

UBO

université de bretagne
occidentale

UNIVERSITE
BRETAGNE
LOIRE

THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université Bretagne Loire

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Géosciences Marines

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Gwendoline Gregoire Préparée
au Laboratoire Domaines Océaniques (UMR 6538)
et Laboratoire Géodynamique et Enregistrement
sédimentaire (Ifremer- REM/GM/LGS)

Dynamique sédimentaire et évolution holocène d'un système macrotidal semi- fermé : l'exemple de la rade de Brest



Thèse soutenue le (08/12/2016)

devant le jury composé de :

Bernadette Tessier

Directrice de Recherche CNRS, UMR 6143 / *Rapporteur*

Alain Trentesaux

Professeur des Universités, UMR 8187 / *Rapporteur*

Sophie Le Bot

Maitre de conférence, UMR 6143 / *Examineur*

Grégoire Maillet

Maitre de conférence, UMR 6112 / *Examineur*

Serge Suanez

Professeur des Universités, UMR 6554 / *Examineur*

Thierry Garlan

Ingénieur HDR, SHOM / *Directeur de thèse*

Axel Ehrhold

Chercheur, IFREMER / *Invité*

Pascal Le Roy

Maitre de conférence, UMR 6538 / *Invité*

Sabine Schmidt

Chercheur CNRS, UMR 5805 / *Invitée*

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier l'ensemble des acteurs du SHOM, de l'IFREMER et de l'UBO qui ont permis à cette thèse de voir le jour. Un grand merci donc à Thierry Garlan, mon directeur de thèse, de m'avoir confié ce projet. De même un grand merci à mes trois co-encadrants Axel Ehrhold, Pascal Le Roy et Gwenael Jouet. Merci tout particulièrement à Axel qui a été présent à chaque instant de ma thèse, dans les discussions scientifiques comme dans les démarches administratives. Un grand merci également à Pascal, pour la confiance qu'il m'a accordé, et ce dès le master, son soutien infaillible et ses précieux conseils. Je remercie également Gwenael Jouet qui a su garder un œil sur la rade de Brest et a toujours été disponible pour échanger et discuter. J'ai également une pensée pour les membres du laboratoire GM à l'IFREMER pour leur accueil chaleureux mais aussi le laboratoire Domaines Océaniques de l'IUEM. Enfin, je tiens à remercier le président, Serge Suanez, et chaque membre du jury, Bernadette Tessier, Alain Trentesaux, Sophie Le Bot et Grégoire Maillet, d'avoir accepté de s'être intéressé aux résultats de ce projet.

Je remercie également la région Bretagne et l'axe 4 du LabexMer pour le financement de ces travaux et pour m'avoir offert l'opportunité d'assister à de nombreux congrès nationaux et internationaux.

Je tiens à remercier l'ensemble des équipes qui ont participé aux différentes missions SERABEQ. Merci aux marins et ingénieurs de GENAVIR et de l'IUEM mais également aux techniciens du laboratoire LES (Angélique Roubi, Emeric Gautier, Ronan Apprioual, Mickaël Roudaut, Jacques Crozon ...) pour leurs conseils d'organisation et de gestion des missions.

Merci également à Sabine Schmidt, du laboratoire EPOC à l'université de Bordeaux, pour l'intérêt porté à ce projet et la réalisation des datations au ^{210}Pb .

Merci à Sébastien Petton d'avoir pu nous fournir les sorties du modèle MARS 3D et d'avoir pris du temps pour discuter de l'hydrodynamisme en rade de Brest.

J'ai eu la chance de pouvoir encadrer trois étudiants de master au cours de ces travaux de thèse que je tiens à remercier chaleureusement pour leur aide et leur curiosité : Amélie Creignou, Steven Landurain et Claire Bossenec.

Enfin cette thèse sera toujours associée à vous deux : Marta et Elda. Nous avons commencé l'aventure ensemble et l'avons terminé en même temps. Ce sont des vacances, des apéros, des sorties, des rires, des moments de doute, des colères et plus encore que nous avons partagé ensemble. Merci également à tous les copains du labo (et plus encore) : Kevin (et Soso), Emeric, Gregory (super voisin !), Dimitry, Deborah, Léa, Guigui, Youyou, Martin, Sophie, Charlotte (Vive le restau labex !) et hors labo : Julie, Tonia, Claire et Charlotte.

Je souhaite adresser un grand merci à tous mes proches pour leur soutien : A ma mère et ma sœur qui ont toujours su balayer mes tracas de thésarde dès mon retour dans le pays ligérien. A mes grands-parents, à leur gentillesse, leur joie de vivre et leur humour ! A la petite famille que nous formons et aux moments passés avec vous. A mes beaux-parents pour leur relecture et leur accueil en Finistère sud surtout dans ces longs derniers mois d'écriture. Et enfin, à Julien, qui a certainement sans le vouloir le plus souffert de mes sauts d'humeur au cours de ces trois ans, et qui pourtant a toujours fait preuve d'un soutien sans failles.

Nombreuses fois au cours de ces trois années de thèse il m'est arrivé de penser au moment d'écrire ces remerciements. On imagine les tournures de phrase, les paragraphes, les expressions que l'on aimerait écrire pour les encadrants, collègues, amis, familles et tous ceux que je n'ai pas mentionné et qui pourraient se sentir oubliés. Le but ? Que ces quelques lignes puissent refléter l'importance que ces personnes ont pu représenter au cours des trois années ; qu'ils réalisent l'impact qu'ils ont pu avoir sur la réalisation et l'écriture de cette thèse. Finalement, ces remerciements seront courts et somme toute banals, mais je tiens à souligner que ce fut une réelle chance pour moi d'avoir pu évoluer dans de telles conditions.

MERCI A TOUS.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES	1
LISTE DES FIGURES ET TABLES	4
INTRODUCTION GENERALE	11
CHAPITRE I LES SYSTEMES ESTUARIENS DEPUIS LA DERNIERE PERIODE GLACIAIRE	16
INTRODUCTION	17
<i>I.1 Définition et classification des estuaires</i>	18
I.1.1 Définition d'un estuaire	18
I.1.2 Classification des estuaires.....	18
I.1.3 Cas des estuaires dominés marées.....	22
<i>I.2 Les variations climatiques au Quaternaire et à l'Holocène</i>	24
I.2.1 Le climat du Quaternaire	25
I.2.2 Le climat à l'Holocène.....	26
I.2.3 Les facteurs forçants: exemple de l'oscillation interne Nord-Atlantique (NAO)	27
<i>I.3 Variations du niveau marin</i>	28
I.3.1 Les grandes variations du niveau marin au cours de la dernière déglaciation	29
I.3.2 Les variations holocènes de la façade manche-Atlantique.....	31
I.3.3 Les variations du niveau marin sur la péninsule Finistérienne.....	32
I.3.4 Les variations historiques au port de Brest.....	34
<i>I.4 Remplissage des bassins estuariens à l'Holocène</i>	35
I.4.1 Principes et éléments de la stratigraphie séquentielle	36
I.4.2 Séquences stratigraphiques holocènes : cas des systèmes côtiers dominés par la marée	39
I.4.3 Autres facteurs de contrôle du remplissage holocène.....	42
CONCLUSION	44
CHAPITRE II PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE	46
<i>II.1 Cadre géomorphologique</i>	47
<i>II.2 Le contexte géologique</i>	49
<i>II.3 Le contexte hydrodynamique</i>	53
II.3.1 Les cycles de marées	53
A. Les marées semi-diurnes.....	53
B. Les courants résiduels :	55
II.3.2 Les houles	56
A. Régime de vent	56
B. Caractéristique de la houle et de la mer de vent en mer d'Iroise	59
C. Caractéristiques de la houle et de la mer de vent en rade de Brest	60
II.3.3 L'hydrodynamisme lié aux débits fluviaux.....	60
A. Hydrologie à l'embouchure des deux principaux fleuves	61
B. Hydrologie à l'échelle de la rade.....	63
<i>II.4 Le contexte sédimentaire</i>	65
II.4.1 Connaissance sur la répartition sédimentaire actuelle et la dynamique associée	65
II.4.2 L'influence des communautés macro-benthiques	69
II.4.3 L'impact anthropique.....	71
A. L'évolution progressive de la zone portuaire et son impact.....	72
B. La pêche et autres activités.....	75
CONCLUSION	76
CHAPITRE III MATERIELS ET METHODES	78
INTRODUCTION	79
<i>III.1 Les données</i>	79
III.1.1 Les données antérieures.....	79
A. Les missions REBENT.....	81
B. Les missions d'enseignement de l'IUEM (Geobrest et Geolucas)	82
III.1.2 Les campagnes SERABEQ.....	82

A. La mission SERABEQ1.....	82
B. La mission SERABEQ 2.....	83
C. La mission SERABEQ 3.....	84
III.2 Outils d'acquisition et traitement des données.....	86
III.2.1 Les données géophysiques.....	86
A. Bathymétrie.....	86
B. Les mosaïques de réflectivité (ou « imagerie sonar »).....	90
C. La prospection sismique.....	91
III.2.2 Les données sédimentaires.....	95
A. Les prélèvements superficiels.....	95
B. Les prélèvements profonds ou carottages.....	101
III.3 Méthodologie.....	105
III.3.1 Synthèse sédimentaire.....	105
III.3.2 Paramètre de modélisation hydro-sédimentaire.....	108
CHAPITRE IV DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ACTUELLE.....	112
INTRODUCTION.....	113
IV.1 Nature des formations sédimentaires superficielles.....	113
IV.1.1 Résumé des principaux résultats de l'article.....	113
IV.1.2 Article <i>Modern morpho-sédimentological patterns in a tide-dominated estuary system: the Bay of Brest (west Brittany, France)</i>	117
INTRODUCTION.....	118
A. Methods.....	119
B. Results and interpretation.....	121
CONCLUSION.....	125
IV.1.3 Résultats complémentaires.....	128
A. Faciès sédimentaires.....	128
B. Indices granulométriques.....	129
C. Distribution des carbonates.....	133
IV.2 Indices du transport sédimentaire résiduel.....	138
IV.2.1 Le domaine externe.....	138
A. Les RSD sur les plaines sableuses.....	138
B. Champs de dunes dans le chenal.....	140
C. Les queues de comète.....	144
IV.2.2 Le domaine intermédiaire.....	145
A. Le banc de la Cormorandière.....	145
B. Les queues de comète.....	148
IV.2.3 Le domaine interne.....	148
IV.2.4 Schéma interprétatif du transport résiduel.....	150
IV.3 Modélisation des transits et des volumes sédimentaires.....	155
IV.3.1 Caractéristiques des flux hydrologiques sur le fond.....	155
A. Le domaine externe.....	155
B. Le domaine intermédiaire.....	159
C. Le domaine interne.....	160
IV.3.2 Quantification des flux sédimentaires sur le fond.....	165
A. Caractérisation des flux solides par marée.....	165
B. Caractérisation des flux solides par an.....	168
IV.3.3 Liens entre modélisation et figures sédimentaires.....	169
IV.4 Synthèse et discussion.....	171
CONCLUSION.....	173
CHAPITRE V DYNAMIQUE DE REMPLISSAGE AU COURS DE LA DERNIERE TRANSGRESSION MARINE.....	176
INTRODUCTION.....	177
V.1 A l'échelle Holocène.....	178
V.1.1 Résumé des principaux résultats de l'article.....	178
A. Interprétation sismique et sédimentaire.....	179
B. Etapes du comblement.....	181
C. Contrôle de mise en place et de préservation des dépôts.....	183

D. Comparaison avec les autres environnements estuariens.....	184
V.1.2 Article: « Control factors of Holocene sedimentary infilling in a semi-closed tidal estuarine-like system : the Bay of Brest (France) ».....	186
V.2 A l'échelle millénaire et séculaire.....	215
V.2.1 Estimation des taux de sédimentation dans les parties envasées de la rade de Brest.....	215
A. Taux de sédimentation des secteurs envasés de la rade de Brest à l'échelle séculaire.....	215
B. Evolution du taux de sédimentation dans les secteurs envasés de la rade de Brest depuis la stabilisation du niveau marin.....	217
C. Variations latérales et longitudinales des taux de sédimentation par domaine en rade de Brest depuis la stabilisation du niveau marin.....	224
V.2.2 Caractérisation des évolutions morphologiques.....	228
A. Le domaine externe.....	228
B. Le domaine intermédiaire.....	229
C. Le domaine interne.....	231
D. La zone portuaire.....	232
V.3 Bilan sur les volumes et les facteurs de contrôle.....	236
V.3.1 Au cours du dernier siècle.....	236
A. Synthèse sur les volumes.....	236
V.3.2 Depuis la stabilisation du niveau marin (3 000 cal BP).....	240
CONCLUSION.....	242
CHAPITRE VI DISCUSSION, CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	244
INTRODUCTION.....	245
<i>VI.1 Les transferts sédimentaires depuis la dernière remise en eau.....</i>	<i>245</i>
VI.1.1 Fonctionnement sédimentaire actuel de la rade de Brest : un héritage marqué.....	245
A. Résultats : nature sédimentaire et transferts mis en évidence.....	245
B. Les colonies biocénoses benthiques.....	246
C. Une distribution morpho-sédimentaire héritée ?.....	247
D. Le modèle rade de Brest : un système à l'équilibre ?.....	251
VI.1.2 Evolution des transferts sédimentaires holocènes.....	253
A. Résultats : Les grands changements environnementaux au cours de la transgression marine.....	253
B. La transition muette et tardive du cortège transgressif.....	255
C. Bilan sur les transferts.....	256
<i>VI.2 La particularité de la rade dans la compréhension des systèmes côtiers macro-tidaux.....</i>	<i>257</i>
<i>VI.3 Perspectives.....</i>	<i>259</i>
VI.3.1 Un modèle à affiner.....	259
VI.3.2 Intérêt des marqueurs biologiques et géochimiques.....	260
VI.3.3 Une ouverture vers la plate-forme externe.....	261
VI.3.4 Quelles évolutions futures pour le système rade ?.....	262
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	265

LISTE DES FIGURES ET TABLES

FIGURE 1 : DISTRIBUTION MONDIALE DU REGIME DES MAREES (D'APRES FLEMMING, 2005 DANS FLEMMING, 2012).....	11
FIGURE 2 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE D'UN ESTUAIRE D'APRES DIONNE (1963), PRITCHARD (1967), DALRYMPHE ET AL., 1992 ET PERILLO (1995)	18
FIGURE 3 : SCHEMA DU MODE DE MELANGE DES EAUX FLUVIATILES ET DES EAUX MARINES SELON LA CLASSIFICATION DE PRITCHARD (1955). EN A. LES ESTUAIRES MELANGES, EN B. LES ESTUAIRES PARTIELLEMENT MELANGES, EN C. LES ESTUAIRES STRATIFIES A MAREE ET EN D. LES ESTUAIRES STRATIFIES A COIN SALEE (SOURCE : HTTP://WWW.IUPUI.EDU).....	19
FIGURE 4 : MODELE CONCEPTUEL DE LA HIERARCHISATION DES PROCESSUS PHYSIQUES QUI DETERMINE LES CARACTERISTIQUES PHYSIQUES ET ECOLOGIQUES DES ESTUAIRES SUR QUATRE NIVEAUX. CHAQUE NIVEAU EST ASSOCIE A UN ENSEMBLE DE PROCESSUS CONTROLES PAR LES FACTEURS (HUME ET AL., 2007).....	20
FIGURE 5 : CLASSIFICATION MORPHOLOGIQUE DES ESTUAIRES EN FONCTION DES CRITERES HYDRODYNAMIQUES ET LA VARIATION DU NIVEAU MARIN SELON TROIS POLES REPRESENTES PAR LES APPORTS FLUVIAUX, LES COURANTS TIDAUX ET LA HOULE (D'APRES DALRYMPHE ET AL., 1992)	21
FIGURE 6: (A) DISTRIBUTION DE L'ENERGIE, (B) SCHEMA DES CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES (VUE EN PLAN) ET (C) FACIES SEDIMENTAIRE SELON UNE COUPE LONGITUDINALE D'UN ESTUAIRE DOMINE MAREE (DALRYMPHE ET AL., 1992).....	22
FIGURE 7: ANOMALIE DE TEMPERATURE AU COURS DE L'HOLOCENE PAR RAPPORT A L'ACTUEL D'APRES MARCOTT ET AL., 2013 DEPUIS LE DEBUT DE L'HOLOCENE. LA BARRE D'ERREUR EST REPRESENTEE EN BLEU PALE. AU-DESSUS SONT INDIQUEES LES TROIS GRANDES PERIODES CLIMATIQUES MAJEURES (EARLY, MID ET LATE HOLOCENE) (WALKER ET AL., 2012).....	26
FIGURE 8: SCHEMA ATMOSPHERIQUE INDUISANT LES CONFIGURATIONS CLIMATIQUES AU-DESSUS DE L'EUROPE SELON LES DEUX DIFFERENTS MODES DE NAO : NAO ⁺ ET NAO ⁻ (D'APRES MORLEY ET AL., 2014)	28
FIGURE 9: RECONSTRUCTION DES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN (M) SELON PLUSIEURS ETUDES. LA COURBE EN NOIRE EST ISSUE DES TRAVAUX DE CULTIER ET AL., 2013 (IN LOBO ET RIDENTE, 2014)	29
FIGURE 10 : COURBE DU NIVEAU MOYEN RELATIF DE LA FIN DU PLEISTOCENE A L'ACTUEL A PARTIR DE L'ETUDE DE RECIFS CORALLIENS DE TAHITI, LA BARBADE ET LA NOUVELLE GUINEE (D'APRES WOODROFF ET HORTON, 2005). LES INSCRIPTIONS EN ROUGE REPRESENTENT LES VITESSES DE REMONTE DU NIVEAU MARIN MOYEN (EN METRE/1000 ANS) AINSI QUE CELLES ENREGISTREES POUR CHAQUE EVENEMENTS (MWP (MELT WATER PULSE) ET YD (YOUNGER DRIAS)). LES FLECHES INDICENT LA TENDANCE DES EVENEMENTS EN FONCTION DES VITESSES MOYENNES.	30
FIGURE 11 : COURBE DU NIVEAU MARIN RELATIF DANS LA REGION DE BILBAO (ESPAGNE) (D'APRES LEORRI ET AL., 2012)	32
FIGURE 12 : COURBE DU NIVEAU MARIN RELATIF EN BRETAGNE (D'APRES GOSLIN, 2015). LES BARRES MARRON REPRESENTENT LES SLIPS DES TRAVAUX DE GOSLIN (2015). LES BARRES BLEUS DEFINISSENT LES POINTS DE BASE (BLANC) ET INTERCALES (GRIS) D'APRES LES TRAVAUX DE STEPHAN (2014) ET GOSLIN (2014). LES BARRES CONTENANT UNE CROIX SONT NON UTILISABLES.	33
FIGURE 13 : COURBES DES MOYENNES ANNUELLES DES NIVEAUX MOYENS DIURNES DE LA MAREE (MTLDIURNE) D'APRES POUVREAU (2008). LA COURBE NOIRE REPRESENTE LES DONNEES REELLES. LA DROITE ROUGE CORRESPOND A LA TENDANCE LINEAIRE ET LA BLEUE PREND EN COMPTE UNE ACCELERATION. LES DROITE VIOLETTES CORRESPONDENT AUX TENDANCES CALCULEES POUR 1807-1892 ; 1892 – 1983 ET 1983-2004	35
FIGURE 14: (A) PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DE L'ORGANISATION DES FACIES SISMIQUES (B) TERMINAISONS DES REFLECTEURS (LIMITES SUPERIEURES ET INFERIEURES) D'APRES MITCHUM ET AL., 1977 IN PROUST ET AL., 2001	37
FIGURE 15: SCHEMA DE L'ORGANISATION DES "SYSTEM TRACTS" (OU CORTEGES DE DEPOTS) UTILISE EN STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE D'APRES POSAMENIER ET AL., 1988	38
FIGURE 16: COUPE LONGITUDINALE SCHEMATIQUE MONTRANT LA VARIABILITE DES COMBLEMENTS DANS UN ESTUAIRE OUVERT DOMINES PAR LA MAREE EN CONTEXTE DE COTE ROCHEUSE (D'APRES CHAUMILLON ET AL., 2010)	39
FIGURE 17: VUE SYNTHETIQUE DU REMPLISSAGE STRATIGRAPHIQUE HOLOCENE DANS DIFFERENTS ESTUAIRES DOMINES MAREE, ESTUAIRES MIXTES (HOULE ET MAREE) (GIRONDE) ET DELTAS DOMINES MAREE (YANGTZE) (D'APRES TESSIER, 2012)	40
FIGURE 18: COUPES TRANSVERSALES SCHEMATIQUES MONTRANT LA VARIABILITE DES COMBLEMENTS DE VALLEES INCISEES SUR LE LITTORAL FRANÇAIS D'APRES LEUR CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES ET MORPHOLOGIQUES (E.G. CHAUMILLON ET AL., 2010).....	43
FIGURE 19 : : SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE	48
FIGURE 21 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA BRETAGNE ET DE LA RADE DE BREST (MODIFIEE DU BRGM, CARTE 1/50 000 DE LA REGION DE BREST N°274 ET CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE AU 1/1 000 000)	51
FIGURE 22 : SCHEMA SYNOPTIQUE DE LA GENESE DE LA RADE DEPUIS LE DEBUT DU TERTIAIRE (D'APRES HALLEGOUËT, 1994)	52

FIGURE 23 : SCHEMA REPRESENTANT LES DIFFERENCES DE MARNAGE EN FONCTION DE LA HAUTEUR D'EAU EN METRE (LE 0 CORRESPOND AU 0 THEORIQUE DES CARTES MARINES) ET DU COEFFICIENT DES MAREES (GAUCHE) AINSI QUE DU VOLUME D'EAU CONTENU DANS LA RADE DE BREST DANS LE CAS D'UNE MAREE DE VIVES EAUX (COEFFICIENT 95) (DROITE). LA LIGNE NOIRE CORRESPOND AU NIVEAU MOYEN DES MERS CALCULE A BREST (4.13 M) D'APRES LE SHOM. MMIN (MARNAGE MINIMUM) = 1.20 M ; MMOY (MARNAGE MOYEN ; COEFFICIENT DE 70) = 4.7 M ; MVE (MARNAGE DE VIVES EAUX MOYENNES ; COEFFICIENT 95) = 6 M ; MMAX (MARNAGE MAXIMUM ; COEFFICIENT DE 120) = 7.3 M.	53
FIGURE 24 : COURANT DE MAREE EN PERIODE DE FLOT, 3H AVANT LA PLEINE MER (ANNUAIRE DES MAREES, S.H.O.M, 1994). LES FLECHES INDIQUENT L'ORIENTATION DES COURANTS AINSI QUE L'INTENSITE EN FONCTION DE LEURS EPAISSEURS.....	54
FIGURE 25 : COURANT DE MAREE EN PERIODE DE JUSANT, 3H APRES LA PLEINE MER (ANNUAIRE DES MAREES, S.H.O.M, 1994). LES FLECHES INDIQUENT L'ORIENTATION DES COURANTS AINSI QUE L'INTENSITE EN FONCTION DE LEURS EPAISSEURS.....	55
FIGURE 26 : COURANT RESIDUELS OBSERVES DANS LA RADE DE BREST POUR UN COEFFICIENT DE 95. LES FLECHES ROUGES REPRESENTENT LES VITESSES RESIDUELLES EN PROFONDEUR (M/s). LES VECTEURS NOIRS CARACTERISENT LES DEBITS RESULTANTS EN SURFACE ; LES FLECHES REPRESENTENT LA TRAJECTOIRE DES DEBITS RESULTANTS DE SURFACE (10^8M^3) POUR LES COURANTS DE FLOT ET DE JUSANT. (MODIFIE D'APRES MONBET ET BASSOULET, 1989)	56
FIGURE 27 : ROSE DES VENTS EN RADE DE BREST (A) ET EN MER D'IROISE (LARGE DE OUESSANT) (B) ENTRE 2010-2014 (SOURCE : HTTPS://DONNEESPUBLIQUES.METEOFRANCE.FR/)	58
FIGURE 28 : POURCENTAGE DES HAUTEURS SIGNIFICATIVES (HS) ET DE LA PERIODE (T) DE LA HOULE A LA BOUEE DES PIERRES NOIRES (AU LARGE DE LA POINTE SAINT-MATTHIEU) (2004-2014) ET AU PORT DE BREST (2004-2009) (SOURCE: HTTP://CANDHIS.CETMEF.DEVELOPPEMENT-DURABLE.GOUV.FR).....	59
FIGURE 29 : HAUTEUR SIGNIFICATIVE ET PROPAGATION DE LA HOULE LORS DE L'EVENEMENT TEMPETUEUX DU 9/02/2014 (SOURCE : HTTP://WWW.PREVIMER.ORG)	60
FIGURE 30 : LES SOUS-BASSINS VERSANTS DE LA RADE DE BREST (D'APRES LE CONTRAT DE BAIE, 1997).....	61
FIGURE 31 : STRATIFICATION DES MASSES D'EAU DANS L'ESTUAIRE DE L'ELORN EN CONDITIONS DE BASSE MER-ETIAGE ET PLEINE MER-CRUE (D'APRES MONBET ET BASSOULET, 1989)	62
FIGURE 32 : STRATIFICATION DES MASSES D'EAU DANS L'ESTUAIRE DE L'AULNE EN CONDITIONS DE BASSE MER-CRUE ET PLEINE MER-ETIAGE (D'APRES BASSOULET, 1979).....	62
FIGURE 33 : MOUVEMENTS DES PARTICULES EN SUSPENSION (D'APRES BEUDIN, 2013). LA NAPPE DE SEDIMENT ROUGE CONSTITUE LES SEDIMENTS EXTRAITS DU BASSIN SUD (VERT FONCE : ORIGINE PRINCIPALE DE L'AULNE ET DANS UNE MOINDRE MESURE DU FAOU; VERT CLAIR : APPORTS SEDIMENTAIRES PAR LA RIVIERE DE DAOULAS), LA NAPPE DE SEDIMENTS ROSE CORRESPOND AUX SEDIMENTS EN PROVENANCE DE L'ELORN.	64
FIGURE 34 : CARTE DE LA REPARTITION SEDIMENTAIRE EN RADE DE BREST SIMPLIFIEE (D'APRES FICHAUT, 1984)	66
FIGURE 35 : CARTE DE LA REPARTITION SEDIMENTAIRE EN RADE DE BREST (D'APRES FICHAUT, 1984 ET GUERIN, 2004).....	67
FIGURE 36 : CARTE DE LA REPARTITION SEDIMENTAIRE A L'EXUTOIRE DE LA RADE DE BREST (D'APRES HINSCHBERGER, 1970).....	68
FIGURE 37 : REPARTITION DU MAËRL EN RADE DE BREST (GUERIN, 2004) ET PHOTOGRAPHIE D'UNE COLONIE DE MAËRL (SOURCE : © C. LEFEUVRE / AGENCE DES AIRES MARINES PROTEGEES)	70
FIGURE 38 : PHOTO DE CREPIDULE ET REPARTITION DES DENSITES ET DES BIOMASSES INTERPOLEES DE CREPIDULES EN RADE DE BREST (D'APRES GUERIN ET GUARINI, 2004)	71
FIGURE 39 : PLAN DE LA VILLE DE BREST ET L'EVOLUTION DE SA ZONE PORTUAIRE ENTRE 1630 ET 2020 EN FONCTION DE 4 PRINCIPAUX ESSORS. PREMIER ESSOR (1630 – 1790), SECOND (1865 – 1933), TROISIEME (1960 – 1980) ET L'ACTUEL QUATRIEME (2014 – 2020) D'APRES LE GALLO ET AL., 1992.	73
FIGURE 40 : NOUVEAU POLDER PREVU POUR L'ACCUEIL DES USINES DE NOUVELLE ENERGIE (2014 – 2020) S'APPUYANT SUR L'ACTUEL POLDER 124 (D'APRES PORT BREST DEVELOPPEMENT)	74
FIGURE 41 : CARTE DE REPARTITION DES ZONES DE PECHE A LA DRAGUE (D'APRES LE GUYADER, 2012)	75
FIGURE 42 : COMPILATION DES DONNEES ANTERIEURES (CHARRIER, 2012).....	79
FIGURE 43 : LOCALISATION DES PRELEVEMENTS A LA BENNE ET EMPRISE DES DONNEES D'IMAGERIE SONAR ISSUES DES CAMPAGNES REBENT . 81	
FIGURE 44 : LOCALISATION DES PROFILS SISMIQUES SPARKER, DES PRELEVEMENTS A LA BENNE ET DES CAROTTES D'INTERFACE REALISEES PENDANT LES CAMPAGNES D'ENSEIGNEMENT DE 2009 A 2013	82
FIGURE 45 : PLAN DE POSITION DES PRELEVEMENTS SEDIMENTAIRES (CAROTTES D'INTERFACE EN ROUGE ET BENNES EN NOIR) ET DES PROFILS SISMIQUES REFLEXIONS (BLEU) DES DEUX LEGS DE LA CAMPAGNE SERABEQ1.....	83
FIGURE 46 : POSITIONNEMENT DES PROFILS DE SISMIQUE HAUTE RESOLUTION DE LA CAMPAGNE SERABEQ 2.....	84

LISTE DES FIGURES ET TABLES

FIGURE 47 : CARTE DE POSITIONNEMENT DES CAROTTES ACQUISES LORS DE LA CAMPAGNE SERABEQ 3 AVEC LE KULLENBERG (NOIR) ET LE ZENKOVITCH (ROUGE).....	85
FIGURE 48: METHODES DE PROSPECTION GEOPHYSIQUE UTILISEES AU COURS DE LA THESE (SOURCE : IFREMER©).....	86
FIGURE 49 : (A) SCHEMA DE LA TECHNIQUE DES FAISCEAUX CROISES UTILISEE POUR LES SMF, (B) DETECTION BATHYMETRIQUE PAR LA PHASE ET L'AMPLITUDE.....	87
FIGURE 50: (A) PHOTO DU SONAR A BALAYAGE LATERAL (POISSON) DF 1000. (B) EXEMPLE D'IMAGERIE SONAR : CONTACT ENTRE DEUX SUBSTRAT DE REFLECTIVITE DIFFERENTE. (C) EXEMPLE D'IMAGERIE SONAR : EPAVE DANS LA BAIE DE CAMARET. (D) EXEMPLE D'IMAGERIE SONAR: STRUCTURATION D'UN HAUT-FOND ROCHEUX.....	90
FIGURE 51: (A) LES DIFFERENTS TYPES DE SISMIQUE CORRELES AVEC LA FREQUENCE (Hz) ET LA PENETRATION (PROFONDEUR EN KM), LA RESOLUTION VERTICALE MAXIMALE EST DONNEE EN GRISE (B) SCHEMA D'ACQUISITION DE LA SISMIQUE REFLEXION DE TYPE "SPARKER" HAUTE RESOLUTION ET CARACTERISTIQUES D'ACQUISITION LORS DE LA CAMPAGNE SERABEQ1 (LEG 2).....	93
FIGURE 52: (A) LES DIFFERENTS TYPES DE SISMIQUES CORRELES AVEC LA FREQUENCE (Hz) ET LA PENETRATION (PROFONDEUR EN KM) (B) EXEMPLE DE PROFIL CHIRP (SERABEQ2) (C) EXEMPLE DE PROFIL SPARKER SUR LA MEME ZONE (SERABEQ1).....	94
FIGURE 53 : SCHEMA DE LA BENNE SHIPECK (SOURCE : NEREIDES.FR).....	95
FIGURE 54: SCHEMA DU PROTOCOLE DES ANALYSES EN LABORATOIRE EFFECTUEES SUR LES ECHANTILLONS DE SEDIMENTS SUPERFICIELS.....	97
FIGURE 55: (A) TAILLE DE LA MAILLE DES TAMIS UTILISES POUR LE TAMISAGE MECANIQUE (B) PHOTO DESCRIPTIVE DU TAMISAGE A SEC (C) PHOTO DESCRIPTIVE D'UN GRANULOMETRE LASER (COULTER LS200) (D) COURBES CUMULATIVES DU POURCENTAGE DE LA TAILLE DES GRAINS D'UN ECHANTILLON (ECHELLE SEMI-LOGARITHMIQUE) (TROIS MESURES) (E) COURBES (TROIS MESURES) DE LA DISTRIBUTION DES PARTICULES (ECHELLE SEMI-LOGARITHMIQUE) POUR UN ECHANTILLON.....	98
FIGURE 56 : EXEMPLE DE FICHE SYNTHETISANT LES RESULTATS GRANULOMETRIQUES	100
FIGURE 57 : (A) PHOTO ET DESCRIPTION DU CAROTTIER D'INTERFACE. (B) PHOTO DU CAROTTIER KULLENBERG ET DU (C) CAROTTIER ZENKOVITCH LORS DE LA MISSION SERABEQ3. (D) FONCTIONNEMENT ET DESCRIPTION DU CAROTTIER ZENKOVITCH. (E) MISE EN CEUVRE ET DESCRIPTION DU CAROTTIER ZENKOVITCH.....	101
FIGURE 58: SCHEMA DU PROTOCOLE DES ANALYSES EFFECTUEES EN LABORATOIRE SUR LES CAROTTES SEDIMENTAIRES.....	103
FIGURE 59: MATERIEL BIOGENE UTILISE POUR LES DATATIONS ¹⁴ C (A) PHOTO DE MAËRL. (B) PHOTO D'UNE TURITELLE. (C) PHOTOGRAPHIE A LA LOUPE DE FORAMINIFERES DU TYPE ELPHIDIUM. (D) PHOTOGRAPHIE A LA LOUPE BINOCULAIRE DE FORAMINIFERES DU TYPE AMMONIA.....	104
FIGURE 60: CLASSIFICATION DE FOLK (1954, 1980).....	106
FIGURE 61 : METHODS FOR THE CREATION OF THE SEDIMENTOLOGICAL MAP OF THE BAY OF BREST: IN THE LEFT TOP CORNER THE SIDE SCAN SONAR (1:5,000) ANALYSIS ALLOWED US TO DEFINE THE BACKSCATTER VARIATIONS (GREY NUANCES); IN THE RIGHT TOP, SAMPLE ANALYSIS BY THE SIEVING METHOD IS TRANSLATED INTO A HISTOGRAM FOR EACH SIEVE AND SHOWS THE FINAL SEDIMENTARY INTERPRETATION.....	120
FIGURE 62 : SHAPE OF THE PALEO-FOOTPRINTS AND THEIR LOCALISATION ON THE MAPS ON THE RIGHT LOWER CORNER (SCALE OF 1:90,000 AND 1:30,000). ON THE TOP THIS IS THE PROFILE THAT FOLLOWS THE CHANNEL FROM THE IROISE SEA TO THE AULNE ESTUARY DIVIDED IN THREE MAIN DOMAINS: EXTERNAL (BLUE), (INTERMEDIATE (RED), ESTUARY (GREEN)); SHAPES OF EACH DOMAIN ARE ILLUSTRATED.	121
FIGURE 63 : THE LOCATION OF THREE MAIN DOMAINS OF THE STUDY AREA AND FACIES SAMPLES; THE EXTERNAL DOMAIN (IN BLUE) IS CHARACTERISED BY SAND (FINE TO GRAVELLY) AND SHELLY SAND, THE GRAVELLY COARSE SEDIMENT LOCATED IN THE RSD (RIPPLE SCOUR DEPRESSION) IS OBSERVABLE FOR THE NORTH AND SOUTH; THE INTERMEDIATE DOMAIN (IN RED) BY SHELLY SANDY GRAVEL AND PEBBLES; THE EXTERNAL DOMAIN (IN GREEN) DEFINED BY MUD MIXED IN DIFFERENT PROPORTIONS WITH OTHER CALCAREOUS SEDIMENTS LIKE CREPIDULA OF MAËRL.....	123
FIGURE 64 : CARTE MORPHO-SEDIMENTAIRE DE LA RADE DE BREST	126
FIGURE 65 : DISTRIBUTION EN POURCENTAGE DES DIFFERENTS FACIES SEDIMENTAIRES PAR DOMAINE	128
FIGURE 66: MODES GRANULOMETRIQUES DE 5 ECHANTILLONS PRELEVES DANS LES DIFFERENTS DOMAINES DU SECTEUR D'ETUDE	129
FIGURE 67: LOCALISATION DES ECHANTILLONS ANALYSES AU GRANULOMETRE LASER DANS L'ESTUAIRE DE L'AULNE ET DE L'ELORN ET LEUR REPARTITION DES MODES GRANULOMETRIQUES.....	131
FIGURE 68: REPARTITION DES MODES GRANULOMETRIQUES DE TROIS ECHANTILLONS DE TYPE SABLE GROSSIER	132
FIGURE 69: DISTRIBUTION DES CARBONATES DANS LE SECTEUR D'ETUDE (%) ET LOCALISATION DES COLONIES DE MAËRL ET CREPIDULE.....	134
FIGURE 70: RELATION ENTRE LA MEDIANE (µM) ET LA TENEUR EN CARBONATE (%) DU SECTEUR D'ETUDE (VIOLET), DU DOMAINE INTERNE (NOIR), INTERMEDIAIRE (BLEU) ET EXTERNE (ROUGE). LES COURBES TIRETEES REPRESENTENT LA TENDANCE MOYENNE PAR DOMAINE	135
FIGURE 71: ESTIMATION (EN %) DU TAUX DE CaCO ₃ DES ECHANTILLONS DE SABLE GROSSIER PRESENTANT LES MEMES MODES GRANULOMETRIQUES.....	136

FIGURE 72: (A). LOCALISATION DES RSD DANS LE DOMAINE EXTERNE (B). EXEMPLE DE VISUALISATION DES RSD EN IMAGERIE SONAR A DIFFERENTES ECHELLES DE RESOLUTION (C). BLOC DIAGRAMME 3D, SELON LA COUPE A-B, DES RSD. LES FLECHES NOIRES ET ROUGES ILLUSTRONT L'ORIENTATION DES TRANSPORTS SEDIMENTAIRES (D). REPARTITION DES CLASSES GRANULOMETRIQUES ET PHOTOGRAPHIE DES ECHANTILLONS 1 (INTERNE SILLON) ET 2 (EXTERNE SILLON) (E) PROFIL BATHYMETRIQUE, SELON LA COUPE A-B, ET VALEUR DES PENTES DES RUBANS SABLEUX. LES FLECHES EN ROUGE ILLUSTRONT LA POLARITE DES VERSANTS.	139
FIGURE 73: (A). LOCALISATION DU CHAMP DE DUNES (B). ZOOM SUR LE CHAMP ET DETERMINATION DES DIFFERENTS TYPES (I A VIII) DE DUNE. LES ANNOTATIONS EN ROUGE ILLUSTRONT LA POLARITE DES DUNES, LA ZONE DE CONFRONTATION ENTRE DEUX POLARITES DIFFERENTES ET LA LOCALISATION DES COUPES A ET B (C). CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DU MATERIEL SEDIMENTAIRE DES DUNES ET PHOTOGRAPHIE (D). COUPE (A) PERPENDICULAIRE AUX CRETES DES DUNES DE TYPE III (E). COUPE (B) PERPENDICULAIRE AUX CRETES DE DUNES DE TYPE VII. LES FLECHES ROUGES ILLUSTRONT L'ORIENTATION DU TRANSPORT RESIDUEL SELON L'ASYMETRIE DES DUNES.....	141
FIGURE 74: (A). LOCALISATION DU CHAMP DE DUNES (B). ZOOM SUR LE CHAMP DE DUNE. LES TRAIT BLANC REPRESENTENT LES CRETES DES DUNES, LA FLECHE ROUGE LE SENS DE POLARITE DES DUNES ET LE TRAIT EN POINTILLE ROUGE LA COUPE. (C) CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DU MATERIEL SEDIMENTAIRE DES DUNES ET PHOTOGRAPHIE (D). COUPE PERPENDICULAIRE AUX CRETES DE DUNES, LA FLECHE ROUGE ILLUSTRONT L'ORIENTATION DU TRANSPORT RESIDUEL SELON L'ASYMETRIE DES DUNES	143
FIGURE 76: (A). REPARTITION SEDIMENTAIRE SUR LE BANC DE LA CORMORANDIERE SUPERPOSEE AVEC LA LOCALISATION DES FIGURES SEDIMENTAIRES ET LA LIMITE DU BANC (B). % DES CLASSES GRANULOMETRIQUES DES ECHANTILLONS (C). TAUX DE CARBONATES DANS LES ECHANTILLONS EN FONCTION DU POURCENTAGE DE LA CLASSE DES GRAVIERS ET SABLES GROSSIERS (D). DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE DU BANC ET SES SUBDIVISIONS (E). DIAGRAMMES POLAIRES INDIQUANT LA POLARITE DES DUNES A LA SURFACE DU BANC (F). LOCALISATION DES BANCS TIDAUX.	146
FIGURE 77: LOCALISATION DES BANCS EN "ECHELON" DANS LE CENTRE DE LA RADE DE BREST. LES FLECHES NOIRES INDIQUENT L'ORIENTATION DES MASSES EN SURFACE D'EAU LORS DU FLOT	147
FIGURE 78: (A). LOCALISATION DES FIGURES SEDIMENTAIRE DANS L'ESTUAIRE DE L'ELORN (B). CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES CRETES ET PIEDS DES DUNES (C). MOSAÏQUE SONAR DES AMAS DE CREPIDULES (D). MNT BATHYMETRIQUE DES DUNES (E). PROFIL BATHYMETRIQUE PERPENDICULAIRE AUX CRETES DE DUNES (F). AFFOUILLEMENT DERRIERE DES EPAVES (COM.PERS. CHENADEC - ENSTA)	149
FIGURE 79: BILAN DES INDICES DE TRANSPORT SUR LE FOND A PARTIR DE L'ANALYSE DES FIGURES SEDIMENTAIRES DANS LE DOMAINE EXTERNE. LES FLECHES INDIQUENT LA POLARITE DES FIGURES SEDIMENTAIRES.	150
FIGURE 80: BILAN DES INDICES DE TRANSPORT SUR LE FOND A PARTIR DE L'ANALYSE DES FIGURES SEDIMENTAIRES DANS LE DOMAINE INTERMEDIAIRE	152
FIGURE 81: BILAN DES INDICES DE TRANSPORT SUR LE FOND A PARTIR DE L'ANALYSE DES FIGURES SEDIMENTAIRES DANS LE DOMAINE INTERNE	153
FIGURE 82: SCHEMA DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE SUR LE FOND A PARTIR DE L'INTERPRETATION DE LA POLARITE DES FIGURES SEDIMENTAIRES. LES FLECHES EN POINTILLEES SIGNALENT UN TRANSPORT HYPOTHETIQUE.	154
FIGURE 83: CHAMPS DES FLUX RESIDUELS SIMULES DANS LE DOMAINE EXTERNE SELON DIFFERENTES CONFIGURATIONS A 1 M AU DESSUS DU FOND	156
FIGURE 84: CHAMPS DES FLUX MAXIMUMS SIMULES DANS LE DOMAINE EXTERNE SELON DIFFERENTES CONFIGURATIONS A 1 M SUR LE FOND	158
FIGURE 85: CHAMPS DES FLUX RESIDUELS SIMULES DANS LE DOMAINE INTERMEDIAIRE SELON DIFFERENTES CONFIGURATIONS A 1 M SUR LE FOND.....	159
FIGURE 86: CHAMPS DES FLUX MAXIMUMS SIMULES DANS LE DOMAINE INTERMEDIAIRE SELON DIFFERENTES CONFIGURATIONS A 1 M SUR LE FOND.....	160
FIGURE 87: CHAMPS DES FLUX RESIDUELS SIMULES DANS LE DOMAINE INTERNE (BASSIN NORD ET BASSIN SUD) SELON DIFFERENTES CONFIGURATION A 1 M SUR LE FOND.....	161
FIGURE 88: CHAMPS DES FLUX MAXIMUMS SIMULES DANS LE DOMAINE INTERNE (BASSIN NORD ET SUD) SELON DIFFERENTES CONFIGURATIONS A 1 M SUR LE FOND.....	162
FIGURE 89: SCHEMA GLOBAL DE LA CIRCULATION RESIDUELLE EN HIVER SUR LE FOND EN PERIODE DE ME ET DE VE AINSI QUE POUR LES MAXIMALES EN PERIODE VE.	163
FIGURE 90: VOLUME MOYEN DES SEDIMENTS CHARRIES (ME ET VE) EXPRIME EN $M^3/M/S$	166
FIGURE 91: VOLUME MOYEN DES SEDIMENTS CHARRIES EXPRIME EN $T/M/MAREE$	166
FIGURE 92: COUPES PERPENDICULAIRES AU CHENAL CENTRAL MONTRANT L'EVOLUTION DE L'ORIENTATION DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE AINSI QUE LE VOLUME DE SEDIMENTS CHARRIES ($T/M/AN$).....	167

LISTE DES FIGURES ET TABLES

FIGURE 93: BILAN ANNUEL DES VOLUMES SEDIMENTAIRES CHARRIES SUR LE FOND AU COURS D'UNE ANNEE. LES FLECHES DETERMINENT L'ORIENTATION DES MASSES D'EAU SELON LES SORTIES DE MODELES.....	169
FIGURE 94: ORIENTATION DES TRANSPORTS SEDIMENTAIRES OBSERVES PARTIR DES MODELES NUMERIQUES (LES POINTS CARDINAUX SONT ILLUSTRÉS PAR LES COULEURS) CORRELÉS AVEC LES INDICES DE POLARITÉ DES INDICES SEDIMENTAIRES (FLECHES NOIRES) POUR UNE MAREE DE GRANDE VIVE EAU ET DE MORTE EAU DANS LE DOMAINE EXTERNE (A), INTERMEDIAIRE (B) ET INTERNE (C).	170
FIGURE 95: BILAN FINAL DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE PAR CHARRIAGE DETERMINE A PARTIR DES DEUX METHODES PRESENTEES AU COURS DE CE CHAPITRE ET DU TRANSPORT PAR SUSPENSION ESTIME A PARTIR DES ANALYSES GRANULOMETRIQUES.....	173
FIGURE 96: LOCALISATION MAP, BATHYMETRIC MAP AND GEOLOGIC MAP OF THE BAY OF BREST AND THE IROISE SEA.	188
FIGURE 97: (A) LOCATION MAP OF ALL SEISMIC PROFILES USED IN THIS STUDY. (B) SIMPLIFIED BATHYMETRIC MAP SHOWING THE POSITION OF SEISMIC LINES AND GRAVITY-CORES SELECTED FOR THIS PRESENT PAPER. BATHYMETRIC LINES INDICATE THE SEABED DEPTH SPACED EVERY 5 METERS. THE VERY CLEAR GREY PARTS INDICATE THE SHALLOWEST PARTS COMPRISES BETWEEN 0 AND -5 METERS.....	190
FIGURE 98: MORPHOLOGY OF THE PALEOZOIC BEDROCK OF THE BAY OF BREST AND ITS ENTRANCE FROM THE SEISMIC DATA INTERPRETATION COVERING THE AREA. SOME PARTS COULD NOT BE REPRESENT DUE TO THE ACOUSTIC MASK INTERPRETED AS ORGANIC-GAS.	192
FIGURE 99: CHARACTERISTICS AND LOCATION OF THE DIFFERENT SEISMIC UNITS AND FACIES ENCOUNTERED ON CHIRP AND SPARKER PROFILES.	195
FIGURE 100: SEISMIC LINE SHOT IN THE BAY OF ROSCANVEL AND ITS INTERPRETATION (SRQ-20010). THE VERTICAL SCALE IS IN TWO WAY TRAVEL TIME (MS TWTT) FOR THE SEISMIC LINE AND IN METERS FOR THE INTERPRETATION. HORIZONTAL SCALE IS IN METERS. THE CORE COLLECTED ALONG THE LINE IS POSITIONED (RED) ON THE SEISMIC PROFILE (SEE FIGURE 11 FOR DETAILED DESCRIPTION).	196
FIGURE 101: SEISMIC LINE SHOT IN THE AULNE ESTUARY AND ITS INTERPRETATION (GEOBREST11_18). THE VERTICAL SCALE IS IN TWO WAY TRAVEL TIME (MS TWTT) FOR THE SEISMIC LINE AND IN METERS FOR THE INTERPRETATION. HORIZONTAL SCALE IS IN METERS.	197
FIGURE 102 : SEISMIC LINE SHOT IN THE ELORN ESTUARY AND ITS INTERPRETATION. THE SEISMIC PROFILE IS DIVIDED IN A SPARKER LINE AT LEFT (SMDS-22) AND CHIRP LINE AT RIGHT (SRQ1-70012). THE VERTICAL SCALE IS IN TWO WAY TRAVEL TIME (MS TWTT) FOR THE SEISMIC LINE AND IN METERS FOR THE INTERPRETATION. HORIZONTAL SCALE IS IN METERS.....	197
FIGURE 103 : FENCE DIAGRAM OF SEISMIC PROFILES SHOWING THE INTERNAL ARCHITECTURE OF THE ELORN ESTUARY (SEE FIGURE 2 FOR LOCATION). DASHED LINES WERE USED WHERE THE ACOUSTICS MASKS CAN HIDE THE REFLECTORS ARCHITECTURE. THE CORE COLLECTED ALONG THE LINE IS POSITIONED (RED) ON THE SEISMIC PROFILE (SEE FIGURE 11 FOR DETAILED DESCRIPTION).	198
FIGURE 104 : FENCE DIAGRAM OF SEISMIC PROFILES SHOWING THE INTERNAL ARCHITECTURE OF THE MAIN AULNE AXIS AND ITS SECONDARY NETWORK (SEE FIGURE 2 FOR LOCATION). DASHED LINES WERE USED WHERE THE ACOUSTICS MASKS CAN HIDE THE REFLECTORS ARCHITECTURE. THE CORE COLLECTED ALONG THE LINE IS POSITIONED (RED) ON THE SEISMIC PROFILE (SEE FIGURE 11 FOR DETAILED DESCRIPTION).....	199
FIGURE 105 : THICKNESS OF THE SEDIMENTARY INFILL OF THE BAY OF BREST AND ITS ENTRANCE IN METERS. BELOW THE THICKNESS OF EACH UNIT (U0 TO U3) HAS BEEN REPRESENTED. THE DASHEDHE DASHED LINE REPRESENTS THE PALEO-NETWORK.	200
FIGURE 106 : LITHOLOGICAL DESCRIPTION OF SELECTED GRAVITY-CORES FOR THIS STUDY (SEE FIGURE 2 FOR LOCATION). RADIOCARBON CALIBRATE AGES ARE INDICATE ON THE RIGHT SIDE OF EACH LOG. THE CORRESPONDENCE WITH SEISMIC UNIT WAS INDICATED WITH COLOUR BARS IN THE LEFT SIDE.	201
FIGURE 107 : STRATIGRAPHIC SCHEME OF THE SEDIMENTARY INFILLING IN THE BAY OF BREST. THIS FIGURE RECONSTRUCTS THE SEDIMENTARY DEPOSITION FOR EACH DOMAIN: EMBAYMENTS, CENTRAL PLATEAU, PALEO-VALLEY AND ESTUARINE RIM. THE THICKNESS OF LST (LOW SYSTEM TRACT), THE TST (TRANSGRESSIVE SYSTEM TRACT) AND THE HST (HIGH SYSTEM TRACT) EVOLVES ACCORDING TO THE LOCATION OF THE DEPOSITION. HOWEVER THE TST FORMS THE MAIN INFILLING OF THE BAY AND IT IS DIVIDED IN TWO PARTS. THE TST1 CORRESPOND TO THE LOWER PART OF THE TST AND IT IS SEPARATED FROM THE UPPER TST (TST2) BY A TIDAL RAVINEMENT SURFACE (TRS) DATED AROUND 8 000 AND 7 000 CAL. YRS B.P. THE HST AND TST ARE SEPARATED BY THE MAXIMUM FLOODING SURFACE AROUND 3 000 AND 2 000 CAL. YRS B.P.....	204
FIGURE 108 : DISTRIBUTION DIAGRAM OF THE DEPTHS IN THE BAY OF BREST. THE GREY BARS INDICATE THE DISTRIBUTION OF THE PRESENT-DAY DEPTHS WHEREAS THE DASHED BARS THE DISTRIBUTION OF ROCKY BASEMENT WITHOUT DEPOSITS. IT IS ADDED THE DISTRIBUTION OF AREAS IN PERCENTAGE. THE BLUE PART REPRESENTS THE EVOLUTION OF MARINE AREA ACCORDING TO THE SEA-LEVEL RISE; THE YELLOW REPRESENTS THE INTERTIDAL AREA AND THE BROW PART THE CONTINENTAL DOMAIN. THE INTERTIDAL AREA EVOLVES ACCORDING TO THE DEPTHS REPARTITION.	206
FIGURE 109 : STEPS OF THE SEA LEVEL TRANSGRESSION IN THE BAY OF BREST, RECONSTRUCTED FROM THE SEISMIC INTERPRETATION. THE DIFFERENT SEISMIC UNITS HAVE BEEN ADDED WITH THE EVOLUTION OF THE SEA LEVEL RISING. THE EMERGED AREA IS REPRESENTED IN BROWN AND BEIGE, INTERTIDAL AREA IN GREEN AND MARINE AREA IN BLUE. THE TIDAL RANGE USED IS SIMILAR AS IS PRESENT-DAY (5 M).	

THE DASHED LINE CHARACTERIZES THE LIMIT BETWEEN THE INTERTIDAL AREA AND SUBTIDAL AREA. THE FULL LINE MARKS THE LIMIT BETWEEN THE EMERGED AREA AND THE INTERTIDAL AREA.	209
FIGURE 110 : (A) ROCKY BASEMENT PROFILE OF THE BAY OF BREST FROM THE COAST TO THE PALEO-VALLEY (BLUE) AND VIRTUAL PROFILE (RED). THE VIRTUAL PROFILE WAS CREATED FROM A LINE JOINING THE DEPTHS 0 AND 45 METERS, THE SAME AS OBSERVABLE IN THE REAL PROFILE. SLOPE GRADI GRADIENTS ARE INDICATE IN BLACK ON THE PROFILE BLUE. (B) HORIZONTAL SHORELINE MIGRATION ACCORDING TO THE THEORETICAL PROFILE (RED) AND SUBSTRATUM PROFILE (BLUE). THE RATE OF SEA-LEVEL RISE, ACCORDING TO THE SEA-LEVEL CURVE (IN C) IS CHARACTERIZED BY THE PURPLE LINE (C) SEA-LEVEL CURVE ACCORDING TO GOSLIN ET AL. (2015) FROM 8 TO 0 KYRS AND CAMOIN ET AL. (2012) FROM 14 TO 8 KYRS. (D) THE SEDIMENTATION RATE CALCULATED FROM THE RADIOCARBON AGE IN THE CORES PRESENTED IN THIS STUDY ACCORDING TO THE AGE. THE SEDIMENTATION RATES ARE CORRELATED WITH THE SYSTEM TRACT (TST1, TST2 AND HST) AND NON-DEPOSIT EVENTS (TRS AND MFS).....	211
FIGURE 111: EXEMPLE DE PROFILS DE DECROISSANCE DU $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ EXPRIME EN FONCTION DE LA PROFONDEUR DE LA CAROTTE, CORRESPONDANT AU TAUX DE SEDIMENTATION, COUPLE AVEC LA CONCENTRATION DU ^{137}Cs DANS LES SEDIMENTS PERMETTANT DE RECALER EN AGE LE PROFIL DU $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$	216
FIGURE 112: LOCALISATION DES CAROTTES D'INTERFACE SOUMISES AUX ANALYSES AUX $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$. LE NOM DE LA CAROTTE EST RENSEIGNE EN ROUGE ET LE TAUX DE SEDIMENTATION EN NOIR. LA RADE DE BREST EST EGALEMENT SEPARÉE EN DIFFÉRENTS SECTEURS NOMMÉS SELON CELUI DES BAIES ET ANSES.	217
FIGURE 113: LOCALISATION DES CAROTTES ANALYSÉES DANS CE SOUS-CHAPITRE. LES POINTS ROUGES REPRESENTENT LES CAROTTES D'INTERFACE ET LES POINTS NOIRS LES CAROTTES LONGUES (KULLENBERG).	218
FIGURE 114: LOG DESCRIPTIF, PHOTOGRAPHIE ET IMAGE X-RAY DES CAROTTES D'INTERFACE PRESENTANT DES DATATIONS AU $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (NOIR) ET ^{14}C (ROUGE). LES TAUX DE SEDIMENTATION ACTUELS SONT RENSEIGNÉS EN VERT, CEUX CALCULÉS PAR RAPPORT AUX DATATIONS EN BLEU. LE HST SUR LES CAROTTES SRQ1_I03 ET SRQ1_I04 EST ENTIEREMENT ÉCHANTILLONNÉ, LA BASE DE LA CAROTTE CORRESPONDANT AU TST. POUR LE RESTE LA BASE DE LA CAROTTE N' A PAS ATTEINTE LA LIMITE MFS, LA LONGUEUR DU HST EST INCONNUE.	219
FIGURE 115 : LOG SYNTHÉTIQUE DES FACIES SEDIMENTAIRES DES CAROTTES D'INTERFACE ET TAUX DE SEDIMENTATION CALCULÉS À PARTIR DES DATATIONS ET COMPARES À SON ÉVOLUTION	220
FIGURE 116 : LOG DESCRIPTIF, PHOTOGRAPHIE ET IMAGE X-RAY DES CAROTTES LONGUES PRESENTANT DES DATATIONS AU ^{14}C . LES TAUX DE SEDIMENTATION CALCULÉS PAR RAPPORT AUX DATATIONS SONT RENSEIGNÉS EN BLEU.	222
FIGURE 117 : LOG SYNTHÉTIQUE DES FACIES SEDIMENTAIRES DES CAROTTES LONGUES ET TAUX DE SEDIMENTATION CALCULÉS À PARTIR DES DATATIONS ET COMPARES À SON ÉVOLUTION	223
FIGURE 118: CORRELATION DES TAUX DE SEDIMENTATION DES CAROTTES LONGUES ET D'INTERFACE DANS LE SECTEUR DE L'AULNE.	225
FIGURE 119: CORRELATION DES TAUX DE SEDIMENTATION DES CAROTTES LONGUES ET D'INTERFACE DANS LE SECTEUR EXTERNE (CENTRE RADE DE BREST)	227
FIGURE 120: MNT DIFFÉRENTIEL ENTRE 1877 ET 2013 DANS LE DOMAINE EXTERNE SUPERPOSE À LA MORPHOLOGIE ACTUELLE	229
FIGURE 121: MNT DIFFÉRENTIEL ENTRE 1877 ET 2013 DANS LE DOMAINE INTERMÉDIAIRE SUPERPOSE À LA MORPHOLOGIE ACTUELLE	230
FIGURE 122: MNT DIFFÉRENTIEL ENTRE 1877 ET 2013 DANS LE DOMAINE INTERNE (ESTUAIRE DE L'AULNE ET L'ÉLORN) SUPERPOSE À LA MORPHOLOGIE ACTUELLE.....	231
FIGURE 123: MNT DE LA ZONE PORTUAIRE DE LA RADE DE BREST EN 1877, 1959 ET 2013. PLAN DU PORT DE BREST EN 1861 ET PHOTOS AÉRIENNES DU PORT DE BREST EN 1946 ET 2012.	233
FIGURE 124: MNT DIFFÉRENTIELS DE LA ZONE PORTUAIRE DE LA RADE DE BREST, SELON TROIS DATES DIFFÉRENTES : 1959-1877, 2013-1959 ET 2013-1877.	234
FIGURE 125: TAUX DE SEDIMENTATION EN RADE DE BREST À PARTIR DES DATATIONS $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ET LEUR INTERPOLATION SELON LA MORPHOLOGIE DE LA BAIE (PARTIES BLEUES : < 10 M) (D'APRÈS UNE PRÉSENTATION AU CONGRÈS ISOBAY EHRHOLD ET AL., 2016).....	236
FIGURE 126: (A). POURCENTAGE DES DÉPÔTS SEDIMENTAIRES EN FONCTION DE L'ESTUAIRE DE L'AULNE, ÉLORN ET DES ZONES BORDIÈRES EXTERNES (ROSCANVEL, FRET ET AUBERLAC'H) (B). POIDS DES SEDIMENTS (SECS) DÉPOSÉS (T/AN) ET ESTIMÉS SELON DEUX VALEURS DE « DRY BULK » (BLEU ET JAUNE) EN FONCTION DES DIFFÉRENTS SECTEURS BORDIERS PEU PROFONDS D'APRÈS PRÉSENTATION ISOBAY (EHRHOLD ET AL., 2016).	237
FIGURE 127 : DÉBIT MOYEN PAR AN DEPUIS 1970 POUR LES RIVIÈRES DE L'AULNE, L'ÉLORN ET DAOULAS.....	238
FIGURE 128: FRISE CHRONOLOGIQUE DEPUIS 2000 CAL BP EN RADE DE BREST JUSQU'À L'ACTUEL. LA PÉRIODE CHAUDE MÉDÉVALE (MWA), LE PETIT ÂGE GLACIAIRE (LIA) ET L'ÈRE ANTHROPOCÈNE SONT RENSEIGNÉS EN JAUNE, EN VERT ET BLEU. AU-DESSUS SONT SUPERPOSÉS LES PÉRIODES ET DISCONTINUITÉS OBSERVÉES DANS LES CAROTTES SEDIMENTAIRES DÉCRITES PRÉCÉDEMMENT.....	241
FIGURE 129: PROFIL SISMIQUE LONGITUDINAL D'UNE BARRE TIDALE DANS LE CHENAL DU SECTEUR INTERMÉDIAIRE DE LA RADE DE BREST. ...	248

FIGURE 130: SCHEMA DES FLUX SEDIMENTAIRES (VASE ET SABLE) ENTRE LES DIFFERENTS SECTEURS DE LA RADE DE BREST (INTERNE - INTERMEDIAIRE - EXTERNE). LA COULEUR DES FLECHE DETERMINE L'AGENT DE TRANSPORT ET LA TYPOLOGIE S'APPLIQUE AU FACIES (SABLE : FLECHE PLEIN ET VASE : FLECHE EN POINTILLEE).	252
FIGURE 131 : SCHEMAS 3D DU REMPLISSAGE DE LA RADE DE BREST DE L'ENNOIEMENT A L'ACTUEL. L'INFLUENCE TIDALE ET FLUVIALE EST RENSEIGNEE A GAUCHE DES BLOCS DIAGRAMMES.....	254
FIGURE 132 : (A) SCHEMA SIMPLIFIE D'UNE BARRE TIDALE DANS LE CAS D'UN MEANDRE LEGEREMENT CONVEXE (D'APRES DALRYMPLE ET AL., 2012). (B) ZOOM SUR LA TRAVERSE DE L'HOPITAL. LES FLECHES NOIRES INDIQUENT LE SENS DE TRANSPORT. ELLES SONT EXTRAITES DES SORTIES DU MODELE NUMERIQUE.....	258
FIGURE 133 : CLASSIFICATION HYDRODYNAMIQUE DES PALEO-VALLEES ETUDIEES D'APRES CHAUMILLON ET AL. (2010). LES POINTS DE GRANDE TAILLES SONT LES SYSTEMES CONNECTES A DE GRANDS FLEUVES ET DE PETITES TAILLES A DE PETITS FLEUVES. [R] INDIQUE LES SYSTEMES A COTES ROCHEUSES. LA RADE DE BREST ET NOS MODIFICATIONS SONT INDIQUEES EN ROUGE. LA RADE DE BREST ET LE GOLFE DU MORBIHAN PRESENTANT LES MEMES CARACTERISTIQUES DE MARNAGE ET DE HOULE, LES POINTS SONT CONFONDUS.	259
FIGURE 134: EXEMPLE DE PROFIL SISMIQUE DANS LE DOMAINE EXTERNE NON EXPLOITE. LE REMPLISSAGE EST DE L'ORDRE DE 20 METRES...	261
FIGURE 135: CARTE BATHYMETRIQUE ET TOPOGRAPHIQUE DE LA POINTE FINISTERIENNE. LES PALEO-RESEAUX VISIBLES DANS LA MORPHOLOGIE SONT SOULIGNES EN NOIR ET LEUR PROLONGATION SUPPOSEE EN ROUGE. IL CONVERGE VERS LE BANC D'AR ME	262
FIGURE 136: (A) CHANGEMENT GLOBAL ET MOYEN DES TEMPERATURES A LA SURFACE DE LA TERRE SELON DEUX SCENARII ET (B) AUGMENTATION DU NIVEAU MARIN MOYEN ET GLOBAL. POUR CHAQUE PARAMETRES DEUX SCENARII SONT PROPOSES (EN ROUGE : SANS REDUCTION DES EMISSIONS DE CO2 ET BLEU : AVEC UNE FAIBLE ATTENUATION DES EMISSIONS DE CO2) (E.G IPCC, 2014).	263
FIGURE 137: (A) CHANGEMENT DES TEMPERATURES DE SURFACE (D'APRES VAN DER LINCKER ET MITCHELL, 2009) (B) DIFFERENCE DE MAGNITUDE DE LA VITESSE DU VENT DANS LE CAS DES EVENEMENTS EXTREMES (D'APRES DONAT ET AL., 2011) ET (C) CHANGEMENT DES DECHARGES FLUVIATILES (D'APRES ROJAS ET AL., 2012) . CES SIMULATIONS CONCERNENT LES EVOLUTIONS A L'HORIZON 2080-2100 (E.G .RAPPORT EEA, 2012)	263

INTRODUCTION GENERALE

Pourquoi étudier les systèmes côtiers ?

A l'interface terre-mer, la frange littorale est sujette à un équilibre fragile entretenu par les interactions entre les agents hydrodynamiques, biologiques et anthropiques. Cette zone n'a cessé de constituer, dès la sédentarisation de l'Homme, un intérêt grandissant : d'abord pour l'accès aux ressources nourricières (pêche), puis par le développement du commerce et désormais par les besoins grandissants en ressources minérales (granulats), énergie fossile (pétrole et gaz) et renouvelable (champs éoliennes/ hydroliennes). Actuellement, plus de 50 % de la population mondiale, et 73% en Europe, occupe l'espace littoral (United Nation, 2014). Ces secteurs représentent donc des enjeux socio-économiques majeurs et nécessitent d'être finement étudiés afin de maintenir l'équilibre fragile qui les caractérise

Récemment, la recrudescence de tempêtes extrêmes, submersions et inondations, enregistrée sur la frange littorale de l'hémisphère Nord (*Sandy*, Etats-Unis, 2012 ; *Xaver*, Grande-Bretagne et Allemagne, 2013) et plus localement sur la façade française Atlantique (*Xynthia*, Pays de Loire, 2010 ; *Ulla*, Bretagne, 2014) traduit les effets d'un réchauffement climatique annoncé (GIEC/IPCC 5th Assessment Report – Climate Change 2014) et augmente la vulnérabilité de ces secteurs.

Il existe une grande variabilité morphologique et sédimentaire d'environnements côtiers à la surface de la terre mais les systèmes estuariens sont parmi les plus communs et les plus anthropisés (Figure 1). Présentant une large diversité dépendante des caractéristiques climatologiques, géographiques, géologiques et hydrologiques locales (Perillo, 1995), les estuaires de la façade Manche-Atlantique sont avant tout à dominance tidale ou mixte (houles/marée) (Chaumillon et al., 2010).

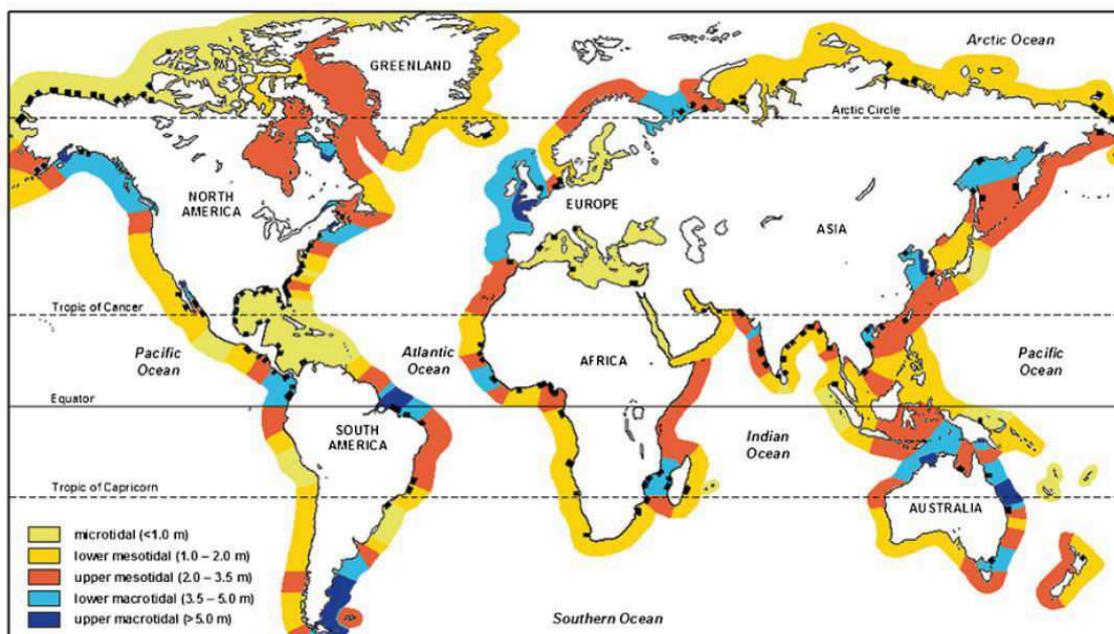


Figure 1 : Distribution mondiale du régime des marées (d'après Flemming, 2005 dans Flemming, 2012)

Depuis une vingtaine d'années, les systèmes côtiers à dominance tidale, sont le sujet de nombreuses études ayant pour but : de caractériser (1) leurs partitionnements sédimentaires et morphologiques en relation avec l'hydrodynamisme actuel (Davis et Hayes, 1984 ; Dalrymple et al, 1990 ; Dalrymple & Zaitlin, 1994 ; Ryan et al, 2007 ; Tessier et al, 2010 ; Dalrymple et al., 2012 ; Barnard et al, 2012 ; Shaw et al, 2014), (2) leurs potentiels de préservation des archives sédimentaires et (3) leurs évolutions environnementales en contexte de transgression marine (Dalrymple et al., 1990 ; Jouet et al., 2003 ; García-García et al., 2005 ; Billeaud et al., 2009 ; Menier et al., 2010 ; Dalrymple et al., 2012 ; Tessier et al., 2012 ; Traini et al., 2013 ; Green et al., 2013 ; Zhang et al., 2014).

Bien que le niveau marin soit reconnu comme l'un des principaux facteurs de contrôle des paramètres de dépôts, la variabilité des géométries de ces environnements est étroitement contrôlée par les facteurs locaux (Tessier, 2012). Les études antérieures ont ainsi permis de mettre en évidence que la répartition sédimentaire actuelle et l'architecture des dépôts holocènes, sont soumises à la disponibilité du matériel potentiellement remobilisable, aux facteurs hydrodynamiques (courants de marée et houles océaniques) et aux apports fluviaux.

Parmi la variabilité des géométries des systèmes côtiers, les estuaires dominé marée constituent des secteurs d'étude clés pour comprendre les transferts sédimentaires du domaine continental vers le domaine marin et ce depuis l'enneigement à l'Holocène du système. Néanmoins, même s'il est possible de dresser les caractéristiques globales de ce type d'environnement, la modulation par les facteurs locaux est propre à chaque système et pouvant s'exprimer différemment sur de petites échelles spatiales apparait comme indispensable pour comprendre leur fonctionnement (Dalrymple et al., 1992 ; Allen et Posamentier, 1993 ; Martinsen et Hellandhansen, 1995 ; Estournès et al., 2012 ; Traini et al., 2015 ; Lesourd et al., 2016).

Cadre et objectifs de l'étude

Localisée à l'extrémité Ouest de la pointe bretonne, la rade de Brest est un système estuarien semi-fermé, macro-tidal (marnage moyen 4.7 m), communiquant avec la mer d'Iroise par l'intermédiaire d'un étroit goulet (1.8 km de large). Ce bassin est connecté à deux fleuves côtiers dont l'embouchure délimite le bassin nord (Elorn) et sud (Aulne). L'originalité de la rade de Brest réside à la fois dans son littoral, très découpé par de nombreuses baies abritées de faibles profondeurs (< 10 mètres), et dans la conservation des paléo-chenaux s'étendant de l'embouchure des principaux fleuves, à l'Est, jusque dans la mer d'Iroise, à l'Ouest. La rade de Brest est depuis le début du XIX^{ème} siècle soumis à de nombreux aménagements portuaires (militaires et commerciaux). Le développement se poursuit encore actuellement avec la construction d'un nouveau polder, afin d'accueillir la zone industrielle des énergies marines, dont les travaux, amorcés en début d'année 2016, aboutiront en 2020.

Entre 1960 et 1990, plusieurs études se sont attachées à caractériser la distribution sédimentaire et la dynamique associée de la rade de Brest (Guilcher et Pruleau, 1962 ; Moign, 1967 ; Hirschberger, 1968 ; Bassoulet, 1979 ; Hallegouët, 1979 ; Auffret, 1983 ; Fichaut, 1984). Chacune d'entre elles s'est focalisée sur un secteur précis (externe, interne bassins versants) attachant souvent peu d'attention aux interactions entre les différents compartiments par manque de données. En outre, l'empreinte encore visible des paléo-chenaux dans la morphologie des fonds marins a suscité de nombreuses interrogations et plusieurs études ont été entreprises afin de définir leurs tracés (Hirschberger et Pavvret, 1968 ; Hallégouët, 1994 ; Baltzer, et al., 2010). L'hypothèse d'une potentielle jonction, sur la plate-forme continentale, entre le paleo-réseau de la baie voisine (Douarnenez) et celui de la rade de Brest est alors suggérée. Bien que le remplissage de la baie adjacente (Douarnenez) ait déjà été discuté (Jouet et al., 2003), le remplissage de la rade de Brest restait jusqu'à ce jour méconnu.

Les caractéristiques particulières de la rade de Brest font de ce site un cadre idéal pour comprendre la dynamique sédimentaire actuelle liée au processus tidaux et les échanges opérés entre un secteur largement ouvert aux houles océanique et confiné. Les archives sédimentaires, prélevés dans les environnements peu profonds de la rade, permettent de caractériser le remplissage holocène d'un environnement confiné en relation avec les différents forçages. Soumis à une forte pression anthropique depuis presque deux siècles, il apparait également comme un secteur intéressant pour caractériser l'impact de l'Homme.

Cette étude se propose en particulier d'étudier et de tenter de restituer les transferts sédimentaires dans ce contexte semi-fermé depuis le début de son ennoisement à l'Holocène. Il en découle plusieurs questions abordées lors de ce travail : (1) Quelle est la dynamique sédimentaire actuelle en rade de Brest ? (2) Quels sont les agents hydrodynamiques qui la contrôlent ? (3) Quels sont les échanges entre le secteur confiné, abrité des houles océaniques, et celui ouvert sur la plate-forme continentale ? (4) Comment cette dynamique a-t-elle évolué au cours de la remontée du niveau marin ? (5) Quels ont été les facteurs de contrôle du remplissage sédimentaire ?

Mes travaux, ont porté sur l'évolution sédimentaire de ce système à deux échelles temporelles différentes:

(a) Les objectifs du premier axe sont de caractériser le modèle sédimentaire actuel sur le fond (par charriage) et d'en déterminer le rôle des agents hydrodynamiques. Deux approches ont été développées. La première consiste, sur la base de nouvelles données d'imagerie sonar et d'un canevas d'échantillonnage conséquent, de caractériser la répartition des cortèges morpho-sédimentaires. La seconde s'appuie sur le couplage d'un modèle dédié à la modélisation océanographique (MARS-3D) prenant en compte la dynamique liée aux courants de marée et débits fluviaux avec la sédimentologie locale. Le but étant de caractériser l'orientation et l'intensité des courants résiduels sur le fond, et de quantifier les volumes sédimentaires en transit, en fonction des cycles tidaux (morte eau/vive eau) et saisonnier (été/hiver) sur des simulations longues et avec une résolution spatiale élevée.

(b) Le second s'attache à décrire la mise en place des dépôts sédimentaires au cours de la dernière transgression marine et de déterminer les facteurs de contrôle du comblement du bassin. Afin de répondre à ces objectifs, des campagnes ont été réalisées au cours de ces travaux (SERABEQ1, 2 et 3 de 2014 à 2015) et ont permis d'acquérir un maillage resserré de profils sismiques combiné à une série de carottages longs et d'interfaces. Les résultats obtenus s'appuient sur une analyse détaillée de l'organisation stratigraphique des séquences sédimentaires au sein du cortège de dépôt holocène dans un cadre chrono-stratigraphique bien établi.

Cadre de la thèse

La réalisation de ce projet a été rendue possible par le soutien financier de la région Bretagne, du laboratoire d'excellence **LabexMER** « L'océan dans le changement » et en particulier de son axe 4 « du sédiment au manteau : érosion-transport-interaction ». Ce travail a bénéficié du soutien du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) et de sa base de données bathymétriques, il été mené au sein de deux laboratoires d'accueil : le Laboratoire Géodynamique et enregistrement Sédimentaire de l'IFREMER et l'UMR-CNR 6538 « Domaines Océaniques » à l'Université de Bretagne Occidentale. Ce projet s'inscrit également dans le cadre du projet de réseau de surveillance REBENT et à conduit à des collaborations avec le laboratoire DYNECO de l'IFREMER. Plusieurs acteurs de la région sont également concernés par cette étude : Brest Métropole Océane (Polder), le Parc marin d'Iroise ou encore les réseaux SAGE du bassin versant de l'Aulne et de l'Elorn.

Organisation du mémoire

Ce mémoire s'articule autour de six chapitres :

Le **chapitre I** propose un état de l'art sur les caractéristiques morphosédimentaires, et le remplissage stratigraphique des systèmes à dominance tidale en lien avec les processus qui leurs sont associés. Ce chapitre s'attache également à réaliser un bref rappel des évolutions climatiques et eustatiques rythmant le quaternaire et plus particulièrement la dernière période holocène.

Le **chapitre II** présente les caractéristiques géographiques et géologiques de la rade de Brest et son ouverture sur la mer d'Iroise. Les connaissances déjà acquises sur l'hydrodynamisme et la distribution sédimentaire ainsi que sur les communautés macro-benthiques et les aménagements anthropiques y sont incluses.

Le **chapitre III** est dédié à la présentation des méthodes et des types de données utilisées au cours de ces travaux de thèse. Une description des différents instruments mis en œuvre avec leurs principes de fonctionnement, ainsi que des campagnes anciennes et réalisées au cours de la thèse, est d'abord effectué. La seconde partie est consacrée aux analyses en laboratoire, aux traitements des données et à la description des paramètres du modèle.

Le **chapitre IV** se concentre sur le premier axe temporel (actuel). Il aborde dans une première partie la distribution des cortèges morphosédimentaires sur la zone d'étude. Ces résultats ont fait l'objet d'une publication dans *Journal of Map* (Gregoire et al., 2016). Les indices de transport résiduel sont déterminés à partir de l'analyse détaillée des figures sédimentaires. La seconde partie est consacrée à l'étude de l'orientation et l'intensité des courants résiduels sur le fond et à la quantification des volumes de sédiment en mouvement, par le modèle MARS 3D. Ces deux approches sont *in fine* comparées.

Le **chapitre V** est dédié à l'échelle de temps plus longue. L'architecture des dépôts sédimentaires holocènes au regard des facteurs de contrôle est préalablement présentée. Ces résultats font l'objet d'une publication à *Marine Geology* et sont inclus dans la première partie de ce chapitre. La seconde partie est ciblée sur la détermination des facteurs de contrôle de la sédimentation depuis la stabilisation du niveau marin, c'est-à-dire à une position proche de l'actuel.

Le **chapitre VI** propose une conclusion et discussion à partir de l'intégration des échelles de temps de l'étude et s'articule à partir de l'évolution des transferts sédimentaires depuis la dernière remise en eau du système.

CHAPITRE I

Les systèmes estuariens depuis la dernière période glaciaire

INTRODUCTION.....	17
<i>I.1 Définition et classification des estuaires</i>	<i>18</i>
I.1.1 Définition d'un estuaire	18
I.1.2 Classification des estuaires.....	18
I.1.3 Cas des estuaires dominés marées.....	22
<i>I.2 Les variations climatiques au Quaternaire et à l'Holocène</i>	<i>24</i>
I.2.1 Le climat du Quaternaire	25
I.2.2 Le climat à l'Holocène.....	26
I.2.3 Les facteurs forçants: exemple de l'oscillation interne Nord-Atlantique (NAO)	27
<i>I.3 Variations du niveau marin</i>	<i>28</i>
I.3.1 Les grandes variations du niveau marin au cours de la dernière déglaciation	29
I.3.2 Les variations holocènes de la façade manche-Atlantique.....	31
I.3.3 Les variations du niveau marin sur la péninsule Finistérienne.....	32
I.3.4 Les variations historiques au port de Brest.....	34
<i>I.4 Remplissage des bassins estuariens à l'Holocène.....</i>	<i>35</i>
I.4.1 Principes et éléments de la stratigraphie séquentielle	36
I.4.2 Séquences stratigraphiques holocènes : cas des systèmes côtiers dominés par la marée	39
I.4.3 Autres facteurs de contrôle du remplissage holocène.....	42
CONCLUSION.....	44

INTRODUCTION

Les environnements sédimentaires côtiers sont sujets aux conditions parmi les plus énergétiques à la surface de la terre et particulièrement dans les estuaires. En effet, la modification des formes sédimentaires et les caractéristiques de la répartition sédimentaire peuvent varier de la seconde au siècle et du centimètre à plusieurs milliers de kilomètres. Ainsi, de grands changements sédimentaires et géomorphologiques côtiers se passent à l'intérieur ou aux abords des estuaires. Contrairement aux dépôts marins profonds, l'enregistrement des dépôts estuariens s'effectue dans un environnement limité et éphémère. Cependant, Nichols et Biggs (1985) proposent pour la première fois une géométrie des séquences des dépôts estuariens axial et latéral en conditions transgressives dans le cas d'une rivière à fortes décharges sédimentaires. Néanmoins, il existe une large variété d'estuaires dont la morphologie dépend de nombreux facteurs qu'il est nécessaire d'exposer avant d'effectuer une étude approfondie (Tableau 1).

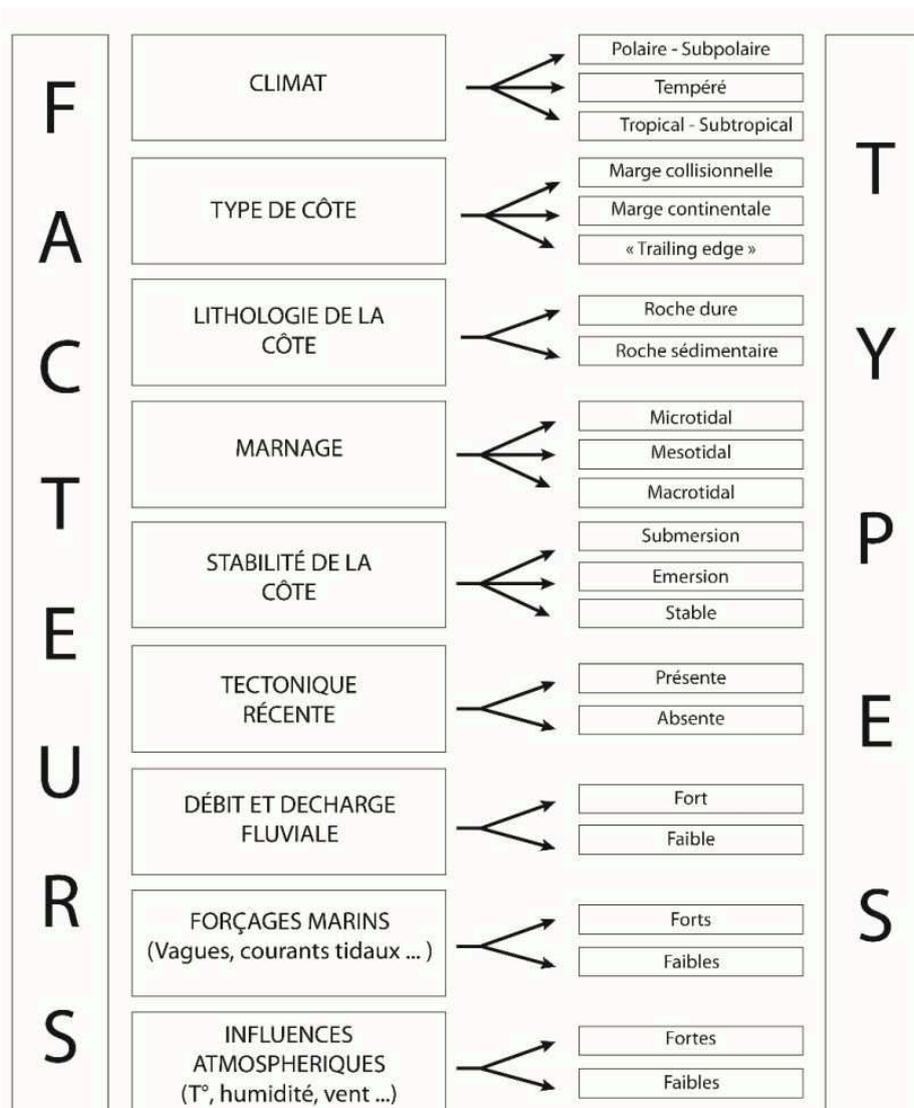


Tableau 1 : Facteurs contrôlant la formation des estuaires. Les facteurs se déclinent en plusieurs types qu'il est nécessaire de déterminer afin de cibler la classification à laquelle se rapporte l'estuaire de la zone d'étude (Perillo, 1995)

I.1 Définition et classification des estuaires

I.1.1 Définition d'un estuaire

« *Un estuaire c'est là où une rivière rencontre la mer* » (Lyell, 1834). Bien qu'il existe une quarantaine de définitions, la plus complète et utilisée reste, depuis le début des années 1950, celle proposée par les travaux pionniers de Cameron et Pritchard (1963) qui prend en compte l'ensemble des paramètres physico-chimiques, biologiques et sédimentaires agissant sur le milieu: « *Un estuaire est une masse d'eau côtière semi-fermée ayant une connexion directe avec l'océan et à l'intérieur duquel l'eau de mer est diluée de façon mesurable avec l'eau douce issue du bassin versant* ». Néanmoins, cette définition est toujours contestée par de nombreux auteurs. Notamment par Dionne (1963) et Fairbridge (1980) qui soulignent l'importance du processus tidal dans l'évolution estuarienne, puis par Dalrymple et al. (1992) apportant un aspect sédimentaire à la définition de Pritchard : « *Un estuaire est définie comme une masse d'eau marine dans un système de vallée ennoyée qui reçoit des sédiments à la fois des sources fluviales et maritimes, il contient des faciès influencés par les processus tidaux, fluviaux et de houle. Un estuaire s'étend, de l'amont vers l'aval, à partir de l'influence tidal jusqu'à la limite des faciès tidaux*».

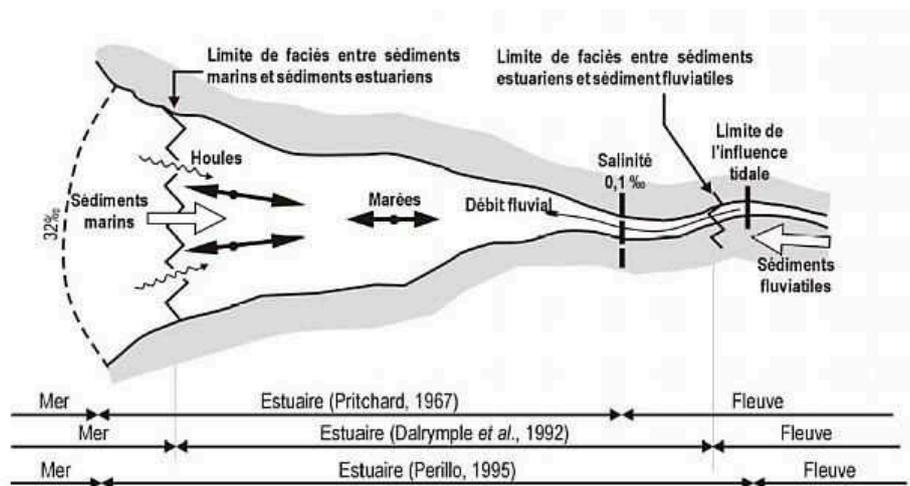


Figure 2 : Représentation schématique d'un estuaire d'après Dionne (1963), Pritchard (1967), Dalrymple et al., 1992 et Perillo (1995)

I.1.2 Classification des estuaires

Les estuaires peuvent être classés en fonction de plusieurs paramètres, c'est pourquoi il existe de nombreuses classifications. A l'intérieur d'une classification géologique, par exemple, les critères déterminants sont la genèse, la géomorphologie et la sédimentologie. Tandis qu'avec une classification physique, ce sont d'avantage les facteurs mesurables dans l'estuaire, comme la salinité, la température, et les courants tidaux ou les vents. Aujourd'hui il existe 3 grandes catégories de classification (Jang et al., 2013) :

- (1) **ECC** : Classification à partir de la circulation estuarienne (Pritchard, 1955 ; Hansen and Rattray 1966 ; Fischer, 1976)
- (2) **EEC** : Classification à partir de l'environnement estuarien. Elle se base sur les processus physiques responsables des caractéristiques physiques de chaque estuaire (Hume et al, 2007).
- (3) **GC** : Classification à partir de la géomorphologie (Pritchard, 1960 ; Fairbridge, 1980 ; Roy et al, 1984 ; Dalrympe et al, 1992 ; Perillo, 1995 ; Ryan et al, 2003)

Dans le cas de cette classification se sont d'avantage les paramètres physiques (salinité) qui sont pris en compte. Celle de Pritchard (1955) a permis de différencier les estuaires en 4 catégories en fonction de leurs structures saline :

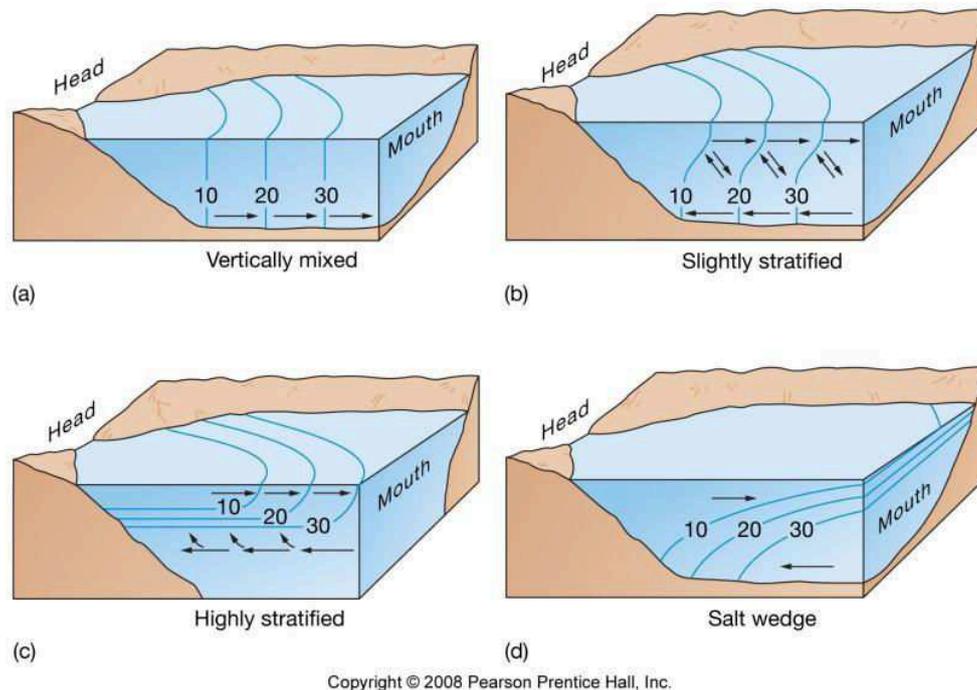


Figure 3 : Schéma du mode de mélange des eaux fluviales et des eaux marines selon la classification de Pritchard (1955). En a. les estuaires mélangés, en b. les estuaires partiellement mélangés, en c. les estuaires stratifiés à marée et en d. les estuaires stratifiés à coin salée (source : <http://www.iupui.edu>).

