finistère*, tome CVII, 23-31.
- Godwin H., Suggate R. P., Willis E. H. (1958)** - Radiocarbon dating of the eustatic rise in ocean-level', *Nature*, 181, 1518-1519.
- Goslin J., Van Vliet-Lanoë B., Delacourt C., Fernane A., Gandouin E., Hénaff A., Penaud A., Stephan P., 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*. n°4, 425-444.
- Guilcher A., Hallégouët B. (1991)** - Coastal dunes in Brittany and their management, *Journal of Coastal Research*, 7, 517-533.
- Guilcher A., Vallantin P., Angarnd J.P., Galloy P. (1957)** - Les cordons littoraux de la Rade de Brest, *Cahiers Océanographiques*, 1, 21-54.
- Hall A.M, Peacock J.D., Connell E.R. (2003)** - New data for the Last Glacial Maximum in Great Britain and Ireland: comments on the paper by Bowen et al. (2002), *Quaternary Science Reviews*, 22, 1551-1554.

- Hallégouët B. (1971)** – Le Bas-Léon (Finistère, France), Etudes géomorphologique, Thèse de Troisième Cycle, Université de Brest, 260 p.
- Hallégouët B. (1978)** – L'évolution des massifs dunaires du pays du Léon, *Penn ar Bed*, 11, 95.
- Hallégouët B. (1994)** – Formation de la Rade de Brest, in : Corlaix J.P. (coord.), *Atlas permanent du littoral*, ED, Editmar, 22 p.
- Hallégouët B., Van Vliet- Lanoë B. (1986)** – Les oscillations climatiques entre 125000 ans et le maximum glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers (Finistère). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 23, 1-2, 127-138.
- Hallégouët B., Paradis S., Serec C., Thonon P. (1983)** – Etude de la zone du Curnic pour la société civile de Guissény, rapport d'expertise, non publié.
- Hamilton S., Shennan I. (2005)** - Late Holocene relative sea-level changes and the earthquake deformation cycle around Cook Inlet, Alaska, *Quaternary Science Reviews*, 24, 12 – 13, 1479-1498.
- Haslett S.K., Davies P., Curr R.H.F. (2000)** - Geomorphologic and Palaeoenvironmental Development of Holocene Perched Coastal Dune Systems in Brittany, France, *Geografiska Annaler*, 82, A, 1, 79-88.
- Healy M.G. (1993)** - Coastal evolution and relative sea-level change in west Cornwall, U.K., Thèse de doctorat, Université de Cork, The National University of Ireland, 403 p.
- Healy M.G. (1995)** - The lithostratigraphy and biostratigraphy of a Holocene coastal sediment sequence in Marazion Marsh, west Cornwall, U.K., with reference to relative sea-level movements, *Marine Geology*, 124, 237-252.
- Heyworth A. and Kidson C. (1982)** - Sea-level change in southwest England and Wales, *Proceedings of the Geological Association* 93-1, 91-111.
- Hijma M.P. (2009)** - From river valley to estuary: the early-mid Holocene transgression of the Rhine-Meuse valley, The Netherlands, thèse de doctorat, Université d'Utrecht, Pays-bas, 192 p.
- Hijma M.P., Cohen K.M. (2010)** - Timing and magnitude of the sea-level jump preludeing the 8200 yr event, *Geology*, 38, 3, 275-278.
- Hijma M.P., Cohen K.M. (2011a)** - Holocene transgression of the Rhine river mouth area, The Netherlands/Southern North Sea: palaeogeography and sequence stratigraphy, *Sedimentology*, 58, 6, 1453-1485.
- Hijma M.P., Cohen K.M. (2011b)** - Comment on: Mid-Holocene water-level changes in the lower Rhine-Meuse delta (western Netherlands): implications for the reconstruction of relative mean sea-level rise, palaeoriver-gradients and coastal evolution by Van de Plassche et al. (2010). *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 90 (1), 51-54.
- Horton B.P. (1997)** - Quantification of the indicative meaning of a range of Holocene sea-level index points from the Western North Sea, Thèse de doctorat de l'Université de Durham, Tome 1, 221p.

- Horton B.P., Edwards R.J. (2005)** - The application of local and regional transfer functions to reconstruct former sea levels, North Norfolk, England, *The Holocene*, 15, 2, 216–228.
- Horton B.P., Edwards, R.J. (2006)** - Quantifying Holocene sea-level change using intertidal foraminifera: lessons from the British Isles, *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication 40*, 97p.
- Horton B.P., Shennan I. (2009)** - Compaction of Holocene strata and the implications for relative sea level change on the east coast of England, *Geology*, 37, 12, 1083-1086.
- Horton B.P., Edwards R.J., Lloyd J.M. (1999)** - UK intertidal foraminiferal distributions: implications for sea-level studies, *Marine Micropaleontology*, 36, 205-223.
- Horton B.P., Corbet R., Culver S.J., Edwards R.J., Hillier C. (2006)** – Modern saltmarsh diatom distributions of the Outer Banks, North Carolina, and the development of a transfer function for high resolution reconstructions of sea level, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69, 381-394.
- Horton B.P., Engelhart S., Hill D.F., Kemp A.C., Nikita D., Miller K.G., Peltier W.R. (2013)** - Influence of tidal-range change and sediment compaction on Holocene relative sea-level change in New Jersey, USA, *Journal of Quaternary Science*, 28, 4, 403-411.
- Hubbard A., Bradwell T., Golledge N., Hall A., Patton H., Sudgen D., Cooper R., Stoker M. (2009)** - Dynamic cycles, ice streams and their impact on the extent, chronology and deglaciation of the British-Irish ice sheet, *Quaternary Science Reviews*, 28, 7-8, 758-776.
- Jardine W.G. (1975)** - Chronology of Holocene marine transgression and regression in south-western Scotland, *Boreas*, 4, 173–96.
- Jelgersma S. (1961)** - Holocene sea-level changes in The Netherlands, *Mededelingen van de Geologische Stichting, serie C VI 7*, 1-100.
- Jelgersma S. (1966)** - Sea level changes in the last 10,000 years. In: "Proceedings of the International Symposium on World Climates from 8000 B. C.", *Royal Meteorological Society*, London, 54-71.
- Juggins S. (1992)** - Diatoms in the Thames estuary, England: ecology, paleoecology, and salinity transfer function, *Bibl. Diatomol.*, 25, 1-216.
- Kaufmann G. & Lambeck, K. (2002)** - Glacial isostatic adjustment and the radial viscosity profile from inverse modeling, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 107, B11, 2280, doi:10.1029/2001JB0000941.
- Kaufman L. & Rousseeuw P.J. (1990)** - Finding Groups in Data: An Introduction to Cluster Analysis. Wiley, New York
- Kemp A.C., Horton B.P., Reide Corbet R., Culver S.J., Edwards R.J., Van de Plassche O. (2009)** - The relative utility of foraminifera and diatoms for reconstructing late Holocene sea-level change in North Carolina, USA, *Quaternary Research*, 71, 9-21.

- Kemp A.C., Vane C.H., Horton B.P., Culver S.J. (2010)** – Stable carbon isotopes as potential sea-level indicators in salt marshes, North Carolina, USA, *The Holocene*, 20, 623-636.
- Kemp A.C., Vane C.H., Horton B.P., Engelhart S.E., Nikitina, D. (2012a)** - Application of stable carbon isotopes for reconstructing salt-marsh floral zones and relative sea level, New Jersey, USA. *Journal of Quaternary Science*, 27, 404-414.
- Kemp A.C., Horton B.P., Vann D.R., Engelhart S.E., Grand Pre C. A., Vane C.H., Nikitina, D., Anisfeld S.C. (2012b)** - Quantitative vertical zonation of salt-marsh foraminifera for reconstructing former sea level; an example from New Jersey, USA, *Quaternary Science Reviews*, 54, 26-39.
- Kemp A.C., Telford R.J., Horton B.P., Anisfeld S.C., Sommerfield C.K. (2013)** - Reconstructing Holocene sea level using salt-marsh foraminifera and transfer functions: lessons from New Jersey, USA, *Journal of Quaternary Science*, 28, 6, 617-629.
- Kendall R.A., Mitrovica J.X., Milne G.A., Törnqvist T.E., Li Y.X. (2008)** - The sea-level fingerprint of the 8.2 ka climate event, *Geology*, 36, 423–426.
- Kiden P. (1995)** - Holocene relative sea-level change and crustal movement in the southwestern Netherlands. *Marine Geology*, 124, 21-41.
- Kiden P., Denys L., Johnston P. (2002)** - Late Quaternary sea-level change and isostatic and tectonic land movements along the Belgian–Dutch North Sea coast: geological data and model results, *Journal of Quaternary Science*, 17, 5-6, 535-546.
- Kidson C. (1986)** – Sea-level changes in the Holocene, In: O. Van de Plassche (Ed.), *Sea-level research: Manual for the collection and evaluation of data*, Geo Books, Norwich, Vol. 2, 27-64.
- Kraft J.C. (1979)** - Processes and morphologic evolution of an estuarine and coastal barrier system. In: Leatherman, S.P. (Ed.), *Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*, Academic Press, New York, 149–183.
- Kraft J. C., Chrzastowski M. J. (1985)** - Coastal stratigraphic sequences. In: Davis, R. A. Jr. (ed). *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York, Ch. 9, 625-663.
- Kuchar J., Milne G., Hubbard A., Patton H., Bradley S.L., Shennan I., Edwards R.J. (2012)** – Evaluation of a numerical model of the British-Irish ice sheet using relative sea-level data: implications for the interpretation of trimline observations, *Journal of Quaternary Science*, 27, 597-605.
- Lagarde J.L., Amorese D., Font M., Laville E., Dugué O. (2003)** - The structural evolution of the English Channel area, *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, 201-213.
- Lamb H.H. (1977)** - *Climate: Present, Past and Future*. Vol. 2, *Climatic History and the Future*. Methuen, London, 835 p.
- Lamb A.L., Wilson G.P., Leng M.J. (2006)** - A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material, *Earth-Science Reviews* 75, 29-57.