- ❖ **Les estuaires mélangés** : Les effets de marée dominant sur les effets fluviaux, ainsi les eaux sont verticalement homogènes. Cependant, la différence de densité entre les masses d'eaux marines et fluviales entraîne néanmoins très souvent un gradient longitudinal de la salinité. (Figure 3. a).
- ❖ **Les estuaires partiellement mélangés** : Cette catégorie d'estuaire est observable lorsque le volume d'eau apporté par la marée prédomine sur l'apport des masses d'eaux fluviales. Cette configuration entraîne la formation de courants plus forts ce qui permet un mélange plus efficace des masses d'eaux (Figure 3. b).
- ❖ **Les estuaires stratifiés à marée** : La structuration des masses d'eau de ce type d'estuaire est semblable à celle du coin salé, néanmoins il a tendance à être plus mélangé en raison d'une énergie de marée plus importante que dans le cas précédent (Figure 3. c).

❖ **Les estuaires stratifiés à coin salé** : C'est dans ce type d'estuaire que la stratification verticale est maximale. Elle est observable lorsque les marnages de marée sont peu élevés et que les débits fluviaux, bien que faibles, dominent sur les flux maritimes entrants. Les masses d'eaux marines salées et denses circulent sur le fond en direction de l'amont tandis que les eaux fluviales peu denses s'orientent dans la colonne d'eau supérieure vers l'aval. Le « coin salé » augmente avec l'amplitude de la marée et diminue avec le débit du fleuve (Figure 3. d).

(2) La deuxième classification se base sur l'idée que les différences morphologiques de chaque estuaires sont induites par les processus physiques qui l'influence. Ces processus physiques sont eux-mêmes contrôlés par des facteurs indépendants (Hume et al., 2007) (Figure 3. d). Cette classification s'appuie sur une hiérarchisation de ces facteurs en 4 niveaux : le niveau 1 différencie les variations à l'échelle globale (processus climatiques et océaniques); le niveau 2 celles des processus hydrodynamiques estuariens ; le niveau 3 les variations caractéristiques du bassin versant et enfin le niveau 4 les processus hydrodynamiques locaux. Jang et Hwang (2013) propose, à partir de la classification de Humes et al. (2007), d'introduire les paramètres de houle et des processus anthropiques.

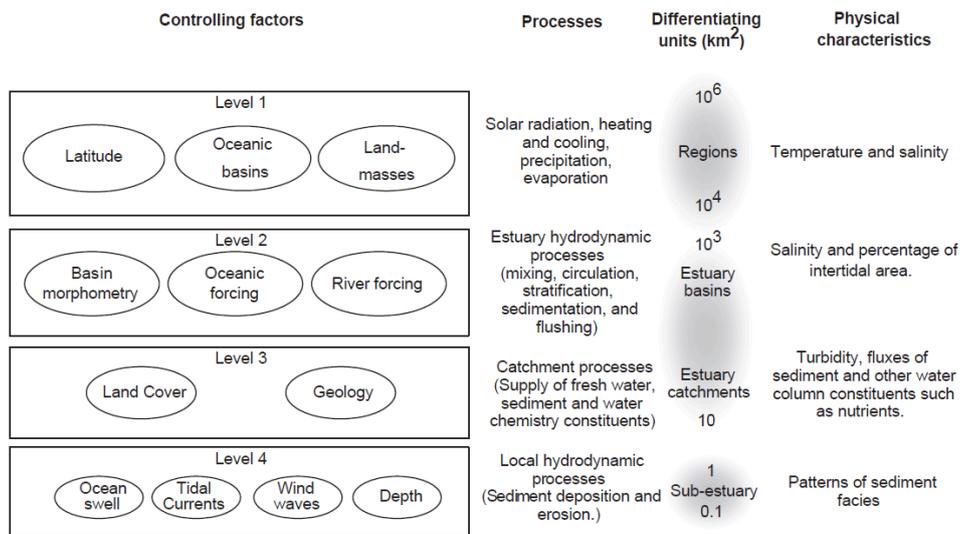


Figure 4 : Modèle conceptuel de la hiérarchisation des processus physiques qui détermine les caractéristiques physiques et écologiques des estuaires sur quatre niveaux. Chaque niveau est associé à un ensemble de processus contrôlés par les facteurs (Hume et al., 2007)

(3) Cette catégorie de classification prend en compte la morphologie, les décharges fluviales, les processus tidaux, et la composante des vagues générée par le vent dans un contexte de niveau marin stable. Le premier à s'y être intéressé fût Pritchard (1960). Il détermine, à partir de la genèse des estuaires, 4 types de morphologie :

❖ **Les vallées ennoyées** : Cet estuaire se forme à partir du creusement du substratum par une rivière qui se comble lors de la dernière transgression flandrienne (entre 17 000 à 10 000 ans).

Exemple : L'estuaire de la Tamise, de la Gironde. Le terme de ria désigne ce type d'estuaire (Evans et Prego, 2003).

- ❖ **Les Fjords** : Leur genèse est associée à l'excavation du substratum par une ancienne calotte glaciaire. Exemple : Estuaire du Flensburg (Allemagne)
- ❖ **Les estuaires à barre littorales** : Associés aux lagons côtiers, ils se caractérisent par un substratum très légèrement creusé. Exemple : Estuaire du Queule (Chili)
- ❖ **Les estuaires d'origines tectoniques** (récentes): La morphologie de ces derniers est contrôlée par des mouvements néotectoniques. Exemple : La Baie de San Francisco

Fairbridge (1980) crée une nouvelle classification à partir de celle de Pritchard où il insère les processus hydrodynamiques afin d'avoir une meilleure compréhension physiographique de la classification estuarienne. Ainsi il introduit 4 nouvelles catégories d'estuaires par rapport à Pritchard : Les rias proche de la description des vallées ennoyées mais à plus fort relief, les plaines côtières, les estuaires « blind » (temporairement fermés) et les deltas. Néanmoins, la plus utilisée et la plus « intégrative » aujourd'hui reste celle de Dalrymple et al. (1992). Cette classification morphologique s'organise autour de trois pôles : débits fluviaux, houles et processus tidaux. Elle a l'avantage d'être à la fois complète, accessible et intègre en outre la dimension temporelle à travers les variations du niveau marin (Figure 5).

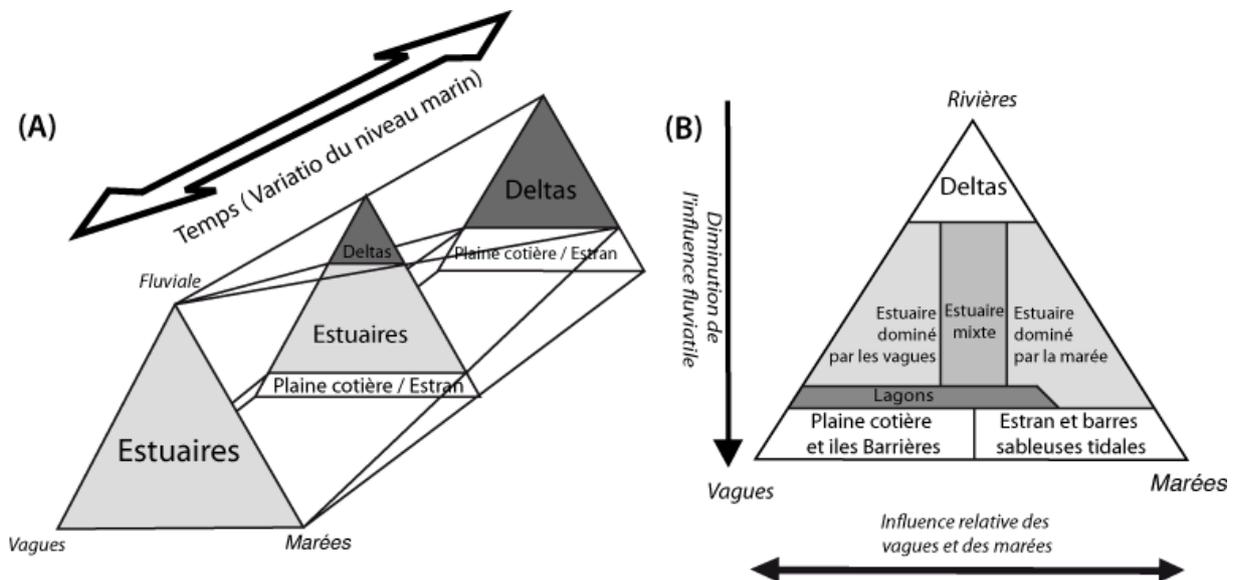


Figure 5 : Classification morphologique des estuaires en fonction des critères hydrodynamiques et la variation du niveau marin selon trois pôles représentés par les apports fluviaux, les courants tidaux et la houle (d'après Dalrymple et al., 1992)

Les deltas, dominés par les rivières sont localisés à l'apex, tandis que les plaines côtières et les estrans sont positionnés de part et d'autre des pôles « vagues-marées ». Les estuaires occupent une position intermédiaire. Les sources sédimentaires sont mixtes et influencées soit par la houle ou la marée. Ainsi, Dalrymple et al. (1992) déterminent qu'il existe, selon les critères hydrodynamiques, deux grands types d'estuaires : les estuaires dominés par la houle et ceux dominés par la marée.

Depuis, dans le cadre de programmes nationaux d'évaluation et de gestion des territoires littoraux, des travaux ont permis de développer des classifications basées sur des variables quantifiables. Notamment, ceux de Ryan et al. (2003) qui ont créé un modèle conceptuel à partir des paramètres biophysiques, hydrologiques, morphologiques et géologiques. Leur modèle, permettant de distinguer sept types d'embouchures, est basé sur des études géomorphologiques et sédimentologiques australiennes (Heap et al., 2001) sur lesquelles d'autres processus biotiques et abiotiques se recourent : Hydrologie, dynamiques des sédiments et nutriments.

I.1.3 Cas des estuaires dominés marées

Dans cette thèse, l'attention se porte tout particulièrement sur la catégorie des estuaires dominés marée (Dalrymple et al., 1992). Dans ce type d'estuaire, l'action de la marée joue un rôle dominant. Le volume d'eau déplacé lors de chaque cycle tidal (prisme tidal) détermine le transport des sédiments (Harris et al., 1993).

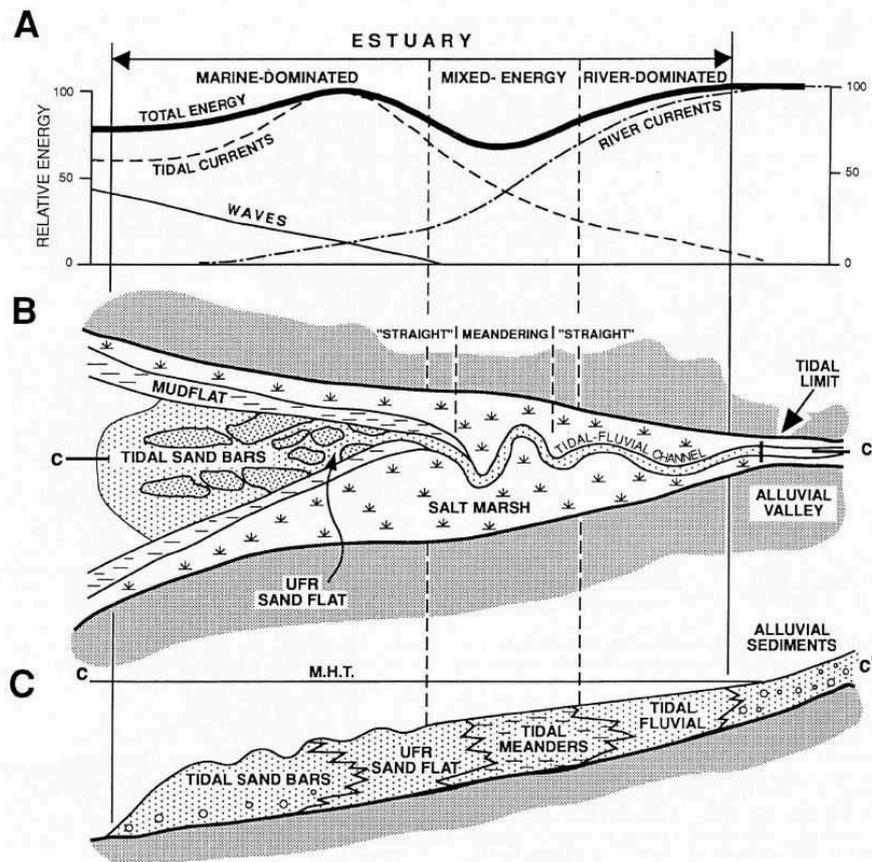


Figure 6: (A) Distribution de l'énergie, (B) schéma des caractéristiques morphologiques (vue en plan) et (C) faciès sédimentaire selon une coupe longitudinale d'un estuaire dominé marée (Dalrymple et al., 1992)

Même si la dominance tidale peut influencer les estuaires de type micro- et mesotidal, les estuaires dominés marée sont souvent associés à des conditions macrotidales (marnage > 4 m) (Dalrymple et al., 2012). Ces conditions extrêmes génèrent une déformation de l'onde de marée induite par plusieurs facteurs (frottement sur le fond, convergence des berges...) (Dronkers, 1988). La

convergence des berges entraîne une concentration de l'onde de marée et de son amplitude limitant la perte d'énergie par frottement. Ces conditions, dites hypersynchrones (Nichols et Biggs, 1985), se traduisent par une augmentation soudaine des courants de marée qui diminuent ensuite vers l'amont (Figure 6 A). Dans cette configuration, les vitesses de flot sont supérieures à celles du jusant.

Par conséquent, le flot est (1) capable de charrier des sédiments grossiers à l'embouchure de l'estuaire et (2) de remobiliser les sédiments fins par érosion. Il transporte, par la suite, les particules fines vers l'amont jusqu'au point où l'écoulement fluvial devient prépondérant (point nodal) (Allen et al., 1980). Ceci entraîne un piégeage des sédiments vaseux au point nodal (le bouchon vaseux), redéposés pendant l'étalement (Allen et al., 1977). Le bouchon vaseux migre d'amont en aval en fonction des cycles saisonniers (étiage/crue) et tidaux (morte eau/ vive eau). Les houles et les débits fluviaux peuvent jouer localement un rôle très important (Dalrymple et al., 2012). La houle contrôle la sédimentation des côtes proches de l'embouchure (à cause de la diminution de l'effet du prisme tidal) (Allen et al., 2001). En amont du système, l'affaiblissement des courants de marée (par friction sur le fond) et les débits fluviaux génère une inversion du transport résiduel désormais dirigé en direction de la mer (Dalrymple et Choi, 2007).

L'énergie dans un estuaire dominé marée est forte à son embouchure (transport dirigé vers l'amont), puis diminue progressivement jusqu'au point nodal avant d'être à nouveau puissante (transport dirigé vers l'aval) (Figure 6. A). Cette distribution de l'énergie particulière permet de diviser les estuaires en trois ensembles d'aval en amont (Dionne, 1963 ; Fairbridge, 1980 ; Dalrymple, 2006) (Figure 6) :

- Le domaine externe influencé par les processus marin (houle et flot) générant un transport dirigé vers l'amont,
- Le domaine intermédiaire caractérisé par une diminution importante des courants et une inversion du sens de transport mais également par un mélange entre des eaux douces et salées,
- Le domaine interne dominé par les processus fluviaux entraînant un transport dirigé vers l'aval.

Les limites externes se caractérisent en amont par la limite d'expansion maximale de l'eau marine (marée saline) et en aval par l'apparition des faciès côtiers à son embouchure (Dalrymple, 2006).

La morphologie d'un estuaire dominé marée se distingue par son embouchure en forme d'entonnoir dont la profondeur décroît rapidement vers l'amont (Dalrymple et al., 1992) (Figure 6 B). Les apports sédimentaires sont originaires de deux sources (fluviale et marine) de granulométrie très différentes. La mobilité des sédiments est donc régit par deux modes de transport : charriage et suspension (Waeles et al., 2007 ; Le Hir et al., 2011). La distribution spatiale des sédiments est fonction de l'influence tidale et fluviale qui génère un système dissymétrique latéralement et

longitudinalement (Nichols et Biggs, 1985 ; Perillo, 1995). Latéralement, le secteur axial est occupé par un réseau de chenaux recouverts de sable (ou sédiments grossiers) tandis que les secteurs bordiers se caractérisent par des schorres et des slikkes à granulométrie fine sur lesquels peuvent se développer des chenaux à marée (Dalrymple, 2006). Dans la partie axiale, la granulométrie des sédiments décroît d'aval en amont avant d'être brusquement augmentée dans le secteur interne (création de barre de méandre) (Dalrymple et al., 2012). Morphologiquement cette distribution sédimentaire se traduit par une succession de faciès sédimentaires à granulométrie décroissante (Figure 6 C) (Nichols et Biggs, 1985). Près de l'embouchure (domaine externe), il se forme des barres tidales sableuses et allongées induites par la chenalisation des courants résiduels (flot et de jusant) (Leuven et al., 2016). Dans la partie centrale, la géométrie méandriforme du chenal permet la création de barre tidale allongée (Barwis, 1978) ou en série (Jeuken, 2000 ; Schuttelaars et De Swart, 2000). En amont, l'intensité des courants diminue et permet le dépôt des sédiments fins. Ainsi la répartition sédimentaire reflète la diminution de l'intensité des courants tidaux. Elle peut se traduire dans certains environnements sous faible influence fluviale par la succession de dépôts marins à granulométrie décroissante (Reynaud et Dalrymple, 2012 ; Ehrhold, 1999).

Même si il est possible de dresser les principales caractéristiques d'un estuaire dominé marée, la multiplication des facteurs de contrôle (terre-mer) complexifie leur analyse. Plusieurs études menées dans ces systèmes ont démontré qu'il est nécessaire de s'appuyer sur les caractéristiques naturelles et anthropiques propres à l'estuaire pour comprendre leur fonctionnement (Dalrymple et al., 1992 ; Allen et Posamentier, 1993 ; Martinsen et Hellandhansen, 1994 ; Estournès et al., 2012 ; Traini et al., 2015 ; Lesourd et al., 2016).

I.2 Les variations climatiques au Quaternaire et à l'Holocène

Le Quaternaire est la période géologique la plus récente, elle débute il y a 2,6 Ma et comprend le Pléistocène (2.6 Ma à 11.ka) et l'Holocène (11.7 ka à l'actuel). Cette période est ponctuée par la succession d'oscillations climatiques majeures caractérisées par des phases de glaciation et de déglaciation dans l'hémisphère nord (Gibbard et Cohen, 2008). Le Pléistocène peut-être subdivisé en trois périodes : inférieur (2.6 Ma à 780 ka), moyen (781 ka à 126 ka) et supérieur (126 ka à 11.7 ka) (Richmond, 1996 ; Gibbard et Cohen, 2008). De récents débats, menés par le ISC working group (2016), ont approuvé l'existence de l'ère Anthropocène (Crutzen et al., 2002). L'âge de la limite inférieure reste encore très discuté (Crutzen et al., 2002 ; Crutzen et Steffen, 2003 ; Steffen et al., 2007 ; Lewis et Maslin, 2015 ; Zalasiewicz et al., 2015). Ces scientifiques s'accordent néanmoins pour fixer son initiation à la révolution industrielle (1850) et son début effectif après la seconde guerre mondiale (1945). Notre étude s'étend de la dernière déglaciation jusqu'à l'actuelle, elle englobe donc le pléistocène supérieur, l'Holocène et l'ère Anthropocène.

1.2.1 Le climat du Quaternaire

L'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires est dictée par deux types de cyclicités : Les cycles longs de Milankovitch (1920) (centaine et dizaine de milliers d'année) corrélés avec les variations du mouvement et de la position des planètes (cycle de Milankovitch) et les cycles de « Dansgaard-Oeschger » (Dansgaard et al., 1994), plus courts (millénaire) dont l'origine est encore débattus.

Le mouvement des planètes agit directement sur l'intensité de l'insolation et donc sur la répartition à la surface du globe des valeurs calorifiques (Milankovitch, 1920 ; Hays et al., 1976 ; Berger et al., 1988 ; Berger et Loutre, 2004). Ces facteurs, appelés excentricité, obliquité et précession, associés au couplage mécanique entre l'atmosphère et l'océan sont à l'origine des climats et engendrent depuis 900 000 ans une cyclicité de 100 000 ans (Imbrie et al., 1993; Shackleton, 2000 ;Laskar et al., 2004 ; Ruddiman, 2006;).

Le dernier cycle glaciaire-interglaciaire peut-être subdivisé en 5 stades isotopiques (Shackleton, 1969). Le stade isotopique MIS-5 (125 000 - 110 000 ans) (Kolfshoten et al., 2003) correspond au dernier interglaciaire et les stades isotopiques MIS-4-3 aux derniers glaciaires. Le MIS-2 coïncide avec le dernier maximum glaciaire (LGM) et le début du dernier réchauffement climatique. Les limites sont encore discutées mais s'étendent globalement de 26 000 ans cal. BP au début de l'Holocène (11 700 cal. BP) (Peltier et Fairbanks, 2006). Enfin le dernier stade isotopique (MIS-1) correspond à l'Holocène et est subdivisé en plusieurs épisodes.

Il existe une variabilité climatique importante pendant les périodes glaciaires. Ces oscillations plus rapides ont été mises en évidence notamment dans les carottes de glaces de l'hémisphère nord (Groënland) par Dansgaard et al. (1993). Ces cycles climatiques courts de second ordre (millénaire : 1 000 - 3 000 ans) sont associés à des événements dit d'Heinrich (récurrence de 7 000 - 8 000 ans) (Heinrich, 1988) plus froids, l'ensemble formant les cycles de Bond (10 000 ans) (Bond et al., 2001). Un cycle de Bond se caractérise par une séquence successive de plusieurs Dansgaard-Oeschger (DO), montrant un refroidissement progressif jusqu'à l'évènement d'Heinrich (HE). Les deux fluctuations régulières sont induites par les cycles de Bond (moyenne fréquence) et des DO (plus haute fréquence) (Alley, 1998). Deux principales hypothèses expliquent ces cyclicités observables sur l'ensemble de la surface du globe: dynamique interne de la calotte (Alley et Mac Ayeal, 1994) et des périodes de réchauffement intense (Stocker, 1998 ; Moros et al, 2004 ;). Selon de récentes études, ces deux scénarios doivent être combinés (Flückiger et al, 2006 ; Penaud et al, 2009). Pendant la déglaciation il existe également d'importantes fluctuations climatiques tel que le réchauffement de la chronozone Bølling- Allerød (réchauffement 14 700-12 600 cal. BP), et l'évènement froid du Younger Drias (refroidissement 12 600-11 500), le préboréale (11 500-10 000 cal .BP) et l'évènement du 8.2 (8 200 cal. BP) (Clark et al., 2004). Ces oscillations climatiques froides sont associées à la vidange des lacs

pro-glaciaires (Melt Water Pulse - MWA) qui en relâchant d'importants volumes d'eau douce perturbe la circulation océanique (Broecker et al., 1989).

1.2.2 Le climat à l'Holocène

L'Holocène, qui débute à 11 700 cal.BP a d'abord été considéré comme stable comparativement à la fin du Pléistocène. Néanmoins des enregistrements issus des carottes de glaces, lacustres continentales et marines tendent à montrer une variabilité climatique complexe (O'Brien et al., 1995; Bond et al., 1997, 2001) (Figure 7). L'Holocène est subdivisé en trois périodes dont les limites sont fixées par des évènements climatiques majeurs (Walker et al., 2012).

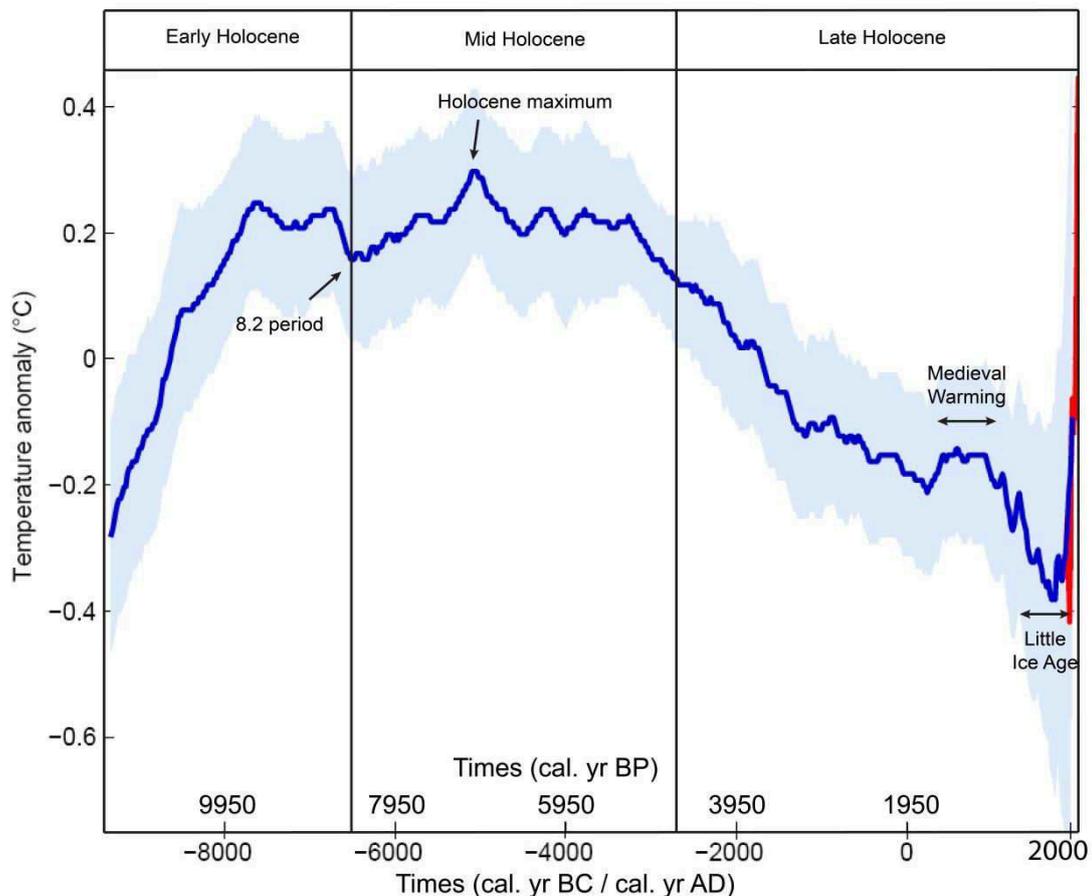


Figure 7: Anomalie de température au cours de l'Holocène par rapport à l'actuel d'après Marcott et al., 2013 depuis le début de l'Holocène. La barre d'erreur est représentée en bleu pale. Au-dessus sont indiquées les trois grandes périodes climatiques majeures (Early, Mid et Late Holocene) (Walker et al., 2012).

(1) Le début de l'Holocène (11.7 à 8.2 ka cal. BP) également appelé « Early Holocene » se situe à la fin de la déglaciation et correspond au retrait des calottes glaciaires (Lambeck et Chappel, 2001 ; Anderson et al., 2002 ; Leventer et al., 2006) et des glaciers continentaux (Grove, 2004 ; Solomina et al., 2008). Le climat devient tempéré mais est néanmoins perturbé par l'évènement du 8.2 (8.2 ka cal. BP) (Clark et al., 2004). Ce dernier correspond à un évènement froid engendré par l'injection d'eau dessalée dans la circulation océanique Atlantique lors de l'évacuation des lacs pro-glaciers d'Amérique du Nord (Alley et Agustsdottir, 2005).

(2) Le milieu de l'Holocène (8.2 à 4.2 ka cal. BP) ou « Mid-Holocene » est encore nommé « Optimum Climatique ». Elle est caractérisée par l'installation de conditions postglaciaires, dues à la stabilisation des calottes de glace et des glaciers et donc à une chute globale des températures.

(3) Le Tardi-Holocène (4.2 ka cal. BP à l'actuel) ou encore « Late Holocene » est la période la plus froide de l'Holocène. Elle est associée à une ré-avancée des glaciers (Grove, 2004 ; Solomina et al., 2008) et du couvert de la banquise des deux pôles (Nielsen et al., 2004 ; Crosta et al., 2008). Cette dernière période est perturbée par une phase chaude appelée « medieval warming » qui est suivie de la période la plus froide enregistrée à l'Holocène : le petit âge glaciaire (Mann et Jones, 2003 ; Moberg et al., 2005). Depuis et jusqu'à l'actuel les températures ne cessent d'augmenter.

Même si l'Holocène connaît une moins forte amplitude des variations climatiques qu'au Pléistocène. Il est néanmoins marqué par un événement froid extrême : l'évènement du 8.2 (Alley et Clark, 1999 ; Clark et al., 2004). Cependant, d'autres événements climatiques froids, de moindre amplitude, ont été observés dans l'Atlantique Nord (Bond et al., 1997 ; 2001). Ces intervalles spécifiques appelés *Rapid Climate Change* (RCC) sont au nombre de 6 : 9-8, 6-5, 4.2-3.8, 1.2-1 et 0.6-0.15 ka cal BP. (ou 1350-1800 pour le dernier correspondant au Petit Age Glaciaire) (Mayewski et al., 2004). Ces épisodes sont caractérisés par un refroidissement global dans l'hémisphère nord et induisent le développement d'un climat polaire aux hautes latitudes (Mayewski et al., 2004). Les mécanismes à l'origine de ces fluctuations climatiques sont encore discutés (cf. chapitre I.3.2).

I.2.3 Les facteurs forçants: exemple de l'oscillation interne Nord-Atlantique (NAO)

Les rapides variations climatiques holocènes (RCC) sont induites à la base par des forçages externes qui sont principalement l'insolation, l'activité solaire et le volcanisme. Ces forçages entraînent des réactions physiques du système océan-atmosphère caractérisées par des boucles hystérésis (Bond et al., 1997) ou d'une succession de boucles de rétroaction (Paul et Schult, 2002). Ces boucles engendrent des oscillations internes de différents types semblant être contrôlées par une cyclicité de l'ordre de 1470 ± 500 ans (Bond et al., 1997 ; Denton et Karlen ; 1973) dont les scénarios, présentant des forçages différents, restent très discutés : forçage océanique (Bond et al., 1997) ; forçage solaire (Bond et al., 2001 ; Giraudeau et al., 2000) ; influence géomagnétique (Saint-Onge et al., 2003) ; influence de la marée (Berger et Von Rad, 2002) ou encore interaction multiples (Nesje et al., 2004).

Un des principaux exemples d'oscillation à court terme du système interne dans notre zone d'étude est l'Oscillation Atlantique Nord (NAO) (Figure 8). Présente sur le bassin Atlantique Nord, elle a une forte influence sur les conditions climatiques en Europe (Gimeno et al., 2003). Il s'agit d'un champ de pression dont la région des basses pressions est centrée sur l'Islande tandis que celle des hautes pressions sur les Açores. Les deux régions sont complémentaires, ainsi lorsque l'on enregistre une

pression inférieure dans l'un des deux compartiments l'autre enregistre des pressions supérieures et inversement.

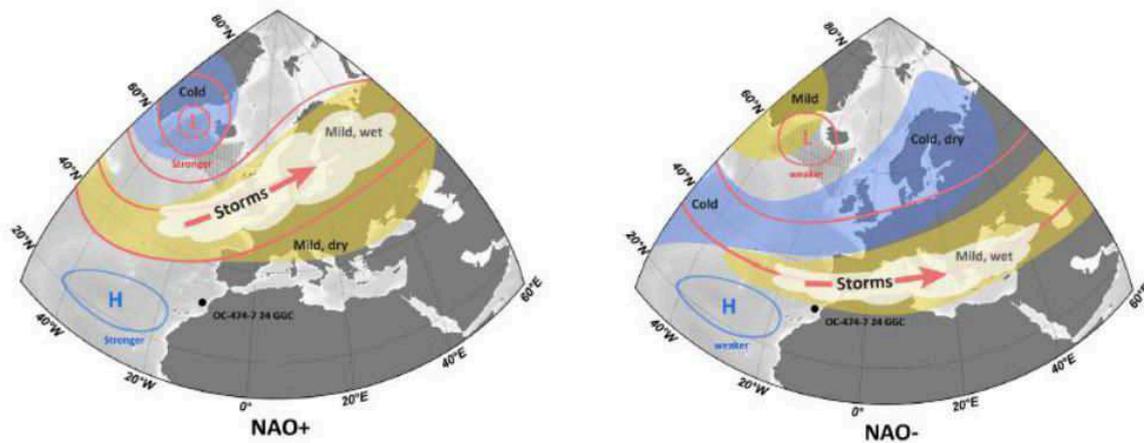


Figure 8: Schéma atmosphérique induisant les configurations climatiques au-dessus de l'Europe selon les deux différents modes de NAO : NAO⁺ et NAO⁻ (D'après Morley et al., 2014)

Un indice établi en 1864 permet de mesurer les différences de pressions journalières entre deux stations météorologiques fixes (Uppenbrick, 1999). Un indice positif de NAO (NAO⁺) signifie que les pressions sont supérieures à la normale au niveau des Açores ce qui engendrent des conditions climatiques plus sèches sur le centre et le Sud de l'Europe et des conditions dépressionnaires sur le Nord (Figure 8). A l'inverse un indice négatif (NAO⁻) induit des conditions anticycloniques sur le Nord de l'Europe et plus humide sur le Sud. Les changements de la NAO se traduisent également par des variations dans l'intensité et la prévalence des tempêtes, le volume des glaces et les flux d'iceberg. En effet, des études ont démontré que pendant une NAO⁻ les évènements tempétueux sont plus fréquents et plus forts (Ayrault, 1998 ; Betts et al., 2004 ; Trouet et al., 2012 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014a et b) et les débits des rivières européens plus importants (Coleman et Budikova, 2013 ; Modjathid et al., 2013).

I.3 Variations du niveau marin

Au Quaternaire, la succession des périodes glaciaires et interglaciaires contribue aux échanges entre les masses d'eaux océaniques et les eaux issues de la fonte des glaciers continentaux (Inlandsis et de montagne) et des calottes glaciaire (Lambeck et al., 2002). Ces échanges provoquent une alternance des périodes de retrait et de restitution d'eau douce dans les océans et dans un même temps une succession de bas et haut-niveaux marins : c'est le glacio-eustatisme (Shackleton, 2000 ; Lambeck et Chappell, 2001 ; Waelbroeck et al., 2002 ; Rabineau et al., 2006).

Logiquement, en période glaciaire, les volumes d'eau sont stockés sous forme de glace et diminue le niveau marin. A l'inverse, en période interglaciaire le stock de glace diminue au profit du

stock d'eau libre et le niveau eustatique remonte. Les importants volumes d'eau stockés dans les calottes glaciaires ($(4,8 \pm 0.2) \times 10^7 \text{ km}^3$ (Lambeck et al., 2002)) engendrent une forte amplitude des oscillations du niveau marin (Shackleton, 2000 ; Lea et al., 2002 ; Waelbroeck et al., 2002 ; Siddal et al., 2003 ; Rohling et al., 2014) (Figure 9). Notre étude se base sur la dernière remontée du niveau marin qui succède au dernier maximum glaciaire (LGM) compris entre 26.5 et 20 ka (Clark et al., 2009). Il sera donc question d'exposer ici les variations du niveau marin relatif (RSL), durant sa remontée majeure de 26.5 ka à l'actuel.

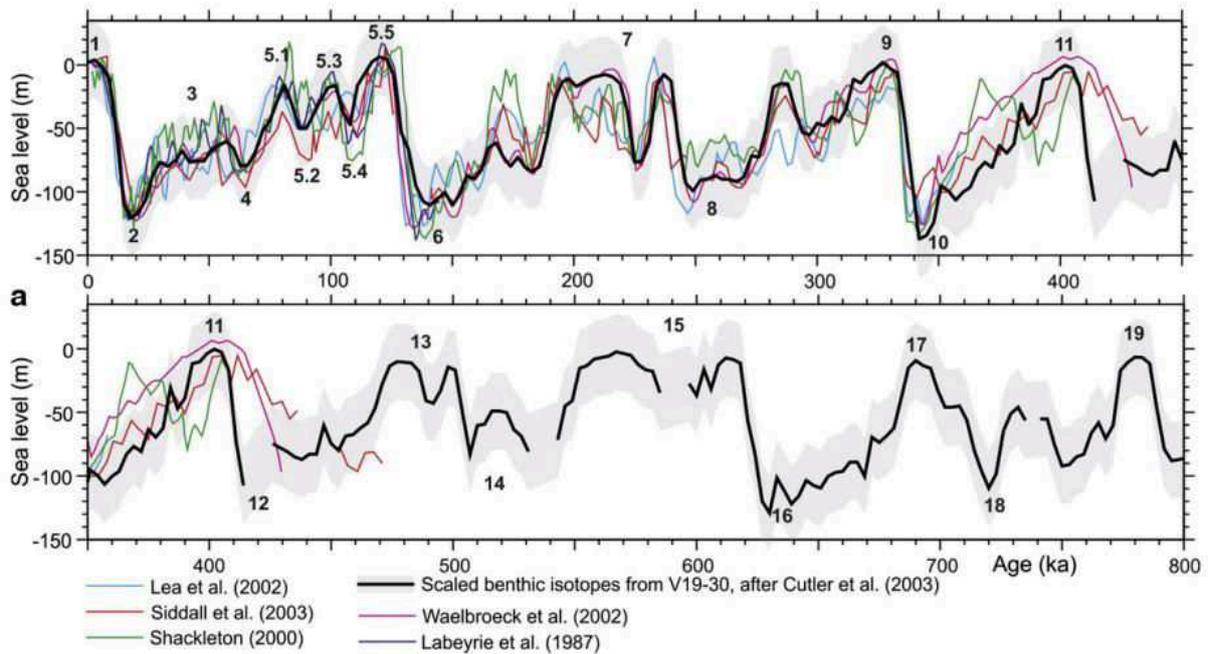


Figure 9: Reconstruction des variations du niveau marin (m) selon plusieurs études. La courbe en noire est issue des travaux de Cutler et al., 2013 (in Lobo et Ridente, 2014)

I.3.1 Les grandes variations du niveau marin au cours de la dernière déglaciation

La fin du LGM est marquée par l'augmentation du niveau marin global. Elle s'enregistre, de manière non uniforme, sur l'ensemble de la surface de la planète. Il existe plusieurs marqueurs qui permettent d'en discuter : les récifs coralliens (Chappel et Shackleton, 1986 ; Bard et al., 1990 ; Bard et al., 1996 ; Fleming et al., 1998), les séquences sédimentaires (cortèges transgressifs/régressifs) (Jouet et al., 2007 ; Lobo et Ridente, 2014), les proxis ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) des carottes de glaces (Shackleton, 1977 ; Fairbanks et Mathews, 1978 ; Fairbanks et al., 1989) et des sédiments (palynomorphes et foraminifères) (Waelbroeck et al., 2002) et les paléorivages (Goslin et al., 2015). Cependant, les différentes études basées sur les récifs coralliens mondiaux (dont les croissances accompagnent assez fidèlement la remontée du niveau marin) ont montré qu'il s'agit de marqueurs fiables permettant d'obtenir une bonne approximation du signal glacio-eustatique (Fairbanks et al., 1989 ; Bard, et al., 1990 ; Woodroffe et McLean., 1990 ; Chappell and Polach, 1991 ; Bard et al., 1996 ; Yokoyama et al., 2001 ; Zinke et al, 2003 ; Peltier and Fairbanks, 2006 ; Bard et al., 2010 ; Austermann et al, 2013). Ces

derniers sont, d'une part, éloignés des centres de glaciation (enregistrements "Far-Fields" développés ci-après) et donc ne sont pas sujet aux mouvements verticaux de la croûte liés à la fonte des calottes, et d'autre part, les très faibles marnages observés sur les sites d'études permettent d'obtenir un niveau précis du RSL (Fairbanks, 1989 ; Bard, 1996 ; Fleming et al., 1998 ; Woodroffe et Horton, 2005 ; Lambeck et al., 2014).

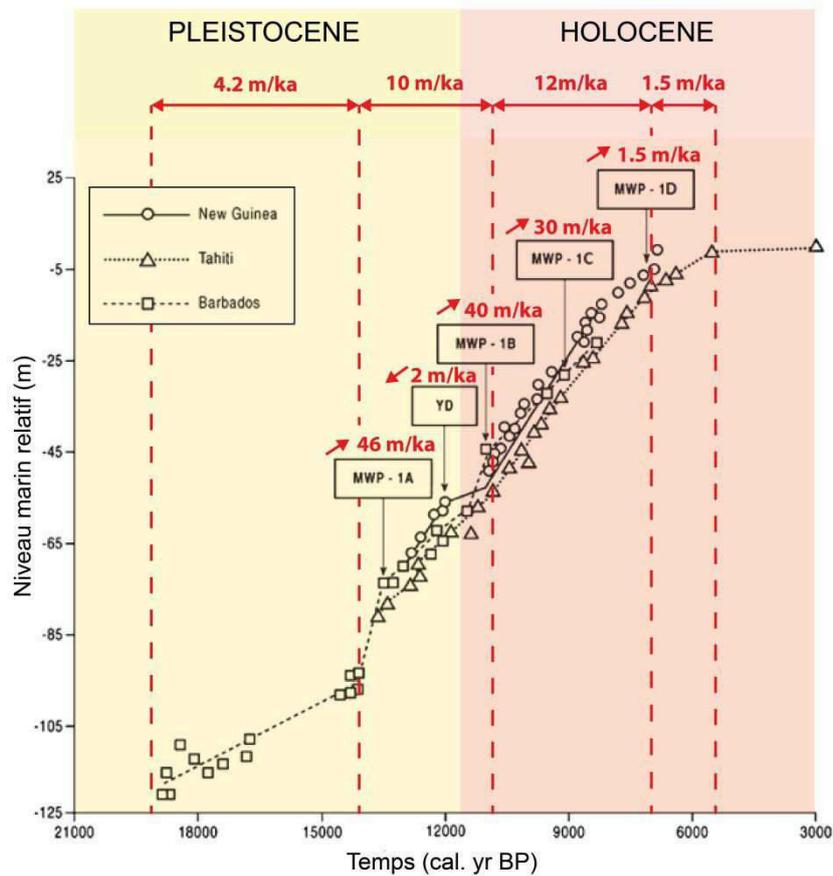


Figure 10 : Courbe du niveau moyen relatif de la fin du Pléistocène à l'actuel à partir de l'étude de récifs coralliens de Tahiti, la Barbade et la Nouvelle Guinée (d'après Woodroff et Horton, 2005). Les inscriptions en rouge représentent les vitesses de remonté du niveau marin moyen (en mètre/1000 ans) ainsi que celles enregistrées pour chaque évènements (MWP (Melt Water Pulse) et YD (Younger Dryas)). Les flèches indiquent la tendance des évènements en fonction des vitesses moyennes.

Selon les différents modèles, le maximum de glaciation est atteint entre 26 500 et 20 000 cal B.P, c'est pendant cette période que le niveau marin est le plus bas : -130 +/- 5 m (Clark et al., 2009). L'amorce de la déglaciation, comprise entre 20 000 et 16 500 cal. B.P, se traduit par une augmentation constante, de l'ordre de 10 à 15 m du niveau de mer (Woodroff et Horton, 2005). Par la suite, la transition Pléistocène-début de l'Holocène se caractérise par une vitesse moyenne de remontée de l'ordre de 10 m/ka ponctuée par différentes phases d'accélération (Melt Water Pulses) et de ralentissement (Younger Dryas 12.8 - 11.7 ka (Rasmussen et al., 2006)) (Fairbanks, 1989 ; Liu et al., 2004 ; Bard et al., 2010 ; Deschamps et al., 2012 ; Abdul et al., 2016). Le premier évènement, caractérisé par une remontée du niveau marin soutenue et uniforme, s'enregistre entre 14 650 et 14 310 cal. B.P. Ce dernier, suivant l'épisode de réchauffement du Bolling/allerod (14 700 cal. B.P), se définit comme le **MWP-1a** (le Melt Water Pulse 1A) (Fairbank et al., 1989 ; Bard et al., 1996 ; Standford

et al., 2006 ; Deschamps et al., 2012). Le niveau moyen relatif s'élève de 12 à 20 mètres, soit une augmentation maximum de -94 à -74 mètres sur une courte période de 340 ans (Deschamps et al., 2012). Vers 12 500 cal. B.P, la vitesse moyenne de remontée diminue et ce jusqu'à 11 500 cal. B.P (Fairbanks, 1989 ; Rasmussen et al., 2006). Cette inflexion est liée à l'évènement du « **Younger Dryas** » (YD) et souligne la fin de la période Pléistocène. Il correspond à un refroidissement général dans l'hémisphère Nord entraînant un arrêt momentané de la fonte des calottes (Boulton et al., 2001).

Cette reconstitution du niveau marin, comme expliqué auparavant, se base sur des études éloignées des calottes glaciaires (Fairbanks, 1989 ; Bard, 1996 ; Fleming et al., 1998 ; Lambeck et al., 2014). Or, ces dernières, lorsqu'elles sont en place, génèrent une déformation de la croûte terrestre et de la lithosphère. Par la suite, la fonte des masses glaciaires entraîne un rééquilibrage de la croûte terrestre : c'est la Glacio-isostasie (GIA) (Douglas et Peltier, 2002). Ce réajustement isostatique s'opère à la fois dans les zones soumises directement aux masses glaciaires (Pirazzoli, 1997 ; Miettinen et al., 2007) mais également dans les zones périphériques (Vink et al., 2007 ; Engelhart et al., 2012). Au niveau des zones encore plus éloignées des centres de glaciations (« far field »), la remontée eustatique domine à priori largement les effets du GIA. Ces secteurs sont néanmoins soumis à l'effet hydro-isostatique (réajustement des masses d'eau) notamment dans le nord de l'Europe (Lambeck et al., 1997 ; Shennan et al., 2002 ; Vink et al., 2007). Il apparaît que dans ce secteur (France, Angleterre, Belgique, Pays-Bas, Allemagne), les réajustements glacio-isostatiques s'effectuent selon un gradient orienté SO-NE (Kiden et al., 2002 ; Vink et al., 2007) (amplitude de 10 m, Horton et Shennan, 2009), tandis qu'un effet hydro-isostatique, induit par l'ajout d'eau sur la plate-forme continentale est-atlantique, générerait un gradient orienté E-O (Lambeck, 1997) pendant l'Holocène. Il est donc préférable dans nos travaux de se référer à des reconstitutions des niveaux marins holocènes menées sur la façade Manche-Atlantique (Massey et al., 2008 ; Leorri et al., 2012 ; Goslin et al., 2015 ;). Les trois récentes reconstitutions sont localisées : dans la région du Devon au Sud de l'Angleterre (Massey et al., 2008); dans le Golfe de Gascogne (Leorri et al., 2012) et en Bretagne (Goslin et al., 2014, 2015).

I.3.2 Les variations holocènes de la façade manche-Atlantique

Entre 11 700 et 10 700 cal. B.P, une phase de remontée eustatique estimée à une quinzaine de mètre d'amplitude est liée au réchauffement majeur Préboréal (11 700 cal. B.P) et correspond à l'évènement du **MWP-1b**. Cette augmentation soudaine est, néanmoins, non enregistrée dans les récifs coralliens de Tahiti et reste débattue (Bard et al., 2010; Abdul et al., 2016). Deux autres variations holocènes encore très contestées entraîneraient des fluctuations eustatiques notables. La première, le **MWP-1c** ou « évènement du 8.2 », est observable tant bien sur les côtes Scandinaves (Christensen, 1997) que sur les côtes Nord européennes (Hijma et cohen, 2010). Il correspond à une remontée du niveau moyen relatif franche, de l'ordre de 30 m/ka, entre 8 200 et 7 600 cal. B.P. En 600 ans, le RSL aurait ainsi augmenté de 19 mètres pour atteindre le niveau de -5 mètres par rapport au niveau actuel aux alentours de 7 600 cal B.P. La seconde et dernière grande variation, appelée **MWP-1d**, induit une

augmentation de 5 mètres entre 7 400 et 7 000 cal. B.P, cette dernière n'est observable que dans certaines régions du globe (Tahiti, Bard et al, 1996). Ce dernier pulse suppose qu'à 7 000 cal. B.P, le niveau marin relatif est très proche de l'actuel.

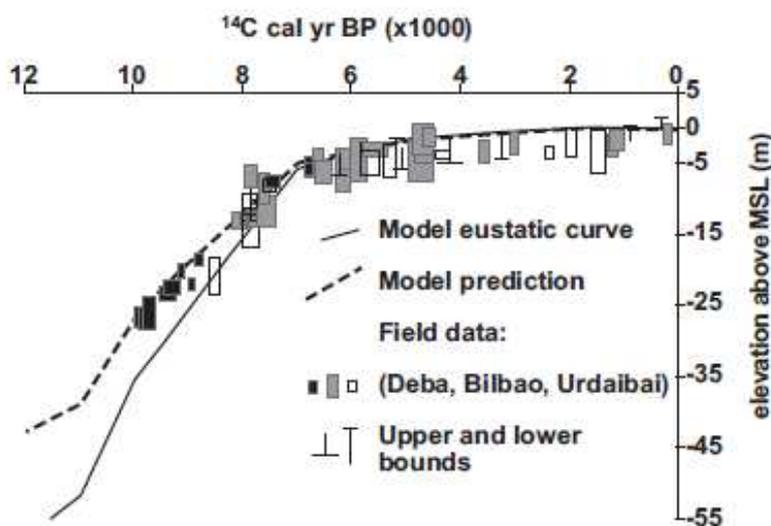


Figure 11 : Courbe du niveau marin relatif dans la région de Bilbao (Espagne) (d'après Leorri et al., 2012)

Néanmoins, sur la façade Manche-Atlantique, la dernière remontée est progressive (Leorri et al., 2012). Cette augmentation a principalement lieu entre 6 700 et 4 000 cal. B.P ; le niveau de la mer relatif croît de 4 mètres. Le dernier mètre s'effectuerait entre 4 000 cal. B.P et l'actuel (Woodroffe et Horton, 2005 ; Leorri et al., 2012). Durant ce dernier intervalle, des micro-atolls émergés de la région Indo-Pacifique (Iles Kritimati) témoignent d'un niveau de mer supérieur à l'actuelle mais son amplitude reste très peu contrainte et aucune évidence majeure d'oscillation supérieure à 20 cm n'a pu être identifiée de manière incontestable (Woodroffe et al, 2012). Néanmoins, des variations relatives aux oscillations climatiques de la « période médiévale chaude (MWA) » (de 800 à 1400 ans cal. AD) et du « petit âge glaciaire (LIA) » (de 1400 – 1850 cal. AD) (Denton et Karlén, 1973 ; Jones et al., 1998 ; Mann et Bradley, 1999) peuvent aussi avoir des répercussions sur le niveau marin régional et donc être enregistrés dans des environnements plus ciblés (Lambeck et al, 2014). Une disparité régionale d'enregistrement du niveau marin relatif est ainsi caractéristique de l'intervalle holocène. Ces fluctuations sont principalement attribuées à des réponses hydro et glacio-isostatiques engendrant des mouvements de masses d'eau à l'échelle globale par phénomène de « siphonages » rééquilibrant les déformations des bassins océaniques (Mitrovica et Milne, 2002 ; Milne et Mitrovica, 2008; Lambeck et al., 2010) (Figure 11).

I.3.3 Les variations du niveau marin sur la péninsule Finistérienne

Les travaux de Goslin et al. (2014), Goslin et al. (2015) et Stéphan et al. (2015) réalisés sur la pointe du Finistère concernent plus directement notre zone d'étude (Figure 12). Ses travaux ont permis d'établir une courbe de variation du niveau marin à l'Holocène en utilisant le principe d'actualisme.

Dans un premier temps, cette approche a été appliquée aux dépôts tourbeux de références (Guissény, Le Conquet, Porsmillin, Guidel) puis sur les dépôts holocènes « intercalés » afin d'augmenter la résolution temporelle. Ces niveaux sont appelés SLIP (Sea-Level Index Point).

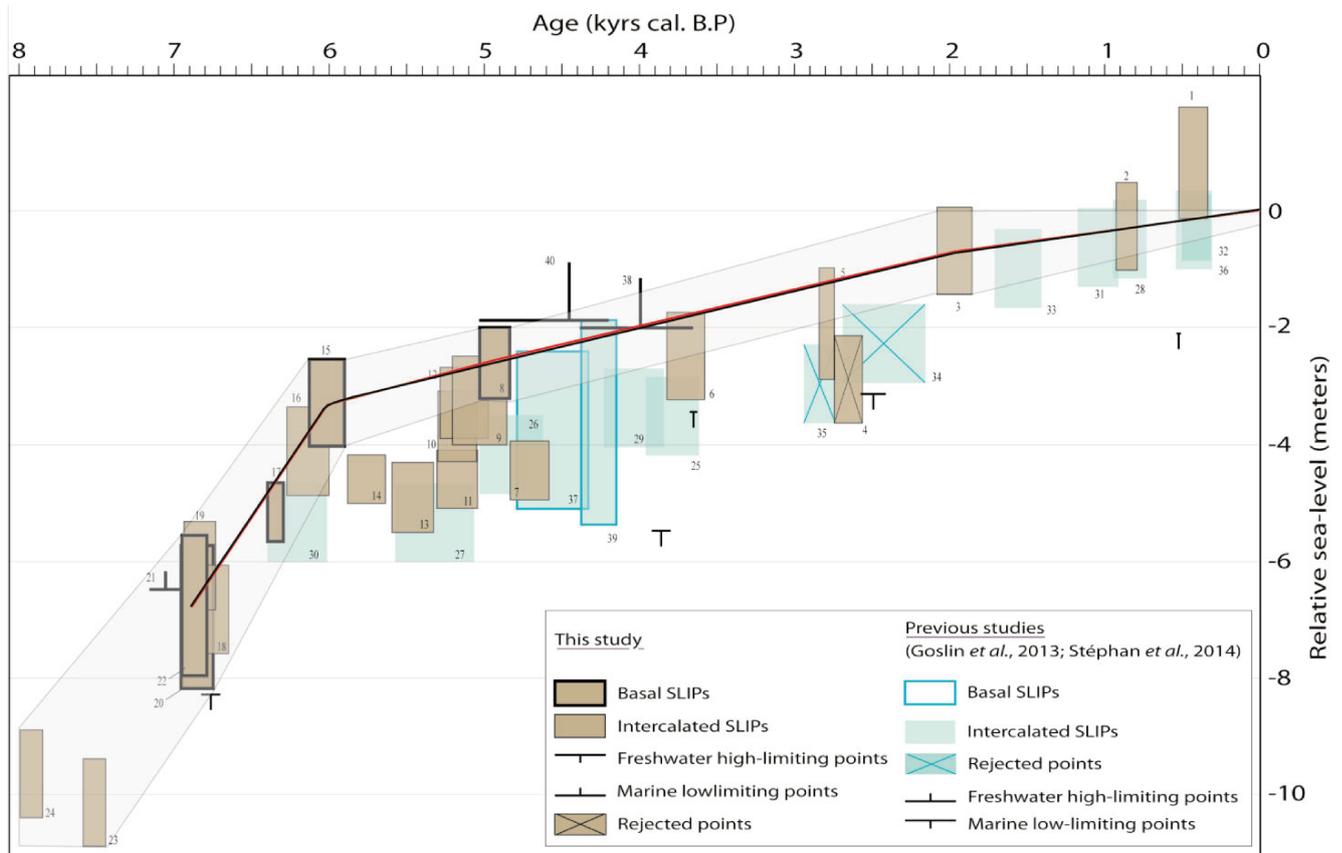


Figure 12 : Courbe du niveau marin relatif en Bretagne (d'après Goslin, 2015). Les barres marron représentent les SLIPs des travaux de Goslin (2015). Les barres bleues définissent les points de base (blanc) et intercalés (gris) d'après les travaux de Stephan (2014) et Goslin (2014). Les barres contenant une croix sont non utilisables.

A 8 000 cal. B.P, le niveau marin relatif est situé entre -13.7 ± 2 m et -10.2 ± 2 m par rapport au niveau actuel moyen (Horton et Edwards, 2006). La remontée est encore très active jusqu'aux alentours de 7 000 cal. B.P, les taux étant compris entre 11 et 5.45 mm/an. De 7 000 à 6 000 cal. B.P, la mise en place de dépôts tourbeux au toit du substratum témoigne du ralentissement de la remontée du niveau marin relatif (6.5 mm/an et 2 mm/an). Ainsi, à la fin de cette période il n'est situé qu'à 3.8 m en dessous du niveau actuel. Après 6 000 cal. B.P et ce jusqu'à 4 000 cal. B.P, le niveau marin relatif semble subir une franche diminution de vitesse de remontée : l'augmentation est lente mais homogène (1.3 mm/an) (Figure 12).

Vers 4 000 cal. B.P le niveau marin relatif est situé à 1.85 ± 0.55 m sous le niveau actuel. La période comprise entre 4 000 cal. B.P et 2 000 cal. BP, reste moins bien contrainte, en effet, le manque de marqueurs (tourbe) ne permet pas de fixer les points de base nécessaires. Néanmoins, certaines études antérieures proposent des positions du niveau marin relatif comprises entre -3 et -6,5 mètres sous le niveau actuel (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Stéphane, 2008). Ces valeurs seraient associées à un épisode de baisse pluri-métrique autour de 3 000 cal B.P, appelé «régression de l'Age du Bronze». En

parallèle, l'analyse stratigraphique révèle que des dépôts datés à 3 000 cal. B.P repose en discordance sur des niveaux plus anciens correspondant à l'Holocène moyen (6 000 cal B.P). Un hiatus sédimentaire de plusieurs milliers d'année apparait donc sur l'ensemble des études finistériennes. D'après Goslin et al. (2014), la fiabilité de ces points ne permet pas de conclure à une réelle baisse du niveau marin, il propose alors deux hypothèses pour expliquer ce hiatus.

(1) Aux alentours de 3 000 cal B.P, les conditions climatiques se détériorent dans l'ensemble de l'Europe du Nord, avec une augmentation de la précipitation et de la tempéuosité (Van Geel et al., 1996 ;Meurisse 2008 ; Clark et Rendell, 2009). Des bouleversements majeurs dans les systèmes sédimentaires côtiers Manche-Atlantique ont été reconnus lors de cette période (Long et Hughes, 1995; Billeaud et al., 2009 ; Lespez et al., 2010 ; Tessier et al., 2012, Van Vliet La Noe, 2014a et b). Ainsi les évènements tempétueux auraient par l'action de la houle remobilisés le sédiment créant ainsi une surface érosive comme celle observée dans l'analyse stratigraphique. Mais l'emplacement très interne de certains sites d'études (Rade de Brest et rivière du Conquet) conduisent à chercher des explications supplémentaires (Goslin et al., 2014 ; Stéphane et al., 2015 ;).

(2) La seconde hypothèse, toujours rattachée aux conditions climatiques extrêmes, serait d'avantage liée à la pluviométrie. Avant la déstabilisation climatique (4 000 cal. BP), le niveau marin relatif a atteint un niveau assez proche du niveau actuel (1.85 ± 0.55 m) et provoqué une hausse du coin salé, bloquant ainsi l'écoulement des cours d'eau côtier et provoquant une intense sédimentation en amont. Vers 3 000 cal. B.P, la hausse de la pluviométrie, augmenterait le débit des cours d'eau côtier. La pente ayant été considérablement réduite au cours de l'Holocène moyen, ces derniers ont dû ré-inciser leur chenal en réponse à l'augmentation du débit. Ainsi l'occurrence des tempêtes et la hausse de la pluviométrie a permis d'éroder les dépôts exposés aux aléas maritimes et d'inciser d'avantage les chenaux dans les zones des cours d'eau et des marais. Cette érosion entraine la création d'un espace d'accommodation remblayé par du matériel très homogène (dépôts de chenaux, apport de matériel exogène depuis l'avant côte). Ce scénario ne repose néanmoins pas sur une information fiable de l'estimation du niveau marin relatif. Quoiqu'il en soit à partir de 2 000 cal. BP, le niveau marin relatif a atteint la même position qu'a l'actuel. Au cours du dernier millénaire, des niveaux organiques datés entre 600 et 500 cal. B.P, sont corrélables avec le Petit Age Glaciaire, et pourraient témoigner de la baisse des niveaux aquifères côtiers.

I.3.4 Les variations historiques au port de Brest

L'évolution du niveau marin relatif sur les derniers siècles est basée sur l'analyse des données de marégraphes. En rade de Brest 300 ans de données (1700 – 2004) sont disponibles, et ont été compilée afin d'obtenir la tendance de la remontée du niveau marin et les différentes phases d'accélération (Wöppelman et al., 2006 ; Pouvreau, 2008).

Afin de palier toutes erreurs, l'auteur a réalisé la moyenne pondérée uniquement que sur les deux derniers siècles, les données antérieures n'étant pas assez complète pour appliquer la méthode

de calcul (Woodworth et al., 1990) (Figure 13). Les estimations de la hausse du niveau de la mer varie entre 0.86 et 1.28 mm/an, mais peut-être cependant divisée en 3 périodes différentes :

- 1807 – 1892 avec une augmentation comprise entre 0.37 et 0.67 mm/an
- 1892 – 1983 où l'augmentation varie entre 1.10 et 1.40 mm/an
- 1983 – 2004 avec une augmentation fluctuant entre 2.37 et 3.57 mm/an

Ces observations concordent avec les taux d'augmentation du niveau marin renseignés dans le rapport d'évaluation de l'IPCC (2014). Les marégraphes (Pouvreau, 2008) et les données issues de l'Altimétrie satellitaire (Cazenave et al., 2009) sont compatibles. Ainsi, le plus haut taux enregistré est de l'ordre de 3.2 [2.8 à 3.6] mm/an et concerne la dernière période (1993 - 2010).

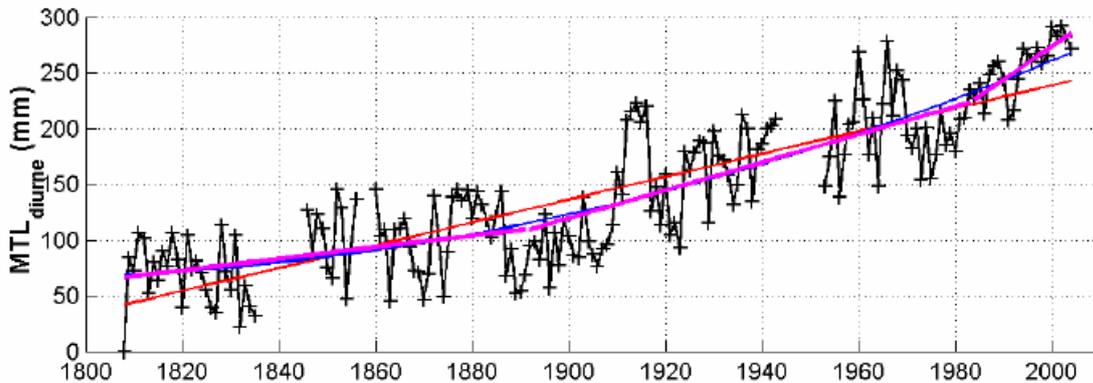


Figure 13 : Courbes des moyennes annuelles des niveaux moyens diurnes de la marée (MTLdiurne) d'après Pouvreau (2008). La courbe noire représente les données réelles. La droite rouge correspond à la tendance linéaire et la bleue prend en compte une accélération. Les droite violettes correspondent aux tendances calculées pour 1807-1892 ; 1892 – 1983 et 1983-2004

I.4 Remplissage des bassins estuariens à l'Holocène

Les systèmes estuariens constituent des secteurs privilégiés pour la conservation des archives sédimentaires liées à la dernière remontée du niveau marin. A la transition terre-mer, les dépôts sédimentaires enregistrent de manière privilégiée les changements environnementaux corrélés avec l'eustatisme, les transports sédimentaires et la morphologie du secteur considéré. Ces facteurs sont susceptibles de participer à l'établissement et la modification du prisme estuarien. L'architecture sismique des estuaires, confronté aux modèles de stratigraphie séquentielle est une méthode régulièrement employée pour reconstituer les environnements de dépôts associés à la dernière remontée du niveau marin. Il est donc nécessaire de rappeler les principes de base de la stratigraphie sismique et de la stratigraphie séquentielle appliquées aux domaines estuariens avant de décrire des exemples d'études.

I.4.1 Principes et éléments de la stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle s'apparente à « l'étude des relations des roches dans un cadre chronostratigraphique, constituées de strates répétitives génétiquement liées, limitées par des surfaces d'érosion ou de non-dépôt ou par leur continuité en concordance » (Posamentier et al, 1988). Elle permet d'expliquer la formation des séquences de dépôts et des géométries sédimentaires. Ce concept est connu depuis le XVIII^{ème} siècle avec les premières observations des mouvements passés de la ligne de rivage (transgression et régression d'après Lavoisier, 1789). Les termes de régression et transgression concernaient donc initialement les migrations horizontales du trait de côte : une avancée du trait de côte vers l'intérieur des terres (transgression) et un recul du trait vers la mer (régression). Ces fluctuations cycliques observées au cours des temps géologiques a petit à petit pris le sens de hausse et de baisse du niveau marin en stratigraphie. Les principes de stratigraphie séquentielle se développent d'avantage au cours du XX^{ème} siècle et sont définis sur des affleurements terrestres. C'est à partir des années 1970, parallèlement à l'essor des explorations sous-marines par sismique, que les géologues et géophysiciens ont établi une démarche stratigraphique ayant pour but d'identifier les séquences de dépôt : le concept de stratigraphie sismique. Ce sous-chapitre a pour objectif de définir les limites et les termes utilisés de ce concept.

Mitchum et Vail (1977), introduisent les principes de la stratigraphie sismique à partir des observations réalisées sur les coupes et se basent essentiellement sur l'identification et la corrélation des séquences sismiques complétées par l'analyse des faciès. Ainsi, les réflecteurs révèlent des discordances ou des limites de strates associées à des variations de conditions et/ou nature de dépôt. La séquence sismique (Mitchum et Vail, 1977) est définie par une succession de réflexions concordantes et génétiquement liées, bornées par des discordances (limites de séquences) reconnues par la terminaison latérale des réflexions. Ces dernières s'observent à partir de la géométrie des terminaisons internes (troncature d'érosion, concordante, « onlap », « toplap » ou « downlaps »).

A l'intérieur d'une séquence l'organisation interne des réflecteurs permet de distinguer des ensembles (ou unités) présentant une configuration similaire (parallèle, litée, transparente, chaotique, divergente, progradante, aggradante...) et permettant de caractériser les faciès de dépôts et conditions de sédimentation (Figure 14). Le cadre chronostratigraphique est fixé grâce aux discordances sismiques, elles apparaissent comme une « ligne-temps » et sont associées, pour un instant donnée (sans modification de la ligne de rivage), à un « paysage ». Ces discordances offrent une meilleure visualisation de l'organisation des séquences dans le temps. La stratigraphie sismique reprend donc les différents concepts de la stratigraphie séquentielle appliquée à la configuration des réflecteurs sismiques et contribue à la mise en place des notions de cortèges de dépôt dont la configuration et la position dépendent de trois facteurs importants : eustatisme, subsidence et flux sédimentaire (Haq et al., 1987 ; Vail et al., 1987 ; Posamentier et al., 1988 ; Catuneau et al., 2006). Les variations de ces

paramètres influent directement sur l'évolution de l'accommodation (l'espace disponible entre le fond marin et la surface de l'océan) calculé par le rapport A/S (où S est le volume de sédiment disponible).

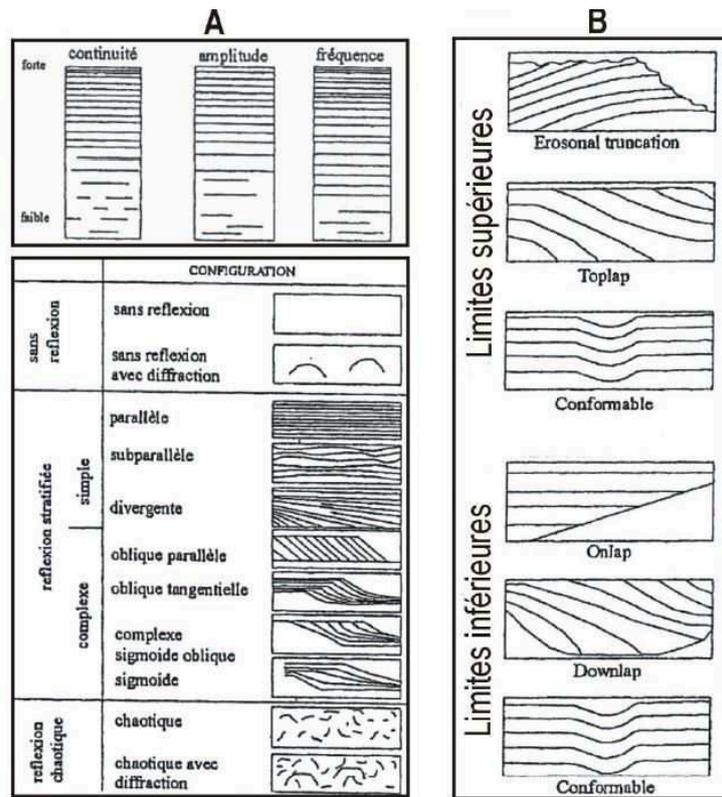


Figure 14: (A) Principales caractéristiques de l'organisation des faciès sismiques (B) Terminaisons des réflecteurs (limites supérieures et inférieures) d'après Mitchum et al., 1977 in Proust et al., 2001

Le modèle de stratigraphie séquentielle est basé sur la subdivision du remplissage d'un bassin sédimentaire en cortège de dépôts (ou « system tract » ; Brown and Fisher, 1977), correspondant à l'ensemble des dépôts sédimentaires mis en place dans un même bassin pendant une période de temps non soumise à une franche modification de la ligne de rivage (Catuneau et al., 2006). Ils s'organisent en fonction des vitesses de variation des facteurs de contrôle. Au sein d'un cycle complet il existe trois cortèges de dépôts (Mitchum et al., 1977 ; Haq et al., 1987 ; Posamentier et al., 1988) (Figure 15):

- Le LST (pour Low System Tract ou cortège sédimentaire de bas niveau marin) se dépose en période de bas niveau marin.
- Le TST (pour Transgressive System Tract ou cortège transgressif) repose sur le LST et correspond aux dépôts sédimentaires associés à une forte remontée du niveau marin.
- Le HST (pour High System Tract ou cortège de haut niveau marin) repose sur le TST et correspond soit à la stabilisation du niveau marin où à un fort ralentissement de la transgression. Il correspond à une faible création d'espace d'accommodation et une forte disponibilité en sédiment.

Ces cortèges sont séparés par des surfaces stratigraphiques repérables (Posamentier et al., 1988) (Figure 15):

- La SB (pour Surface Boundary ou limite de séquence) qui détermine la limite inférieure de la séquence de dépôt et donc du LST.
- La TS (pour Transgressive Surface ou Surface Transgressive) il s'agit d'une surface de transgression difficilement repérable présente à la base du TST. Elle s'observe lorsque l'action des vagues ou des courants de marées ont permis d'exercer des processus de ravinement ou de troncature. Elle est dans ce cas appelée WRS (Wave Ravinement Surface) ou TRS (Tidal Ravinement Surface).
- La MFS (pour Maximum Flooding Surface ou surface d'enneigement maximum), elle se matérialise au toit du TST et correspond à la stabilisation du niveau marin où une forte baisse du rythme transgressif.

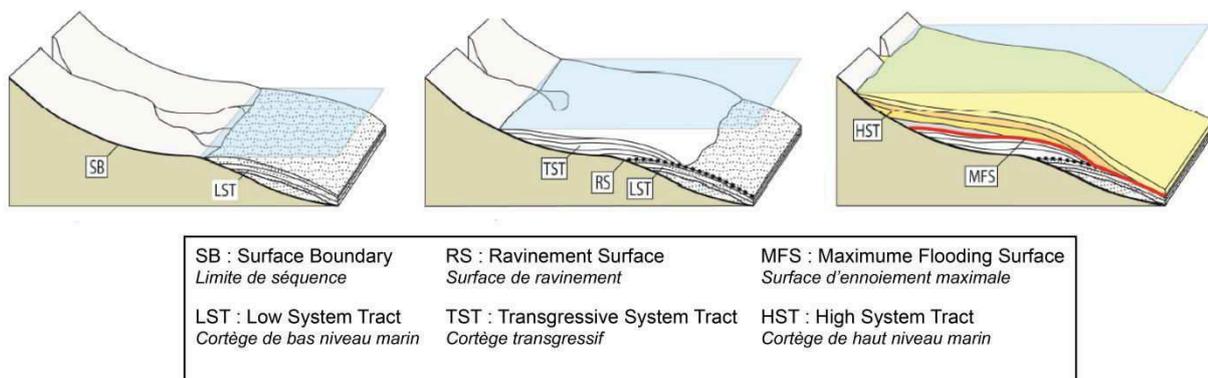


Figure 15: Schéma de l'organisation des "system tracts" (ou cortèges de dépôts) utilisé en stratigraphie séquentielle d'après Posamentier et al., 1988

Les séquences sédimentaires décrites précédemment se superposent et sont corrélées avec les cycles d'évolution eustatique. En fonction des périodes de temps concernées ces successions stratigraphiques sont classées en ordre. La séquence la plus longue (1^{er} ordre) correspond aux variations liées à la tectonique des plaques (50 Ma), les plus courtes sont corrélées avec les variations climatiques (cycles de 40 000 ans à la centaine d'année).

Dans de nombreux cas, les prismes sédimentaires côtiers et littoraux correspondent aux dépôts sédimentaires holocènes (Chaumillon et al., 2010). Dans les marges peu subsidentes, du fait de l'érosion continentale en période de bas niveau marin, seule la dernière séquence stratigraphique est généralement conservée (Bungenstock & Schafer, 2009). Le cortège de bas niveau marin (LST), est parfois absent, en cas contraire il correspond aux dépôts continentaux (fluviaux ou périglaciaires), la majeure partie du cortège étant matérialisé par le cortège transgressif (TST) et/ou de haut niveau marin (HST) (Tessier, 2012).

I.4.2 Séquences stratigraphiques holocènes : cas des systèmes côtiers dominés par la marée

Les séquences stratigraphiques, dans les domaines côtiers, sont conservées sous forme de dépôts meubles et se caractérisent par la succession de sédiments dont l'origine est corrélée avec l'évolution des paysages. Ces secteurs actuellement à la transition terre-mer ont été soumis, au cours de la dernière remontée du niveau marin, à d'importants changements environnementaux, passant progressivement d'un domaine strictement continental à marin (Dalrymple et al., 1992). Ces séquences sont constituées de grands ensembles stratigraphiques (unités stratigraphiques) dont la succession témoigne d'un changement d'environnement de dépôt influencé par la combinaison complexe des facteurs de contrôle (Chaumillon et al., 2010 ; Tessier, 2012). Ces facteurs sont caractérisés par la dynamique de remontée du niveau marin, l'apport sédimentaire, l'hydrodynamisme et la morphologie du substratum.

De manière générale, l'ensemble des études réalisées sur les systèmes estuariens (Dalrymple et al., 1990; Jouet et al., 2003; García-García et al., 2005; Billeaud et al., 2010; Menier et al., 2010; Proust et al., 2010; Dalrymple et al., 2012; Tessier et al., 2012; Traini et al., 2013; Green et al., 2013; Zhang et al., 2014) à dominance tidale s'accordent pour déclarer que la succession globale des dépôts sédimentaires se réfèrent au schéma de la dernière séquence stratigraphique selon les différents stades de remontée du niveau marin (Figure 16).

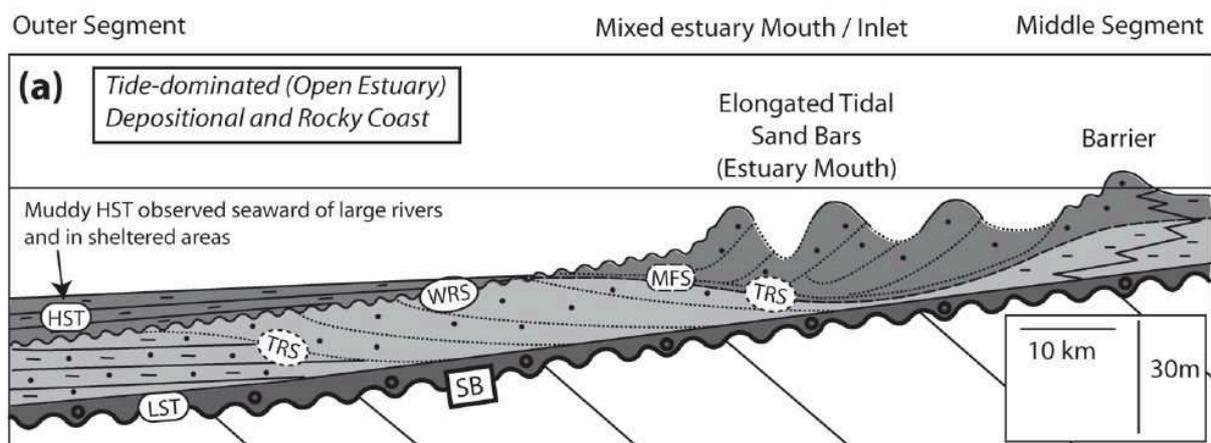


Figure 16: Coupe longitudinale schématique montrant la variabilité des comblements dans un estuaire ouvert dominé par la marée en contexte de côte rocheuse (d'après Chaumillon et al., 2010)

- La base de la séquence se matérialise par la surface SB traduisant l'érosion continentale réalisée au cours du dernier bas niveau marin. Elle est définie par le fond des paléo-vallées et constitue la base du LST. Ce cortège de dépôt est caractérisé par des dépôts continentaux d'origines différentes selon le secteur d'étude (fluviaux, alluviaux, érosion péri-glaciaire...) et conservé dans les paléo-vallées ou les reliefs négatifs du substratum.

- Le TST repose sur le LST dont la limite basale est illustrée par la surface TS qui, en fonction des caractéristiques du secteur d'étude, peut être associée à la TRS. Le TST est généralement constitué de la succession des différents corps sédimentaires présents dans un estuaire dominé marée (tidal bar, tidal flat...). Il s'échelonne entre le début de l'ennoiement du système jusqu'à la stabilisation où une forte chute de la remontée du niveau marin. Dans certains cas la succession de ces faciès peut être marquée par des surfaces d'érosion, réduisant l'épaisseur du TST, interprétées comme des WRS en cas d'exposition du secteur à la houle ou TRS.
- La MFS constitue la limite supérieure du TST et basale du HST, elle traduit un fort ralentissement de la remontée du niveau marin. Le HST est caractérisé par les plus récents dépôts sédimentaires.

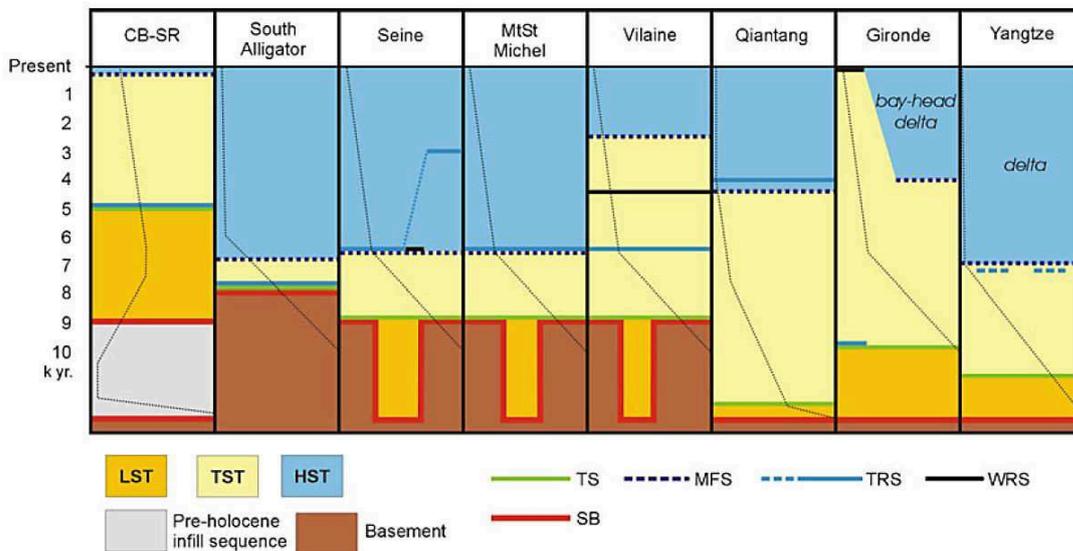


Figure 17: Vue synthétique du remplissage stratigraphique holocène dans différents estuaires dominés marée, estuaires mixtes (houle et marée) (Gironde) et deltas dominés marée (Yangtze) (d'après Tessier, 2012)

Bien que le schéma de base s'accorde avec les différentes phases de variation du taux de remontée du niveau marin, l'architecture interne, l'épaisseur et les caractéristiques sédimentaires des unités diffèrent en fonction des facteurs locaux : morphologie et hydrodynamisme (Chaumillon et al., 2010)(Figure 17). La succession des unités holocènes ne peut donc être qu'appréhendée au sein d'un même système estuarien qui présente lui-même une variabilité longitudinale (interne ou externe à la paléo-vallée) des dépôts fonction de la morphologie du substratum (Tessier, 2012) (Figure 17). Dalrymple et Zaitlin (1992) et Zaitlin et al. (1994), insistent sur le fait que l'organisation des dépôts dans un système estuarien (ou vallée incisée) évolue d'amont en aval. Ils délimitent donc trois secteurs : segment 1 (externe), segment 2 (intermédiaire) et segment 3 (interne). La description du remplissage des systèmes estuariens développée ci-dessous se rapporte d'avantage au modèle proposé dans l'estuaire de la Vilaine (Menier et al., 2010 ; Sorrel et al., 2010 ; Traini et al., 2013) du fait de sa proximité et ses similitudes avec notre secteur d'étude mais englobe l'ensemble des études se rapportant à la façade Manche-Atlantique (Weber, 2004 ; Allard et al., 2010 ; Billeaud et al., 2007 ; Billeaud et al., 2010 ; Proust et al., 2010 ; Tessier et al., 2010a et b ; Tessier et al., 2012).

- (i) La première phase du remplissage, comprise entre 20 000 et 10 000 cal. BP, se traduit par des dépôts continentaux associés au bas niveau marin et à la remontée post-glaciaire de la ligne de rivage (Chaumillon et al., 2010). Ces reliques sont préservées dans le fond des paléo-vallées (Jouet et al., 2003 ; Menier et al., 2010 ; Traini et al., 2013 ;). Leur préservation est moindre sur les secteurs largement exposés aux houles océaniques (Charente, Ile de Ré ou Oléron) (Allard et al., 2010) ou soumis à une forte amplification des courants tidaux (Baie du Mont Saint-Michel) (Tessier et al., 2012).
- (ii) Sur la façade Atlantique l'enneigement des systèmes, actuellement sous 20 à 40 mètres d'eau, ne débute qu'à partir de 10 000 cal. BP (Tessier et al., 2012). La seconde phase du remplissage est donc comprise entre 10 000 et 5 000 cal. BP (Figure 17). Elle se traduit par un environnement dominé par la marée dont l'impact évolue au fur et à mesure de la remontée du niveau marin (Dalrymple et al., 1992). Entre 10 000 et 7 600 cal. BP, la vitesse de remontée est rapide (Leorri et al., 2012 ; Goslin et al., 2015) et augmente le potentiel d'accommodation. Les dépôts sont caractérisés par des sédiments fins (silts) et engendrent le développement rapide de « tidal flats », ou replats tidaux, (environnement estuarien interne) (segment 1) (Zaitlin et al., 1994). Aux alentours de 7 600 cal. BP, la diminution de la vitesse de remontée (Leorri et al., 2012 ; Goslin et al., 2015) engendre une diminution du potentiel d'accommodation. Ainsi, tandis que les sédiments déposés dans la partie intermédiaire du système (segment 2) (Zaitlin et al., 1994) enregistrent les premiers indices d'influence maritime, le secteur aval (segment 1) (Zaitlin et al., 1994) est soumis à des conditions énergétiques plus fortes marquées par une surface de ravinement tidal (TRS) (Zaitlin et al., 1994 ; Chaumillon et al., 2010 ; Proust et al., 2010 ; Traini et al., 2013 ;). La TRS s'enregistre jusque 5 000 cal. BP dans le secteur intermédiaire (segment 2) (Zaitlin et al., 1994, Menier et al., 2010 ; Traini et al., 2013). Dans certains systèmes, où les apports sédimentaires sont importants la TRS est combinée avec la surface d'enneigement maximum (MFS) et marque le début des dépôts de haut niveau marin (HST) (Tessier et al., 2010a et b).
- (iii) La troisième phase se caractérise par une forte influence des houles océaniques sur les secteurs ouverts (segment 1 et 2) (Zaitlin et al., 1994) et s'étend de 5 000 cal. BP jusqu'à 3 000 cal. BP (Tessier et al., 2010a ; Traini et al., 2013;). Dans les estuaires avec de forts apports sédimentaires, les dépôts sont associés au HST (Tessier et al., 2010 a et b) tandis que dans les systèmes à faible apports sédimentaires ils sont toujours assimilés au TST (Menier et al., 2010 ; Sorrel et al., 2010 ; Traini et al., 2013). Néanmoins, l'ensemble de ces dépôts se caractérisent par la construction de corps sédimentaires sableux à l'embouchure et par la croissance des « tidal flats » dans l'estuaire interne (Tessier et al., 2010b). L'influence océanique se traduit par deux phases qui ont engendré une surface érosionnelle (WRS) affectant continuellement la partie externe (établissement et évolution des systèmes dunaires externes)(Traini et al., 2013).

(iv) Enfin la dernière phase se traduit par la stabilisation du niveau marin (MFS) entre 3 000 cal. BP et l'actuel (Goslin et al., 2015). Cette configuration entraîne une réduction du potentiel d'accommodation et une aggradation des dépôts (Chaumillon et al., 2010). Le système estuarien moderne est déjà formé et d'avantage contrôlé par les facteurs locaux : apports fluviaux, agents hydrodynamiques (Chaumillon et al., 2010 ; Tessier, 2012). Dans les secteurs externes, les conditions hydrodynamiques étant souvent plus fortes, il est difficile de repérer la MFS puisque bien souvent les dépôts antérieurs ont été érodés (Traini et al., 2013). En revanche, dans les secteurs internes les archives sédimentaires sont conservées et traduisent l'évolution interne de la dernière phase (Allen et Posamentier, 1993 ; Hori et al., 2001 ; Li et al., 2005 ; Menier et al., 2010 ; Traini et al., 2013). La fin de cette phase peut être marquée par l'impact anthropique comme dans l'estuaire de la Seine (Tessier et al., 2010b ; Lesourd et al., 2016) et de la Loire (Durand et al., 2016).

Ainsi le niveau marin apparaît comme le facteur principal du remplissage holocène des systèmes estuariens modernes. Il existe néanmoins des différences de géométrie importantes rien que sur les systèmes étudiés sur la façade Manche-Atlantique (Chaumillon et al., 2010 ; Tessier, 2012).

I.4.3 Autres facteurs de contrôle du remplissage holocène

L'augmentation ne permet pas d'expliquer les différences de remplissage observées dans chaque système côtier. Les agents hydrodynamiques (houles, marée et débits fluviaux) apparaissent comme les facteurs principaux de l'établissement et la conservation des dépôts holocènes dans les systèmes côtiers (Chaumillon et al., 2010) (Figure 18).

La dynamique tidale dans les systèmes macrotidaux permet à la fois de préserver les figures sédimentaires (accommodation tidale) (Tessier et al., 2010a et b) ou à l'inverse d'éroder les sédiments plus anciens (début du TST) (Menier et al., 2010 ; Traini et al., 2013). Les houles dans le cas des systèmes microtidaux contrôlent l'établissement de la barrière sableuse dont le remplissage du lagon dépend (Ferrer et al., 2010). Enfin les débits fluviaux contrôlent les apports sédimentaires : élément majeur de la dynamique de remplissage des bassins côtiers (Dalrymple, 2006 ; Chaumillon et al., 2010 ; Tessier et al., 2012). Dans le cas où les décharges fluviales sont minces la plupart des sédiments sont originaires du milieu marin (Tessier et al., 2010 (Mont Saint Michel Baie - MSMB)) ou des sources adjacentes (Dalrymple et al., 1992 ; Allard et al., 2010 ; Menier et al., 2010 ; Traini et al., 2013). A l'inverse lorsque les apports fluviaux sont importants, le système est vite comblé et l'apparition de la MFS est plus précoce (Tessier et al., 2010b).