- Lamb A.L., Vane C.H., Wilson G.P, Rees J.G., Moss-Hayes V.L. (2007)** - Assessing $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios from organic material in archived cores as Holocene sea level and palaeoenvironmental indicators in the Humber Estuary, UK. *Marine Geology* 244, 109-128.
- Lambeck K. (1997)** - Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129, 1-2, 1-22.
- Lambeck K., Nakada M., (1990)** - Late Pleistocene and Holocene sea-level change along the Australian coast, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and Planetary Change Section)*, 89, 143–176.
- Lambeck K., Johnston P., Nakada M., (1990)** – Holocene glacial rebound and sea-level change in NW Europe, *Geophysical Journal International*, 103, 451-468.
- Lambeck K. and Chappell J. (2001)** - Sea level change through the Last Glacial Cycle, *Science*, 292, 679-686.
- Lambeck K., Purcell A., Johnston, P. (2002)** - Water-load definition in the glacio-hydro-isostatic sea-level equation, *Quaternary Science Reviews*, 22, 309-318.
- Le Corre C., Auvray B., Ballèvre M., Robardet M. (1991)** - « Le Massif Armoricaïn », *Scientifical Geological Bulletin*, 44, 1-2, 31-103.
- Leorri E., Cearreta A. (2004)** - Foraminiferal interpretation of the Holocene environmental development of the Bilbao estuary, N. Spain, *Marine Micropaleontology*, 51, 75-94.
- Leorri E., Cearreta A., Milne G. (2012)** - Field observations and modeling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implications for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe, *Quaternary Science Reviews* 42, 59-73.
- Lericolais G. (1997)** - Evolution du fleuve Manche depuis l'oligocène : stratigraphie et géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire, Thèse de doctorat, Université Bordeaux I, 265 p.
- Lespez L. (ed.) (2012)** - Paysages et gestion de l'eau : sept millénaires d'histoire des vallées en Normandie, Bibliothèque du Pôle Rural 3, MRSH-Caen, 336 p.
- Lespez L., Clet-Pellerin M., Davidson R., Hermier G., Carpentier V., Cador J.-M. (2010)** - Middle to Late Holocene landscape changes and geoarchaeological implications in the marshes of the Dives estuary (NW France), *Quaternary International*, 216, 1-2, 23-40.
- Liu J.P & Miliman J.D. (2004)** - Reconsidering Melt-water Pulses 1A and 1B: Global impacts of Sea-level rise, *Journal of Ocean University of China*, 3-2, 183-190.
- Liu J.P, Miliman J.D., Shao S., Cheng P. (2004)** - Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea, *Marine Geology*, 209, 45-67.

- Llovel W., Meyssignac B., Cazenave A. (2011)** - Steric sea level variations over 2004-2010 as a function of region and depth: Inference on the mass component variability in the North Atlantic Ocean, *Geophysical Research Letters*, 38, 15.
- Lloyd J. M., Shennan I., Green F., Kirby J., Rutherford M. (1999)** - Holocene relative sea-level changes in the inner Solway Firth, *Quaternary International*, 60, 83 – 105.
- Long, A. J. & Innes, J. B. (1993)**. Holocene sea-level changes in Romney Marsh and Southeast England, U.K. *Proceedings of the Geologists' Association* **104**: 223-237.
- Long A.J. & Hughes P.D.M. (1995)** - Mid- and late-Holocene evolution of the Dungeness foreland, UK. *Marine Geology* 124, 253-271.
- Long A.J., Shennan I. (1998)** – Models of rapid relative sea-level change in Washington and Oregon, USA. *The Holocene* 8, 129-142.
- 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, *Marine Geology* 136, 97-120.
- Long A.J., Waller M.P., Hughes P., Spencer C. (1998)** - The Holocene depositional history of Romney marsh proper, proper, *In*: Eddison, Jill , Gardiner, Mark and Long, Antony, (eds.) *Romney Marsh: Environmental Change and Human Occupation in a Coastal Lowland*. Oxford, U.K.: Oxford University Committee for Archaeology, 46, 45-63, ISBN 0947816461.
- Long A.J., Waller M.P., Stupples P. (2006)** - Driving mechanisms of coastal change: Peat compaction and the destruction of late Holocene coastal wetlands. *Marine Geology* 225, 63-84.
- Long A.J., Woodroffe S.A., Roberts D.H., Dawson, S. (2011)** - Isolation basins, sea-level changes and the Holocene history of the Greenland Ice Sheet, *Quaternary Science Reviews*, 30,3748-3768.
- Mackie E.A.V., Lloyd J.M., Leng M.J., Bentley M.J., Arrowsmith C. (2007)** - Assessment of $\delta^{13}C$ and C/N ratios in bulk organic matter as palaeosalinity indicators in Holocene and Lateglacial isolation basin sediments, northwest Scotland, *Journal of Quaternary Science*, 22, 6, 579-591.
- Makaske B., Van Smeerdijk D.G., Peeters H., Mulder J.R., Spek T. (2003)** – Relative water-level rise in the Flevo lagoon (The Netherlands), 5300-2000 cal. yr BC: an evaluation of new and existing basal peat time-depth data. *Netherlands Journal of Geoscience* 82, 2, 115-131.
- Malamud-Roam F., Ingram B.L. (2004)** – Late Holocene $\delta^{13}C$ and pollen records of paleosalinity from tidal marshes in the San Francisco Bay estuary, California, *Quaternary Research*, 62, 134-145.
- Mangerud, J. (1972)** - Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells from Norway, *Boreas*, 1, 143-172.
- Mangerud J., Bondevik S., Gulliksen S., Hufthammer A.K., Høisæter T. (2006)** - Marine ^{14}C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic, *Quaternary Science Review*, 25, 3228-3245.

- Marcoux E., Chauris L., Hallégouët B., Guennoc P., Thiéblemont D., Guerrot C., Cocherie A., Marec A., Marteau P. (2004)** - Notice explicative de la feuille Plouguerneau à 1/50.000, BRGM, Service géologique national, Orléans, 144 p.
- Massey A.C. (2004)** - Holocene relative sea-level changes along the channel coast of South-West England, Thèse de doctorat, Université de Plymouth, 353 p.
- Massey A.C., Taylor G.K. (2007)** - Coastal evolution in South-West England, United Kingdom: An enhanced reconstruction using geophysical surveys, *Marine Geology*, 245, 123-140.
- Massey A.C., Gehrels W.R., Charman D.J., White S.V. (2006a)** - An intertidal foraminifera-based transfer function for reconstructing Holocene sea-level change in southwest England. *Journal of Foraminiferal Research* 36, 3, 215-232.
- Massey A.C., Paul M.A., Gehrels W.R., Charman D.J. (2006b)** - Autocompaction in Holocene coastal back-barrier sediments from south Devon, southwest England, UK. *Marine Geology* 226, 3-4, 225-241.
- Massey A.C., Gehrels W.R., Charman D.J., Milne G.A., Peltier W.R., Lambeck K., Selby K.A. (2008)** – Relative sea-level change and postglacial adjustment along the coast of south Devon, UK. *Journal of Quaternary Science* 23, 5, 415-433.
- Mauz B, Hijma M, Amorosi A, Porat N, Galili, E, Bloemendal J, (2013)** - Aeolian beach ridges and their significance for climate and sea level: Concept and insight from the Levant coast (East Mediterranean), *Earth Science Reviews*, 121, 31-54.
- Mc Farlan E. Jr. (1961)** – Radiocarbon dating of late Quaternary deposits, South Louisiana, Bulletin of The Geological Society of America, 72, 129-158.
- Menier D. (2004)** – Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines: apport de la stratigraphie sismique, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Sud,
- Menier D., Tessier B., Proust J., Baltzer A., Sorrel P., Traini C. (2010)** - The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, 2, 115–128.
- Mermut A.R., Curtin D., & Rostad H.P.W. (1985)** – Micromorphological and submicroscopical features related to pyrite oxidation in an inland marine shale from east central Saskatchewan, *Soil Science Society of America Journal*, 49, 256-261.
- Mettinien A., Jansson H., Alenius T., Haggren G. (2007)** - Late Holocene sea-level changes along the southern coast of Finland, Baltic Sea, *Marine Geology*, 242, 27-38.
- Meur C. (1993)** - Géomorphologie, protection et gestion des dunes de Bretagne septentrionale, éléments de comparaisons avec d'autres régions de la manche occidentale : Cotentin, Devon, Cornwall (R.U), Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 353 p.

- Meurisse M. (2007)** - Enregistrement haute résolution des massifs dunaires Manche, mer du Nord et Atlantique : Le rôle des tempêtes, Thèse de doctorat de l'Université de Lille, 306 p.
- Middleburg J.J, Nieuwenhuize J., Lubberts R.K, Van de Plassche O. (1997)** – Organic Carbon Isotope Systematics of coastal marshes, *Estuarine Coastal and shelf Science*, 45, 681-687.
- Milne, G.A, Mitrovica J.X (1996)** - Postglacial Sea-Level Change on a Rotating Earth: First Results from a Gravitationally Self-Consistent Sea-Level Equation. *Geophysical Journal International*, 126, F1-F8.
- Mitchum R.M., Vail P., Sangree J.B. (1977)** – Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphy Interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences., Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, 26, 117-133.
- Mitrovica J.X. & Peltier W.R. (1991)** - On postglacial geoid subsidence over the equatorial oceans, *Journal of Geophysical Research*, 96, 20053– 20071.
- Mitrovica J.X., Milne G.A. (2002)** - On the origin of ocean siphoning, *Quaternary Science Reviews*, 21, 2179-2190.
- Mitrovica J.X., Milne G.A. (2003)** - On post-glacial sea level: I.General theory, *Geophysical Journal International*, 154, 253-267.
- Mitrovica J.X., Gomez N., Clark P.U. (2009)** - “The Sea-Level Fingerprint of West Antarctic Collapse”, *Science*, 323,753.
- Mix A.C., Bard E., Schneider R. (2001)** - Environmental Processes of the Ice age: Land, Oceans, Glaciers (EPILOG), *Quaternary Science Reviews*, 20, 4,627–657.
- Monnier J.-L. (1979)** – Le Pléistocène de la côte Nord de la Bretagne, essai de synthèse lithostratigraphique et chronostratigraphique, *Bulletin de l'Association de Géologie et de Minéralogie de Bretagne*, 3, 147-156.
- Morhange C. (2001)** – Mobilité littorale de quelques sites portuaires antiques de Méditerranée, HDR, Université d'Aix-Marseille, 188p.
- Morhange C., Bourvier M., Laborel J., Giallanella C., Goiran J.-P., CRimaco L., Vecchi L. (1999)** - New data on Historical Relative Sea Level Movements in Pozzuoli, Phlaegrean Fields, Southern Italy, *Physics and Chemistry of the Earth*, 24, 4, 349-354.
- Morhange C., Blanc F., Schmitt-Mercury S., Bourcier M., Carbonel P., Oberlin C., Prone A., Vivent D., Hesnard A. (2003)** – Stratigraphy of late-Holocene deposits of the ancient harbour of Marseilles, southern France, *The Holocene*, 13, 2, 323-334.
- Morhange C., Marriner N., Laborel J., Todesco M., Oberlin C. (2006)** - Rapid sea-level movements and non-eruptive crustal deformations in the Phlegrean Fields caldera, Italy. *Geology*, 43, 2,93-6.
- Mörner N.-A. (1976)** - Eustasy and geoid changes, *The Journal of Geology*, 84, 123–151.