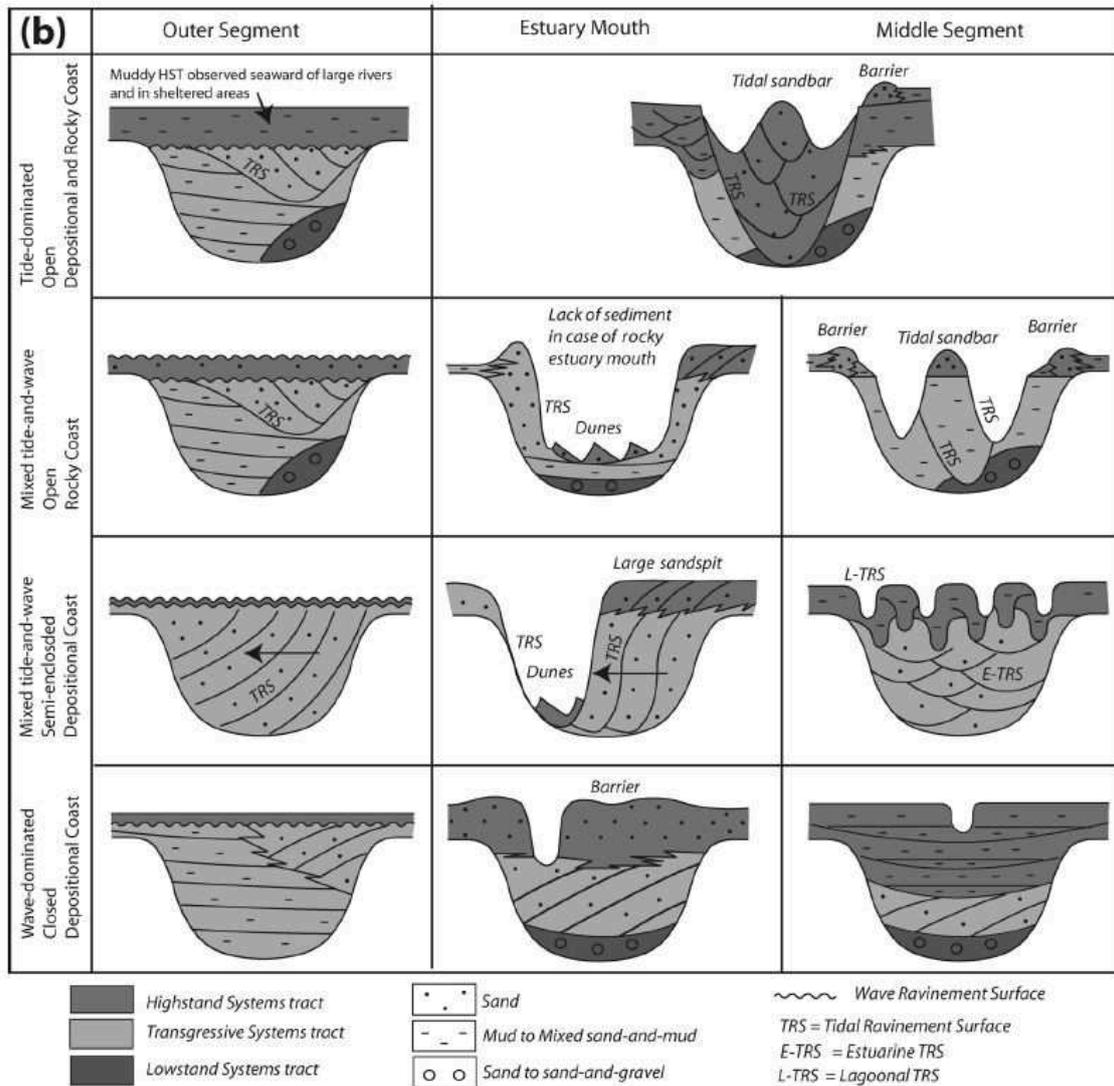


Figure 18: Coupes transversales schématiques montrant la variabilité des comblements de vallées incisées sur le littoral français d'après leur caractéristiques hydrodynamiques et morphologiques (e.g. Chaumillon et al., 2010)

La morphologie du substratum apparaît comme un facteur également important de contrôle de comblement des bassins côtiers modernes. En effet, sa morphologie influence directement l'hydrodynamique locale (Chaumillon et al., 2010). Les reliefs submergés amplifient naturellement, en les canalisant, les courants tidaux (Allard et al., 2010) où à l'inverse génèrent des secteurs abrités des houles océaniques (Menier et al., 2010 ; Traini et al., 2013). De plus, le potentiel d'accommodation induit par l'augmentation du niveau marin est également en partie contrôlé par l'incision du substratum (Tessier et al., 2010a) et domine donc le potentiel de préservation des dépôts sédimentaires (Chaumillon et al., 2010). Il est néanmoins important de noter que dans le cas où l'incision du substratum est importante, à l'image des rias par exemple (Perillo, 1995), l'influence du substratum est importante tout au long de la remontée du niveau marin jusqu'à l'actuel (Garcia-Gil et al., 2002 ; Dalrymple, 2006 ; Allard et al., 2010 ; Fenies et al., 2010 ; Menier et al., 2010). A l'inverse dans les systèmes à faible relief, l'effet du substratum est vite gommé au profit des apports sédimentaires (Tessier et al., 2010a).

Les détériorations climatiques enregistrées entre 3 500 et 2 500 cal BP. (Van Vliet LaNoë et al., 2014 a et b) apparaissent comme responsables des dépôts grossiers enregistrés dans les séquences sédimentaires récentes (barres sableuses, dunes ou élévations des terrasses) (Billeaud et al., 2009 ; Henaff et al., 2015). Ces récurrences de tempêtes sont également associées à une érosion des dépôts plus anciens dans les marais maritimes (Fernane et al., 2014 ; Goslin et al., 2014 ; Stéphan et al., 2015). Enfin, les impacts anthropiques ont également perturbé le remplissage plus récent de ces environnements (Chaumillon et al., 2010 ; Tessier et al., 2012). En effet, l'activité humaine à depuis le début du XIXème siècle crée d'importants changements des décharges sédimentaires (Syvitski et al., 2005 ; Syvitski et Kettner, 2011). En fonction des secteurs étudiés, soit les décharges fluviales sont plus importantes (érosion des bassins versants) (Tessier et al., 2010b) ou plus faibles (construction de barrage) (Barnard et al., 2013 ; Traini et al., 2015) et entraîne une modification des dépôts sédimentaires. Les aménagements portuaires (dragages) peuvent également altérer le comblement naturel des systèmes côtiers (Lesourd et al., 2016).

Ainsi il est difficile de dresser un modèle de remplissage applicable à l'ensemble des estuaires mondiaux tant la sédimentation est contrôlée par le potentiel d'accommodation directement induit par la géomorphologie du secteur et l'évolution des facteurs hydrodynamiques.

CONCLUSION

L'objectif de ce chapitre introductif était de montrer qu'il existe une large variété d'estuaires modernes à la surface du globe. Depuis Pritchard (1955), de nombreux auteurs ont classifié ces estuaires selon les processus physiques, morphologiques ou sédimentaires. Aujourd'hui la plus intégrative reste celle de Dalrymple et al. (1992) qui se base sur trois critères principaux : houles, débits fluviaux et marée. Il délimite ainsi sept environnements dont celui de « l'estuaire dominé marée » qui se rapporte d'avantage à notre zone d'étude. Les processus, la morphologie et la répartition dans ce système sont majoritairement régis par les courants de marée (Dalrymple et al., 2012). L'influence tidale s'observe jusque dans les parties très amont de l'estuaire et génère, par la variation de son intensité, une dissymétrie morphosédimentaire latérale (côte vers chenal axial) et longitudinale (d'amont en aval) du système. Néanmoins, il apparaît que même s'il est possible de dresser les caractéristiques globales de ce type d'estuaire, la modulation des facteurs secondaires (houles, apports tidaux, morphologie) propre à chaque système apparaît comme indispensable pour comprendre leur fonctionnement (Dalrymple et al., 1992 ; Allen et Posamentier, 1993 ; Allen et Posamentier, 1994 ; Martinsen et Hellandhansen, 1994 ; Estournès et al., 2012 ; Traini et al., 2015; Lesourd et al., 2016).

De plus, la classification de Dalrymple et al. (1992) intègre une dimension temporelle à travers la remontée du niveau marin. Avec l'augmentation du niveau marin l'estuaire passe progressivement d'un environnement estuarien vers un environnement deltaïque (en cas d'apports sédimentaires

important) ou plaine côtière (en cas de faibles apports sédimentaires) (Dalrymple et Zaitlin, 1994 ; Zaitlin et al., 1994). En effet, il a été montré au cours de ce chapitre que les perturbations climatiques et les variations eustatiques sont les premiers moteurs du remplissage sédimentaire des environnements côtier modernes (Posamentier et al., 1988). Néanmoins, la conservation des dépôts sédimentaires tout au long de la remontée du niveau dépend également de la morphologie du substratum et des agents hydrodynamiques locaux (houles, vagues et marée) (Cattaneo et Steel, 2003 ; Chaumillon et al., 2010 ; Tessier, 2012). Ainsi, bien que les systèmes estuariens constituent des objets idéaux pour retracer les différents environnements de dépôt au cours de la remontée du niveau marin, il est nécessaire, pour bien comprendre leur mise en place, de s'intéresser non pas qu'aux facteurs principaux (climat et eustatisme) mais également aux facteurs locaux (substratum, agents hydrodynamiques, apports sédimentaires, impact anthropique).

CHAPITRE II

Présentation de la zone d'étude

<i>II.1 Cadre géomorphologique.....</i>	<i>47</i>
<i>II.2 Le contexte géologique.....</i>	<i>49</i>
<i>II.3 Le contexte hydrodynamique</i>	<i>53</i>
II.3.1 Les cycles de marées	53
A. Les marées semi-diurnes.....	53
B. Les courants résiduels :	55
II.3.2 Les houles	56
A. Régime de vent	56
B. Caractéristique de la houle et de la mer de vent en mer d'Iroise	59
C. Caractéristiques de la houle et de la mer de vent en rade de Brest	60
II.3.3 L'hydrodynamisme lié aux débits fluviaux.....	60
A. Hydrologie à l'embouchure des deux principaux fleuves	61
B. Hydrologie à l'échelle de la rade.....	63
<i>II.4 Le contexte sédimentaire</i>	<i>65</i>
II.4.1 Connaissance sur la répartition sédimentaire actuelle et la dynamique associée	65
II.4.2 L'influence des communautés macro-benthiques	69
II.4.3 L'impact anthropique.....	71
A. L'évolution progressive de la zone portuaire et son impact.....	72
B. La pêche et autres activités.....	75
CONCLUSION.....	76

II.1 Cadre géomorphologique

La Rade de Brest est un milieu maritime semi-fermé communiquant avec la mer d'Iroise, par l'intermédiaire d'un étroit chenal ou goulet long de 6 km et large de 1,8 km. Ce vaste plan d'eau d'une superficie de 181 km² a un rivage très découpé dont le linéaire côtier atteint près de 230 km. La morphologie de la rade de Brest et de son exutoire est principalement marquée par la présence de vallées sous-marines (Vacher, 1919) (Figure 20). Elles s'inscrivent dans la continuité des principales rivières (Aulne et Elorn) avec des profondeurs maximales de 15 à 30 mètres. L'Aulne se jette dans la rade au niveau du bassin Sud. Son chenal, d'orientation NW-SE et d'aspect méandrique, est bordé par des terrasses atteignant des profondeurs de l'ordre de 15 à 20 mètres, notamment là où le chenal de Daoulas rejoint l'axe principal. A l'inverse, la morphologie du chenal de l'Elorn, dont l'estuaire est situé dans le bassin Nord, est rectiligne et d'orientation NE-SW. Ces deux chenaux confluent vers le centre de la rade, au Sud de l'embouche de La Penfeld, avant de rejoindre le goulet. C'est dans cet étranglement, correspondant à un couloir décrochant formé grâce au jeu de failles qui le traverse, que les valeurs maximales de profondeur sont atteintes (57 mètres). Au débouché de la rade, le chenal d'orientation SW-NE est étroit puis s'élargit de moitié au-delà d'une limite joignant le milieu de l'anse de Camaret et celle de Bertheaume (Figure 19). A cet endroit, où il est bordé par de larges terrasses (25 à 30 mètres), sa profondeur n'est plus que de 40 mètres. A l'Ouest, le chenal se resserre, au profit du plateau formé par les roches environnantes (Roche du crabe, rocher du Toulinguet, petit Léach').

A l'extérieur de la rade de Brest, le chenal divise la zone en deux parties distinctes (Hinschberger, 1970): Nord et Sud. Dans la partie Nord, les fonds monotones de la baie de Bertheaume, faiblement inclinés vers le Sud-Est, s'ouvrent sur un plateau uniforme qui décroît très régulièrement de la côte au chenal central jusqu'à atteindre 30 m de profondeur. Au Sud, les fonds de la partie occidentale sont chaotiques en raison de la présence de nombreux affleurements rocheux qui s'inscrivent dans la continuité de la pointe du Toulinguet. A l'Est de cette pointe, la profondeur diminue progressivement jusque dans la baie de Camaret ouverte au Sud-est.

L'intérieur de la rade est caractérisé par la présence de nombreuses baies et anses, bordant l'ensemble du littoral, et où les fonds faiblement inclinés atteignent rarement les 10 mètres de profondeurs. De nombreux bancs, dont le plus important, celui du Corbeau situé au débouché de l'Elorn, forment avec la frange littorale plus de 40 % de la superficie de la rade (Figure 20). Cet ensemble peu profond, plonge brutalement dans la dépression circulaire centrale où la profondeur est comprise entre 20 et 30 mètres. La côte Nord de la rade, du fait de la proximité avec la ville de Brest est fortement anthropisée. Le port, s'étendant du Goulet jusqu'à l'anse du Moulin Blanc est une succession de remblais à utilité militaire, commerciale et plaisancière.

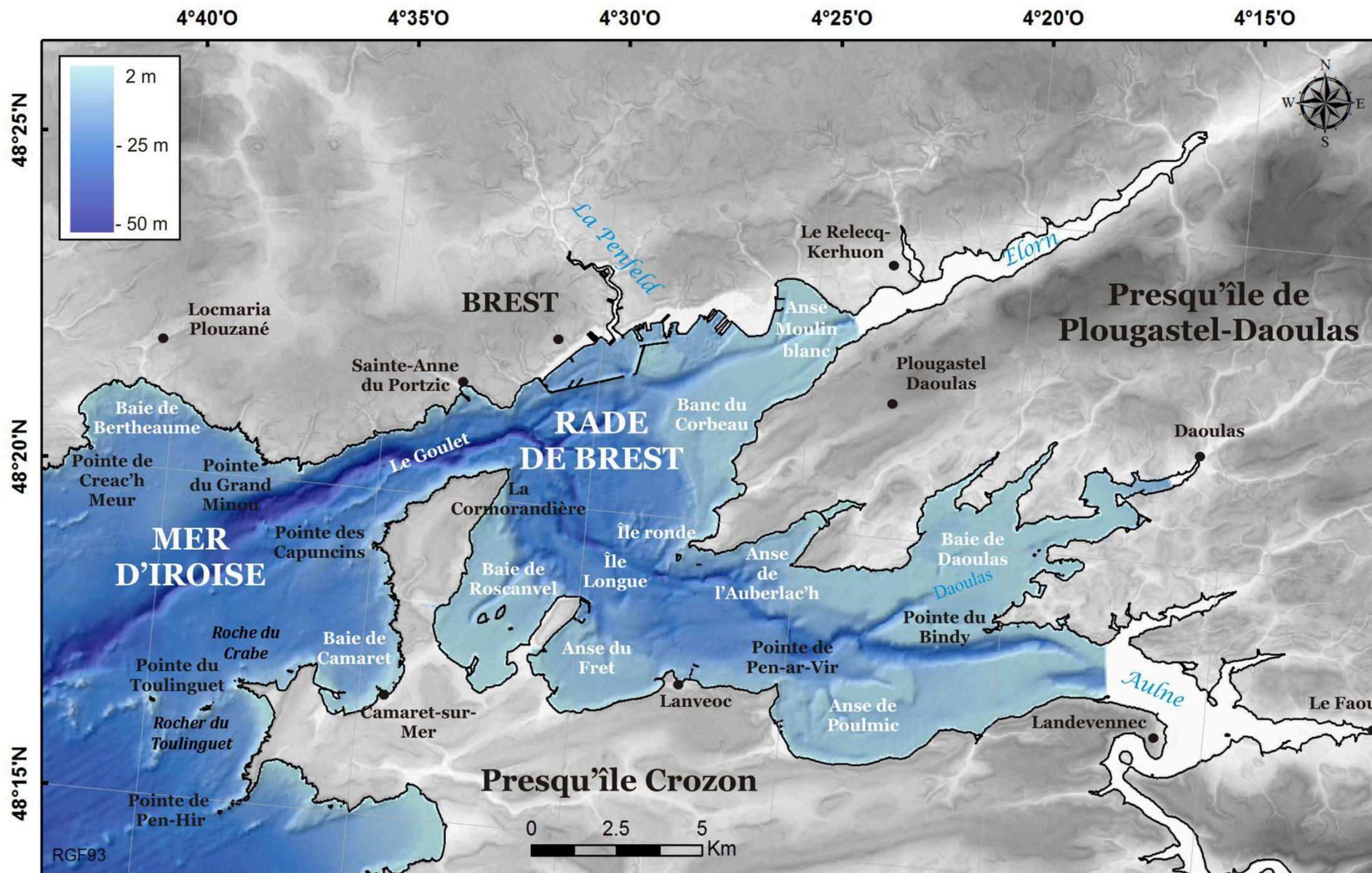


Figure 19 : : Situation géographique de la zone d'étude

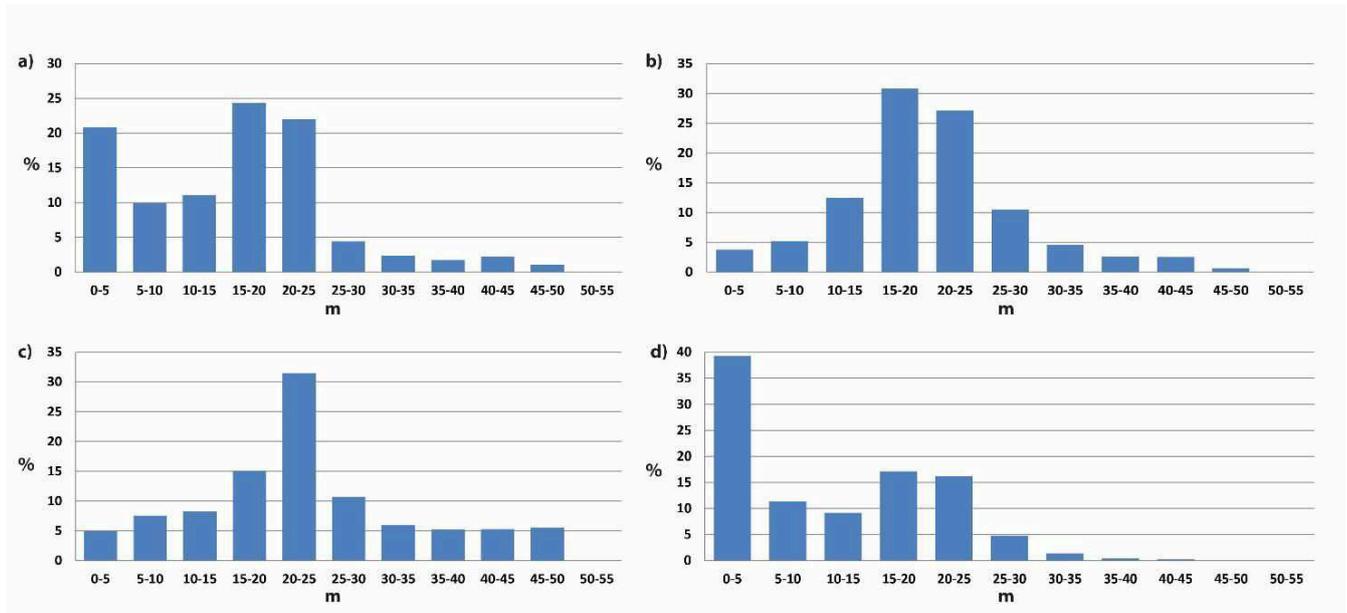


Figure 20 : Répartition en pourcentage des profondeurs de la zone d'étude entière a), de l'exutoire ouvert sur la mer d'Iroise b) du goulet c) et de la rade interne d).

II.2 Le contexte géologique

L'histoire géologique de la Bretagne est ponctuée par trois principaux orogènes (Ballèvre et al., 2008 ; Ballèvre et al., 2014) nommés : Pentévrien (-2 Ga à -750 Ma), Cadomien (-600 Ma à -530 Ma) et enfin Varisque (-380 Ma à -250 Ma). Elle débute par une collision qui permet l'établissement de la chaîne Pentévrienne au précambrien puis par son érosion (Auvray et al., 1980). Au Briovérien (-670 Ma à -540 Ma) l'ouverture de l'océan Celtique, permet le dépôt de roches sédimentaires aujourd'hui très métamorphisées appelées « schistes briovériens » (Darboux et Plusquellec, 1985 ; Darboux, 1991 ; Guerrot et al., 1992). A nouveau, la tectonique des plaques engendre, il y a 600 millions d'année, la fermeture de l'océan, et en parallèle la naissance de la chaîne Cadomienne (Vernhet et al., 2010). Aux alentours de -540 Ma l'océan Rhéique débute son expansion. Dans ce bassin océanique, une importante épaisseur de sédiments marins, s'étageant de l'Ordovicien (-490 Ma) au Dévonien (-360 Ma), se dépose. Au carbonifère (-350 Ma), le rapprochement des plaques tectonique induit la fermeture des océans et la création d'un unique continent : la Pangée. La collision provoque l'établissement de la chaîne Hercynienne (ou Varisque). Cette dernière a affecté l'ensemble des unités géologiques et va soulever, plisser et cisailier la région (Dupret et Le Gall, 1984 ; Dissler et Gresselin, 1988). Se mettent alors en place, les grands domaines actuellement observables en Bretagne (Ballèvre et al., 2014). L'intensité de déformation est accompagnée d'intrusions granitiques et d'activités volcaniques (Le Gall, 1999 ; Gradstein et al., 2012). Ce massif actuellement très aplani par l'érosion est de nouveau inondé par de brèves incursions marines notamment au Cénozoïque (mer de faluns) (Klein, 1970). Elles permettront de déposer des sédiments marins au Miocène (-23 Ma) et au Pliocène (-5.3 Ma) (Guillocheau et al., 2003). Le Quaternaire est rythmé par les grandes phases glaciaires et

interglaciaires, c'est au cours de ces épisodes que se sont construits la plus grande partie des terrasses et les dépôts alluviaux associés (Hallégouët et Morzadec-Kerfoun, 1977 ; Hallégouët, 1979a et b ; Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986 ; Lautridou et al., 1986 ; Morzadec-Kerfoun, 1999 ;). Le sol armoricain actuel a été érodé par deux réseaux de paléo-vallées successifs, ayant une morphologie en « V », entre 6 Ma et l'actuel. Cette érosion a suivi le soulèvement du massif armoricain engendré par la convergence entre la plaque Africaine-Apulienne et Européenne (collision Alpine) (Bessin et al., 2014). Le premier réseau s'est établi au cours du Miocène puis a été ré-ennoyé par la mer au cours du début du Pliocène (Brault et al., 2004 ; Dugué et al., 2007), tandis que la seconde génération d'incision s'est produite pendant le milieu du Pléistocène (Bonnet et al., 2000).

Ces épisodes ont donné naissance à des roches de nature, d'âge et d'histoire différents qui permettent de structurer la géologie actuelle de la région. La Bretagne se divise donc en quatre domaines majeurs, séparés par des accidents tectoniques dont les deux plus importants sont la Zone Broyée Nord Armoricaire (ZBNA) (ou Cisaillement Nord Armoricaire CNA) (Nance et al., 2010) et la Zone Broyée Sud Armoricaire (ZBSA) (ou Cisaillement Sud Armoricaire CSA) (Jegouzo et al., 1980 ; Rolin et al., 2009), activées pendant l'orogénèse Hercynienne (Balleuvre et al., 2014)(Figure 21).

- ❖ **Le domaine du Léon**, au Nord, se caractérise comme un empilement de roches très fortement métamorphisées pendant l'orogène hercynienne (Schulz et al., 2007 ; Marcoux et al., 2009 ; Faure et al., 2010).
- ❖ **Le domaine Nord-Armoricain**, localisé au Nord-Est, est principalement constitué de formations précambriennes métamorphiques (gradient croissant avec la profondeur, Balleuvre et al., 2009).
- ❖ **Le Domaine Centre-Armoricain** se caractérise par des terrains sédimentaires paléozoïques formés lors de l'immersion de la Bretagne pendant une grande partie de l'ère primaire. Ils s'étagent du Cambro-Ordovicien au Dévonien supérieur (-500 Ma à -350 Ma). Ces roches sont exondées puis déformées (plis à vergence Sud-est) par la formation de la chaîne Hercynienne (Babin et al., 1969 ; Gumiaux et al., 2004).
- ❖ **Le domaine Sud-Armoricain** est une zone complexe composée de granites hercyniens métamorphisés injectés le long de la zone broyée sud-armoricaine. Quelques affleurements de roches sédimentaires paléozoïques plissées et déformées par la dernière orogène forment les zones Sud extrêmes (Vendée, Brière) (Balleuvre et al., 2014).

La rade de Brest se situe au niveau de la zone du Cisaillement Nord Armoricaire (CNA) séparant deux grands ensembles géologiques : le domaine du Léon au Nord et le domaine Centre-Armoricain au Sud (Figure 21) (Garreau et al., 1980). Le domaine du Léon, confère au contour de la rade Nord une certaine massivité et régularité tandis que le paysage au Sud, formant les presqu'îles de Plougastel et de Crozon, est plus varié et alterne entre crêtes et dépressions. La principale direction structurale

orientée selon le CNA est recoupée, lors du flambage alpin par des accidents plus tardifs de direction NE-SW et NW-SE (faille de Kerforne) affectant l'essentiel des structures paléozoïques plissées (Figure 21). Mais la principale caractéristique de la zone d'étude est la présence des principaux paléo-chenaux, s'inscrivant au cours du Pléistocène et notamment celui de l'Elorn s'installant dans le CNA (Hallégouët, 1994).

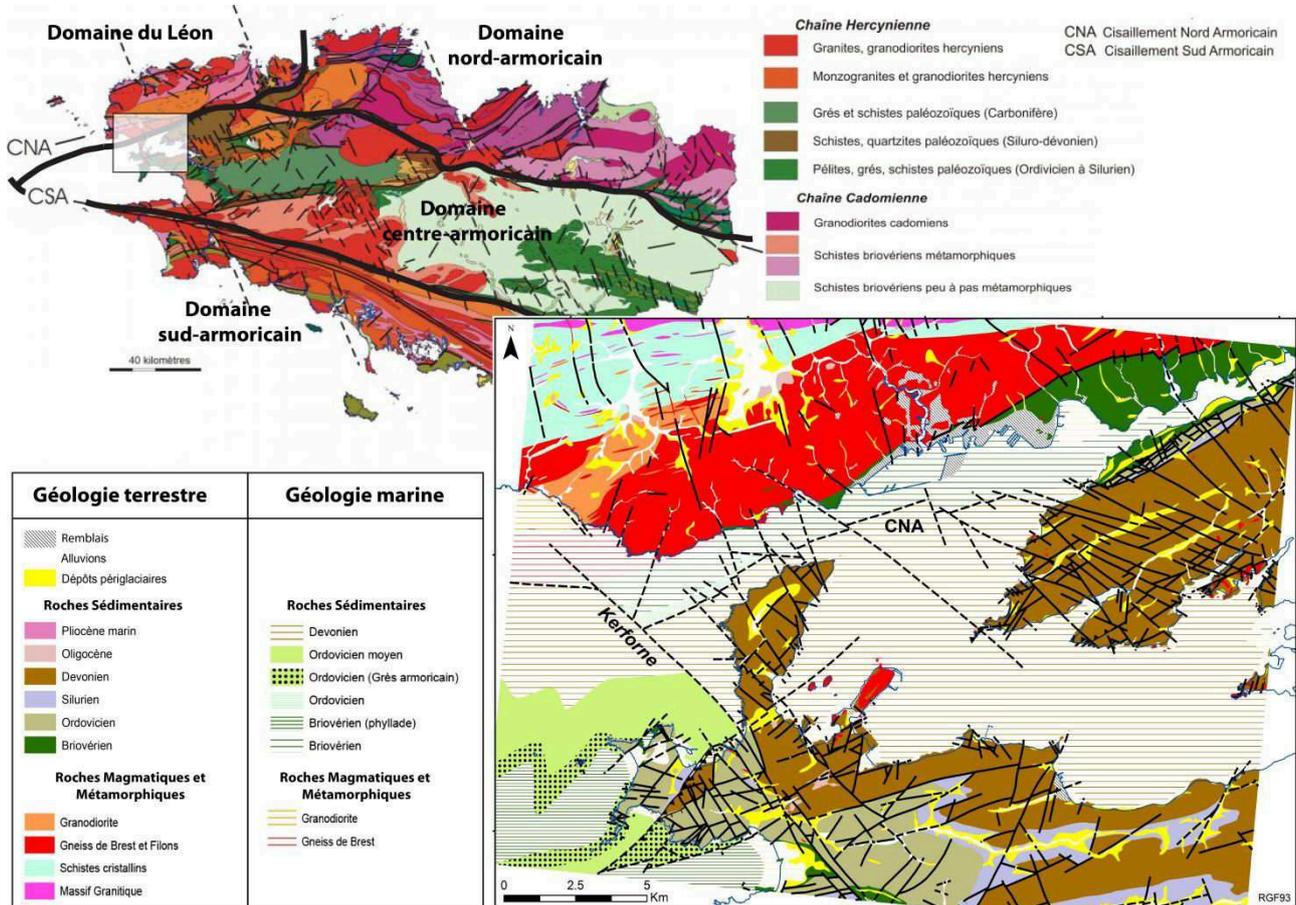


Figure 21 : Carte géologique de la Bretagne et de la rade de Brest (modifiée du BRGM, carte 1/50 000 de la région de Brest n°274 et carte géologique de France au 1/1 000 000)

Au début du Tertiaire, le réseau hydrographique, est installé sur une surface d'aplanissement, qui se développe à partir des régions élevées des Monts d'Arrée et s'écoule vers le NW par la vallée de l'Aber-Ildut, via l'actuelle rivière de la Penfeld (Figure 22). L'Aulne et l'Elorn creusent le massif armoricain et viennent alors confluer au niveau de l'embouchure de la Penfeld (Hinshberger, 1970 ; Fichaut 1984 ; Hallégouët, 1994).

La genèse de la rade débute réellement à la fin de l'Oligocène, où un cours d'eau évoluant dans le goulet par érosion régressive capte les cours de l'Aulne et de l'Elorn. L'ensemble du réseau s'oriente vers l'Ouest en direction de la mer d'Iroise. A cette même époque, s'installe des cours d'eau de moindre importance dans les dépressions de la presqu'île de Plougastel (Figure 22). Cette évolution, perdurant jusqu'au Quaternaire, s'inscrit à plus grande échelle dans le flambage lithosphérique, affectant l'ensemble du Massif Armoricain, avec deux stades marqués à l'Oligocène inférieur correspondant à l'inversion de la Manche Occidentale et au Miocène moyen correspondant au flambage alpin. Le

creusement de la rade est amplifié par les variations eustatiques du Pléistocène (début du Quaternaire) (Bonnet al., 2000).

Au cours de chaque cycle glaciaire-interglaciaire, les enregistrements sédimentaires successifs accompagnant les variations eustatiques ont été massivement érodés à chaque bas niveau, facilités par le contexte non-subsident de la rade. Ainsi, les dépôts préservés se rapporteraient d'avantage au dernier épisode interglaciaire. Le remblaiement des chenaux serait composé de galets laissés par la transgression à l'Eemien (MIS5^e 131-114 ka), de « head » würmien (MIS2 30 ka) et de vases à débris coquilliers holocènes (Morzadec-Kerfourne, 1974). Stephan (2008), montre, à partir d'une série de carottages réalisée dans trois marais différents situés en arrière de cordons littoraux, que ces derniers correspondaient à des tourbières littorales datées à 6 150 cal BP. Les conditions de sédimentation actuelles apparaîtraient au cours du Sub-boréal (4 000 cal PB.). Ces études montrent que durant l'Holocène, la rade passe petit à petit, d'un environnement continental, à estuarien et enfin marin, mais de manière non uniforme (Fernane 2014 ; Goslin et al., 2014 ; Stéphan et al., 2014).

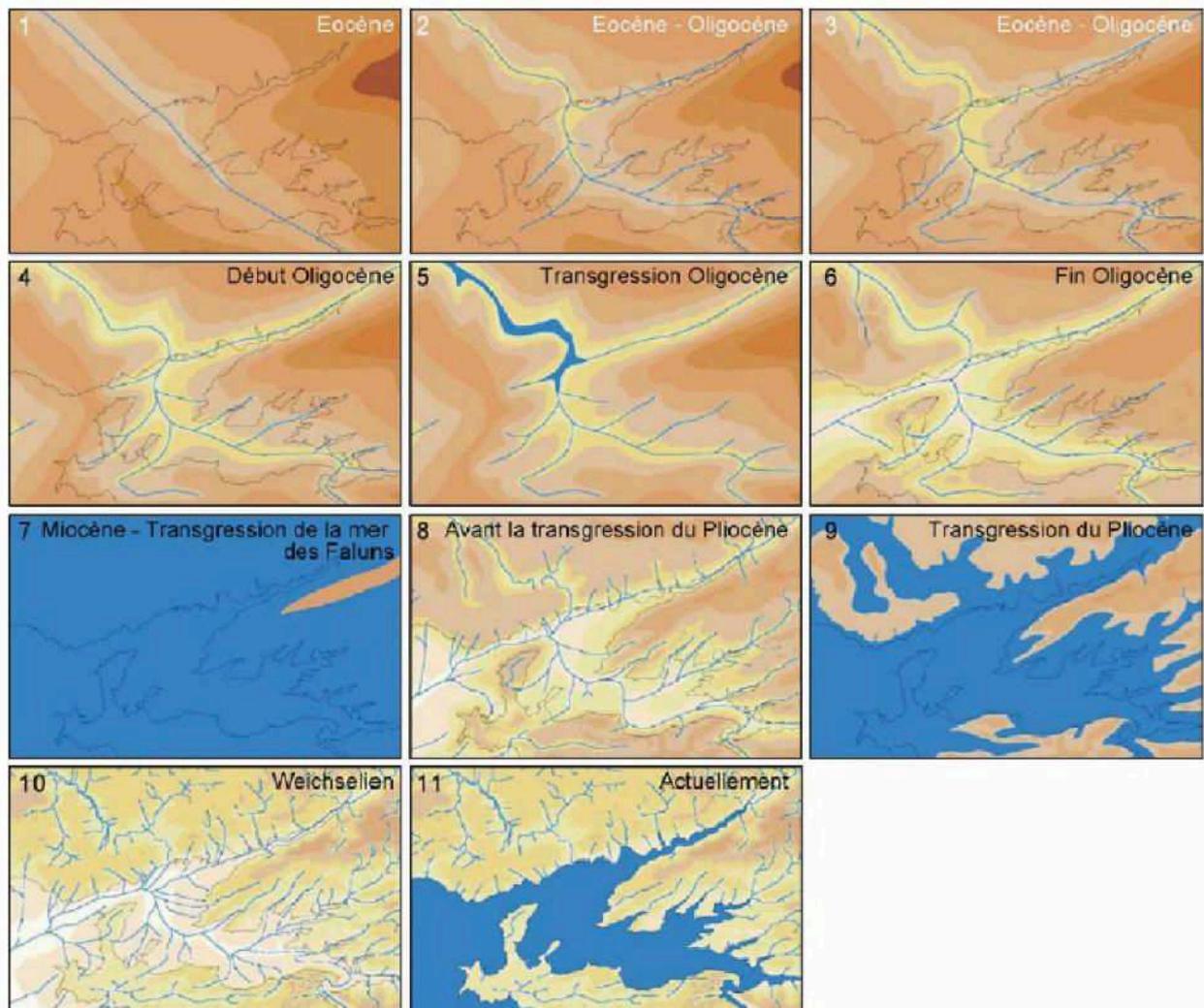


Figure 22 : Schéma synoptique de la genèse de la rade depuis le début du Tertiaire (d'après Hallégouët, 1994)

II.3 Le contexte hydrodynamique

Les environnements côtiers, à la transition terre-mer, sont sujets à plusieurs agents hydrodynamiques : marée, houles et débits fluviaux.

II.3.1 Les cycles de marées

A. Les marées semi-diurnes

L'essentiel des courants observables en rade de Brest est dicté par le flux et le reflux des cycles de marée. De type semi-diurne, leur cyclicité journalière induit 2 pleines mers et 2 basses mers. Ce modèle de régime est observable sur la plupart des côtes atlantiques. En rade, ce processus physique s'accompagne d'une vidange et d'un remplissage de plus d'un milliard de m³ d'eau par cycle (Auffret, 1983), soit près de 60% du volume total des eaux de la rade. Elle peut alors contenir jusqu'à plus de 2,8 milliards de m³ d'eau lors des pleines mers de vives eaux, et seulement 1,7 milliard de m³ à basse mer. Le marnage moyen de 4,7 m lui confère un contexte macrotidal (Figure 23).

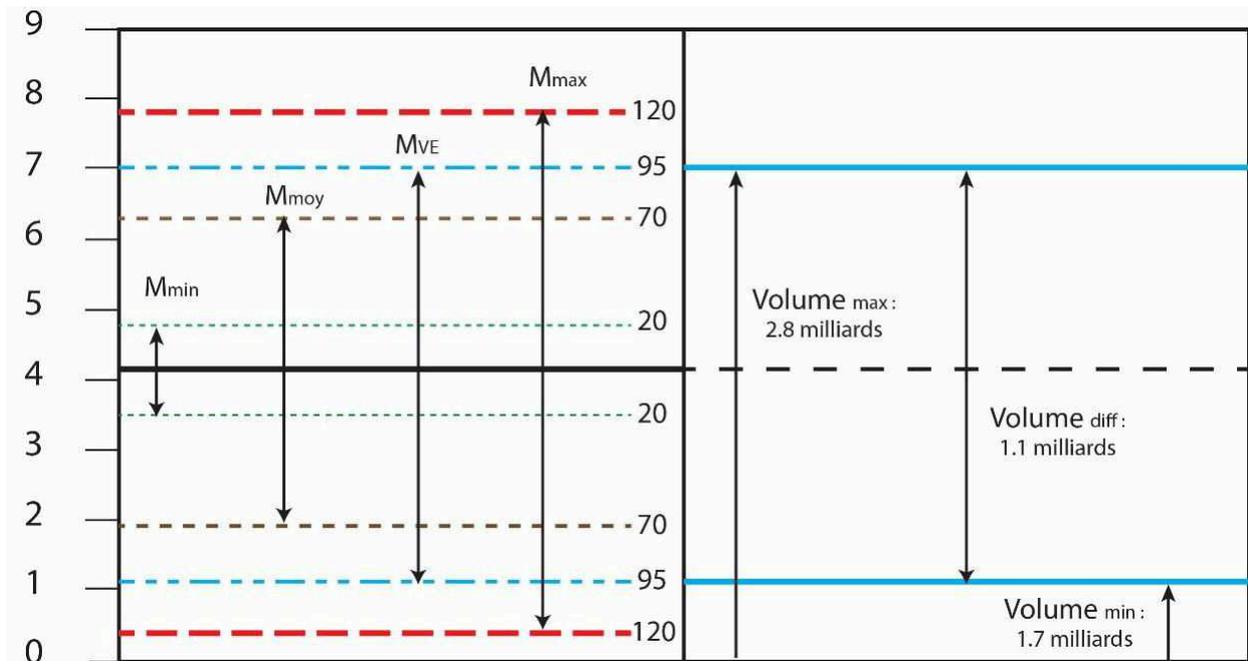


Figure 23 : Schéma représentant les différences de marnage en fonction de la hauteur d'eau en mètre (le 0 correspond au 0 théorique des cartes marines) et du coefficient des marées (gauche) ainsi que du volume d'eau contenu dans la rade de Brest dans le cas d'une marée de vives eaux (coefficient 95) (droite). La ligne noire correspond au niveau moyen des mers calculé à Brest (4.13 m) d'après le SHOM. M_{min} (Marnage minimum) = 1.20 m ; M_{moy} (Marnage moyen ; coefficient de 70) = 4.7 m ; M_{VE} (Marnage de vives eaux moyennes ; coefficient 95) = 6 m ; M_{max} (Marnage maximum ; Coefficient de 120) = 7.3 m.

L'ensemble des observations suivantes est basé sur un cycle de marée ayant un coefficient de 95 (Annuaire des marées, SHOM, 1994). Lorsque l'onde de marée pénètre dans la baie en période de flot (Figure 24), elle forme un courant préférentiel de direction E-NE où la vitesse, accélérée par l'étroitesse du Goulet, atteint 4,4 nœuds (Annuaire des marées, S.H.OM, 1994). Ce réseau se scinde en deux branches. La première veine poursuit sa trajectoire le long de la rive nord en direction de l'Elorn, la vitesse du courant s'affaiblit au niveau du banc du corbeau (0,5 nœuds), puis est de nouveau

accélérée par la présence du polder au port de commerce de Brest (1,5 nœuds). Les courants de marée pénètrent très en amont du fleuve (15 kilomètres). La deuxième branche s'infléchit vers le centre et le Sud-est en direction de l'Aulne (3 nœuds). Elle forme dès la première heure du flot, une cellule anticyclonique au niveau de la pointe de la presqu'île de Crozon, qui croit et migre jusqu'à occuper l'ensemble de la rade centrale 1 heure avant la pleine mer. La branche nord de cette cellule, ayant la vitesse la plus élevée (2 nœuds), s'engouffre vers l'Est, coupant transversalement la vallée sous-marine de l'Aulne. Une cellule cyclonique se forme, lors des dernières heures du flot, derrière la pointe de l'Armorique au niveau de l'île ronde, entraînant une accélération des courants le long de la rive Sud du bassin orientale. Au-delà, le flot de marée s'oriente préférentiellement vers l'Aulne où il est amorti au niveau du replat de la traverse de l'hôpital.

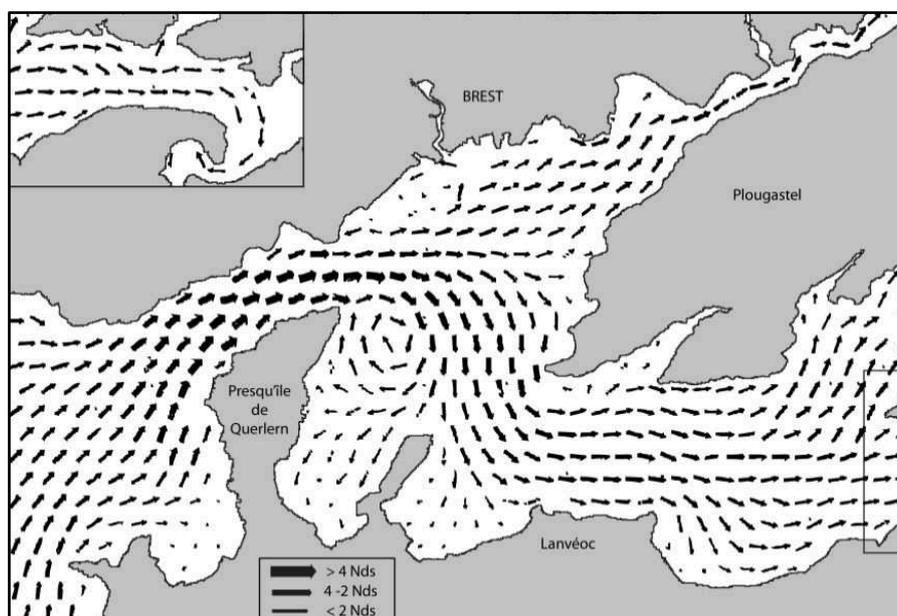


Figure 24 : Courant de marée en période de Flot, 3h avant la pleine mer (Annuaire des marées, S.H.O.M, 1994). Les flèches indiquent l'orientation des courants ainsi que l'intensité en fonction de leurs épaisseurs.

En période de jusant (Figure 25), l'ensemble des masses d'eaux s'orientent vers la sortie de la rade. Dans le bassin sud, le courant converge vers le centre rade où il est fortement accéléré aux abords de l'île Ronde (1,5 nœuds). Au centre rade, il s'achemine préférentiellement dans la partie Nord, longeant ainsi l'anse de Roscanvel. C'est à la sortie de la rade, au niveau de la pointe des Espagnols, lorsque ce dernier rejoint le courant du Nord en provenance de l'Elorn, que les courants atteignent leur vitesse maximale de l'ordre de 6,4 nœuds. A la sortie du goulet, la majorité des courants de marée se canalisent dans le chenal ne portant alors que dans deux directions imposées par la topographie : ces courants sont alternatifs. Au jusant, les masses d'eau sortant de la rade, ont une orientation Sud-ouest pour une vitesse de 4,6 nœuds, tandis que les courants de flot, entrant en rade, ont une orientation Nord-est pour une vitesse de 3,9 nœuds. Au moment du jusant, dans l'anse de Bertheaume, les courants, se rabattent vers l'Est longeant ainsi toute la côte Nord de la baie. Au même moment, dans la baie de Camaret, une cellule anticyclonique, avec des vitesses faibles (0,5 à 1 Nœuds), se crée à partir de la pointe des Capucins et se développe à travers l'ensemble de la baie.

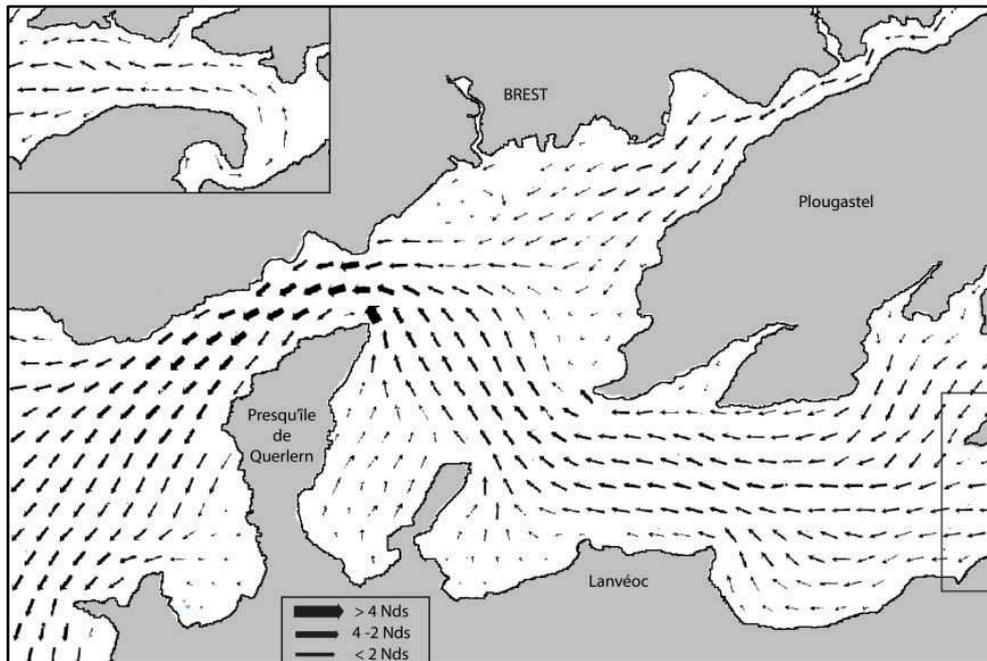


Figure 25: Courant de marée en période de jusant, 3h après la pleine mer (Annuaire des marées, S.H.O.M, 1994). Les flèches indiquent l'orientation des courants ainsi que l'intensité en fonction de leurs épaisseurs.

B. Les courants résiduels :

La confrontation des eaux fluviales avec l'onde de marée induit la formation de courants résiduels d'orientation différente entre la surface et le fond. Ce processus est accentué lors des périodes de crues et de vives eaux (Monbet et Bassoulet, 1989) (cf. Chapitre II.3.3). Dans les zones estuariennes, il y a superposition d'un écoulement dirigé vers l'amont dans le fond et vers l'aval en surface. La zone de convergence entre les deux écoulements résiduels, ou point nodal, est située à 40 kilomètres en amont du goulet pour l'Aulne et 15 kilomètres pour l'Elorn. Le point nodal, peut migrer en fonction de l'intensité des deux processus hydrologiques.

En surface, une ségrégation s'opère dans le goulet, les courants sortants dominant au Nord et les rentrants au Sud (Monbet et Bassoulet, 1989). L'orientation des courants résiduels au centre de la rade semble suivre le tracé du tourbillon anticyclonique formé lors des périodes de flot. Dans l'estuaire de l'Elorn les débits préférentiellement orientés vers le bassin central s'amenuisent. A l'entrée du bassin Sud, les courants sont guidés par le tourbillon central, les courants de flot proche de l'île ronde et les courants de jusant du côté de l'île longue. Au-delà de l'anse du Fret la tendance s'inverse.

Ainsi les courants de flot ont tendance à longer la bordure Sud du bassin tandis que les courants de jusant la bordure Nord. Selon un calcul à partir de l'estimation des débits, 87 jours sont nécessaires pour renouveler entièrement les eaux de la rade. Les courants résiduels sur le fond sont dirigés, dans la partie Nord du bassin, vers l'estuaire de l'Elorn, ils atteignent une vitesse comprise entre 0,05 et 0,10 m/s (Le Hir, 1987). Dans le bassin oriental, c'est le courant de flot qui prédomine au Sud jusque dans l'estuaire de l'Aulne. Au Nord en revanche, c'est le courant de jusant qui, aux abords de l'île ronde,

là où se crée une dépression cyclonique en surface, est responsable du courant résiduel (Figure 26). Cette dichotomie s'expliquerait en partie par la force de Coriolis (Berthois et Auffret, 1969). Dans le centre rade, là où les vitesses de fond et de surface sont homogénéisées par la cellule anticyclonique, les vitesses peuvent dépasser les 0,30 m/s.

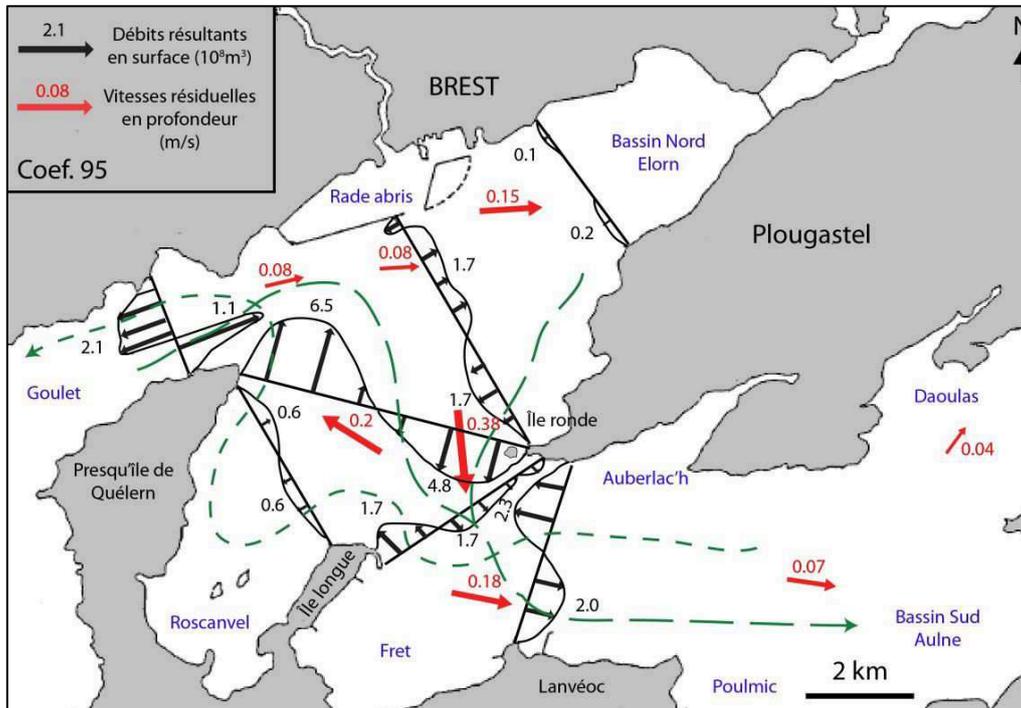


Figure 26 : Courant résiduels observés dans la rade de Brest pour un coefficient de 95. Les flèches rouges représentent les vitesses résiduelles en profondeur (m/s). Les vecteurs noirs caractérisent les débits résultants en surface ; Les flèches représentent la trajectoire des débits résultants de surface ($10^8 m^3$) pour les courants de flot et de jusant. (Modifié d'après Monbet et Bassoulet, 1989)

II.3.2 Les houles

La houle est un mouvement oscillatoire générée à la surface de la mer. Sa croissance est engendrée par la durée, la vitesse et la longueur d'impact (fetch) des vents locaux. La houle se caractérise par 3 paramètres principaux : la hauteur de crête, la période (distance entre deux crêtes) et son orientation. Aux abords de la côte, lorsque la profondeur diminue, elle a tendance à s'amplifier et peut alors atteindre plusieurs mètres de hauteur. La mer d'Iroise à la fois exposée aux longues houles générées en Atlantique Nord et aux vagues courtes créées par le passage des systèmes dépressionnaires est une zone fortement influencée par ce phénomène.

A. Régime de vent

Les enregistrements annuels de la fréquence des vents en mer d'Iroise comme en rade de Brest montrent la même tendance (Figure 27). Ce sont les vents des secteurs Ouest (12%) et Nord (9%) qui dominent, avec toutefois une forte composante Sud-ouest (9%) et Nord-Ouest (6%). Les vents de plus forte intensité (6 à 10 m/s) ont une orientation Ouest/Sud-ouest. Néanmoins, les directions des vents prédominants sont fonctions des saisons (Lemasson, 1999).

En rade de Brest, de juin à septembre, les vents dominants, d'orientation Nord-Ouest, sont faibles : plus de 44 % ont une vitesse comprise entre 2 et 4 m/s. De novembre à février, pendant la saison hivernale, les vents dominants basculent vers l'Ouest/Sud-ouest et leur intensité croît : 43 % des vents ont une vitesse comprise entre 4 et 6 m/s et 10 % entre 6 et 10 m/s, contre 2 % lors des saisons estivales. De mars à avril, ce sont les vents associés au secteur Est et Nord-est qui dominent avec une forte intensité : 47 % des vents ont une vitesse comprise entre 2 et 4 m/s et 34 % entre 4 et 6 m/s. En mer d'Iroise, dès le mois d'octobre les vents dominants ont une orientation Ouest et Sud-ouest, c'est pendant la période s'étendant, d'octobre à février que les vents de plus forte intensité sont observables : 50 % des vents ont une vitesse comprise entre 4 et 6 m/s et 23 % entre 6 et 10 m/s, contre 3 % lors des saisons estivales. Lors des saisons estivales, les vents sont de plus faible intensité l'orientation dominante fluctue entre le Nord-Ouest (Mai et Juillet) et le Sud-ouest (Juin et Aout). De mars à avril, comme en rade de Brest, les vents dominants sont d'avantage originaires du secteur Est, leur intensité est forte : 40 % des vents ont une vitesse comprise entre 4 et 6 m/s et 15 % entre 6 et 10 m/s.

Caractéristiques		Vent			Houle		
Date	Nom	Vitesse (km/h)	Pointe (km/h)	Orientation (Degré)	Hs (Bertheaume)	Hs (Camaret)	Direction
27/10/2013 28/10/2013	Christian	105	135.2	Sud (180°)	5 m	2,5 m	Sud-ouest
23/12/2013 27/12/2013	Dirk	110	140.8	Sud (170°)	6 m	3 m	Sud-ouest
31/01/2014 03/02/2014	Hercule	104	125.9	Sud (180°)	4 m	2 m	Sud-ouest
04/02/2014 05/02/2014	Petra	100	156	Sud (170°)	5 m	2,75 m	Sud-ouest
06/02/2014 07/02/2014	Qum aira	95	144.5	Sod (180°)	7 m	3,25 m	Sud-ouest
09/02/2014 10/02/2014	Ruth	70	120.4	Sud-Ouest (240°)	5 m	2,75 m	Sud-Ouest
14/02/2014 15/02/2014	Ulla	126	179.6	Nord-Ouest (340°)	6 m	2,75 m	Sud-Ouest
28/02/2014 04/03/2014	Christina	104	150	Nord-Ouest (330°)	5 m	2 m	Sud-Ouest

Tableau 2 : Recensement des plus grosses tempêtes de l'hiver 2013/2014 observées sur la côte Bretonne (source : Météo France)

En moyenne, les tempêtes (rafales supérieures à 100 km/h) soufflent de 10 à 15 jours sur les côtes exposées. Cette moyenne est de 5 pour les zones les plus internes et abritées. Cependant, la période hivernale 2013/2014 a été inhabituelle (Tableau 2). En effet, la succession d'une trentaine de plusieurs grosses tempêtes a élevé la moyenne de vitesse des vents de 4,63 m/s. Mais l'évènement majeur de l'hiver 2013-2014 fut le nombre exceptionnellement important de jours où les vents dominants se sont orientés selon le secteur Ouest et Sud-ouest : Au total 74 jours sur 90, soit 4 jours sur 5.

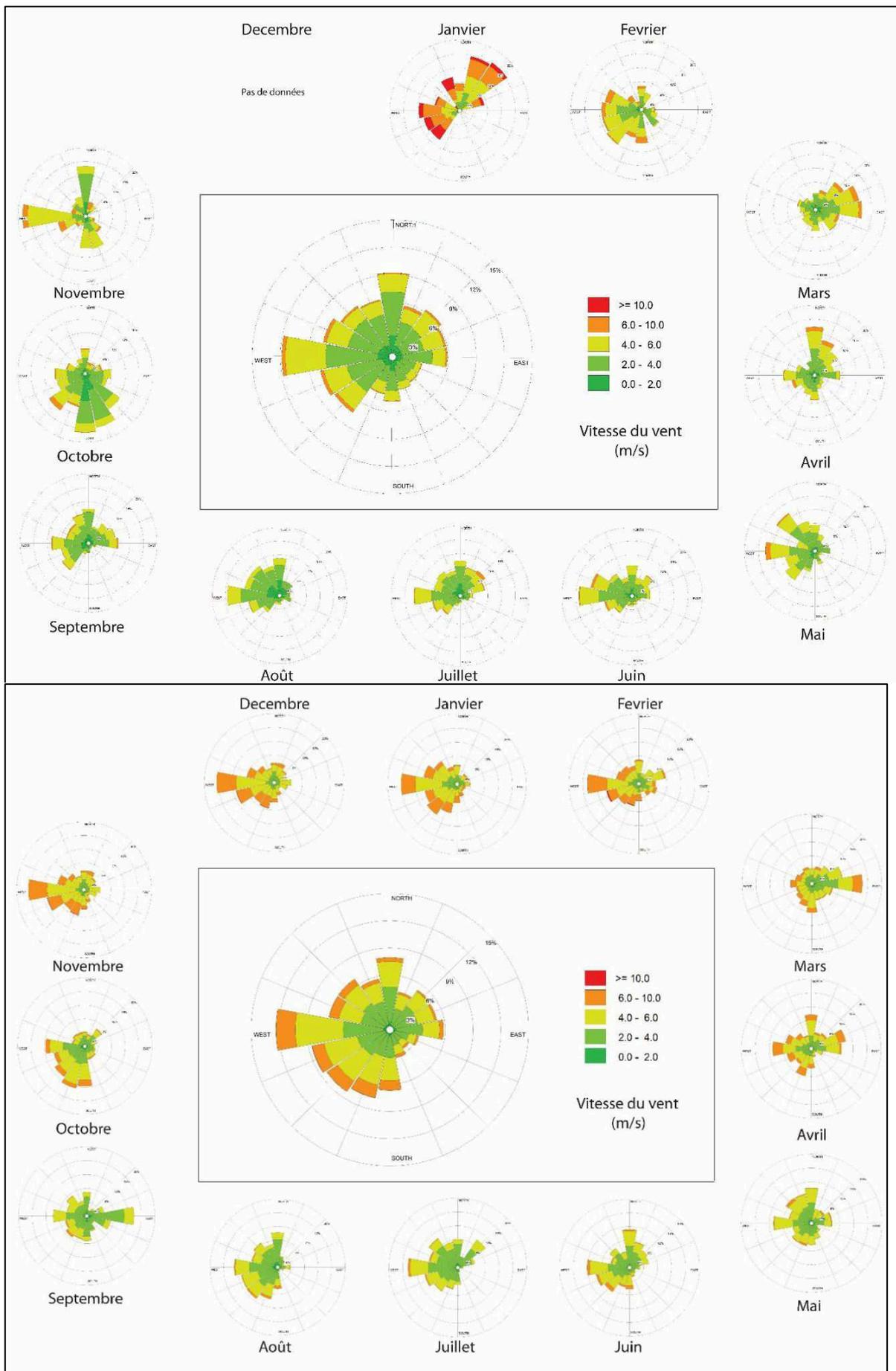


Figure 27 : Rose des vents en Rade de Brest (A) et en mer d'Iroise (large de Ouessant) (B) entre 2010-2014 (source : <https://donneespubliques.meteofrance.fr/>)

B. Caractéristique de la houle et de la mer de vent en mer d'Iroise

Les houles formées par les systèmes dépressionnaires de l'Atlantique Nord se propagent vers les côtes bretonnes sous une incidence principale de secteur Ouest. Leur hauteur significative en moyenne de l'ordre de 2,44 m fluctue en fonction des saisons (1,9 m en été contre 2,8 m en hiver) (Figure 28). De la même manière, la période ayant une moyenne de 9,4 secondes diffère en été (8,9 secondes) et lors des saisons hivernales (10,1 secondes) (Figure 28). Leur propagation, à l'approche du littoral reste complexe, d'une part par la génération d'une mer de vent associée aux régimes des vents locaux et d'autre part par le découpage de la côte et la présence de plates-formes rocheuses émergées qui modifient leurs directions. De manière générale, le vestibule de la rade de Brest, localisé entre la pointe Saint-Mathieu au Nord et la pointe de Pen-Hir au Sud, reste protégé lorsque les houles ont une orientation de secteur Nord. En revanche, lorsque les houles sont orientées vers les secteurs Ouest et Sud-ouest, elles ne rencontrent pas d'obstacle et pénètrent largement dans le secteur d'étude (Figure 29). Seule la baie de Camaret reste protégée par la pointe du Toulinguet. C'est au large de la baie de Bertheaume, elle-même protégée par la pointe du même nom, que les hauteurs de houle les plus importantes sont observables (Figure 29). Un couloir préférentiel se forme par la remontée progressive du fond marin et la configuration de la côte (Figure 29).

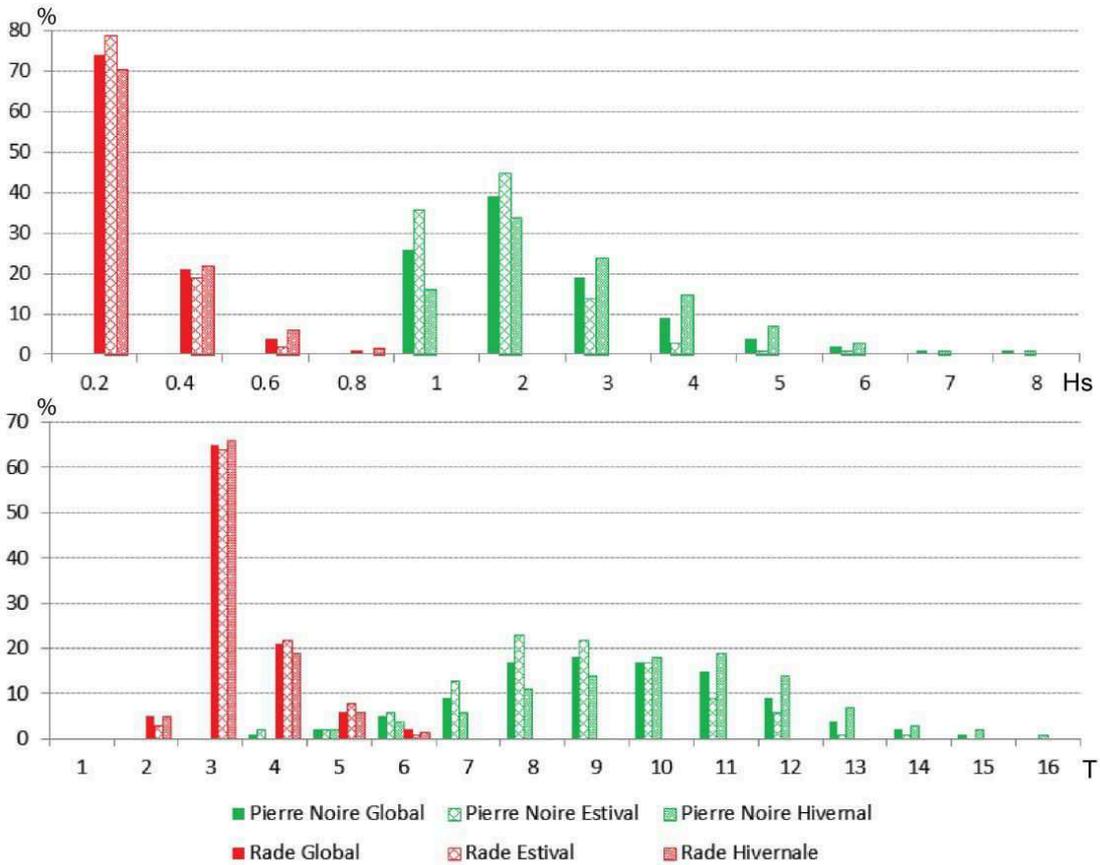


Figure 28 : Pourcentage des Hauteurs significatives (Hs) et de la Période (T) de la houle à la bouée des Pierres Noires (au large de la pointe Saint-Mathieu) (2004-2014) et au port de Brest (2004-2009) (source:<http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr>)

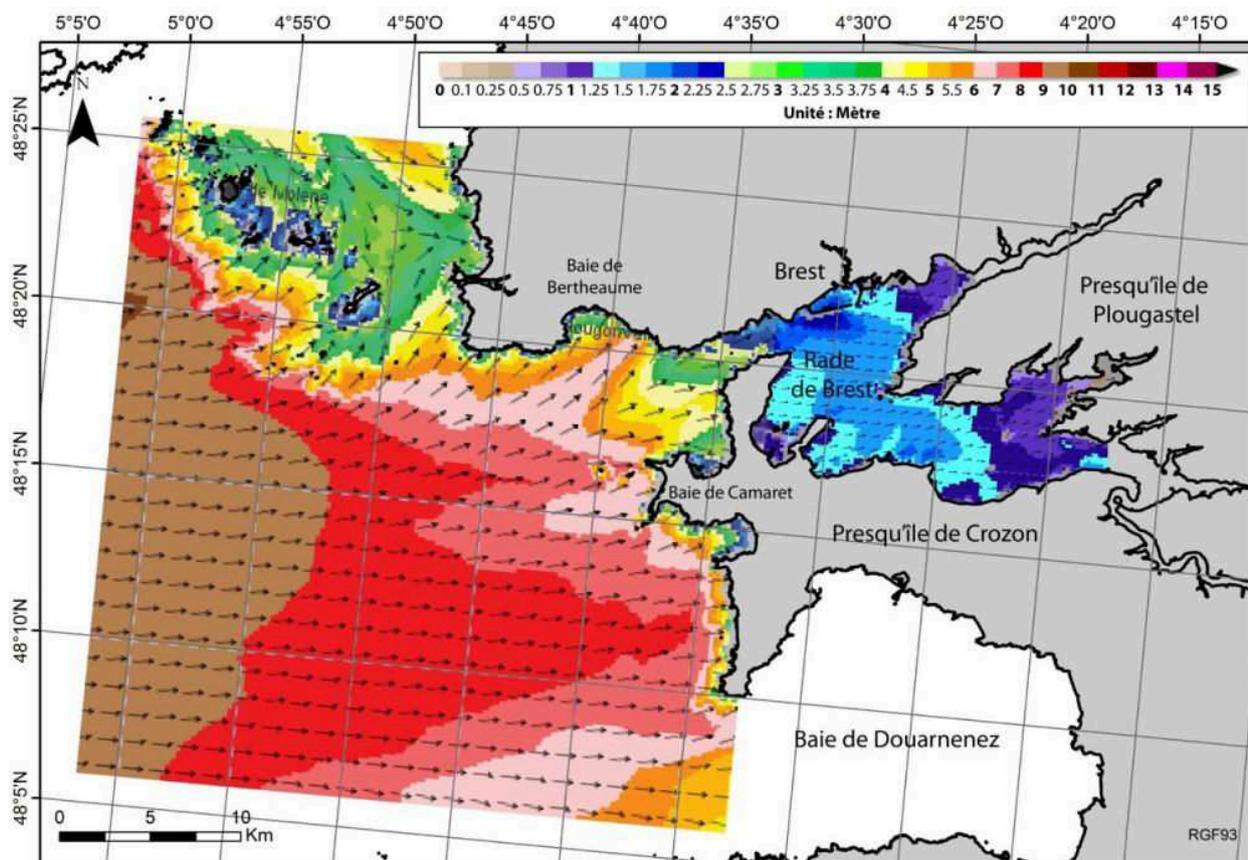


Figure 29 : Hauteur significative et propagation de la houle lors de l'évènement tempétueux du 9/02/2014 (source : <http://www.previmer.org>)

C. Caractéristiques de la houle et de la mer de vent en rade de Brest

De manière générale, la houle en rade de Brest est faible, et affecte essentiellement la partie septentrionale (Auffret, 1983). Une fois avoir franchi le goulet, elle perd en intensité, de par les phénomènes de diffraction et de réfraction. Ainsi au port du commerce, la hauteur significative des houles est faible et ne varie que très peu en fonction des saisons (0.25 m). De la même manière la période moyenne peu fluctuante est de l'ordre de 1,26 seconde (Figure 28). En revanche, les vents locaux permettent de générer une « mer de vent » ou « clapot ». Ce phénomène, affectant essentiellement les masses d'eau superficielles, se traduit par un état de mer désorganisé, la houle du fait d'un faible "fetch" n'a pas le temps de se former. Ainsi, dans le reste de la rade, des vagues de faible longueur d'onde et de forte cambrure (Guilcher et al, 1957) sont générées par les régimes de vents évoluant en fonction des saisons. Ces dernières, moins affectées par les phénomènes de réfraction, peuvent aborder le rivage avec une forte obliquité (Monbet et Bassoulet, 1989).

II.3.3 L'hydrodynamisme lié aux débits fluviaux

Près de 2 000 kilomètres de cours d'eau ont été recensés sur l'ensemble du bassin versant de la rade de Brest (Figure 30). Toutefois la majorité des eaux de ruissèlement se jette dans la rade par

l'intermédiaire de l'Aulne et de l'Elorn qui génèrent un débit annuel de 1,7 milliard de m³ d'eau. Ils sont soumis aux mêmes conditions météorologiques et maritimes. Leurs estuaires se comportent différemment en fonction des cycles de marée (morte eau/vive eau) et saisonniers (crue hivernale/étiage estivale) (Auffret 1983 ; Bassoulet, 1979).

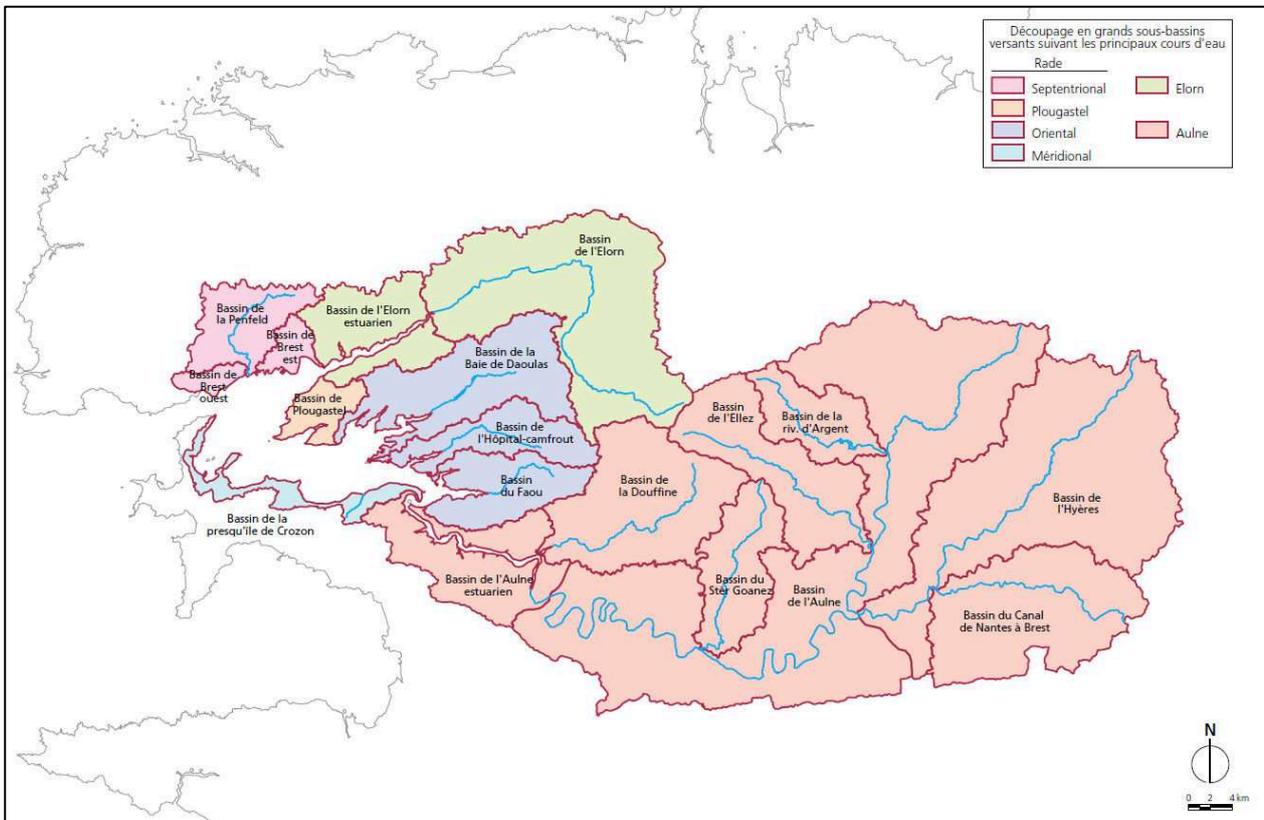


Figure 30: Les sous-bassins versants de la rade de Brest (d'après le contrat de Baie, 1997)

A. Hydrologie à l'embouchure des deux principaux fleuves

Les processus hydrologiques diffèrent entre les deux principaux estuaires. L'Elorn est un fleuve rectiligne suivant la faille de l'Elorn sur 15 kilomètres et directement affecté par les influences marines. En revanche, l'Aulne forme de longs méandres sur 35 kilomètres et est d'avantage protégé de l'influence marine puisqu'il se situe au fond de la rade. Le bassin versant de l'Aulne étant 5 fois supérieur à celui de l'Elorn, les débits et apports sédimentaires varient en fonction des deux estuaires (Tableau 3).

		Aulne	Elorn
Longueur de la partie fluviale (km)		114	44
Surface du bassin versant (km ²)		1821	380
Débit (m ³ /s)	Moyen	22	5,5
	Minimum	1,7	1
	Maximum	350	42
Apport sédimentaire (poids sec) (Tonnes/an)		7000	1000
Matière en Suspension (MES) (mg/l)	Moyen	10	6
	Minimum	5	1
	Maximum	30 – 35	20
Stock de MES/cycles de marée (Tonnes)		2000 – 12 000	100 – 300

Tableau 3 : Caractéristiques hydrologiques principaux de l'Aulne et de l'Elorn (source : <http://www.hydro.eaufrance.fr/>)

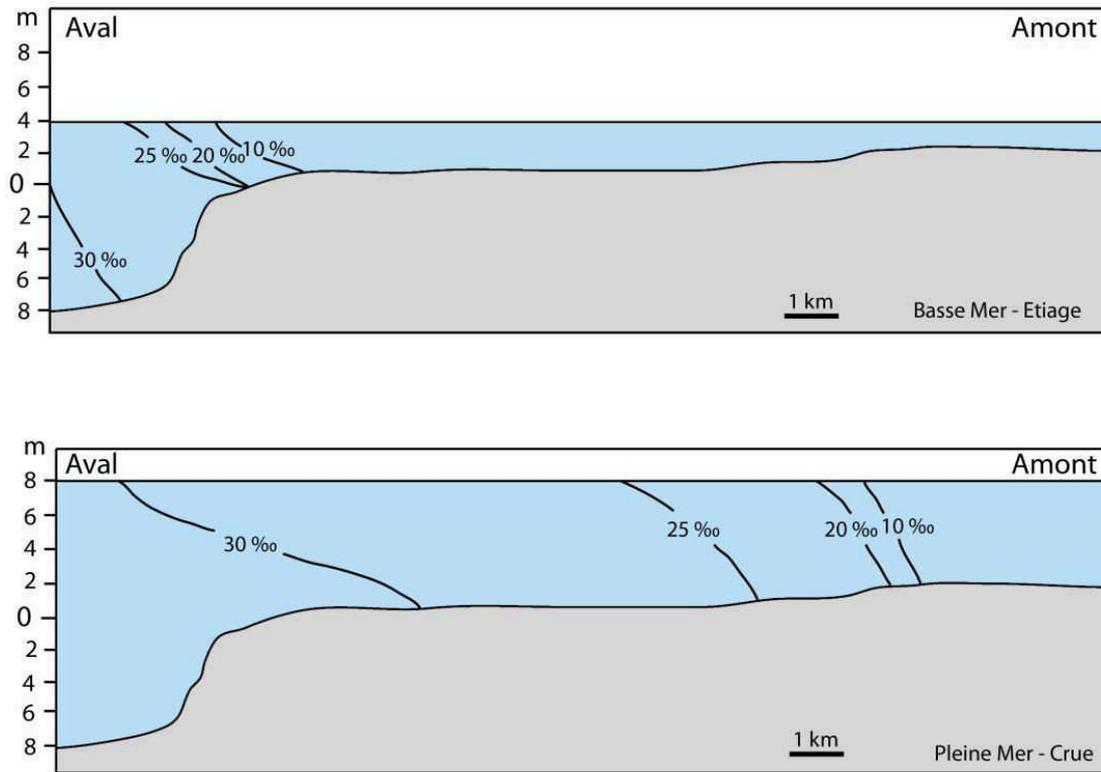


Figure 31 : Stratification des masses d'eau dans l'estuaire de l'Elorn en conditions de basse mer-étiage et pleine mer-crue (d'après Monbet et Bassoulet, 1989)

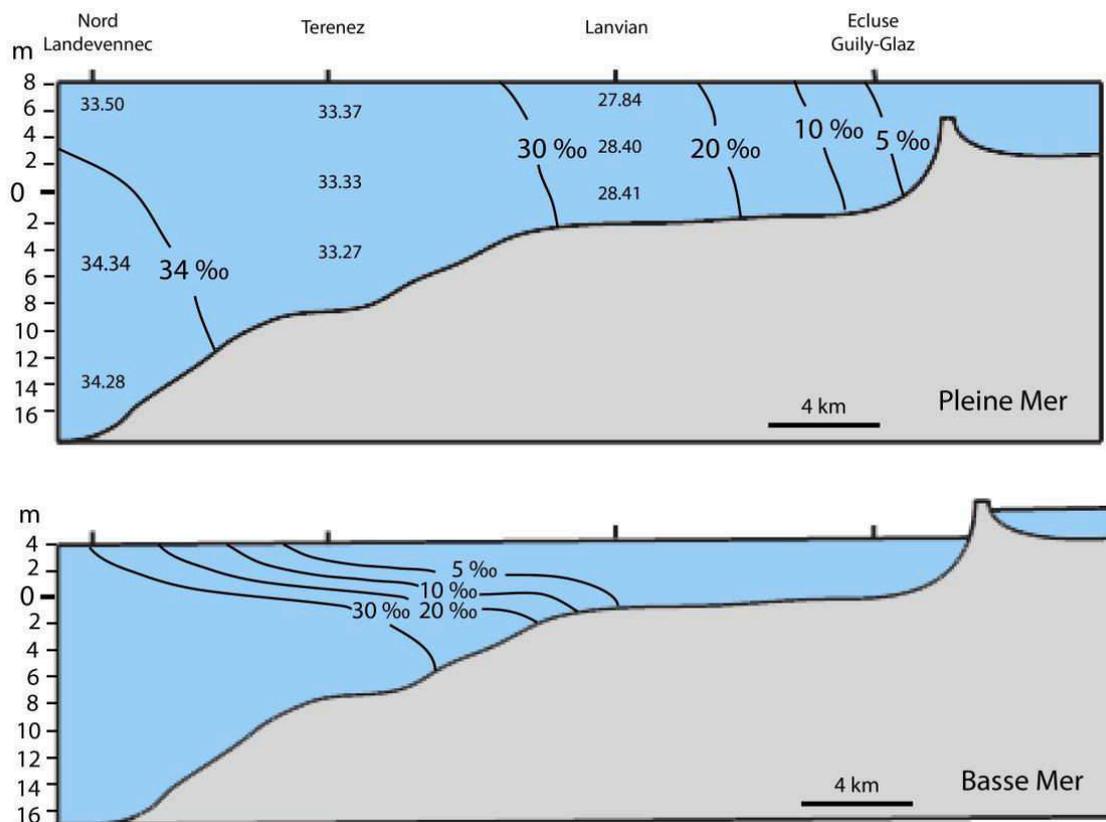


Figure 32 : Stratification des masses d'eau dans l'estuaire de l'Aulne en conditions de Basse Mer-Crue et Pleine Mer-Etiage (d'après Bassoulet, 1979)

Globalement, dans l'estuaire de l'Elorn, le volume d'eau apporté par les cycles de marée prédomine sur l'apport des masses d'eau du fleuve. Ainsi il se comporte comme un estuaire partiellement mélangé (Figure 31). Néanmoins, en condition de crue, lorsque le débit augmente, l'estuaire peut devenir très stratifié (Auffret, 1983). La limite amont de la salinité se situe aux alentours de Landerneau. D'après Bassoulet (1979), les apports en poids sec de l'Elorn sont estimés à 1000 T/an. Ces apports ont généralement lieu lors des périodes hivernales lorsque les crues sont abondantes ; la teneur de matière en suspension est alors largement supérieure aux apports moyens (Tableau 3). Le bouchon vaseux, pouvant remettre en suspension de 100 à 300 tonnes de sédiments, est situé très en amont, aux abords de Landerneau, toutefois en période de crue ce dernier peut migrer au niveau du pont de l'Iroise (Auffret, 1983).

Comme pour l'Elorn, l'Aulne, ayant un débit moyen de 22 m³/s, se comporte comme un estuaire relativement homogène tout au long de l'année excepté lors des événements de crues. Dans ce cas, où le débit de l'Aulne peut atteindre 189m³/s, l'estuaire devient stratifié avec l'apparition d'un coin salée beaucoup plus marqué que celui de l'Elorn (Figure 32). L'écart de salinité entre la surface et le fond variant de plus de 24 ‰ (Bassoulet, 1979). La limite amont de la salinité se situe aux barrages de Guily Glaz situé à une distance de 26 km de l'embouchure. L'Aulne apporte près de 7 000 T de sédiments (poids sec) par an, tout comme l'Elorn, la plus grande partie de ces apports a lieu lors des périodes de crues hivernales (Novembre à Février). Dans cet estuaire macrotidal, le bouchon vaseux est issu en grande partie de la remise en suspension des particules lors des pics de courant de marée. Ce dernier est chargé, en fonction de l'intensité des courants de marée, de 2 000 à 12 000 tonnes de sédiments (Bassoulet et Monbet, 1989). De plus, les décharges sédimentaires fluctuent en fonction des cycles saisonniers et de la pluviométrie.

B. Hydrologie à l'échelle de la rade

Deux grandes tendances s'observent à travers la rade (Monbet et Bassoulet, 1989) : le secteur nord où le caractère estuarien est peu marqué sur la salinité en raison du faible débit de l'Elorn (30-27 ‰), le bassin sud où l'Aulne engendre une dessalinisation perturbée dans la partie inférieure par l'intrusion marine du flot (21-13 ‰) et enfin le centre de la rade homogène tout au long de l'année (33 ‰).

En profondeur, la rade de Brest, à l'image de ces deux principaux estuaires, se comporte comme un « estuaire » homogène en étiage où les eaux fluviales et marines ont tendance à se mélanger. A l'inverse, en condition de crue, les eaux de la rade se stratifient : les eaux saumâtres surmontent les eaux salées plus denses. Il existe trois processus principaux responsables de la présence de matières en suspension (MES) :

- (1) L'apport fluvial, le plus conséquent, où la majorité des sédiments acheminés en rade s'effectue lors des événements de crues.

- (2) La remise en suspension des sédiments associés à l'hydrodynamisme et généralement liés aux pics de courants de marées.
- (3) L'activité biologique à la surface du sédiment, notamment celle des crépidules dont la rugosité, induite par la disposition des chaînes d'organismes, entraîne une diminution des courants et développe un environnement favorable aux dépôts bio-sédimentaires (Beudin et al, 2013).

Les teneurs maximales de matière en suspension dans la rade restent relativement faible (15 mg/l en crue et de 5mg/l en étiage) (Bassoulet et Monbet, 1989). Les concentrations les plus importantes se trouvant aux abords des deux estuaires avec une prédominance dans celui de l'Aulne. Selon Beudin et al. (2013), la masse de sédiments évacués de la rade lors des courants de jusant est estimée à 155 tonnes, dont 90 % issus du centre de la baie. Or avec les courants de flot, 99 tonnes sont réimportés ce qui impliquerait une exportation nette de sédiment de l'ordre de 48 tonnes par cycle de marée.

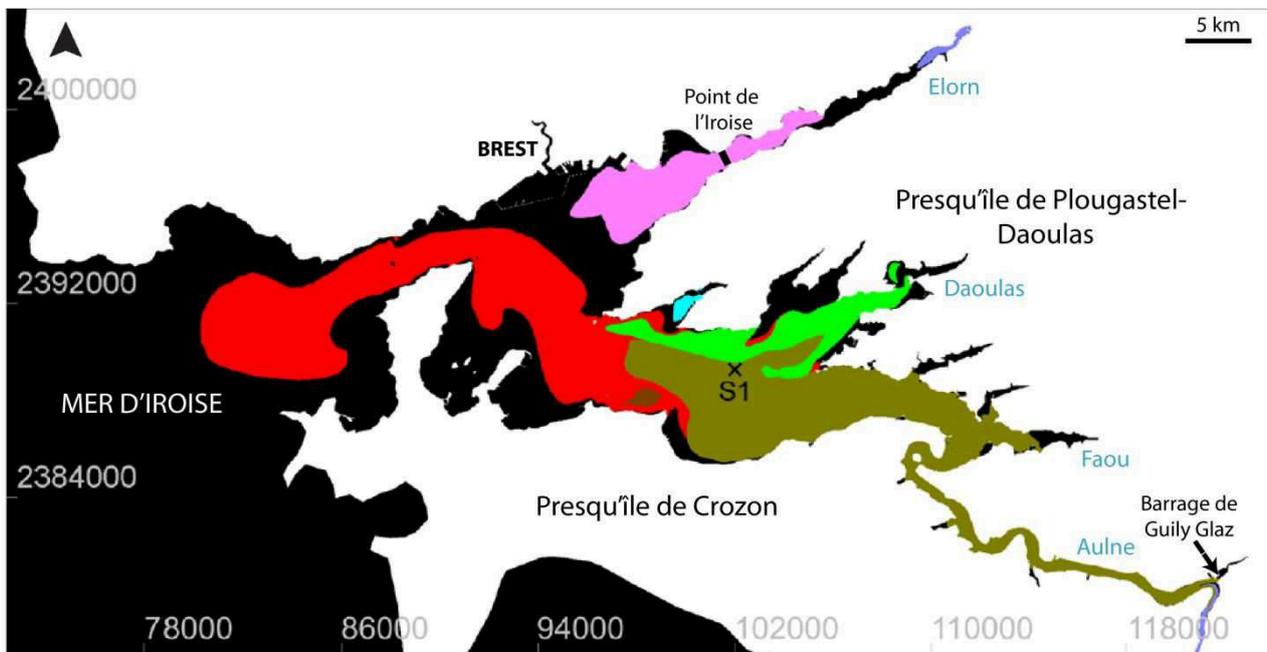


Figure 33 : Mouvements des particules en suspension (d'après Beudin, 2013). La nappe de sédiment rouge constitue les sédiments extraits du bassin Sud (Vert foncé : origine principale de l'Aulne et dans une moindre mesure du Faou; Vert clair : apports sédimentaires par la rivière de Daoulas), la nappe de sédiments rose correspond aux sédiments en provenance de l'Elorn.

Les sédiments sont originaires du bassin sud où se mélangent les apports de l'Aulne, du Faou et de la baie de Daoulas. L'ensemble de ces sédiments sont évacués par la partie supérieure du bassin sud puis migrent vers la partie inférieure de la zone centrale avant d'être acheminés par le goulet dans le domaine marin ouvert (Figure 33). Les apports sédimentaires de l'Elorn resteraient confinés à la terminaison NE de la rade.

II.4 Le contexte sédimentaire

II.4.1 Connaissance sur la répartition sédimentaire actuelle et la dynamique associée

La première carte sédimentaire publiée par le Service hydrographique français en 1897 et - premier document du genre au monde avait pour cadre la rade de Brest. Visant à faciliter et à sécuriser la navigation, elle était basée sur une combinaison de descriptions de sédiments prélevés à l'aide du plomb de sonde enduit de suif et de quelques échantillons de sédiments prélevés à l'aide des premiers prototypes de benne (Garlan, 2012).

Depuis, la nature des sédiments superficiels de la rade a fait l'objet de travaux complémentaires importants. Guilcher et Pruleau (1962) ont étudié en détail la partie orientale de la rade tandis que Moign (1967) et Fichaut (1989) ont complété leurs observations avec une série d'échantillons prélevés dans la partie occidentale de la rade. Hallégouët (1979), Auffret (1983) et Fichaut (1984) proposent chacun une amélioration de la carte sédimentologique réalisée par Hirschberger en 1968 (Figure 34). Plus tard, Guérin (2004) réadapte la carte sédimentaire, réalisée à partir des prélèvements effectués par Fichaut, selon la classification bio-sédimentaire de Hily (1989) (Figure 35). C'est à ce jour la carte de répartition sédimentaire utilisée pour expliquer la dynamique du transport sédimentaire en rade de Brest.

La première description de la répartition des faciès sédimentaires en rade de Brest se base sur un fort contraste entre le centre et les estuaires (Moign, 1967). La partie centrale se caractérise par une série de faciès à granulométrie décroissante, s'organisant autour d'une bande axiale de dépôts gravo-cailleux. Au-delà, la concentration en silt augmente progressivement à proximité des estuaires et notamment les deux principaux de l'Aulne et de l'Elorn. A partir de cette description, l'auteur propose une interprétation de la dynamique sédimentaire qui suggère l'action de puissants courants dans la partie centrale, lesquels en s'amenuisant, permettent le dépôt progressif des faciès de plus en plus fins. Cette répartition initiale, est reprise par Fichaut (1984) qui améliore le schéma sédimentaire (Figure 34) sur la base de nouveaux échantillons et propose une nouvelle vision de la circulation sédimentaire en rade en y apportant trois nouvelles composantes : la chenalisation des courants de marée, l'action des vagues ainsi que l'influence des colonies biogènes. Dans la partie centrale, le document de Fichaut (1984), présente toujours une large bande de dépôts grossiers (caillouto-graveleux) au centre de la rade, autour de laquelle s'organise une première auréole de sédiments plus fins (dépôts gravo-sableux), puis une seconde (sables moyens à fins). Cet ensemble s'oriente selon un axe NW-SE en direction de l'estuaire de l'Aulne. A l'Ouest un banc, suivant la même orientation, s'étire sur plus de 3km de l'île longue jusqu'à la moitié de la baie de Roscanvel. Son flanc oriental est bordé, à l'Ouest, par un ensemble de sédiments mixtes et vaseux. Au niveau de la pointe

des Espagnols, à l'entrée de la rade, une langue de sable coquilliers est observable, elle s'inscrit selon un axe orienté dans la même direction que l'ensemble sédimentaire grossier central. Dans la zone de l'Elorn, au Nord, des vases franches forment une frange autour de la zone portuaire. La concentration en sable du sédiment augmente à l'approche du chenal, il se dépose préférentiellement en son centre. Au Sud, les sédiments des hauts fonds sont très hétérométriques de par la présence des bancs de maërl. Une langue de sable, s'orientant du Nord au Sud, borde le flanc Ouest du banc du Corbeau. La concentration croit considérablement dans l'estuaire de l'Elorn (plus de 50 %). Dans la zone de l'Aulne, la bande axiale caillouteuse s'estompe aux approches de l'île ronde. Une auréole sablo-graveleuse, s'affinant à sa périphérie, entoure la zone caillouteuse, puis une langue sableuse s'encaisse dans l'axe de l'Aulne. Les terrasses nord et sud sont recouvertes d'un faciès très hétérogène mélangeant en proportion égale de la vase, du sable et des graviers d'origine biogène (maërl). Enfin, au fond de la baie et de l'anse s'intègrent des zones de forte concentration vaseuse (supérieure à 80%). Cette distribution respecte la morphologie de la région : les sédiments grossiers se concentrant d'avantage dans les zones profondes (bassin central et chenaux) tandis que les secteurs latéraux, de plus faibles profondeurs, sont caractérisés par des dépôts très hétérogènes avec une composante vaseuse variable. Aux abords des estuaires la concentration en silts augmente fortement.

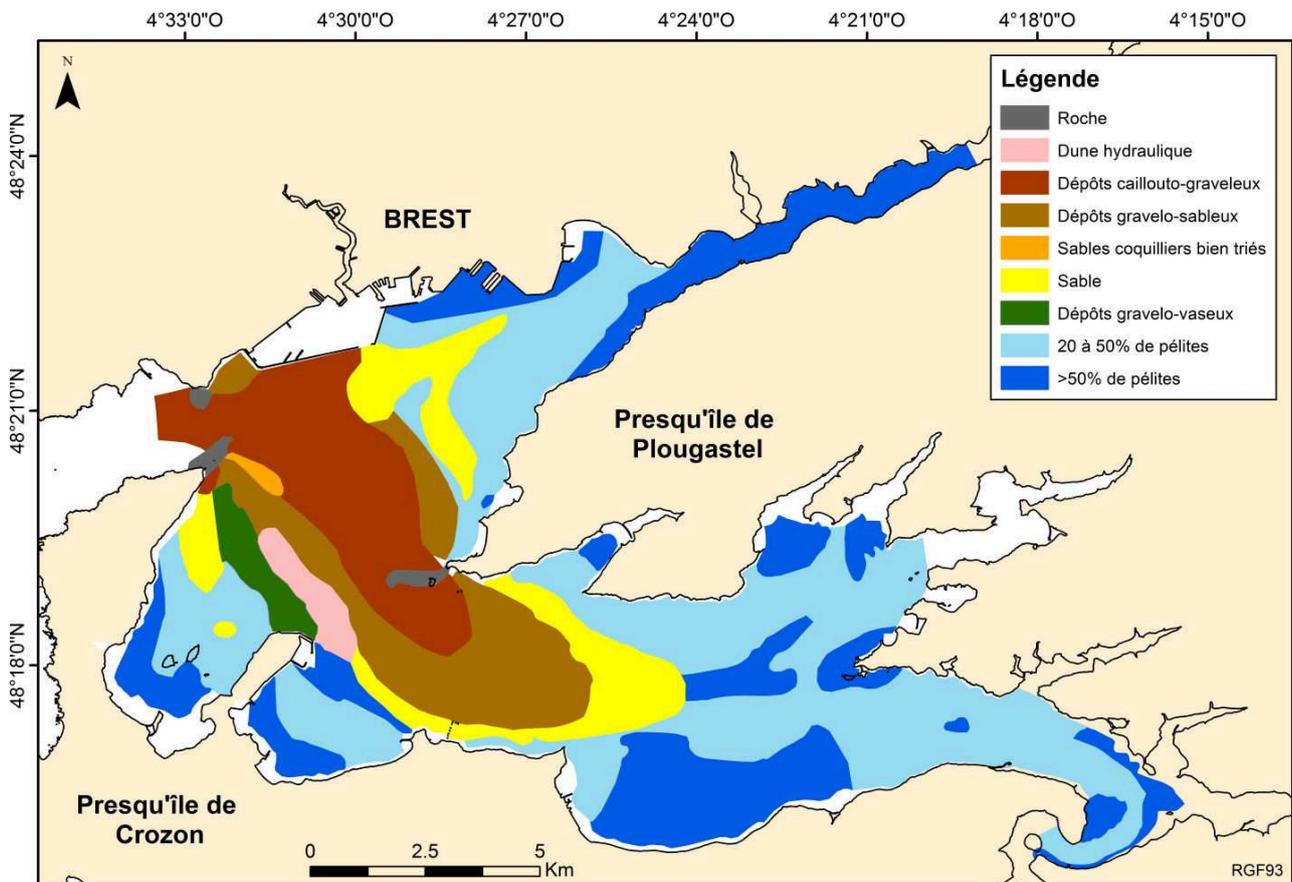


Figure 34 : Carte de la répartition sédimentaire en rade de Brest simplifiée (d'après Fichaut, 1984)

La carte de la répartition des faciès sédimentaires effectuée par Guérin (2004), a permis d'affiner la succession des dépôts et de mettre en avant les zones de maërl (Figure 36). Ainsi dans le centre de la rade de Brest, le dépôt caillouteux axial paraît plus complexe. Il s'oriente selon le chenal principal de l'Aulne, autour de cet axe les cailloutis se mélangent à une fraction de sédiments grossiers (sables et graviers). La première auréole décrite par Fichaut (1984) de sable graveleux est selon Guérin (2004) mélangée à une fraction de vase. La seconde, constituée essentiellement de sable, se mélange également à un sédiment fin formant ainsi une langue de sable vaseux s'orientant selon l'axe du chenal de l'Aulne et de l'Elorn aux abords des estuaires. La dune hydraulique dans le secteur Ouest central est toujours visible ainsi que celle de la Cormorandière. Dans les secteurs peu profonds la localisation du maërl permet de faire ressortir le caractère très hétérogène de la couverture sédimentaire. Ce dernier, se développe d'avantage dans le secteur de l'Aulne où des colonies sont observables dans l'anse de Poulmic, la baie de Daoulas et l'estuaire. Dans la zone de l'Elorn le maërl s'installe sur l'ensemble du banc de Kéraliou.

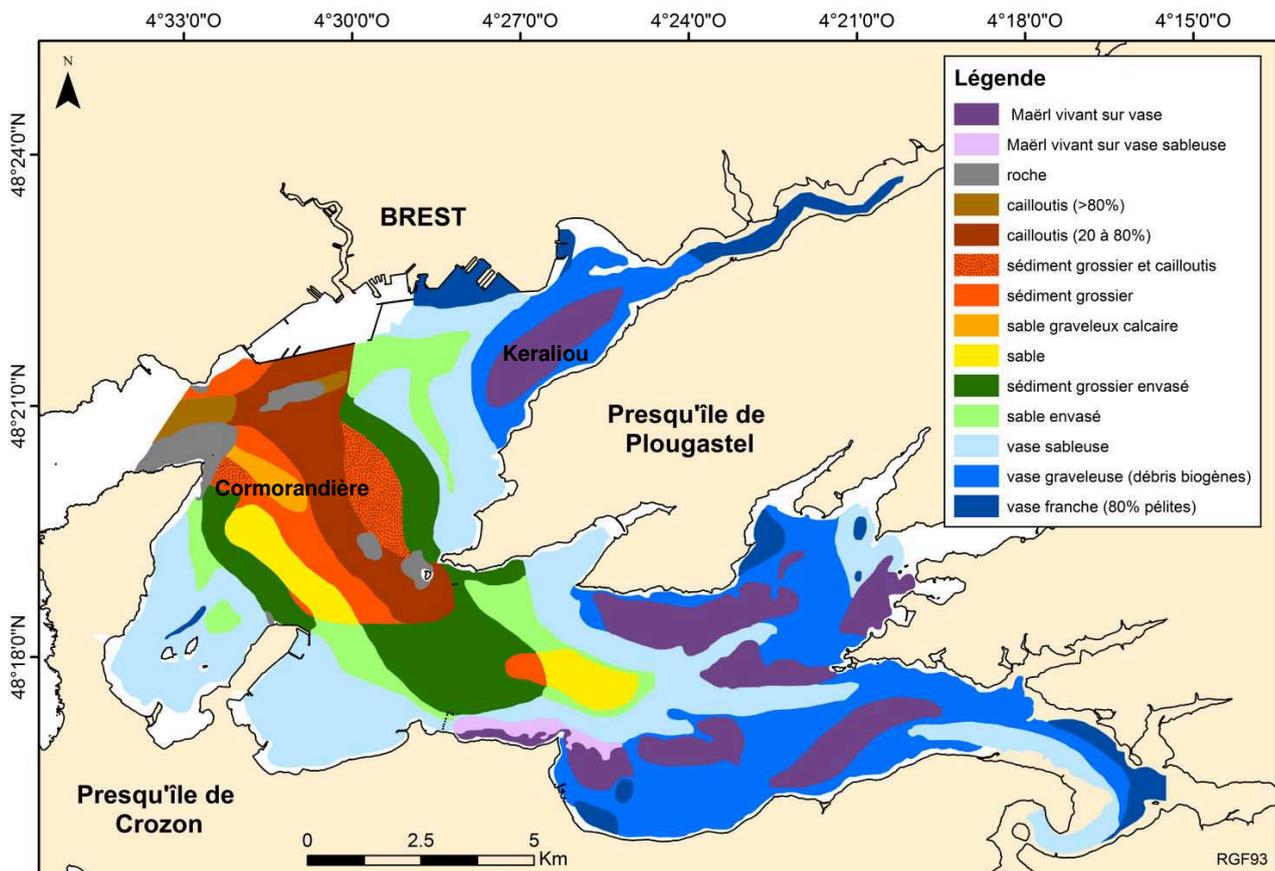


Figure 35 : Carte de la répartition sédimentaire en rade de Brest (d'après Fichaut, 1984 et Guérin, 2004)

Ce schéma de la répartition sédimentaire se base sur une dynamique « estuarienne » dominée par les forts courants de marée qui permettent le maintien d'une couverture peu mobile héritée lors de la dernière remontée du niveau marin et alimentée par les apports fluviaux actuels (Fichaut, 1984). Lors de la transgression flandrienne, le lessivage des « heads » périglaciaires centraux a permis la création d'un stock de sable qui s'est redéposé au fur et à mesure de l'affaiblissement des courants et a permis l'établissement des auréoles à granulométrie décroissante autour de l'axe central. Depuis la

pérennité des courants de marée, ne permettant pas le dépôt de sédiments fins, a permis la conservation de cette répartition. La zone axiale continuellement dominée par le flot est en permanence lessivée. Ainsi les particules susceptibles d'avoir été acheminées par les courants de jusant sont remises en suspension et évacuées de façon graduelle vers les hauts fonds bordiers (silts) et dans l'axe des chenaux (sable). Seule la partie Sud où les courants de jusant se joignent au tourbillon anticyclonique du centre rade engendre un transit unidirectionnel des particules grossières (brins de maërl) vers le goulet et leurs dépôts en une grande langue sableuse (Cormorandière). Dans les secteurs latéraux, les agents hydrodynamiques de faible intensité permettent la décantation des particules fines apportées par les fleuves et n'autorisent pas le transport des particules plus grossières. Ces dernières sont issues de l'activité biologique notamment du maërl et de la crépidule (cf chapitre II.4.2) qui s'établissent d'avantage sur les zones bordières de faible profondeur (lumière).

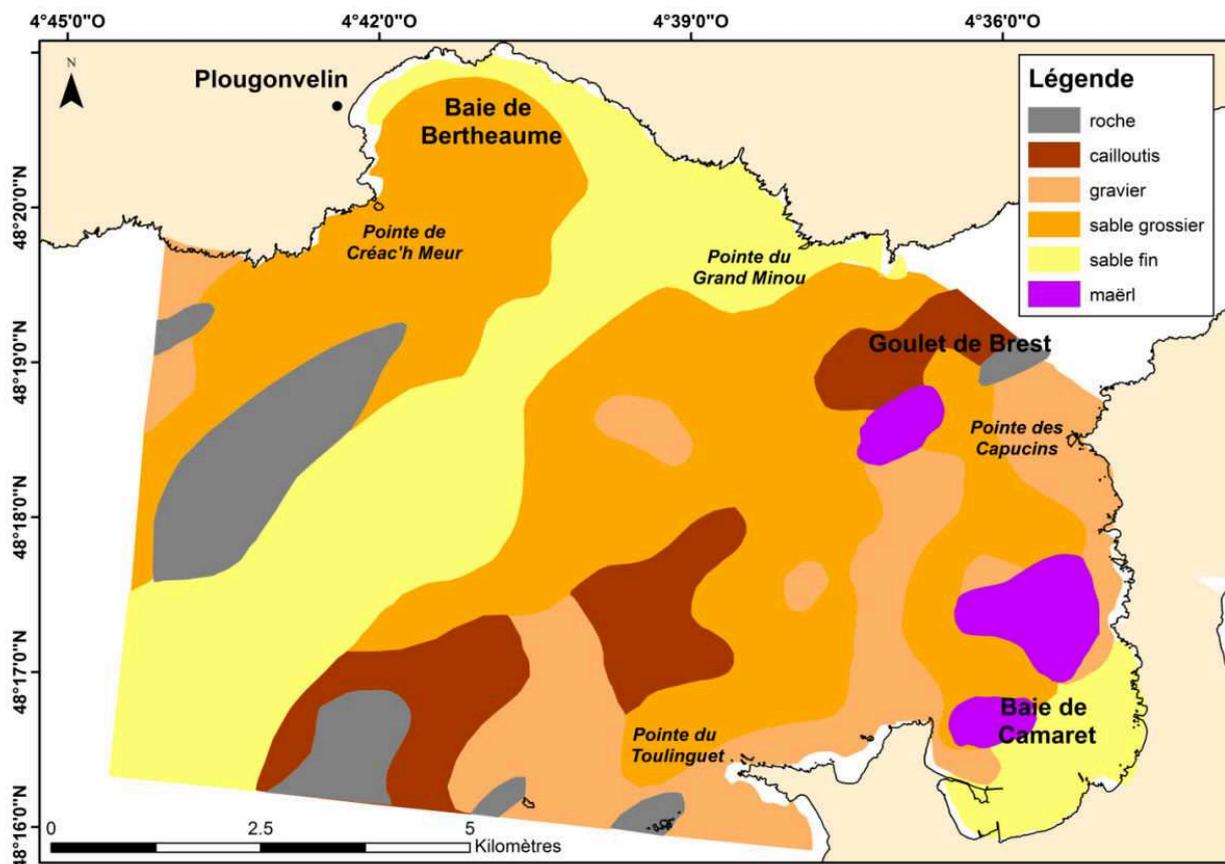


Figure 36 : Carte de la répartition sédimentaire à l'exutoire de la rade de Brest (d'après Hirschberger, 1970)

La couverture sédimentaire à l'extérieure de la rade de Brest, entre la baie de Bertheaume et celle de Camaret, a été la première à être cartographiée. Il s'agit d'un travail réalisé par le SHOM en 1907. Ensuite, seul Hirschberger (1970) a entrepris d'établir une cartographie détaillée de la zone et une analyse des dépôts superficiels (Figure 36). Le secteur est parsemé de fonds rocheux autour desquels sont observables de larges nappes de cailloutis (Toulinguet, Anse de Bertheaume, Camaret, goulet). Les graviers d'aspect non émoussés se concentrent dans les environs des nappes de cailloutis notamment au Nord-Ouest et Sud-ouest. Ils occupent également une grande partie de la baie de

Camaret. Des graviers non émoussés se concentrent sous forme de petites auréoles dans le chenal central. Une première nappe de graviers coquilliers se distingue au Nord, elle s'oriente selon un axe SW-NE et occupe l'ensemble de la baie de Bertheaume. Au Sud, la seconde nappe est beaucoup plus importante, elle recouvre plus de la moitié du secteur d'étude. Enfin le dernier faciès observable est celui des sables fins siliceux, ils s'établissent dans le fond de la baie de Camaret et entre les deux bandes principales des graviers coquilliers où ils adoptent un aspect homogène et bien trié. Cette nappe est observable jusqu'à 70 mètres de profondeur vers l'Ouest et forme, avec celles de la baie de Douarnenez, la plus importante étendue de sable fin en mer d'Iroise.

II.4.2 L'influence des communautés macro-benthiques

Dans le milieu côtier, la répartition des espèces est fonction des faciès sédimentaires (Retière, 1979) tandis qu'à l'inverse les organismes marins jouent un rôle dans la sédimentation de par leurs rejets et leurs débris. En rade de Brest il existe toute une faune et une flore susceptible de modifier la sédimentation. Les deux plus grands groupes d'espèces, développés dans ce paragraphe, sont le maërl (*Lithothamnion corallioides*) et la crépidule (*Crepidula fornicata*) mais d'autres espèces telles que l'oursin, l'ophiure, les étoiles de mer ou la coquille Saint-Jacques ont également un impact direct ou indirect sur la répartition sédimentaire, notamment à cause de leurs coquilles et tests.

Le maërl est une algue rouge calcaire encroûtante (Corallinales, Corallinacées) vivant librement sur les fonds meubles infralittoraux (Figure 37). Les thalles (concrétion de calcaire) peuvent s'accumuler localement, formant des bancs dont la surface peut atteindre plusieurs km². Leur croissance est très lente (0.4 à 0.6 mm par an). L'âge de certains bancs, comme par exemple dans l'archipel des Glenans (Finistère), est estimé à plus de 8 000 ans (Grall et Hily, 2002). Le maërl se développe sur une large gamme de sédiments allant des champs de blocs jusqu'aux vases. Le développement et la distribution des bancs sont donc d'avantage conditionnés par d'autres facteurs environnementaux, à savoir la présence de lumière qui détermine la profondeur maximale, et un hydrodynamisme faible mais suffisant pour éviter la sédimentation (Dutertre et al., 2015). En baie de Camaret, la colonie s'est établie en appui d'un fond rocheux (Le Duff et al, 1999 ; Hamon et al., 2010). La houle, atténuée par la pointe du Toulinguet, a permis de façonner le banc en petites dunes atteignant une hauteur moyenne de 50 cm. En rade de Brest, ils se répartissent principalement sur les banquettes vaseuses adossées à la côte et se répartissent de façon continue sur tout le pourtour du bassin (Figure 37). Les courants ne sont compris qu'entre 10 cm.s⁻¹ et 1 cm.s⁻¹ (Grall et Hily, 2002). La pêche au dragage, développée depuis le 19^{ème} siècle, ne semble pas avoir perturbée leur prolifération. En revanche, l'agrandissement portuaire a limité leur distribution dans l'anse du Moulin Blanc et de Saint-Marc. La lumière jouant un rôle capital dans la distribution verticale des peuplements de maërl ; il n'existe aucun banc en dessous de la limite 15-18 mètres en rade de Brest et 20-25 mètres en baie de Camaret. Le maërl peut, de par sa présence, augmenter la granulométrie locale, notamment dans les secteurs estuariens. Leurs branches entrent dans la catégorie des graviers en terme de granulométrie

et sont souvent mélangés à des particules plus fines (silts) et crée donc un sédiment très hétérogène. Il contribue également à l'augmentation de la teneur en carbonate des sédiments.

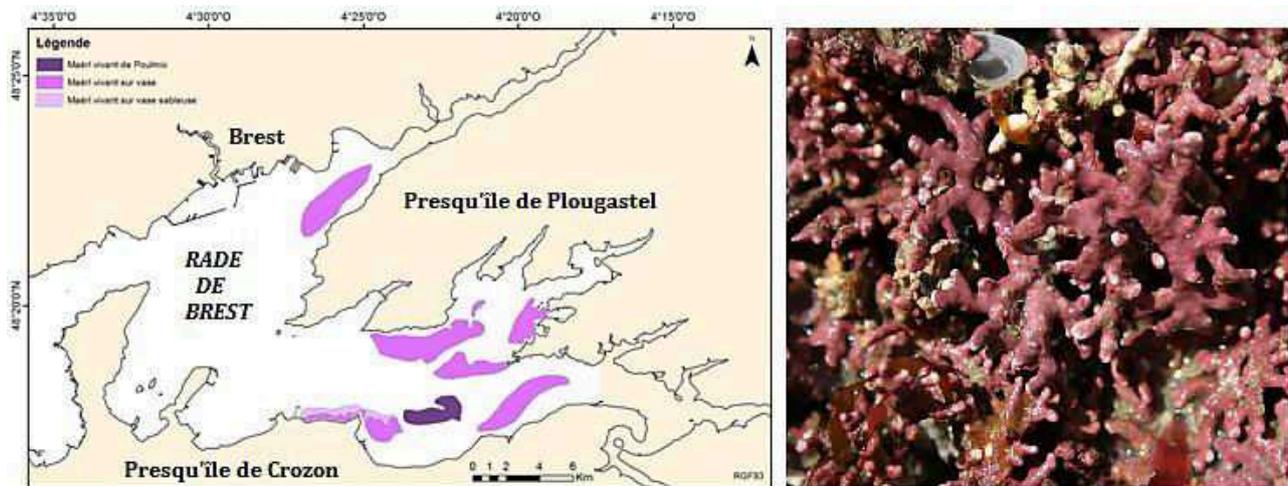


Figure 37 : Répartition du Maërl en Rade de Brest (Guérin, 2004) et photographie d'une colonie de maërl (source : © C. Lefevre / Agence des aires marines protégées)

La crépidule, *Crepidula Fornicata*, est un mollusque marin benthique caractérisé par une coquille formée d'une seule pièce. C'est un organisme filtreur ubiquiste, présent dans les environnements côtiers peu profonds (< 15 m) et semi-abrités. Les crépidules s'associent les unes aux autres sous forme de chaînes (

Figure 38). Les impacts sur la sédimentation sont doubles. Ces organismes filtreurs produisent d'importantes quantités de biodépôts et l'agglomération des chaînes favorise le piégeage des sédiments (72 % de porosité). Les colonies de crépidule freinent la vitesse des courants sur le fond (Beudin, 2014), augmentent les taux de sédimentation des particules en suspension et donc l'envasement et l'installation durable de vasières biogènes (Ehrhold et al, 1998). Elles modifient de la même manière le gradient hydro-sédimentaire en introduisant une rupture brutale. De récentes études ont mis en évidence l'impact des crépidules sur le transport des sédiments vaseux en suspension dans la rade de Brest (Beudin, 2014). Cette modélisation prenant en compte les paramètres de rugosité (piégeage), de réponse au stress (biodépôts) et de filtrage des sédiments en suspension fait apparaître une diminution des MES dans la colonne d'eau et une augmentation des dépôts au niveau des stations colonisées. Cela engendre une réduction des exports sédimentaires (Beudin, 2014). Puisque les crépidules accroissent la sédimentation dans les zones où elles se développent les thalles de maërl, recouverts par ce gastéropode, sont donc enfouis sous les particules fines, les interstices entre les brins sont colmatés. A moyen terme cela entraîne la mort du maërl et une profonde modification du peuplement associé. Néanmoins, dans notre secteur d'étude, les fortes densités de crépidules semblent distinctes de celles des bancs de maërl (Chauvaud, 1998).

Cette espèce a colonisé en moins d'un siècle les côtes européennes. Arrivée pour la première fois en Angleterre des Etats-Unis en 1870, son évolution sur les côtes de la mer du Nord, Atlantique, et

de Méditerranée souligne sa grande capacité d'adaptation. Les premières observations de la crépidule en Rade de Brest remontent à 1949 (Coum, 1979 ; Blanchard, 1995). En 1995, une première colonie s'étend du port de commerce jusque dans l'estuaire de l'Elorn tandis qu'une seconde englobe l'ensemble du secteur sud : la baie de Daoulas, l'Anse de l'Auberlach et l'estuaire de l'Aulne. C'est sur les fonds sablo-vaseux de cet estuaire que la crépidule est la plus abondante (Figure 38). Entre 1995 et 2000 a lieu une forte augmentation du stock avec une dynamique de prolifération encore très active (Elorn) (Guérin, 2004). L'accroissement de la biomasse s'effectuant essentiellement sur les taches existantes dès 1995 démontre le caractère agrégatif de la crépidule. Ce processus semble atteindre localement ses limites sur certains points, notamment dans le bassin Sud (Aulne) où la charge maximale semble avoir été atteinte. Ainsi Guérin (2004) propose trois scénarios futurs : l'étalement de la crépidule, par le biais de la pêche, avec l'apparition de nouvelles taches, la stabilisation ou le déclin des colonies.

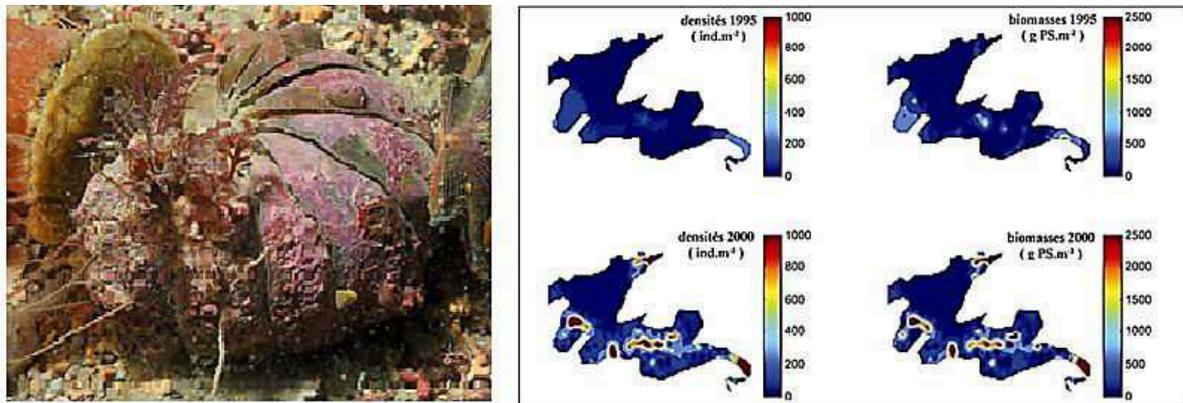


Figure 38 : Photo de crépidule et Répartition des densités et des biomasses interpolées de crépidules en rade de Brest (d'après Guérin et Guarini, 2004)

II.4.3 L'impact anthropique

Les aménagements anthropiques sont susceptibles d'affecter les flux hydro-sédimentaires et donc à long, moyen ou court terme, engendrer des changements physiques qui fragilisent le domaine côtier. L'affectation concerne à la fois les sources et les puits sédimentaires. Par exemple, la construction de barrages sur les fleuves module l'apport des sédiments dans le domaine marin (source) (Syvitsky et al., 2005) tandis que la modification du trait de côte par la construction de zones portuaires modifie le régime hydrodynamique et donc le transport des particules solides (source et puits) (Lesourd et al., 2001 ; Lesourd et al., 2016 ; Marmin et al., 2016 ;). En parallèle, l'activité de pêche (dragage) remobilise du sédiment (De Madron et al., 2005) et perturbe la répartition sédimentaire initiale, tandis que l'extraction de ressources minérales, tel que les granulats peuvent détruire des sources sédimentaires. C'est pourquoi il est nécessaire de prendre en compte dans une étude côtière l'impact anthropique, ce dernier pouvant affecter le bilan sédimentaire.

A. L'évolution progressive de la zone portuaire et son impact

Le port de Brest qu'il soit militaire, commercial ou plaisancier a connu depuis le moyen-âge trois grands essors qui lui permettent à l'heure actuelle de tenir le rang de deuxième arsenal Français et de récemment se tourner vers l'industrie des énergies renouvelables. C'est à l'époque romaine que la situation militaire stratégique de la rade de Brest est repérée, le site initial au débouché de la Penfeld fait office de place-forte jusqu'au moyen âge. Ce n'est qu'au XVII^{ème} siècle, sous Richelieu que le premier essor a lieu et que les premiers grands changements s'opèrent. Le cardinal veut faire de ce lieu l'un de plus gros arsenaux Français. Ainsi, au milieu du XIX^{ème} siècle l'occupation, principalement militaire des bords de la Penfeld est quasi-totale (Figure 39). Sous le second empire, l'arrivée du chemin de Fer et le manque de place dans le secteur de la Penfeld, permet au port d'obtenir un second essor initialement commerciale et touristique puis finalement militaire (Le Bolland, 2008). Un grand projet de port commercial à l'Ouest de l'embouchure de la Penfeld voit le jour (1861-1889), en 1865 l'accès à la Penfeld devient définitivement militaire. Le « port Napoléon » s'établit à l'est de l'embouchure de la Penfeld (Figure 39). Mais l'essor commercial n'est que de courte durée et la dualité avec les militaires s'accroît. Ainsi les avancées à l'est sont délaissées au profit du développement de l'arsenal militaire, au début du XX^{ème} siècle à l'ouest de l'embouchure de la Penfeld. La jetée Sud (1 500 m) et Ouest (200 m) seront construites entre 1889 et 1900 tandis que le quai d'armement sera érigé en 1905. La première guerre mondiale accentuera l'évolution militaire avec le creusement des bassins 8 et 9 dans la rade abris et la construction du quai des flottilles en 1918. La passe Ouest sera définitivement fermée entre les deux guerres. Entre les deux guerres le port de commerce est rallongé vers l'Ouest à partir de la jetée préexistante avec l'établissement d'une plate-forme (Figure 39). L'arsenal s'agrandit à l'Ouest également à l'actuelle place du port de plaisance du château.

La seconde guerre mondiale fut dévastatrice pour la ville de Brest et sa rade. Ce fût un siège stratégique et son arsenal, à l'Ouest de l'embouchure de la Penfeld, fut renforcé avec la construction des bases sous-marines (Le Gallo et al, 1992). En 1961, l'anse du Moulin Blanc est désignée pour la construction d'un port de plaisance, qui sera agrandi dans les années 1980. En 1965 la plate-forme Ouest est rallongée. Mais le troisième grand essor et le plus grand qu'a connu le port de Brest et sa rade est celui compris entre 1960 et 1980. Sur le port de commerce, l'établissement d'un troisième radoub permet la construction de l'actuel Polder, dit 124, dans l'ancienne anse de Saint-Marc. Les rejets du dragage permettent la construction de ce polder de 40 ha où s'appuient les formes de radoub. Ce dernier, dont la construction se termine en 1978, comble l'ensemble de l'anse de Saint Marc et s'étale jusqu'au niveau des jetées de la rade abris (Figure 39). A la même période, l'île longue rattachée alors au continent uniquement par le biais d'une langue sableuse se transforme en une base militaire fortifiée permettant d'accueillir les sous-marins nucléaires à lanceur d'engin. Les 5 ans de travaux nécessaires permettent de définitivement relier l'île à la presqu'île de Crozon tout en modifiant considérablement son aspect : élargissement de l'isthme, construction de terre-plein sur l'ensemble du

périmètre, creusements de radoubs (Figure 39). L'île à une surface finale de 124 ha, dont 30 ha seront ajoutés pendant les travaux. Dans l'anse de Poulmic, en 1970, l'école navale est édiée.

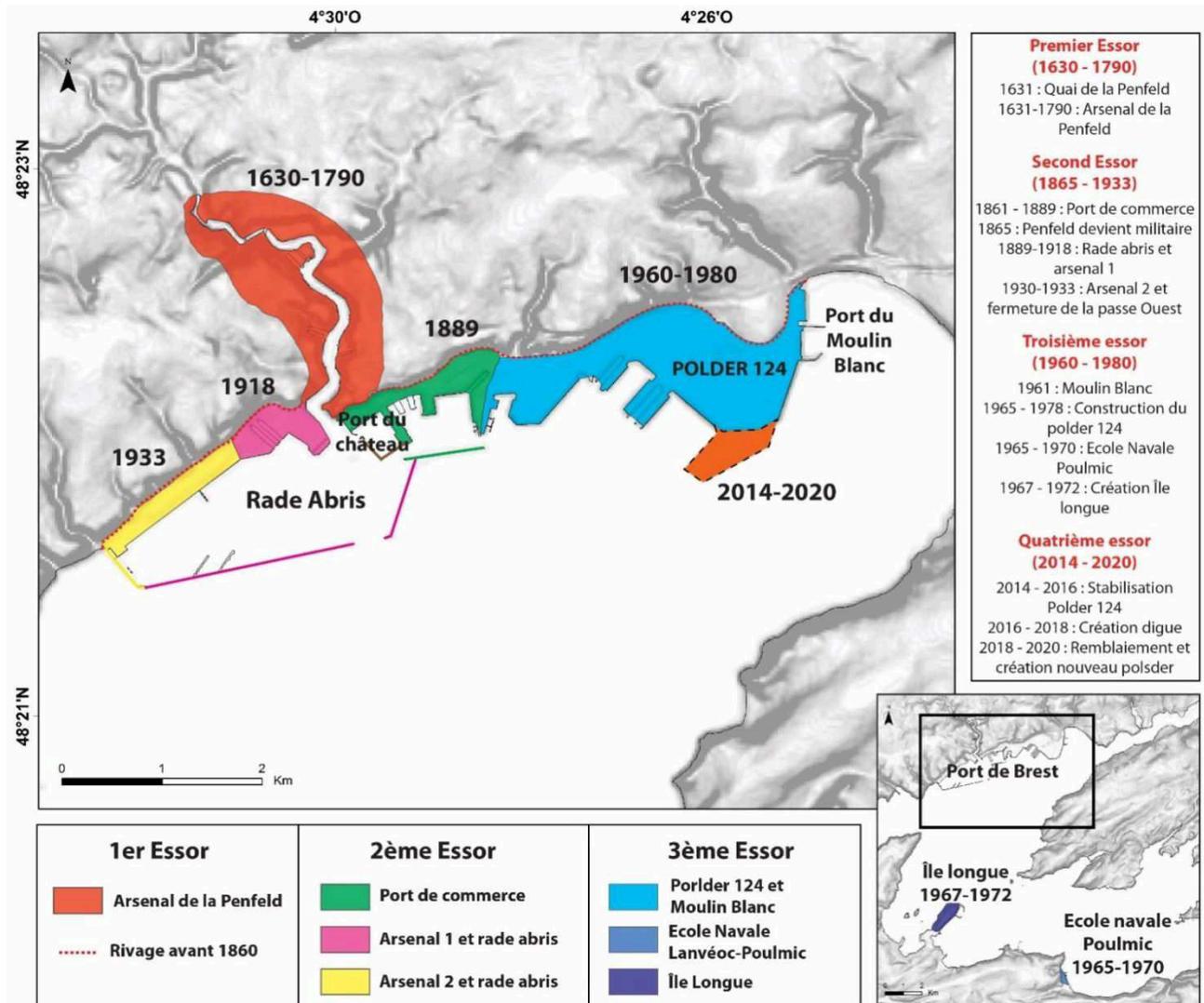


Figure 39 : Plan de la ville de Brest et l'évolution de sa zone portuaire entre 1630 et 2020 en fonction de 4 principaux essors. Premier essor (1630 – 1790), second (1865 – 1933), troisième (1960 – 1980) et l'actuel quatrième (2014 – 2020) d'après Le Gallo et al., 1992.

Le port de Brest va subir, prochainement, de nouvelles mutations dans la zone du polder 124 afin de renforcer l'espace commercial et d'accueillir de nouvelles industries et notamment celle des énergies renouvelables (Figure 40). Pour rendre ce projet possible, le port de Brest dispose de 36 ha du polder 124 ; la plate-forme initiale sera étendue de 14 ha par le rejet des dragages du chenal et du port. Le port et ses chenaux d'accès seront dragués afin d'accroître leur profondeur permettant aux navires à forts tirants d'eau d'accéder aux quais de manière permanente. Le programme des travaux s'articule en deux étapes majeures. La première (2016 – 2018), débutée fin 2016 et va permettre l'aménagement d'un premier lot du polder 124 (12 ha), en consolidation depuis 2012 et l'aménagement d'un quai lourd sur la partie Ouest. L'amélioration de l'accès au port actuel et aux nouveaux quais va engendrer un dragage de sédiments de 1,3 millions de m³ de sédiments échelonnés sur les hivers 2016, 2017 et 2018. Par la suite, une encloture en enrochement de 1250 mètres de long

constituera un casier de 14 ha gagné sur l'espace maritime portuaire pour la mise en stock des matériaux de dragage. A partir de 2018, la seconde étape constituera à stabiliser le nouveau polder et aménager un deuxième quai sur la partie nord de cet espace.



Figure 40 : Nouveau polder prévu pour l'accueil des usines de nouvelle énergie (2014 – 2020) s'appuyant sur l'actuel polder 124 (d'après Port Brest développement)

La construction du polder 124 dans les années 1970, ne semble pas avoir perturbée la sédimentation dans la rade (Fichaut, 1984). Dans les eaux calmes, l'envasement est cantonné aux zones proches du polder. A proximité, le secteur de l'Elorn (bancs de Keraliou et du Corbeau) n'a pas subi d'évolution majeure. Si d'éventuel panache d'eau turbide ont été repris par les courants de marée la décantation s'est produite dans des secteurs calmes déjà sujets à l'envasement. Les conséquences de la construction du polder sont donc mineures (Fichaut, 1984). Concernant l'impact de la construction du futur polder, les études ont montré que la phase 1 sera plus impactante que la seconde. Le nord du chenal de l'Elorn devrait être la zone où la concentration des particules en suspension serait la plus élevée (5mg/l de moyenne), la zone Sud elle ne semble subir que peu d'influence (Faure et Raillard, 2013).

B. La pêche et autres activités

La Bretagne représente à elle seule, 45% des capacités de production globale maritime nationale et 75% des navires pratiquent une pêche côtière. C'est le cas en rade de Brest où 85% de la flotte est dédiée à cette pratique (Le Guyader, 2012). La pêche perturbant les fonds marins est celle effectuée à la drague dont la saison s'échelonne entre octobre et mars, elle concerne 40 % des fonds de la rade et est pratiquée depuis le début du XX^{ème} siècle avec un véritable essor dans les années 1920 (Figure 41). La drague est une sorte de râteau muni à l'arrière d'un sac à mailles. Les dents du râteau servent à s'enfoncer dans le sédiment afin de le remobiliser pour pêcher les organismes vivants dans les premiers 40 centimètres du fond marin (praires ou coquilles saint-jacques). D'après plusieurs travaux (Chuenpagdee et al. 2003 ; Fuller et al., 2008), la drague est considérée comme l'engin mobile le plus destructeur et causant les impacts biologiques et physiques les plus importants sur les fonds marins (Kaiser et al., 2015).

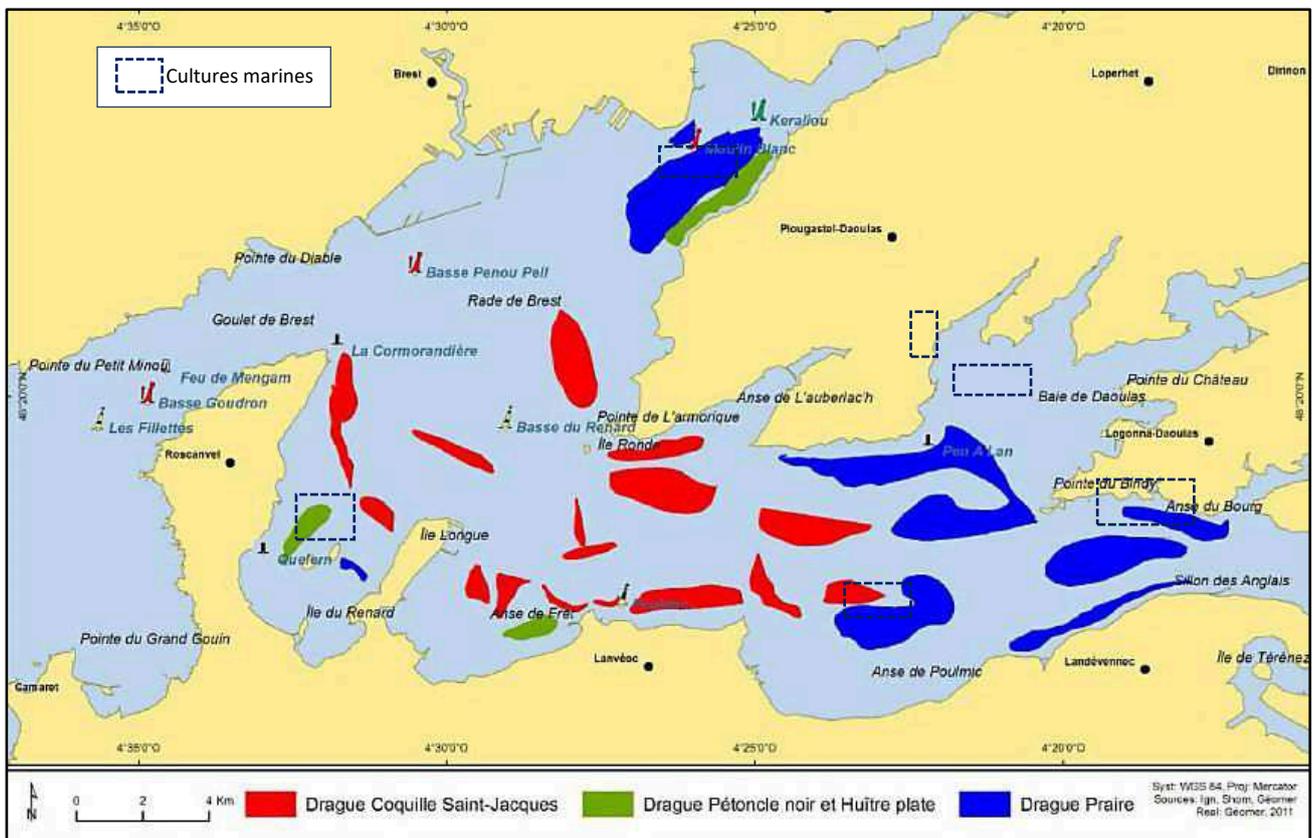


Figure 41 : Carte de répartition des zones de pêche à la drague (d'après Le Guyader, 2012)

L'un des principaux effets est la création d'un panache turbide qui, en fonction de l'hydrodynamisme du secteur, sédimente plus ou moins vite, sur place ou dans une autre zone que celle de l'activité de dragage. A court terme, la pêche à la drague peut entraîner une perte de la fraction fine (Watling et al., 2001) et à long terme un changement permanent dans la composition des sédiments (Gaspar et Chicharo, 2007). La perte de la fraction fine s'explique, à court terme, par l'évacuation des sédiments remis en suspension dans la colonne d'eau. La remise en suspension est

également susceptible de relacher des métaux lourds et des kystes d'algues toxiques pouvant perturber l'équilibre du système. La pêche à la drague modifie également la topographie des fonds et ce de deux façons : la première est le lissage des fonds-marins avec la destruction des micro-reliefs ; la seconde est l'élaboration de sillons sur 40 cm de profondeur. Le lissage des fonds peut entraîner une perturbation des agents hydrodynamiques, en effet les courants n'étant plus affectés par les micro-reliefs. D'autre part, l'établissement des sillons induit un changement dans la structure profonde des sédiments (densité) (Gilkinson et al., 2003).

L'activité conchylicole (élevage d'huître et de moules) est, depuis la seconde guerre mondiale, très développée en rade de Brest. Les parcs sont situés dans l'anse de Roscanvel, Poulmic, le banc de Keraliou, la baie de Daoulas et l'estuaire de l'Aulne (Figure 41).

CONCLUSION

L'objectif de ce chapitre était de synthétiser les études antérieures réalisées dans le secteur d'étude caractérisant la morphologie et la géologie du substratum, la répartition morphosédimentaire et l'influence des agents hydrodynamiques. Plus qu'un système estuarien, la rade de Brest apparaît comme un environnement composite au littoral très découpé communiquant avec la mer d'Iroise par l'intermédiaire d'un étroit goulet. Ce bassin peut d'ores et déjà être subdivisé en 3 parties : la partie nord et sud connectées à deux rivières, respectivement l'Aulne et l'Elorn, dont les chenaux observables dans la morphologie se rejoignent au centre pour former l'axe central d'écoulement, et la partie centrale, plus profonde (25 à 20 m), entourée par de nombreux secteurs (50 %) de plus faibles profondeurs (10m) (anses et baies).

La répartition sédimentaire se caractérise par des sédiments grossiers dans le centre de la rade mixés à une fraction silteuse aux abords des deux principaux fleuves (Auffret et al., 1983 ; Fichaut et al., 1984). Elle est perturbée dans les secteurs les moins profonds par le développement de communautés macro-benthiques (maërl et crépidule). Le transport sédimentaire est fortement contrôlé par la marée macrotidale et semi-diurne. La houle impacte davantage le secteur externe en mer d'Iroise (Baie de Bertheaume). Les estuaires apparaissent comme un des acteurs principaux d'apport en sédiments fins (Bassoulet et al., 1979). Néanmoins, très peu d'études ont permis de caractériser les échanges entre le bassin semi-fermé de la rade de Brest et son ouverture sur la mer d'Iroise.

Il n'existe que très peu d'études concernant le remplissage sédimentaire de ce bassin, la plupart ayant été réalisées dans des marais maritimes (Stéphan, 2008 ; Fernane et al., 2014 ; Goslin et al., 2015 ; Stéphan et al., 2015). Néanmoins, elles ont permis de mettre en évidence un recul des conditions estuariennes à partir de l'enneigement du système (6 100 cal. BP) et au fur et à mesure de la remontée. Bien qu'il semble que les conditions actuelles de sédimentation aient été mises en place depuis 4 000 cal .BP (Stéphan, 2008), la reconstitution du niveau marin (Goslin et al., 2015) est

perturbée par un arrêt de sédimentation aux alentours de 3 000 cal BP. actuellement assimilé à une érosion par la récurrence des tempêtes (Van Vliet La Noë et al., 2014 a et b).

La rade de Brest apparait à la fois comme un secteur privilégié de par sa morphologie pour comprendre le transfert des sédiments terre-mer mais également pour conserver les archives sédimentaires témoignant de l'évolution des environnements au court de la dernière transgression marine.

CHAPITRE III

Matériels et Méthodes

INTRODUCTION.....	79
<i>III.1 Les données</i>	<i>79</i>
III.1.1 Les données antérieures.....	79
A. Les missions REBENT.....	81
B. Les missions d'enseignement de l'IUEM (Geobrest et Geolucas)	82
III.1.2 Les campagnes SERABEQ.....	82
A. La mission SERABEQ1.....	82
B. La mission SERABEQ 2.....	83
C. La mission SERABEQ 3	84
<i>III.2 Outils d'acquisition et traitement des données.....</i>	<i>86</i>
III.2.1 Les données géophysiques	86
A. Bathymétrie.....	86
B. Les mosaïques de réflectivité (ou « imagerie sonar »).....	90
C. La prospection sismique.....	91
III.2.2 Les données sédimentaires	95
A. Les prélèvements superficiels.....	95
B. Les prélèvements profonds ou carottages	101
<i>III.3 Méthodologie.....</i>	<i>105</i>
III.3.1 Synthèse sédimentaire.....	105
III.3.2 Paramètre de modélisation hydro-sédimentaire.....	108

INTRODUCTION

La rade de Brest et la mer d'Iroise jouissent d'une position particulière dans le domaine de la recherche océanographique. Brest, aujourd'hui leader Français de la recherche marine, a vu se développer à partir du XIX^{ème} siècle son arsenal militaire, son port de commerce et l'arrivée de nombreux centres de recherche qui ont œuvré dans l'acquisition de données géophysiques et sédimentaires à travers la rade de Brest. Pour compléter le jeu de donnée existant, trois campagnes ont été réalisées au cours de la thèse. L'objectif de ce chapitre est de (1) lister les données antérieures et acquises au cours de la thèse, (2) décrire les différents outils et systèmes d'acquisition en mer et de (3) développer les méthodes mises en œuvre.

III.1 Les données

III.1.1 Les données antérieures

Dès le XIX^{ème} siècle, le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) réalise des campagnes hydrographiques, à l'aide de la technique du plomb suiffé, ayant pour but de caractériser la bathymétrie et la nature sédimentaire des fonds marins. Cette technique est abandonnée, dans les années 1970, au profit d'outils plus modernes. A cette même période le centre CNEXO (actuellement IFREMER) s'installe à Brest et entame une série de campagnes d'essai dans la rade.

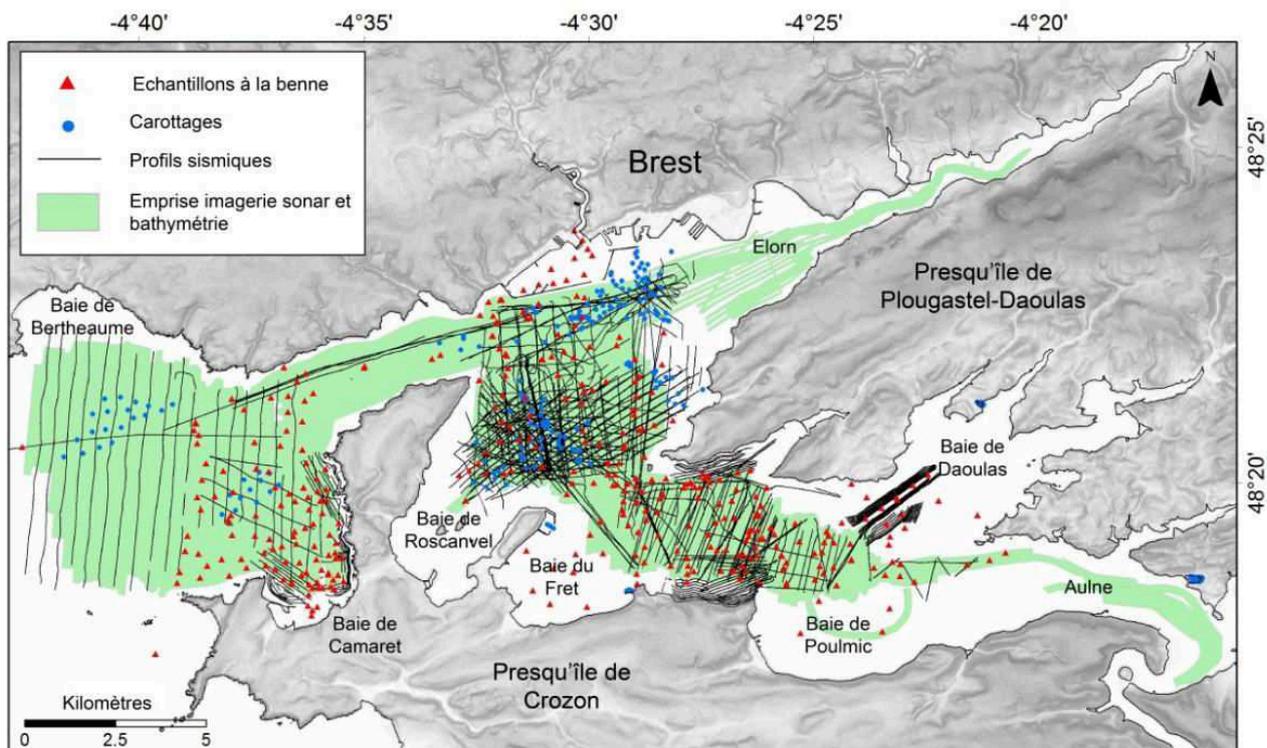


Figure 42 : Compilation des données antérieures (Charrier, 2012)

Classe de donnée	Secteur	Campagne	Année	Matériel	Institut
Bathymétrie	RDB/Iroise	Rebent 14	2007	EM 1000	IFREMER
	RDB/Iroise	Rebent 17	2008	EM 1000	IFREMER
	RDB	Haliotest 1	2008	Geoswatch	IFREMER
	RDB	Haliotest 2	2008	Geoswatch	IFREMER
	RDB/Iroise	Haliorade 1	2008	Geoswatch	IFREMER
	RDB/Iroise	Rebhali01	2008	Geoswatch	IFREMER
	RDB/Iroise	Rebent 20	2010	EM 1000	IFREMER
	RDB	ESSTECH 1	2012	EM 2040	IFREMER
	RDB	ESSTECH 2	2012	EM 2040	IFREMER
	RDB/Iroise	Rebrade2013	2013	EM 2040	IFREMER
	RDB	Rebrade2013HA	2013	Geoswatch	IFREMER
	RDB	Essais 2008	2008	RESON 8101	IUEM
	RDB	Essais 2009	2009	RESON 8101	IUEM
	RDB/Iroise	Litto3D	2013	Laser LADS	SHOM
Imagerie	RDB/Iroise	Rebent 14	2007	DF 1000	IFREMER
	RDB/Iroise	Rebent 17	2008	DF 1000	IFREMER
	RDB	Haliotest 1	2008	Geoswatch	IFREMER
	RDB	Haliotest 2	2008	Geoswatch	IFREMER
	RDB/Iroise	Haliorade 1	2008	Geoswatch	IFREMER
	RDB/Iroise	Rebent 20	2010	KLEIN 3000	IFREMER
	RDB/Iroise	Rebrade2013	2013	KLEIN 3000	IFREMER
	RDB	Rebrade2013HA	2013	Geoswatch	IFREMER
Prélèvements sédimentaire superficiel	RDB/Iroise	Rebent 14	2007	Shipeck	IFREMER
	RDB/Iroise	Rebent 17	2008	Shipeck	IFREMER
	RDB/Iroise	Rebent 20	2010	Shipeck	IFREMER
	RDB	Geobrest12	2012	Shipeck	IUEM
	RDB/Iroise	Rebrade13	2013	Shipeck	IFREMER
	RDB	Alucas_2013	2013	Shipeck	IUEM
Carottage	RDB/Iroise	Alucas_2013	2013	Interface	IUEM
Sismique	RDB	ZEE	1979	Sparker, boomer	IFREMER
	RDB	Simplex	1984	Sparker	IFREMER
	RDB	Samdisoir	1992	Sparker	IFREMER
	RDB/Iroise	Haliorade1	2008	Chirp	IFREMER
	RDB	Haliotest 1	2008	Chirp	IFREMER
	RDB	Haliotest 2	2008	Chirp	IFREMER
	RDB	Geobrest09	2009	Sparker	IUEM
	RDB	Geobrest10	2010	Sparker	IUEM
	RDB	Geobrest11	2011	Sparker	IUEM
	RDB	Geolucas10	2010	Sparker	IUEM
	RDB	GeolucasSTU	2011	Sparker	IUEM
	RDB	GeolucasEMR	2011	Sparker	IUEM
	RDB/Iroise	Geobrest12	2012	Sparker	IUEM
	RDB	Geolucas ENAG	2012	Sparker	IUEM
	RDB/Iroise	Geobrest13	2013	Sparker	IUEM
	RDB	Rebrade13HA	2013	Chirp	IFREMER

Tableau 4 : Bilan des données acquises antérieurement à la thèse et utilisées pour cette étude

L'agrandissement du port de commerce, nécessite des études du sol élargissant aux petits fonds l'éventail de données déjà acquises. Enfin, depuis le début des années 2000, l'Université de Brest organise des campagnes d'enseignement (appelées GeoBrest) enrichissant les données existantes.

Les travaux historiques, concernant pour l'essentiel les zones les plus profondes de la Rade et pour lesquelles les données étaient accessibles, ont été compilés dans un SIG (travaux de Simon Charrier en 2012) (Figure 42). Les données bathymétriques, sédimentaires et géophysiques acquises avant 2014, utilisées dans ces travaux, sont issues du SHOM, de l'IFREMER et de l'IUEM. Majoritairement les données antérieures ont été acquises au cours des campagnes rattachées au programme Rebent (Ehrhold et al., 2006) et des missions d'enseignement menées par l'IUEM.

A. Les missions REBENT

Le programme REBENT, pour REseau BENThique, a été initié en 2000 par l'IFREMER dans le but d'établir un réseau de surveillance de l'environnement benthique (Ehrhold et al., 2006). Dans notre secteur d'étude, 4 campagnes réalisées en 2007 (Rebent14), 2008 (Rebent17), 2010 (Rebent20) et 2013 (Rebrade13, Rebrade13HA) ont permis de collecter un jeu de données conséquent d'imagerie sonar et de bathymétrie (140km²), mais également de prélèvements superficiels à la benne (92 utilisés pour la thèse) (Figure 43 :). Les campagnes Rebent14, 17, 20 et Rebrade13 ont été réalisées à bord du N/O Thalia (voir Tableau 4) tandis que la campagne Rebrade13 HA a été menée à bord de la V/O Haliotis.

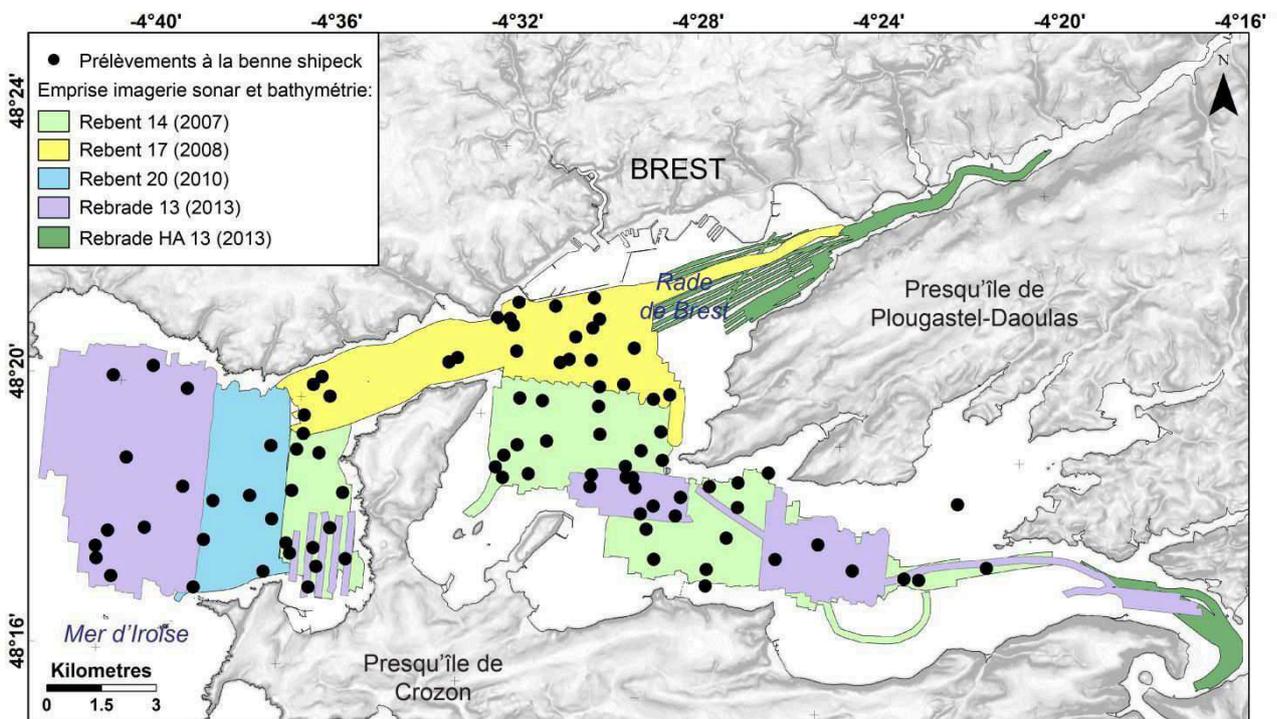


Figure 43 : Localisation des prélèvements à la benne et emprise des données d'imagerie sonar issues des campagnes ReBent

B. Les missions d'enseignement de l'IUEM (Geobrest et Geolucas)

Ces missions, mises en place dans le cadre du Master Géosciences Marines à l'IUEM, ont pour but de former les étudiants à la sismique haute résolution Sparker ainsi qu'aux outils de prélèvements sédimentaires.

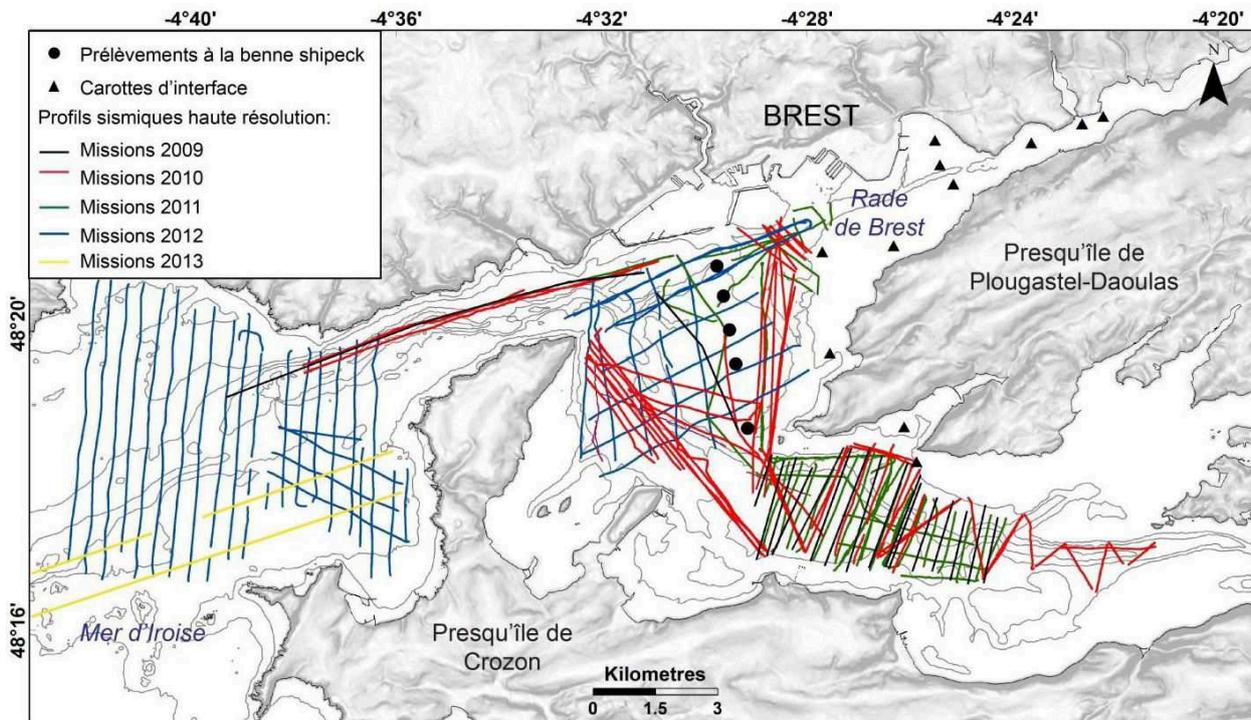


Figure 44 : Localisation des profils sismiques sparker, des prélèvements à la benne et des carottes d'interface réalisées pendant les campagnes d'enseignement de 2009 à 2013

Les données sismiques utilisées et interprétées au cours de la thèse proviennent des missions d'enseignement de 2009 (Geobrest09), 2010 (Geobrest10 et Geolucas10), 2011 (Geobrest11, GeolucasEMR et GeolucasSTU), 2012 (Geobrest12) et 2013 (Geobrest13 et GeolucasENAG) (Figure 44). Les missions Geobrest ont été réalisées sur le N/O Côte de la Manche et l'ensemble des autres missions sur la N/O Albert Lucas. Sur la mission Geobrest12 des prélèvements superficiels ont également été extraits. Des carottes d'interface ont été prélevées à bord de la V/O Albert Lucas à l'aide du carottier d'interface (Tableau 4).

III.1.2 Les campagnes SERABEQ

A. La mission SERABEQ1

Date :

- Leg 1 : Du 20 mai au 26 mai 2014
- Leg 2 : Du 2 au 10 juillet 2014

Objectifs :

- (1) Réaliser des carottages et prélèvements superficiels dans les secteurs peu profonds;
- (2) Compléter et resserrer le maillage sismique haute résolution des données antérieures dans les secteurs profonds de la rade et le domaine externe.

L'utilisation du N/O Albert Lucas a permis d'opérer les systèmes de carottage d'interface et prélèvements sédimentaires superficiels (leg 1) ainsi que de sismique haute résolution sparker (leg 2) dans les secteurs peu profonds, les parties estuariennes (Aulne et Elorn) et le domaine ouvert (entre baie de Camaret et Bertheaume).

Le premier leg, dédié aux prélèvements sédimentaires, a permis de collecter 32 carottes d'interface et 101 échantillons de surface (Figure 45). Au cours du second leg, (juillet 2014), 90 kilomètres de profils sismiques haute résolution ont été acquis (Figure 45) (Tableau 5).

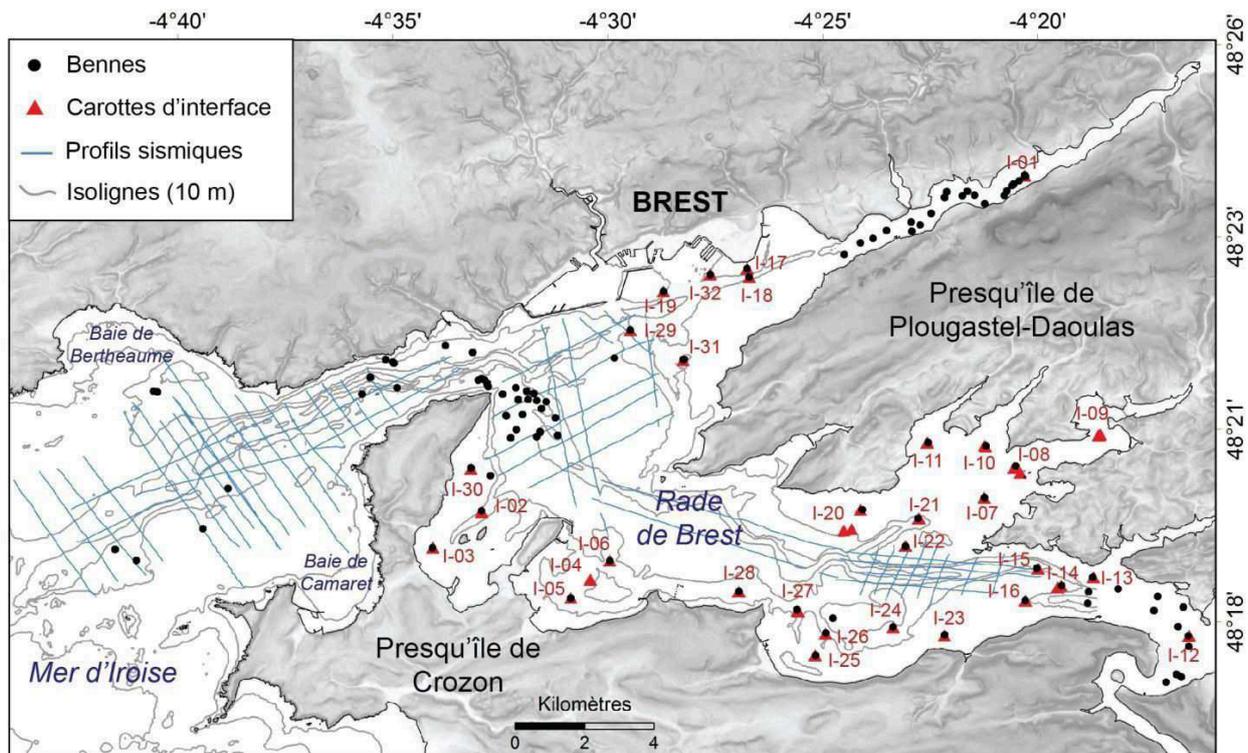


Figure 45 : Plan de position des prélèvements sédimentaires (carottes d'interface en rouge et bennes en noir) et des profils sismiques réflexions (bleu) des deux legs de la campagne SERABEQ1

B. La mission SERABEQ 2

Date :

- Leg 1 : Du 17 au 23 février 2015
- Leg 2 : Du 25 au 27 mars 2015

Objectifs :

- (1) Acquérir des profils sismiques très haute résolution dans les parties peu profondes ;
- (2) Imager en profondeur le plateau sableux de la baie de Bertheaume.

Cette campagne, divisée en deux legs a eu lieu à bord de la V/O Haliotis de l'IFREMER. Il a été mis en œuvre un sondeur de sédiment (Chirp) et un sonar interférométrique tous deux fixés sous la coque du bateau. Le sondeur de sédiment, de type Chirp, a une fréquence qui varie entre 1.8 à 5.3 kHz. La résolution verticale est de l'ordre de 30 cm et le système peut atteindre une pénétration d'une dizaine de mètres. Au total, 378 kilomètres de profils ont été acquis au cours de cette mission (Figure 46) (Tableau 5).

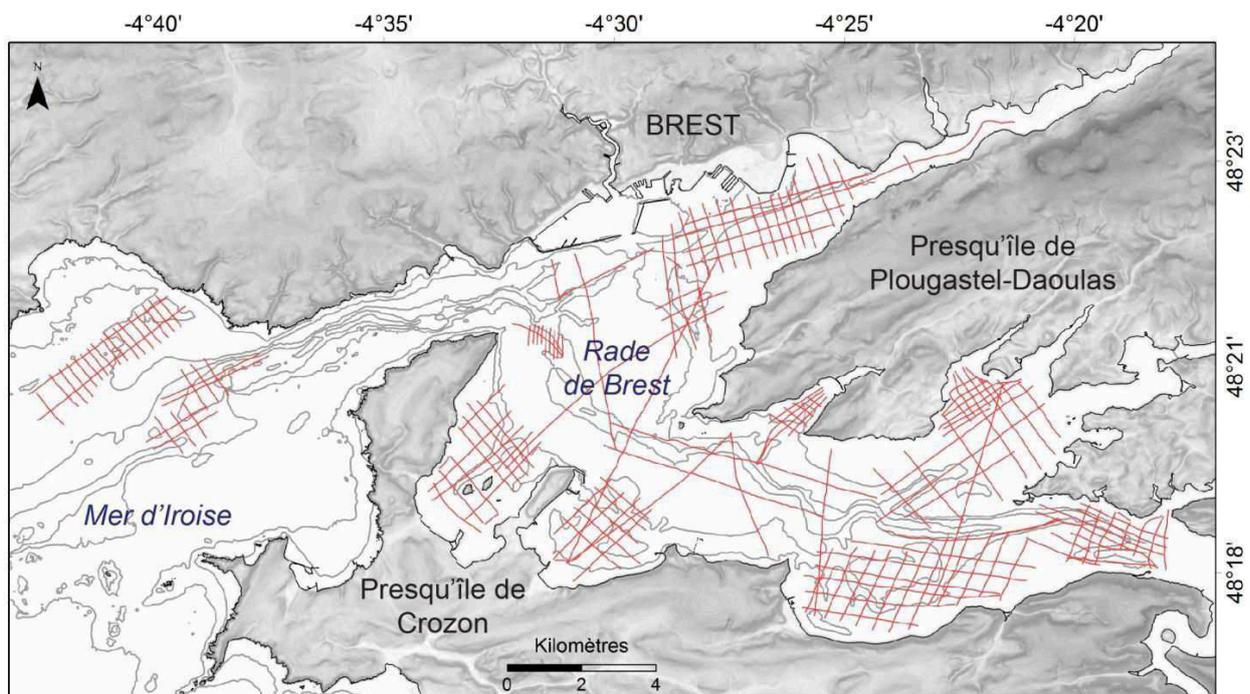


Figure 46 : Positionnement des profils de sismique haute résolution de la campagne SERABEQ 2.

C. La mission SERABEQ 3

Date :

- Leg 1 : Du 17 au 22 avril 2015
- Leg 2 : Du 23 au 27 avril 2015

Objectifs :

- Acquérir des carottes longues dans les secteurs clés déterminés à partir de l'analyse des profils sismiques.

Au total, 77 carottes ont été prélevées à bord du N/O Thalia (Figure 47) (Tableau 5). La mission, divisée en deux legs, a permis le déploiement du carottier à gravité de l'IFREMER (Kullenberg) lors du 1^{er} leg et du vibro-carottier (Zenkovitch) pendant le 2nd leg. L'apport du vibro-carottier était de pouvoir effectuer des carottages dans les zones où le sédiment est trop grossier pour que le carottier à gravité puisse y pénétrer suffisamment.

Pour assurer la bonne pénétration du carottier à chaque station une benne shipek et une vidéo ont été réalisées avant chaque opération. Au total, 44 carottes de type «Kullenberg» ont été recueillies en rade interne (Figure 47). Le vibro-carottier Zenkovitch nous a permis de collecter 33 carottes, extraites selon le même protocole que celui appliqué pour les carottes Kullenberg.

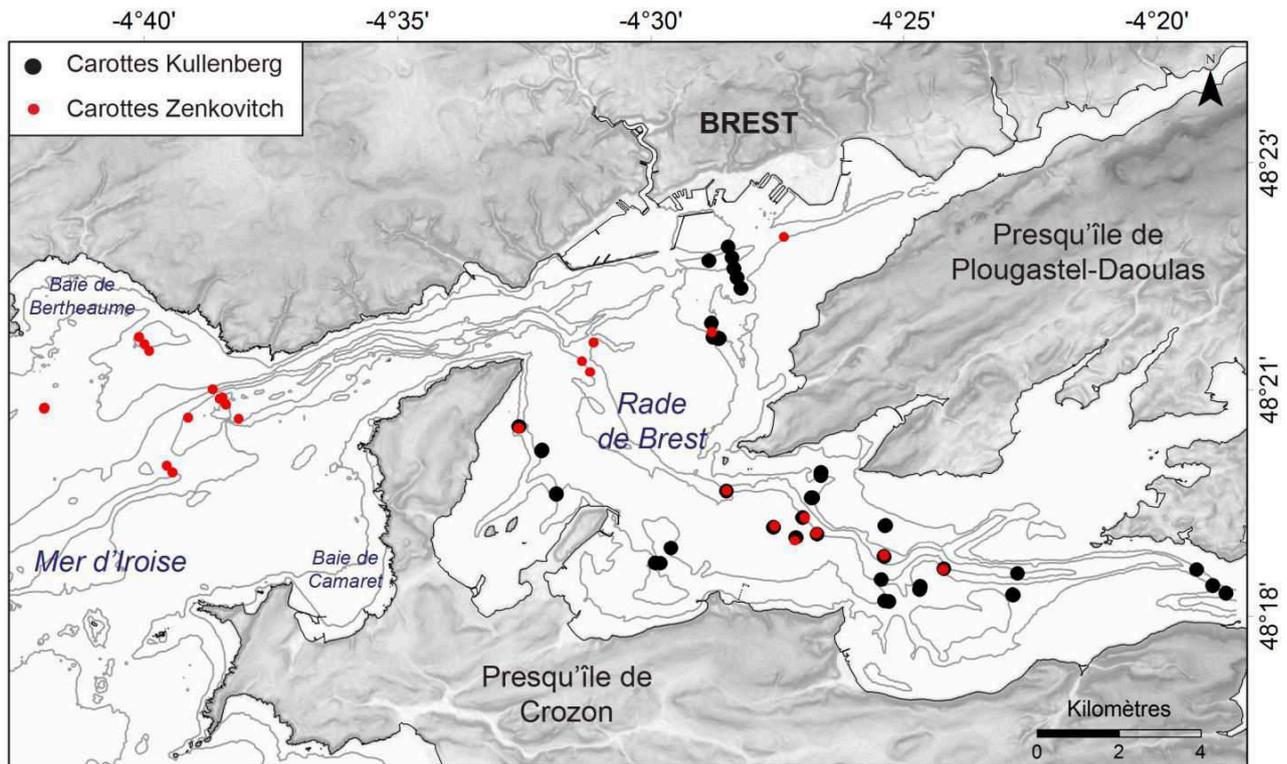


Figure 47 : Carte de positionnement des carottes acquises lors de la campagne SERABEQ 3 avec le Kullenberg (noir) et le Zenkovitch (rouge).

Classe de donnée	Secteur	Campagne	Année	Matériel	Nombre
Prélèvement sédimentaire	RDB/Iroise	SERABEQ1	2014	Benne Shipeck	101
	RDB/Iroise	SERABEQ3	2015	Benne Shipeck	45
Carottage	RDB	SERABEQ1	2014	Interface	32
	RDB/Iroise	SERABEQ3	2015	Kullenberg/Zenkovitch	77
Bathymétrie	RDB/Iroise	SERABEQ2	2015	Geoswatch	378km
Imagerie	RDB/Iroise	SERABEQ2	2014	Geoswatch	378km
Vidéo	RDB/Iroise	SERABEQ3	2015	Caméra fixe	45
Sismique	RDB/Iroise	SERABEQ1	2014	Sparker IUEM	90km
	RDB/Iroise	SERABEQ2	2015	Chirp	378km

Tableau 5 : Récapitulatif des données obtenues au cours des campagnes menées pendant la thèse (SERABEQ 1, 2 et 3)

III.2 Outils d'acquisition et traitement des données

III.2.1 Les données géophysiques

Ces travaux ont fait appel à l'utilisation de plusieurs outils géophysiques : les sondeurs multifaisceaux, de sonars à balayage latéral ou interférométrique, ainsi que de sismiques réflexions (Figure 48).

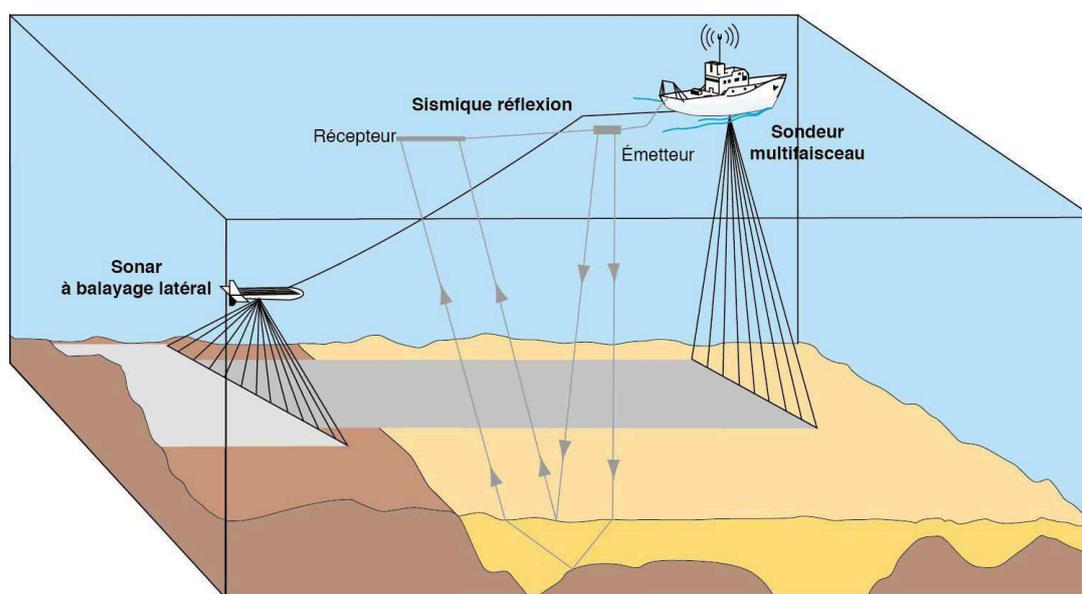


Figure 48: Méthodes de prospection géophysique utilisées au cours de la thèse (source : IFREMER©)

A. Bathymétrie

- Acquisition

Avant de présenter les méthodes d'acquisition modernes (sonar-multi-faisceau et LIDAR), nous nous attachons tout d'abord à décrire les méthodes d'acquisition historiques (sondes du SHOM).

Les sondes bathymétriques historiques ont été fournies par le SHOM. Elles ont été acquises à partir du XIX^{ème} siècle grâce à la technique des plombs suiffés. Un plomb de forme oblongue et enduit de suif à sa base, était descendu jusqu'à entrer en contact avec le fond marin par le biais d'un bout (ou cordage) dont la longueur immergée relatait la valeur de la profondeur. Ces informations sont collectées sur des cartes dites « minutes bathymétriques » numérisées dans les années 1990 (Garlan, 2004).

Les sondeurs multifaisceaux permettent à la fois de mesurer la hauteur d'eau au-dessus du fond et la réflectivité correspondante à l'intensité du signal réverbéré sur le fond (Hughes-Clarke et al., 1996 ; Hughes-Clarke, 2000a, 2000b ; Lurton et al., 2002). Cet outil fonctionne par acoustique, il mesure le temps de l'onde acoustique pour effectuer le trajet surface-fond-surface. Pour ce faire les sondeurs multifaisceaux (SMF) transforment, par le biais de transducteurs, l'énergie électrique en

énergie acoustique lors de l'émission du signal, et inversement pour sa réception. Contrairement au sondeur mono-faisceaux, les SMF possèdent plusieurs transducteurs d'émission et de réception permettant de mesurer la profondeur selon plusieurs directions. Une large bande du fond marin est alors insonifiée lors du passage du sondeur à la verticale et détermine la fauchée latérale du système. Les SMF utilisent dans la plupart des cas la technique dite des faisceaux croisés (Figure 49 a). Une impulsion sonore est émise à travers un lobe longitudinal étroit, de l'ordre de 0.5° à 1° , et un lobe transversal large, supérieur à 200° (EM 2040). A l'inverse, la réception se fait via des faisceaux larges longitudinalement (20°) et étroits transversalement (0.5° à 1°). La zone où le lobe d'émission et le faisceau de réception se croisent est la zone du fond mesurée: la pastille insonifiée.

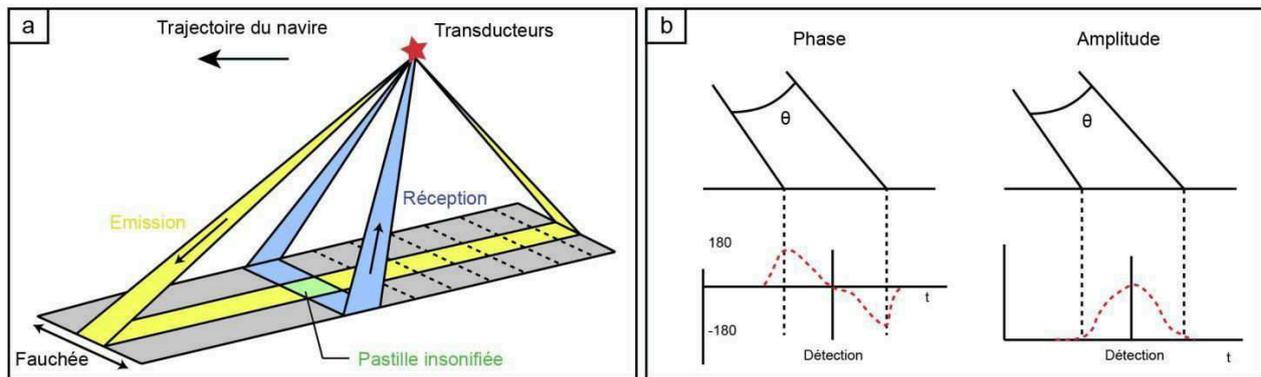


Figure 49 : (a) Schéma de la technique des faisceaux croisés utilisée pour les SMF, (b) Détection bathymétrique par la phase et l'amplitude

La variation de la fréquence ainsi que de la durée d'émission permet de moduler à la fois la portée du signal, sa pénétration dans le sédiment et sa résolution spatiale. Plus la fréquence est importante, plus la résolution sera bonne mais moins le signal aura de portée et inversement. La détection du fond sur le signal de retour s'effectue selon deux méthodes: par amplitude ou interférométrie (Figure 49b). La détection par amplitude, basée sur la fixation de l'instant de retour au centre de gravité du signal, est d'avantage adaptée pour les sonars latéraux. La détection par interférométrie utilise le déphasage d'un même signal entre deux antennes de réception consécutives. Ce système permet d'obtenir une résolution plus fine que la largeur du faisceau et est d'avantage adaptée pour les faisceaux latéraux (Lurton, 2003).

Dans les deux cas, une instrumentation supplémentaire doit être déployée en parallèle afin de corriger les données bathymétriques:

- Une centrale inertielle qui permet d'enregistrer puis de corriger l'orientation du navire dans l'espace : X (roulis), Z (tangage) et Z (pilonnement et le lacet).
- Un système GPS, pour déterminer le positionnement du navire. Les missions disposent toutes d'un système de correction (DGPS) en temps réel mais plus précise depuis

l'installation d'une base RTK (Real Time kinematic ou cinématique temps réel) en 2013 par IFREMER.

- Un marégraphe pour corriger l'effet de la marée. Dans le cadre des missions en rade de Brest, le marégraphe étant proche de la zone d'étude, les données du marégraphe côtier numérique du port de Brest ont été utilisées.
- Un bathy-célèrimètre ou des sondes XBT qui permettent de calculer la vitesse de propagation des ondes dans l'eau (en moyenne 1550 m.s-1). Cette dernière est calculée sur toute la colonne d'eau et fluctue en fonction de la température, de la pression et de la salinité du milieu (Dushaw et al., 1993).

Alors que les données bathymétriques du sonar multifaisceaux concernent les secteurs les plus profonds, dans l'optique d'un continuum terre-mer, les données « LIDAR », ont été analysées. Les données issues du LIDAR sont rattachées au programme LITTO3D (SHOM-IGN). Financées principalement par le CG29, l'état et les fonds FEDER pour la côte finistérienne, elles ont été acquises en 2011-2012 et sont en libre accès sur le site de diffusion du SHOM (<http://diffusion.shom.fr/produits/altimetrie-littorale.html>). Des lasers aéroportés de type « LIDAR », l'un bathymétrique (mer) et l'autre topographique (terre), sont mis en œuvres. La technique du laser est basée sur l'émission d'impulsions d'ondes lumineuses. La distance est calculée à partir du temps de retour au récepteur de l'onde lumineuse réfléchie.

- Traitements

Au cours de la thèse, trois types de données bathymétriques différentes ont été utilisées, (1) les données des sondes anciennes du SHOM (**Tableau 6**), (2) les données issues des campagnes à la mer et acquises par sonar interférométrique et enfin (3) les données LIDAR acquises par Litto3D® et corrigées par le SHOM. Ces données ont nécessitées un traitement différent détaillé dans ce paragraphe.

(1) Lors de leur numérisation, les sondes ont été corrigées et rapportées au zéro hydrographique de la Penfeld du 1^{er} janvier 1996 (sondes augmentées de 0.5 m) (**Tableau 6**). Auparavant, rapportées au niveau des plus basses mers du bassin de Brest (Pouvreau, 2008), des erreurs verticales peuvent subsister après corrections (mauvaise position de navigation ou mauvais recalage par rapport à la marée). Une étude comparative a donc été effectuée afin de contraindre ces erreurs (Gregoire, 2013 ; Landurain, 2014). Cette étape consiste à comparer les valeurs de deux sondes proches l'une de l'autre et d'année différente sur des points fixes (affleurements rocheux). Ces calculs ont permis d'estimer une variabilité des sondes de +/- 1 mètre par rapport à l'actuel. Cette valeur sera prise en compte pour définir l'intervalle d'incertitude sur les modèles numériques de terrain (MNT) différentiels.