- Mörner N.-A. (1996)** - Rapid changes in coastal sea level, *Journal of Coastal Research*, 12, 797-800.
- Morzadec-Kerfourn M.-T. (1974)** - *Variation de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux*. Ph.D thesis, University of Rennes 1, 208 p.
- Morzadec-Kerfourn M.-T. (1999)** – Littoraux pléistocènes de l'ouest du Massif armoricain : de la rade de Brest à la Baie d'Audierne, *Quaternaire*, 10, 2-3, 171-179.
- Morzadec-Kerfourn M.-T. & Monnier J.-L. (1982)** - Chronologie relative des cordons littoraux pléistocènes de Bretagne, *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 4, 195-203
- Moura D., Veiga-Pires L., Albardeiro T., Boski T., Rodrigues A.L., Tareco H. (2007)** - Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). *Marine Geology*, 237, 127-142.
- Nakada M., Lambeck K. (1987)** – Glacial rebound and Relative Sea-Level Variations: A new appraisal, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 90, 1, 171-224.
- Nygaard A., Sejrup H.P., Hafliðason H., Cecchi M., Ottesen D. (2004)** - Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 14C ka BP, *Boreas*, 33, 1-17.
- Orford J.D., Wilson P., Wintle AG., Knight J. Braley S. (2000)** - Holocene coastal dune initiation in Northumberland and Norfolk, eastern UK: climate and sea-level changes as possible forcing agents for dune initiation, In: Shennan I., Andrews J. (eds) *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*, Geological Society, London, *Special Publications*, 166, 197-217.
- Paillet Y., Gandois H., Tresset A., dir. (2011)** - Beg ar Loued : un habitat en pierres sèches campaniforme/âge du Bronze ancien. *Programme Archéologique Molénaise*, rapport n° 15, 91 p.
- Patterson R.T., Dalby A.P., Roe H.M., Guilbault J.-P., Hutchinson, I., Clague J.J. (2005)** - Relative utility of foraminifera, diatoms and macrophytes as high resolution indicators of paleo-sea level, *Quaternary Science Reviews*, 24, 2002-2014.
- Paul M.A., Barras B.F. (1998)** - A geotechnical correction for post-depositional sediment compression: examples from the Forth valley, Scotland, *Journal of Quaternary Science*, 13, 2, 171-176.
- Peltier W.R. (1974)** - The impulse response of a Maxwell Earth, *Reviews of Geophysics*, 12, 4, 649–669.
- Peltier W.R. (1976)** - Glacial isostatic adjustment II: the inverse problem. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 46, 669–706.
- Peltier W.R (1998)** - Postglacial Variations in the Level of the Sea: Implications for Climate Dynamics and Solid-Earth Geophysics, *Reviews of Geophysics*, 36, 4, 603-689.
- Peltier W.R. (2004)** - Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 32, 111-149.

- Peltier W.R., Farrell W.E., Clark J.A. (1978)** - Glacial isostasy and sea-level: a global finite element model. In M.N. Toksöz (*ed.*), *Numerical Modelling in Geodynamics, Tectonophysics*, 50, 81-110.
- Peltier W.R., Shennan I., Drummond R., Horton B.P. (2002)** – On the postglacial isostatic adjustment of the British Isles and the shallow viscoelastic structure of the Earth, *Geophysical Journal International*, 148, 443-475.
- Pérez 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, 215 p.
- Perrot J., Arroucau P., Guilbert J., Déverchère J., Mazabraud Y., Rolet J., Mocquet A., Mousseau M., Matias L. (2005)** - Analysis of the Lorient earthquake ($M_w=4.3$) and its aftershocks: implications in the geodynamics of the intraplat Armorican Massif, *Geophysical Journal International*, 162, 935-960.
- Picado A., Lopes C.L., Mendes R., Vaz N., Dias J.M. (2013)** – Storm surge impact in the hydrodynamics of a tidal lagoon: the case of Ria de Aviero, *In: Conley, D.C., Masselink, G., Russell, P.E. and O'Hare, T.J. (eds.), Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England), Journal of Coastal Research, Special Issue No. 65, 796-801, ISSN 0749-0208.*
- Pilcher J.R. (1991)** - Radiocarbon Dating. In: Smart P.L. & Frances P.O. (eds.) *Quaternary Dating Methods - A user's Guide, Quaternary Research Association Technical Guide, 4*, 16-36.
- Pirazzoli P.A. (1996)** - Sea Level Changes: the Last 20,000 Years. Wiley, Chichester, UK, 224 p.
- Pirazzoli P.A. et Pluet J. (1991)** – World atlas of Holocene sea-level changes. Elsevier, Oceanography series 58, Amsterdam, 300 p.
- Pizzuto J.E., Schwendt A.E. (1997)** – Mathematical modelling of autocompaction of a Holocene transgressive valley fill deposit, Wolfe Glade, Delaware, *Geology*, 25, 57-60.
- Plets R., Dix J., Bastos A., Best A. (2007)** -Characterization of Buried Inundated Peat on Seismic (Chirp) Data, Inferred from Core Information, *Archaeological Prospection*, 14, 261-272.
- Pontee N., Tastet J.P., Masse L. (1998)** – Morphosedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, S.W. France, *Oceanologica Acta*, 21, 2, 243-261.
- Posamentier H.W., Vail P.R. (1988)** - Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models, *In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Special Publication, 125– 154.
- Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R. (1988)** - Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross

- and J. C. Van Wagoner, (Eds.), *Sea Level Changes - An Integrated Approach*, Special Publication, vol. 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Special publication, 110–124.
- Price F. T., Casagrande D. J. (1991)** - Sulfur distribution and isotopic composition in peats from the Okefenokee Swamp, Georgia and the Everglades, Florida, *International Journal of Coal Geology*, 17, 1–20.
- Rabineau M., Berné S., Olivet J.-L., Aslanian D., Guillocheau F., Joseph P. (2006)** - Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 years), *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 119–137.
- Redfield A.C., Rubin M. (1962)** – The age of salt marsh peat and its relation to recent change in sea level at Barnstable Massachusetts. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the U.S.A* 48, 1728-1735.
- Regnaud H., Jennings S., Delaney C., Lemasson L. (1996)** - Holocene sea level variations and geomorphological response: an exemple in Northern Brittany. *Quaternary Science Reviews*, 15, 781-787.
- Reimer P. J., Baillie M. G. L., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Bronk Ramsey C., Buck C. E., Burr G. S., Edwards R. L., Friedrich M., Grootes P. M., Guilderson T. P., Hajdas I., Heaton T. J., Hogg A. G., Hughen K. A., Kaiser K. F., Kromer B., McCormac F. G., Manning S. W., Reimer R. W., Richards D. A., Southon J. R., Talamo S., Turney C. S. M., Van der Plicht J., Weyhenmeyer C. E. (2009)** – Intcal09 and marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal B.P., *Radiocarbon* 51, 1111-1150.
- Rolet J., Gresselin F., Jegouzo P., Ledru P., Wyns R., (1994)** - Intracontinental Hercynian events in the Armorican Massif. In: Keppie JD (ed.) *Pre-Mezozoic geology of France and related areas*, Springer, Berlin, 195-219.
- Rona P.A. (1995)** – Tectono eustasy and Phanerozoic sea-levels, *Journal Coastal Research*, Special issue 17, Holocene cycles: climate, sea levels, and sedimentation, 269-277.
- Roy P.S., Cowell P.J., Ferland M.A., Thom B.G. (1994)** - Wave-dominated coasts. In: R. W. G. Carter and C. D. Woodroffe (Eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*, University Press, Cambridge, 121-185.
- Roychoudhury A.N., Kostka J.E., Cappellen P. Van. (2003)** - Pyritization: a palaeoenvironmental and redox proxy reevaluated, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56, 1-11.
- Scott D.B., Medioli F.S. (1978)** - Vertical zonations of marsh foraminifera indicators of former sea levels, *Nature*, 272, 528-531.

- 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 Special Publication*, 17, 57 p.
- Scourse J.D. (1991)** - Late Pleistocene stratigraphy and palaeobotany of the Isles of Scilly, *Philosophical Transactions: Biological Sciences*, 334, 1271, 405-448.
- Scourse J.D., Austin W.E.N., Bateman R.M., Catt J.A., Evans C.D.R., Robinson J.E., Young J.R. (1990)** - Sedimentology and micropalaeontology of glaciomarine sediments from the Central and South western Celtic Sea. In Dowdeswell J.A., Scourse J.D. (Eds.): *Glaciomarine Environments: Processes and Sediments. Geological Society Special Publication* 53, 329-347.
- Shackleton N.J. (2000)** - The 100,000-year Ice-Age cycle found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity, *Science*, 289, 1897-1902.
- Sharma P., Gardner L.R., Moore W.S., Bollinger M.S. (1987)** – Sedimentation and bioturbation in a salt-marsh as revealed 210Pb, 137Cs, 7Be studies, *Limnology and oceanography*, 32, 2, 313-326.
- Shellmann G., Radtke U. (2010)** - Timing and magnitude of Holocene sea-level changes along the middle and south Patagonian Atlantic coast derived from beach ridge systems, littoral terraces and valley-mouth terraces, *Earth Science Reviews*, 103, 1-30.
- Shennan I. (1982)** - Interpretation of the Flandrian sea-level data from the Fenland, England, *Proceeding of the Geologists' Association* 93, 53-63.
- Shennan I. (1986)** - Flandrian sea-level changes in the Fenland, II: tendencies of sea-level movement, altitudinal changes, and local and regional factors, *Journal of Quaternary Science* 1-2, 155-179.
- Shennan I. (1992)** - Late Quaternary sea-level changes and crustal movements in Eastern England and Eastern Scotland: an assessment of models of coastal evolution, *Quaternary International* 15/16: 161–173.
- Shennan I., Horton B. (2002)** - Holocene land- and sea-level changes in Great Britain, *Journal of Quaternary Science*, 17, 5-6, 511-526.
- Shennan I., Woodroffe S. (2003)** - Holocene sea level changes around Loch Duich and Loch Alsh, Northwest Highlands, In: *The Quaternary of Glen Affric and Kintail*, R.M, Tipping Quaternary Research Association, 123-124.
- Shennan I., Tooley M.J., Davies M.J., Haggart B.A. (1983)** - Analysis and interpretation of Holocene sea-level data, *Nature*, 302, 404– 406.
- Shennan I., Innes J.B., Long A.J., Zong Y. (1995)** - Holocene relative sea-level changes and coastal vegetation history at Kentra Moss, Argyll, northwest Scotland, *Marine Geology*, 24, 43-59.

- Shennan I., Long A.J., Rutherford M.M., Green F.M., Innes J.B., Lloyd J.M., Zong Y., Walker K. (1996)** - Tidal marsh stratigraphy, sea-level change and large earthquakes, 1; a 5000 year record in Washington, U.S.A, *Quaternary Science Reviews*, **15**, 1-37.
- Shennan I., Lambeck K., Horton B., Innes J., Lloyd J., McArthur J., Purcell T., Rutherford M. (2000)** - Late Devensian and Holocene records of relative sea-level changes in northwest Scotland and their implications for glacio-hydro-isostatic modelling, *Quaternary Science Reviews*, **19**, 1103–1135.
- Shennan I., Hamilton S. L., Hillier C., Woodroffe S. (2005)** - A 16 000-year record of near-field relative sea-level changes, northwest Scotland, United Kingdom, *Quaternary International*, **133-134**, 95-106.
- Shennan I., Bradley S., Milne G., Brooks A., Bassett S., Hamilton S. (2006)** - Relative sea-level changes, glacial isostatic modelling and ice-sheet reconstructions from the British Isles since the Last Glacial Maximum, *Journal of Quaternary Science*, **21**, 6, 585-599.
- Shennan I., Milne G., Bradley S. (2012)** - Late Holocene vertical land motion and relative sea-level changes: lessons from the British Isles, *Journal of Quaternary Science*, **27**, 1, 64-70.
- Shepard F.P. (1961)** - Sea level rise during the past 20,000 years, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. 3, 30-35.
- Siddall M., Rohling E.J., Almogi-Labin A., Hemleben C., Meischner D., Schmelzer I., Smeed D.A. (2003)** - Sea-level fluctuations during the last glacial cycle, *Nature*, **423**, 853-858.
- Sorrel P., Tessier B., Demory F., Baltzer A., Bouaouina F., Proust J., 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, *Continental Shelf Research*, **30**, 1250–1266.
- Spada, G. & Stocchi, P. (2007)** - SELEN: a Fortran 90 program for solving the “Sea Level Equation”, *Computing And Geosciences*, **33**, 4, 538-562.
- Spada G., Melini D., Galassei G, Colleoni F. (2012)** - Modeling sea-level changes and geodetic variations by glacial isostasy: the improved SELEN code, arXiv:1212.5061v1.
- Sparfel L. (2005)** – Progression de la Spartine (*Spartina alterniflora* Loisel en rade de Brest (Finistère) entre 1952 et 2004 : de la mesure à la réponse gestionnaire, *Noréis*, **193**, 109-123.
- Sparfel Y. (2001)** – Prospection et inventaire des mégalithes, tumulus, cairns et tertres dans l'ouest du Léon (Finistère - Bretagne), *Monographie non-publiée*, Université de Haute-Bretagne, Rennes, 70p. + 273p.
- Stammer D., Cazenave A., Ponte R., Tamisiea M. (2013)** - Contemporary regional sea level changes, *Annual Review Marine Sciences*, **5**, 21–46.

- Steffensen J. P., Andersen K. K., Bigler M., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M., Johnsen S. J., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Popp T., Rasmussen S. O., Rothlisberger R., Ruth U., Stauffer B., Siggaard-Andersen M.-L., Sveinbjornsdottir A. E., Svensson A., White J. W. C. (2008)** - High-resolution Greenland Ice Core data show abrupt climate change happens in few years, *Science*, 321, 680-684.
- Stéphan P. (2008)** - Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamique passée, présente et prévisible, Thèse de doctorat nouveau régime, Université de Bretagne Occidentale, 558p.
- Stéphan P. (2011)** - Colmatage sédimentaire des marais maritimes et variations relatives du niveau marin au cours des 6000 dernières années en rade de Brest (Finistère), *Noröis*, 220, 9-37.
- Stéphan P., Goslin J., Pailler Y., Manceau R., Van Vliet-Lanoë B., Hénaff A., Delacourt C. (2014)** - Holocene salt-marsh sedimentary infillings and relative sea-level changes in West Brittany (France) based on foraminifera transfer functions, *Boreas*, DOI 10.1111/bor.12092
- Stoops G. (2003)** – Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections, *Soils Science Society of America*, Madison, Wisconsin, 184p.
- Stoops G, Marcelino V. & Mees F. (ed.) (2010)** – Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths, Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 720p.
- Streif H. (1972)** – The results of stratigraphical and facial investigations in the coastal Holocene of Woltzeten/Ostfriesland, Germany, *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar*, 94, 281-299.
- Stuiver M. & Braziunas T.F. (1993)** - Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10000 BC. *Radiocarbon*, 35, 1, 137-91.
- Suarez S., Dehouck A., Stephan P. (2008)** – Incertitude de la mesure de terrain en géomorphologie littorale. Approche statistique et quantification des marges d'erreur, *Société d'Écologie Humaine*, 127-139.
- Suarez S., Cariolet J.M., Fichaut F. (2010)** - Monitoring of recent morphological changes of the dune of Vougot beach (Brittany, France) using differential GPS, *Shore & Beach*, 78, 1, 37-47.
- Suess M. (1888)** - *La Face de la Terre* (Das Anlitz der Erde), vol.II Die Meere der Erde, Vienne.
- Suggate R. P. (1968)** - Post-glacial sea-level rise in the Christchurch metropolitan area, New Zealand. *Geologie en Mijnbouw*, 47, 291-297.
- Swift J. H. (1986)** - The Arctic waters. In: Hurdle B.G. (Ed.), *The Nordic Seas*, Springer, New York, 129-153.
- Swindels G.T. et al. (2013)** - Centennial-scale climate change in Ireland during the Holocene, *Earth-Science Reviews*, 126, 300-320.
- Tarasov L. & Peltier W.R (2002)** - Greenland glacial history and local geodynamic consequences, *Geophysical Journal International*, 150, 198-229.

- Tastet J.-P., Pontee N.I. (1998)** - Morpho-chronology of coastal dunes in Medoc. A new interpretation of Holocene dunes in Southwestern France, *Geomorphology*, 25, 1-2, 93-109.
- Ters M. (1973)** - Les variations du niveau marin depuis 10000 ans le long du littoral atlantique français. In *Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie et environnement*. CNRS, Paris, 114-135.
- Ters M. (1986)** - Variations in Holocene sea level on the French Atlantic coast and their climatic significance. In Rampino M.R., Sanders J.E, Newman W.S, Königsson L.K. (Eds.): *Climate: History, Periodicity and Predictability*. Van Nostrand Reinhold, New York, 204-237.
- Tessier B., Billeud I., Lesueur P. (2010)** - Stratigraphic organisation of a composite macrotidal wedge: the Holocene sedimentary infilling of the Mont-Saint-Michel Bay (NW France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, 2, 99-113.
- Tessier B., Billeud I., Sorrel P., Delsinne N., Lesueur P. (2012)** - Infilling stratigraphy of macrotidal tide-dominated estuaries. Controlling mechanisms: Sea-level fluctuations, bedrock morphology, sediment supply and climate changes (The examples of the Seine estuary and the Mont-Saint-Michel Bay, English Channel, NW France), *Sedimentary Geology*, 279, 62-73.
- Tisdall E.W., McCulloch R.D., Sanderson D.C.W, Simpson I.A., Woodward N.L. (2013)** - Living with sand: A record of landscape change and storminess during the Bronze and Iron Ages Orkney, Scotland, *Quaternary International*, 308-309, 205-215.
- Tooley M. J. (1982)** - Sea-level changes in northern England. *Proceedings of the Geologist's Association*, 93, 43-51.
- Törnqvist T.E. (1993)** - Fluvial sedimentary geology and chronology of the Holocene Rhine-Meuse delta, the Netherlands, Thèse de doctorat, Université d'Utrecht, 169 p.
- Törnqvist T.E., Hijma M.P. (2012)** - Links between early Holocene ice-sheet decay, sea-level rise and abrupt climate change. *Nature Geoscience*, 5, 601-606.
- Törnqvist T.E., De Jong A.F.M., Oosterbaan A., Van der Borg K. (1992)** - Accurate dating of organic deposits by AMS ^{14}C measurement of macrofossils, *Radiocarbon*, 34, 3, 566-577.
- Törnqvist T.E., Van Ree M.H.M., Van't Veer R., VanGeel B. (1998)** - Improving methodology for high-resolution reconstruction of sea-level rise and neotectonics by paleoecological analysis and AMS ^{14}C dating of basal peats. *Quaternary Research* 4, *Marine Geology* 9, 72-85.
- Törnqvist T.E., Bick S.J., González J.L., Van der Borg K., De Jong A.F.M. (2004a)** - Tracking the sea-level signature of the 8.2 ka cooling event: new constraints from the Mississippi delta, *Geophysical research Letters*, 31, L23309.
- Törnqvist T.E., Gonzales J.L., Newsom L.A., Van der Borg K., De Jong A.F.M., Kurnik C.W. (2004b)** - Deciphering Holocene sea-level history on the U.S. Gulf Coast: A high-resolution record from the Mississippi Delta. *Geological Society of America Bulletin* 116, 7-8, 1026-1039.