Nom	Dates	Nombre de sonde	Densité (sondes/km ²)	Profondeur minimale (m)	Profondeur maximale (m)
Camaret_1897*	1897	1160	16.6	+2	-49.1
Camaret_1959*	1959	8687	124.6	+2	-49.1
Brest_1816	1816	9210	91.1	+4.60	-49.60
Brest_1877*	1877	30311	214.4	+7.5	-47.5
Brest_1910	1910	17599	4400	+5.10	-21.9
Brest_1959*	1959	1592	176.8	+3.2	-21.9
Brest_1964*	1964	11994	118.3	+3	-40

Tableau 6: Minutes bathymétriques anciennes disponibles sur la zone d'étude

Les minutes avec (*) étant plus complètes, elles ont été préférentiellement utilisées pour la réalisation des MNT anciens. Afin d'obtenir une couverture maximale pour le XX^{ème} siècle, les sondes des années 1959 et 1964 (rade de Brest) ont été regroupées. (2) Les fichiers bruts des données bathymétriques issus des campagnes à la mer ont été traités au préalable (DYNECO/EB et GM/CTDI de l'IFREMER, Pôle Image de l'IUEM). Ces traitements initiaux consistaient à réaliser une correction verticale (les hauteurs d'eau ramenées au zéro hydrographique) et horizontale (positionnement GPS) ainsi qu'un traitement plus approfondi, sonde à sonde permettant de supprimer les points aberrants.

(3) Les données Litto 3D[®] sont disponibles sous deux formes, soit en semis de points tridimensionnels (Fichier .XYZ) ou selon un modèle numérique de terrain maillé et qualifié (Fichier .ASC) structuré en dalles de 1 km². Les données sont géoréférencées dans les projections Lambert-93 (RGF 93) et l'altitude en IGN 1969. Ce référentiel d'altitude correspondant au niveau moyen des mers, des traitements ont été nécessaires afin de ramener les dalles au zéro hydrographique. Les points en coordonnées d'altitude, déterminée par rapport au géoïde terrestre, sont convertis en hauteur ellipsoïdale par le biais du logiciel de l'IGN Circée[®]. Ensuite, sous SIG (ARCGIS[®]), les données sont soustraites à un raster (Bathyelli) comprenant les valeurs de différence entre la hauteur ellipsoïdale et le zéro hydrographique pour la zone considérée (Lamarre, 2012).

Une fois que l'ensemble des données bathymétriques de la zone d'étude ont été préalablement traitées, des Modèles Numériques de Terrains (MNT) ont été réalisés à partir de deux logiciels : SIG (ARCGIS[®]) et FLEDERMAUS (IVS[®]). Alors que, l'interprétation morphologique est effectuée sous SIG, FLEDERMAUS permet de visualiser les MNT en 3D. Des MNT, de différentes résolutions (1, 5 et 10 m) sont créés à partir de l'interpolation des semis de point (*Krigeage*). Les sondes des données anciennes (plombs suiffées) ont permis de produire des MNT de résolution moins importante (30,50 et 60 m) mais présentant l'avantage de pouvoir être comparés avec les MNT récents. La soustraction de deux MNT d'âges différents permet l'élaboration de MNT différentiels. Ces derniers servent à déterminer les évolutions morphologiques.

B. Les mosaïques de réflectivité (ou « imagerie sonar »)• Acquisition

Ces données communément appelées « imagerie sonar » image les fonds marins en niveaux de gris à partir de l'énergie rétrodiffusée par les différents substrats (Augustin et al., 1996; Lurton, 2003, Augustin et Lurton, 2005 ; Le Chenadec et al., 2007 ; Lamarche et al, 2011) (Annexe 1). Elles sont acquises à partir d'un sonar à balayage latéral (SBL de type DF 1000 et KLEIN 3000) ou interférométrique (Geoswath). Le SBL se compose d'un engin remorqué de forme fuselée (poisson), relié à un système d'acquisition sur le navire par le biais d'un câble électroporteur (Figure 50). Ce sont des systèmes acoustiques de type émetteur-récepteur composés de deux voies disposées symétriquement de part et d'autre du poisson. Le sonar à balayage-latéral utilise les propriétés de rétrodiffusion acoustique des fonds marins, c'est-à-dire la manière dont le fond renvoie les ondes acoustiques en fonction de l'angle d'incidence. L'énergie de retour dépend de la réflectivité du fond basée sur les effets de surface (rugosité) et des effets de volume (granulométrie, porosité et compaction). Une brève impulsion électrique est envoyée au poisson la transformant en signal acoustique de courte durée et de haute fréquence (entre 100 à 500kHz) et qui est, après avoir traversé la colonne d'eau, réfléchi sur le fond. Le poisson enregistre l'onde réfléchie (onde spéculaire) et la transcrit en signal numérique. Ce signal rétrodiffusé est enregistré sous la forme de profil d'imagerie acoustique ou sonogramme, et codé en 256 niveaux de gris (Figure 50).

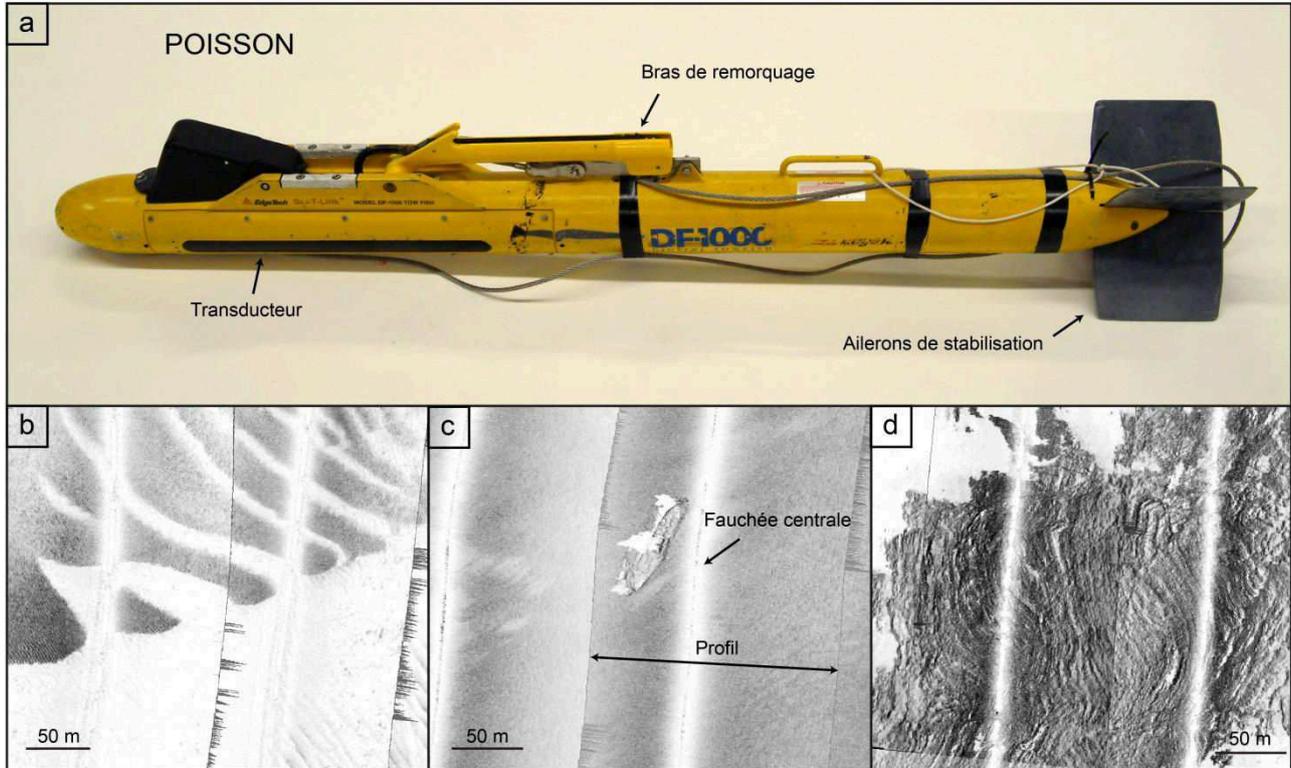


Figure 50: (a) Photo du sonar à balayage latéral (poisson) DF 1000. (b) Exemple d'imagerie sonar : contact entre deux substrat de réflectivité différente. (c) Exemple d'imagerie sonar : Epave dans la baie de Camaret. (d) Exemple d'imagerie sonar: Structuration d'un haut-fond rocheux.

- Traitement et méthode d'interprétation

Avec le développement de l'acquisition acoustique, l'imagerie sonar est devenue l'outil de cartographie et de classification des fonds marins (Garlan, 2004 ; Clarke, 2012). Elle doit être corrélée avec des prélèvements sédimentaires (nécessaire à la validation terrain) (Garlan, 2004). Avant l'analyse des données, chaque profil, acquis au cours de la mission, doivent être traités puis assemblés dans le but de former, à terme, une mosaïque dite de « réflectivité ». A bord du navire, les profils acquis sont rejoués à l'aide du logiciel IsisSonar® développé par TritonElics®, puis traité au préalable par les logiciels Caraïbes et Sonarscope (© Ifremer). Ces derniers logiciels permettent de corriger les profils puis de les fusionner en une seule image (mosaïque) selon un pas terrain donné (1m ou 30 cm) et enfin d'exporter les mosaïques sous forme de raster géo référencé. La mosaïque est importée dans un logiciel SIG (ARCGIS® 10.2) afin d'y être interprété.

C. La prospection sismique

- Principe

La sismique réflexion est une méthode de prospection qui permet de restituer, à partir de la réflexion des ondes acoustiques la géométrie en profondeur des strates sédimentaires. Le phénomène est basé sur un brusque ébranlement et déplacement des particules du sous-sol à partir de l'émission d'ondes acoustiques dans la tranche d'eau par le biais d'une source. Les ondes traversent la colonne d'eau jusqu'à l'interface eau-sédiment où une partie est réfléchiée puis enregistrée et une seconde partie réfractée selon le principe de Snell-Descartes. Cette dernière poursuivra sa course dans le sous-sol jusqu'à ce qu'elle rencontre une surface séparant deux milieux d'impédances différentes (produit de la vitesse des ondes par la masse volumique). L'onde se divise une fois de plus en deux parties. La première est réfléchiée puis enregistrée, la seconde, réfractée continuera son trajet à travers la couche sédimentaire. Le phénomène se répète jusqu'à l'atténuation du signal. Les ondes réfléchiées sont enregistrées en surface par un dispositif tractée (« la flûte ou « streamer ») formée d'une succession d'hydrophones convertissant les signaux réfléchiés en signaux électriques. Le spectre de fréquences des ondes sismiques émises détermine le pouvoir de résolution de la méthode de sismique-réflexion utilisée. L'épaisseur minimale d'une couche, dont on peut distinguer séparément le toit et le mur, est la limite de résolution verticale. Elle est considérée comme équivalente au rapport longueur d'onde/4 (Sheriff, 1977). Par résolution latérale, on entend la possibilité de séparer latéralement deux points voisins du sous-sol. La mesure de cette résolution est déterminée par l'extension de l'intersection du front d'onde avec les interfaces rencontrées qui détermine la zone de Fresnel (Sheriff, 1977). Elle varie avec la durée de propagation des ondes émises, la fréquence du signal sismique et la célérité des ondes.

Le pouvoir de résolution de la sismique sera ainsi d'autant plus élevé que la fréquence du signal sera forte et à l'inverse, la pénétration sera moins importante en raison de l'atténuation rapide des ondes de hautes fréquences (Figure 51). Pour répondre aux besoins d'une étude stratigraphique détaillée réalisée par faible tranche d'eau au cours de mes travaux, le choix des outils sismiques utilisés a porté sur des sources de fréquences élevées. Par conséquent, deux types de sismique ont été utilisés : la sismique haute-résolution (Sparker) et très haute-résolution (Chirp) (Figure 52).

- *La sismique haute résolution Sparker (monotrace)*

Ce système aussi appelé étinceleur doit son nom à sa source électrique qui permet la création de l'onde acoustique (Figure 51) à partir d'étincelles créées à l'extrémité d'une série d'électrodes montées sur un dispositif en « peigne » et tracté à l'arrière du navire. Ces étincelles sont créées à partir de la formation d'un arc électrique entre un couple cathode/anode et la conductivité de l'eau de mer. Elles provoquent l'ionisation de l'eau de mer qui génère par vaporisation des bulles. Celles-ci s'unissent produisant une impulsion positive de pression créant l'onde acoustique incidente (Edelmann, 1968 ; Cassand et al, 1970).

La résolution verticale théorique, d'une centaine de mètres, peut atteindre 1 mètre dans les parties superficielles avec une résolution horizontale de 6 mètres (Sheriff, 1977). L'alimentation des électrodes et le signal électrique incident est créée par une unité de puissance formée d'une succession de condensateurs se chargeant et se déchargeant à la cadence de tir déterminée et délivrant un signal électrique haute-tension (4 kV) dont la puissance est variable. Celle-ci est proportionnelle à la pénétration souhaitée du signal sismique et modulable selon les objectifs fixés. Pour les petits fonds (<50m) qui concernent essentiellement l'étude, une unité de puissance de 25 à 160J (modèle *Energos*, entreprise *SIG*) répond aux besoins et nécessite une puissance d'alimentation électrique modérée (< 4 kVA) à bord du navire support. Le signal sismique émis avec le dispositif utilisé présente une fréquence centrale moyenne autour d'1 kHz. Le signal est enregistré à l'aide d'hydrophones, disposés à égale distance (50cm) dans une flûte courte (8m, *type SIG*) constituant un signal monotrace en réception. La flûte se compose d'un tube synthétique rempli d'huile végétale permettant une flottabilité nulle du système et l'atténuation des bruits au sein des hydrophones. Les capteurs piézo-électriques en céramique convertissent l'onde acoustique réfléchiée en un signal électrique rehaussé par un préamplificateur disposé en tête de flûte. L'ensemble du système source-réception est tracté à l'arrière du navire, positionné par GPS et relié à une station d'acquisition de type DELPH permettant le pilotage de la cadence de tir et la réception des signaux.

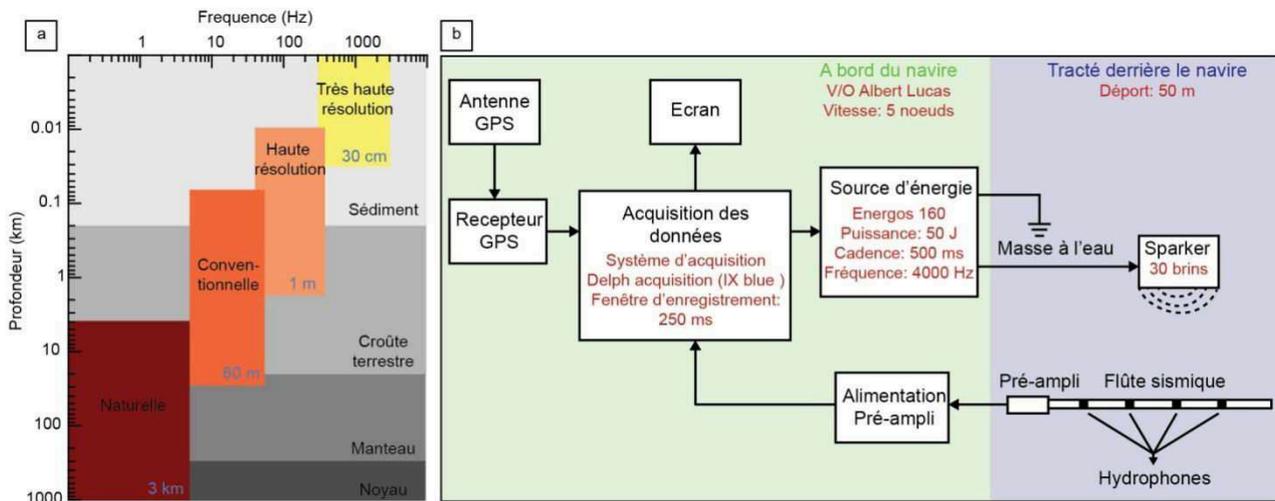


Figure 51: (a) Les différents types de sismique corrélés avec la fréquence (Hz) et la pénétration (profondeur en km), la résolution verticale maximale est donnée en grise (b) Schéma d'acquisition de la sismique réflexion de type "sparker" haute résolution et caractéristiques d'acquisition lors de la campagne SERABEQ1 (leg 2).

Le Logiciel DELPH Interpretation (IxBlue) est utilisé pour paramétrer les opérations. Les profils ont été acquis via le logiciel Delph acquisition® développé par IX Blue®. Ce logiciel permet à la fois d'effectuer une correction du positionnement des profils dans l'espace mais également de convertir les données en fichier brut de type .SEGY. Les profils sont repositionnés verticalement à partir de la courbe sinusoïdale de la marée du jour d'acquisition renseignée par l'utilisateur. La correction horizontale s'effectue à partir des longueurs appliquées à la géométrie du schéma d'acquisition (positionnement du GPS et de la flûte par rapport au point central du navire) rentrées dans le logiciel.

- La sismique très haute résolution Chirp (ou sondeur de sédiments)

Le sondeur de sédiment (CHIRP) (Grant et Schreber, 1990) est un type de sondeur acoustique. Son principe repose sur la transformation d'un champ électrique en une contrainte mécanique proportionnelle à la force de champs électrique appliquée. La transformation du signal s'effectue par le biais d'un matériel piezo-électrique où les parties émettrices et réceptrices sont confondues. Il s'agit de deux lamelles d'aluminium entourant une piézo-céramique et connectées à un générateur de courant alternatif. Le son est émis par vibration de la pastille générée par le courant qui, variant dans le temps, permet de créer des ondes de fréquences différentes.

L'intervalle de fréquence est compris entre 1.5 kHz et 3.5 kHz, la résolution de ce système est donc plus élevée que celui présenté précédemment (Sparker). Ce système offre donc, dans les conditions optimums (parties superficielles et sédiments fins), une résolution horizontale d'une dizaine de centimètres (30cm) et horizontale de 1 ou 2 mètres. Comme le montre la Figure 52, le système chirp permet d'améliorer la résolution horizontale et d'observer avec plus de précisions la géométrie interne des dépôts sédimentaires. En contre-partie, la pénétration est moins importante que le système haute fréquence sparker.

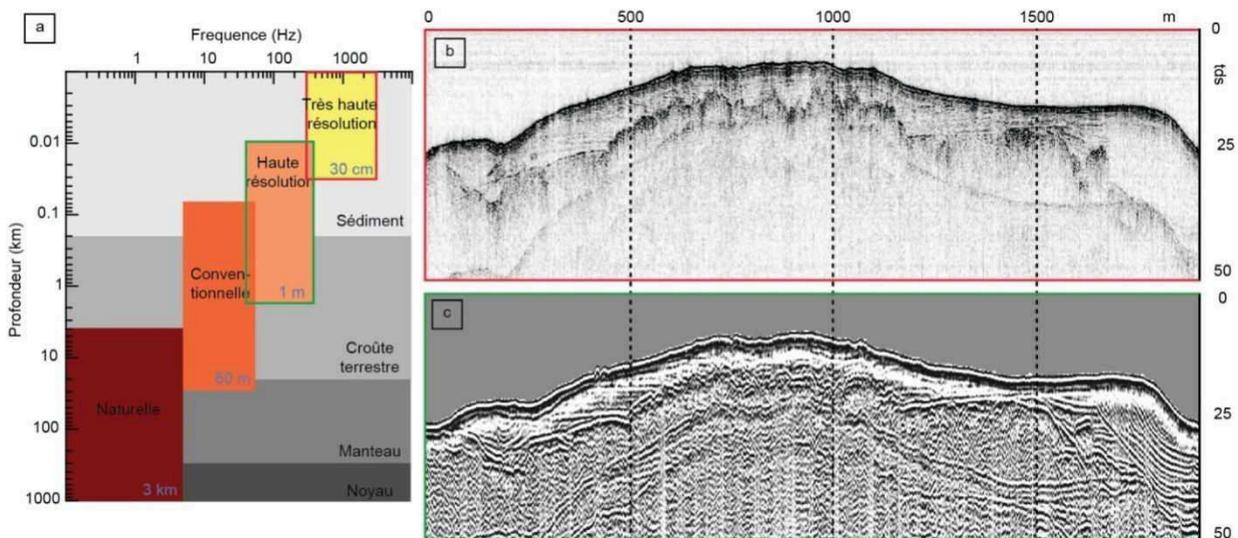


Figure 52: (a) Les différents types de sismiques corrélés avec la fréquence (Hz) et la pénétration (profondeur en km) (b) Exemple de profil chirp (SERABEQ2) (c) Exemple de profil sparker sur la même zone (SERABEQ1).

- Traitement et principes d'interprétation des profils sismiques

Les traitements et logiciels, utilisés pour l'acquisition des profils, diffèrent en fonction du type de sismique. Concernant la sismique Sparker, le traitement des images .SEGY s'effectue via le logiciel Delph interpretation®. Cette chaîne de traitement est divisée en cinq étapes. La première consiste à appliquer un filtre (TVF) constitué de deux bandes dont l'une est plus restrictive dans les basses fréquences et l'autre dans les hautes. La seconde étape permet de compenser la perte d'énergie avec la profondeur par l'intermédiaire d'un gain linéaire (TVG). La troisième supprime le rebond acoustique du réflecteur fond grâce à l'extraction du signal (Déconvolution de la signature). La quatrième étape consiste à enlever les effets de la houle par lissage du réflecteur du fond de l'eau appliqué sur l'ensemble des réflecteurs du profil. Enfin, la dernière permet de supprimer l'ensemble des valeurs d'amplitude (bruit) contenues entre la surface et le fond de la mer.

Les données Chirp sont acquises et contrôlées grâce aux logiciels SUBOP® et QC_SUBOP développés par IFREMER. Les profils sismiques bruts sont convertis en format SEGY puis sont soumis à un ensemble de traitements appliqués en routine. Cette séquence de traitement comprend une lecture des données SEGY, une correction de la divergence sphérique, l'application d'un gain linéaire à partir du fond de l'eau, la conversion (endB) de l'enveloppe du signal, la compensation des mouvements de pilonnement et enfin l'application si besoin des délais d'enregistrement. Une fois les données géoréférencées et le signal acoustique traité, les profils (.SEGY) peuvent être interprétés à partir du logiciel Kingdom Suite®. L'interprétation des profils se base sur les principes généraux de la stratigraphie sismique (Mitchum et al., 1977) (cf chapitre I). Une unité sismique se distingue tout d'abord par sa forme externe puis par la configuration et terminaison des réflecteurs internes. Ainsi, leurs géométries et caractéristiques (continuité, amplitude, fréquence, ...) permettent d'identifier des

faciès sismiques qui sont corrélables aux environnements de dépôt. Il s'agit également de distinguer les grandes discordances séparant les différentes unités sismiques.

Le logiciel KingdomSuite® permet de localiser les profils sur une carte géoréférencée et de les visualiser ainsi que d'y associer le log des carottes sédimentaires. Il possède des outils d'interprétation permettant de pointer des horizons sur les principales discontinuités et de conforter ces interprétations (vérification des croisements). Une fois les discontinuités pointées il est possible de créer des cartes de profondeur ou d'épaisseur (iso pâques) dont l'interpolation dépend de l'algorithme choisit et de la résolution de l'échantillonnage. Dans le cas de la thèse, le jeu de donnée étant conséquent, des grilles (d'épaisseur et de profondeur) ont été créées à partir de l'interpolation « Flexgridding » à une résolution de 30m. Les grilles sont ensuite converties du temps double seconde en mètres grâce à l'outil « mathématiques ». Afin d'obtenir une conversion homogène, la vitesse choisie est celle des sédiments non consolidés principalement grossiers: 1 800 m/s. L'interprétation des profils sismiques permet d'obtenir à terme des paléo-bathymétries associées au toit du socle et chaque surface de discordance.

III.2.2 Les données sédimentaires

Bien que les outils géophysiques permettent d'imager le fond des océans et la géométrie des strates sédimentaires avec une très grande précision, il est nécessaire d'y apporter une vérité terrain par le prélèvement de sédiments. L'objet de ce sous-chapitre est de décrire les méthodes de prélèvements sédimentaires et d'expliquer les techniques d'analyses en laboratoire.

A. Les prélèvements superficiels

Les techniques de prélèvements et d'observation des sédiments superficiels permettent d'obtenir une confirmation visuelle mais également d'apporter une analyse granulométrique détaillées des différents faciès constituant l'actuelle couverture sédimentaire des fonds marins.

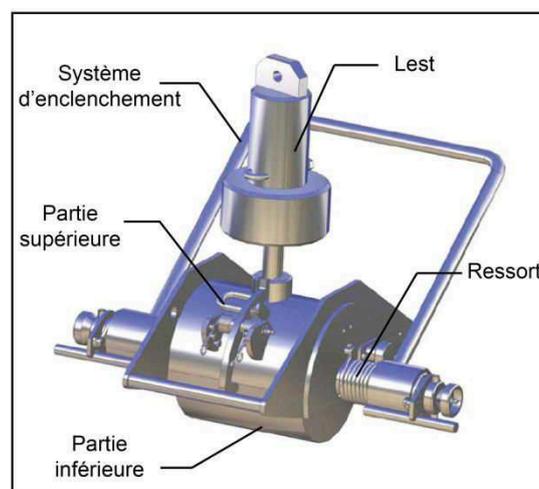


Figure 53 : Schéma de la benne Shipeck (source : Nereides.fr)

La benne SHIPEK permet d'extraire, de manière ponctuelle, une quantité de sédiments superficiels suffisante pour effectuer les différentes analyses en laboratoire (maximum 3 dm³). Ce système relativement léger (60 kg) est composé de deux parties. La partie supérieure, appelée contrepoids, est munie de deux ressorts et permet à la partie inférieure, composée d'une demi-auge cylindrique, de pivoter autour d'un axe horizontale et donc de récupérer et d'enfermer le sédiment lors du contact de la benne avec le sol (Figure 53).

- Protocole d'analyses en laboratoire

A partir des échantillons bruts récoltés à la benne shipeck, des analyses de deux types sont effectuées en laboratoire : **(1)** la granulométrie et **(2)** la calcimétrie (Figure 54). La granulométrie permet de mesurer statistiquement la répartition de la taille des grains constituant le sédiment et ainsi d'estimer de nombreux paramètres sédimentologiques (mode, médiane, indice de dispersion, etc....) et *in fine* le faciès sédimentaire selon la classification adoptée. La calcimétrie opérée à partir d'un calcimètre *Bernard* consiste à déterminer le taux de CaCO₃ contenu dans l'échantillon en mesurant le volume de CO₂ libéré par l'action de l'acide chlorhydrique sur le sédiment (réagit avec CaCO₃). Ces analyses complémentaires, corrélées avec la mosaïque de réflectivité et l'interprétation morphologique, permettent de créer les cartes de répartition sédimentaire (cf. Chapitre III.3).

Avant toutes analyses il est nécessaire de tremper l'échantillon au minimum 24h dans de l'eau distillée afin de le dessaler puis de le sécher à l'étuve (60°C). A partir de l'échantillon de base 3 sous-échantillons sont sélectionnés de manière aléatoire. Pour ce faire, l'échantillon brut est versé selon un trajet aller-retour au-dessus de 3 bols alignés.

(1) Les échantillons destinés à l'analyse granulométrique seront, en fonction de la taille des grains, soit analysés au tamisage mécanique ou au granulomètre laser (échantillons vaseux exempts de sédiments graveleux (> 2mm)). Le tamisage mécanique consiste à séparer les différentes populations de grains qui constituent l'échantillon retenues par des tamis à maille carrée de taille décroissante (norme Afnor). Chaque tamis est superposé par taille de maille décroissante selon une progression mathématique afin de créer une colonne de tamis. Dans le cas de notre étude la colonne est constituée de 14 tamis (Figure 55a).

Le protocole de tamisage, mis en place pendant la thèse, fait intervenir, de par le caractère hétérogène des sédiments, deux types de tamisage mécanique : sec et humide. L'échantillon brut et sec est pesé puis tamisé de façon « humide » au travers de 3 tailles de maille (80, 50 et 40 µm). Le sédiment est lavé, sous un flux d'eau, jusqu'à ce que les grains de taille inférieure à 40 µm soit évacués. Le refus de chaque tamis est conservé, séché et pesé. Le refus du tamis de 80 µm est ensuite soumis au tamisage sec par vibration (Figure 55b). Les refus de chaque tamis sont ensuite récupérés puis pesés.

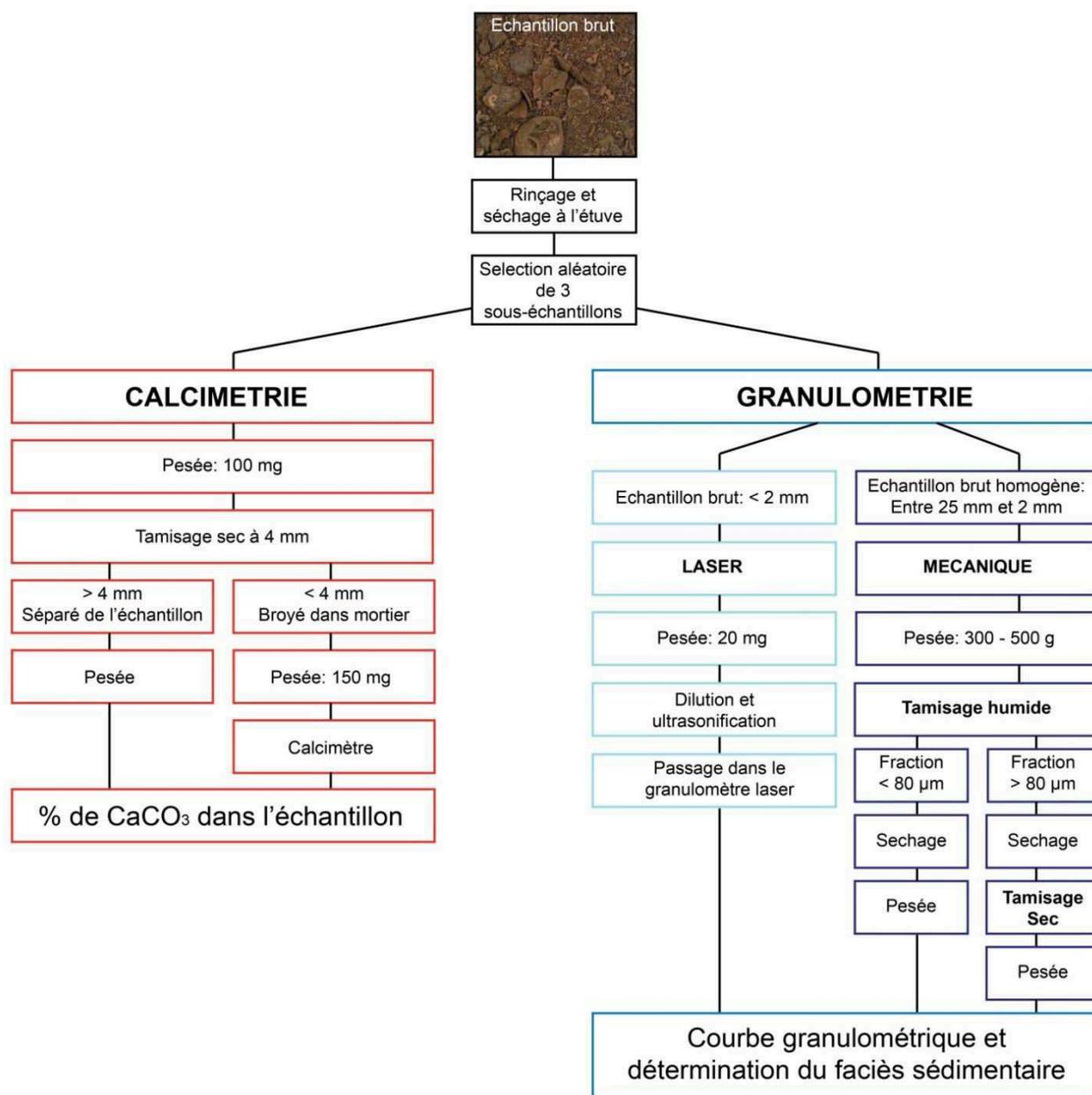


Figure 54: Schéma du protocole des analyses en laboratoire effectuées sur les échantillons de sédiments superficiels

Le granulomètre laser a été utilisé pour les sédiments à granulométrie plus fine (< 2 mm) (Figure 55c). Cette technique, permet d'obtenir une distribution plus précise de la taille des grains. Elle se base sur les principes de diffraction et de diffusion d'un faisceau laser frappant une particule. Les sédiments sont dilués (eau distillée) et ultrasonifiés (désolidariser les grains agrégés) avant d'être passés à travers un rayon laser fixe qui diffracte la lumière selon un angle qui diffère en fonction de la taille des grains. L'image de diffraction obtenue est transformée en utilisant un modèle optique et une procédure mathématique. Dans le cas de notre étude, le Coulter LS200 a été utilisé, il se base sur la théorie de Fraunhofer. Les résultats sont illustrés sous forme de courbe semi-logarithmique de la distribution des particules (en volume) selon la taille des grains ou sous forme de graphique de pourcentage cumulé (Figure 55d et e). Pour chaque échantillon trois mesures sont réalisées.

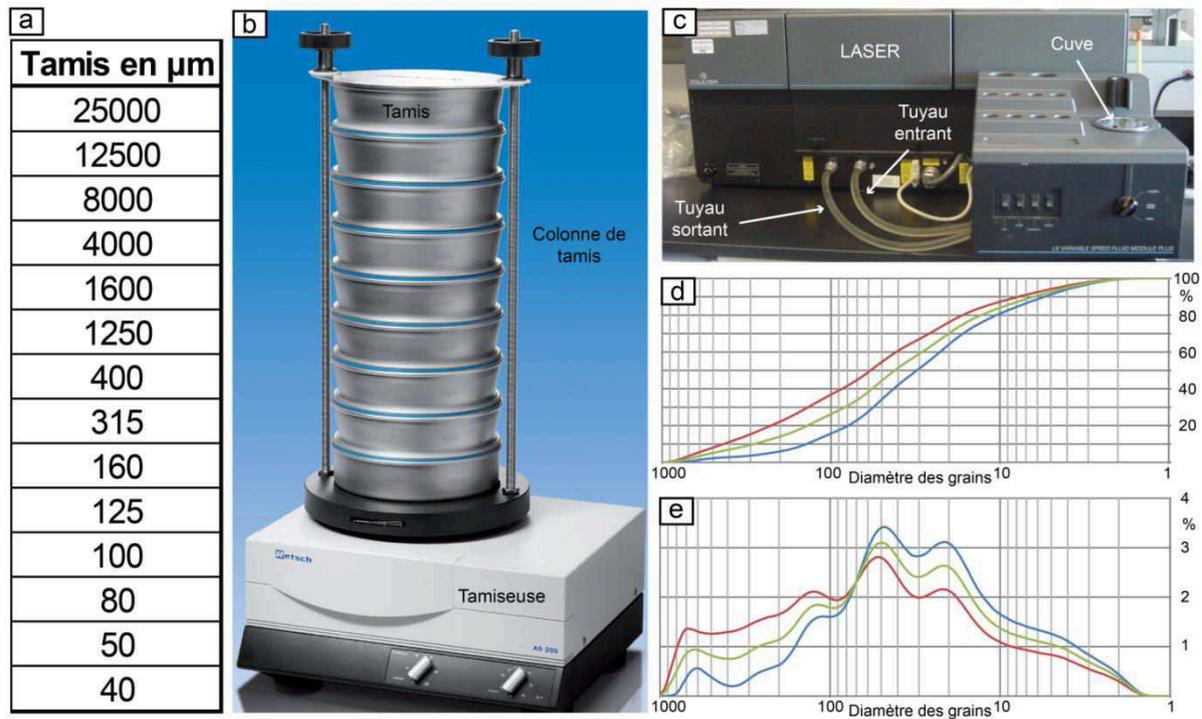


Figure 55: (a) Taille de la maille des tamis utilisés pour le tamisage mécanique (b) Photo descriptive du tamisage à sec (c) Photo descriptive d'un granulomètre laser (Coulter LS200) (d) Courbes cumulatives du pourcentage de la taille des grains d'un échantillon (échelle semi-logarithmique) (trois mesures) (e) Courbes (trois mesures) de la distribution des particules (échelle semi-logarithmique) pour un échantillon.

Les résultats sont interprétés à l'aide du logiciel Gradistat® (Blott, 2000). Ce logiciel, au format excel, permet de calculer les paramètres d'analyse granulométrique en se basant sur la méthode des moments statistiques (e.g Fournier et al, 2012) et également de fournir une description physique d'après les classifications de Folk (1954) et de Blott and Pie (2001) dont la limite des tailles des grains se base sur l'échelle logarithmique de Udden (1914) et Wentworth (1922) (Tableau 7).

Classifications selon Gradistat		Taille de grain	Classification retenue
Gravel	Very coarse	64 - 32 mm	Cailloutis
	Coarse	32 - 16 mm	
	Medium	16 - 8 mm	Gravier
	Fine	8 - 4 mm	
	Very fine	4 - 2 mm	
Sand	Very coarse	2 - 1 mm	Sable grossier
	Coarse	1 - 0.5 mm	Sable moyen
	Medium	500 - 250 µm	
	Fine	250 - 125 µm	Sable fin
	Very fine	125 - 63 µm	Sable très fin
Silt	Very coarse	63 - 31 µm	Vase (silt)
	Coarse	31 - 16 µm	
	Medium	16 - 8 µm	
	Fine	8 - 4 µm	
	Very fine	4 - 2 µm	
Clay	Clay	< 2 µm	Argile

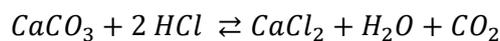
Tableau 7: Classification des éléments primaires d'après Udden (1914) et Wentworth (1922) puis modifiée par Blott and Pie (2001) et utilisée par le logiciel Gradistat®

Les paramètres donnés par le logiciel sont :

- Le mode qui correspond à la (ou les) taille(s) de grains dominante(s), lorsqu'il existe plusieurs tailles de grain prédominantes l'échantillon est dit « plurimodal » ;
- La médiane qui exprime la taille du grain dépassée par 50% de l'échantillon ;
- Les quartiles (Q25, Q75) et percentiles (Q1, Qn+1...), qui permettent le calcul de l'indice de classement (Sorting) ;
- L'indice de dispersion (Sorting), selon la méthode de Folk and Ward (1957). Il permet d'exprimer le trié (plus ou moins bon) du sédiment (homogène ou hétérogène) ;
- Le paramètre d'asymétrie (Skewness) mesurant l'allure de la distribution de la taille des grains de part et d'autre de la médiane ;
- Le paramètre d'acuité qui, variant autour de 1, consiste à caractériser la forme de la courbe de distribution des modes granulométriques.

A partir de ces résultats une fiche est réalisée pour chaque échantillon (Figure 56). Elle comprend les références de l'échantillon (nom, campagne, position géographique etc...), un tableau de synthèse des pourcentages des différentes fractions, un tableau des refus de chaque tamis associé à une courbe cumulative semi-logarithmique ainsi qu'un histogramme et un tableau déterminant le faciès sédimentaire en fonction de différentes classifications (cf chapitre III.3).

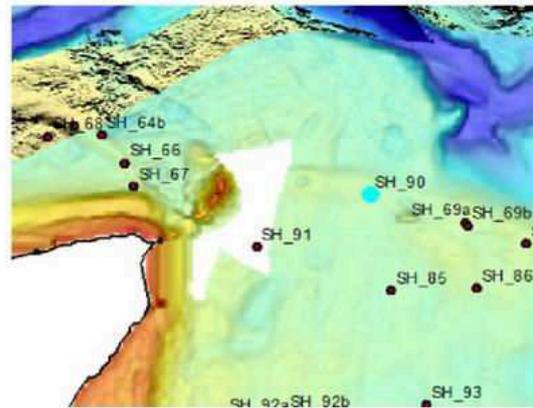
(2) Le taux de CaCO_3 a été déterminé. Cette analyse est importante car elle rentre en compte dans la classification utilisée pour l'établissement de la carte de la répartition sédimentaire en rade de Brest (code Manche, (Larsonneur et al., 1982 ; Ehrhold et al., 2014) cf chapitre III.3). Le calcimètre automatique se base sur le principe du calcimètre Bernard. Le volume de CO_2 dégagé par action de l'acide chlorhydrique (HCl) sur le carbonate de calcium (CaCO_3) contenu dans l'échantillon est mesuré.



L'acide chlorhydrique étant en excès, son action sur une mole de CaCO_3 libère une mole de CO_2 . Ainsi si le volume de CO_2 dégagé est connu il est possible d'estimer la masse de CaCO_3 attaquée. Pour réaliser cette analyse, le sédiment brut préalablement prélevé aléatoirement est pesé puis tamisé à 4mm. Les grains lithoclastiques supérieurs à 4 mm sont conservés et pesés. Il a été considéré que l'ensemble les particules lithoclastiques ne contiennent aucunes traces de CaCO_3 . Le reste de l'échantillon est placé dans le broyeur afin de réduire le sédiment en poudre. Entre 90 et 150 mg de cette poudre sera insérée dans le calcimètre et mélangée à de l'acide chlorhydrique afin de mesurer le taux de CaCO_3 dans l'échantillon. Une fois le pourcentage de CaCO_3 de la poudre obtenue, il est nécessaire de prendre en compte la fraction de l'échantillon brut dont les grains de taille supérieure à 4 mm ne pouvaient être insérés dans le broyeur.

RADE DE BREST

REFERENCE	SRQ1 SH_90	
Mission	SERABEQ 1	
Date	26/05/2014	
Lat/Long en DD	48.3439	-4.5227
Ellipsoïde	WGS84	
Profondeur en m	22	



	% fractions	% classes
Cailloutis	32	71
Gravier	39	
Sable grossier	9	12
Sable moyen	3	
Sable fin	4	6
Sable très fin	2	
Vase	11	11
Total	100	

% MO	-
% carbonates	40
Médiane (µm)	47.4
Moyenne (µm)	78.0
Moyenne (φ)	2.602
Ind. dispersion (φ)	3.099
Ind. d'asymétrie (φ)	-1.315
Ind d'acuité (φ)	3.118

Observations à bord
Cailloutis, débris coquilliers et sable vaseux

Classification	Code	Nom
Code Manche	VL2a	Sed. Litho-bio vaseux
Folk Niv 3	msG	muddy sandy Gravel
Folk Niv 2	G&S	Gravel with Sand
Folk Niv 1 (Eunis)	Ms	Mixed sediment

Opérateur : Gwendoline Grégoire

Ouverture en µm	refus en g	% cumulés
25000	36.4	19.13
12500	38.1	39.15
8000	10.7	44.77
4000	36.3	63.85
1600	18.4	73.52
1250	3.2	75.20
400	11.4	81.19
315	1.5	81.98
160	6.6	85.44
125	3.8	87.44
100	1.3	88.12
80	0.8	88.54
50	1.5	89.33
40	20.3	100.00
POIDS TAMISE	190.30	100.00

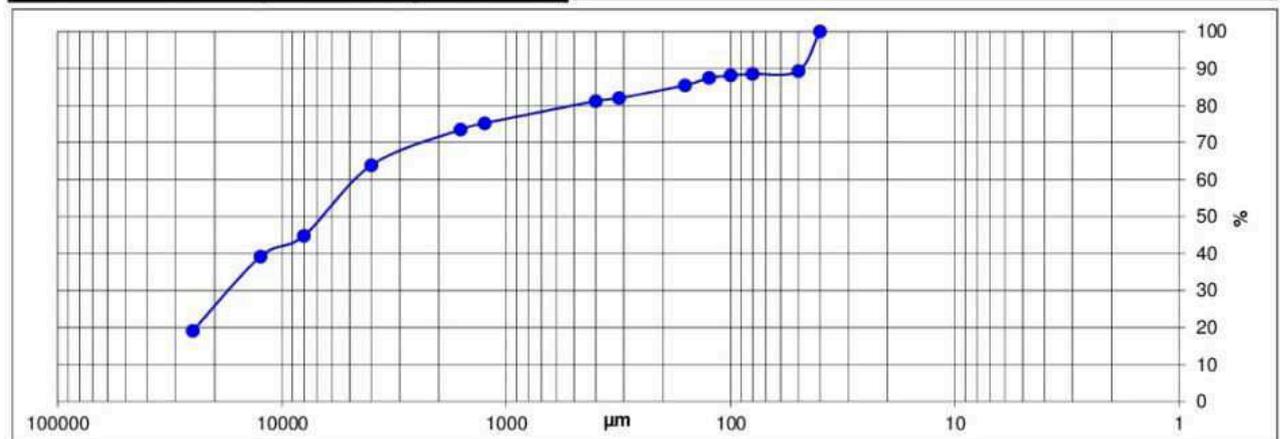
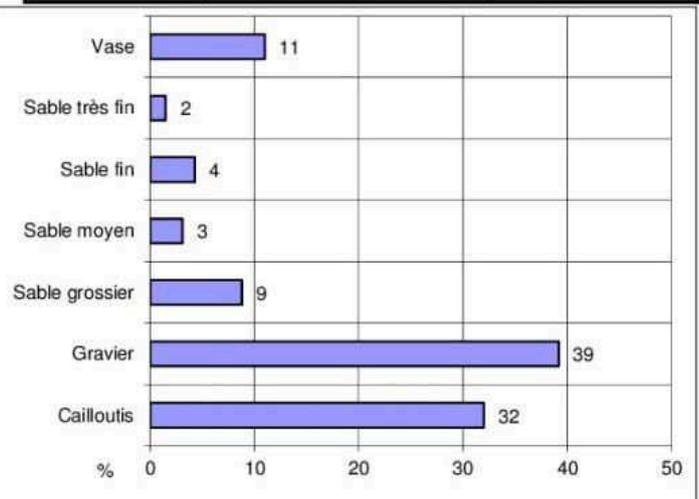


Figure 56 : Exemple de fiche synthétisant les résultats granulométriques

B. Les prélèvements profonds ou carottages

Le carottage consiste à récupérer un volume (souvent un cylindre) de sédiment en place, c'est-à-dire en conservant l'intégrité et la position des différentes couches qui le composent.

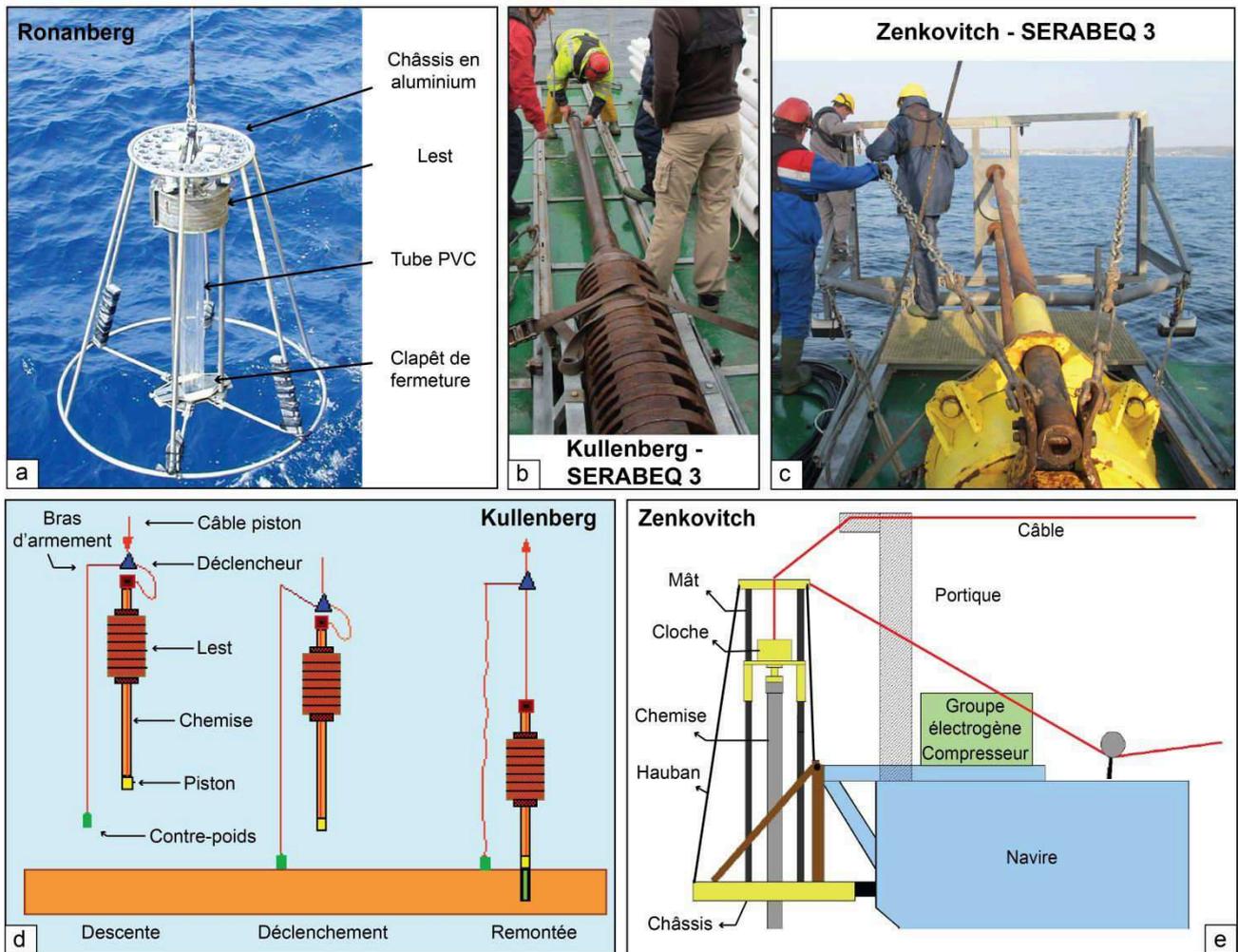


Figure 57 : (a) Photo et description du carottier d'interface. (b) Photo du carottier Kullenberg et du (c) carottier Zenkovitch lors de la mission SERABEQ3. (d) Fonctionnement et description du carottier Zenkovitch. (e) Mise en œuvre et description du carottier Zenkovitch.

- Le carottier d'interface

Ce système consiste à enfoncer par gravité un tube PVC, long de 1 mètre et de 9 centimètres de diamètre, dans le sédiment à l'aide d'un lest de 80 à 90 kilos (Figure 57a). Le tout s'insère dans un châssis en acier qui maintient l'outil lors de sa descente et sa pose sur le fond marin. Au contact du sol, le lest se déclenche et permet au tube en PVC de s'enfoncer. Le sédiment doit être relativement vaseux pour que le système opère, dans le cas où le sédiment est trop grossier la charge ne permet pas sa pénétration. Lors du retrait de la carotte un système de clapet vient refermer le tube afin de conserver les sédiments prélevés.

- Le carottier Kullenberg

Cet outil permet de prélever des carottes sédimentaires longues dans les sédiments fins (Figure 57b et d). Ce carottier, dit à gravité, est constitué d'un tube en acier (chemise), dans lequel s'insère un tube PVC de 10 cm de diamètre, et fermé par une ogive arquée accentuant la pénétration dans le sédiment. L'ensemble est surmonté d'un lest et d'un bras d'armement comprenant un déclencheur. Ce dernier est relié à un second câble, dit pilote, qui permet de maintenir le contrepoids. Lors de la mise en œuvre, une boucle est formée par le câble piston (qui maintient le carottier) entre le lest et le déclencheur. Ensuite, le système est descendu dans le fond jusqu'à ce que le contrepoids, maintenu par le câble pilote, touche le sol. Ce dernier actionne le déclencheur et libère le carottier qui pénètre dans le sédiment par gravité aidé à la fois par le relâchement de la boucle et le poids du lest (Figure 57b et d). Une fois le carottier enfoncé, il est arraché du sol puis ramené à bord. Le tube en PVC est retiré de la chemise puis fermé des deux côtés par des bouchons en plastique et polystyrène.

- Le carottier Zenkovitch

Le carottier Zenkovitch est un vibro-carottier, formé d'une cloche hermétique, contenant deux moteurs, fixés sur un tube métallique (chemise). L'ensemble, amarré par le câble du navire, coulisse sur deux mâts reliés à un châssis rectangulaire (Figure 57c et e). Lors de sa descente, la pression hydrostatique est maintenue par le maintien d'une pression d'air légèrement supérieure. L'enfoncement est à la fois induit par le poids (400kilos) et la vibration des deux moteurs. Une fois la chemise métallique enfoncée dans le sédiment, le carottier est remonté à bord. Le tube en PVC contenu à l'intérieur de la chemise est extrait puis conditionné.

- Protocole d'analyses en laboratoire

(A) Avant ouverture des carottes, une radiographie (par CT-Scan) est réalisée. Cette méthode non destructive permet d'obtenir une image de l'organisation interne des sédiments selon 3 axes. Ces radiographies RX peuvent révéler des discontinuités sédimentaires invisibles lors de la description ainsi que de mettre en évidence les structures d'origines biologiques.

(B) Des mesures physiques sont réalisées par le biais du banc MSCL (Multi-sensor Core logger). Cet outil détermine de façon simultanée et automatisée la masse volumique du sédiment, la vitesse de propagation des ondes ainsi que la susceptibilité magnétique qui permet de déterminer la quantité de minéraux ferro-et para-magnétiques contenus dans le sédiment.

(C) Les carottes sont ensuite ouvertes dans le sens longitudinal. Les deux sections obtenues, dont l'une dite « Archive(A) » sera conservée et l'autre dite « Travail(W) » sera utilisée pour les analyses destructrices.

(D) La partie « Archive» est photographiée, décrite puis stockée.

(E) La partie « Travail » est analysée par le scanner XRF (Avatech core-scanning XRF). Cet outil restitue la composition chimique, de manière semi-quantitative (en nombre de coups), des carottes sédimentaires (pas de 1 cm, 10 secondes de comptage). Deux passages ont été effectués avec un courant de 600µA et 10 kV pour mesurer les éléments tels que Al, Si, Ca, Cl, S, Ti, K, Mn et Fe et un courant de 1000 µA et 30 kV pour les éléments Ni, Zn, Br, Rb, Sr, Zr et Pb.

(F) Ensuite des prélèvements ont été effectués afin de réaliser des analyses granulométriques grâce au granulomètre laser Malvern de l'IUEM.

(G) L'âge du dépôt sédimentaire est ensuite estimé.

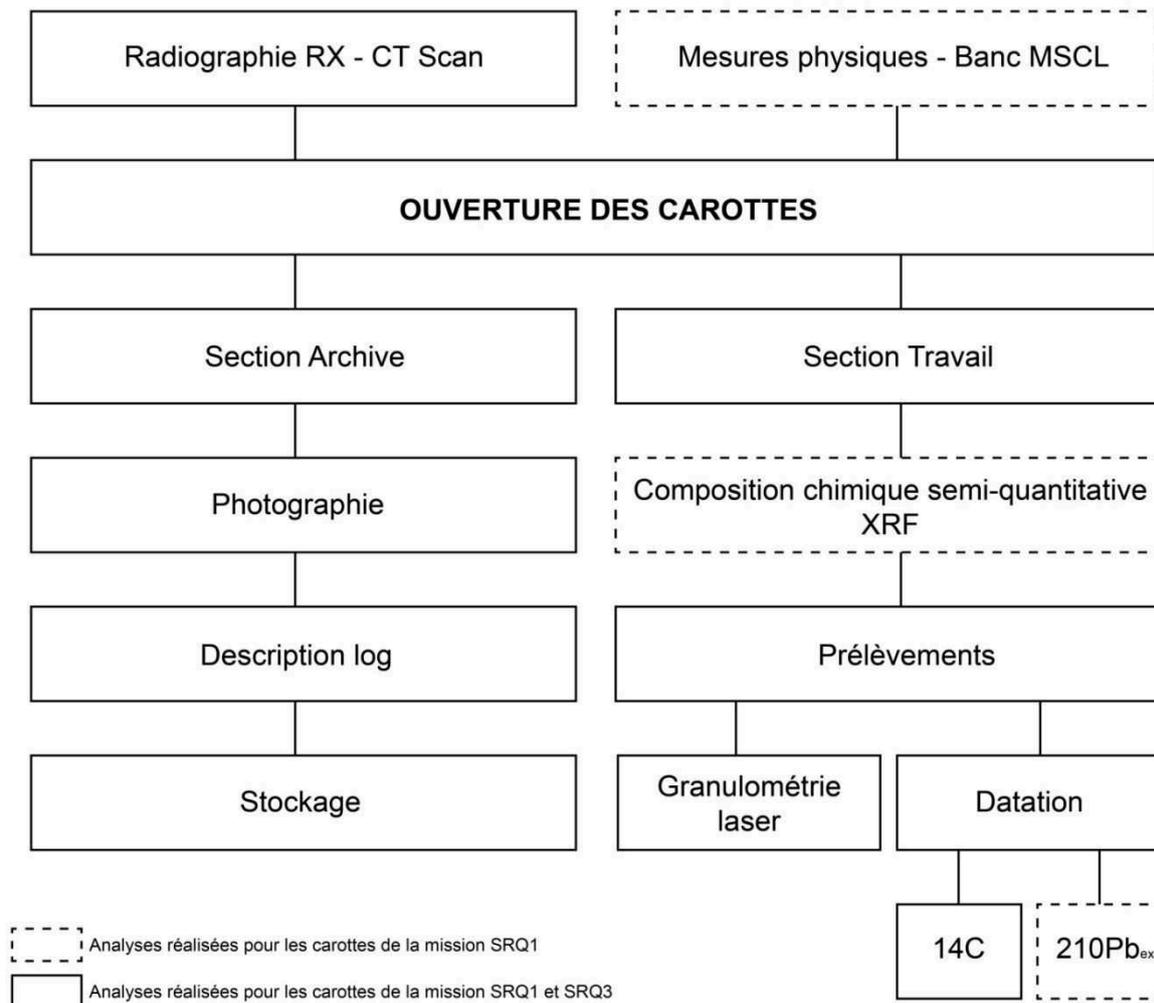


Figure 58: Schéma du protocole des analyses effectuées en laboratoire sur les carottes sédimentaires

- Datations

L'âge du sédiment est estimé selon 2 méthodes : **(1)** La méthode du ^{210}Pb en excès et celle du **(2)** ^{14}C . Deux types de datation ont été choisis car la demi-vie de chaque élément étant différente elles ne recouvrent pas les mêmes périodes de temps

(1) La méthode du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Goldberg, 1963), a été menée en collaboration avec Sabine Schmidt (Laboratoire EPOC de Bordeaux (Schmidt et al., 2014). Cette méthode repose sur la différence entre

les activités mesurées du ^{210}Pb total et du ^{226}Ra dans le sédiment. En effet, le ^{210}Pb est un isotope radioactif issu de la désintégration du ^{226}Ra et ^{222}Rn dans la chaîne de ^{238}U . Dans les sédiments marins il existe deux types de ^{210}Pb : l'Authigène formé « in situ » et celui en excès formé et absorbé par les sédiments dans la colonne d'eau avant leur déposition. Il s'agit de mesurer le plomb en excès dont la période radioactive est courte (22.3 ans) ; il se désintègre totalement au bout de 150 ans. Les mesures sont réalisées sur chaque tronçon d'un mètre de la carotte sédimentaire. En parallèle, le taux de ^{137}Cs est déterminé. La mesure de cet isotope permet de recalibrer la courbe de décroissance du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en âge par rapport aux pics de césium enregistrés ; 1985 correspondant à Tchernobyl et 1963 aux essais nucléaires américains. Ainsi, cette méthode permet de déterminer la vitesse de sédimentation et l'âge des sédiments relativement récents (< 150 ans).

(2) La méthode du ^{14}C se base sur la mesure de l'activité radiologique du ^{14}C contenue dans les matières organiques. Les mesures se basent sur la méthode « AMS » au laboratoire de Poznań (Pologne). Cette méthode mesure directement les atomes de radiocarbone en utilisant leur masse atomique grâce à un accélérateur de particules. Différents types de matériaux ont été utilisés : dans ces travaux : coquilles issues de bivalves en place ou turritelles, algues calcaires (maërl) et un mélange de tests de foraminifères benthiques (bulk) dont les types d'espèces dominantes sont *Ammonia* et *Elphidium* (Figure 59). Le logiciel « Calib Rev 7.0.4 » (Stuiver et al., 2013) a été utilisé pour calibrer les âges ^{14}C en utilisant la courbe de calibration « Intcal13 » (Reimer et al., 2013). La correction du réservoir marin est de 325 ans en rade de Brest (Tisnérat-Laborde et al., 2010).

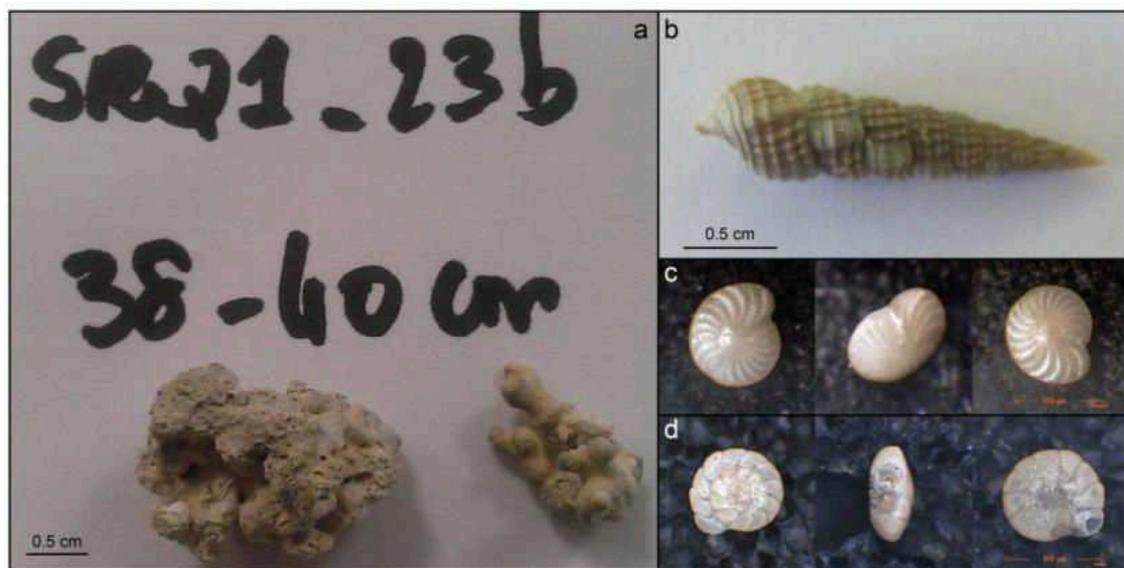


Figure 59: Matériel biogène utilisé pour les datations ^{14}C (a) Photo de maërl. (b) Photo d'une turrELLE. (c) Photographie à la loupe de foraminifères du type *Elphidium*. (d) Photographie à la loupe binoculaire de foraminifères du type *Ammonia*.

III.3 Méthodologie

En intégrant l'ensemble des informations sédimentaires et géophysiques, des cartes morphologiques et sédimentaires ont été établies. Ces informations combinées, constituent le socle le plus abouti sur les connaissances actuelles de la sédimentation en rade et fournissent également des indices sur la dynamique sédimentaire des dépôts meubles. Ces indices seront confrontés à des sorties d'un modèle numérique (MARS3D) dans lequel des lois de charriage ont été appliquées sur les différents champs de courants.

III.3.1 Synthèse sédimentaire

Deux principales cartes ont été créées: (1) une carte de la répartition des figures sédimentaires et de la morphologie des fonds marins et (2) une carte de la répartition sédimentaire. Leur réalisation s'effectue à partir d'un logiciel SIG (ARCGIS®) qui permet à la fois de géoréférencer les données nécessaires à l'élaboration des cartes et également de créer les cartes sous forme de fichier de forme (.shp).

(1) Les cartes morphologiques sont basées sur l'interprétation des MNT bathymétriques. Il s'agit de souligner ou de contourner les objets présentant des reliefs particuliers. Cela concerne à la fois les reliefs négatifs comme l'empreinte des principaux chenaux et des incisions secondaires (ravines), mais également les reliefs positifs souvent issus de l'accumulation de sédiments tels que les bancs sableux ou les champs de dunes. Deux types de fichiers couches (.shp) sont nécessaires: un fichier de type « trait » permettant de surligner les rebords des chenaux ou les creusements secondaires des ravines et un second de type « polygone » qui permet de contourner par exemple les bancs sableux ou les champs de dunes. Une analyse détaillée de l'imagerie sonar est néanmoins indispensable afin de détecter les figures sédimentaires de type « queues de comète » ne présentant pas de variations topographiques.

(2) La première étape de la réalisation des cartes de répartition sédimentaire consiste à interpréter les mosaïques de réflectivité (Annexe 1). Pour ce faire, les contours délimitant les principales classes acoustiques, détectables par rapport aux variations de gris, sont vectorisés au 1/2000^{ème}. Pour affiner et lever le doute sur certaines limites de faciès, des bandes « sonar papier » ont été également interprétées. Au total 20 faciès acoustiques ont été observés (Annexe 1). Une fois les cartes de « réflectivité » réalisées, la deuxième étape consiste à identifier les signatures acoustiques en termes de nature de fond (granulométrie, morphologie). Cette calibration s'effectue par le biais des analyses granulométriques et de calcimétrie effectuées sur les échantillons des sédiments superficiels. Néanmoins cette étape apparaît comme la plus complexe de la méthodologie. En effet, les phénomènes observés sont physiquement complexes (morphologie, rugosité, nature de fond) (Garlan, 2004). Ainsi, deux faciès acoustiquement proches peuvent présenter une granulométrie très différente. Une fois

cette étape terminée la dernière consiste à représenter la carte selon une classification sédimentaire adéquate. Pour cette étude, il a été choisi deux types de classification: celle de Folk (1954) modifiée par Folk (1980) et de Larssonneur et al.(1982) modifiée par Ehrhold (2014). Il existe de nombreuses classifications mais la plus connue reste celle de Folk (1954 ,1980). Il s’agit d’une classification triangulaire dont les particules grossières (cailloutis et graviers), les sables et les vases (silts et argiles) forment l’ensemble des trois pôles du diagramme (Figure 60).

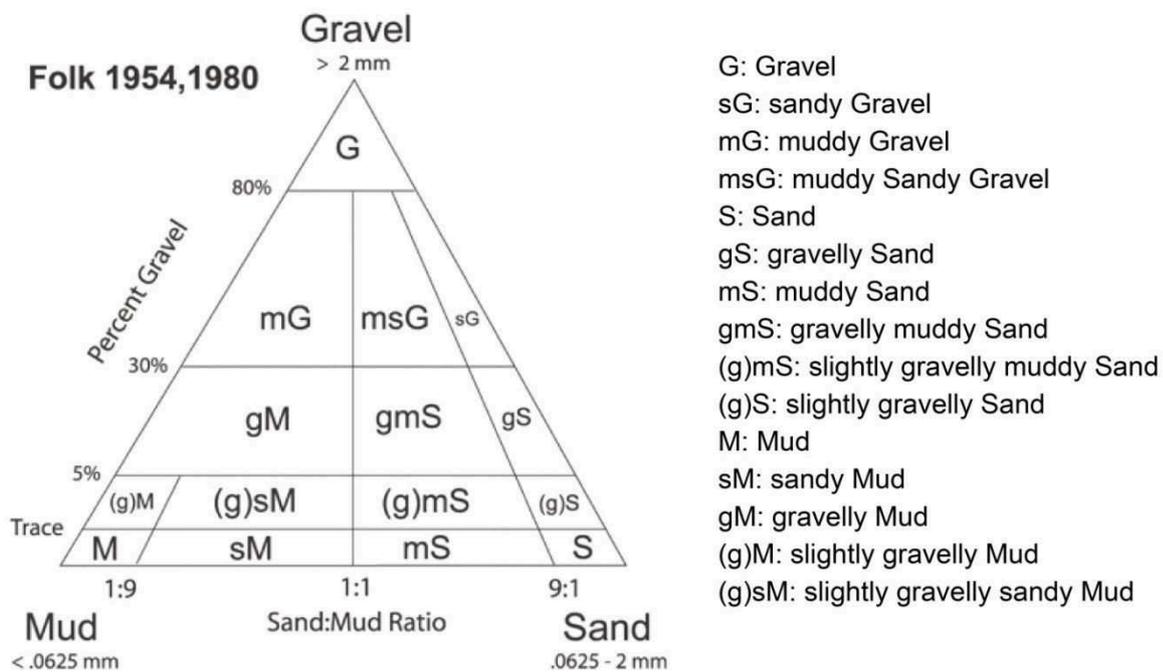


Figure 60: Classification de Folk (1954, 1980)

Néanmoins pour notre secteur d’étude présentant un nombre important de faciès sédimentaires et dans un souci de précision, il est préférable d’opter pour la classification de Larssonneur et al. (1982) (Tableau 8). Ce tableau à double entrée permet de déterminer le faciès sédimentaire à partir de sa granularité et de sa teneur en carbonate. Cette classification, plus fine que celle de Folk, a été adoptée par les scientifiques pour la caractérisation des fonds marins des plateaux français de la façade atlantique (e.g Garlan, 2004 ; Larssonneur et al., 1982).

SUBDIVISIONS PRINCIPALES	CAILLOUTIS L < 5% et GAL + COQ ≥ 50 %		GRAVIERS L < 5% et GAL + COQ < 50 %			SABLES L < 5 %						SEDIMENT VASEUX L ≥ 5 %		
			Md ≥ 2 mm		Md < 2 mm	15 % ≤ sup. 2 mm < 30 %		sup. 2 mm < 15 %						
	GAL + COQ ≥ 70 %	GAL + COQ < 70 %	GAL + COQ ≥ 15 %	GAL + COQ < 15 %	30 % ≤ sup. 2 mm ≤ 50 %	GAL + COQ ≥ GR	GAL + COQ < GR	FRACTION DOMINANTE				L < 25 %	25 ≤ vase < 75 %	L ≥ 75 %
	Cailloutis lithoclastiques		Graviers lithoclastiques			Sables lithoclastiques						Sédiments vaseux		
SEDIMENTS LITHOCLASTIQUES Calcaire < 30 %	CL1a C.litho	CL1b C.litho-graveleux	GL1a Gr.litho-caillouteux	GL1b Gr.litho	GL1c Gr. Sabl. Litho	SL1a S.litho-caill	SL1b S.litho-graveleux	SL1c S.litho-grossier	SL1d S.litho-moyen	SL1e S.litho-fin	SL1f S.litho-très fin	VL1a Sed. (sable) litho vaseux	VL1b Vase sableuse (grav. Ou caill.)	VL1c Vase
	Cailloutis litho-bioclasiques		Graviers litho-bioclasiques			Sables litho-bioclasiques						Sédiments vaseux calcaireux		
SEDIMENTS LITHO-BIOCLASTIQUES 30 ≤ calcaire ≤ 50 %	CL2a C.litho.Bio.coquillier	CL2b C.litho-bio-graveleux	GL2a Gr. Litho-bio-coquillier ou caillouteux	GL2b Gr.litho.bio.	GL2c Gr. Sabl. Litho-bio	SL2a S.litho-bio-caill. ou coq.	SL2b S.litho-bio-graveleux	SL2c S.litho-bio-grossier	SL2d S.litho-bio-moyen	SL2e S.litho-bio-fin	SL2f S.litho-bio-très fin	VL2a Sed. (sable) litho-bio vaseux	VL2b Marne sableuse	VL2c Marne
	Cailloutis bio-lithoclastiques		Graviers bio-lithoclastiques			Sables bio-lithoclastiques						Sédiment carbonatés vaseux		
SEDIMENTS BIO-LITHOCLASTIQUES 50 ≤ calcaire ≤ 70 %	CB1a Coq. litho	CB1b Coq. Litho. Grav.	GB1a G. bio. Litho. coquillier	GB1b Gr. Bio-litho	GB1c Gr. Sabl. Bio-litho	SB1a S.bio-litho-caill. ou coq.	SB1b S.bio-litho-graveleux	SB1c S. bio-litho-grossier	SB1d S. bio-litho-moyen	SB1e S. bio-litho-fin	SB1f S. bio-litho-très fin	VB1a Sed. (sable) bio-litho vaseux	VB1b Marne calcaire sableuse	VB1c Marne calcaire
	Coquinités		Graviers bioclasiques			Sables bioclasiques						Sédiments calcaires vaseux		
SEDIMENTS BIOCLASTIQUES Calcaire ≥ 70 %	CB2a C. litho-bio. Coquillier	CB2b Coq. gravel	GB2a Gr. Bio.coquillier	GB2b Gr. Bio.	GB2c Gr. Sabl. bio	SB2a S. bioclas. Coq.	SB2b S.biocla-graveleux	SB2c S.biocla-grossier	SB2d S. biocla-moyen	SB2e S. biocla-fin	SB2f S. biocla-très fin	VB2a Sed. (sable) biocla. vaseux	VB2b Boue calcaire sableuse	VB2c Boue calcaire

Tableau 8: Tableau de classification sédimentaire à partir de Larsonneur et al., (1982)

III.3.2 Paramètre de modélisation hydro-sédimentaire

Des sorties de modèle, issues du cœur hydrodynamique de MARS3D (Model for Applications at Regional Scales), auquel a été intégré un module de dynamique sédimentaire, ont été utilisées. L'objectif à terme est de comparer l'orientation des champs résiduels et quantifier les volumes en transit par rapport aux indices de transport déduits de l'analyse sédimentaire. Ce modèle numérique océanique à surface libre, dont le code a été développé par l'IFREMER, résout les équations classiques de la mécanique des fluides (Navier-Stokes) sous les hypothèses de Boussinesq et de l'équilibre hydrostatique. Une description complète du modèle a été réalisée par Lazure et Dumas (2008). Ce modèle permet d'intégrer l'hydrodynamisme lié aux courants de marée et aux débits fluviaux en se basant sur une maille bathymétrique d'une résolution de 500 mètres. Cette résolution étant trop faible pour notre secteur d'étude, une maille bathymétrique d'une résolution de 50 mètres, issue des MNT réalisés pendant la thèse, a été intégrée. Deux types de sorties de modèle ont été analysés: (1) un premier type concernant l'évolution des courants sur le fond (1 m au-dessus du fond) en intensité ($m.s^{-1}$) et orientation et (2) des sorties faisant intervenir les lois de charriage pour calculer les volumes des flux solides.

Ce travail est le fruit d'une collaboration avec le Laboratoire « Physiologie des invertébrés ». Sébastien Petton nous a permis d'intégrer les nouvelles mailles bathymétriques et données granulométriques ainsi que d'exécuter le modèle. C'est à sa charge que la formule de transport de VanRijn, (1984), choisie par nos soins, a été assimilée au modèle. Ce travail a avant tout consisté à traiter et discuter des sorties du modèle.

(1) Concernant le premier type, le choix des simulations s'est focalisé sur les variations hydrodynamiques au cours des cycles saisonniers (crue/étiage) et tidaux (morte eau/vive eau). Ainsi, plusieurs sorties de modèles ont été réalisées à des périodes différentes comprenant plusieurs cycles de marée de coefficients différents (Tableau 9).

	Vives Eaux	Mortes Eaux
Hiver (Crue)	31/01/2014 à 04 :00 :00 (UTC) 03/02/2014 à 18 :45 :00 (UTC) Coefficient : 106 à 114 01/03/2014 à 03 :50 :00 (UTC) 04/03/2014 à 18 :15 :00 (UTC) Coefficient : 108 à 115	07/02/2014 à 22 :00 :00 (UTC) 10/02/2014 à 00 :45 :00 (UTC) Coefficient : 36 à 45 09/03/2014 09 :45 :00 (UTC) 12/03/2014 à 01 :15 :00 (UTC) Coefficient : 32 à 38
Été (Etiage)	13/07/2014 à 16 :45 :00 (UTC) 15/07/2014 à 18 :15 :00 (UTC) Coefficient : 104 à 107 11/08/2014 à 04 :00 :00 (UTC) 14/08/2014 à 18 :45 :00 (UTC) Coefficient : 106 à 113	05/07/2014 à 21 :15 :00 (UTC) 07/07/2014 à 00 :45 :00 (UTC) Coefficient : 36 à 45 18/08/2014 à 22 :15 :00 (UTC) 21/08/2014 à 00 :45 :00 (UTC) Coefficient : 40 à 48

Tableau 9: Dates des périodes de temps et coefficients des marées associés pour chaque sortie du modèle hydrodynamique MARS-3D

Pour chaque période des fichiers NetCDF sont générés par le modèle. Ils contiennent les vecteurs vitesses U_z et V_z (directions X et Y de l'espace) en chaque point de la maille (50mètres) où:

- Soit l'ensemble des valeurs ont été additionnées. Cela permet d'obtenir les valeurs moyennes sur l'ensemble de la période (fichiers « sum »).
- Soit seules les valeurs maximales sont conservées à chaque point de maille (fichiers « max »).
- Soit les valeurs du percentile 95%. C'est-à-dire que pour chaque point de la maille la plus petite valeur, correspondant au 5% des courants maximums, est conservée (fichiers « p95 »).

Les fichiers NetCDF sont soumis à un protocole d'interprétation avant de pouvoir être visualisés sous SIG (ARCGIS®). Ils sont transformés en format texte afin de calculer l'orientation et l'intensité des courants pour chaque point de la maille. Un outil sous Arcgis (« Générer une vue tabulaire ») permet de sélectionner les variables du fichier NetCDF et d'obtenir un fichier texte contenant les informations des coordonnées des points (X et Y) ainsi que les valeurs pour chaque composantes (U et V). L'orientation(°) du courant est calculée selon les principes de trigonométrie d'après les formules suivantes:

$$\text{Si } u(z) < 0; \text{Orientation} = 270 - \tan^{-1} u(z)/v(z)$$

$$\text{Si } u(z) > 0; \text{Orientation} = 90 - \tan^{-1} u(z)/v(z)$$

Ensuite, l'intensité ($m.s^{-1}$) est calculée à partir de la formule ci-dessous :

$$\text{Intensité} = \sqrt{u(z)^2 + v(z)^2}$$

Une fois les calculs réalisés, le fichier texte est transcrit en format ARCGIS® (fichier .shp) et légendé sous forme de vecteur.

(2)Le second type de sorties du modèle concerne les flux sédimentaires. Les volumes de sédiment transportés sont calculés sur les mêmes périodes de temps que celles utilisées pour les sorties hydrodynamiques (Tableau 9). Dans le cas des sédiments non cohésifs, au fur et à mesure de l'augmentation de l'intensité des courants (et donc de la contrainte sur le fond), le régime de transport se modifie et la forme du fond peut évoluer parallèlement. Ainsi, par faible vitesse le fond est immobile, avec l'augmentation de la vitesse le seuil du début de l'entraînement est franchi et les particules sont transportées par charriage (roulent sur le fond). Ainsi, la mise en mouvement des sédiments intervient lorsque les forces exercées par le fluide sur le sédiment dépassent les forces de résistances liées au poids, la taille et l'imbrication des sédiments. Ce seuil de mise en mouvement est donné sous forme d'une valeur critique (θ_{cr}) du paramètre de mobilité (θ) et qui est fonction du paramètre adimensionnel de Shields (1936), (D^*) résultant d'expérimentations.

Ainsi Shields (1936) introduit le paramètre adimensionnel suivant :

$$D_* = D \left[\frac{(s-1)g}{\nu^2} \right]^{1/3}$$

Avec,

s : ($=\rho_{\text{sédiment}}/\rho_{\text{eau}}$) densité relative des particules dans l'eau

ν : viscosité cinématique de l'eau

g : accélération de la pesanteur

D : diamètre (moyen) des particules Le paramètre de mobilité (θ) s'exprime de la façon suivante :

$$\theta = \frac{u_*^2}{(s-1)gD}$$

Avec,

u_* : vitesse de frottement

La valeur critique du paramètre de mobilité résulte d'expérimentation dont les résultats sont donnés dans le diagramme de Shields (1936). Néanmoins, Soulsby en 1997, propose la relation simplifiée suivante :

$$\theta_{cr} = \frac{0.3}{1 + 1.2D_*} + 0,55[1 - \exp(-0.02D_*)]$$

Les formules de transport sédimentaire permettent de calculer « le taux de transport solide » et peuvent prendre en compte différentes catégories de mouvements (charriage, suspension). Dans le cas de cette étude, il est question d'observer uniquement le transport sédimentaire sur le fond (1 m du sol) effectué par charriage. Les formules existantes sont nombreuses (Yalin, 1963; Ackers et White, 1973; VanRijn, 1984 ; Wu et al., 2000 ; Wilcock et Crow, 2003). Ce sont essentiellement des formulations empiriques qui reposent sur des mesures en laboratoire et sur le terrain. Il est nécessaire de déterminer au préalable la contrainte exercée par le courant sur le sédiment. Dans le cadre de la thèse, la formulation de Van Rijn (1984) a été choisie de par les quatre avantages suivant:

- Cette formule prend en compte un spectre large de taille des grains (200 μm à 2 mm) ;
- Son paramétrage résulte (empirique) d'une compilation importante de données;
- Elle a été utilisée et validée récemment pour les environnements côtiers (Van Rijn, 1984 ; Durafour, 2014 ; Durafour et al., 2015);
- Elle a la particularité d'être relativement simple et donc d'être facilement intégrée dans le modèle hydrodynamique MARS-3D.

La formule de transport par charriage s'exprime de la façon suivante, où le débit est adimensionnel :

$$q^* = 0,053 * \frac{T_r^{2.1}}{D_*^{2.1}}$$

Soit :

$$T_r = \frac{u_*'^2 - u_*^2 c}{u_*^2 c}$$

Où $u_* c$ est calculé en fonction de θ_{cr} , issu du diagramme de Shields et u_*' est la vitesse de frottement relative aux grains :

$$u_*' = \frac{\kappa \bar{u}}{\ln \frac{30h}{3eD}}$$

κ : (= 0.4) constante de karman

h : hauteur d'eau

\bar{u} : vitesse sur la colonne d'eau

Cet aspect sera par la suite abordé dans le chapitre IV. L'objectif, à terme, est d'estimer la capacité de transport dans la rade de Brest et les échanges sédimentaires entre le milieu confiné et celui ouvert sur l'océan (Baie de Bertheaume/Camaret).

Les résultats obtenus permettront de quantifier les flux charriés sur le fond par marée (de morte eau et de vive eau) ainsi que par année. Afin d'estimer les flux par année, seules les marées de très grande vive eau (coefficient ≥ 100) ont été retenues (de part les résultats présentés dans le chapitre IV). Les flux finaux ont donc été déduits en fonction du pourcentage de marée de vive eau dans une année (soit environ 40 jours, donc 10% de l'année).

CHAPITRE IV

Dynamique sédimentaire actuelle

INTRODUCTION.....	113
<i>IV.1 Nature des formations sédimentaires superficielles</i>	<i>113</i>
IV.1.1 Résumé des principaux résultats de l'article	113
IV.1.2 Article <i>Modern morpho-sédimentological patterns in a tide-dominated estuary system: the Bay of Brest (west Brittany, France)</i>	117
INTRODUCTION.....	118
A. Methods.....	119
B. Results and interpretation	121
CONCLUSION	125
IV.1.3 Résultats complémentaires	128
A. Faciès sédimentaires.....	128
B. Indices granulométriques.....	129
C. Distribution des carbonates	133
<i>IV.2 Indices du transport sédimentaire résiduel.....</i>	<i>138</i>
IV.2.1 Le domaine externe	138
A. Les RSD sur les plaines sableuses.....	138
B. Champs de dunes dans le chenal.....	140
C. Les queues de comète.....	144
IV.2.2 Le domaine intermédiaire.....	145
A. Le banc de la Cormorandière.....	145
B. Les queues de comète.....	148
IV.2.3 Le domaine interne.....	148
IV.2.4 Schéma interprétatif du transport résiduel.....	150
<i>IV.3 Modélisation des transits et des volumes sédimentaires.....</i>	<i>155</i>
IV.3.1 Caractéristiques des flux hydrologiques sur le fond	155
A. Le domaine externe	155
B. Le domaine intermédiaire.....	159
C. Le domaine interne	160
IV.3.2 Quantification des flux sédimentaires sur le fond	165
A. Caractérisation des flux solides par marée.....	165
B. Caractérisation des flux solides par an	168
IV.3.3 Liens entre modélisation et figures sédimentaires	169
<i>IV.4 Synthèse et discussion</i>	<i>171</i>
CONCLUSION.....	173

INTRODUCTION

L'objectif principal de ce chapitre est d'établir le modèle sédimentaire actuel qui caractérise le cortège de haut niveau marin dans la zone d'étude et les échanges entre le système confiné de la rade de Brest et le domaine externe largement ouvert aux houles océaniques. Dans ce but deux approches ont été menées en parallèles : (1) sédimentaire et (2) par modélisation numérique (Mallet et al., 2000 ; Barnard et al., 2013). La première approche vise à caractériser les relations morpho-sédimentaires de la zone d'étude avec les conditions hydrodynamiques. Elle s'appuie sur l'analyse granulométrique approfondie des différents dépôts de la couverture sédimentaire superficielle et également des figures sédimentaires reconnues par imagerie: bancs sableux, champs de dunes, rippled scour depression (RSD), « comet mark » ou « sand tail ». La distribution des faciès sédimentaires reflète l'intensité des courants (Gao et Collins, 1992 ; Garlan, 2004 ; Trentesaux, 2005) et la polarité des figures sédimentaires fournit des indices de transport. La combinaison de ces analyses permet de construire le schéma global de la dynamique sédimentaire sur le fond (Flemming, 1980 ; Harris, 1988 ; Vicaire, 1991 ; Ehrhold, 1999 ; Mallet et al., 2000 ; Walker, 2001 ; Barnard et al., 2012 ; Gomes et al., 2014 ; Shaw et al., 2014 ; Todd et al., 2014 ; Evans et al., 2015). La seconde approche s'appuie sur les résultats des simulations fournies par un modèle hydrodynamique numérique (MARS-3D) dans lequel les nouvelles données bathymétriques et granulométriques de la thèse ont été incorporées. L'objectif est d'extrapoler la connaissance locale des flux sédimentaires (1^{ère} approche) et de quantifier les volumes en mouvement.

IV.1 Nature des formations sédimentaires superficielles

INTRODUCTION

Ce sous-chapitre se compose, tout d'abord, d'un résumé en français, des principaux résultats de l'article « *Modern morpho-sédimentological patterns in a tide-dominated estuary system: the Bay of Brest (west Brittany, France)* », présenté ci-après et publié dans la revue « *Journal of Maps* » en février 2016. Cet article se compose d'une carte (format A0), présentant une réactualisation (Hinschberger, 1968 ; Fichaut, 1984) détaillée de la distribution sédimentaire, et d'un manuscrit expliquant le rôle des facteurs hydrodynamiques influençant la mise en place des séquences et des figures sédimentaires. La fin du sous-chapitre est dédiée à la présentation de résultats complémentaires concernant à la fois une étude sur les modes granulométriques mais également sur la distribution des carbonates.

IV.1.1 Résumé des principaux résultats de l'article

Depuis une vingtaine d'années, les systèmes côtiers à dominance tidale, sont le sujet de nombreuses études ayant pour but de caractériser leurs partitionnements sédimentaires et morphologiques (Davis et Hayes, 1984 ; Dalrymple et al, 1990 ; Dalrymple et Zaitlin, 1994 ; Ryan et al,

2007 ; Dalrymple et al., 2012). Dans ce type d'environnement, la répartition sédimentaire est soumise à la disponibilité du matériel potentiellement remobilisable, à plusieurs facteurs hydrodynamiques (courants de marée et houles océaniques) et aux apports fluviaux. Cette distribution se caractérise, en terme général, par une couverture sédimentaire grossière modelée en champs de dunes à l'entrée des estuaires, là où les courants sont les plus intenses (Barnard et al, 2012 ; Shaw et al, 2014). Plus en amont, la diminution graduelle de l'intensité des courants vers les côtes se traduit par la mise en place d'une séquence sédimentaire à granularité décroissante (Dalrymple et al., 2012). Néanmoins, en rade de Brest, il n'existe que très peu d'études concernant l'analyse détaillée des faciès ainsi que le modèle des changements morphologiques contrôlant l'équilibre entre les phénomènes d'érosion et de sédimentation. Cette question est toutefois essentielle pour comprendre les échanges sédimentaires entre le domaine continental et marin et pour appréhender l'impact anthropique sur les phénomènes naturels dans des environnements côtiers sensibles. La rade de Brest, avec ses particularités, nous offre l'opportunité d'examiner ces points. La première carte mondiale décrivant la nature des fonds à partir d'observation au plomb suiffé a été publiée en 1897 sur la zone d'étude (Garlan, 2012). Depuis des travaux dédiés à l'étude sédimentaire ont été menés sur la base d'analyses granulométriques (cf chapitre II.4). A partir du milieu des années 1970, l'acquisition de données géophysiques a donné une dimension tri-dimensionnelle au canevas sédimentaire (cf. chapitre III). Ainsi les objectifs de cet article sont (1) de décrire, sur la base de nouvelles données géophysiques, les caractéristiques morpho-sédimentaires de la zone d'étude et (2) d'estimer l'impact des facteurs hydrodynamiques (marées, fluviaux et houles) dans la répartition actuelle des dépôts.

Outre son ouverture étroite vers le large, la particularité morphologique de la rade de Brest est la préservation des chenaux (hérités de l'alternance des périodes glaciaires/interglaciaires) dans la bathymétrie actuelle. Ils traversent l'ensemble du secteur d'étude et s'étendent des principaux estuaires jusque dans la mer d'Iroise. Les chenaux principaux au débouché des fleuves de l'Aulne et de l'Elorn ont une morphologie et une profondeur similaires (de 15 à 20 mètres). La profondeur s'accroît à leur jonction au niveau du centre de la rade, ainsi que dans le goulet (50 mètres). Dans la zone ouverte (en mer d'Iroise), la profondeur diminue et le réseau s'élargit au droit de la faille décrochante de Kerforne. De part et d'autre du chenal se développe des plateaux de moindre profondeur (20 mètres) et, dans la rade interne, des replats constituant les petites baies (< 10 mètres).

L'analyse détaillée de la répartition sédimentaire (selon la classification de Larssonneur et al., 1982 modifiée par Ehrhold et al., 2014) décline trois ensembles ou provinces sédimentaires :

- (A) Le domaine externe à l'Ouest, localisé entre les baies de Bertheaume et Camaret largement ouvert sur la mer d'Iroise ;
- (B) Le domaine intermédiaire comprenant le goulet et la partie centrale de la rade de Brest dont la limite orientale passe par la longitude de l'île Ronde ;

- (C) Le domaine interne englobant les parties estuariennes (Aulne et Elorn) et peu profondes de la rade de Brest (Baies de Roscanvel, du Fret et de Daoulas ; anses de Poulmic et de l'Auberlac'h et le banc du Corbeau).

(A) Globalement, le domaine externe se caractérise par une couverture majoritairement sableuse (sable moyen à grossier). Ces sédiments sont modelés par plusieurs types de figures sédimentaires remarquables. Entre la baie de Bertheaume et le chenal central s'étend, entre 20 et 15 mètres de profondeur, un plateau recouvert de sable fin à grossier et sur lequel se sont développés des figures érosives. Parallèles et linéaires, elles sont interprétées comme des « Rippled Scour Depression (RSD) » (Cacchione et al., 1984). Ces figures sont communes sur les plates-formes continentales (e.g. Mazière et al., 2015 ; Mielck et al., 2015), et leur origine est associée à l'action des houles (Coco et al., 2007b) (cf. chapitre IV.2). Cette couverture sableuse se limite au sommet du flanc nord du chenal central. Le fond de ce dernier est modelé par des champs de petites et grandes dunes formées par un sédiment sableux coquillier. Leur asymétrie traduit l'influence du flot ou du jusant et permet de déduire un transport sédimentaire résiduel (Ashley, 1990). La partie Sud du domaine est caractérisée par une couverture sédimentaire grossière hétérogène (sable fin à cailloutis) mélangée à une fraction silteuse sur un axe de 6 kilomètres de long et 2 de large. Ce faciès n'a jusqu'à présent jamais été souligné dans les études historiques (Hinschberger et al., 1968). Les fonds de la baie de Camaret sont également modelés par des RSD dans lesquels le matériel grossier (sable grossier graveleux) est majoritairement composé de brins de maërl.

(B) Le domaine intermédiaire se caractérise par une couverture sédimentaire grossière. La granulométrie des matériaux est plus élevée dans le goulet (faciès caillouteux à graviers et sables grossiers coquilliers). Entre le goulet et le centre de la rade s'installe un éventail de dépôt non complet, se caractérisant par une succession de faciès à granulométrie décroissante. Exempt du faciès sableux, il présente une série sédimentaire s'étendant des cailloutis aux graviers et basculant dans un faciès hétérogène à composante silteuse à l'approche du littoral. Cette succession reflète l'intensité des courants tidaux qui, d'abord accélérés dans le goulet, diminuent au fur et à mesure de leur pénétration dans la rade interne (Fichaut et al., 1984). Des bancs sableux, occupent le chenal central. Leur localisation coïncide avec la gyre générée par le flot au passage de la pointe des Espagnols. La dynamique des courants résiduels mobilise les champs de dunes à la surface du banc le plus occidental (Cormorandière) et atteste du caractère dynamique du sommet de la structure. Cependant, une étude basée sur l'architecture interne du banc de la Cormorandière suggère une installation plus ancienne de ces figures (Berné, 1999). Cette étude soulève une question à laquelle il est à ce stade difficile de répondre : Ces structures sont-elles héritées de la dernière transgression marine ?

(C) Enfin le domaine interne est caractérisé par des sédiments hétérogènes mélangés à une fraction silteuse dont la concentration augmente et devient dominante aux approches de l'embouchure des principaux fleuves côtiers se jetant dans la rade (Aulne/Elorn/Daoulas). Dans le bassin nord

(Elorn), la couverture sédimentaire passe progressivement, d'aval en amont, d'un sable vaseux (5 à 25%), puis d'une vase sableuse (25 à 75 %) et enfin d'une vase pure (75 %). Cette succession peut s'apparenter à celle décrite dans les estuaires par Dalrymple et al. (2012). Dans le bassin sud (Aulne) cette succession est moins marquée. Ce secteur est majoritairement composé d'un sédiment mixte composé de 25 à 75 % de silt. La fraction grossière des sédiments hétérogènes est carbonatée. Elle est associée au développement de faunes macro-benthiques historiques (maërl) (Grall et Hall-Spencer, 2003) et « invasives » (crépidules) (Guérin, 2004).

Cet article apparaît donc comme une étude préliminaire à la compréhension de la dynamique sédimentaire de ce système à dominance tidale. Il montre, à partir de l'analyse morpho-sédimentaire de la rade de Brest et son ouverture sur la mer d'Iroise, la construction du modèle actuel, au regard des principaux agents hydrodynamiques dans chacun des compartiments:

- La particularité morphologique des fonds marins du **domaine externe** suggère un contrôle de la dynamique sédimentaire par différents agents hydrodynamiques. Tandis que la couverture sédimentaire des plateaux sableux (nord et sud) est modelée par l'action des houles (RSD), celle comprise dans le chenal (sable à composante carbonatée) est contrôlée par la dynamique tidale.
- Le **domaine intermédiaire** caractérisé par une couverture de sédiment grossier dont la répartition (gradient granulo-décroissant) est strictement gouverné par les courants de marée. Ce gradient est néanmoins perturbé par une composante silteuse qui se mélange aux sédiments grossiers.
- L'augmentation de la composante silteuse aux abords de l'embouchure des principaux fleuves du **domaine interne** suggère une influence non négligeable des courants de marée. Cette lecture est pourtant perturbée par l'installation de communautés macro-benthiques (maërl et crepidule) conférant au sédiment une composante graveleuse carbonatée.

Cet article soulève donc plusieurs points spécifiques à la zone d'étude et importants de développer dans ce chapitre :

- ⇒ La morphologie des fonds marins particulière aurait-elle tendance à influencer la dynamique sédimentaire ?
- ⇒ Les courants de marée largement dominants sur l'ensemble du secteur favorise-t-il les échanges sédimentaires entre le secteur confiné de la rade et ouvert sur la mer d'Iroise ?
- ⇒ La composante vaseuse présente dans chaque domaine est-elle relique ou actuelle ? Quelle est son origine ? Reflète-t-elle un transport ?
- ⇒ Les communautés macro-benthiques jouent-elles un rôle sur la dynamique sédimentaire ?

IV.1.2 Article *Modern morpho-sédimentological patterns in a tide-dominated estuary system: the Bay of Brest (west Brittany, France)*

Gwendoline Gregoire, Axel Ehrhold, Pascal Le Roy, Gwenael Jouet, Thierry Garlan

Abstract

Long-studied with respect to its sedimentological features (1897), the Bay of Brest (Western Brittany, France) is a textbook example of a tide-dominated estuary. Characterised by macrotidal conditions, this estuary system is sheltered from the open sea (Iroise Sea) by a narrow strait that partitions the wave tide influences and continental/marine inputs. Sediments are supplied to the bay both by rivers (the Aulne and Elorn rivers) and by marine tidal currents. This study presents new analyses of detailed facies and morphological patterns, based on the integration of multisource data compiling seabed sampling, swath and LIDAR bathymetry, and backscatter imagery. The main map, at a scale of 1:90,000, contains (1) a sedimentological distribution referring to the “Code Manche” classification, (2) a morphological map, and (3) a bathymetric mapping which presents the morphology of the marine and terrestrial landforms. This work may lay the foundation for a future study on sedimentary transport in a unique and confined coastal environment.

Introduction

According to the definition by Dalrymple, Zaitlin and Boyd (1992), tide-dominated estuaries are characterised by funnel shaped morphologies and highly dynamic environments dominated by strong tidal currents, with lesser influence from waves and river currents. Numerous studies have been devoted to these environments in recent years and the morphology and sedimentary partitioning of tide-dominated estuaries are predictable in general terms (Davis and Hayes, 1984; Dalrymple, Knight, Zaitlin, & Middleton, 1990; Dalrymple & Zaitlin 1994; Dalrymple, Mackay, Ichaso, & Choi, 2012; Tessier, Delsinne, & Sorrel, 2010; Ryan et al., 2007). At the estuary entrance, the accelerated tide currents shape the seafloor into many bedforms such as dune fields as observed in the San Francisco Bay (Barnard, Erikson, Elias & Dartnell, 2012) or large scours features as reported in the Minas Basin in the Bay of Fundy (Shaw, Todd & Li, 2014). The gradual decrease in current intensity allows sediments to deposit in sheltered areas. Nevertheless, not much is known about the detailed facies and the patterns of morphological changes controlling the balance between erosion and sedimentation. This knowledge is essential for understanding the sedimentary exchanges between continental and marine domains and is of utmost importance in deciphering human influence from natural controls.

The Bay of Brest offers us the opportunity to examine these points and to compare them with previous studies. Located at the western-most part of Brittany (France) it is a large tide-dominated estuary system (about 230 km²) with macrotidal conditions. The estuary system is sheltered from the open sea (Iroise Sea) by a narrow, one nautical mile wide, strait (the *Goulet*) formed of Brioverian (end of Precambrian) rocks and controlled by an inherited Hercynian fault system. This N70°E trending fault system separates two regional geological domains composed of Hercynian granitic rocks to the North of the main fault and sedimentary rocks to the south (Brioverian and Paleozoic) which form the whole rocky basement of the bay (Babin, Didier, Moign, & Plusquellec, 1969; Ballèvre, Bosse, Ducassou, & Pitra, 2009; Ballèvre et al., 2014; Garreau, 1980). The strait corresponds to a relatively enclosed channel (about 60m below sea level) where tidal currents are subjected to venturi effect and reach speeds up to 9m/s during spring tides. This allows the exchange of about 700x10⁶ to 1x10⁹ m³ of seawater at each tidal cycle which corresponds to about the third of the mean water volume of the bay (Fichaut, 1984). The strait also marks the transition between 1) the oceanward extension of the estuary system to the west which can be dominated by the swell mostly during south-west storm events and 2) a large (180 km²) semi-enclosed bay to the east (the Rade de Brest s.s). In this last internal domain, wave action has a limited influence and marine hydrodynamics are clearly dominated by tidal currents ranging from 0.25 to 2 m/s (SHOM, 1994). Sediments are supplied to the bay both from continental sources, fed by two main rivers (Aulne and Elorn) with a total annual load of about 1x10⁴ T, and marine sources due to the flood currents (Auffret, 1983; Bassoulet, 1979). The first sedimentary map of the Bay of Brest, published in 1897, by the French hydrological department (SHOM) is believed to be one of the oldest representative map in the world (*in* Garlan, 2012).

Successive works devoted to studying the sedimentation of the bay were based on interpolation of sediment sampling over time (Auffret, 1983; Fichaut, 1984; Guérin, 2004; Guilcher & Pruleau, 1962; Hallégouët, Moign & Lambert, 1979; Hirschberger, Guilcher, Pruleau, Moign & Moign, 1968; Moign, 1967). In this study, a new sedimentary map is made based on integration of multisource data combining seabed sampling, with bathymetric data collected by the SHOM and the French Institute for marine studies (IFREMER), with the integration of surveys conducted for the benthic fauna habitat mapping program (REseau BENThique, Ehrhold, Hamon & Guillaumont, 2006) by the European Institute for Marine Studies (IUEM). Additional side-scan backscattering imagery based on interferometry sonar conducted by IFREMER was also used to evaluate the nature of the seabed. Using this, geomorphic and sedimentary maps are presented to highlight the type of sediment characterising the different depositional environments through the estuary system.

A. Methods

- Geomorphological analysis

The bathymetric map was created by processing and interpolating data from multibeam echosounder surveys for the deepest domains (from 10 m to 50 m in Lower Astronomical Tide L.A.T) and from aerial LIDAR (Light Detection and Ranging) for the shallowest part (from land to 10 m in LAT). Data provided from five geophysical surveys (Rebent 14, 17, 20, 2013 and Esstech) were compiled to obtain the deepest bathymetry of the marine landform map. Swath bathymetry data were mainly acquired on board the *R/V La Thalia* using the *Simrad EM 1000* and *EM 2040* multibeam systems, working at frequencies of 93-98 kHz and 200-400 kHz, respectively. The intermediate deep waters were surveyed by the launch *Haliotis*, equipped with an interferometric system Geoaoustics Geoswath, working at a frequency of 250 kHz. Data processing was performed using *Caraibes* subsea mapping software developed by IFREMER, which included the correction of attitude sensor data (roll, pitch, and heave), the application of sound velocity profiles and tide corrections, and the use of statistical and geometrical filters to remove any unorganised noise. Processed data were gridded in order to obtain diverse Digital Terrain Models with cell-size varying from 1 m to 50 m of resolution. The laser detection or LIDAR, acquired by plane, is provided by the SHOM and IGN (© Litto3D) using the French altimeter system IGN69 with a resolution of 1 m. These data were converted in LAT with ARCGIS (© ESRI) and Circee (© IGN) software. For the emerged part, data were obtained from the I.G.N (Institut Geographique National) with an elevation reference in NGF93. Surveys, LIDAR, and continental elevation grid data were merged using the FLEDERMAUS (© IVS) software to a resolution of 5 m. The identification and mapping of geometric features was carried out using ARCGIS software with a variety of resolution grids (1-5 m) in order to be able to the differentiate the features at different scales.

• *Backscattering imagery and Sedimentological analyses*

The sidescan sonar signatures result from backscatter variation (imagery) that depends on the seabed material and it is macro-morphology (Augustin et al., 1996; Augustin & Lurton, 2005; Lamarche, Lurton, Verdier, & Augustin, 2011; Le Chenadec, Boucher, & Lurton, 2007; Lurton, 2003). Their identification relies on the interpretation of shades of grey and apparent textures in the mosaic. The ensuing geological interpretation of the area requires correlations between surficial sediment characteristics and the mosaic backscatter interpretation, and thus depends on ground-truth. Accordingly, 148 samples were analysed by the sieving method: sediments were passed through sieve columns of different sizes [Figure 61]. Fourteen sieves of square mesh were used in order to characterise the grain size repartition for the heterogeneous sediment (25,000 μm to 40 μm) [Figure 61]. The wet sieving method was used for the finest samples along with a *CoulterLS200* diffraction laser microgranulometer. Carbonate content was measured with a Bernard calcimeter using the volumetric calcimetric method. Both analyses allowed us to define 19 sediment types in the *Manche Code* classification adopted for English Channel sedimentological mapping (Larsonneur, Bouysse & Auffret, 1982).

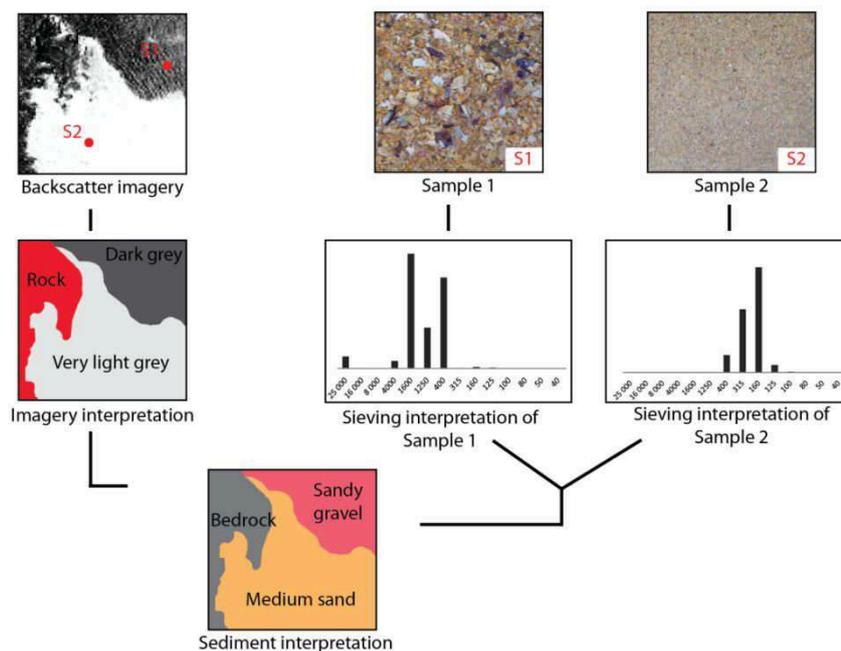


Figure 61 : Methods for the creation of the sedimentological map of the Bay of Brest: In the left top corner the side scan sonar (1:5,000) analysis allowed us to define the backscatter variations (grey nuances); in the right top, sample analysis by the sieving method is translated into a histogram for each sieve and shows the final sedimentary interpretation.

The final sedimentary map produced by the correlation between backscatterimagery facies and the dominant sediment type-class allowed us to establish a reference nomenclature for domains of the study area – such as external, internal, estuaries – to be applied to the whole bay [Figure 61 and Figure 63].

B. Results and interpretation

The new morpho-sedimentological map highlights the partitioning of the estuary system study in three main areas [Figure 63]: (1) A western outer domain open to the ocean (Iroise Sea); (2) An intermediate domain comprising the *strait* and extending toward the bay until a virtual line joining the *Longue* and *Ronde* islands; and (3) An inner domain characterised by the benches, tidal flats, and coastal river mouths (Aulne, Elorn and Daoulas rivers).

- Morphological description

The main morphological features are the presence of a well-marked channel network spread out along the seafloor and extended bench/tidal flat covering more than half of the surface of the bay and started on both sides of the channel.

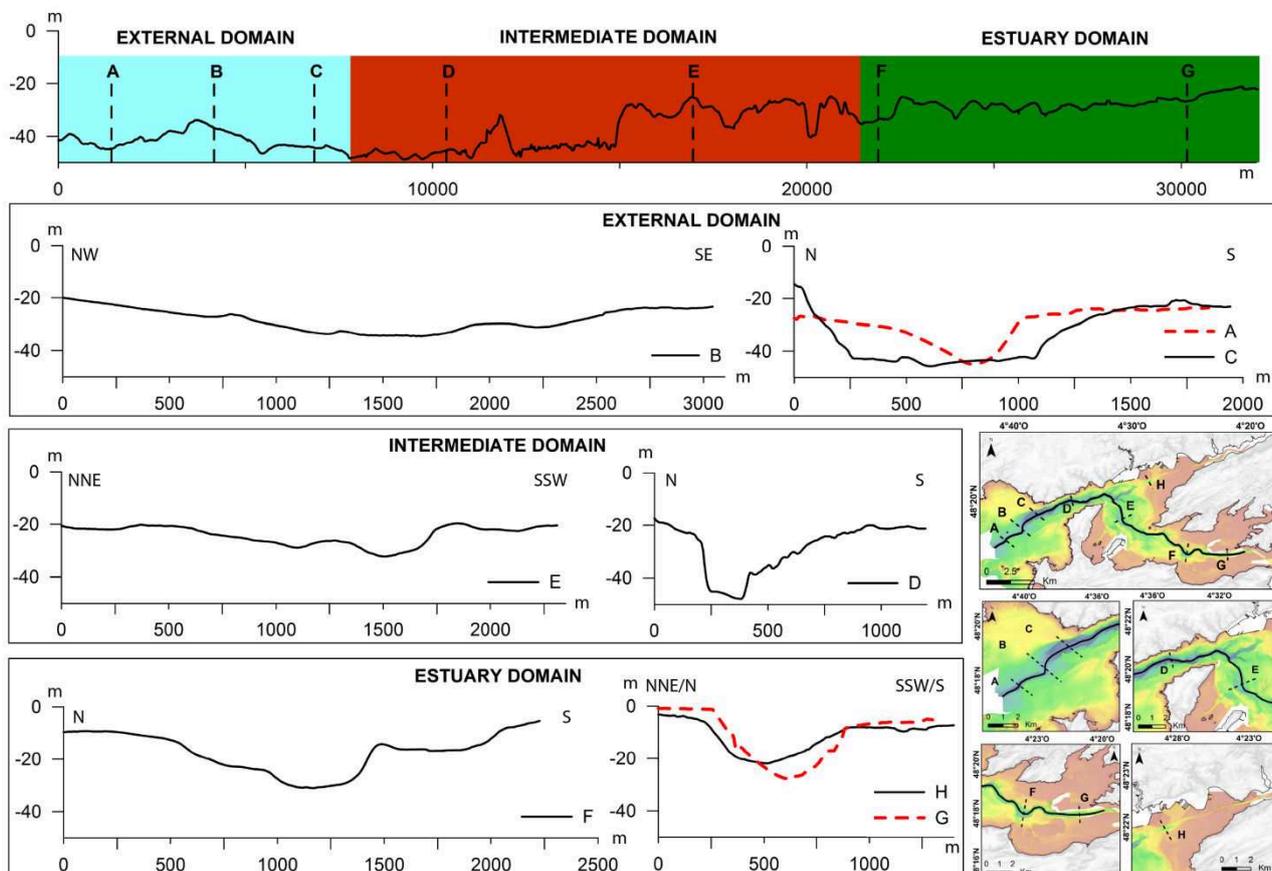


Figure 62 : Shape of the paleo-footprints and their localisation on the maps on the right lower corner (scale of 1:90,000 and 1:30,000). On the top this is the profile that follows the channel from the Iroise Sea to the Aulne estuary divided in three main domains: external (blue), (intermediate (red), estuary (green); shapes of each domain are illustrated.

The channels extend from the coastal river mouths and incises the Palaeozoic basement of the bay. They correspond to fluvial paleo-valleys formed during successive Quaternary sea level lowstands (Hallégouët, 1994) and evolved as tidal inlets after the settling of the present-day high sea-level. In the vicinity of the river mouths, the thalwegs of the paleo-valleys are narrow (500 meters) and are V-shaped with a depth ranging from 20 to 25 meters below sea-level (b.s.l.) [Figure 62]. The channel

geometries evolved in relation with the bedrock geology and differ between the two channel systems related to the two rivers Aulne and Elorn. For this last one, the relatively straight channel, oriented from the NE to the SW, is clearly controlled by the regional Elorn fault system, while the NW trending Aulne estuary meanders further thanks to the sedimentary basement. The channels appear discontinuous at several places with the individualisation of 'blind' tidal channels. The origin of this discontinuity seems more linked to the structural control of the fluvial paleo-valleys rather than process of dichotomy of tidal channels as described for estuaries (Robinson, 1960). Along the meanders, the channels widen (1500 meters) and paleo-terraces are visible on both sides with depth of 20 m b.s.l to the south rim and 15 m b.s.l. to the north. Both channels converge at the centre of the bay to form a main paleo-valley connected to the deep strait extending to the external domain. Here, the U-shape channel tightens and is bounded by abrupt cliffs [Figure 62]. At the *goulet* end, the thalweg shows a large 750 m wide flat bottom and preserves its abrupt rim to the North. In the central part of the external area the vein widens and becomes shallowest before tightening in the most downstream portion of the system [Figure 62].

Sedimentary bedforms are mostly established in the external and intermediate domains. Long NE-SW trending tidal sand ridges are located at each termination of the strait and along the main channel of the central part of the bay. Most of them appear linked to the presence of residual current eddies generated by the tidal flow upon entry in the bay and are therefore considered to be representative of banner sand ridges (Davis & Balson, 1992, Dyer & Huntley, 1999, Neill & Scourse, 2009).

The most significant of them is the *Cormorandière* ridge (length: 1.8 km, width: 0.8 km, height: 3 m) extending to the east of the *Espagnols* headland and occurring along the western rim of a channel segment. In the external domain there is a banner bank found in the *Capucine* headland from the NE to SW, while dunes and megaripple fields have been identified in the paleo-valley. Rippled scour depressions (RSD) that are "channel-like depressions of low, negative relief [...], containing large sand ripples" (Cacchione, Drake, Grant, & Tate, 1984) are observed on the shelf surrounding the channel at depths between 20 and 10 meters (b.s.l). Off the bay of Bertheaume, the RSDs are formed from bedrock outcrop and they extend about 4,500 meters towards the NNE. They are characterised by an alternation of negative relief furrows, containing symmetric and regular ripples following the same orientation, and positive relief bands of a similar width. In the south, RSDs cover the main part of the Bay of Camaret and form a large depression filled by symmetric and regular ripples oriented towards the SSE. A megaripple field occurs in the central part of the external domain where the thalweg is the widest and presents many types of features characterised by different wave length, symmetry, and orientation. Dunes cover the north rim of the thalweg at the exit of the *goulet* and are oriented towards the NE.

- *Sedimentological description*

To complete the morphological analysis, the sedimentological map is divided into three main areas corresponding to the geomorphologic domains.

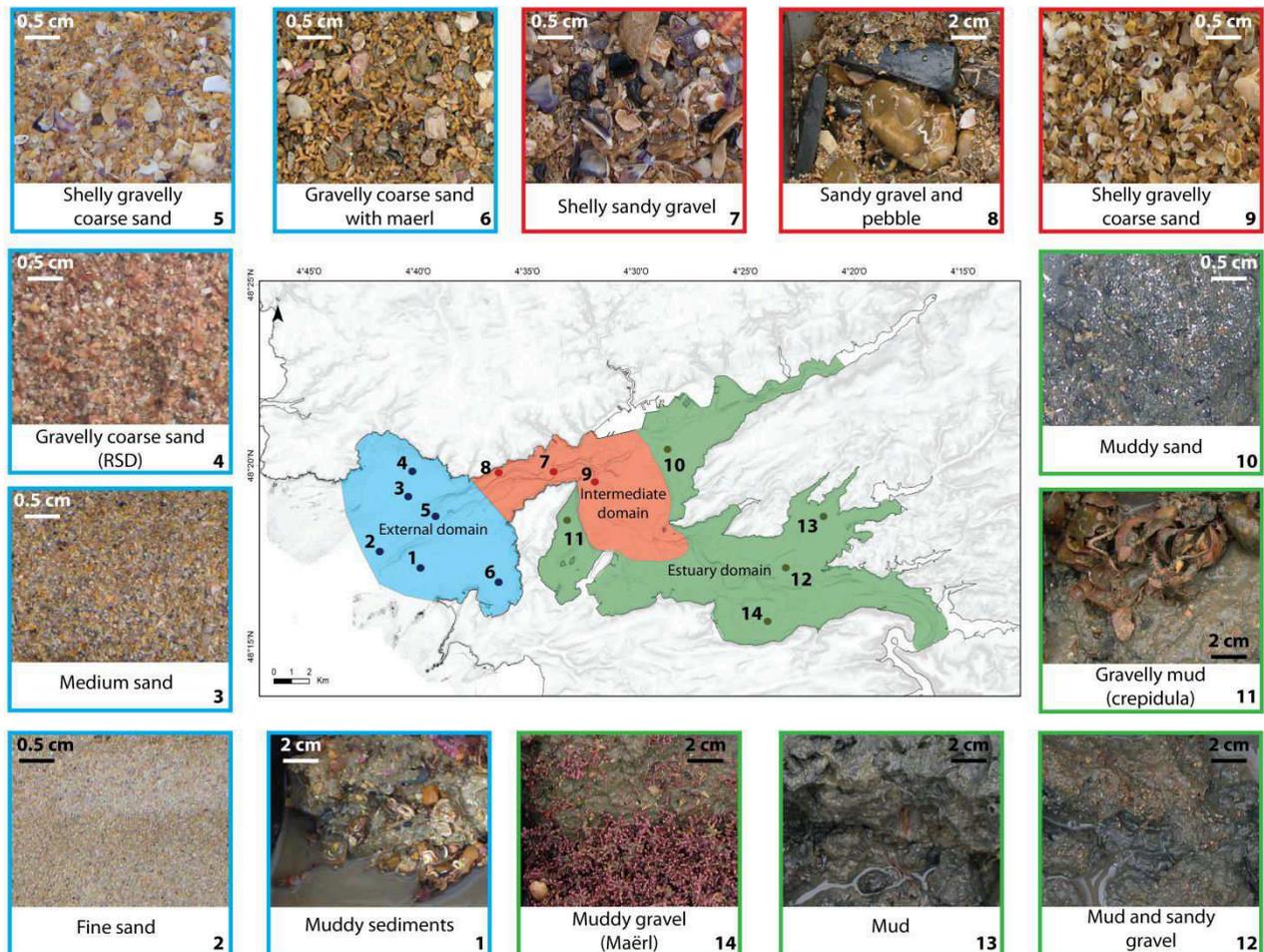


Figure 63 : The location of three main domains of the study area and facies samples; the external domain (in blue) is characterised by sand (fine to gravelly) and shelly sand, the gravelly coarse sediment located in the RSD (Ripple Scour Depression) is observable for the north and south; the intermediate domain (in red) by shelly sandy gravel and pebbles; the external domain (in green) defined by mud mixed in different proportions with other calcareous sediments like crepidula of maërl.

The external domain is characterised by contrasting sediments between the north and south side of the main channel. The northern part is defined by a shelf where the RSDs formed by gravelly coarse sand are inserted in an alternation of shelly sandy stripes ranging from coarse gravelly sand to fine sand [Figure 63]. The channel limit on the south side is defined by the last strip of medium sand, while the megarippled field is constituted by fine sand and the dunes by shelly gravelly coarse sand. Beyond this limit the sedimentary repartition is more heterogeneous. The south area is composed of coarse lithoclastic sediment (gravelly sand to pebble) occasionally mixed with a finer matrix, as in the example of the slight depression (40 meters) in the western part where coarse grains are associated with at least 5% mud [Figure 63]. The intermediate domain and the *goulet* collects the coarser sediments, most of 30% is composed of outcrops surrounded by pebbles stemming from the erosion of

the nearby sedimentary rocks or gelivation (schist plaques). Some places are coated by a thin cover of shelly gravelly coarse sand [Figure 63]. In the central part of the Bay of Brest, deposits from the central outcrops become finer until the *Ronde Island*. However the *Cormorandière* bank cover is locally formed by shelly sandy gravel and has disrupted the grain size sorting [Figure 63].

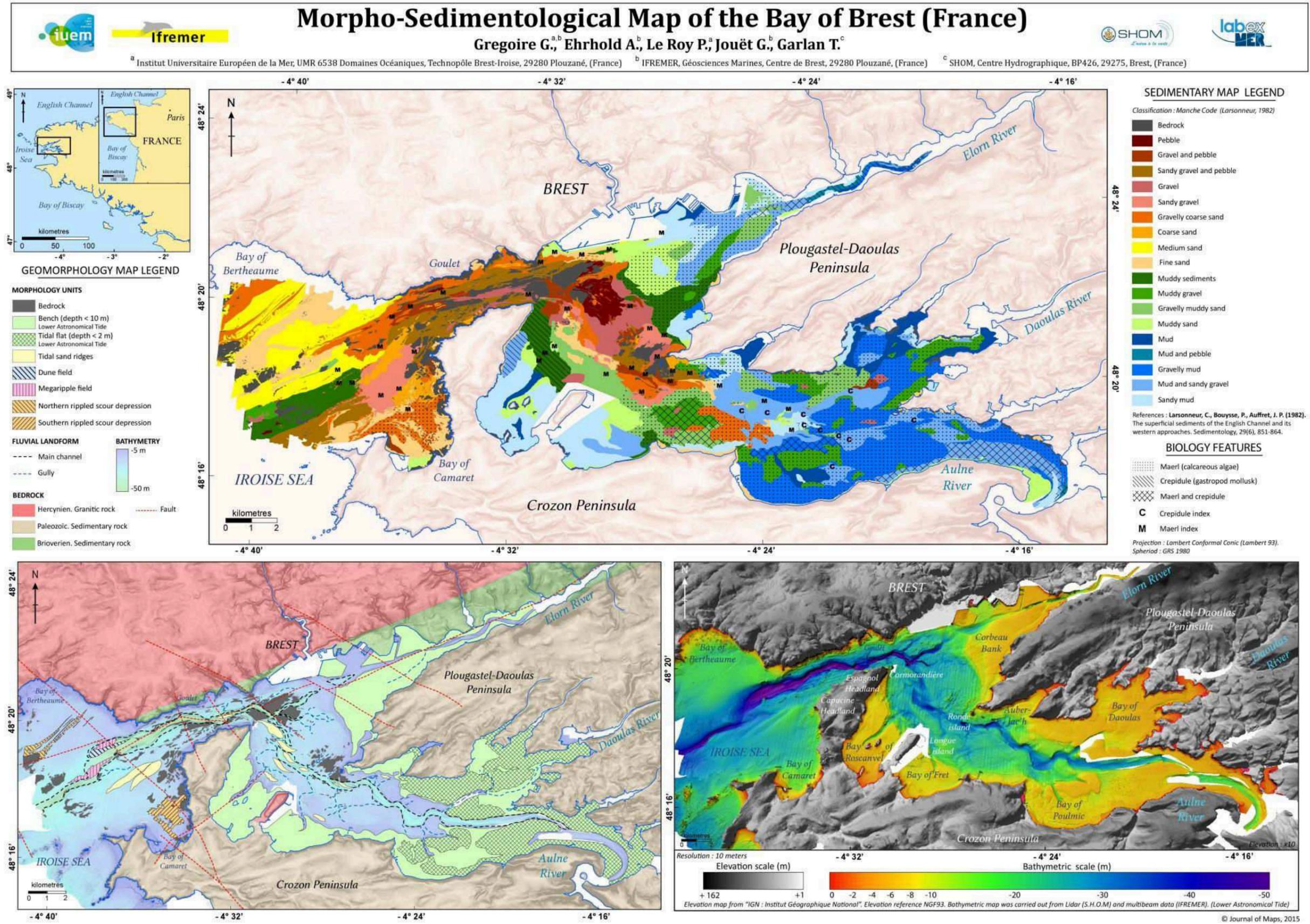
A muddy fraction characterises the estuarine domain; all the benches and tidal flats are covered by mixed sediments containing a more and less concentrated matrix of mud [Figure 63]. Two main types of sediment characterised by the mud content are observable: the muddy sediments that contain a minimum 25% mud (blue in the map) and sediments that contain between 5 and 25% mud (green in the map). The concentration increases around estuaries mainly in the Elorn and Daoulas river mouths. In this study this difference is assumed to be induced by the presence of macrobenthic communities composed mainly of shells (*Crepidula*) and maërl, whose development has provided the coarse fraction of the sediment (Grall & Hall-Spencer, 2003; Hirschberger, Guilcher, Pruleau, Moign & Moign, 1968) [Figure 63].

- *Sediment dynamics interpretation*

The estuarine internal domain is characterised by shallow benches and tidal flats that are covered by mud inputs principally fed by the Aulne River (Bassoulet, 1979; Beudin, 2014). The marine fauna and flora species development indicates that the turbidity is relatively low and that currents are moderate (Grall & Hily, 2002). Thus, this estuarine domain has a sedimentary partitioning mainly controlled by the continental fluvial inputs that are weakly reworked after the sediment deposits. In the intermediate domain, the many outcrops reflect the strong intensity of tidal currents preventing the sedimentary deposits. The tidal sand ridges located in the centre of the main channel seem to be an indication of confrontation between ebb and flux currents, and decreasing grain size sorting deposits in the central part of the bay reveal the reduction in tidal current speed. In the outer domain the dune and megaripple fields, characterised by a gravelly shelly sand, reflect the impact of the tidal currents. The presence of rippled scour depressions, including symmetric megaripples, suggests that sedimentation in the outer area is more affected by the swells oriented principally in the same direction as these structures (Auffret, Augris, Cabioch, & Koch, 1992; Mazières et al., 2015). Finally, the patch of muddy sediment in the western part is interpreted as a “sink” depositional area where the continental muddy sediments sourced from the Bay of Brest may be deposited and this deepest portion of the basin should have been spared the effect of swell except in case of exceptional storms.

Conclusion

The refined high-resolution morpho-sedimentological map of the Bay of Brest combining sediment sampling, bathymetry, and backscatter imagery allows us to provide a new accurate mapping of the sedimentary partitioning in accordance with seabed morphology analysis. It highlights the detailed facies distribution and morphology patterns useful for understanding the estuary processes and aids characterisation of the hydrodynamic conditions occurring in the open sea and confined domains. It appears that the Bay of Brest *s.s.*, should be categorised as confined estuary controlled by tidal currents in the deep water areas, which preserve the inherited shape and terraces associated with paleo-valley activity during successive sea-level lowstands, and by the fluvial inputs in the most remote shallowest area. The external domain is controlled both by tidal currents with the main stream canalized in the paleo-valley and by the Atlantic swell affecting the large exposed shelves where the depth is less profound. The resulted map illustrates the main hydrodynamic processes which impact the sediment distribution at the land-sea transition. Several studies have already used the methods presented in this paper to understand the dynamics processes impact in the geomorphology and sedimentary partitioning in a tide dominated estuaries (Barnard, Erikson, Rubin, Dartnell & Kvitek, 2012; Barnard, Erikson, Elias & Dartnell, 2012; Garcia-Gíl, Durán & Vilas, 2000; Shaw, Todd & Li, 2014). This new study will allow detailed comparison of scale facies distribution with other confined estuaries. Further modelling will allow the quantification of these processes and estimation of their relative contribution to the finer-grain sedimentation in the well-constrained geomorphology of an original estuary system.



IV.1.3 Résultats complémentaires

A. Faciès sédimentaires

La couverture sédimentaire du domaine externe est composée de 56 % de sables (grosiers à fins), à 20% de sédiments grossiers (graviers et cailloutis) et à 16 % de sédiments très hétérogènes associés à une matrice silteuse (entre 5 et 25%) (Figure 65). Le domaine intermédiaire est caractérisé par des faciès grossiers (cailloutis et graviers : 40 %) et à part égale de sables (grosiers) et de sédiments vaseux. En revanche, dans le domaine interne, plus de 90% de la surface est recouverte par un sédiment vaseux souvent associé à une fraction plus grossière. Ainsi, 27% de la couverture se définit par un faciès hétérogène avec une composante silteuse modérée, 58% par un faciès à composante vaseuse importante et seulement 6% par une vase.

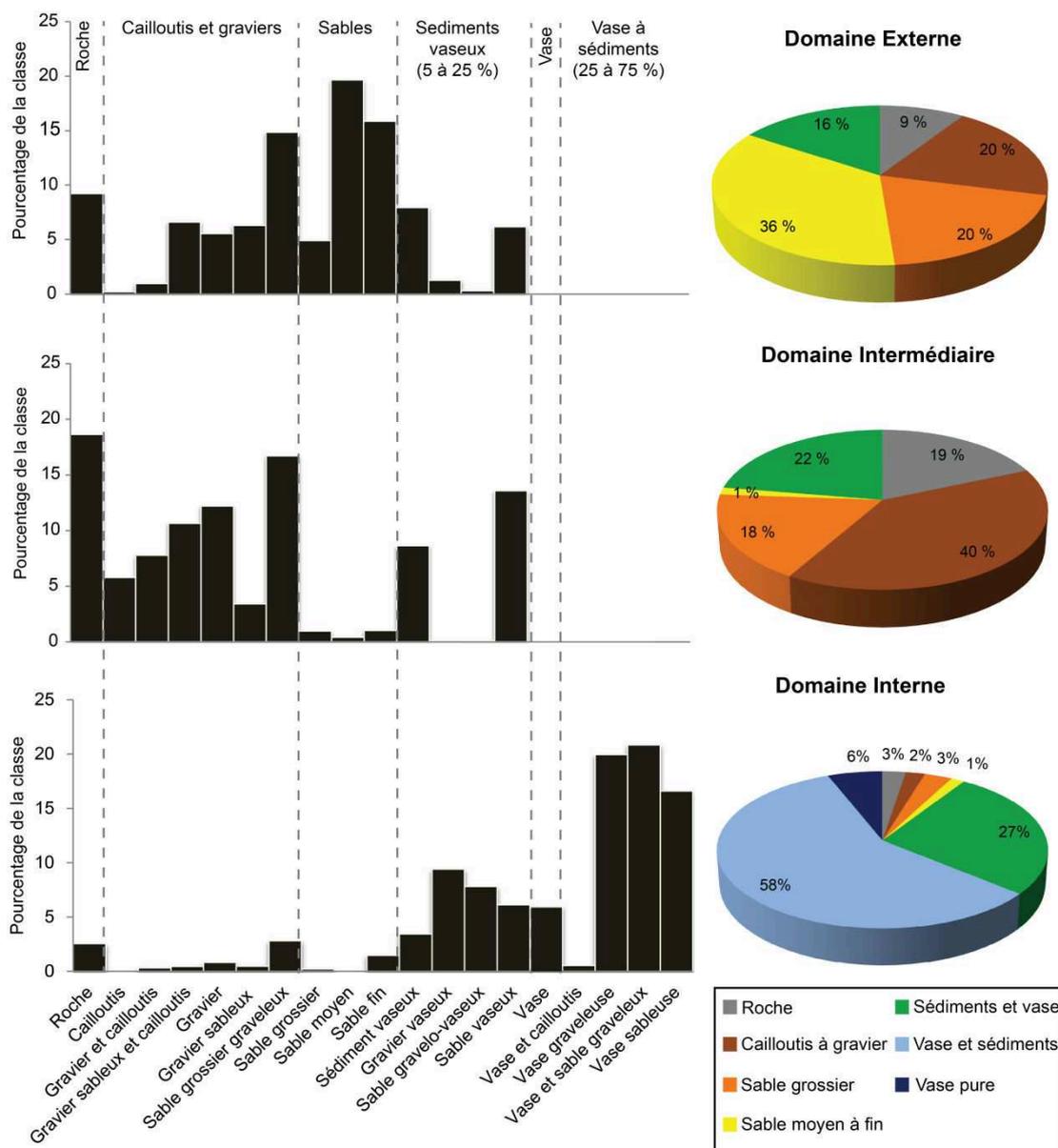


Figure 65 : Distribution en pourcentage des différents faciès sédimentaires par domaine

Même si la distribution diffère entre chaque domaine, il est important de souligner que (1) 16 à 27 % de la couverture sédimentaire est caractérisée par un faciès hétérogène associé à une fraction silteuse et que (2) le pourcentage de sable grossier entre le domaine externe et intermédiaire est sensiblement identique (20 et 18%). L'analyse des relations granulométriques (Folk et Ward, 1954 ; Weber et al., 1991 ; Weltje et al., 1997 ; Stuut et al., 2002) et des carbonates (Larsonneur, 1977 ; Vicaire, 1991 ; Ehrhold, 1999) entre chaque domaine permet de préciser la nature des sources sédimentaires.

B. Indices granulométriques

Des analyses au granulomètre laser sur des échantillons décarbonatés, ont permis d'identifier les modes granulométriques récurrents d'une part, dans la fraction silteuse (< 63 µm) et d'autre part, dans la fraction sableuse (entre 63 et 2000 µm) (Figure 66).

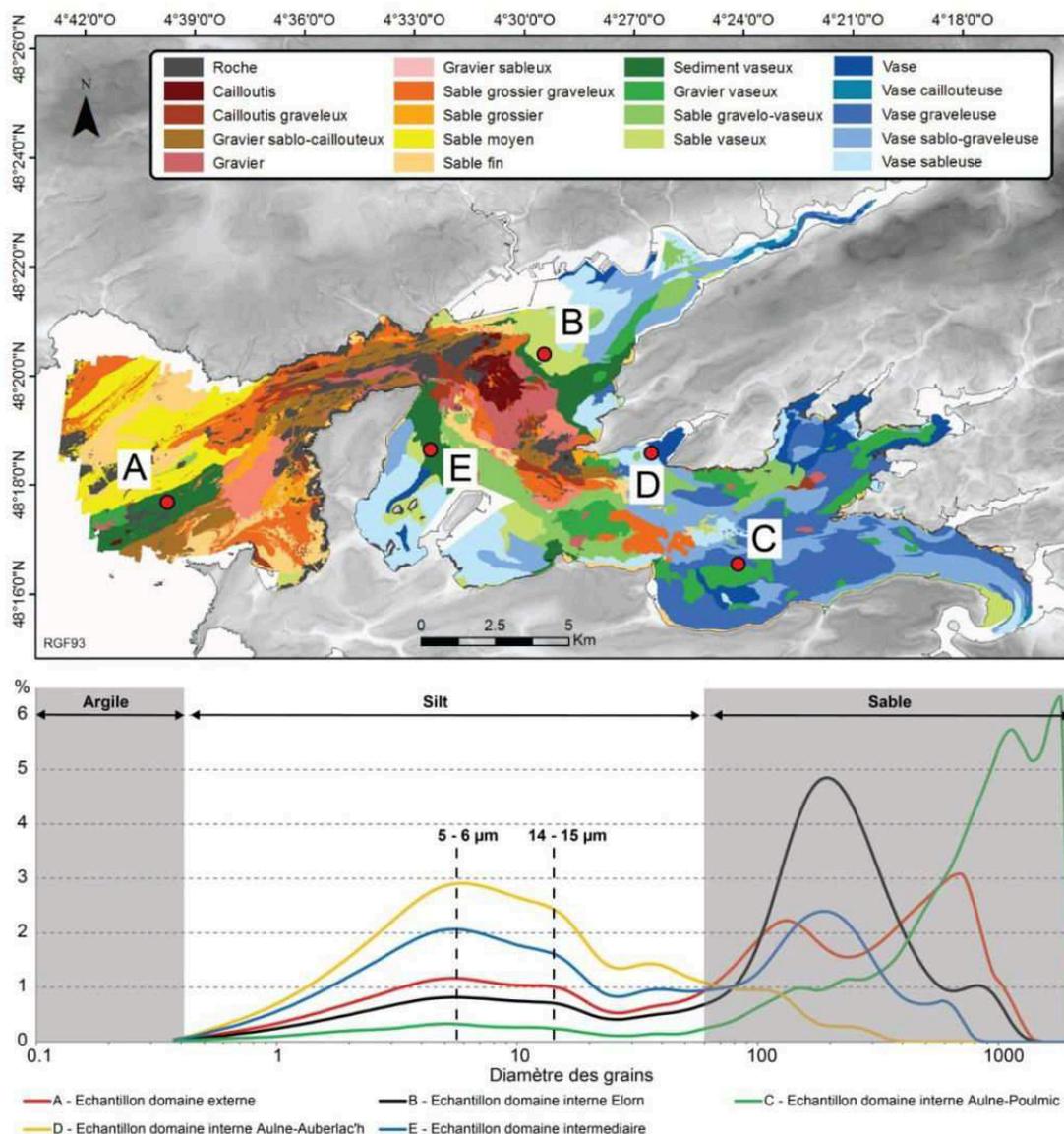


Figure 66: Modes granulométriques de 5 échantillons prélevés dans les différents domaines du secteur d'étude

Concernant la fraction silteuse, les courbes semi-logarithmiques de distribution granulométrique présentent la même forme. Elles croient jusqu'à un atteindre un pic compris entre 4 et 6 microns puis décroissent lentement avant d'atteindre un second pic entre 14 et 15 microns. La courbe décline ensuite fortement avant de franchir les valeurs de taille des particules assimilées au sable (Figure 66). Cette forme particulière, en « plateau », a été mise en évidence dans l'ensemble de la zone d'étude : l'homogénéité de la fraction silteuse tendrait à suggérer une origine unique du matériel. Dans la mesure où plus de 70 % des sédiments silteux sont concentrés à l'intérieur de la rade, cette fraction fine est logiquement corrélée avec les apports fluviaux. De plus, sur la plate-forme continentale au large de mer d'Iroise, il n'existe pas de grandes vasières (Hinschberger et al., 1968) à l'image de celle du Golfe de Gascogne (Bourillet et al., 2005) qui pourraient attester d'un apport sédimentaire en particules fines par le biais des courants marins. De plus, le secteur est éloigné de grandes sources potentielles telles que le fleuve Gironde qui alimente le plateau en sédiment fin (Jouanneau et al., 1999) ou Vilaine pour la baie de Concarneau (Ehrhold et al., 2014).

Afin d'étayer cette hypothèse, des prélèvements réalisés en amont, dans les rivières de l'Aulne (près de Châteaulin) et de l'Elorn (près de landerneau), ont également été soumis à des analyses (Figure 67). L'allure de la courbe granulométrique diffère entre ces deux échantillons appelés : Aulne fluviale et Elorn fluviale. En effet, la courbe semi-logarithmique de l'Aulne fluviale est identique à celle observée dans l'ensemble de la rade (pics à 5-6 et 14-15 μm); tandis que la courbe de l'Elorn fluviale se caractérise par une augmentation continue jusqu'à un premier pic (20 μm) puis un second (50 μm) (Figure 67). Nous parlerons pour la suite de « signature granulométrique de l'Aulne » pour la première allure de courbe et de « l'Elorn » pour la seconde.

Dans le bassin Nord, la signature granulométrique de l'Elorn ne s'observe que dans la partie plus amont du fleuve (SH07). En revanche, les points plus aval (SH22, SH20 et SH19) sont caractérisés par la signature de l'Aulne. Entre ces deux extrêmes (SH14, SH12 et SH8) l'allure de la courbe est différente. Elle croit selon la même tendance que la courbe de l'Aulne fluviale avant d'atteindre un pic maximum compris entre 15 et 20 μm (très concentré 3.5 %), soit entre les modes caractéristiques de l'Aulne et de l'Elorn fluviale (Figure 67). Dans l'estuaire de l'Aulne, la courbe de l'ensemble des échantillons a la même allure que celle de l'échantillon fluviale.

Cette distribution souligne l'existence d'un intense brassage des particules fines principalement issues de l'Aulne. Les courants de marée, prédominants dans le secteur d'étude, sont capables pendant le flot de remettre en suspension des sédiments déposés à l'étales et de les repousser jusque dans le fond des estuaires. Ils se concentrent alors sous forme de bouchon vaseux (point nodal) (Bassoulet et al., 1979 ; Allen et al., 1980). Dans le domaine interne, la marée aurait tendance à redistribuer les sédiments fins issus de l'Aulne au profit des secteurs pauvres en apports continentaux mais hydrodynamiquement calmes à l'image de la baie du Mont Saint-Michel (Ehrhold et al., 1999). De plus, la marée étant asymétrique (Monbet et Bassoulet, 1989) une partie est également susceptible d'être exportée vers la mer lors du jusant. Les travaux de Raffin (2003) traduisent l'existence d'une

cyclicité saisonnière des dépôts fins dans la baie de Camaret. Alors que de septembre à novembre, la fraction vaseuse est moins importante (5%) elle l'est d'avantage entre novembre et avril (22%). Cette observation est en accord avec l'augmentation des débits fluviaux (Bassoulet et al., 1979) et l'hypothèse d'un export des sédiments fins issus de l'Aulne vers le domaine externe.

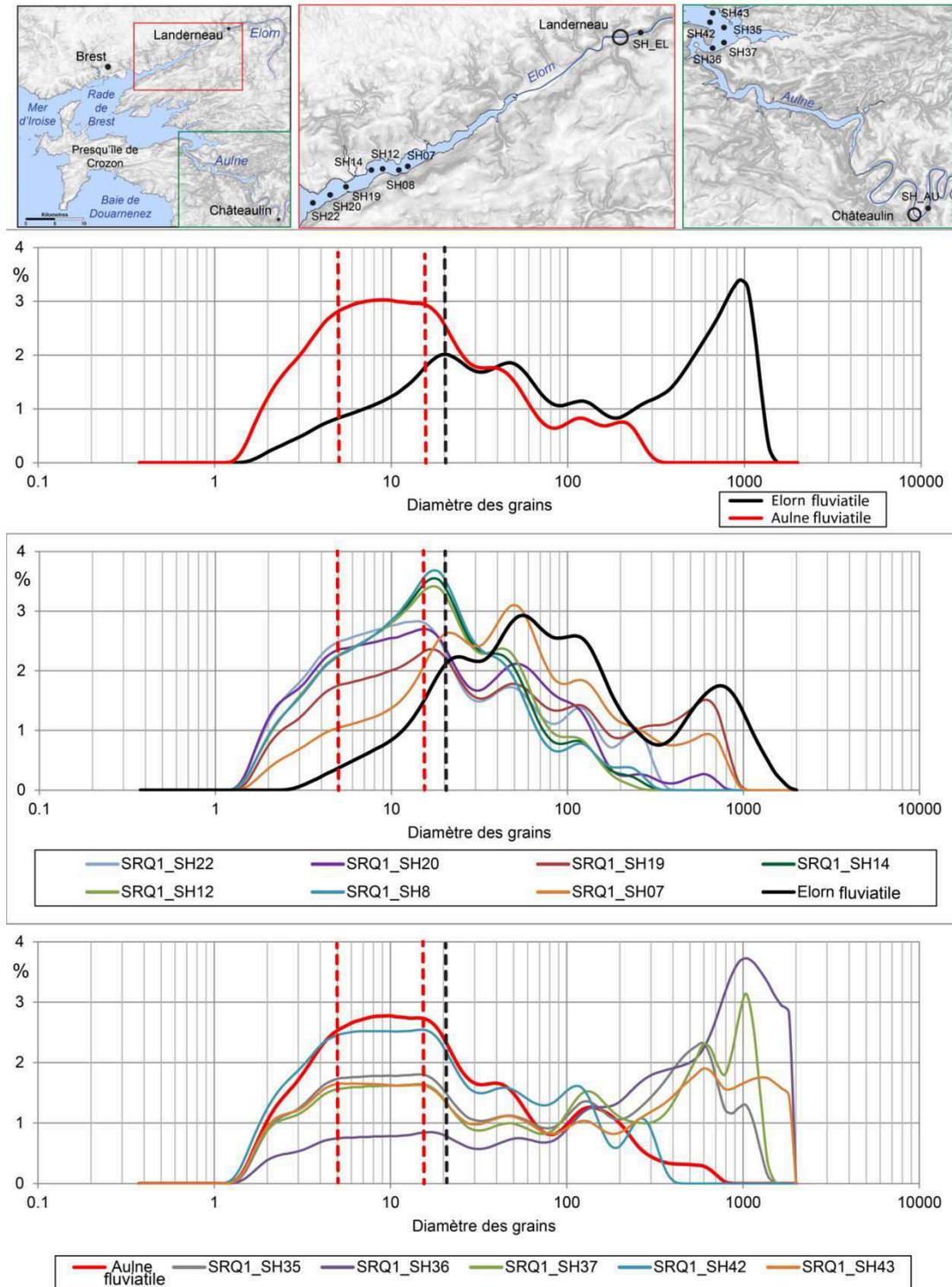


Figure 67: Localisation des échantillons analysés au granulomètre laser dans l'estuaire de l'Aulne et de l'Elorn et leur répartition des modes granulométriques

Il est néanmoins important de souligner que la distribution granulométrique, du fait de la variation d'intensité des flux (e.g. Middleton, 1976 ; Ashley, 1978 ; Bagnold et Barndorff-Nielsen, 1980) et de leur cyclicité (Weltje et al., 1997), mériterait d'être couplée avec une autre approche. Des études complémentaires géochimiques (Weltje et Von Eynatten, 2004) ou encore sur les assemblages minéraux des argiles (Margotta et al., 2016) permettraient de retracer les signatures de chaque fleuve du bassin versant jusqu'au secteur maritime.

L'hypothèse d'une unique source (Aulne) en sédiments fins est en outre confortée par les mesures des apports sédimentaires des principaux fleuves (ceux de l'Aulne étant 10 fois supérieurs à ceux de l'Elorn) (Bassoulet et al., 1979), et également par le modèle de dispersion des particules fines dans la colonne d'eau (Beudin et al., 2013). La nouveauté dans cette étude n'est pas le fait que les sédiments vaseux à l'intérieur de la rade soient issus de l'Aulne (Guilcher et al., 1962 ; Bassoulet et al., 1979 ; Auffret et al., 1983 ; Fichaut et al., 1984 ; Beudin et al., 2013) mais (1) l'existence d'un export puis d'un dépôt des particules fines vers la mer d'Iroise longtemps considéré comme inexistant (Fichaut, 1984) et (2) d'un brassage des particules fines de l'Aulne jusque dans l'estuaire de l'Elorn.

Des analyses ont été également menées sur des échantillons de sable grossier coquillier localisés dans le domaine intermédiaire et externe. Les trois échantillons sont caractérisés par deux modes granulométriques identiques mais en proportion inverse : 400 et 1600 μm .

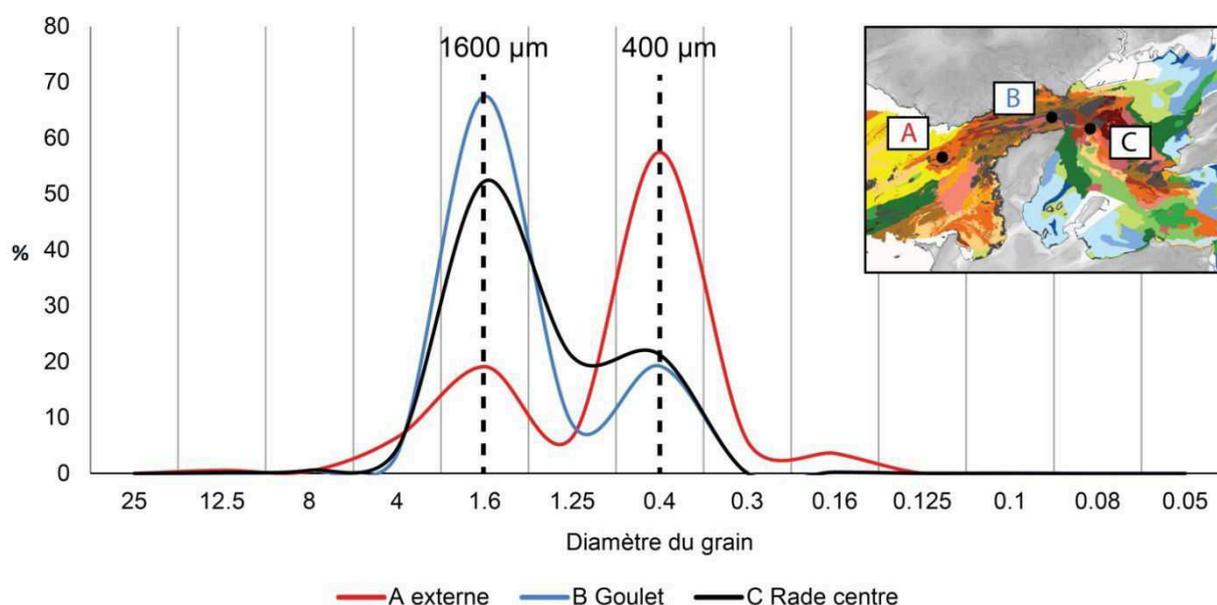


Figure 68: Répartition des modes granulométriques de trois échantillons de type sable grossier

Bien que les modes soient similaires il est difficile pourtant d'estimer l'origine commune de ces sables grossiers. Des mesures de CaCO_3 ont été effectuées afin d'une part de confirmer l'hypothèse d'une unique source pour ces trois échantillons et d'autre part de déterminer la répartition des carbonates du secteur d'étude.

C. Distribution des carbonates

D'après la Figure 69, l'ensemble de la zone d'étude est caractérisée par un taux relativement élevé de CaCO_3 (majoritairement entre 50 et 70%) la moyenne étant de 55 %. Dans le détail cette dernière diffère entre chaque domaine. Le secteur interne bien que constitué à 90% de sédiment vaseux se distingue par un fort taux de CaCO_3 (50 et 70%). Les zones de plus fortes concentrations (70-90%) sont corrélées avec les bancs de maërl et de crépidule. Le plus fort taux enregistré est d'ailleurs localisé dans la baie de Daoulas. Ce secteur, de même que dans la baie de Poulmic, est recouvert par une colonie dense de maërl. Les sédiments présents dans les baies de Roscanvel, du Fret et le fond de la baie de Daoulas sont pauvres en CaCO_3 (30 à 50 %). Le domaine intermédiaire se distingue par une couverture riche en carbonate dans le goulet (70 à 90%) et plus pauvre dans la zone centrale de la rade de Brest (30 à 70%), excepté au niveau du banc de la Cormorandière et de sa prolongation vers le sud-est.

Enfin le domaine externe se caractérise par une alternance de concentration différente corrélée à la nature de la couverture sédimentaire. Les sables moyens et fins sont pauvres en CaCO_3 (30 à 50 %), comme observé dans le fond de la baie de Camaret ou encore sur le plateau nord, tandis que les sables grossiers et graviers sont très riches (70 à 90 %). Les sédiments très grossiers au large de la pointe du Toulinguet sont également très pauvres en CaCO_3 .

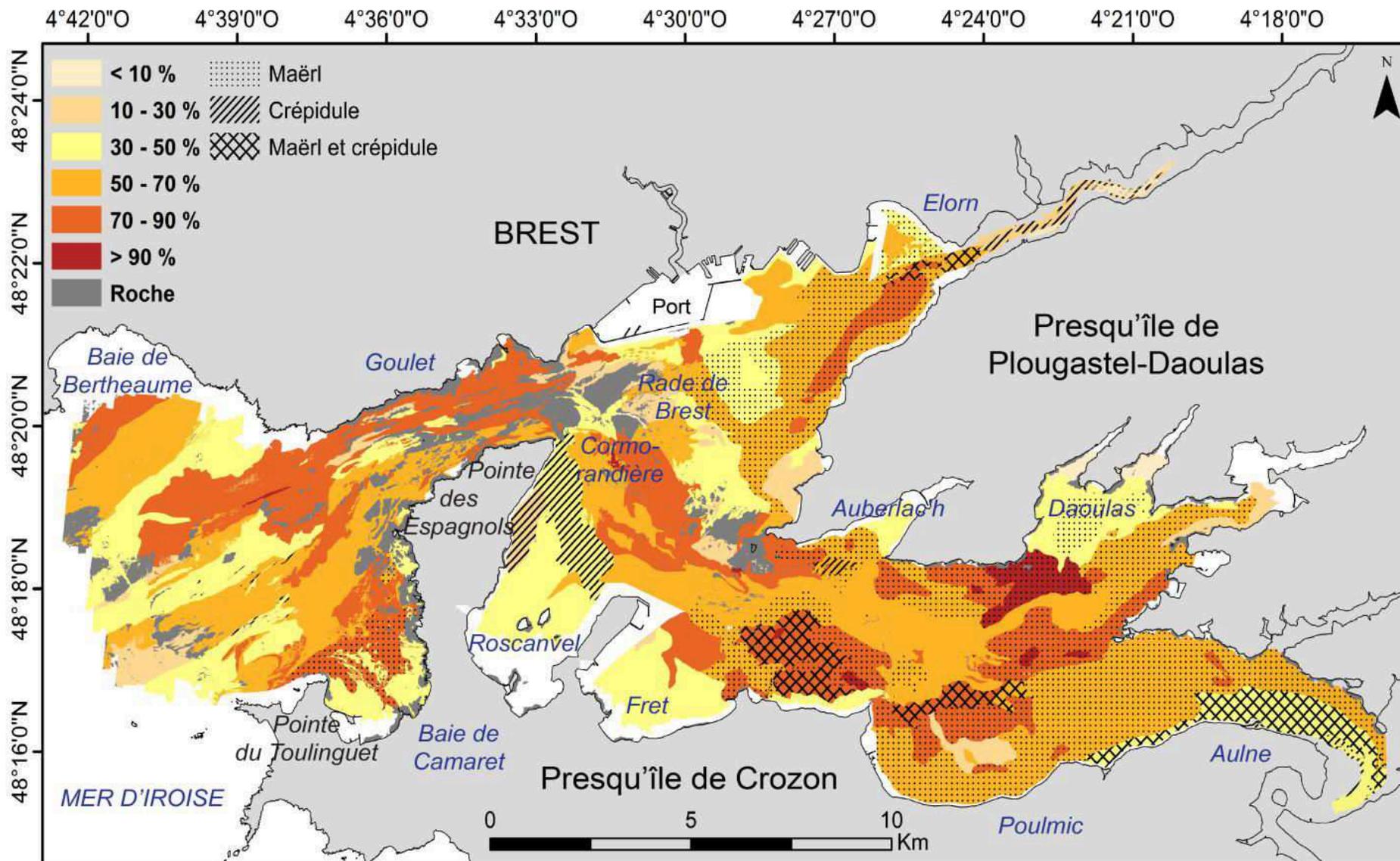


Figure 69: Distribution des carbonates dans le secteur d'étude (%) et localisation des colonies de maërl et crépidule

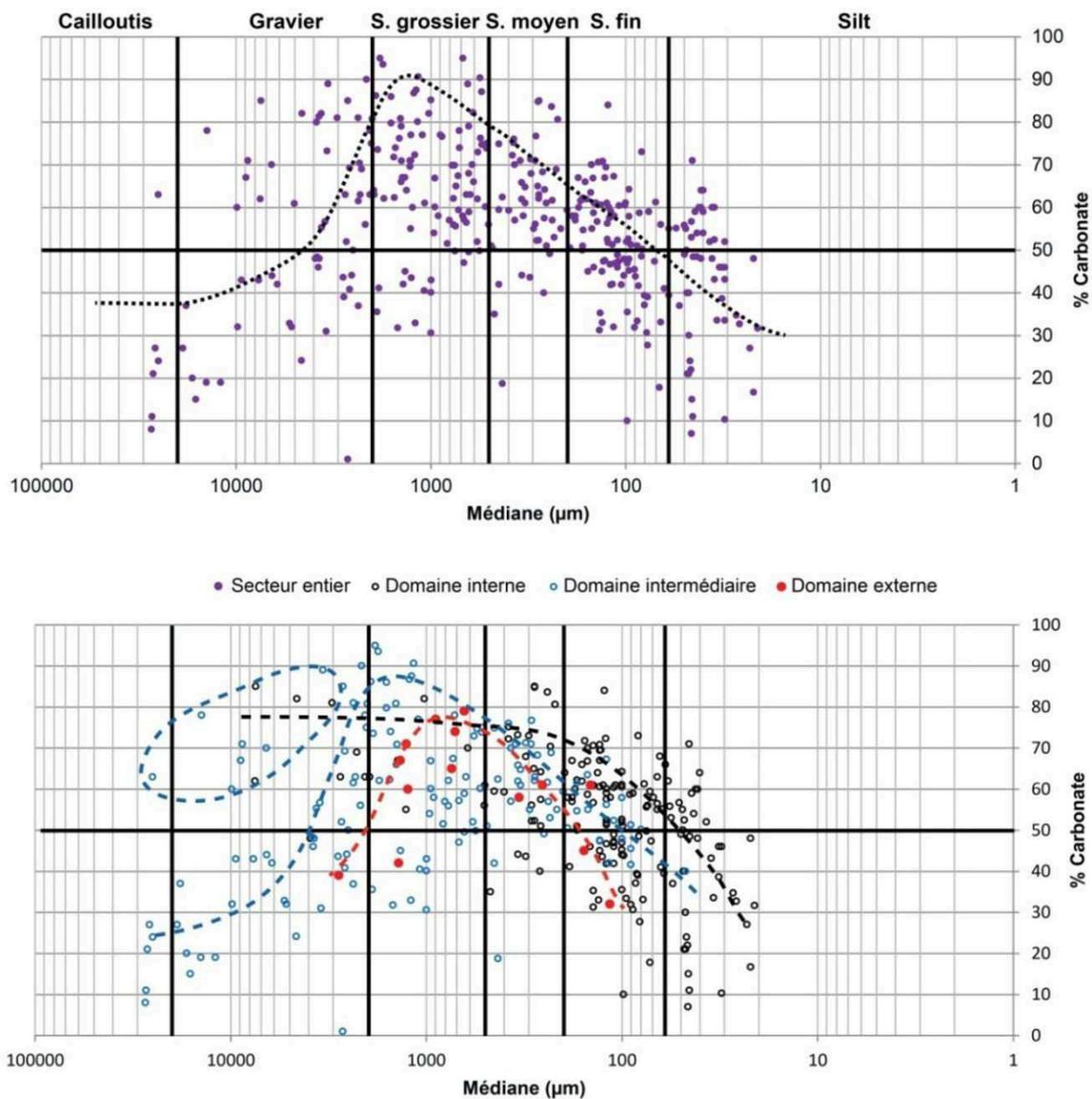


Figure 70: Relation entre la médiane (μm) et la teneur en carbonate (%) du secteur d'étude (violet), du domaine interne (noir), intermédiaire (bleu) et externe (rouge). Les courbes tiretées représentent la tendance moyenne par domaine

En rade de Brest, ce critère de dispersion, bien qu'observé, se distingue difficilement. Un nuage de points appartenant à la classe des cailloutis et de graviers présente un taux de carbonate supérieur à 50% (Figure 70). Ceci peut s'expliquer lorsque que la relation entre la médiane et le pourcentage de CaCO_3 est calibrée par domaine (Figure 70).

Dans le domaine externe (rouge), les concentrations en CaCO_3 sont supérieures à 50 % dans la classe des sables (grosiers et moyens). Ce taux atteint des minima dans les graviers et les sables fins (30 %). Ces observations, bien que sous représentées, présente la même tendance que celle observée dans la baie du Mont St Michel (Ehrhold, 1999). Le domaine interne (noir), se caractérise par des concentrations en carbonate élevées (> 50%) des graviers aux sables fins avant de décroître dans les silts. Le domaine intermédiaire (bleu) présente un mélange entre ces deux tendances. En effet, un nuage de point (entouré en bleu) se caractérise par des taux exceptionnellement élevés en carbonate.

La particularité de la rade de Brest réside dans la présence d'un taux élevé de carbonate (>50%) pour les échantillons dont la médiane appartient à la classe des graviers et cailloutis (domaine interne et intermédiaire). Ceci s'explique par le développement in situ de colonies de maërl et de crépidules. Ces faunes macro-benthiques confèrent donc aux sédiments fins de la rade interne une granulométrie très grossière (entre cailloutis et graviers) exclusivement carbonaté. Cependant, si cette particularité est supprimée la relation ente la médiane et le taux de carbonate certifie l'origine marine des carbonates.

Concernant les échantillons de sable grossier, présentant les mêmes modes granulométriques (Figure 68), le pourcentage de carbonate a été mesuré sur la totalité de l'échantillon ainsi que pour sur les fractions de 400 et 1600 μm (Figure 71).

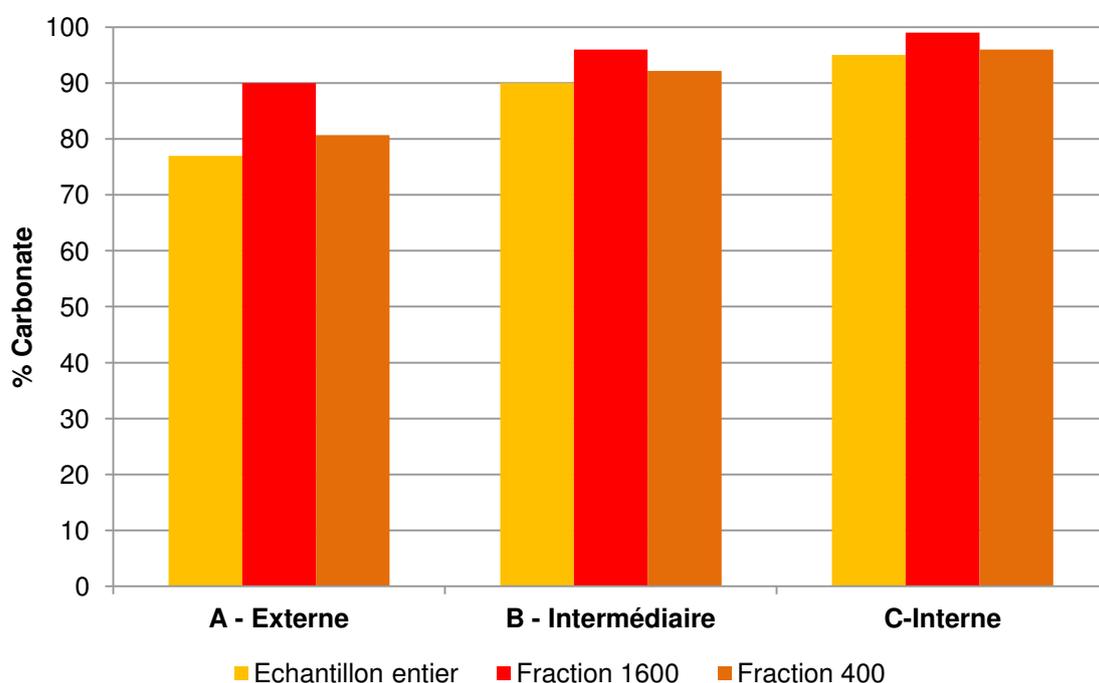


Figure 71: Estimation (en %) du taux de CaCO_3 des échantillons de sable grossier présentant les mêmes modes granulométriques

L'échantillon localisé dans le domaine externe présente une plus faible concentration en CaCO_3 (77%) tandis que l'échantillon de la zone interne plus forte (95%). La même tendance s'observe pour les teneurs en CaCO_3 de chaque mode (fractions). Globalement les deux fractions (400 et 1 600 μm) présentent un taux de CaCO_3 plus élevé que dans l'échantillon global. C'est dans la fraction à 1600 μm que le plus fort taux de CaCO_3 est enregistré (>90%). La fraction mobile carbonatée dans les secteurs de plus forte intensité (goulet et ses secteurs proximaux ouest et est) semble être la même dans l'ensemble des trois échantillons. Ceci souligne donc l'existence d'échanges sédimentaires de sables grossiers bioclastiques entre le domaine interne et externe via le domaine intermédiaire, initialement mis en évidence avec l'étude granulométrique.

La zone d'étude, d'après l'analyse détaillée de la couverture sédimentaire peut-être divisée en trois domaines différents :

- Le domaine externe est caractérisé par une couverture sableuse bio-lithoclastique (30 à 70 % de CaCO_3) sur les plateaux et bioclastique à l'intérieur du chenal (70 à 90% de CaCO_3). Un sédiment hétérogène mélangé à une fraction silteuse (5 à 25 %), encore jamais observé à cette profondeur (Hinschberger, 1968), semble se mettre en place périodiquement dans une dépression proche de la limite sud-occidentale du domaine externe. L'origine de la fraction silteuse pourrait être associée à l'apport en particules fines de l'Aulne (Beudin et al., 2013).

- Le domaine intermédiaire se définit globalement par une couverture sédimentaire grossière (cailloutis à sable grossier) sans doute associée à des courants plus intenses dans ce goulet d'étranglement des flux entrants et sortants de la rade. Ce secteur du goulet, se distingue par une couverture non continue (30 % affleurements rocheux) de sable grossier. Dans le centre de la rade de Brest, il se dessine un gradient granulo-décroissant du goulet vers le centre de la rade (Moign, 1967 ; Auffret, 1983 ; Fichaut, 1984). Ce dernier reflète la diminution de l'influence des courants de marée vers le domaine interne (Gao et Collins, 1992 ; Fichaut, 1984).

- Le domaine interne se différencie par une importante fraction vaseuse (Auffret, 1983 ; Fichaut 1984). Les analyses granulométriques et l'interprétation de la répartition des carbonates, soulignent l'existence de communautés macro-benthiques (maërl et crépidule) (Guilcher et al., 1962 ; Grall, 2003 et Hall-Spencer ;2003 ; Guérin, 2004) qui biaise la lecture de la répartition sédimentaire par l'intensité des courants

Bien que la répartition de la couverture sédimentaire ait déjà été discutée dans plusieurs études morphosédimentaires (Hinschberger, 1968 ; Moign, 1967 ; Guilcher et al., 1962 ; Auffret et al., 1983 ; Fichaut et al., 1984) (cf chapitre. II.4.1), chacune d'entre elles se sont focalisées sur un secteur précis (rade interne ou domaine externe). Ces études n'ont donc pas souligné l'existence d'échanges entre ces deux secteurs. Ces travaux de thèse, se focalisent d'avantage sur ces échanges.

L'ensemble des sédiments fins ont la même signature que celle de l'Aulne fluviale ; ils y en sont donc originaires. Ces particules fines sont ensuite transportées, déposées dans le domaine interne puis remises en suspension par les courants de marée avant qu'une partie ne soit évacuée périodiquement vers le domaine externe (Beudin et al., 2013) (48 T/cycle de marée soit $35 \cdot 10^3 \text{ T/an}$). Concernant les particules grossières carbonatées d'origine marine, les analyses confirment les échanges s'effectuant entre le domaine interne et externe dans des secteurs néanmoins très proches du goulet (chenal central externe et Cormorandière).

Les résultats préliminaires décrits dans l'article ont permis de souligner l'influence des courants de marée, des houles océaniques et des apports fluviaux sur la répartition morphosédimentaire. Selon, l'analyse morphologique menée à travers l'article, leur impact est

propre à chaque domaine. La dynamique sédimentaire est à la fois contrôlée par les houles et les marées dans le domaine externe, exclusivement par les courants de marée dans le domaine intermédiaire et par une action conjointe des courants de marée et des débits fluviaux dans le domaine interne.

Après avoir mis en évidence l'existence d'échanges sédimentaires entre chaque domaine et d'avoir caractérisé le rôle des facteurs hydrodynamiques, nous nous attachons pour la suite à comprendre l'organisation de la dynamique sédimentaire.

IV.2 Indices du transport sédimentaire résiduel

INTRODUCTION

Le mécanisme de formation des figures sédimentaires (taille et forme) en milieu sous-marin peu profond résulte d'une action conjuguée des conditions hydrodynamiques (houles, marées, tempêtes) des caractéristiques sédimentaires (lithologie, granulométrie, stock sédimentaire), de la morphologie du substrat et des variations, à long terme, du niveau marin (Allen, 1968). Belderson (1982), propose même un schéma d'élaboration des grandes structures sédimentaires sableuses sur la plate-forme continentale en fonction du stock sédimentaire disponible et de l'intensité des courants résiduels sur le fond. Il conclue à la création de formes transverses (dunes) et longitudinales (bancs et rubans sableux) par rapport à la direction des courants résiduels en présence. Depuis le début des années 1980, l'essor des outils géophysiques a permis d'imager les fonds marins (bathymétrie et imagerie sonar). Cet essor a eu pour conséquence de révolutionner la compréhension de la morphodynamique de la plate-forme continentale (Hughes Clarke et al., 1996 *in* Clarke, 2012). De nombreuses études morphologiques ont alors permis de définir des indices de transport sédimentaire à partir des structures sédimentaires observées sur la plate-forme continentale (Trentesaux et al., 1994; Mallet et al., 2000; Le Bot, 2001; Ehrhold et al., 2003; Garlan, 2004; Trentesaux, 2005; Barnard et al., 2012; Gomes et al., 2014; Shaw et al., 2014; Todd et al., 2014; Evans et al., 2015). L'objet de ce sous-chapitre est donc d'analyser les figures sédimentaires reconnaissables dans chacun des domaines présentés auparavant (externe, intermédiaire puis interne) afin d'étudier la polarité des transports résiduels et la conformité avec les champs de courants actuels (cf chapitre II.3).

IV.2.1 Le domaine externe

C'est dans ce domaine que la plus grande variété de figures est répertoriée : Rippled Scour Depression (RSD), champs de dunes et queues de comète. .

A. Les RSD sur les plaines sableuses

Comme mentionnés plus haut, les plateaux peu profonds, entourant le chenal central, présentent des figures sédimentaires particulières nommées « Rippled Scour Depressions » (RSD)

(Cacchione et al., 1984) ou sorted bedforms (Murray et Thielert, 2004)(Figure 72). Ces objets sont typiques des environnements de plate-forme interne et fréquemment observés à des profondeurs comprises entre 60 et 5 mètres (Diesing et al., 2006 ; Trembanis et Hume, 2011 ; Davis et al., 2013 ; Mazière et al., 2015 ; Mielck et al., 2015). Elles peuvent avoir des tailles et formes différentes mais se caractérisent toujours par une dépression peu profonde (0.5 et 1 m) dans laquelle sont observés des sédiments grossiers organisés en mégarides (Murray et Thielert, 2004 ; Coco et al., 2007b).

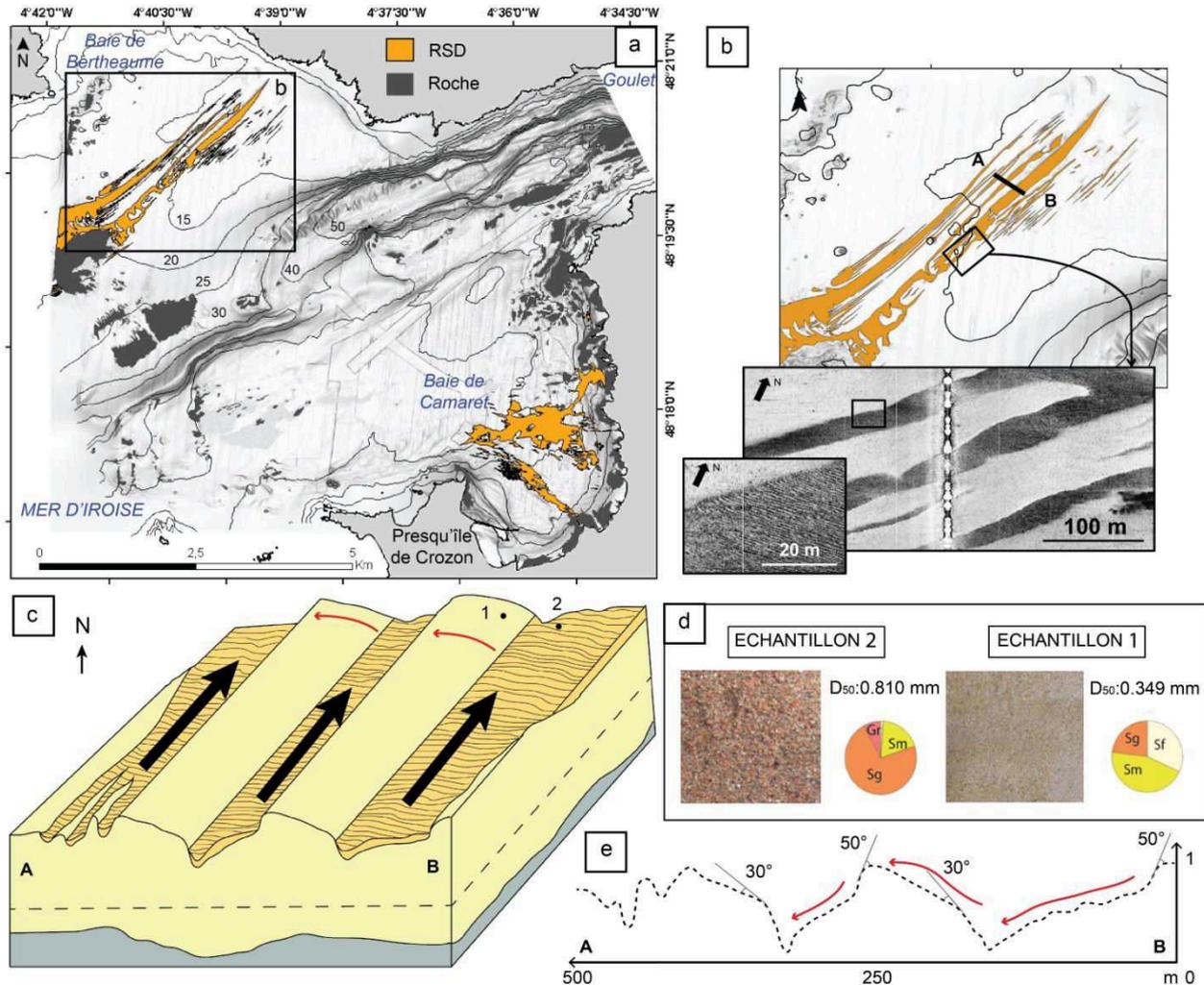


Figure 72: (a). Localisation des RSD dans le domaine externe (b). Exemple de visualisation des RSD en imagerie sonar à différentes échelles de résolution (c). Bloc diagramme 3D, selon la coupe A-B, des RSD. Les flèches noires et rouges illustrent l'orientation des transports sédimentaires (d). Répartition des classes granulométriques et photographie des échantillons 1 (interne sillon) et 2 (externe sillon) (e) Profil bathymétrique, selon la coupe A-B, et valeur des pentes des rubans sableux. Les flèches en rouge illustrent la polarité des versants.

Leur signature acoustique de surface se traduit par un contact entre deux sédiments de granulométrie et rugosité différentes. Dans notre secteur d'étude, les RSD se localisent en baie de Bertheaume et de Camaret entre 15 et 20 m de profondeur. Les figures érosives en baie de Camaret s'orientent selon un axe dominant NO-SE (Figure 72). En baie de Bertheaume, (Figure 72) ; elles s'orientent de manière rectiligne selon un axe SO-NE et s'enracinent au NE d'un affleurement rocheux. Dans ce secteur, les sillons atteignent une longueur maximale de 3500 m et 400 m de large, et une

profondeur de 0.6 à 1 m. La distance entre chaque sillon est comprise entre 250 et 20 m. Les sillons s'affinent petit à petit vers l'est (respectivement 10 m de largeur à 15 m de profondeur). Le sédiment tapissant le fond des sillons est majoritairement composé de sable grossier (70%), sable moyen (20%) et gravier (10%) avec un grain moyen 0.830 mm. Il est organisé en petites dunes (Ashley, 1990) d'une longueur d'onde de 1 m et d'une hauteur de 10 cm dont les directions des crêtes (N130°) restent constantes. Le sédiment externe est composé de sable moyen (45%), sable fin (35%) et sable grossier (20%) (taille des grains moyens : 0.340 mm). En coupe, les sillons graveleux sont asymétriques : une légère pente (0.3%) est orientée vers le nord. L'asymétrie des versants se caractérise par une pente douce (30°) du côté le moins creusé et abrupte de l'autre (50°).

Dans le secteur d'étude, les houles, ainsi que les tempêtes récurrentes en périodes hivernales, proviennent préférentiellement du sud-ouest et s'orientent selon le même axe des RSD (40° N) (cf chapitre II.3.2). En revanche, les courants de marée en surface sont orientés perpendiculairement aux sillons graveleux (cf chapitre II.3.1). Sur le plateau nord, les courants résiduels sont orientés vers le nord-ouest. Le creusement des dépressions et le dépôt des sables grossiers sont donc corrélables avec l'action des houles de tempêtes. Lorsque l'onde rencontre l'affleurement rocheux, une augmentation de la turbulence et de la contrainte de cisaillement se crée et inhibe le dépôt des sédiments fins (Coco et al., 2007a). Les houles de « beau temps » peuvent entretenir la pérennité des mégarides internes. Néanmoins, les courants résiduels de marée semblent ici responsables de l'asymétrie des fonds et des versants des sillons. Goldstein et al. (2011) estiment que les RSD observés à de faibles profondeurs (5 à 30 m) sont des figures éphémères. Ils considèrent que les dépressions sont rapidement comblées par des sédiments fins. En cas de tempête, elles sont recreusées à différents endroits. Si cette observation est vérifiée pour les petites structures, ce ne l'est pas pour les plus grandes à l'image de celles développées dans la baie de Bertheaume pour lesquelles les observations récurrentes intégrant des évènements de tempêtes montrent une pérennité des RSD.

B. Champs de dunes dans le chenal

Il existe deux champs de dunes dans le chenal de la zone externe. Le premier s'étend de la zone centrale moins profonde et élargie (1500 m) jusque sur le versant nord du chenal (Figure 73). A des profondeurs comprises entre 25 et 40m, ce champ s'oriente selon un axe SO-NE et atteint 2.6 km de long pour 580 m de large. Les dunes, moyennes à grandes (Ashley, 1990), sont formées par un matériel sédimentaire constitué de sable moyen bio et silicoclastique. L'analyse permet de subdiviser le champ principal en huit sous-champs présentant des dunes différentes de par leur orientation, longueur d'onde et polarité (Tableau 10).

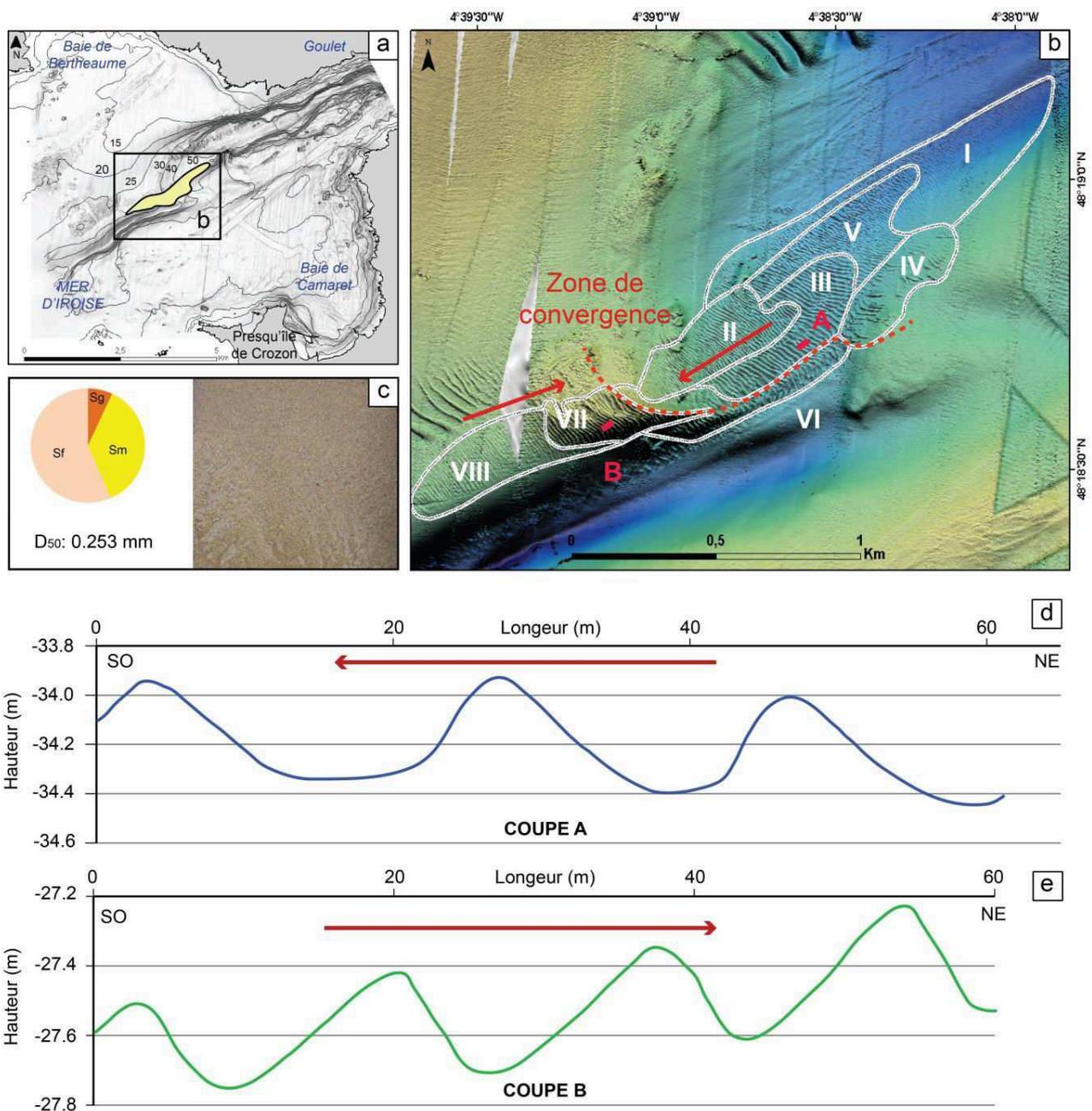


Figure 73: (a). Localisation du champ de dunes (b). Zoom sur le champ et détermination des différents types (I à VIII) de dune. Les annotations en rouge illustre la polarité des dunes, la zone de confrontation entre deux polarités différentes et la localisation des coupes A et B (c). Caractéristiques granulométriques du matériel sédimentaire des dunes et photographie (d). Coupe (A) perpendiculaire aux crêtes des dunes de type III (e). Coupe (B) perpendiculaire aux crêtes de dunes de type VII. Les flèches rouges illustrent l'orientation du transport résiduel selon l'asymétrie des dunes.