- Törnqvist T.E., Bick S.J., Van der Borg K., De Jong A.F.M. (2006)** - How stable is the Mississippi Delta? *Geology* 34, 697–700.
- Törnqvist T.E., Wallace D.J., Storms J.E.A., Wallinga J., Van Dal R.L., Blaauw M., Derksen M.S., Klerks C.J.W., Meijneken C., Snijders E.M.A. (2008)** - Mississippi Delta subsidence primarily caused by compaction of Holocene strata. *Nature Geoscience*, 1, 173–176.
- 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), *Marine Geology*, 337, 140-155.
- Tushingham M.A. et Peltier W.R. (1991)** - ICE-3G A new global model of late Pleistocene deglaciation based on geophysical predictions of post-glacial relative sea-level change, *Journal of Geophysical Research*, 96 : 4497-4523.
- Uheara K., Scourse J.D., Horsburgh K.J., Lambeck K., Purcell A.P. (2006)** - Tidal evolution of the northwest European shelf seas from the Last Glacial Maximum to the present, *Journal of Geophysical Research*, 11, Issue C9.
- Vail P., Mitchum R.M., Thomson I. (1977)** – Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level, *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, 26, 83-97.
- Van Asselen S., Stouthamer E., Van Asch T.W.J. (2009)** – Effects of peat compaction on delta evolution: A review on processes, responses, measuring and modeling, *Earth Science Reviews*, 92, 35-51.
- Van de Plassche O. (1982)** - Significance of a new basal peat date for the trend of Holocene mean sea level rise in The Netherlands. *Geologie en Mijnbouw* 61, 397-399.
- Van de Plassche O. (1986)** - *Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data*. Geobooks, Norwich, 617 p.
- Van de Plassche O. (1991)** - Coastal submergence of the Netherlands, NW Brittany (France), Delmarva Peninsula (VA, USA) and Connecticut (USA) during the last 5500 to 7500 sidereal years. In Sabadini R. (Ed.): *Glacial Isostasy, Sea Level and Mantle Rheology*. Kluwer, Dordrecht, 285-300.
- Van de Plassche O. (1995)** - Evolution of the intra-coastal tidal range in the Rhine – Meuse delta and Flevo Lagoon, 5700 – 3000 yrs cal B.C. *Marine Geology* 124, 113-128.
- Van de Plassche O., Roep TH.B. (1989)** - Sea-level changes in the Netherlands during the last 6500 years: basal peats vs. coastal barrier data, In: D.B. Scott, P.A. Pirazolli and C.A. Honig (Eds.) : *Late Quaternary Sea-level Correlation and Applications*, Kluwer, Dordrecht, 41-56.
- Van de Plassche O., Bohnck S.J.P., Makaske B. et Van der Plicht J. (2005)** - Water-level changes in the Flevo area, central Netherlands (5300-1500 BC): implications for relative mean sea-level rise in the Western Netherlands, *Quaternary International*, 133-134, 77-93.

- Van Geel B., Buurman J., Waterbolk H.T. (1996)** - Archeological and paleoecological indications for an abrupt climate change in The Netherlands and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science* 11, 451-460.
- Van Vliet-Lanoë B. (1988)** - Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages, Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris I, 854 p.
- Van Vliet-Lanoë B., Bonnet S., Hallégouët B., Laurent M. (1997)** - Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian massifs: régional stress field with glacio-isostatic influence ?, *Journal of Geodynamics*, 24, 213-239.
- Van Vliet-Lanoë B., Laurent M., Bahain J.L., Balescu S., Falgueres C., Field M., Hallegouët B., Keen D.H. (2000)** - Middle Pleistocene raised beach anomalies in the English Channel: regional and global stratigraphic implications, *Journal of Geodynamics*, 29, 1-2, 15-41.
- Van Vliet-Lanoë B., Vandenberghe N., Laignel B., Laurent M., Lauriat-Rage A., Louwye S., Mansy J.L., Meilliez F., Mercier D., Hallegouët B., Laquement F., Michel Y., Moguedet G. (2002)** - Paleogeographic evolution of the Western Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas*, 24, 3, 511-541.
- Van Vliet Lanoë B., Goslin J., Hallégouët B., Hénaff A., Delacourt C., Fernane A., Franzetti M., Le Cornec E., Le Roy P., Penaud A. (2014a)** - Middle to late holocene storminess in Brittany (NW France). Part I: Morphological impact and stratigraphical record, *The Holocene*, 24, 4, 413-433.
- Van Vliet Lanoë B., Penaud A., Hénaff A., Delacourt C., Fernane A., Goslin J., Hallegouët B., Le Cornec E. (2014b)** - Middle to late holocene storminess in Brittany (NW France). Part II: The chronology of events and climate forcing, *The Holocene*, 24, 4, 434-453.
- Van Zeist W. (1963)** – Recherches palynologiques en Bretagne Occidentale, *Norvis*, 37, 5-19.
- Vanney J.-R. (1984)** - La France sous-marine. Problèmes et provinces géomorphologiques des marges continentales, in: *Annales de Géographie*, 93, 516, 131-141.
- Vella C. et Provansal M. (2000)** - Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yrs on the southern eastern Rhône delta, France, *Marine Geology*, 170, 27-39.
- Vink A., Steffen H., Reinhardt L., Kaufmann G. (2007)** - Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea). *Quaternary Science Reviews* 26, 3249-3275.
- Visset L., Bernard J. (2006)** - Évolution du littoral et du paysage, de la presqu'île de Rhuys à la rivière d'Étel (Massif armoricain – France), du Néolithique au Moyen Âge, *ArchéoSciences*, 30, 2-19.
- Waelbroeck C., Labeyrie L.D., Michel E., Duplessy J.-C., McManus J., Lambeck K., Balbon E. et Labracherie M. (2002)** - Sea level and deep water changes derived from benthic Foraminifera isotopic record, *Quaternary Science Review* 21, 1-3, 295-305.

- Walcott R.I. (1972)** - Past sea levels, eustasy and deformation of the Earth, *Quaternary Research*, 2, 1-14.
- Waller M.P. (1998)** - An Investigation into the Palynological Properties of Fen Peat through Multiple Pollen Profiles from South-Eastern England, *Journal of Archeological Science*, 25, 7, 631-642.
- Wang Y., Frank Bohlen W., O'Donnell J. (2000)** - Storm enhanced bottom shear stress and associated sediment Entrainment in a moderate energetic estuary, *Journal of Oceanography*, 56, 311-317.
- Whitehouse P.L., Bentley M.J., Le Brocq A.M. (2012a)** - A deglacial model for Antarctica: geological constraints and glaciological modelling as a basis for a new model of Antarctic glacial isostatic adjustment. *Quaternary Science Reviews*, 16, 1-24.
- Whitehouse P.L., Bentley M.J., Milne G.A, King M.A., Thomas I.D. (2012b)** – A new glacial isostatic adjustment model for Antarctica: calibrated and tested using observations of relative sea-level change and present uplift rates, *Geophysical Journal International*, 190, 3, 1464-1482.
- Wilson G.P., Lamb A.L., Leng M.J., Gonzales S., Huddart D. (2005)** - Variability of organic d13C and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies. *Estuarine Coastal Shelf Science* 64, 685-698.
- Witter R. C., Kelsey H. M. et Hemphill-Haley (2003)** - Great Cascadia earthquakes and tsunamis of the past 6700 years, Coquille River estuary, south coastal Oregon, *Geological Society of America Bulletin*, 115, 1289-1306.
- Wolaver T.G., Hutchinson S., Marozas M. (1986)** – Dissolved and Particulate organic carbon in the North Inlet Estuary, North Carolina: What controls their concentrations, *Estuaries*, 9, 1, 31-38.
- Woodroffe S.A., Horton B.P. (2005)** - Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 29-43.
- Woodroffe S.A., Horton B.P., Larcomben P.E. et Whittaker, J.E. (2005)** - Intertidal mangrove foraminifera from the central Great Barrier Reef shelf, Australia: Implications for sea-level reconstruction. *Journal of Foraminiferal Research*, 35, 259-270.
- Woodworth P., Shaw S., Blackman D. (1991)** - Secular trends in mean tidal range around the British Isles and along the adjacent European coastline, *Geophysical Journal International*, 104, 3, 593-609.
- Wyns, R. (1991)** - Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléo-surfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, 11-42.
- Yu S.Y, Törnqvist T.E., Hu P. (2012)** - Quantifying Holocene lithospheric subsidence rates underneath the Mississippi Delta, *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332, 21-30.
- Yu S.Y., Berglund B.E., Sandgren P., Lambeck K. (2007)** - Evidence for a rapid sea-level rise 7600 yr ago, *Geology*, 35, 10, 891-894.

Zong, Y. et Horton, B. (1999) - Diatom-based tidal level transfer function and its applications to palaeo-sea-level reconstruction. *Journal of Quaternary Science*, 14, 2, 153-167.