Les dunes sont des structures souvent mobiles contrôlées par les courants de marée et les courants induits par les vents (Le Bot et al., 2001 ; Le Bot et Trentesaux, 2004 ; Ferret et al., 2010). Ces figures sédimentaires sont allongées et s'orientent perpendiculairement à l'axe principal du courant (Ashley, 1990) selon une variation angulaire de 20° (Le Bot et al., 2001). Leur asymétrie reflète l'orientation du courant résiduel sur le fond, souvent orienté dans la même direction.

Sous-champ	Longueur d'onde (m)	Indice de symétrie (RSI)	Orientation flanc court	Orientation ligne de crête
I	16	0	-	135° N
II	9	0	-	125° N
III	22	0.3	Ouest	115° N
IV	15	0.3	Ouest	112° N
V	9	0	-	115° N
VI	16	0.4	Est	112° N
VII	16	0.5	Est	150° N
VIII	9	0	-	146° N

Tableau 10: Caractéristiques des différents types de dunes du champ central. Les valeurs en bleues et vertes présentent des dunes asymétriques

A l'extrémité orientale du champ principal, deux sous-champs (III et IV) présentent une asymétrie (RSI entre 0.4 et 0.5 (Knaapen, 2005)): le flanc court s'oriente, et la longueur d'onde s'accroît, vers l'ouest. Ceci traduit la présence d'un courant résiduel dirigé et s'accéléralant vers l'ouest (60° N) (jusant). La partie occidentale reflète l'existence de deux sous-champs de dunes asymétriques (VI et VII) (RSI de 0.3 (Knaapen, 2005)). Ces dunes ont une longueur d'onde identique (16 m) et un flanc court orienté à l'est. Elles illustrent la présence d'un courant résiduel orienté vers l'est (240° N) (flot).

Ces quatre sous-champs présentent des polarités de transport contraires (60°/240°) suggérant l'établissement d'une zone de « convergence » des courants résiduels. Cette zone est localisée entre les dunes de polarité opposée au centre du champ principal. A l'est, les dunes sont soumises à un courant résiduel dominé par le jusant, intensif lors de la vidange de la rade de Brest (1.8 nœuds en surface), tandis qu'à l'ouest, elles sont régies par un courant de flot, soutenu avant la pleine mer (1.8 nœuds en surface). Le chenal aurait donc tendance à canaliser les courants de marée et à amplifier leur intensité. De plus, l'élargissement du chenal, reflète l'existence d'un couloir préférentiel de jusant au nord et de flot au sud.

Cette observation se confirme avec l'analyse du second champ de dunes localisé en amont, à l'aplomb des falaises du versant nord du chenal (Figure 74). Ce champ dunaire s'oriente selon un axe NE-SO sur une longueur de 2.3 km et une largeur de 340 m. Il prend naissance à 45 m de profondeur et est formé par un sable grossier bioclastique. Ces grandes dunes ont une hauteur comprise entre 0.75 et 5 m et une longueur d'onde de 10 à 100 m. Les quatre dunes orientales ne présentent pas d'asymétrie. Le flanc court des dunes occidentales s'oriente vers l'OSO, elles présentent un degré d'asymétrie compris entre 0.4 et 0.5. Le transport résiduel sur le fond s'oriente donc vers l'ouest (240° N) et confirme l'hypothèse d'un contrôle du chenal nord par les courants de jusant.

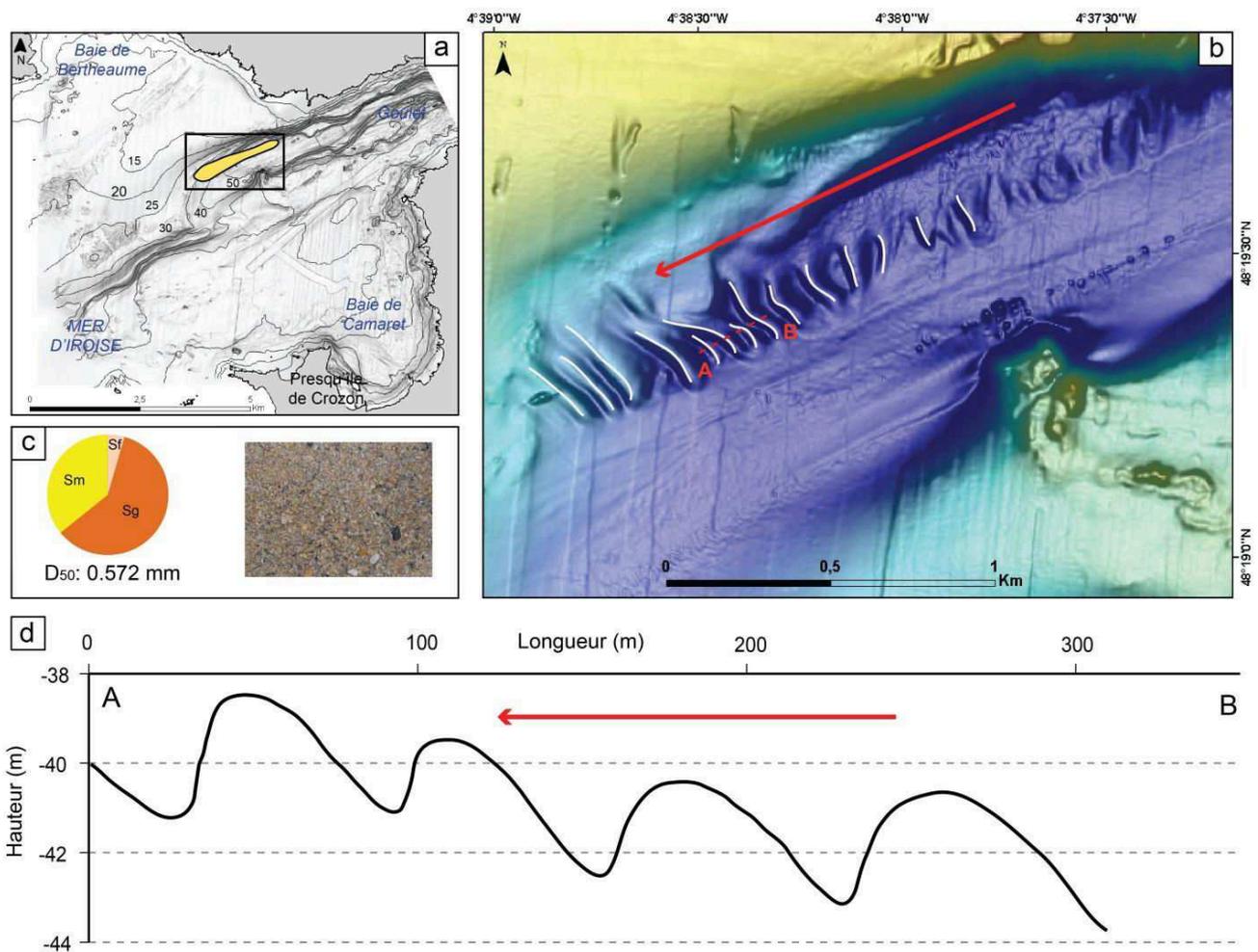


Figure 74: (a). Localisation du champ de dunes (b). Zoom sur le champ de dune. Les traits blancs représentent les crêtes des dunes, la flèche rouge le sens de polarité des dunes et le trait en pointillé rouge la coupe. (c) Caractéristiques granulométriques du matériel sédimentaire des dunes et photographie (d). Coupe perpendiculaire aux crêtes de dunes, la flèche rouge illustre l'orientation du transport résiduel selon l'asymétrie des dunes

D'après Knaapen (2005) et Xu et al. (2008), l'indice d'asymétrie permet de prédire le taux de migration des dunes. Ainsi, pour un indice de 0.4 (d'avantage rencontré dans notre zone d'étude), les taux moyens de migration sont compris entre 4 et 6 m/an. Ceux-ci, comparés à des environnements similaires (canalisation par le chenal et grandes dunes), se rapprochent de celui obtenu pour la migration des dunes dans le chenal du four (8 m/an) (Franzetti et al., 2013). Cependant, ils sont très différents de ceux observés dans la Tamise (25 m/an) ou encore dans la Gironde (40 m/an ; Mallet et al., 2000) (*e.g* Garlan, 2004), soumis à une forte influence fluviale.

Néanmoins, déterminer et prédire la migration des dunes est un exercice complexe qui nécessite de bien comprendre la dynamique de transport sur le fond (Garlan, 2004 ; Ferret et al., 2010 ; Franzetti et al., 2013). Dans les environnements à dominance tidale et chenalisés, la migration des dunes est combinée avec une évolution de la hauteur des crêtes (Barnard et al., 2013). Dans notre zone d'étude, l'idéal serait d'obtenir différents relevés bathymétriques haute résolution espacés de plusieurs mois, années voir même décennies (Le Bot, 2001) afin de calculer les taux de migration (Duffy et Hughes Clarke, 2012). Outre la migration des dunes, l'analyse de la polarité a permis de

souligner l'existence de deux couloirs préférentiels de transport dans le chenal central. Le premier est orienté selon le jusant, dans la partie nord, et le second selon le flot dans la partie sud. Les courants sont donc fortement canalisés par la morphologie du substratum (chenal), la zone de convergence s'établissant où ce dernier est élargi.

C. Les queues de comète

Les queues de comète (Bouma et al., 1977) sont des figures sédimentaires se développant de manière parallèle au courant (Flemming, 1980). Ces formes sédimentaires se développent, à l'arrière d'un obstacle (épaves, blocs erratiques...), sur les plates-formes continentales soumises à de faibles apports sédimentaires (Flemming, 1980). Elles peuvent présenter une érosion ou une accumulation à l'arrière de l'obstacle.

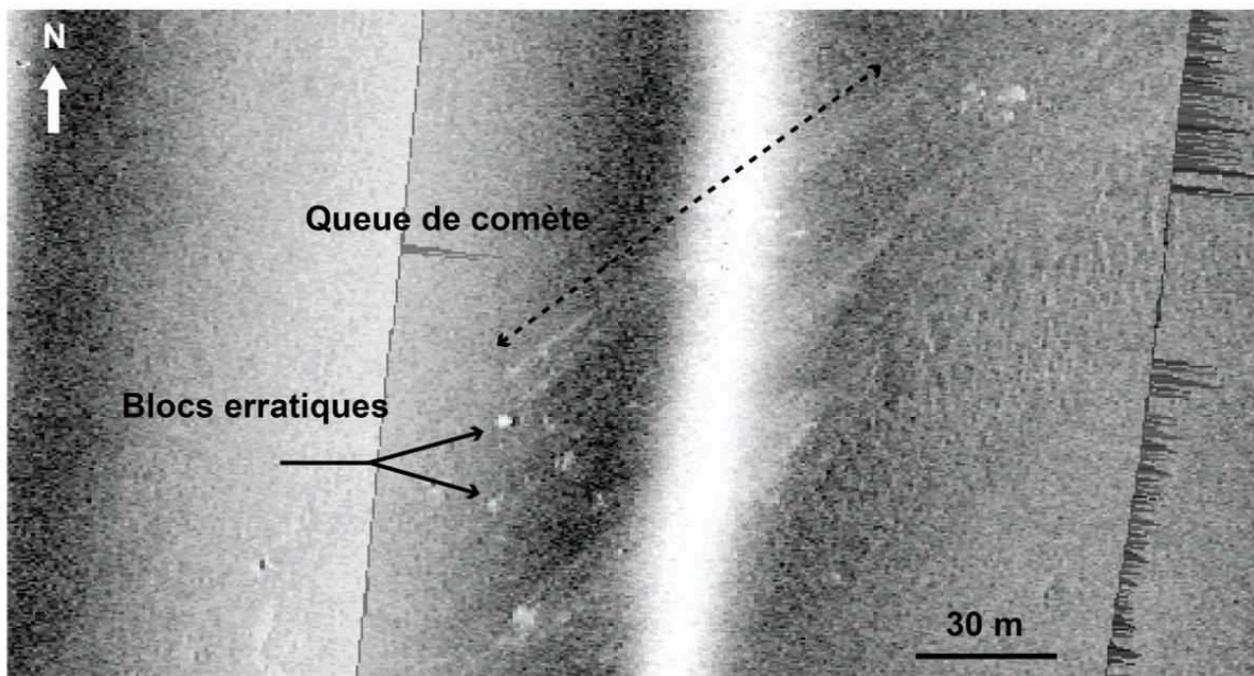


Figure 75: Exemple de queues de comète derrière un bloc en imagerie sonar

L'accumulation sédimentaire se traduit par une plus forte épaisseur derrière l'obstacle qui s'amenuise vers son extrémité selon la direction des courants dominants sur le fond. Ces objets, présentant un fort contraste de réflectivité, sont facilement décelables sur les mosaïques d'imagerie (Figure 75). Dans le domaine externe de la rade nombreuses de ces figures se sont mises en place dans le secteur sud-ouest à l'arrière de blocs rocheux. Elles traduisent la présence d'un courant résiduel sur le fond orienté vers le NE (60°N), selon les courants de flot. Plusieurs de ces figures ont été mises en évidence à l'entrée du goulet au large de la pointe des Capucins. Elles s'enracinent sur de nombreux affleurements rocheux. Leurs orientations (42° N) confirment la présence d'un courant dominant de flot.

IV.2.2 Le domaine intermédiaire

Le domaine intermédiaire se caractérise par trois principaux types de figures sédimentaires : bancs tidaux, dunes et queues de comète.

A. Le banc de la Cormorandière

Le « banc de la Cormorandière » (Figure 76) est situé à l'extrémité ouest de l'ensemble de bancs localisés au centre de la gyre générée par les courants de flot (Catalogue des marées, SHOM 1994). Il se développe à partir des roches affleurantes de la Cormorandière (pointe des Espagnols) en suivant le flanc ouest du chenal central sur 1.8 km (Figure 76). Il atteint une hauteur maximale de 3 m, une largeur de 800 m et repose par une profondeur de 20 m. Ce banc est modelé à sa surface par un champ de grandes dunes dont les asymétries permettent de déduire une polarité orientée vers le sud (190° N). Elles sont elles-mêmes recouvertes par des champs de petites dunes. Ces dernières présentent des polarités de transport différentes en fonction de leur localisation (secteur, nord central ou sud) (Figure 76). Dans la partie nord (zone en verte), les petites dunes sont orientées vers l'est et le sud (90 à 200° N), dans la partie centrale (zone en bleue) vers le sud/sud-ouest (entre 150 et 240 °N) et enfin dans la partie sud (zone en rose) vers le sud/sud-est (entre 120 et 200°N). La partie nord se caractérise par des affouillements, à l'arrière de deux épaves (Gobetas), orientés vers le NO (320°N).

La couverture sédimentaire de ce banc se caractérise par trois principaux faciès : sable grossier, gravier et gravier caillouteux. Les sédiments à faciès de graviers caillouteux ont été échantillonnés en dehors des principaux champs de dune (SRQ1-SH90 et SRQ1_SH69b) à l'inverse de ceux présentant un faciès à gravier ou sable grossier (SRQ1_SH87 et Reb14_SH81). L'analyse granulométrique de ces sédiments a néanmoins souligné la forte teneur en gravier de chaque échantillon. Plus la teneur en gravier et sable grossier du sédiment est élevée, plus le taux de CaCO₃ est important (Figure 76). Cela exprime donc l'existence d'une fraction graveleuse et sableuse coquillère similaire dans chacun des faciès sédimentaires.

Nombreux sur le littoral français (Tessier et al., 1999 ; Trentesaux et al., 1999 ; Chaumillon et al., 2008a ; Tessier et al., 2012), les bancs tidaux sont formés par les courants de marée et sont localisés sur la plate-forme continentale interne, à l'embouchure des estuaires (*barres tidales*) ou à proximité d'un promontoire rocheux (*banner bank*) (Dyer et al., 1999). Quelles sont dès lors la nature et les spécificités des bancs tidaux de la rade de Brest ?

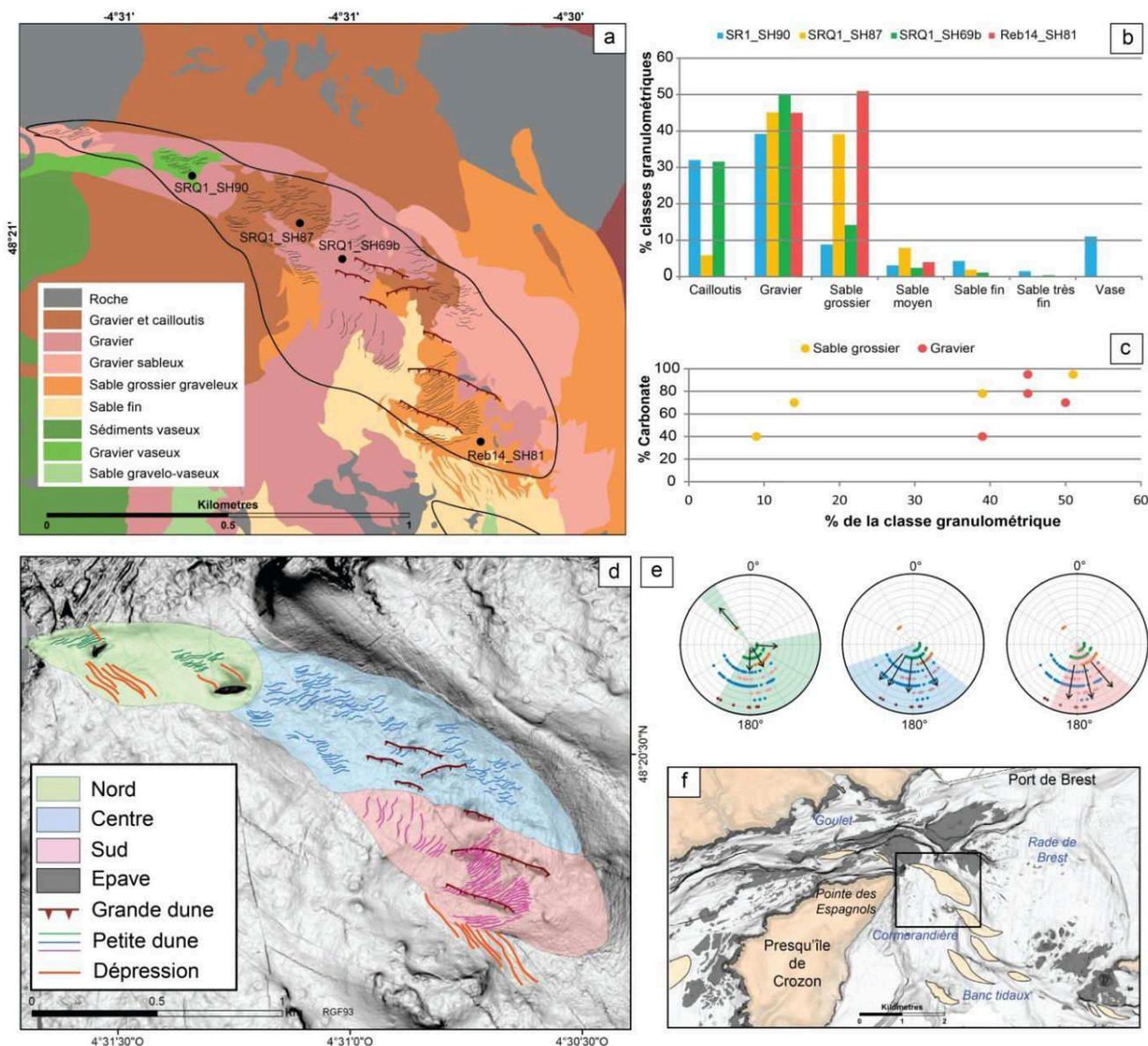


Figure 76: (a). Répartition sédimentaire sur le banc de la Cormorandière superposée avec la localisation des figures sédimentaires et la limite du banc (b). % des classes granulométriques des échantillons (c). Taux de carbonates dans les échantillons en fonction du pourcentage de la classe des graviers et sables grossiers (d). Description morphologique du banc et ses subdivisions (e). Diagrammes polaires indiquant la polarité des dunes à la surface du banc (f). Localisation des bancs tidaux.

L'analyse morphologique des dunes de surface ont permis de dégager deux ensembles présentant des orientations de transport différentes. (1) Le premier ensemble se compose du secteur central et sud du banc. La polarité des dunes (grandes et petites) suggère un transport sédimentaire orienté selon les courants de flot. La différence d'orientation des petites dunes s'explique par la giration des courants de flot. (2) Le second, caractérisé par le secteur nord du banc, traduit d'après l'analyse des petites dunes un transport orienté selon le flot. A l'inverse, les affouillements (épaves) suggèrent l'établissement d'un transport sous influence du jusant. Sherwood et Creager (1990) expliquent que les petites structures (longueur d'onde < 10 m) sont sujettes aux changements d'orientation pendant le flot et le jusant. Elles sont également soumises à l'asymétrie tidale (Harris et Collins, 1984). A l'inverse la morphologie des grandes structures est fonction du courant résiduel

(direction de transport) (Lanckneus et De Moor, 1991). De plus, la migration des petites dunes surimposées à une grande dune est plus rapide de par leur plus petite taille (Idier et al., 2002). Dans notre cas, il est donc préférable de s'appuyer sur les objets dont la polarité est pérenne à l'échelle des cycles de marée (affouillements et grandes dunes). Ces observations soulignent ainsi l'existence d'un chemin préférentiel de transport dominé par le flot et au sud et au centre du banc tandis que la partie nord est associée à un transport de jusant. Ces interprétations sont conformes avec la gyre *horaire* de la circulation tidale formée en arrière de la presqu'île de Roscanvel (cf. Chapitre II.3).

En rade de Brest, les bancs tidaux dans la partie centrale, ont la même morphologie que les bancs allongés observables à l'embouchure des estuaires modernes pour lesquels le terme de *barres tidales* est aussi employé (Dalrymple et Choi, 2007 ; Leuven et al., 2016).

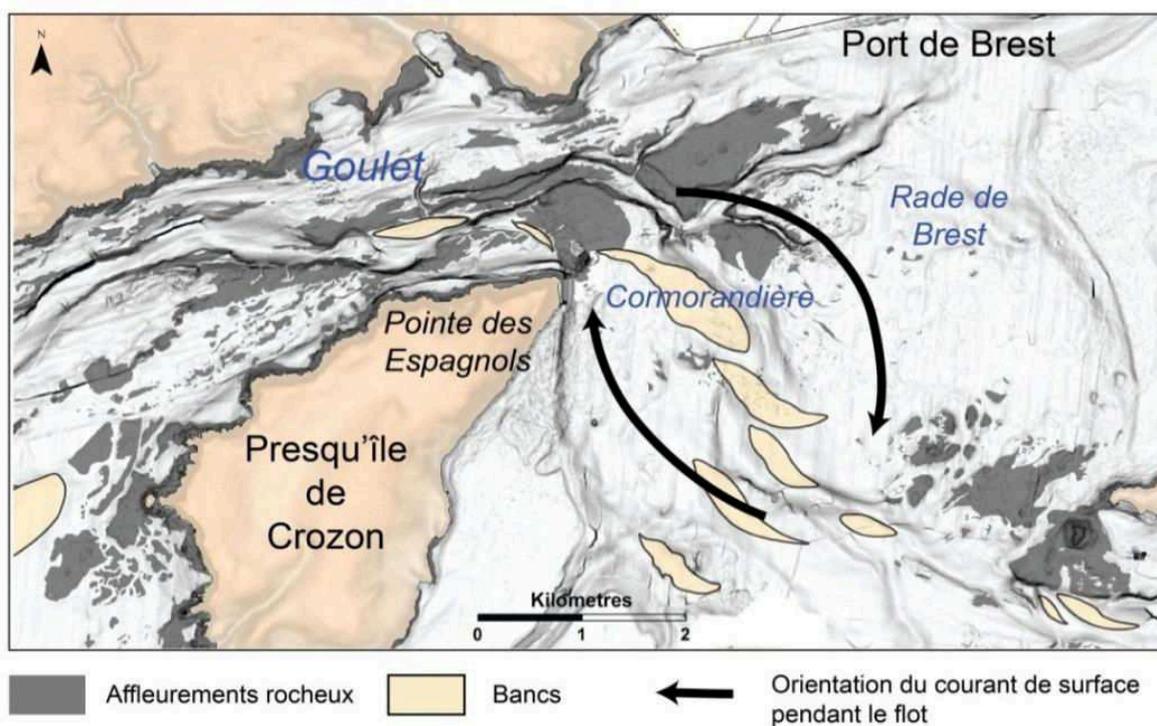


Figure 77: Localisation des bancs en "échelon" dans le centre de la rade de Brest. Les flèches noires indiquent l'orientation des masses en surface d'eau lors du flot

Comme observé par Dalrymple et Rhodes (1995), ces barres tidales se forment entre deux chenaux dont les directions du transport résiduel sont opposées : dominé flot au nord est et jusant à l'ouest (Figure 77). Contrairement aux dunes, les barres tidales tendent à s'orienter de façon parallèle au courant dominant avec une variation angulaire atteignant 20° (Harris et Jones, 1988). Ce caractère est difficile à contraindre dans la rade de Brest mais l'allongement du banc de la Cormorandière présente une direction 150°N qui marque un angle avec les polarités des structures dunaires majoritairement orientées vers le sud, et qui tendent à caractériser la direction des courants dominants. L'absence de crête marquée peut s'expliquer par une redistribution latérale du matériel sableux depuis le centre du banc vers les flancs par l'hydrodynamisme qui limite l'aggradation de la

structure (Harris, 1988 ; Dalrymple et al., 1990). Enfin le banc de la Cormorandière est séparé d'un banc plus petit au sud lui-même situé au nord d'une structure similaire de plus petite taille : ce dispositif suggère une morphologie en échelon typique des barres tidales (Dalrymple et al., 1990) et séparées par des chenaux secondaires obliques nommés *swatchways channels* (Robinson, 1960). Les bancs sableux de la zone intermédiaire répondent ainsi aux caractéristiques des bancs d'embouchure des estuaires externes et présentent un caractère dynamique en regard des champs de dunes superficiels. Sa migration transversale, propre aux barres tidales d'embouchure reste néanmoins à vérifier (Dalrymple et Choi, 2007).

Par ailleurs, le banc de la Cormorandière présente aussi une localisation en arrière de l'extrémité de la presqu'île de Roscanvel et son développement est associée à la modification de la circulation tidale engendrée par cette saillie morphologique. Il répond alors à la définition d'un banc de sillage (*banner bank*) (Dyer & Huntley, 1999). Ce type de banc est aussi associé à une gyre tidale concentrant du sable en son centre selon le modèle de Pingree et Maddock (1979) et peut s'appliquer dans le cas présent. L'évolution de ces bancs est souvent longue et pluriphasée. Ils présentent un noyau basal hérité, associé à un stade de formation initial où les conditions hydrodynamiques étaient différentes (Mhammedi, 1994 , Berné, 1999) (Berné (1999) suggère que les bancs de la rade de Brest puisse répondre à cette définition sur la base de profils sismiques). Le caractère hérité des bancs de la rade de Brest sera examiné plus loin dans le chapitre V, néanmoins, les structures actuelles apparaissent avant tout associées à la position des chenaux et répondent d'avantage à la définition des barres tidales.

B. Les queues de comète

Ces figures, déjà observées dans le domaine externe, sont localisées dans le secteur nord du domaine intermédiaire. Elles se mettent en place à l'arrière des affleurements rocheux du centre de la rade et le long de la digue portuaire. Leur morphologie suggère une orientation vers l'est en direction de l'embouchure de l'Elorn.

IV.2.3 Le domaine interne

Il existe peu de figures sédimentaires remarquables dans le domaine interne de la rade de Brest de par la nature vaseuse de la couverture sédimentaire. En effet, le transport sur le fond affecte uniquement les sédiments dont la taille de grain est supérieure à 100 μm . Les particules fines dominantes sont transportées par suspension (*e.g* Le Hir, 2008). Néanmoins, la présence d'affouillements et de champs de dunes en remontant les estuaires de l'Elorn et l'Aulne attestent de l'établissement d'une dynamique sédimentaire active.

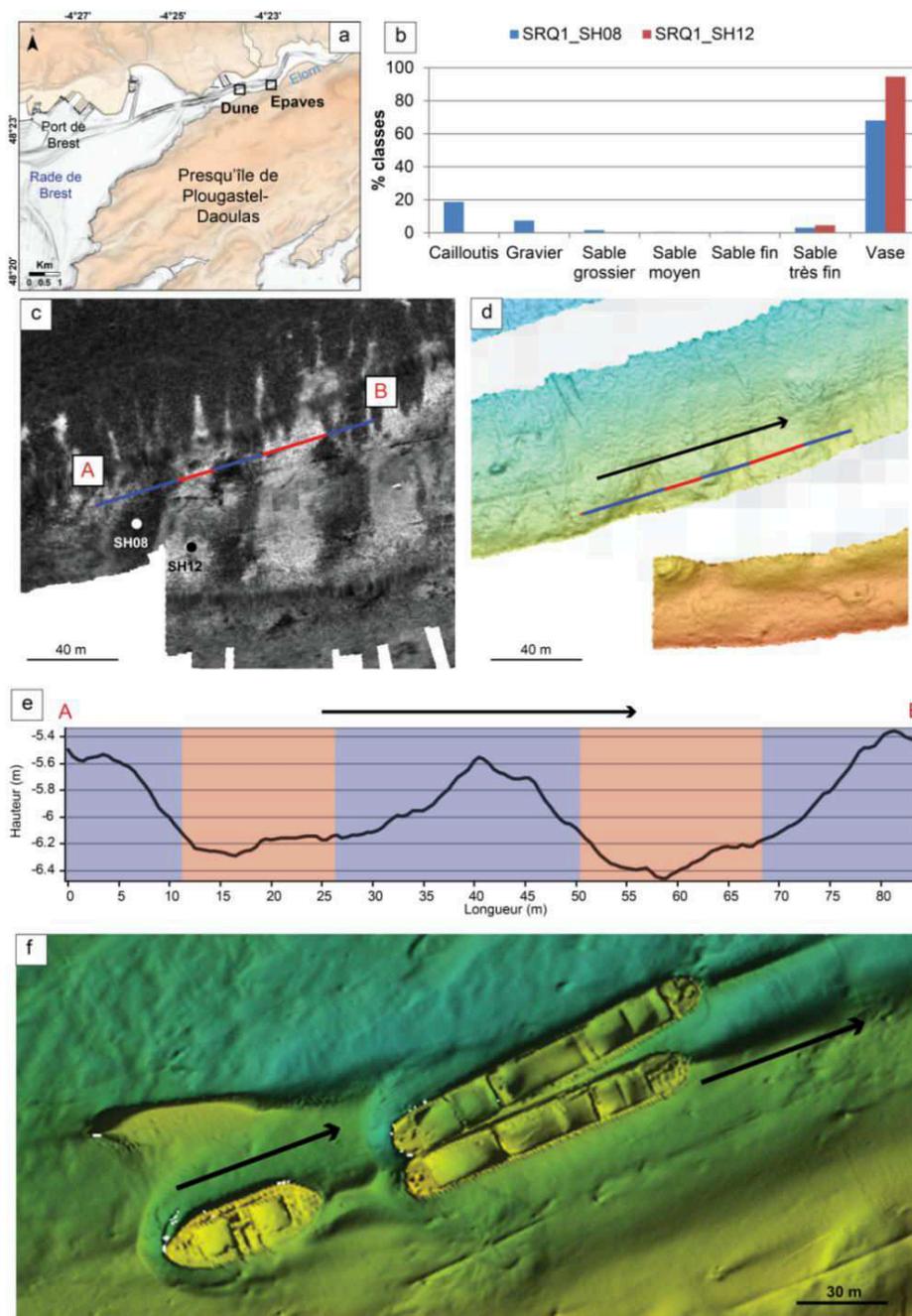


Figure 78: (a). Localisation des figures sédimentaire dans l'estuaire de l'Elorn (b). Caractéristiques granulométriques des crêtes et pieds des dunes (c). Mosaïque sonar des amas de crépidules (d). MNT bathymétrique des dunes (e). Profil bathymétrique perpendiculaire aux crêtes de dunes (f). Affouillement derrière des épaves (com.pers. Chenadec - ENSTA)

Le fond du chenal de l'Elorn (dans l'estuaire) est modelé en champs de petites dunes. Les crêtes sont constituées d'un sédiment mêlant crépidules (cailloutis 20%) et vase (65%) tandis que les pieds de flanc sont composés de vase franche (silt > 75 %). Ces petites dunes ont une hauteur maximale de 1 m et une longueur d'onde de 40 m. Leur polarité est dirigée vers l'amont (80° N). Cette direction est confortée par les affouillements à l'arrière de deux épaves (80° N) sur les bords du chenal (Figure 78). La dynamique sédimentaire par charriage semble dans l'Elorn sous l'influence du courant dominant de flot.

IV.2.4 Schéma interprétatif du transport résiduel

Selon la polarité des figures sédimentaires observées, il est possible de dresser un schéma interprétatif du transport sédimentaire résiduel des sédiments grossiers sur le fond (Figure 82). Dans cette synthèse il convient tout d'abord de discuter des résultats par secteur.

(A) Le domaine externe présente trois principaux types de figures sédimentaires : RSD, champs de dunes et queues de comètes.

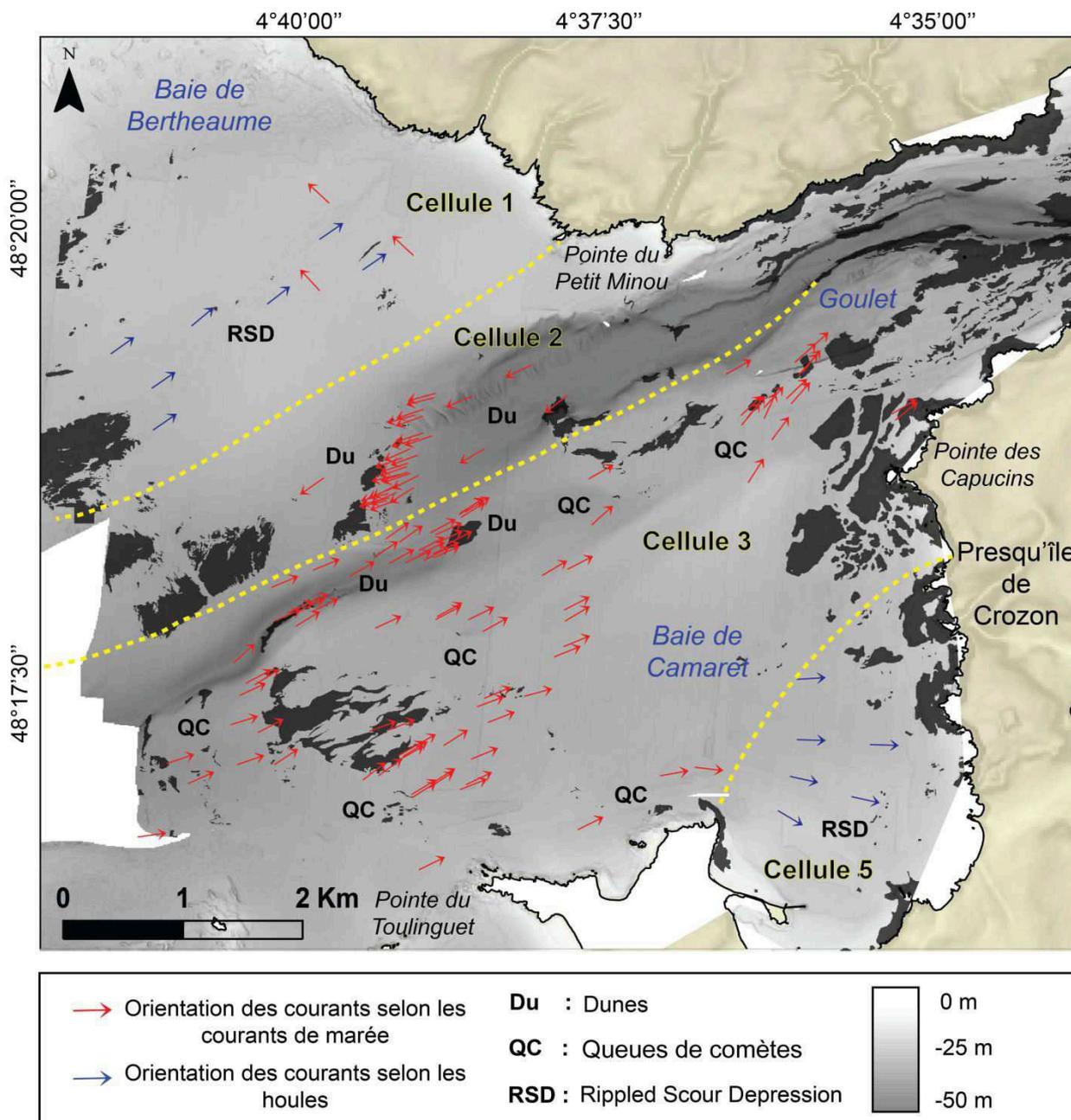


Figure 79: Bilan des indices de transport sur le fond à partir de l'analyse des figures sédimentaires dans le domaine externe. Les flèches indiquent la polarité des figures sédimentaires.

Ces observations permettent d'individualiser 4 cellules hydro-sédimentaires dont les fonctionnements sont sous contrôle des courants de marée et/ou houle (Figure 79) :

- La cellule 1 au nord est, selon l'analyse des RSD, majoritairement influencée par les houles (Coco et al., 2007b). Ces figures sédimentaires se développent sur les plateaux sableux (20 à 10 m) conformément à l'orientation majoritaire des houles (40°N). L'asymétrie des versants des sillons suscite l'influence des courants de marée orientés perpendiculairement à l'axe médian.

- La cellule 2 occupe la partie nord du chenal central. L'asymétrie des dunes souligne l'influence des courants de marée orientés vers le sud-ouest dans ce secteur. L'orientation des flancs courts traduit un transport sédimentaire orienté selon un courant résiduel de jusant.

- La cellule 3 se met en place dans le secteur sud (du chenal jusque dans la plaine). La polarité des dunes et des queues de comètes orientés vers le nord-est reflète un contrôle du transport par les courants de marée selon le flot. Une zone de convergence entre les cellules 2 et 3 est localisée au centre du chenal à l'endroit même où celui-ci s'élargit.

- La cellule 4 est majoritairement influencée par les houles (RSD). Elle se localise exclusivement dans la baie de Camaret. Les directions de transport fluctuent entre 90 et 120 °N. Ces orientations traduisent la diffraction de la houle lorsqu'elle rencontre la pointe du Toulinguet (Coco et al., 2007b).

(B) L'analyse des figures du domaine intermédiaire suggère un transport exclusif des courants de marée. Les champs de dunes, affouillements et les queues de comète ont permis de subdiviser le domaine en 4 cellules hydrosédimentaires (Figure 80).

- Les cellules 1 et 2 occupent le goulet. Elles reflètent, d'après l'analyse des queues de comète une ségrégation des courants résiduels comme observée dans le domaine externe. Le transport sédimentaire est orienté, dans le secteur sud (cellule 2), selon les courants de flot (65° N) et dans le secteur nord selon les courants de jusant (240° N).

- La cellule 3 est caractérisée par une influence des courants de flot. A l'entrée de la rade (au niveau de la pointe des Espagnols), le courant se divise en deux branches. Une première s'engouffre vers le port de commerce (64°N) par le biais du chenal, la seconde s'oriente vers le sud (140°N) et alimente le centre de la rade. Cela traduit la mise en place d'une première veine associée à la gyre du flot (cf chapitre II.3.1) et d'une seconde qui s'oriente vers les secteurs amont.

- La cellule 4 est localisée dans la partie occidentale du centre de la rade (longe la baie de Roscanvel). Dans ce secteur le transport sédimentaire est régi par les courants de jusant et s'oriente donc vers le goulet. Les vitesses atteignent leur paroxysme entre la pointe des Espagnols et le banc de la Cormorandière (2 m/s en surface).

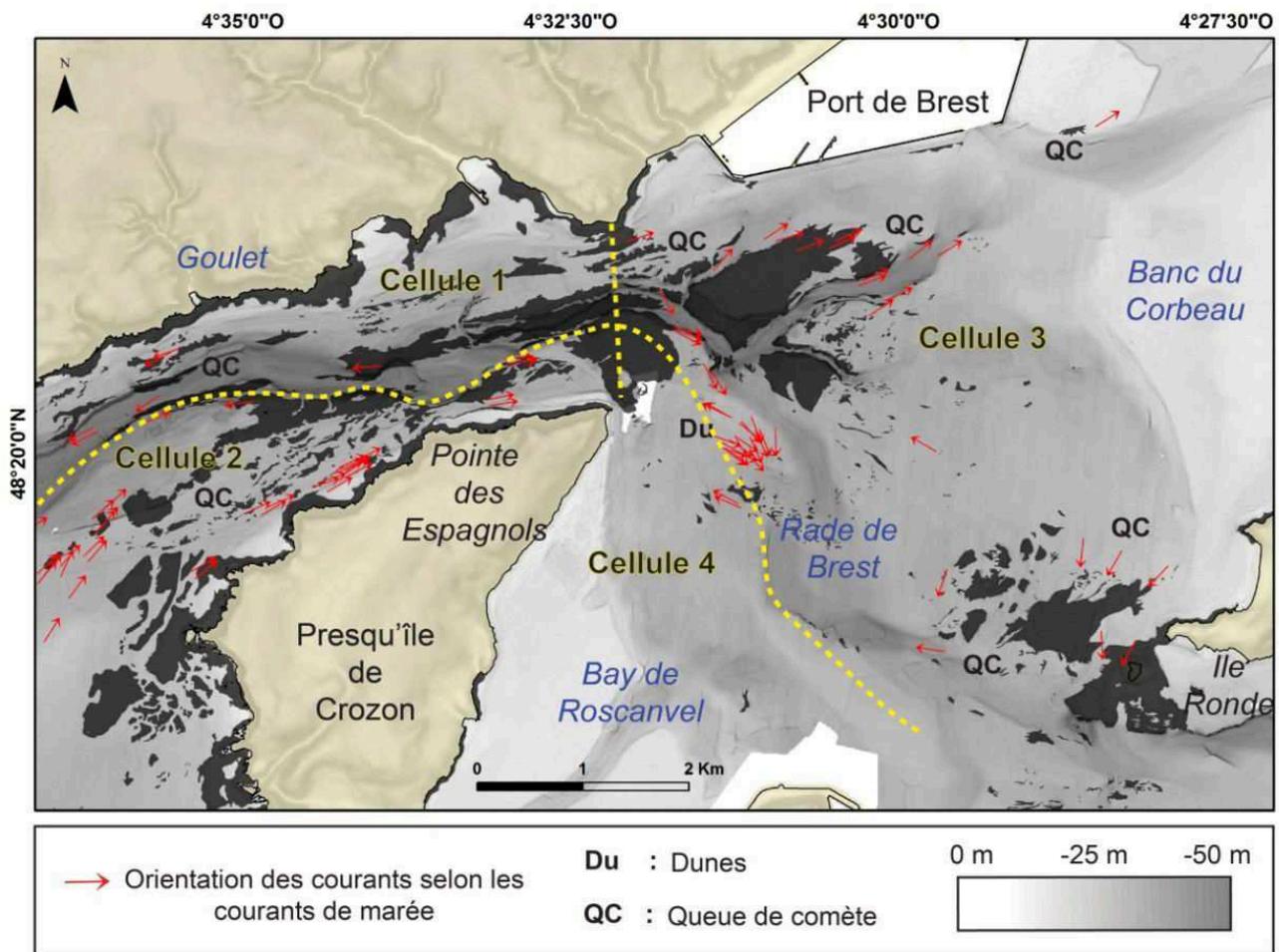


Figure 80: Bilan des indices de transport sur le fond à partir de l'analyse des figures sédimentaires dans le domaine intermédiaire.

(C) La domaine interne se compose du bassin nord (Elorn) et sud (Aulne) (Figure 81). Dans l'estuaire de l'Elorn les dunes de crépidules et affouillements décrivent un transport orienté vers l'amont.

Dans l'estuaire de l'Aulne, des champs de dunes traduisent également une influence des courants de flot épousant la morphologie du chenal. Ils sont d'abord orientés vers l'est (90°N) puis, plus en amont, vers l'ouest (250°N). La traverse de l'Hôpital se définit par une interruption dans la continuité du chenal central. Ce type de morphologie s'observe fréquemment dans les estuaires dominés marée (Shaw et al., 2014). Elle résulterait ainsi de la convergence entre deux courants de sens opposé (jusant et flot), permettant de combler le chenal central (par la réduction de l'intensité des courants) et d'inhiber le dépôt (et/ou éroder les dépôts plus anciens) de part et d'autre du comblement. Qualifiée « d'affouillement en auge » (scour trough) en baie de Fundy (Shaw et al., 2014 ; Todd et al., 2014), les « scours » reflèteraient la mise en place d'un chenal dominé flot au nord et de jusant au sud. Ce schéma semble se produire dans l'estuaire de l'Aulne, mais à ce stade nous manquons d'indices pour le certifier.

Bien qu'aucun indice de transport lié à la houle n'ait été observé dans ce secteur, il existe pourtant sur la frange intertidale ouest des structures (poulier de l'Auberlac'h, cordons de galet) dont l'origine est associée aux vents de secteur ouest (Castaing et Guilcher, 1995 ; Stéphane, 2008). Ils génèrent une agitation du plan d'eau dans le bassin semi-fermé susceptible d'affecter les secteurs les moins profonds (< 2 m).

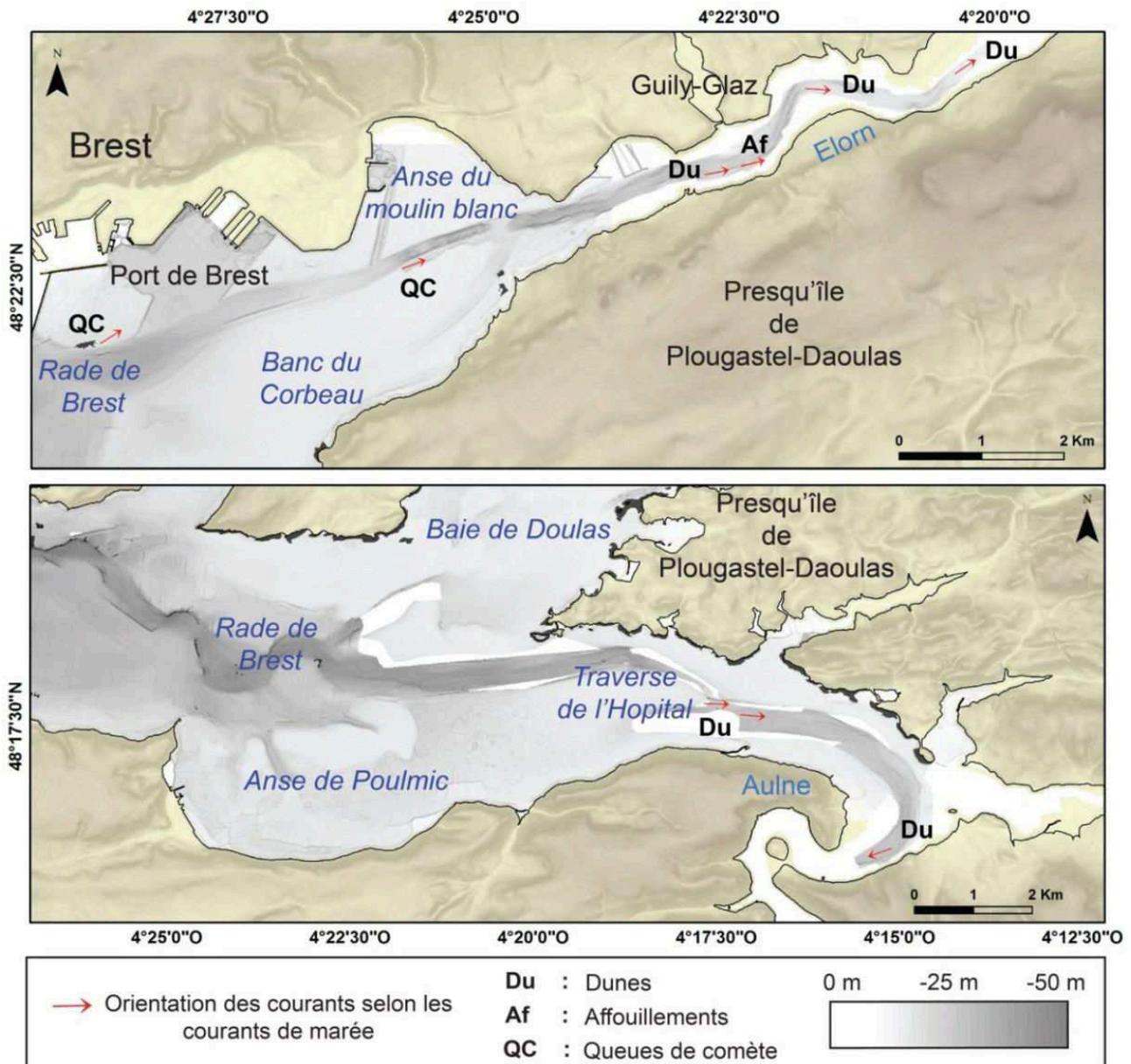


Figure 81: Bilan des indices de transport sur le fond à partir de l'analyse des figures sédimentaires dans le domaine interne

Les courants de marée sont donc les principaux facteurs de la dynamique sédimentaire dans le secteur d'étude, la ségrégation des courants de jusant et de flot s'étend du domaine interne jusque dans le domaine externe. Tandis que les courants de flot atteignent les embouchures en longeant le littoral sud (externe-intermédiaire) puis en occupant les chenaux centraux (intermédiaire-interne), les courants de jusant affectent le secteur oriental du domaine

intermédiaire avant d'être canalisés et accélérés par le chenal central (intermédiaire-externe). La morphologie des fonds et du littoral de la zone d'étude influence fortement la dynamique sédimentaire. Alors que le rétrécissement du goulet limite l'action des grandes houles océaniques dans le secteur confiné, les chenaux hérités canalisent et accélèrent fortement les courants de marée. La présence de nombreux promontoires rocheux sur le littoral et la morphologie du fond opèrent une ségrégation des courants s'exprimant par la convergence des dunes au sein d'un même champ (Cormorandière et chenal central externe).

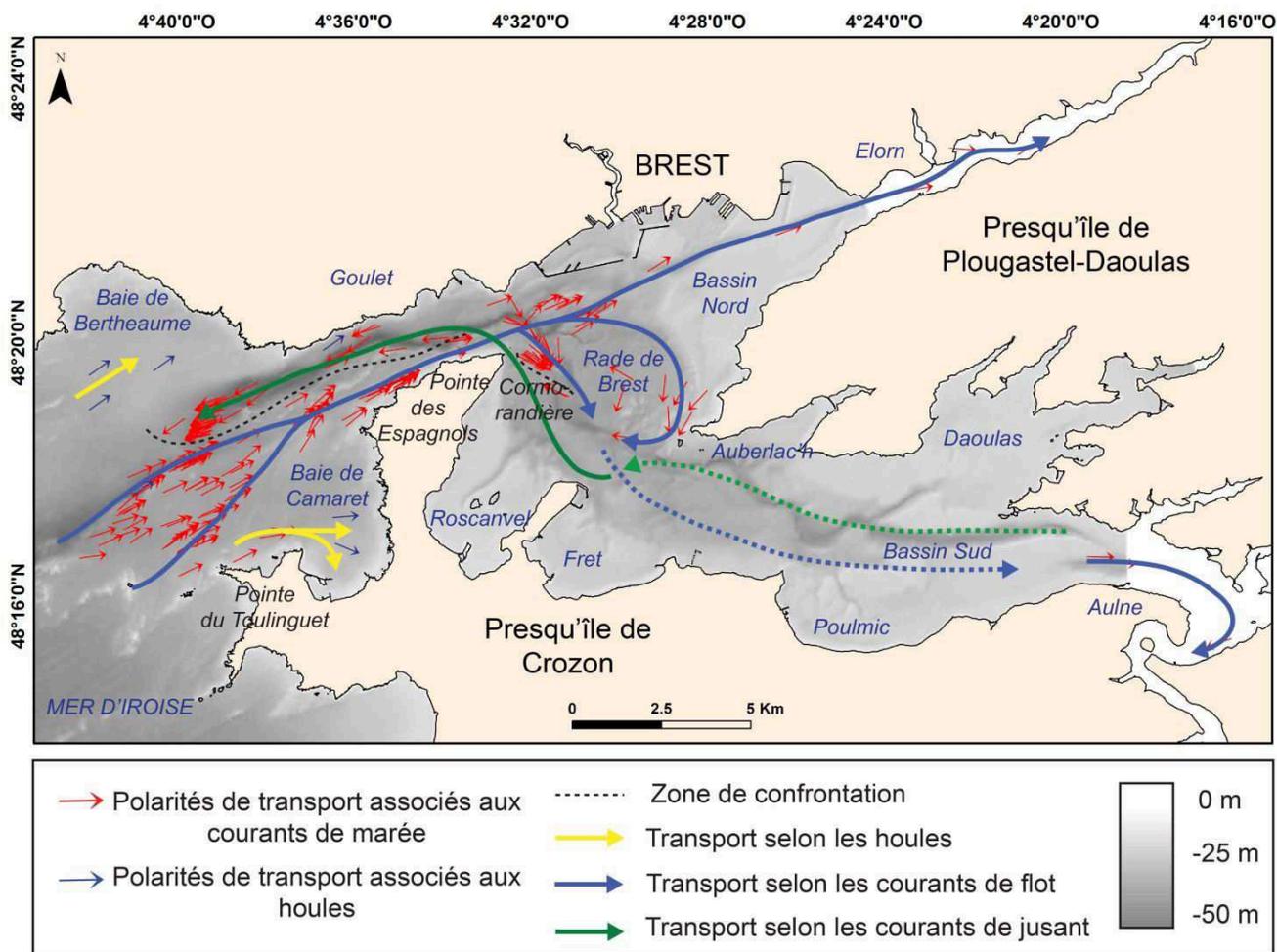


Figure 82: Schéma de la dynamique sédimentaire sur le fond à partir de l'interprétation de la polarité des figures sédimentaires. Les flèches en pointillées signalent un transport hypothétique.

Bien que ces observations permettent de tracer un schéma de la dynamique sédimentaire sur le fond, les indices de polarité restent néanmoins ponctuels. L'interprétation de la Figure 82, s'effectue sur la base d'analyse des figures sédimentaires, abondantes dans certains domaines, et peu nombreuses dans d'autres. Il est difficile dans le domaine interne ainsi que dans le domaine intermédiaire de contraindre les couloirs préférentiels de transport. L'apport de sorties de modèle hydrodynamique, développées dans le prochain sous chapitre, va permettre d'obtenir une vision plus petite échelle de la dynamique de transport.

IV.3 Modélisation des transits et des volumes sédimentaires

INTRODUCTION

Après avoir décrit la morphologie les structures sédimentaires, nous nous attachons dans ce sous-chapitre à conforter ces observations avec la modélisation hydrodynamique de ce système semi-fermé. Le modèle MARS-3D (cf chapitre III.3.2), dont le code numérique a été développé par IFREMER, intègre la dynamique liée aux courants de marée et aux débits fluviaux. Pour ces travaux, une maille bathymétrique haute résolution (50 m) provenant de cette étude et les données granulométriques récemment analysées (cf chapitre IV.1) ont été intégrées. La formule de transport par charriage proposée par Van Rijn (1984) a été associée au modèle afin de contraindre les volumes de sédiments transportés.

Dans un premier temps, l'orientation et l'intensité des courants résiduels sur le fond (1 m) sont modélisées. Ensuite, les volumes de sédiments grossiers transitant entre les différents domaines de la zone d'étude sont estimés par marée et par année afin d'obtenir des bilans annuels (cf chapitre III).

IV.3.1 Caractéristiques des flux hydrologiques sur le fond

Plusieurs simulations hydrodynamiques ont été réalisées avec le modèle MARS-3D afin de comparer les conditions tidales pouvant influencer la dynamique sédimentaire (cf chapitre III). Des périodes de 4 jours ciblées sur des cycles de morte eau (coefficient de 36 à 45) et de très grande vive eau (coefficient 106 à 114) ont été sélectionnées. Afin de prendre en compte les débits fluviaux, de nouvelles conditions de simulations ont été exécutées sur des périodes hivernales (crue) et estivales (étiage). L'ensemble des périodes simulées sont présentées dans le chapitre III.

Dans les environnements côtiers soumis à d'importants marnages, le transport sédimentaire est maximal au moment des pics de jusant et de flot. Néanmoins, l'asymétrie entre ces deux phases détermine à terme une direction de transport sédimentaire fonction des courants résiduels (*e.g.* Todeschini et al., 2006). Les différentes simulations (cycles tidaux et saisonniers) fournissent donc des vitesses maximales et résiduelles. Ces simulations sont décrites pour chaque domaine de la zone d'étude.

A. Le domaine externe

En période de morte eau, l'intensité des courants est très faible (comprise entre $7 \cdot 10^{-2}$ et $1 \cdot 10^{-4}$ m/s) dans le cas des simulations des champs résiduels (*Figure 83*). Ces valeurs sont similaires entre les cycles saisonniers, excepté à la sortie du goulet (pic d'intensité de 0.1 m/s en période hivernale). Les masses d'eau (saisons confondues) sont orientées vers le goulet. Seules subsistent des variations au niveau de la baie de Bertheaume où les vecteurs courants s'orientent vers le NO en été et au NE en hiver.

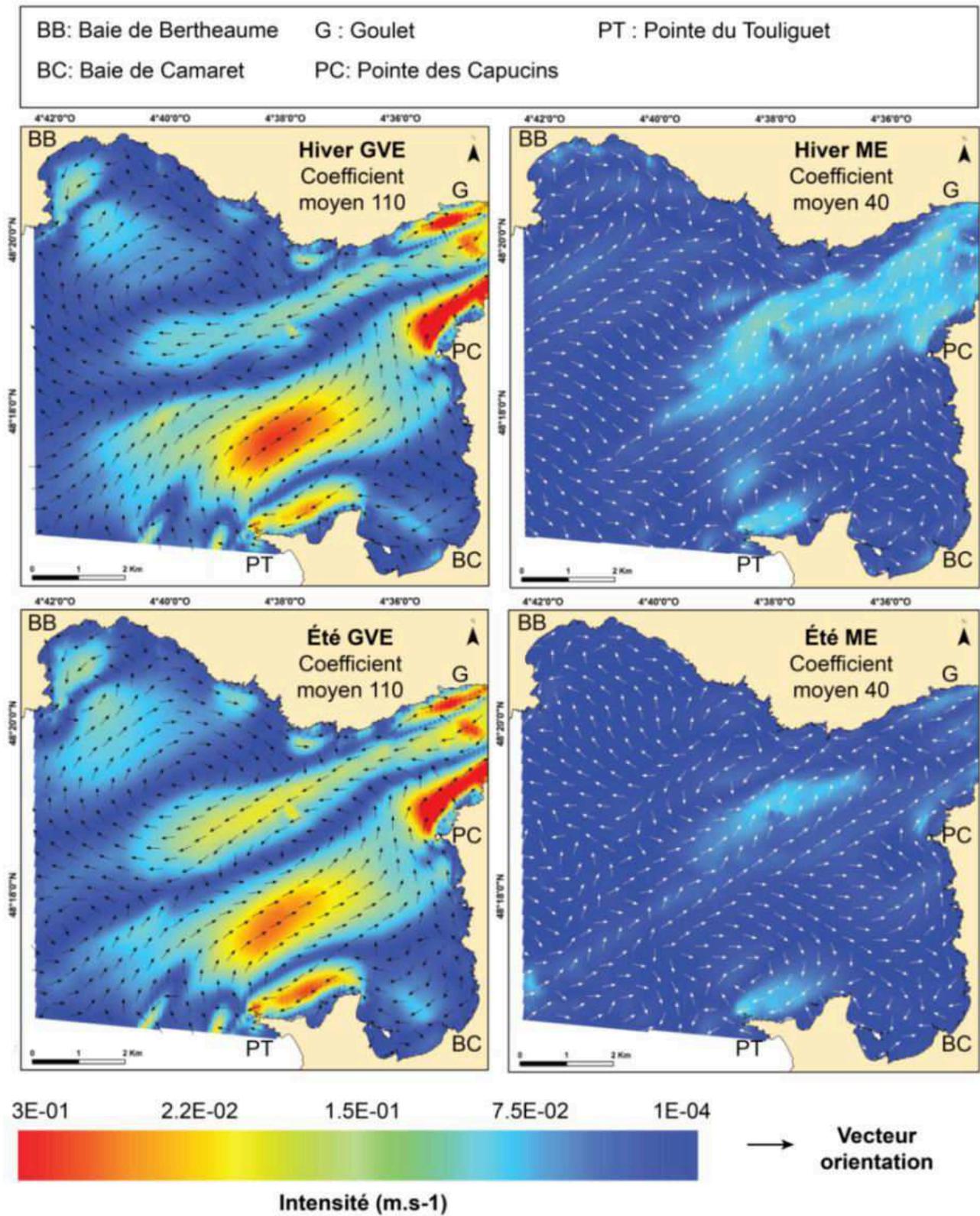


Figure 83: Champs des flux résiduels simulés dans le domaine externe selon différentes configurations à m au dessus du fond

En période de grande vive eau, la circulation résiduelle est très différente. Les courants peuvent atteindre une vitesse résiduelle supérieure à 0.3 m/s. Ces secteurs à forte énergie sont situés dans le chenal central, au centre du plateau sud, le long de la pointe du Toulinguet et au niveau du Goulet. En fonction des cycles saisonniers, des différences d'intensités s'observent au niveau du chenal central. L'intensité est plus importante en période estivale (0.25 m/s) qu'en période hivernale (0.15 m/s). L'orientation en revanche est identique : plusieurs couloirs à circulation opposée constituent 4 gyres (de la baie de Camaret à la baie de Bertheaume) dont la plus importante (orientation cyclonique) s'installe au centre de la zone. Les flux résiduels s'orientent selon les courants de flot (vers le NE) dans la partie sud du secteur et pénètrent dans le goulet en longeant la pointe des Capucins. Un courant en sens opposé, lié à une gyre anticyclonique dans la baie de Camaret, longe la pointe du Toulinguet. Au nord, les flux résiduels s'orientent selon les courants de jusant et ce dès la sortie du goulet avant de migrer vers le plateau nord et former une gyre anticyclonique s'établissant dans la baie de Bertheaume. Cette dernière entraîne la création d'un courant de retour orienté vers le goulet et longeant la côte est.

De la même façon que pour les courants résiduels, les champs de courants maximums diffèrent en fonction des cycles tidaux (Figure 84). L'intensité est faible en période de morte eau, en été comme en hiver, avec une intensité moyenne comprise entre 0.5 et $1 \cdot 10^{-4}$ m/s. Les flux s'orientent vers le goulet. En période de vive eau l'intensité des courants est plus importante (facteur 100). Ici, les courants de fond atteignent une vitesse maximale de 2 m/s. Le schéma de circulation des masses d'eau est similaire à celui observé pour les flux résiduels de VE. Le courant préférentiel de flot s'oriente vers le goulet au niveau de la plaine sud, où il atteint des vitesses maximales de 1.5 m/s. Les courants de jusant s'étendant du nord du goulet jusque dans le chenal central atteignent une vitesse maximale supérieure à 2 m/s. En baie de Bertheaume, ils s'orientent vers le NE avec une vitesse moyenne de 0.5 m/s avant de se diriger vers le SE en direction du goulet.

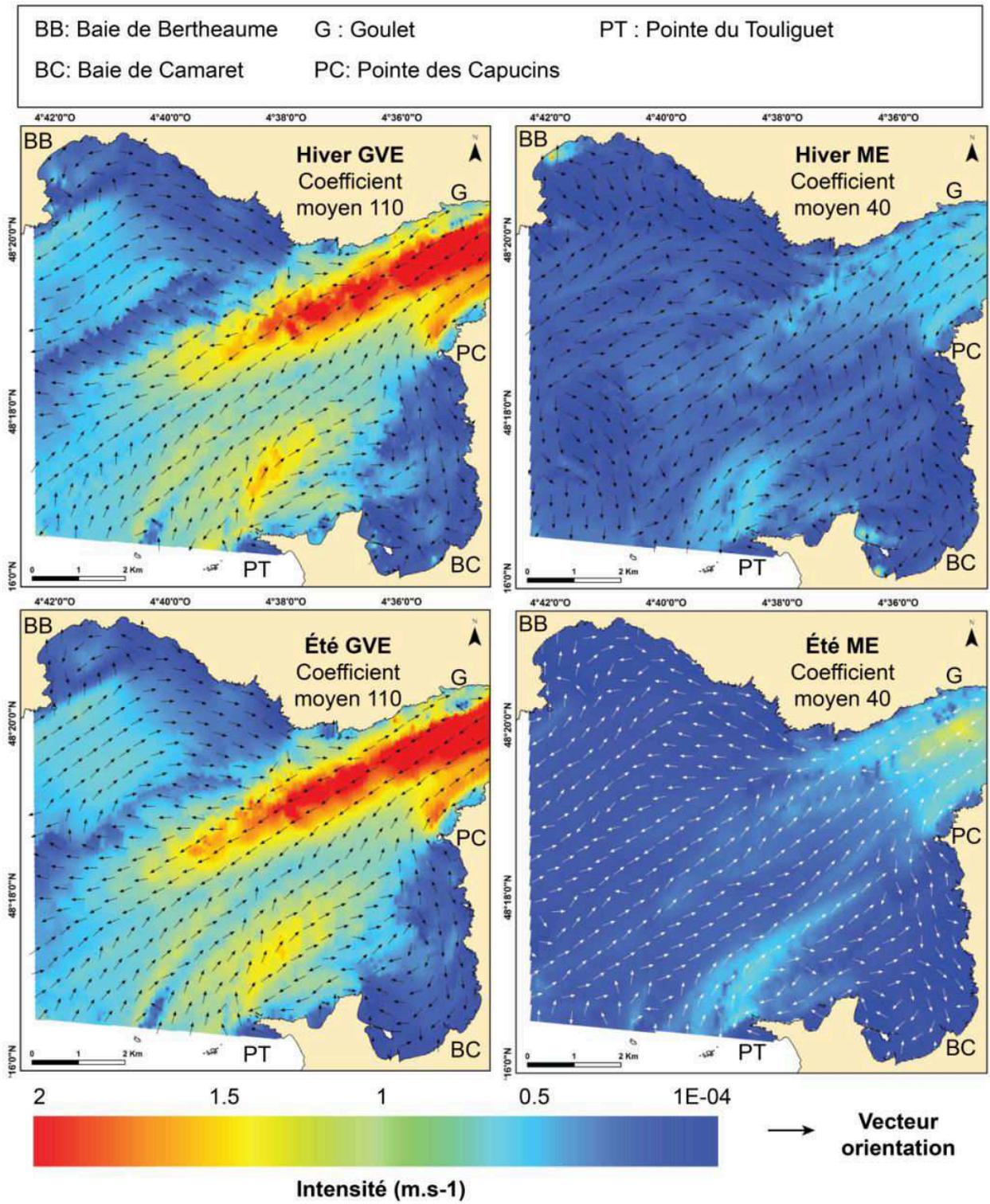


Figure 84: Champs des flux maximums simulés dans le domaine externe selon différentes configurations à 1 m sur le fond

B. Le domaine intermédiaire

De la même manière que pour la zone externe, les flux sont peu sensibles aux cycles saisonniers mais d'avantage aux cycles tidaux. Pour simplifier la présentation, seules les simulations hivernales sont donc présentées ci-après (Figure 85 et Figure 86).

Le schéma de circulation, se rapportant aux champs de courants résiduels du domaine intermédiaire, est le même selon les cycles tidaux. En revanche, l'intensité des courants est différente (Figure 85). En morte eau, les vitesses sont comprises entre 0.15, pour les secteurs de plus forte intensité (île Ronde, Cormorandière et goulet) et de $1 \cdot 10^{-4}$ m/s pour le reste du domaine. En vive eau, les secteurs de plus fortes intensités enregistrent des valeurs de 0.3 m/s.

Dans le goulet les courants, suivent l'orientation décrite dans le domaine externe : selon le jusant au nord et le flot au sud. Dans le centre de la rade, deux veines principales se distinguent. La première s'oriente en direction de l'Elorn, selon les courants de flot, en longeant les digues portuaires. La seconde forme une gyre anticyclonique occupant le centre (plus profond) de la rade qui divise ce secteur en deux parties. La partie orientale où les masses d'eau sont orientées selon les courants de flot et occidentale selon les courants de jusant. A l'entrée du bassin sud (entre l'île ronde et l'île longue) une veine se détache de la gyre pour s'orienter vers l'estuaire de l'Aulne.

Ce schéma de circulation est le même pour les champs de courants maximums, en revanche leur intensité est beaucoup plus importante (Figure 86). Ainsi dans le goulet, en période de vive eau, les courants sur le fond atteignent une vitesse de 2 m/s. Ils sont de plus faible intensité au niveau de l'île ronde (maximum 1.5 m/s) et de la Cormorandière (maximum 1 m/s).

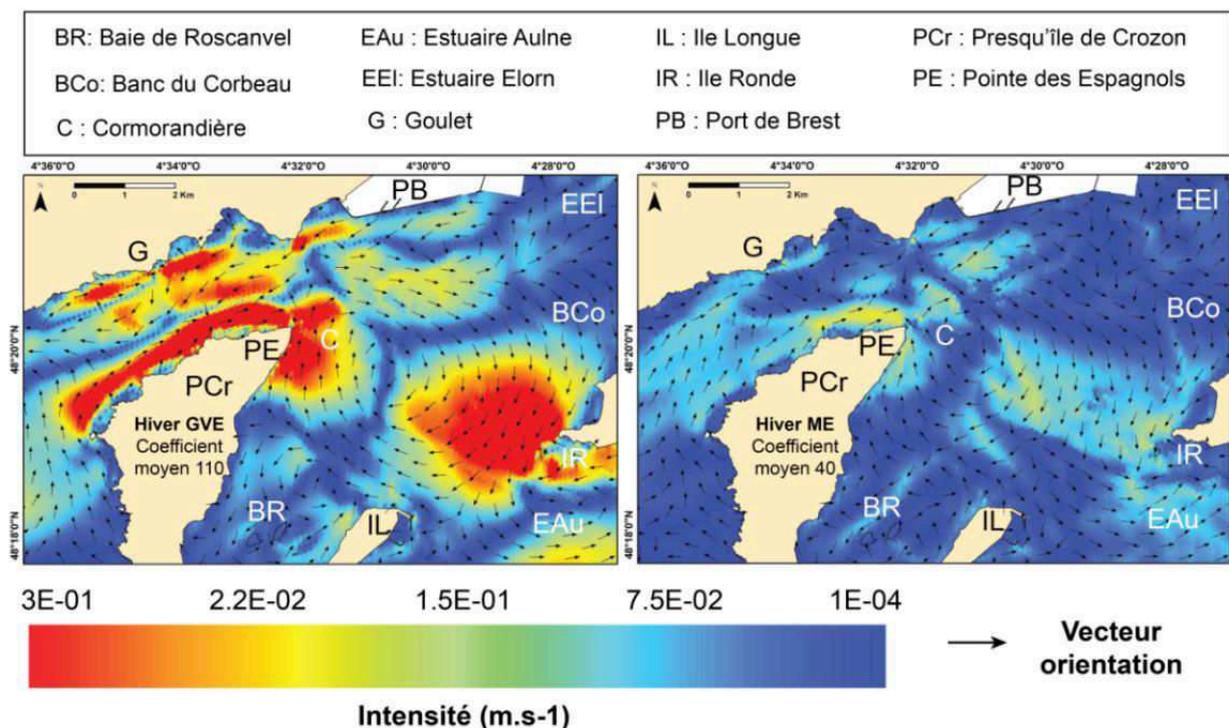


Figure 85: Champs des flux résiduels simulés dans le domaine intermédiaire selon différentes configurations à 1 m sur le fond

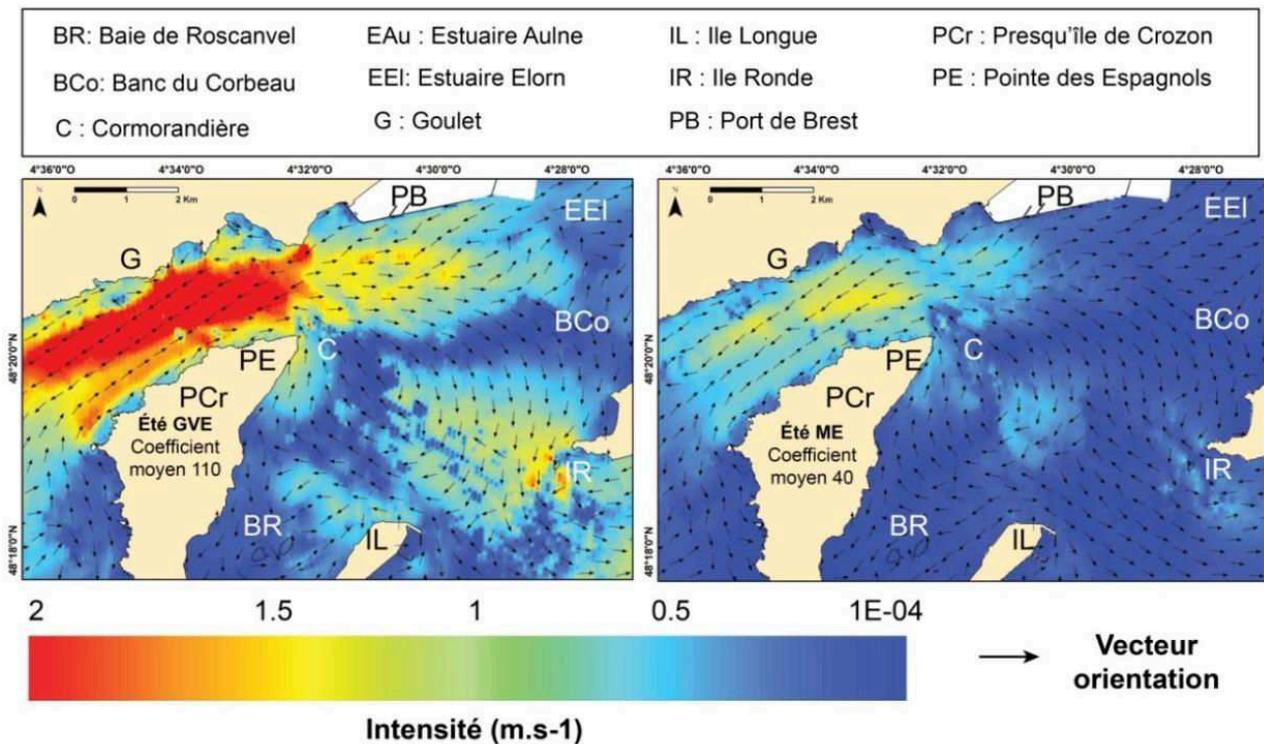


Figure 86: Champs des flux maximums simulés dans le domaine intermédiaire selon différentes configurations à 1 m sur le fond

C. Le domaine interne

En rade nord, les disparités des flux résiduels sont plus importantes entre les cycles saisonniers que les cycles tidaux (Figure 87). Les masses d'eau s'orientent vers le fond des estuaires pendant les périodes de crue (hiver). Elles s'introduisent dans l'estuaire par le biais du chenal où elles atteignent une intensité de 0.2 m/s (quelque soit le coefficient de marée). En période estivale, les courants s'orientent vers l'amont dans la partie interne très chenalisée selon une très faible intensité ($1 \cdot 10^{-4}$ m/s). En aval (entre l'anse de St Marc et le banc du Corbeau), il est difficile d'observer un couloir de transport préférentiel. Les cycles saisonniers influence donc la circulation tidale tant en intensité que sur l'orientation des courants de fond.

Dans le bassin sud, ces conclusions s'appliquent également à la partie interne de l'estuaire où les courants peuvent atteindre 0.3 m/s dans la zone convexe du méandre. A l'inverse, les contrastes dans le secteur aval du système sont plus marqués entre les cycles tidaux que saisonniers. En morte eau, il est difficile de dégager des principaux couloirs d'orientation. Pendant les vives eaux par contre, la circulation des masses d'eau est contrôlée par l'établissement de quatre principales gyres. Elles sont engendrées par les pointes du littoral et s'installent dans les différentes petites baies: derrière l'île ronde, dans l'anse du Fret (derrière l'île longue), de Poulmic (derrière la pointe de Pen ar Vir) et en baie de Daoulas.

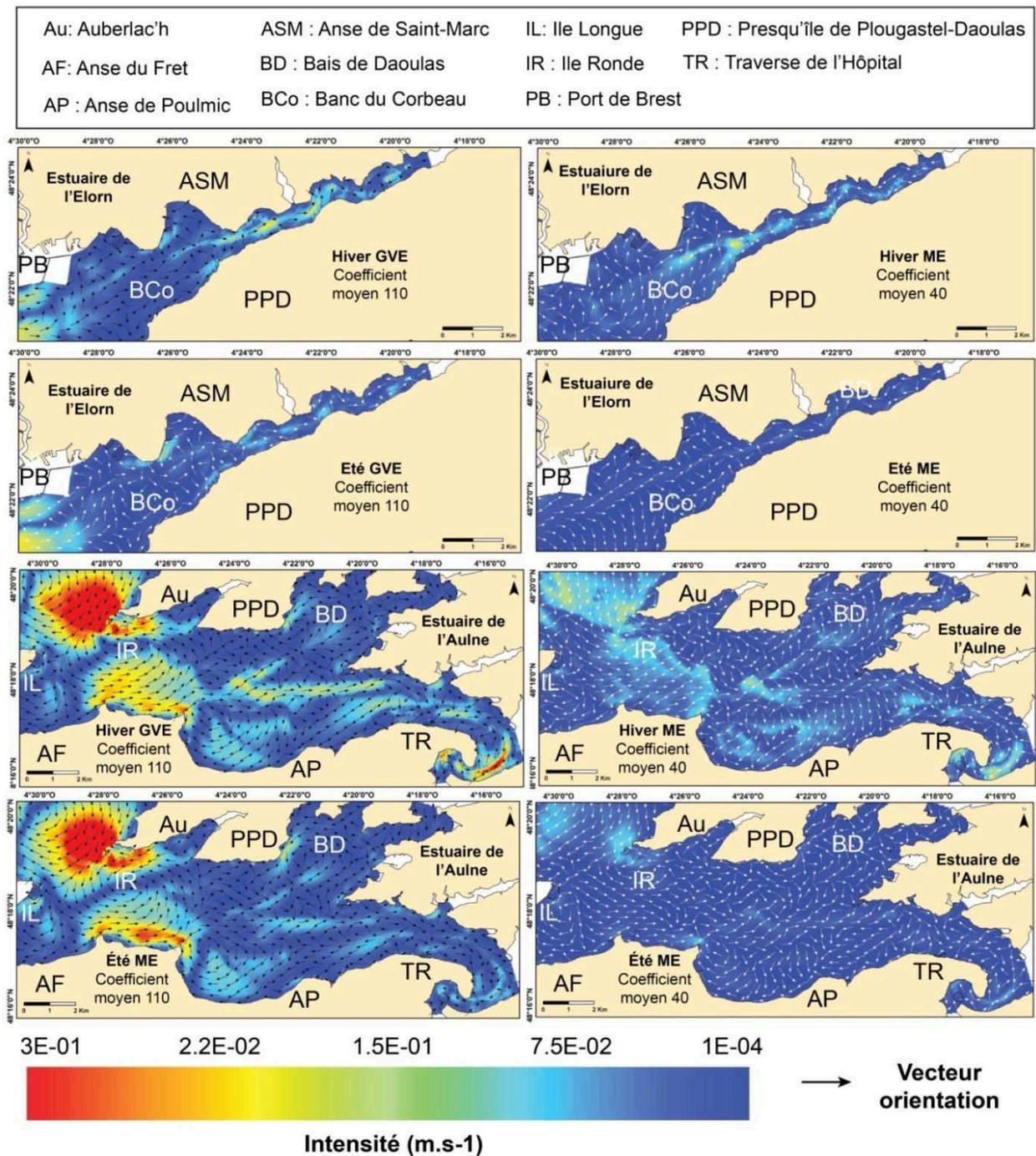


Figure 87: Champs des flux résiduels simulés dans le domaine interne (bassin nord et bassin sud) selon différentes configuration à 1 m sur le fond.

Il est néanmoins possible de distinguer deux couloirs résiduels d'orientation différente : un premier selon les courants de flot et le second selon ceux de jusant. Le couloir de flot pénètre dans le bassin sud (Aulne) entre l'île ronde et l'île longue avec une forte intensité (0.3 m/s). Il longe la côte sud avec la même intensité (0.3 m/s) puis s'enfonce dans l'estuaire interne par le biais du chenal où il est ralenti (0.2 m/s). Dans le secteur de la Traverse de l'Hôpital, il converge avec des masses d'eau de sens opposé (jusant) qui le freine fortement ($1 \cdot 10^{-4}$ m/s). Plus en amont les masses d'eau toujours orientées selon le flot réinvestissent le chenal central jusque dans l'estuaire interne.

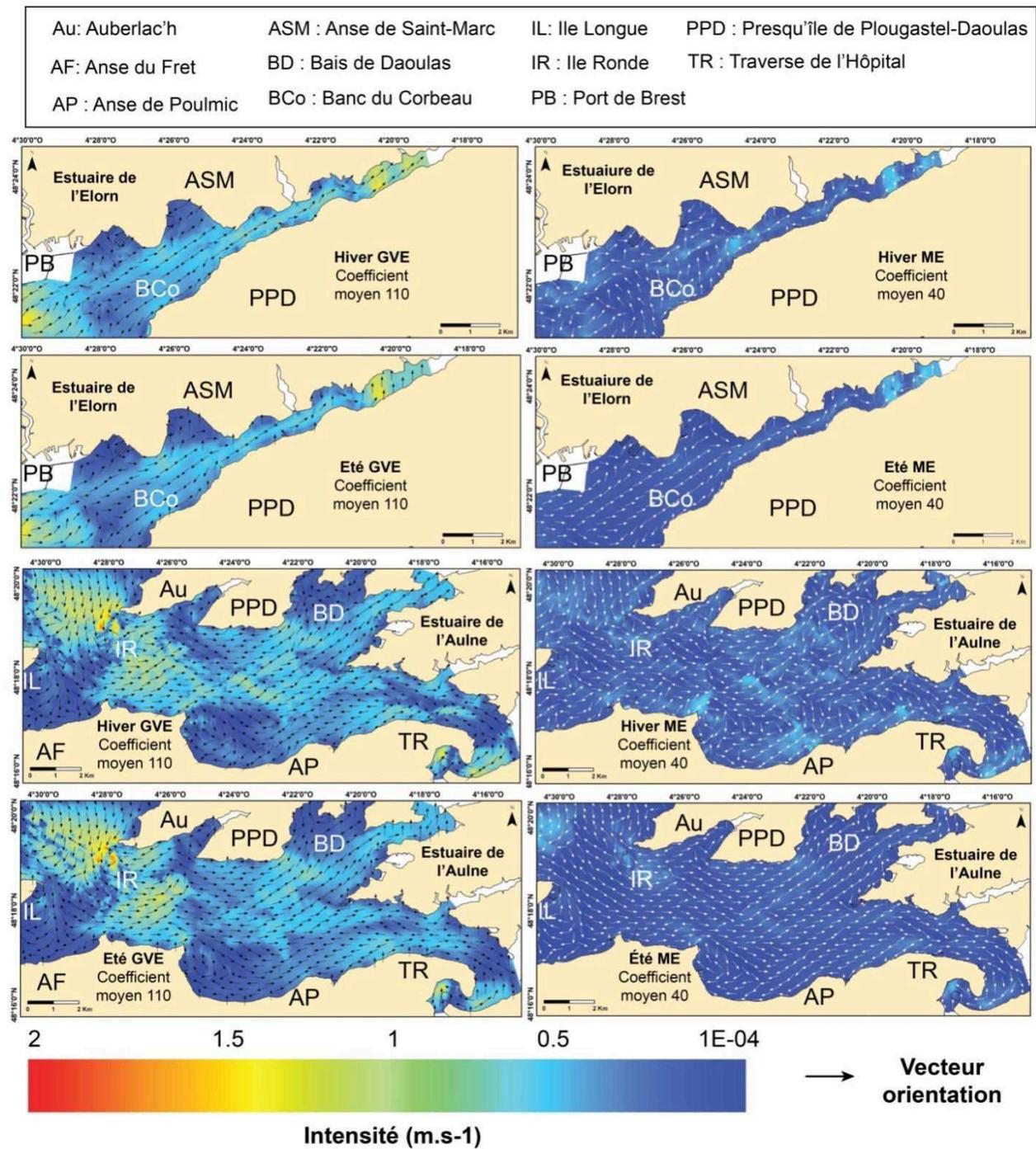


Figure 88: Champs des flux maximums simulés dans le domaine interne (bassin nord et sud) selon différentes configurations à 1 m sur le fond

Le couloir orienté selon les courants de jusant longe tour à tour les pieds de pente sud et nord des secteurs peu profonds. Il recoupe le chenal central à deux endroits (traverse de l'hôpital et au large de la baie de Poulmic) créant ainsi des zones de convergence entre les masses d'eau. Ces mêmes observations s'appliquent pour les champs de flux maximums. Les vitesses atteignent une valeur de 0.5 m/s dans l'estuaire de l'Elorn et de 1m/s dans l'estuaire de l'Aulne (Figure 88).

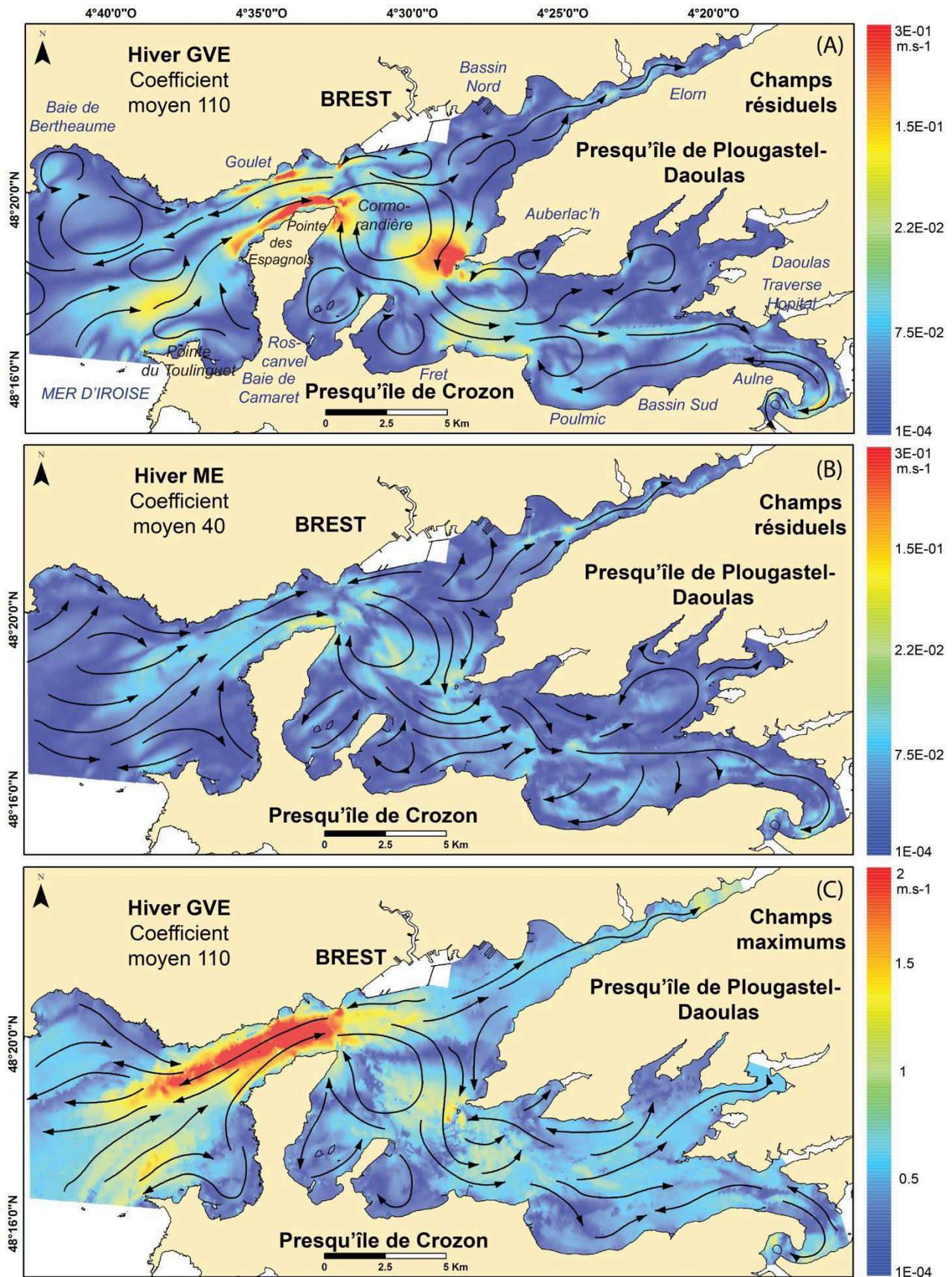


Figure 89: Schéma global de la circulation résiduelle en hiver sur le fond en période de ME et de VE ainsi que pour les maximales en période VE.