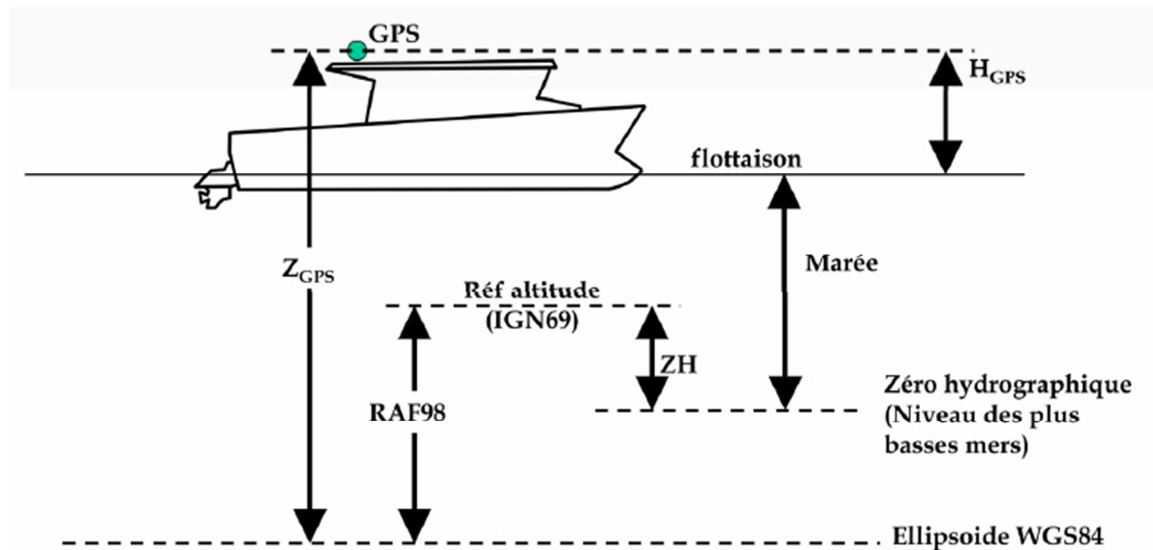
Zong Y., Shennan I., Combellick R.A., Hamilton S.L. et Rutherford M.M. (2003) - Microfossil evidence for land movements associated with the AD 1964 Alaska earthquake. *The Holocene*, 13, 1, 7-20.

ANNEXE 1 : Principe de correction de la marée sur les données bathymétriques obtenues par l'Haliotis

Les données d'altitude obtenues par le GPS de l'Haliotis sont calculées par rapport à l'ellipsoïde de référence WGS84. La correction de la marée à partir de ces données nécessite de connaître : (i) la différence altitudinale entre le GPS et l'ellipsoïde de référence (Z_{WGS84}), (ii) la hauteur du GPS par rapport à la ligne de flottaison du navire (H_{GPS} , 0,23m pour l'Haliotis), (iii) le niveau du zéro hydrographique de la zone d'étude par rapport au WGS84 (ZH_{WGS84}) et (iv) le niveau du zéro hydrographique par rapport à l'ellipsoïde de référence français (ZH_{IGN69}). Le calcul de la bathymétrie corrigée des effets de marée peut ainsi s'exprimer de la façon suivante :

$$MAREE = Z_{WGS84} - H_{GPS} - C + ZH_{IGN69}$$

Les valeurs de ZH_{WGS84} et de ZH_{IGN69} ont été obtenues, pour chacun des sites d'études, à partir du référentiel altimétrique maritime produit par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) pour les côtes françaises (téléchargeable sur le site www.shom.fr)



- Valeurs utilisées pour la correction des levés effectués dans le secteur de Plouguerneau-Guissény :

Port de référence : L'Aber Wrac'h

$ZH_{WGS84} = 57,540 \text{ m}$ / $ZH_{IGN69} = -4,066 \text{ m}$

- Valeurs pour la correction des levés effectués dans le secteur le secteur de Kermor-Tudy :

Port de référence : Loctudy

$ZH_{WGS84} = 10,715 \text{ m}$ / $ZH_{IGN69} = -2,498 \text{ m}$

ANNEXE 2 : Données de Massey *et al.* (2008)

Index no.	Localisatio	Sondage	14C Lab code	Age B.P. conv.	Age B.P. cal. min.	Age B.P. cal. médi	Age B.P. cal. max.	RSL (en m/PMWEact.)	Incertitude (en m)	Basal/Intercalé	Source
DEVON											
52	Banham Sands	BA-97-1	CAMS-75518	7600 ±40	8424	8390	8349	-14,557	0,35	B	Massey <i>et al.</i> (2008)
53	Banham Sands	BA-97-2	CAMS-75519	7120 ±30	8005	7885	7865	-12,977	0,35	B	Massey <i>et al.</i> (2008)
54	North Sands	NS-97-1	AA-38822	7119 ±30	8108	7885	7791	-12,85	0,35	B	Massey <i>et al.</i> (2008)
55	North Sands	NS-97-2	AA-38823	7408 ±59	8355	8183	8038	-15,191	0,35	B	Massey <i>et al.</i> (2008)
56	North Sands	NS-97-2	AA-38824	7359 ±59	8333	8172	8014	-14,441	0,35	I	Massey <i>et al.</i> (2008)
57	North Sands	NS-97-4	AA-38836	4129 ±59	4833	4615	4443	-2,946	0,35	B	Massey <i>et al.</i> (2008)
58	Slapton Sands	SS-99-1	CAMS-72401	7980 ±50	9011	8868	8613	-17,314	0,35	B	Massey <i>et al.</i> (2008)
59	Slapton Sands	SS-99-1	CAMS-72402	7500 ±40	8387	8341	8183	-17,314	0,35	B	Massey <i>et al.</i> (2008)
60	Slapton Sands	SS-99-2	CAMS-75531	7370 ±40	8325	8175	8036	-14,78	0,35	B	Massey <i>et al.</i> (2008)
61	Blackpool Sands	BS-97-2	CAMS-75525	4940 ±40	5834	5655	5595	-8,187	0,35	B	Massey <i>et al.</i> (2008)
62	Blackpool Sands	BS-97-2	CAMS-75526	4420 ±39	5278	5017	4866	-7,359	0,35	I	Massey <i>et al.</i> (2008)
63	Blackpool Sands	BS-97-3	CAMS-75527	5880 ±40	6795	6700	6571	-5,768	0,35	B	Massey <i>et al.</i> (2008)
64	Blackpool Sands	BS-97-3	CAMS-75528	5850 ±39	6776	6712	6549	-8,147	0,35	I	Massey <i>et al.</i> (2008)
65	Blackpool Sands	BS-97-3	CAMS-75529	4420 ±40	5278	5017	4866	-5,352	0,35	I	Massey <i>et al.</i> (2008)
66	Blackpool Sands	BS-97-3	CAMS-75530	4020 ±39	4775	4471	4412	-5,179	0,35	I	Massey <i>et al.</i> (2008)
67	Beesands	-	SRRL64	4302 ±45	5034	-4870	4729	-5,99	0,73	I	Massey <i>et al.</i> (2008)
68	Beesands	-	SRRL65	4767 ±45	5594	-5512	5328	7,09	0,29	I	Massey <i>et al.</i> (2008)

Tableau 2 – Données de niveau marin obtenues dans le SO de l'Angleterre (Devon) (Massey *et al.*, 2008).

Table 2 – RSL data obtained in South-western UK (Devon) (Massey *et al.*, 2008).

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Fig.I.1.1 – Courbes « eustatiques » produites au cours des années 1960.....	15
Fig.I.1.2 – Zones de Clark <i>et al.</i> (1978) et évolution du niveau marin relatif caractéristique de chacune de ces zones.....	16
Fig.I.2.1 – Ensemble des facteurs influençant l'évolution du niveau marin relatif depuis l'échelle globale jusqu'à l'échelle locale.....	18
Fig.I.2.2 – Echelles de temps et ordre de grandeur des différents facteurs responsables de variations du niveau marin relatif	19
Fig.I.2.3 - Variations du niveau marin à l'échelle du globe (A) durant le Quaternaire, (B) durant les 200000 dernières années.....	21
Fig.I.2.4 – Schéma d'extension des Inlandsis dans l'hémisphère Nord à l'époque du dernier maximum Glaciaire.....	22
Fig.I.2.5.A - Schéma de l'extension des calottes européennes au dernier maximum glaciaire.....	23
Fig.I.2.5.B - Limite maximum de l'extension des calottes britanniques et fennoscandiennes au dernier maximum glaciaire	23
Fig.I.2.6 – Courbes du niveau marin « eustatique » holocène obtenues à partir de récifs coralliens de secteurs éloignés de centres de glaciations (Tahiti, Barbades et Nouvelle-Guinée).....	25
Fig.I.2.7 – Evolution des contributions relatives des apports d'eau issus de la fonte des grands inlandsis à la remontée eustatique du niveau marin Holocène.....	28
Fig.I.2.8 – Schéma des étapes successives du processus glacio-isostatique : ajout de masse sur la lithosphère et redistribution de matériel dans le manteau.....	30
Fig.I.2.9 - Schéma montrant les mouvements verticaux holocènes des zones (A) englacées au LGM, (B) situées en périphérie des calottes et (C) des zones en « champ lointain », et les évolutions typiques du niveau marin relatif associées.....	31
Fig.I.2.10 – Schéma décrivant le processus d' « Ocean syphoning » : redistribution des masses d'eau depuis les zones équatoriales vers les zones de <i>forebulge</i> suite au dégonflement de ces derniers.....	32
Fig.I.2.11 – Schéma décrivant le processus de « <i>Continental levering</i> » : baisse du niveau marin dans les zones équatoriales du fait de l'appel d'eau causé par le dégonflement du bourrelet pro-glaciaire, exhaussement des continents sous l'effet de la charge de l'ajout d'eau sur la plate-forme continentale	33
Fig.II.1.1 - Illustration du concept d'espace d'accommodation.....	38
Fig.II.1.2 - Illustration des relations entre espace d'accommodation et apports sédimentaires, évolution du niveau marin et déplacement du trait de côte dans les zones côtières.....	39
Fig.II.1.3 – Schéma de l'organisation des « cortèges de dépôts » utilisé en stratigraphie séquentielle.....	40

Fig.II.1.4 - Exemple de la transposition des principes de la stratigraphie séquentielle à l'échelle d'une séquence sédimentaire holocène littorale.....	41
Fig.II.1.5 – Différents types de dépôts et formes sédimentaires couramment rencontrés dans les séquences holocènes littorales.....	43
Fig.II.1.6 – Affleurement tourbeux en bas de plage à Porsmilin en mai 2011 (Finistère, France)	45
Fig.II.2.1- Représentation schématique des concepts d' <i>Indicative Meaning</i> et d' <i>Indicative Range</i>	48
Fig.II.2.2- Etapes méthodologiques de reconstitution du niveau marin passé à partir d'un carottage dans une séquence sédimentaire holocène littorale.	49
Fig.II.2.3 – Illustration d'une reconstitution fictive de l'évolution du niveau marin relatif à partir de tourbes de base.	52
Fig.II.2.4 - Illustration de l'utilisation des contacts transgressifs pour la reconstitution des niveaux marins passés.	53
Fig.II.2.5 - Exemple de répartition altitudinale actuelle des principales espèces de foraminifères en surface de marais maritimes de la rade de Brest (Finistère, France)	55
Fig.II.2.6 – Macro-restes de <i>Phragmites australis</i>	58
Fig.II.2.7 – Valeurs caractéristiques des rapports $\delta^{13}\text{C}$ et C/N pour les apports en matière organiques en domaine côtier	60
Fig.II.2.8 – Comparaison de la précision des <i>Indicative Meanings</i> et des <i>Indicative Ranges</i> obtenus par Kemp <i>et al.</i> (2010) par l'utilisation des foraminifères (rectangles blancs) et de ceux obtenus par utilisation du $\delta^{13}\text{C}$ seul (rectangles gris) sur la côte Est des Etats-unis	61
Fig.II.2.9 - Répartition altitudinale des groupes écologiques déterminés par Engelhart <i>et al.</i> (2013) par l'étude des foraminifères et par l'utilisation couplée des indicateurs géochimiques ($\delta^{13}\text{C}$, C/N, TOC, TN)	63
Fig.II.2.10 – (A) Framboïde de pyrite observé au microscope à balayage (B) Pyrite observée en lame mince durant cette étude	64
Fig.II.2.11- Illustration des conditions idéales de salinité et d'apport en éléments chimiques ayant permis la formation maximale de pyrite dans le Nord-Ouest de l'Allemagne durant l'Holocène	65
Fig.II.2.12 - Représentation schématique de l'effet de la compaction des séquences sédimentaires sur l'altitude des dépôts	68
Fig.II.2.13 – Illustration des effets de la compaction sur l'altitude des SLIPs obtenus à partir d'une séquence sédimentaire et des possibles erreurs induites par ce phénomène dans les reconstitutions du niveau marin relatif.	70
Fig.II.2.14- Pénétration des racines actuelles dans le sol du marais maritime de Tressény (Finistère, France)	73
Fig.III.1.1 – Enregistrements du niveau marin relatif le long de la côte Est de l'Angleterre illustrant les différences de réajustements isostatiques entre le Nord et le Sud de l'Angleterre	76
Fig.III.1.2- Limites d'extension maximale de la calotte BIIS et dates à laquelle elles ont été atteintes.....	77
Fig.III.1.3 – Gradient isostatique Sud-Ouest/Nord-Est dans le Nord de l'Europe, en réponse au dégonflement du bourrelet pro-glaciaire de la calotte fennoscandienne	78

Fig.II.2.1- Evolution du niveau marin relatif dans le Sud-Ouest de l'Angleterre et prédiction des modèles de réajustement isostatique	80
Fig.III.2.2 - Vitesses de mouvement vertical relatif (en mm.an ⁻¹) au Royaume-Uni depuis 1000 B.P jusqu'à nos jours.....	80
Fig.III.2.3 - Courbes du niveau marin relatif obtenu dans le Finistère par Morzadec-Kerfourn (1974) et Stéphane (2008,2011).	81
Fig.III.2.4 - Reconstitution du niveau marin relatif holocène obtenu par Leorri <i>et al.</i> (2012) dans trois estuaires espagnols du Sud du golfe de Gascogne et prédictions des modèles de réajustement pour le secteur.83	
Fig.III.2.5 - Gradient isostatique Nord-Sud issu des modélisations menées par Leorri et al. (2012) en Bretagne, dans le Sud du golfe de Gascogne et dans le Sud du Portugal.	84
Fig.IV.1.1 - Carte géologique simplifiée du Massif Armoricaïn	85
Fig.IV.1.2 - Basculement Nord-Sud de la péninsule bretonne durant le tertiaire, en lien avec l'orogénèse alpine, et conséquences morphologiques associées	86
Fig.IV.1.3 - Interprétation morpho-tectonique de la Manche, montrant les principales zones de fracturation	87
Fig.IV.1.4 - Grands traits structuraux du massif Armoricaïn	88
Fig.IV.2.1 - Carte de localisation du secteur de Guissény.....	91
Fig.IV.2.2 - Carte géologique simplifiée du secteur de Guissény	91
Fig.IV.2.3 - Image LIDAR du site de Guissény-Tressény.	92
Fig.IV.2.3 - Image LIDAR du site de Guissény-Le Curnic.	93
Fig.IV.2.5 - Carte de localisation du secteur de Plouguerneau.	94
Fig.IV.2.6 - Carte géologique simplifiée de Plouguerneau (d'après la carte géologique au 1:50000 du BRGM) 94	
Fig.IV.2.3 - Image LIDAR du site de Plouguerneau.	95
Fig.IV.2.8 - Carte de localisation du secteur de Tariec.	96
Fig.IV.2.3 - Image LIDAR du site de Tariec.	97
Fig.IV.2.10- Carte géologique simplifiée du secteur de Tariec	97
Fig.IV.2.11 - Carte de localisation du secteur du Conquet.....	99
Fig.IV.2.13 - Image LIDAR du site du Conquet	100
Fig.IV.2.12 - Carte géologique simplifiée du secteur du Conquet	100
Fig.IV.2.14 - Carte de localisation du secteur Porsmilin.	101
Fig.IV.2.15 - Carte géologique simplifiée du secteur du Porsmilin	102
Fig.IV.2.16 - Image LIDAR du site du Porsmilin	102
Fig.IV.2.17 - Carte de localisation du secteur Treffiagat.	104
Fig.IV.2.18 - Image LIDAR du site du Treffiagat	105
Fig.IV.2.19 - Carte de localisation du secteur Kermor - Tudy.....	106
Fig.IV.2.20 - Image LIDAR du site du Kermor – Tudy	106
Fig.IV.2.21 - Carte de localisation du secteur de Guidel.	107
Fig.IV.2.16 - Image LIDAR du site du Guidel.....	108

Fig.IV.2.15 - Carte géologique simplifiée du secteur du Guidel	108
Fig.V.1.1- Carottage au carottier à percussion.	111
Fig.V.1.2 - Tarière à vis motorisée du BRGM.....	112
Fig.V.1.3 - Illustration du principe de cheminement.....	113
Fig.V.1.4 - Tube de 1 mètre issu d'un carottage au carottier à percussion et demi-section	114
Fig.V.1.5 - Extrait de la chartre colorimétrique Munsell.	115
Fig.V.1.6 - Illustration de différents contacts stratigraphiques rencontrés.	116
Fig.V.1.7 - Illustration des étapes de réalisation d'une lame-mince sur matériel sédimentaire.	116
Fig.V.1.8 - Représentation graphique de la distribution des particules dans une granulométrie et de l'indice d'asymétrie associé.....	119
Fig.V.2.1- Principe de fonctionnement d'une mesure de résistivité électrique selon un protocole de Wenner.....	125
Fig.V.2.2- Panneau de résistivité électrique obtenu en bas de la plage de Porsmilin.	125
Fig.V.3.1 - La vedette océanographique côtière « Haliotis » d'Ifremer.	126
Fig.V.3.2 - Etapes de traitement de la données bathymétrique produite par le sonar interférométrique de l'Haliotis.	128
Fig.V.3.3 – Etapes de traitement de la données sismique CHIRP produite par l'Haliotis.	130
Fig.V.4.1- Localisation générale des sites ayant été étudiés pour la construction du référentiel géochimique actuel.	134
Fig.V.4.2 - Transect effectués dans le marais de Tressény (Nord-Finistère).	137
Fig.V.4.3 - Talard en bordure du chenal du Quillimadec	138
Fig.V.4.4 - Résultats des mesures géochimiques réalisées le long de trois transects dans le marais de Tressény (Nord-Finistère).....	139
Fig.V.4.5 - Transects effectués dans le marais d'Arun (rade de Brest).....	143
Fig.V.4.6- Résultats des mesures géochimiques réalisées le long des trois transects dans le marais d'Arun (rade de Brest)	145
Fig.V.4.7 - Station de prélèvement sur la slikke à formations végétales pionnières située en bordure du chenal de marée du marais d'Arun	146
Fig.V.4.8 - Transect effectués dans le marais de Moustierlin (South-Finistère).	148
Fig.V.4.9 - Résultats des mesures géochimiques réalisées le long des deux transects dans le marais de Moustierlin (Sud-Finistère)	150
Fig.V.4.10 - Diagrammes de répartition altitudinales des valeurs de TOC, TN et des rapports $\delta^{13}\text{C}$ et C/N obtenues pour les mesures effectuées dans les trois marais.	152
Fig.V.4.11- Ensemble des mesures géochimiques combinées pour la construction du référentiel régional et résultat de l'analyse par partitionnement « PAM ».	155
Fig.V.4.12- Répartition altitudinale des cinq « biozones » déterminées à partir du référentiel géochimique régional.	157

Fig.V.4.13 - Exemple des résultats obtenus par l'utilisation des indicateurs géochimiques sur la carotte Guis-C2 dans cette étude et comparaison avec les résultats obtenus par l'étude des foraminifères	159
Fig.VI.1.1- Localisation des carottes réalisées à Guissény (Nord-Finistère) dans le secteur du Curnic et dans le marais de Tressény.	164
Fig.VI.1.2 - Log stratigraphique de la carotte GUI-C2.	166
Fig.VI.1.3 - lame mince n°1 réalisée à la base de la carotte GUI-C2 (- 1,50 m NGF)	169
Fig.VI.1.3 - lame mince n°1 réalisée à la base de la carotte GUI-C2 (- 1,50 m NGF)	169
Fig.VI.1.5 - Lames minces n°3 et 4 réalisées dans la carotte GUI-C2 à 0 et 2,25 m NGF	170
Fig.VI.1.6 - lame mince n°5 réalisée dans la carotte GUI-C2 à 0 et 2,25 m NGF.....	170
Fig.VI.1.6 - lame mince n°5 réalisée dans la carotte GUI-C2 à 0 et 2,25 m NGF	172
Fig.VI.1.7 - Géométrie des dépôts sédimentaires holocènes dans le marais de Tressény (Guissény).	173
Fig.VI.1.8 – Log stratigraphique synthétique des tarièrages GUI-S1 et GUI-S2.	174
Fig.VI.2.1- Localisation des carottes réalisées à Plouguerneau (Nord-Finistère).	176
Fig.VI.2.2 - Log stratigraphique synthétique des carottes PL-KR1 et PL-KR2.	178
Fig.VI.2.3 - lame mince n°1 réalisée dans la carotte PL-KR1 à 2,5 m NGF.	181
Fig.VI.2.4 - lame mince n°2 réalisée dans la carotte PL-KR1 à 4,1 m NGF.	181
Fig.VI.2.5 - Log stratigraphique synthétique des carottes PL-C1 et PL-C2.....	184
Fig.VI.2.6 - lame mince n°1 réalisée dans la carotte PL-C1 à 1,19 m NGF.	186
Fig.VI.2.7 - lame mince n°2 réalisée dans la carotte PL-C1 à 1,9 m NGF.....	186
Fig.VI.3.1- Localisation du tarièrage réalisé à Landéda -Tariec (Nord-Finistère).	188
Fig.VI.3.2 - Log stratigraphique du tarièrage TAR-S1.	189
Fig.VI.4.1- Localisation du sondage réalisé au Conquet (Finistère occidental).	190
Fig.VI.4.2 - Log stratigraphique du sondage CQ-1.	192
Fig.VI.4.3 - lame mince n°1 réalisée sur le sondage CQ-1 à -6,57 m NGF.	193
Fig.VI.4.4 - lame mince n°2 réalisée sur le sondage CQ-1 à -5 m NGF	194
Fig.VI.5.1- Localisation des carottes réalisé à Porsmilin (Finistère occidental).....	196
Fig.VI.5.2 - Log stratigraphique de la carotte PM-1.	198
Fig.VI.5.3 - Log stratigraphique de la carotte PM-5.	200
Fig.VI.5.4 - lame mince n°1 réalisée sur la carotte PM-1 à -2,27 m NGF.	201
Fig.VI.5.5 - lame mince n°2 réalisée sur la carotte PM-1 à -1,50 m NGF.	201
Fig.VI.5.6 - Log stratigraphique de la carotte PM-3.....	204
Fig.VI.5.7 - Lames minces n°1 et 2 réalisées sur la carotte PM-3 à 3,75 et 4,55 m NGF.....	205
Fig.VI.6.1- Localisation des carottes réalisé à Treffiagat (Sud-Finistère).	208
Fig.VI.6.2 - Log stratigraphique synthétique des carottes TR-1 et TR-2.	210
Fig.VI.6.3 - Lames mince n°1 réalisée sur la carotte TR-2 à -0,7m NGF.	211
Fig.VI.6.4 - Lames mince n°1 réalisée sur la carotte TR-2 à -0,95m NGF.	212
Fig.VI.7.1- Localisation des sondages réalisés à Kermor-Tudy (Sud-Finistère).	214
Fig.VI.7.2 - Log stratigraphique du sondage K-IX.....	216

Fig.VI.7.3 - Log stratigraphique du sondage K-X.	219
Fig.VI.8.1- Localisation des sondages réalisés à Guidel (Sud-Finistère)	224
Fig.VI.8.2 - Log stratigraphique du sondage GL-1.....	225
Fig.VI.8.3 - Log stratigraphique du sondage GL-2.....	229
Fig.VI.8.4 - Log stratigraphique du sondage GP-1.	233
Fig.VI.9.2 - Localisation des sites d'étude de Stéphan (2011).	238
Fig.VI.9.3 - Séquences sédimentaires étudiées par P. Stephan (2011) en Rade de Brest et positions associées du niveau marin relatif.	238
Fig.VI.10.1 - Illustration des différentes configurations de la terminaison des réflecteurs sismiques.....	240
Fig.VI.10.1- Critères de caractérisation d'un faciès sismique	241
Fig.VI.10.3 - Profils bathymétriques et sismique réalisés au-devant de Plouguerneau (Nord-Finistère) durant la mission FISSEL1.	242
Fig.VI.10.4 - Faciès sismiques reconnus dans les profils sismiques CHIRP réalisés à Plouguerneau.....	243
Fig.VI.10.5 et Fig.VI.10.6 – Modèles numériques de terrain du toit du substratum au-devant de Plouguerneau.....	245
Fig.VI.10.7 - Epaisseur de la couverture sédimentaire au-devant de Plouguerneau (en mètres).....	246
Figs.IV.10.8.A - Image et localisation des profils n° 246, 249, 251 et 253	249
Figs.IV.10.8.B - Schémas interprétatifs des profils n° 246, 249, 251 et 253	250
Figs.IV.10.9.A - Image et localisation des profils n° 246, 249, 251 et 253	251
Figs.IV.10.9.B - Schémas interprétatifs des profils n° 305, 306, 307, 308 et 309 réalisés à l'entrée de la baie du Corréjou.	252
Fig.VI.10.10 - Profils bathymétriques et sismique réalisés au-devant de Kermor-Tudy (Sud-Finistère) durant la mission FISSEL1	253
Fig.VI.10.11 - Faciès sismiques reconnus dans les profils sismiques CHIRP réalisés au-devant de Kermor-Tudy.	254
Fig.VI.10.12 - MNTs de la surface du substratum au-devant de Kermor-Tudy	255
Fig.VI.10.13 - Epaisseur de la couverture sédimentaire au-devant de Kermor-Tudy (en mètres).....	256
Figs.IV.10.14.A - Image et localisation des profils n° 24, 26, 88 et 90.....	258
Figs.IV.10.14.B - Schémas interprétatifs des profils n° 24, 26, 88 et 90	259
Fig.VII.1.1 - Une nouvelle courbe de remontée du niveau marin pour le Finistère à l'Holocène.....	265
Fig.VII.1.2 - Rythmes maximum et minimum de remontée du niveau marin relatif déterminés à partir des tourbes de base	267
Fig.VII.1.3 - Données disponibles pour la période postérieure à 4000 cal. B.P.	270
Fig.VII.2.1 - Contributions (en mètres) des dynamiques hydro- et glacio-isostatiques à l'évolution du niveau marin relatif holocène le long de littoraux du Nord-Ouest de L'Europe, telles qu'évaluées (A, B) par Lambeck (1997) et (C, D) par Leorri et al. (2012).	276
Fig.VII.2.2 - Comparaison des données obtenues dans cette étude avec les données obtenues dans le Devon (Sud-Ouest de l'Angleterre) par Massey et al. (2008).	279

Fig.VII.2.3 - Comparaison des SLIPs obtenus à partir des tourbes de base dans cette étude (rectangles gris) avec ceux obtenus dans le Devon (Sud-Ouest de l'Angleterre) par Massey <i>et al.</i> (2008)	280
Fig.VII.2.4 - Comparaison des données obtenues dans cette étude (rectangles gris) avec les données obtenues dans le sud du Golfe de Gascogne par Leorri <i>et al.</i> (2012)	283
Fig.VII.3.1 - Etapes itératives de construction et de validation des modèles de réajustement isostatique....	287
Fig.VII.3.2 - Scénarios « eustatiques » employés par les modèles ICE-3G, ICE-5G et par les modèles de Bradley <i>et al.</i> (2011) et de Kuchar <i>et al.</i> (2012).....	289
Fig.VII.3.3 - Comparaison de l'évolution du niveau marin relatif holocène pour le Finistère obtenu dans cette étude avec les évolutions prédites par les modèle de réajustement isostatique.	292
Fig.VII.4.1 - Approximation du niveau marin relatif par un ajustement polynomial des SLIPs obtenus sur les tourbes de bases.	295
Fig.VII.4.2 - Approximation de l'évolution du niveau marin à partir des prédictions produites par les modèles de réajustement isostatique : ajustement polynomial de la prédiction suivi d'une modification du terme linéaire pour faire correspondre le polynôme aux SLIPs de base.	296
Fig.VII.4.3 - Approximation de l'évolution du niveau marin obtenu pour le Finistère (SLIPs de base) à partir des prédictions produites par les modèles de réajustement isostatique.	297
Fig.VII.4.4 - Principe de calcul du « résidu » et paramètres stratigraphiques utilisés pour étudier la compaction des séquences.	299
Fig.VII.4.5 - (A) Diagramme résidus/ épaisseur de sédiment sus-jacente, (B) diagramme résidus/ épaisseur de sédiment sous-jacente et (C) diagramme résidus/épaisseur totale.	300
Fig.VII.4.6 - Scénarios stratigraphiques expliquant (A) la position aberrante du point n°45 et (B) celle du point n°26 sur le diagramme « résidus vs. épaisseur sus-jacente » (Fig.VII.4.5-A)	301
Fig.VII.4.7 - Scénarios stratigraphiques expliquant (A) la position aberrante des points n°22 et 24 et (B) celle des points 19, 11, 5 et 2 sur le diagramme « résidus vs. épaisseur sous-jacente » (Fig.VII.4.5-B).....	304