Les résultats, concernant la caractérisation des flux hydrologiques d'après l'analyse des sorties de modèle sont résumés ci-dessous par domaine :

(A) Dans le domaine externe, les cycles tidaux modulent d'avantage les changements d'orientation et d'intensité des masses d'eau sur le fond. Les faibles disparités entre les cycles saisonniers (été/hiver) s'expliquent par l'éloignement du secteur avec les embouchures des principaux fleuves (Aulne et Elorn). En morte eau, l'intensité est faible et l'ensemble des masses d'eau convergent vers le goulet. En vive eau, la circulation résiduelle est régie par des gyres induites par les nombreuses pointes que dessine le littoral. De part et d'autre de leur noyaux centraux, il se crée des grands couloirs d'orientation opposée. La région sud est contrôlée par les courants de flot et à l'inverse par les courants de jusant dans la région nord. Les courants atteignent des valeurs d'intensité record (2 m/s) dans le chenal. Ils sont manifestement guidés et amplifiés par la morphologie héritée (paléo-vallée).

(B) Dans le domaine intermédiaire, l'orientation des masses d'eau n'évolue pas entre les différents cycles considérés mais l'intensité est en revanche différente. Le schéma résiduel s'inscrit dans la continuité de celui du domaine externe. Le goulet est ainsi divisé en deux parties. La partie nord est dominée par les courants de jusant et la partie sud par les courants de flot. Au-delà de la pointe des Espagnols, une gyre anticyclonique, observée pendant le flot en surface, s'installe dans le secteur central plus profond. Le centre de la gyre, où les valeurs d'intensité les plus faibles sont enregistrées (< 0.1 m/s), est localisé au niveau du banc de la Cormorandière. Les masses d'eau sortantes sont concentrées entre la pointe des Espagnols et la Cormorandière et atteignent une intensité de 2 m/s (champs de courant maximums). Deux branches se séparent de la gyre pour pénétrer dans les estuaires de l'Aulne et de l'Elorn.

(C) Dans le domaine interne, la circulation tidale des zones amont peut être modulée par les débits fluviaux (jusqu'à 350 m³/s dans l'Aulne, Bassoulet, 1979). Dans cette configuration les estuaires de l'Aulne et de l'Elorn sont stratifiés (Allen et al., 1980 ; Dyer et Evans, 1989 ; Monbet et Bassoulet, 1989). Dans les chenaux, la circulation résiduelle sur le fond est toujours orientée vers l'amont à l'inverse les masses d'eau de surface, chargées en particules fines, s'écoulent vers l'aval. Cette stratification entraîne une accélération des courants de fond visible dans la zone convexe du méandre de l'Aulne. En revanche, les parties aval, entre le port de Brest et l'anse de Saint-Marc pour le bassin nord et de l'île Ronde/Longue à la fin de la baie de Daoulas pour le bassin sud, sont à l'image des domaines externe et intermédiaire. La circulation résiduelle est influencée par les cycles tidaux. Dans le bassin nord (Elorn), aucun schéma de circulation ne se dégage selon la dynamique tidale. Dans le bassin sud (Aulne), des gyres investissent les baies et anses. Les courants de flot sont canalisés dans les chenaux où ils atteignent des vitesses maximales de 1 m/s. Les courants de jusant longent les pieds de pente des secteurs profonds et recourent le chenal notamment au niveau de la Traverse de l'Hôpital.

D'après ces résultats, la circulation des flux résiduels sur le fond est d'avantage modulée par les cycles tidaux que saisonniers. L'influence des fleuves a été décrite exclusivement dans les secteurs très amont. Les champs de courants maximums, dont l'orientation est similaire à celle des champs résiduels, ont permis de mettre en évidence que l'intensité des courants est supérieure d'un facteur 100 entre les périodes de morte eau et de grande vive eau. C'est donc pendant les plus forts coefficients de marée que les courants sont susceptibles d'initier un transport sédimentaire. La Figure 89, résume l'état des connaissances sur les courants résiduels (A et B) et les courants maximums (C).

La circulation des masses d'eau sur le fond est fortement contrainte par la morphologie des fonds marins et du littoral. Faite de passes exigües, pointes, anses, et chenaux, elle engendre la formation de gyres (10 sur l'ensemble du secteur) et de couloirs préférentiels d'orientation opposée. Les valeurs maximales (2 m/s) sont atteintes dans ces couloirs, où la morphologie du littoral (resserremments) et/ou celle du fond (structures sédimentaires et chenaux) induisent une forte canalisation et accélération des masses d'eau (goulet, entre la pointe des Espagnols et la Cormorandière et à l'entrée du bassin sud entre l'île Longue et Ronde). Dans le domaine interne les vitesses sont plus fortes à l'intérieur des chenaux (courants de flots à 1 m/s).

IV.3.2 Quantification des flux sédimentaires sur le fond

L'objectif de ce sous-chapitre est de quantifier les volumes sédimentaires en mouvement. La formule de Van Rijn (1984) a été appliquée au modèle MARS-3D (voir chapitre III.3.2). La concentration moyenne des débits solides (en $\text{m}^3/\text{m}/\text{s}$) sur le fond a été calculée pour un cycle de marée de morte eau (ME) et vive eau (VE). Le paramètre granulométrique retenu est la médiane (d_{50}) obtenue à partir des analyses granulométriques de nos échantillons et interpolée selon la carte de répartition sédimentaire.

A. Caractérisation des flux solides par marée

Les modélisations hydrodynamiques, montrent que l'intensité des courants varie au minimum d'un facteur 100 entre les marées de VE et de ME. Nous pouvons donc attendre à ce que cette variabilité affecte les volumes sédimentaires charriés (Figure 90).

En période de ME, le modèle génère des courants forts et irréalistes dans le fond de baies (Fret, Daoulas et estuaires) (Figure 90 et Figure 31). Ces anomalies peuvent s'expliquer par la difficulté de représenter les transports sur les limites bathymétriques.

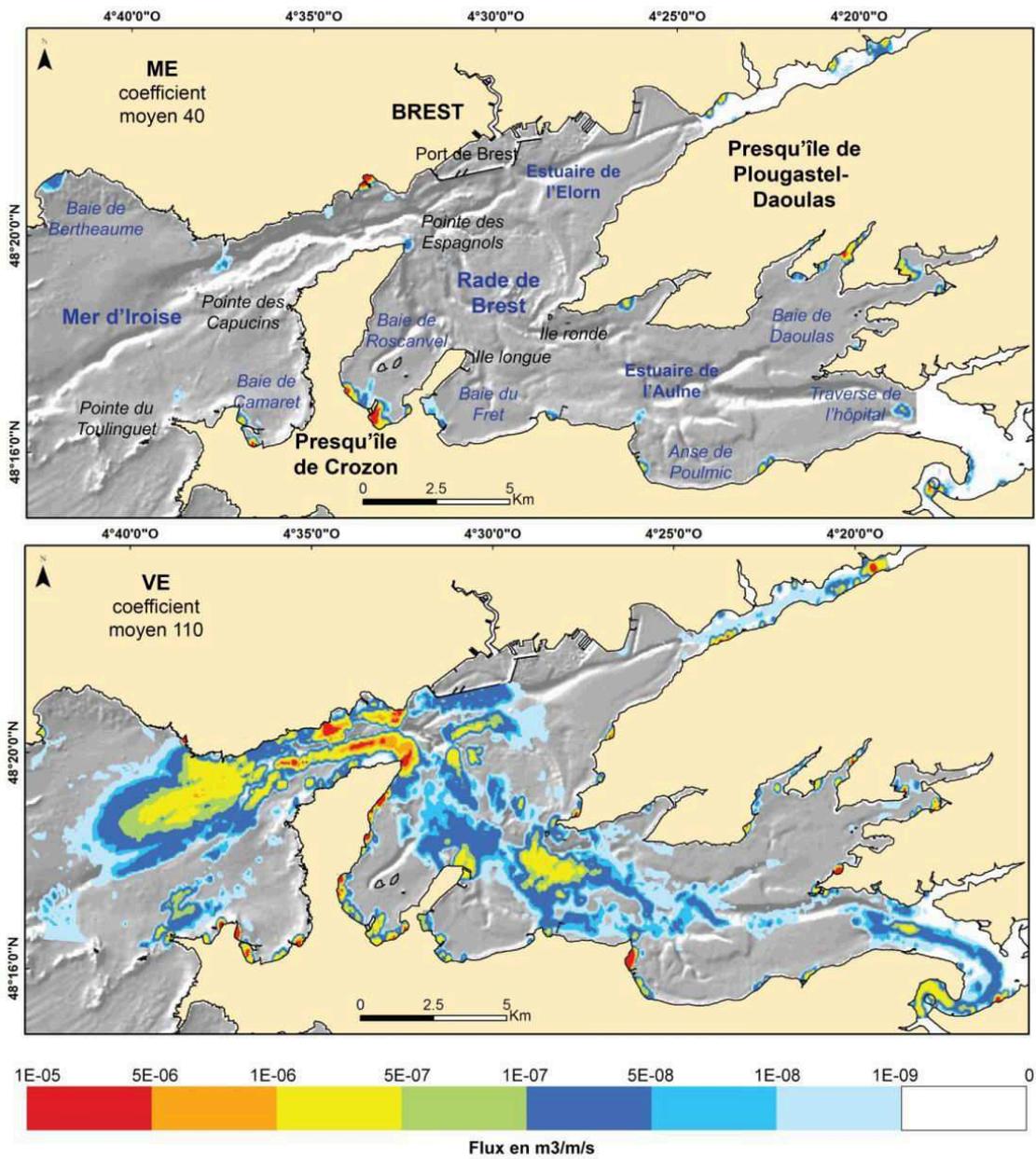


Figure 90: Volume moyen des sédiments charriés (ME et VE) exprimé en $m^3/m/s$

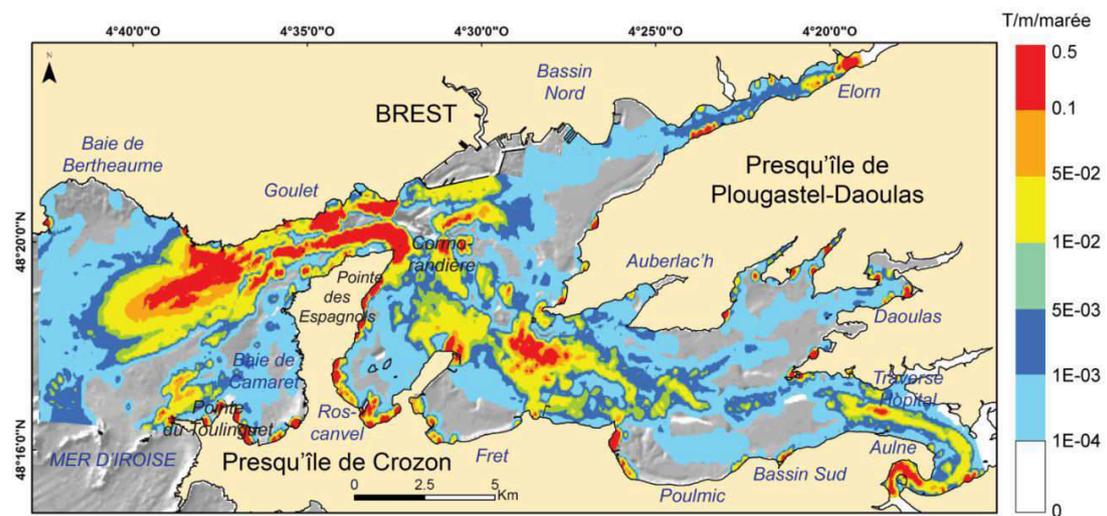


Figure 91: Volume moyen des sédiments charriés exprimé en $T/m/marée$

L'essentiel du transport s'effectue donc pendant les marées de VE (Figure 90 et Figure 91). Les plus forts débits solides ($1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{m/s}$) sont localisés dans le goulet selon les deux couloirs préférentiels au nord et au sud. Dans le domaine externe, l'axe du chenal principal enregistre les débits les plus importants. Ils atteignent une valeur de $1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{m/s}$ le long du versant nord du chenal. Sur les plateaux sableux, encadrant la zone chenalisée centrale, le seul transport observé est localisé au large de la pointe du Toulinguet ($5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{m/s}$). Dans le centre de la rade, les débits solides sont moins importants ($1 \cdot 10^{-6}$ et $1 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{m/s}$).

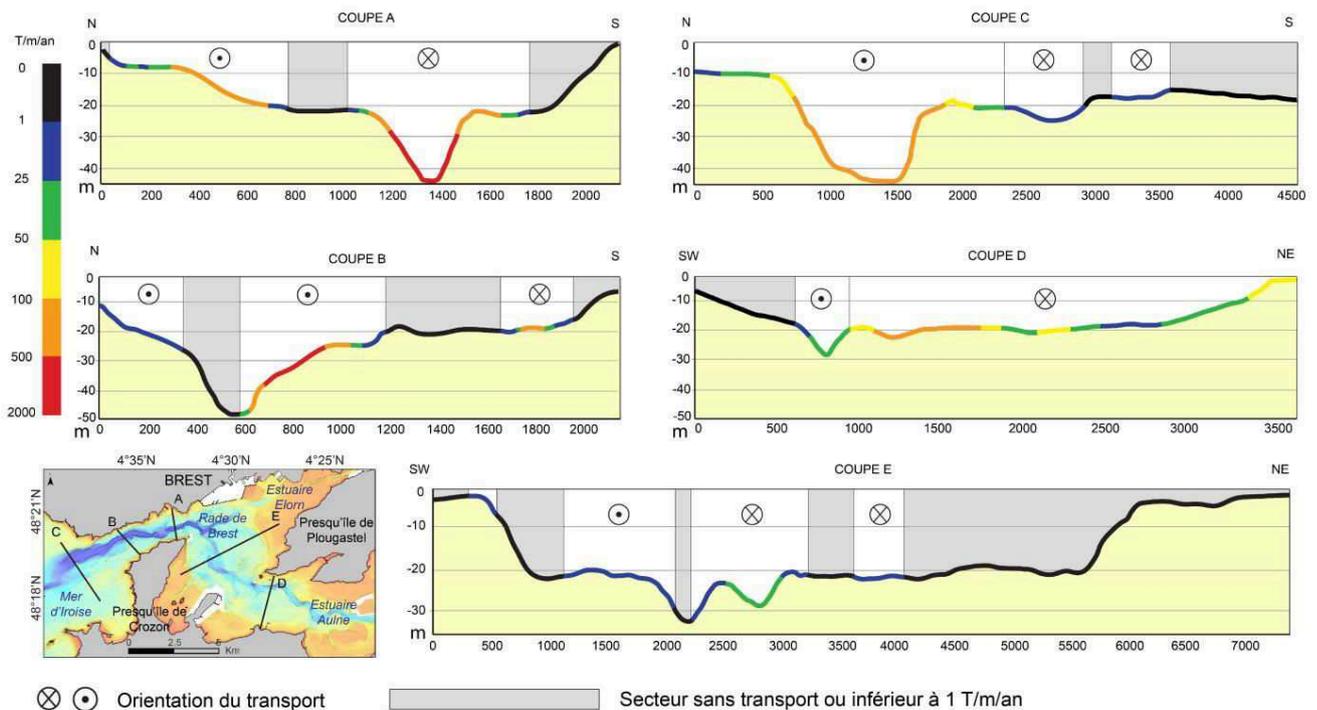


Figure 92: Coupes perpendiculaires au chenal central montrant l'évolution de l'orientation de la dynamique sédimentaire ainsi que le volume de sédiments charriés (T/m/an).

Dans l'estuaire de l'Elorn, les transports se cantonnent dans le chenal (Figure 78 et Figure 91). Néanmoins la médiane des sédiments est inférieure à $63 \mu\text{m}$ et ne représente donc pas la dynamique de transport par charriage. Dans l'estuaire de l'Aulne, les plus fortes concentrations des flux solides s'observent entre l'île longue et l'anse de Poulmic ($1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{m/s}$) avant de diminuer progressivement dans l'axe du chenal ($1 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{m/s}$) vers le fond de l'estuaire. Dans le chenal amont (après la traverse de l'hôpital), le transport est à nouveau amplifié ($1 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{m/s}$). Les volumes de sédiments déplacés sont plus importants au niveau des passes exigües (goulet, centre rade et entrée de l'estuaire de l'Aulne) en lien avec l'augmentation de l'intensité des courants (Reynaud et Dalrymple, 2012) et la morphologie du bassin.

En outre, les transports calculés sont logiquement plus importants à l'intérieur des chenaux plutôt que sur leurs versants ou sur les fonds plats (Figure 92). L'orientation des transports internes aux chenaux s'effectue dans une direction unique. Dans le goulet, par exemple, le chenal est dominé

par un transport entrant dans le secteur oriental (coupe A) puis sortant dans le secteur occidental (coupe B). Dans le centre de la rade, les figures sédimentaires (banc tidaux) à l'intérieur du chenal séparent les flux en deux chenaux d'orientation opposée (coupe E). Ce phénomène s'observe également à l'entrée de l'estuaire de l'Aulne (coupe B). Dans le domaine externe (coupe C), le chenal principal est dominé par des courants sortants mais l'établissement d'un second chenal, plus au sud, permet la canalisation des courants entrants.

Les volumes de sédiments transportés ont été comparés aux travaux de Blanpain (2009). Le modèle hydrodynamique utilisé pour son étude est le modèle MARS 3D auquel a été intégré un module de dynamique sédimentaire de particules hétérogènes initialement développé par Cugier (2000). Le modèle est donc multiclasse et distingue le transport par charriage du transport en suspension. Il a été appliqué sur la Manche qui présente des valeurs de champs de courants maximums sur le fond similaires à ceux de la rade de Brest (1 à 2 m/s). Bien que les formulations de transport (Acker et White, 1973 ; Wu et al., 2000 ; Wilcock et Crowe, 2003) soient différentes de celle choisie pour cette étude (Van Rijn, 1984), les simulations réalisées sur la classe des sables grossiers de Blanpain (2009) peuvent être néanmoins comparés avec les volumes charriés dans notre zone d'étude. L'exemple des champs de dunes dans le chenal du domaine externe présente un objet idéal, de part sa granulométrie homogène et son caractère coquillier. Les résultats du modèle appliquées à la Manche sur la classe des sables grossiers ($1 \cdot 10^{-7} \text{m}^3/\text{m/s}$) ont le même ordre de grandeur que ceux simulés en rade de Brest sur les champs de dune ($5 \cdot 10^{-7} \text{m}^3/\text{m/s}$). Bien que ces valeurs soient cohérentes, il est tout de même important de souligner que les sorties de modèles présentées tiennent compte d'un stock sédimentaire conséquent ce qui n'est pas toujours le cas notamment dans la partie centrale de la rade de Brest. Il s'agit donc de flux relatifs et maximums.

B. Caractérisation des flux solides par an

Les estimations précédentes permettent d'établir des bilans annuels de transits sédimentaires à travers les différents domaines de la rade (Figure 93). Ils sont déplacés selon deux couloirs de transit.

Le premier couloir, dominé flot, longe la côte sud du domaine externe puis du goulet avant de pénétrer en rade de Brest. Dans le goulet, entre 500 à 1000 T/m/an de sédiment sont transportés par les courants de flot. Dans le centre de la rade de Brest, les transports des sédiments s'orientent selon deux directions différentes : une première vers l'estuaire de l'Elorn et une seconde en direction de l'Aulne. Dans le bassin nord (Elorn), les transports s'effectuent dans les chenaux (50 T/m/an). Dans le bassin sud (Aulne), le rétrécissement entre l'île longue et l'île ronde est le siège d'une dynamique sédimentaire soutenue (plus de 100 T/m/an) qui s'oriente selon les courants de flot. En amont de la Traverse de l'Hôpital, le transport est canalisé dans le chenal et s'oriente vers l'estuaire. Les déplacements sont plus intenses (100 T/m/an) au niveau du premier méandre. Les transports sédimentaires orientés selon les courants de jusant augmentent dans le centre de la rade (10 à 25

T/m/an) mais surtout dans le goulet qui évacue 1000 T/m/an. Cette tendance se prolonge jusque dans le domaine externe, où plus de 500 T/m/an de sédiments sont transportés, avant de s'estomper vers les limites occidentales du secteur d'étude (1 T/m/an).

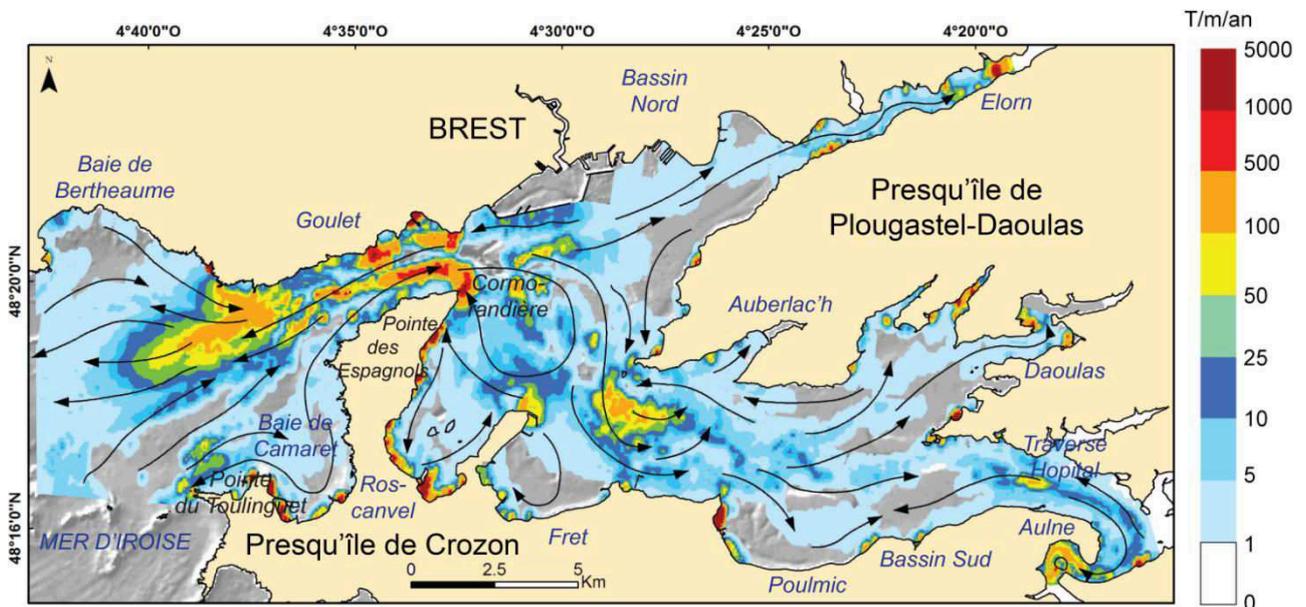


Figure 93: Bilan annuel des volumes sédimentaires charriés sur le fond au cours d'une année. Les flèches déterminent l'orientation des masses d'eau selon les sorties de modèles

Ces simulations mettent donc en évidence deux principaux couloirs de transport sédimentaires de direction opposée : un vers l'amont (flot) et un second vers l'océan (jusant). Le schéma de circulation des sédiments sableux (médiane comprise entre 2000 et 100 μm) sur le fond est contrôlé par la morphologie du littoral (proéminences et resserrements) mais également par celle des fonds marins (paléo-chenaux hérités). Ces singularités morphologiques permettent d'augmenter l'intensité des courants et de canaliser les transports sédimentaires. Les simulations ont montré qu'au cours d'une année, plus de $86 \cdot 10^6$ T de sédiments sableux transitent par le goulet. Au total, $50 \cdot 10^6$ T sont évacués et $36 \cdot 10^6$ T pénètrent en rade. L'export des sédiments sableux vers le domaine externe est donc plus conséquent que l'import, un déficit de $14 \cdot 10^6$ T par an a été estimé.

IV.3.3 Liens entre modélisation et figures sédimentaires

La combinaison des deux approches permet de caractériser finement le schéma de la dynamique de transport sur le fond, d'évaluer l'influence des principaux agents hydrodynamiques (marée, houle et débits fluviaux) et enfin de déterminer les périodes préférentielles des transports sédimentaires.

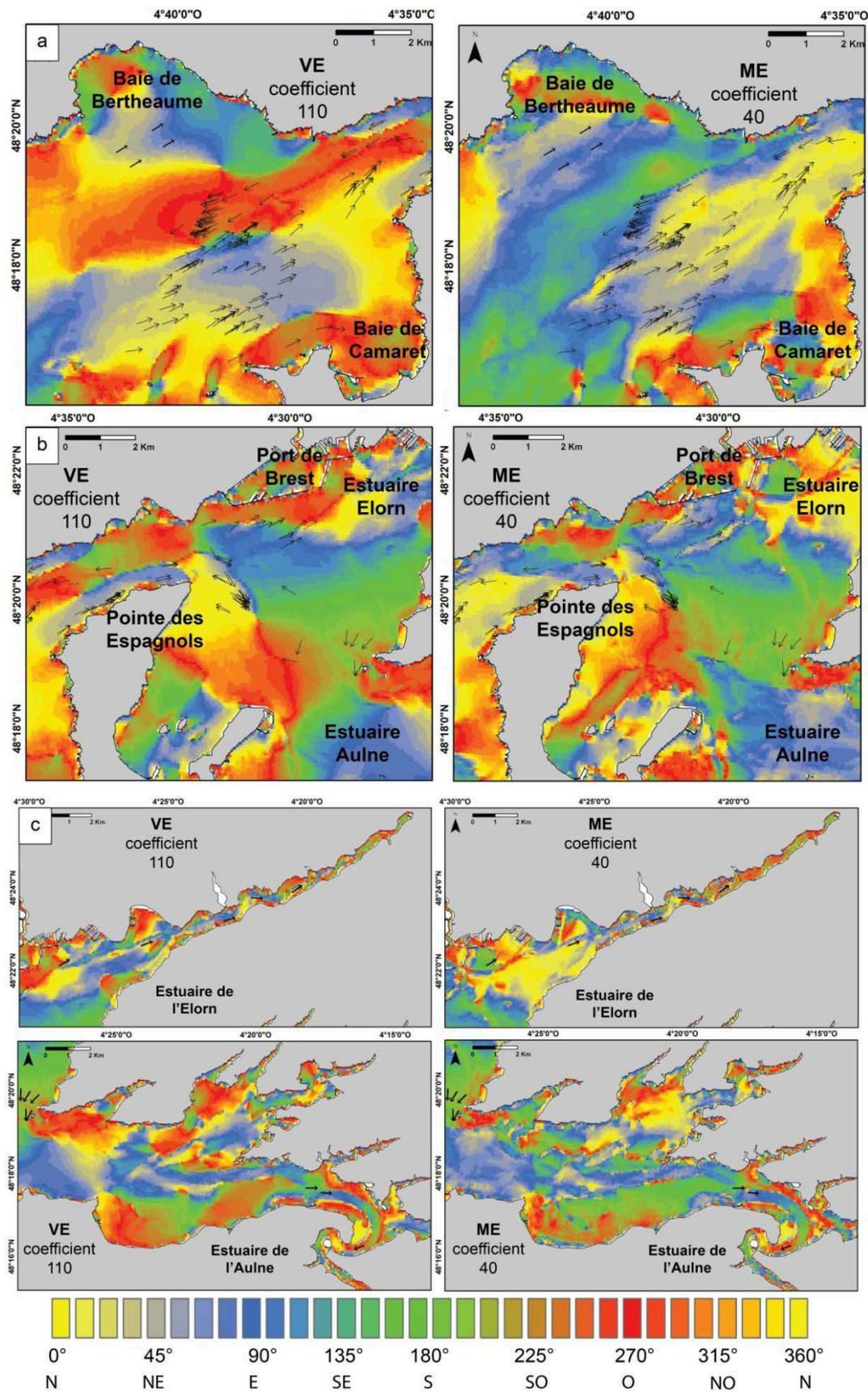


Figure 94: Orientation des transports sédimentaires observés partir des modèles numériques (les points cardinaux sont illustrés par les couleurs) corrélées avec les indices de polarité des indices sédimentaires (flèches noires) pour une marée de grande vive eau et de morte eau dans le domaine externe (a), intermédiaire (b) et interne (c).

Dans le domaine externe, les indices du transport sédimentaire sont corrélés avec les simulations de vive eau (VE). Elles décrivent des transports de même orientation à l'intérieur du chenal central. Les deux couloirs préférentiels, l'un orienté selon les courants de jusant au nord et l'autre selon les courants de flot au sud, ont été mis en évidence par les deux approches. La zone de convergence, au niveau du champ de dunes, coïncide avec celle des modélisations numériques (Figure 94). Sur le plateau sableux nord (baie de Bertheaume), les simulations montrent une orientation perpendiculaire à celle décrite par la morphologie des RSD (ou sorted bedforms). Les houles n'ayant pas été modélisées, cette différence confirme donc la mise en place de ces structures par les houles et le contrôle de l'asymétrie des fonds et versants par les courants de marée.

Les orientations de transport entre les deux approches se corrèlent également, dans le domaine intermédiaire, d'avantage avec les périodes de VE. Les transports sédimentaires dans le secteur occidental sont contrôlés par les courants de jusant et ceux du secteur oriental par les courants de flot. Ils convergent au niveau du banc tidal de la Cormorandière et explique l'influence des courants de jusant sur la partie nord du banc et de flot sur la partie sud.

Dans les secteurs internes (bassins nord et sud) il a été difficile d'estimer l'orientation des transports sédimentaires en raison du peu d'indices disponibles. L'hypothèse initiale était que les transports par charriage, restreints au chenal central, s'orientaient vers l'amont (flot). Les modélisations ont confirmé ce contrôle et ont révélé des zones de convergences à l'origine du remplissage du chenal au niveau de la Traverse de l'Hôpital.

Ainsi, la polarité des indices sédimentaires se corrèle avec les simulations de VE (Figure 94). Il est désormais admis dans notre zone d'étude que le transport sédimentaire par charriage et l'établissement des structures s'effectuent pendant les marées de VE.

IV.4 Synthèse et discussion

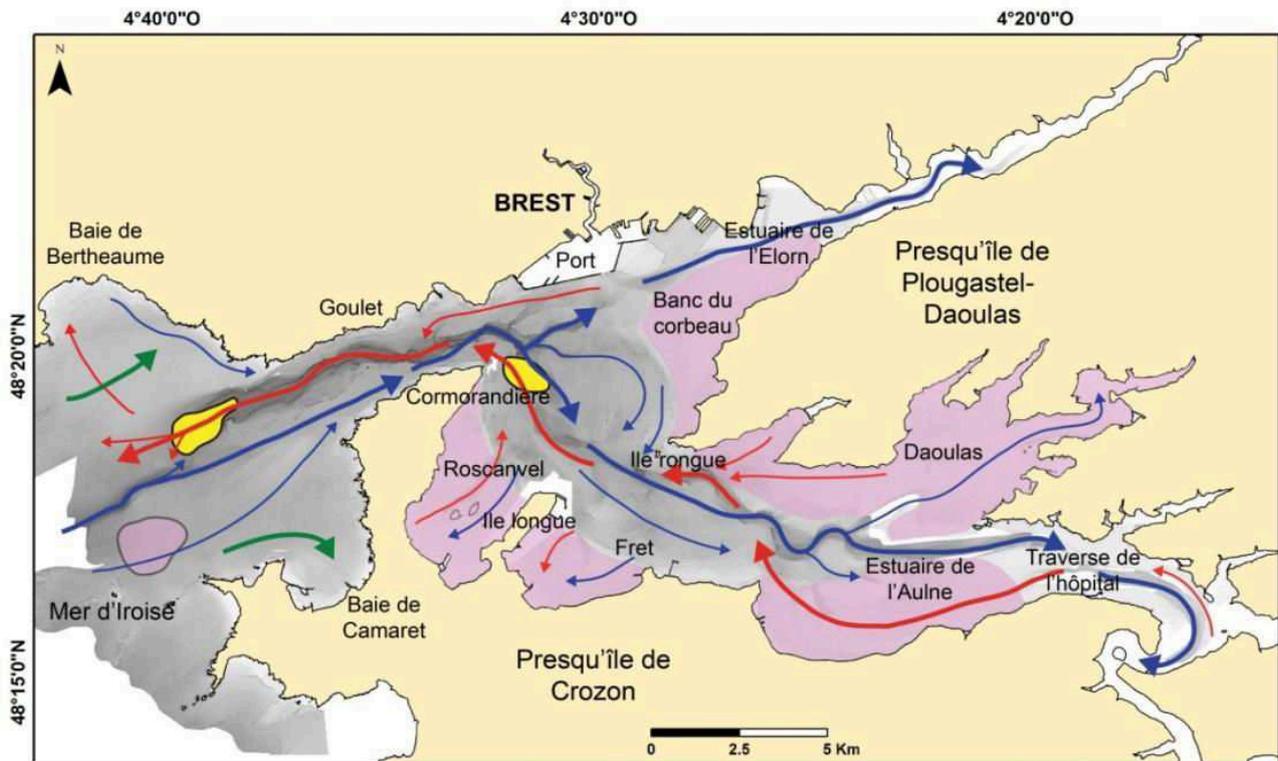
Tout au long de ce chapitre il a été question de comprendre les processus de transport sédimentaire par charriage sur le fond. Tout d'abord **(1)** la morphologie, la répartition sédimentaire, les modes granulométriques et la distribution des carbonates nous ont fournis des indices de transport sédimentaire (chapitre IV.1). Ensuite **(2)** l'analyse des figures sédimentaires ont permis d'établir un premier schéma de transport sur le fond et de mettre en évidence l'influence de deux agents hydrodynamiques principaux (courants de marée et houles océaniques) (chapitre IV.2). Enfin **(3)** le schéma de transport par charriage décrit à partir de l'approche sédimentaire a été certifié et les volumes de sédiments transportés quantifiés grâce à l'apport des modélisations numériques (Figure 95) (chapitre IV.3).

(1) La répartition sédimentaire dans le secteur d'étude est directement liée à l'intensité des courants de marée. La couverture du secteur externe et intermédiaire se corrèle d'avantage aux domaines de plate-forme interne (Reynaud et al., 2012 ; Gomes et al., 2014 ; Shaw et al., 2014) qui alimente les estuaires en sédiments marins (Wang., 2012). Néanmoins, en rade de Brest le peu de structures sédimentaires observées traduit un stock très faible. La répartition sédimentaire du domaine interne reflète d'avantage celle décrite pour les estuaires dominés marée (diminution de la médiane d'aval en amont) (Dalrymple et al., 2012). Dans l'estuaire de l'Aulne, la diminution de la taille des grains est difficilement observable de par la perturbation par les communautés macro-benthiques (Beudin et al., 2013).

(2) Les figures sédimentaires répertoriées en rade de Brest sont toutes associées aux courants de marée excepté les RSD. Ainsi seuls les plateaux du domaine externe sont soumis à l'influence de la houle. Deux types d'objets sont distinguables : (1) les structures communes aux estuaires dominés marée (barres tidales et vasières tidales) et (2) les figures sédimentaires propres aux plates-formes continentales internes sous influence tidale (dunes). Les structures estuariennes semblent être héritées (Berné, 1999). En revanche, les structures de plate-forme sont mobiles (champs de dune). En suivant le raisonnement de Reynaud et Dalrymple (2012), l'actuelle distribution des objets sédimentaires indique que les domaines, externe et intermédiaire, reflètent les processus de dépôt des environnements de plate-forme à l'extrême limite d'une embouchure estuarienne ou d'une mer épicontinentale semi-fermée (par exemple : La Manche).

(3) L'approche double (observation sédimentaire in-situ et de modélisation) permet de caractériser l'influence des agents hydrodynamiques sur la dynamique de transport (Barnard et al., 2013 ; Li et al., 2015). Les courants résiduels de VE sont responsables de la répartition morphosédimentaire (à l'exception des secteurs très internes : Aulne et Elorn). Le secteur d'étude est donc sous influence tidale et le transport sédimentaire par charriage n'est pas permanent. Les courants sont contraints par la morphologie particulière et héritée des fonds-marins et du littoral. Dès le domaine externe les courants de marée sont chenalisés par l'incision fluviale et induisent la formation des champs de dunes. Tandis que le chenal sud est dominé par les courants de flot, le chenal nord l'est par les courants de jusant (Figure 95). Le resserrement du littoral, combiné à l'approfondissement du chenal dans le goulet, agit comme un accélérateur des courants tidaux (Barnard et al., 2012; Li et al., 2015). La pointe de la presqu'île de Crozon à l'entrée de la rade permet la création d'une gyre anticyclonique qui s'installe dans l'ensemble du bassin et permet la création du granulo-classement de la couverture sédimentaire. Les transports sédimentaires dans les chenaux sont désormais et jusque dans les limites amont du domaine interne dominés par les courants de flot (Figure 95). Les voies préférentielles de jusant, d'abord faibles dans le domaine interne (non susceptible d'initier un transport des particules grossières) gagnent en intensité dans le centre de la

rade (secteur occidental) et dans le goulet. Ce sont les plus forts courants observés dans l'ensemble du secteur d'étude (2 m/s).



Transport par charriage

- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | Transport sédimentaire principal selon les courants de jusant |  | Transport sédimentaire secondaire selon les courants de jusant |
|  | Transport sédimentaire principal selon les courants de flot |  | Transport sédimentaire secondaire selon les courants de flot |
|  | Transport sédimentaire principal selon les houles océaniques |  | Secteur de dépôt préférentiel de sédiments sableux |
| | |  | Secteur de dépôt préférentiel de particules fines |

Figure 95: Bilan final de la dynamique sédimentaire par charriage déterminé à partir des deux méthodes présentées au cours de ce chapitre et du transport par suspension estimé à partir des analyses granulométriques

CONCLUSION

Les domaines externe et intermédiaire s'apparentent à une dynamique de plate-forme interne (Reynaud et Dalrymple, 2012). Le transport sédimentaire est largement dominé par les courants de marée macrotidaux. La configuration du littoral et la morphologie des fonds marins (chenaux et bancs tidaux) renforcent leur intensité et engendrent des échanges sédimentaires entre le centre de la rade et le domaine externe. Les particules grossières sont d'avantage exportées ($14 \cdot 10^6$ T/an) vers le domaine océanique qu'importées dans le domaine confiné. L'érosion de ce système est en contradiction avec la dynamique estuarienne qui privilégie le transport des particules grossières, d'origine marine, par les courants de flot vers l'amont du système (Wang, 2012). Ainsi, le faible apport

en sédiments marins contrairement aux grands systèmes macro-tidaux de la façade atlantique (Ehrhold et al., 1999 ; Walker, 2000 ; Li et al., 2015) ne permet pas de combler la rade de Brest. A l'inverse dans le domaine interne (bassins sud (Aulne) et nord (Elorn)), les sédiments grossiers sont transportés vers l'amont du système par le biais des chenaux où l'intensité est la plus forte. L'influence du flot s'observe jusque dans les parties les plus amont de l'Elorn et de l'Aulne à l'image des estuaires macro-tidaux (Dalrymple et al., 2012). La dynamique de transport en suspension (particules fines) n'ayant pas été modélisée, seuls les modes granulométriques et la répartition sédimentaire ont mis en évidence la dispersion des sédiments dans les secteurs de faible intensité depuis sa source (Aulne).

CHAPITRE V

Dynamique de remplissage au cours de la dernière transgression marine

INTRODUCTION.....	177
<i>V.1 A l'échelle Holocène.....</i>	<i>178</i>
V.1.1 Résumé des principaux résultats de l'article.....	178
A. Interprétation sismique et sédimentaire.....	179
B. Etapes du comblement.....	181
C. Contrôle de mise en place et de préservation des dépôts.....	183
D. Comparaison avec les autres environnements estuariens.....	184
V.1.2 Article: « Control factors of Holocene sedimentary infilling in a semi-closed tidal estuarine-like system : the Bay of Brest (France) ».....	186
<i>V.2 A l'échelle millénaire et séculaire.....</i>	<i>215</i>
V.2.1 Estimation des taux de sédimentation dans les parties envasées de la rade de Brest.....	215
A. Taux de sédimentation des secteurs envasés de la rade de Brest à l'échelle séculaire.....	215
B. Evolution du taux de sédimentation dans les secteurs envasés de la rade de Brest depuis la stabilisation du niveau marin.....	217
C. Variations latérales et longitudinales des taux de sédimentation par domaine en rade de Brest depuis la stabilisation du niveau marin.....	224
V.2.2 Caractérisation des évolutions morphologiques.....	228
A. Le domaine externe.....	228
B. Le domaine intermédiaire.....	229
C. Le domaine interne.....	231
D. La zone portuaire.....	232
<i>V.3 Bilan sur les volumes et les facteurs de contrôle.....</i>	<i>236</i>
V.3.1 Au cours du dernier siècle.....	236
A. Synthèse sur les volumes.....	236
V.3.2 Depuis la stabilisation du niveau marin (3 000 cal BP).....	240
CONCLUSION.....	242

INTRODUCTION

La rade de Brest se distingue par la morphologie particulière de son littoral et de ses fonds marins. Ce système abrité des houles océaniques se caractérise par la préservation des chenaux fluviaux entourés de nombreux hauts fonds (< 10 m) formant plus de 50% de la superficie totale. Le chapitre IV nous a permis de dresser le schéma global de la dynamique sédimentaire actuelle dans ce système côtier original aux regards de trois agents hydrodynamiques principaux : marée, houles océaniques et débits fluviaux. Si les précédents résultats soulignent l'existence d'une exportation des sédiments grossiers vers le domaine océanique, depuis quand la dynamique actuelle s'est-elle mise en place et qu'elle est son enregistrement à long terme ?

La dernière transgression marine, qui a débuté autour de 19 000 cal. BP, a entraîné un retrait rapide de la ligne de rivage depuis -120m sur la vaste plate-forme continentale ouest bretonne. Cette transgression a conduit au comblement des systèmes côtiers actuels et au développement des prismes littoraux associés au cours de l'Holocène. Néanmoins les réponses sédimentaires à la remontée du niveau marin montrent des disparités importantes le long des littoraux et les géométries, les distributions spatiales et la conservation des dépôts diffèrent en fonction des morphologies héritées, des agents hydrodynamiques et des flux sédimentaires en présence (Walker, 1992 ; Reading, 1996 ; Chaumillon et al., 2010 ; Tessier, 2012). Comment ces paramètres ont-ils influencé le comblement de la rade de Brest ?

L'objectif principal de ce chapitre est donc de répondre à ces questions à partir d'une articulation en deux parties : La première s'attache à la (1) description de la mise en place des dépôts sédimentaires en rade de Brest au cours de la dernière transgression marine et l'interprétation de l'évolution de la dynamique sédimentaire associée et la seconde à la (2) détermination des facteurs de contrôle du comblement selon différentes échelles de temps.

Deux échelles de temps sont donc ici considérées :

La plus longue, d'âge holocène et s'échelonnant sur la dernière dizaine de milliers d'années, débute lors de la première mise en eau des abords externes de la rade et permet de retracer l'évolution en relation avec l'évolution de la tranche d'eau.

La seconde, d'ordre millénaire et séculaire correspondant à la stabilisation du niveau marin à une position proche de l'actuel et permet d'affiner la compréhension de la mise en place des dépôts sédimentaires en réponse aux agents hydrodynamiques.

V.1 A l'échelle Holocène

Cette approche a fait l'objet d'un article intitulé « Control factors of Holocene sedimentary infilling in a semi-closed tidal estuarine-like system : the Bay of Brest (France) », soumis et accepté à la revue « Marine Geology » en juin 2016, présenté après un résumé détaillé des principaux résultats.

V.1.1 Résumé des principaux résultats de l'article

Les estuaires sont des zones clés pour la préservation des sédiments holocènes. Localisés à la transition terre mer, leurs enregistrements sédimentaires permettent d'établir des archives relatant l'évolution environnementale en contexte de transgression marine. Depuis le début des années 1990, les estuaires et le comblement des paléo-vallées associés font l'objet de nombreuses études géologiques ; celles-ci sont en partie motivées par le potentiel de réservoir d'hydrocarbures correspondant aux formations poreuses comblant des anciens systèmes fluviaux. Ces études ont aussi permis de mettre en évidence l'importance des facteurs de contrôle sur les dépôts sédimentaires et l'établissement de modèles stratigraphiques synthétiques sur la base d'une approche de stratigraphie séquentielle (Dalrymple, 1992 ; Posamentier and Allen, 1993; Zaitlin et al., 1994). Plus récemment, une compilation des systèmes de paléo-vallées et environnements sédimentaires associés aux plates-formes françaises métropolitaines a permis de montrer la variabilité des enregistrements sédimentaires (Chaumillon et al., 2010). Ainsi, bien que le niveau marin soit reconnu comme l'un des principaux facteurs de contrôle des paramètres de dépôts, la variabilité des géométries de ces environnements est étroitement contrôlée par les agents hydrodynamiques, les apports sédimentaires et la morphologie du substratum rocheux.

Parmi la variabilité des géométries de remplissage des systèmes côtiers, les estuaires dominés par la marée constituent de très bons exemples de préservation des dépôts de par leur localisation à l'interface terre-mer. Malgré les récentes études dédiées à ces environnements spécifiques (Dalrymple et al., 1990; Jouet et al., 2003; García-García et al., 2005; Billeaud et al., 2010; Menier et al., 2010; Proust et al., 2010; Dalrymple et al., 2012; Tessier et al., 2012; Traini et al., 2013; Green et al., 2013; Zhang et al., 2014), l'accommodation tidale contrôlant le remplissage sédimentaire empêche la lecture de la variabilité amont-aval et longitudinale du système et nécessite des travaux complémentaires pour appréhender le détail des changements de faciès et de géométrie en relation avec l'évolution long terme de ces systèmes. La configuration confinée de la rade de Brest, abritée des houles océaniques et permettant donc la préservation des dépôts peu profonds de l'érosion côtière, offre une possibilité pour améliorer la compréhension du remplissage holocène d'un environnement dominé par la marée (Figure 96). La présente étude repose sur l'analyse et l'interprétation détaillée d'un ensemble de données géophysiques formées par plus de 1200 km de profils sismique haute (système SPARKER) et très haute résolution (chirp) (Figure 97). Ces données ont été acquises principalement lors des campagnes SERABEQ (1 et 2) mises en œuvre dans le cadre de ce travail (cf chapitre III). Parallèlement, une étude

des faciès sédimentaires réalisée à partir de l'observation de carottes sédimentaires longues (5 m), et ce des côtes jusqu'au chenal central (campagnes SERABEQ1 et SERABEQ 3), a permis de reconstituer le remplissage sédimentaire de la rade de Brest.

L'article présenté a ainsi trois objectifs : (1) la caractérisation de la mise en place de l'environnement estuarien en relation avec le retrait vers le domaine continental de la ligne de rivage accompagnant la remontée du niveau marin ; (2) la connaissance du « timing » et le rôle joué par l'installation progressive de la circulation hydrodynamique dans la redistribution des sédiments ; (3) la détermination des principaux facteurs de contrôle du remplissage sédimentaire sur la base des corrélations réalisées entre les différents sets de données.

A. Interprétation sismique et sédimentaire

Au total, 14 faciès sismiques différents ont été identifiés sur la base des fréquences, amplitudes, continuités et géométries internes des réflecteurs. Ils se distribuent au sein de 4 unités sismiques (U1 à U3 de la base vers le haut), séparées par des discontinuités (D1 à D3) réalisant le comblement de la rade au-dessus du substratum rocheux correspondant à l'unité U0 (Figure 99 ; Figure 100 ; Figure 101 ; Figure 102 ; Figure 102 ; Figure 103 ; Figure 104 ; Figure 105)

- Substratum rocheux

La soustraction de l'enveloppe sédimentaire permet l'établissement d'une carte isobathe caractérisant la morphologie du substratum rocheux (Figure 98). Celle-ci se caractérise par une profonde incision (-20 m par rapport au fond environnant) des formations sédimentaires paléozoïques affleurant autour de la rade et délimitant un vaste paléo-réseau de drainage s'ouvrant sur le goulet actuel. Trois domaines morphologiques (T1 à T3), relativement plats (pente de 1 à 2°) et séparés les uns des autres par des ressauts bathymétriques de 5 m (pente de 4 à 5%) peuvent être distingués au toit du substratum et encadrent les incisions. Ils délimitent trois niveaux d'étagement apparentés à des terrasses formées par stabilisation différente du niveau de base et marquant un encaissement progressif du réseau au cours des phases d'émersion de la rade accompagnant les bas niveaux marins (Hallégouët, 1994). Le domaine basal (T1) est localisé à une trentaine de mètres sous le niveau marin actuel (0 hydrographique) et présente les incisions les plus profondes (jusqu'à près de 60 m au niveau du goulet) qui correspondent à la position du chenal actuel visible dans la bathymétrie. La partie externe du réseau en partie comblée présente une largeur croissante vers le domaine marin (« funnel-shaped ») typique de l'influence des systèmes côtiers sous dominance tidale (Myrick & Leopold, 1963). Par contraste, les chenaux deviennent plus méandriques vers les parties internes de la rade à l'image des morphologies estuariennes sous double influence marée/fleuve (Dalrymple et al., 1992). Le second domaine (T2) est plus large et localisé entre 20 et 25 m de profondeur, atteignant une largeur de 2.5 km dans la partie centrale de la rade de Brest. Il est parcouru par un réseau

d'incisions moins profondes que l'incision centrale (- 30 m). Ce réseau montre une succession de méandres recoupés par les incisions de T1 et permet de caractériser un stade antérieur de développement. Ces incisions sont largement masquées par la couverture sédimentaire sus-jacente. Le domaine T3 correspond aux secteurs les moins profonds de la rade de Brest (maximum 16 m) et forme les petites baies et anses actuelles de la rade de Brest.

- Unités de remplissage

L'analyse détaillée de cinq carottes sédimentaires représentatives associée à une interprétation chronostratigraphique réalisée sur la base de datations ¹⁴C a permis de caractériser les faciès sédimentaires correspondant à chaque unité sismique et d'établir un schéma de comblement de la rade depuis sa dernière remise en eau (Figure 106 ; Figure 107).

L'unité U0 est confinée au domaine T1, sa distribution discontinue est restreinte aux fonds de chenaux et berges où des terrasses peuvent être visibles le long du réseau principal d'incision. L'unité n'a pas été reconnue par carottage mais les faciès sismiques chaotiques et les fortes amplitudes suggèrent des dépôts grossiers en pavage de fond de chenal (channel lag).

Séparée de U0 par la discontinuité D1, l'unité 1 représente la majeure partie du remplissage des secteurs les moins profonds (5 m en moyenne). Elle est également présente sur les terrasses de l'incision principale T1 où elle peut atteindre une épaisseur de 10 m. Les faciès sismiques correspondant présentent une disparité importante alternant entre une géométrie aggradante dominante et une géométrie progradante/aggradante, voire purement progradante ; cette dernière se développant perpendiculairement à l'axe des chenaux. Dans les parties, les moins profondes (domaine T3), l'unité U1 présente également des faciès aggradants en incisions/remplissages (cut and fill facies). L'unité U1 est profondément incisée par discontinuité sommitale D2 dans l'axe du réseau d'incision principal et localement dans les zones peu profondes (T3). Reconnue par carottages, cette unité correspond à un sédiment fin riche en débris organiques figurés (végétaux) et d'âge compris entre 9 000 et 7 000 cal. BP.

Au-dessus, l'unité U2, séparée de U1 par une surface érosive (D2), a une extension plus large ; elle peut atteindre une épaisseur de 15 mètres au niveau du chenal central mais de manière générale elle recouvre l'unité sous-jacente par une épaisseur de 2 à 3 m. Les faciès sont drapants et en aggradation à l'extérieur des incisions principales ; ils évoluent vers de larges cliniformes déterminant une progradation/aggradation des dépôts à travers les chenaux principaux qui témoignent de conditions plus énergétiques de mise en place. Les dépôts correspondant à U2 ont des âges compris entre 6 800 et 3 000 ans (cal. BP). Ils correspondent à des sables moyens à grossiers coquilliers mixés à une matrice argileuse.

Enfin l'unité sommitale U3 correspondant principalement à des dépôts fins drapant l'ensemble de la rade de Brest, elle se dissocie de U2 par une discontinuité érosive (D3) distribuée sur l'ensemble de la rade. Elle correspond à l'actuelle couverture sédimentaire mise en place depuis 2 000 ans (cal. BP).

- Analyse séquentielle

Les résultats nous ont permis de dresser le schéma stratigraphique de la rade de Brest sur la base d'une interprétation séquentielle des dépôts associée au comblement de paléo-vallées (Mitchum et al., 1977; Posamentier and Vail, 1988; Zaitlin et al., 1994; Myers and Milton, 1996; Posamentier, 2001; Catuneanu, 2006) (Figure 107). L'unité basale U0, est attribuée à un remplissage continental de bas niveau (LST pour Low System Tract). Au-dessus, U1 et U2 correspondent au cortège transgressif accompagnant la remise en eau de la rade (TST pour Transgressive System Tract) ; Les deux unités correspondent à deux phases de comblement (U1 assimilée au TST1 et U2 au TST2). Les dépôts de U1 sont interprétés comme des dépôts supra et intertidaux évoluant latéralement en direction des incisions en dépôts de barres de méandres et barre de détachement (spit bar) associées aux chenaux subtidaux des environnements estuariens (Ginsberg et Aliotta, 2011). Les dépôts de U2 correspondant à des sédiments sub-tidaux grossiers et bioclastiques localisés dans l'axe des chenaux forment des barres tidales en réponse au maximum d'hydrodynamisme. La discordance érosive D2 correspond à une surface de ravinement tidale accompagnant le déplacement de la zone d'énergie maximum tidale lors de la remontée du niveau marin (Swift, 1968; Dalrymple et al., 1992; Allen et Posamentier, 1993; Cattaneo & Steel, 2003; Tessier, 2012). L'unité sommitale U3 correspond au cortège de haut niveau (HST) installé au-dessus de la surface d'inondation maximum D3. Trois cortèges de dépôts déterminent ainsi une séquence de dépôt holocène. Cette séquence, pouvant être divisée en quatre stages principaux, est caractérisée par une évolution des environnements de dépôts et du retrait vers le domaine continental des processus tidaux..

B. Etapes du comblement

(Figure 109)

- Du dernier bas niveau marin jusqu'à 10 000 ans (cal BP): première invasion marine

Pendant le bas niveau marin, les dépôts continentaux dominent. Le pavement basal des chenaux principaux, ainsi que le comblement des chenaux secondaires et des terrasses est associé à cette période. Les sédiments sont issus des dépôts fluviaux ou des coulées de solifluxion favorisées par l'érosion glaciaire. Aux alentours de 10 000 ans, le niveau marin remonte à -35m et envahit les chenaux fluviaux. La baie passe progressivement d'un environnement purement continental au premier stade du développement d'une ria exclusivement confinée dans le chenal. Cet environnement à la transition fluvio-marine correspond à une extension progressive de l'influence tidale vers le

domaine continental amont. La morphologie méandriforme des chenaux conduit à la construction de « point bar » et « spit bar » dans la partie convexe des chenaux (TST1)

- De 10 000 à 7 000 ans (cal BP): Un estuaire interne

Pendant cette intervalle, le niveau marin remonte jusqu'à -5 m environ et submerge le seuil topographique séparant le domaine T1 (-35 m) et le domaine étagé T2 (-25/-20 m) entraînant un recul rapide de la ligne de rivage. En supposant que le marnage n'excède pas l'amplitude actuelle, le domaine supérieur –domaine T3- (< 10 m) est encore largement continental durant cet intervalle tandis que le plateau central T2 est pour sa part en position intertidal et le domaine central T1 en position subtidale (Figure 108). Puisque le marnage offre un important espace d'accommodation (Billeaud et al., 2007; Tessier et al., 2012), les environnements de « tidal flats » sont enclins à se développer sur l'ensemble du domaine central T2. Néanmoins, seules les terrasses bordant le chenal principal et les pieds de pente des petites baies de la rade (Fret, Roscanvel, Poulmic) présentent une préservation de ce type de dépôts et le domaine T2 coïncide largement à l'absence de dépôts sur les cartes isopaques. Deux hypothèses peuvent expliquer cette absence de dépôt: (1) les sédiments déposés ont été érodés par les courants de marée, (2) le plateau central n'a jamais été comblé.

- De 6 800 à 3 000 ans (cal BP) : Un estuaire externe

Durant cet intervalle, le taux d'augmentation du niveau marin décroît fortement. Seules les parties les moins profondes –domaine T3- (< 10 m) correspondent à l'espace intertidal, tandis que le domaine T2 acquiert une position subtidale. Un système de bancs tidaux en chaîne asymétrique modelé au sein des dépôts d'U2, se met en place au centre de la rade. Similaire à ceux observés dans la baie de Fundy (Dalrymple et al., 1990; Dalrymple and Rhodes, 1995), leur mise en place suggère l'établissement de chenaux dominés jusant ou flot caractéristiques à l'embouchure des estuaires. Tandis que le centre de la rade est soumis à un régime de forte énergie, les parties les moins profondes développent des « tidal flats » en aggradation drainés par des chenaux tidaux (*tidal gullies*). Ce régime stoppe aux alentours de 3 000 ans avec l'installation de la surface d'inondation maximum.

- De 2 000 ans (cal BP) à l'actuel : Installation du régime sédimentaire actuel

Un important hiatus sédimentaire marque la base du prisme de haut niveau actuel. Les dépôts sédimentaires sont associés à la dynamique tidale proche de la configuration actuelle. La morphologie héritée (tidal bar et tidal flat) est conservée et participe à la chenalisation de la circulation tidale à travers la rade. Les dépocentres se localisent dans les parties peu profondes soumises à des courants de marée de faibles intensités. Le développement récurrent du maërl (algues corallinacées), associé aux dépôts de U3, suggère des conditions de faible énergie et d'eau peu turbide (Dutertre et al., 2015). Leur apparition peut-être corrélée avec des périodes de faibles apports sédimentaires et leur

disparition avec la récurrence de tempêtes pendant le dernier millénaire (Van Vliet-Lanoë et al., 2014a et b).

C. Contrôle de mise en place et de préservation des dépôts

Si l'augmentation du niveau de la mer joue un rôle fondamental dans l'établissement des schémas stratigraphiques (Mitchum et al., 1977; 483 Vail et al., 1977), l'architecture sédimentaire des systèmes côtiers est étroitement liée à l'héritage géomorphologique (Posamentier and Allen, 1993; Garcia - Gil et al., 2002; Dalrymple et al., 2006; Tessier et al., 2012; Green et al., 2013; Zhang et al., 2014; Menier et al., 2016;). En outre comme souligné par Cattaneo and Steel (2003), le rapport des vitesses de remontée du niveau marin et de la pente de la surface d'inondation héritée détermine étroitement le potentiel de dépôt et de préservation des cortèges transgressifs en rapport avec le recul plus ou moins rapide de la ligne de rivage. Le rôle de la morphologie héritée semble à ce titre important pour le comblement de la rade de Brest. En effet, la physiographie irrégulière de la rade induit une distribution contrastée des environnements côtiers pendant la transgression et une extension latérale particulière des aires intertidales. Le jeu de données disponibles offre la possibilité d'examiner en détail la conjonction de ces facteurs. Un graphe synthétique (Figure 110) représente la mise en regard des différents paramètres avec :

- 1) L'évolution des vitesses de remonté du niveau marin. La courbe de vitesse de remontée du niveau marin représente ici le potentiel d'accommodation, taux de création d'espace disponible pour la sédimentation (Jervey, 1988).
- 2) La vitesse (horizontale) de recul de la ligne de rivage calculée à partir d'un profil bathymétrique représentatif *deep-shallow* de la rade et d'une courbe de remontée récente compilée du niveau de la mer (Camoin et al., 2012; Goslin et al., 2015). Pour comparaison ; une courbe virtuelle de retrait de la ligne de rivage correspondant à une surface de transgression de pente uniforme (-45 à 0m de profondeur) est aussi représentée.
- 3) La chronologie de mise en place des unités sismiques et surfaces remarquables.
- 4) Les taux de sédimentation. Ce dernier paramètre reste difficile à évaluer et les taux de sédimentation sont calculés à partir des carottes couvrant l'intervalle holocène. Ils correspondent aux dépôts préservés de l'érosion situés entre les surfaces de discontinuités érosives (TRS et MFS). Les variations climatiques, pouvant modifier les flux continentaux, ne sont pas ici contraintes.

Avant 8 200 cal BP., la rade enregistre un taux de sédimentation élevé de 0.27 cm/an, conservé dans les baies peu profondes (tidal flats), aux pieds de pente de ces baies et au niveau des terrasses bordières du chenal principal. Cette sédimentation (unité U1 ou TST1) s'accorde avec un taux de remontée du niveau marin élevé (environ 1,1 cm/an) offrant un espace d'accommodation largement supérieur aux apports. La vitesse de retrait du rivage est faible (0,1 à 0,2 m/an).

Le graphique montre deux vitesses maximum de retrait rapide du trait de côte (10 et 6 cm/an) centrées autour de 8 200 et 7 000 cal BP et correspondant à l'ennoiement des domaines T2 et T3 assimilables à des larges terrasses. Ils encadrent l'intervalle de temps correspondant au développement de la surface de ravinement tidale qui semble ainsi favorisé par ce retrait rapide. L'absence de dépôts préservés sur le domaine central T2 peut s'expliquer par la dispersion des dépôts associés au recul rapide de la ligne de rivage ensuite dispersés selon la migration vers le domaine continental de l'hydrodynamique tidale. Les « tidal flats » alimentés par les sédiments remobilisés continuent à aggrader dans le domaine T3.

Entre 7 000 et 3 000 cal BP, le ralentissement de vitesse de recul du trait de côte permet la préservation des dépôts (U2 ou TST2). Les taux de sédimentation sont néanmoins très faibles (0,04 cm/an). Cette diminution s'accorde avec une baisse continue du potentiel d'accommodation qui devient inférieur à 0,05 cm/an autour de 3 000 cal. BP.

Le taux de sédimentation excédant le potentiel d'accommodation autour de 3 000 cal BP détermine la position maximum de recul du trait de côte correspondant à la surface d'inondation maximum. Elle marque la transition entre le cortège transgressif et le cortège de haut niveau marin et s'accompagne d'un hiatus sédimentaire important (de 3 000 à 2 000 cal. BP environ). Celui-ci est susceptible de s'expliquer par la redistribution de la dynamique tidale à travers la rade qui fait suite à la mise en eau des baies et zones peu profondes de la rade modifiant le régime d'écoulement (Dalrymple et al., 2012).

La mise en place des unités sédimentaires et leur préservation apparaissent donc contrôlées au premier ordre par la conjonction de la vitesse de remontée du niveau marin et la morphologie héritée de la surface basale de transgression. Elle détermine la variation de vitesse de retrait de la ligne de rivage et la redistribution de la dynamique tidale qui contrôlent le timing des surfaces clés encadrant l'intervalle transgressif.

D. Comparaison avec les autres environnements estuariens

La particularité de la zone d'étude, contrairement à d'autres systèmes à dominance tidale de la façade Atlantique, est la géométrie étagée des dépôts sédimentaires. Ceux-ci sont bien préservés dans les parties peu profondes de la rade de Brest et le remplissage partiel des paléo-chenaux est entretenu par la dynamique tidale actuelle amplifiée par le caractère semi-fermé de la rade. En outre, la morphologie du littoral permet de conserver les archives sédimentaires de l'impact des houles (absence de surface de ravinement de la houle) contrairement à de nombreux autres systèmes estuariens en positions plus ouvertes. Les dépôts de type « estuaire interne » sont ainsi conservés dans les parties les moins profondes tandis que les corps sédimentaires associés à un « estuaire ouvert » sont encore visibles dans le centre de la rade entretenus par la dynamique tidale actuelle.

Par ailleurs, la mise en place du cortège de haut niveau et la surface d'inondation maximum (vers 3 000 ans) apparaissent plus tardivement que dans les autres systèmes estuariens de la façade atlantique à l'exception du système de la Vilaine (Menier et al, 2010, Sorrel et al, 2010 ; Traini et al., 2013). Comme suggéré par Tessier et al (2012), pour la Vilaine, cette apparition tardive peut s'expliquer simplement par le flux sédimentaire de la rade plus faible que dans de nombreux autres estuaires documentés. Les potentiels d'accommodation (vitesse de remontée du niveau marin) variant peu le long de la façade atlantique pour les périodes de temps considérées, les flux sédimentaires plus forts entraîneront une transition plus précoce des cortèges transgressifs vers les cortèges de haut niveau après comblement de l'espace de sédimentation. Les faibles flux sédimentaires déterminent également le faible développement du prisme de haut niveau de la rade de Brest en regard des systèmes estuariens au débouché de grandes rivières (Yangtze ou Qiantang). Ainsi, le remplissage sédimentaire de la rade de Brest retrace l'évolution du système d'un environnement continental vers un environnement marin.

V.1.2 Article: « Control factors of Holocene sedimentary infilling in a semi-closed tidal estuarine-like system : the Bay of Brest (France) »

Gwendoline Gregoire, Pascal Le Roy, Axel Ehrhold, Gwenael Jouet, Thierry Garlan

ABSTRACT

This study details the sedimentary infilling of an original tide-dominated estuary system during final stage of the last marine transgression. The confined Bay of Brest is connected to the open sea by a narrow strait and exhibits a well-preserved paleo-channel extending from the present-day rivers (Aulne and Elorn) to the Iroise Sea. The compilation of high- and very-high-resolution bathymetric and seismic data, constrained by dated sediment samples, allows us to classify the paleo-morphology of the bay into three stepped domains: the paleo-valley floor surrounded by fluvial terraces, the central plateau, and the shallow embayments. Taking into account the main factors controlling the infilling, including sea-level rise, substratum morphology, and hydrodynamics, the stratigraphic scheme of the bay has been reconstructed. The lowstand system track (LST) is characterized by relict Pleistocene continental deposits associated with the last low level around 21000 cal yr B.P. The transgressive phase (TST) is divided into two parts. The lower part (TST1) constitutes the first stage of transgressive deposition in the bay. Starting around 9000 cal yr B.P., it is characterized by tidal flats associated with deposits in the inner estuary, and extends from the foot slope of the shallowest parts to the coast. It ends at 7000 cal yr B.P. and is separated from the upper part (TST2) by a tidal ravinement surface that occurs around 7700 cal yr B.P. at the foot slope. TST2 formed sand bodies in the central part of the bay between 6800 and 3000 cal yr B.P. These deposits, interpreted as tidal banks, are associated with the outer estuarine environment. The maximum flooding surface (MFS), dated around 3000 and 2000 cal yr B.P., marked the installation of a highstand system track (HST) under the influence of tidal currents, storms events, and anthropogenic activity. The establishment of the different system tracts is controlled at the first order by the discontinuous Holocene retreat of shorelines and estuary areas due to the stepped deglacial sea-level rise on the inherited substratum morphology. The direct evolution of the volume of the assumed accumulated sea water in the bay favoured the gradual installation of the present-day hydrodynamic circulation.

Introduction

Modern estuaries constitute key areas for the preservation of sedimentary deposits related to the Holocene period. Located at the land-sea transition, their sedimentary records establish an archive of environmental evolution in the context of marine transgression. Classified by their morphology (Perillo, 1995; Ryan et al., 2003; Dalrymple, 2006) and physical parameters (Pritchard, 1955; Fischer, 1976), they are very diverse. Although sea-level is recognized as one of the main factors controlling estuary infilling, it is always in combination with the impact of hydrodynamics, sediment supplies, and bedrock morphology. During the 1990's, interest grew for the study of estuaries and incised-valleys, due to the well-conserved deposits constituting a potential oil reservoir (Posamentier and Allen, 1993; Zaitlin et al., 1994; Dalrymple, 2010). These studies have highlighted the importance for the control of system parameters of the sedimentary deposits (Chaumillon et al., 2010). The case of the tide-dominated estuary, although less studied, is a good example of sedimentary preservation, partly because of its location at the land-sea transition (Dalrymple et al., 1990; Jouet et al., 2003; García-García et al., 2005; Billeaud et al., 2010; Menier et al., 2010; Proust et al., 2010; Dalrymple et al., 2012; Tessier et al., 2012; Traini et al., 2013; Green et al., 2013; Zhang et al., 2014).

However, the tidal accommodation that controls the infilling of the system prevents the upstream-downstream read of the system and the longitudinal variability is always poorly understood (Dalrymple et al., 2012). The containment of the estuary processes in the confined Bay of Brest offers a unique opportunity to improve the understanding of this type of sedimentary environment. The isolated tide-dominated estuary system is indeed sheltered from the waves by a narrow strait, preserving shallow tidal deposits from coastal erosion. Numerous sedimentological and geophysical data collected in the area allow us to form a detailed sedimentary record from the coast to the paleo-valley in order to (1) determine the main controlling factors of the sedimentary infilling, (2) determine the landward retreat of the estuarine processes during the Holocene, and finally (3) establish the timing and the role played by the installation of the present-day hydrodynamic circulation on the sediment redistribution.

2. Regional settings

2.1 Geology and oceanography

The Bay of Brest, located at the western-most part of Brittany (France), constitutes an original confluence of two estuary systems covering an area of 181 km² and connected to the Atlantic Ocean (Iroise Sea) by the *Goulet* (a narrow strait of one nautical mile wide) (Figure 96). Its 250 km-length jagged coastline includes various sheltered and shallow areas (< 10 meters water depth), where embayments and coves represent 40% of the Bay of Brest. Most of them are characterized by tidal flats surrounding a deeper axial channel network. The bay corresponds to a submerged drainage system oriented in the continuity of the main rivers: Aulne and Elorn. The two river channels converge to the

center part of the bay where they merge and form a large valley in the *Goulet* area (57 meters Below Lower Astronomical Tide (BLAT)) (Figure 96). The structure of this network is consistent with the substratum geology controlled by an inherited fault system (CNA), with a trend of N°70, and separating two regional geological features (Figure 96). Hercynian granitic rocks form the north domain, whereas the south, which is the whole rocky basement of the bay, is composed of sedimentary rocks (Brioverian to Paleozoic) (Babin et al., 1969; Garreau, 1977, 1980; Ballèvre et al., 2009; Ballèvre et al., 2014). The main structural direction is intersected by later faults trending 140° N and is associated with the Atlantic opening (Kerforne fault) (Figure 96).

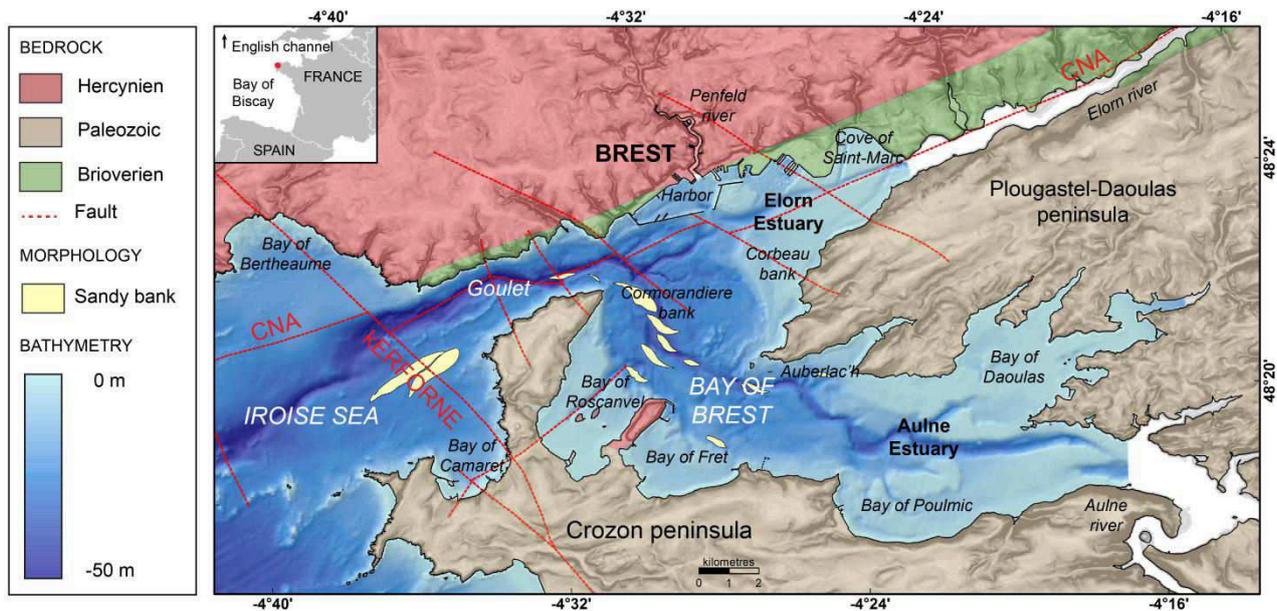


Figure 96: Localisation map, bathymetric map and geologic map of the bay of Brest and the Iroise Sea.

The present-day morpho-sedimentary cover allows us to distinguish three main areas in the Bay of Brest: (1) the central bay characterized by coarse bio-lithoclastic sediments becoming finer towards the estuaries, (2) the Elorn mouth at the north, and (3) the Aulne mouth in the south. Both are characterized by large tidal flats covered by a muddy fraction mixed with coarser sediments mainly composed of shells (*Crepidula*) and red algae debris (Maërl) (Gregoire et al., 2016). Currently, the morpho-sedimentary partitioning is mainly maintained by tidal currents, with a tidal range of 4.7 meters (semi-diurnal), and fluvial hydrodynamics. The narrowness of the bay entrance mainly impacts the hydrodynamic circulation in two ways: (1) it generates, by the Venturi effect, a strong tide current reaching speeds of up to 9 m/s in spring tide conditions, and (2) it limits wave influence. Thus, marine hydrodynamics are largely dominated by tidal currents ranging from 0.25 to 2 m/s. The main fluvial supply comes from the Aulne river with a sedimentary contribution of 7,000 (tonnes/year in dry weight) and a water discharge four times higher (22 m³/s) than the Elorn river (Bassoulet, 1979; Auffret, 1983). However, due to local winds the sea is choppy, which affects the superficial mass water. Thus, waves with a weak wavelength and strong steepness can reach the shore with high obliquity (Pommepuy, 1977).

2.2 Network formation and paleo-sedimentology

During the 1970s and 1980s, pioneering studies contributed to the characterization of the incised valleys in the Bay of Brest and its extension to the adjacent open sea (Hinschberger and Saint-Réquier, 1970; Fichaut, 1984). More recent studies enabled the reconstruction of portions of the paleo-fluvial network installation from the first incision to the present-day (Hallégouet, 1994; Baltzer et al., 2010). During the Tertiary, the first fluvial network was installed on a leveling surface and flowed toward the NW in the present-day Penfeld River (Figure 96). The true genesis of the bay begins in the late Oligocene. At this time, a stream, evolving by regressive erosion in a narrow corridor (the present day '*Goulet*') along an inherited fault (CNA), captured the Aulne and Elorn rivers (Hallégouet, 1994). The resulting network was oriented toward the WSW in the direction of the Iroise Sea. In parallel, a secondary network formed in the depression of the Plougastel-Daoulas peninsula (Garreau, 1980). The hollowing out of the bay was accentuated with the Pleistocene eustatic variations. During each glacial-interglacial cycle, the sedimentary records were largely eroded and the low preservation from one highstand to another was facilitated by the non-subsiding context of the bay. The channels' backfill is assumed to be partly composed by periglacial "head" dated from the last glacial episode, with an age of around 30000 cal yr B.P (Morzadec-Kerfourne, 1974). Recent studies were also conducted in the marshes surrounding the bay in order to evaluate the Holocene deposits (Stéphan, 2010; Goslin et al., 2013, Fernane et al., 2014; Goslin et al, 2015; Stéphan et al., 2015). The micro-fauna assemblages and peat analyses (organic ^{14}C dating) show that during the Holocene period the Bay of Brest evolved non-uniformly from a continental to a marine environment. The stratigraphic succession is characterized at the base by continental peats (6400 and 4500 cal. B.P) buried by salt-marsh deposits (4500-3600 cal. B.P) and finally covered by a modern-day layer (2700 cal. yr B.P to present-day).

3. Materials and methods

The present study is based on a combined approach involving high- and very-high-resolution seismic data constrained locally by cores (Figure 97). These data were obtained during the SERABEQ surveys between 2014 and 2015, and to complete the new dataset former profiles have been reprocessed and the interpretation has been refined.

The main high resolution seismic data were gathered during the SERABEQ 1 campaign in 2014 (90 km of profiles), performed onboard the IFREMER R/V *Thalia*, and from several teaching surveys carried out by the University of Western Brittany (Brest) on board the *Albert Lucas* (423 km of profiles) (GEOBREST 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, and GEOLUCAS 2009, 2015). The former re-interpreted seismic profiles were recorded during the SAMDISOIR survey in 1992 (162 km of profiles). All these acquisitions were performed using a single-channel (SIG[®]) streamer and a SPARKER source: dominant frequency is around 400 Hz enabling a vertical resolution of 1 m. Data were recorded in the

“SegY” format with the DELPH acquisition system® (developed by IX blue). In addition, 378 km of very-high resolution seismic profiles were recorded in the shallowest parts of the study area, with a depth range of between 10 and 2 meters, during the SERABEQ 2 survey (2015) on board the IFREMER vessel *Haliotis* equipped with a sub-bottom profiler (Chirp processes). These data sets were completed with several training surveys of the launch (HALIOTEST1 and HALIORADE) and with the REBRADE13 survey in 2013 (Figure 97). The Chirp pulse bandwidth is between 1.7 to 5.5 kHz and allows a theoretical vertical resolution of up to 30 cm. Raw data were processed by the SUBOP® software (developed by IFREMER).

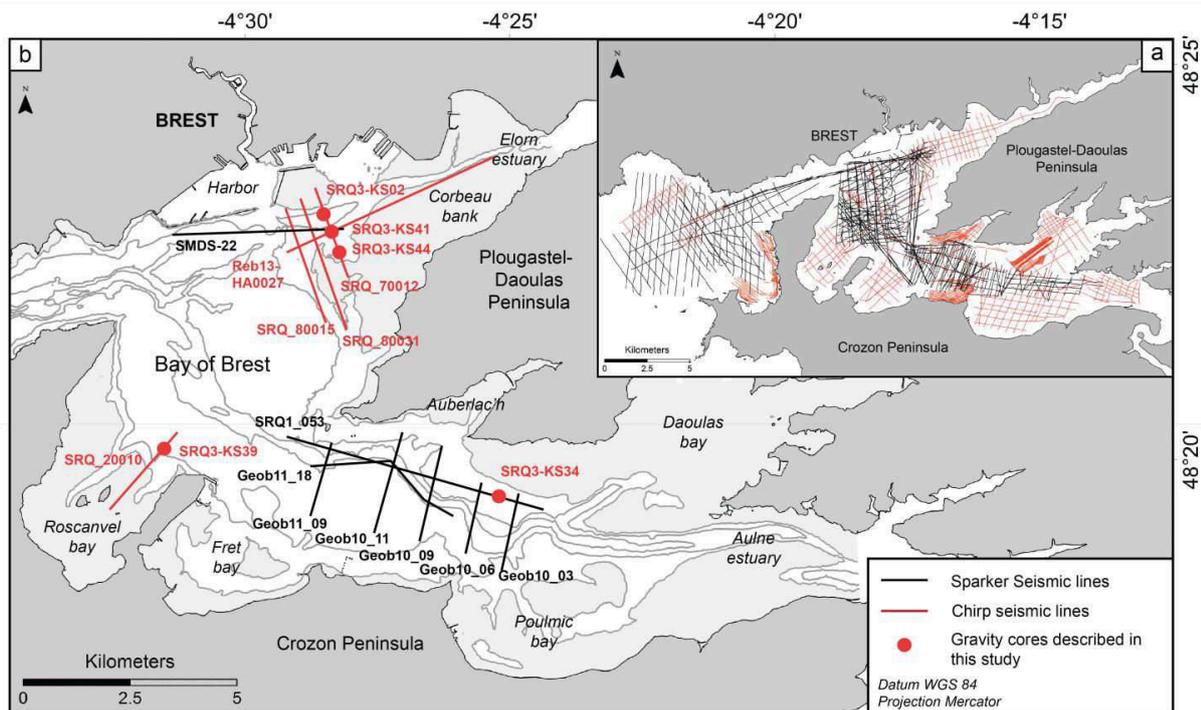


Figure 97: (a) Location map of all seismic profiles used in this study. (b) Simplified bathymetric map showing the position of seismic lines and gravity-cores selected for this present paper. Bathymetric lines indicate the seabed depth spaced every 5 meters. The very clear grey parts indicate the shallowest parts comprises between 0 and -5 meters.

3.1 Geophysical data

In total, the seismic profiles, representing more than 1,200 km, cover an extended zone from the proximal areas in the main estuaries (Aulne and Elorn rivers) and in the confined areas of the Bay of Brest, to the open bay area (Figure 97). All seismic lines were visualized, correlated, and interpreted with Kingdom Suite software (Seismic microtechnology INC®), using seismic stratigraphy principles (Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1977). They are displayed in two-way travel time in ms (Figure 100; Figure 101; Figure 102) and all the depth references are expressed in Below Astronomical Tide (BLAT). The correlation between core data and seismic profiles showing the whole sedimentary cover above the basement suggests taking into account a mean velocity of 1,800 m/s for a depth-conversion of unconsolidated, mainly coarse-grained sediment.

3.2 Coring data and AMS dating

In this study, five cores collected during the SERABEQ 3 surveys are presented. The cores, with lengths between 1 and 3.5 meters, were analyzed in our laboratory. The PVC liner was cut in half longitudinally for examination and core description. They allowed us to calibrate the sedimentological facies of the superficial deposits of the bay. The AMS ^{14}C measurements were conducted at the Poznan radiocarbon laboratory (Poland). Analyses were performed on CaCO_3 from marine shells (bivalve mollusks and turritellas) that were taken in life position and from the bulk of benthic foraminifera. Calib Rev 7.0.4 software (Stuiver et al., 2013) was used to calibrate the ^{14}C ages using the “Intcal13” calibration curve (Reimer et al., 2013). We assumed a marine reservoir correction of 325 years in the Bay of Brest (Tisnérat-Laborde et al., 2010) (Tableau 11).

Core label	Depth (cm)	Lab. Number	Species	^{14}C age (yr BP)	error (1 σ)	Reservoir correction ^a (^{14}C yr)	error ^a (1 σ)	^{14}C age corrected for reservoir ^b (^{14}C yr BP)	error ^c (1 σ)	Calendar age range ^d (yr BP, 2 σ)
SRQ3-KS02	35	Poz-76836	bulk bentic	1025	30	325	46	700	55	621-729
SRQ3-KS02	92	Poz-76860	marine shell	4410	40	325	46	4085	61	4435-4729
SRQ3-KS34	20	Poz-76814	bulk bentic	990	30	325	46	665	55	546-686
SRQ3-KS34	80	Poz-76816	marine shell	1670	30	325	46	1345	55	1175-1368
SRQ3-KS34	163	Poz-76817	marine shell	2200	30	325	46	1875	55	1695-1935
SRQ3-KS34	220	Poz-76820	marine shell	3325	35	325	46	3000	58	3020-3347
SRQ3-KS34	260	Poz-76821	bulk bentic	5590	40	325	46	5265	61	5914-6195
SRQ3-KS39	8	Poz-76861	marine shell	740	30	325	46	415	55	421-533
SRQ3-KS39	35	Poz-76862	bulk bentic	1800	40	325	46	1475	61	1292-1425
SRQ3-KS39	73	Poz-76863	bulk bentic	2250	40	325	46	1925	61	1716-1996
SRQ3-KS39	87	Poz-76864	marine shell	2395	30	325	46	2070	55	1896-2154
SRQ3-KS39	97	Poz-76837	marine shell	2590	30	325	46	2265	55	2143-2357
SRQ3-KS39	121	Poz-76838	bulk bentic	4810	40	325	46	4485	61	4959-5311
SRQ3-KS39	130	Poz-76840	marine shell	7410	40	325	46	7085	61	7788-8016
SRQ3-KS39	290	Poz-76842	bulk bentic	7970	50	325	46	7645	68	8350-8563
SRQ3-KS39	307	Poz-76843	bulk bentic	8010	40	325	46	7685	61	8361-8585
SRQ3-KS39	347	Poz-76849	marine shell	8200	50	325	46	7875	68	8545-8817
SRQ3-KS41	25	Poz-76832	bulk bentic	1780	30	325	46	1455	55	1284-1419
SRQ3-KS41	77	Poz-76833	marine shell	7280	40	325	46	6955	61	7675-7879
SRQ3-KS41	210	Poz-76834	bulk bentic	7890	50	325	46	7565	68	8274-8479
SRQ3-KS44	35	Poz-76826	marine shell	2275	30	325	46	1950	55	1736-2004
SRQ3-KS44	150	Poz-76827	marine shell	4245	35	325	46	3920	58	4224-4451
SRQ3-KS44	250	Poz-76828	marine shell	5590	40	325	46	5265	61	5914-6195
SRQ3-KS44	260	Poz-76830	marine shell	5620	40	325	46	5295	61	5929-6211
SRQ3-KS44	320	Poz-76831	marine shell	6280	40	325	46	5955	61	6660-6941

a: Reservoir correction inferred from Tisnérat-Laborde et al.(2010).

b: Corrected ^{14}C ages are obtained by subtracting the reservoir correction to the original ^{14}C age

c: Errors associated to the corrected ^{14}C were propagated through the quadratic sum

d: Corrected ^{14}C ages were then calibrated using the atmospheric calibration curve IntCal13 (Reimer et al., 2013)

Tableau 11 : Table summarising ^{14}C radiocarbon dating used for this study, their correction according to the age reservoir and their calibration.

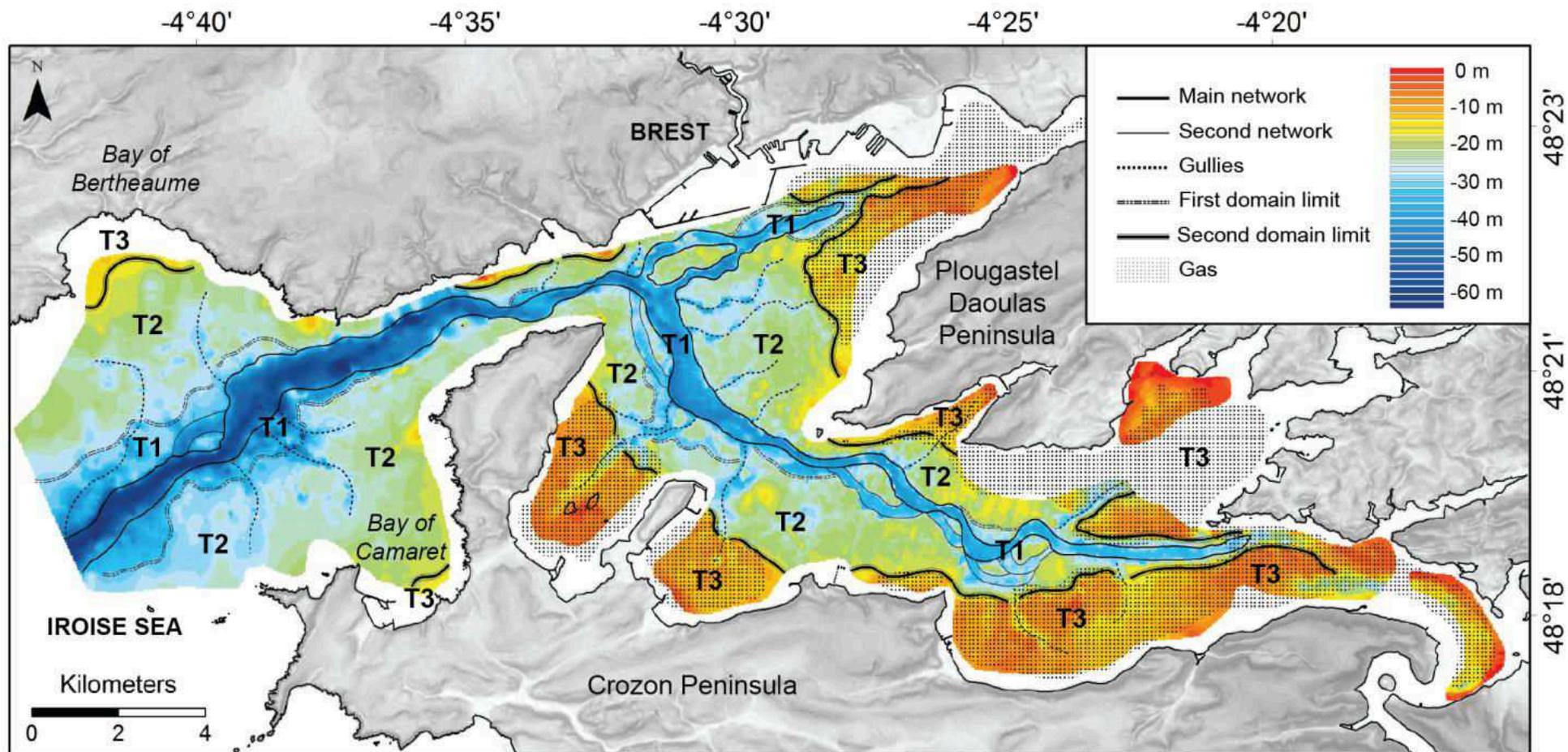


Figure 98: Morphology of the Paleozoic bedrock of the bay of Brest and its entrance from the seismic data interpretation covering the area. Some parts could not be represent due to the acoustic mask interpreted as organic-gas.

4. Results

The combination of former and recent geophysical and sedimentological investigations has permitted us to depict the last glacial landscape of the Bay of Brest (paleo-valley and substratum morphology) and the confined Holocene sedimentation that followed.

4.1 The substratum morphology

By removing the sediment stacking, a digital terrain model (DTM) of the seismic substratum has been designed for the Bay of Brest and for the connected opened sea area, localized between the Bay of Bertheaume and Camaret (Figure 98). Because of the presence of a gas blanket on seismic imagery (Figure 98), some parts of the substratum could not be observed.

The substratum morphology of the bay is characterized by a succession of three stepped domains (Figure 98). They can be interpreted as large terraces separated from each other by escarpments with elevations reaching up to 5 meters. The first step is linked to the valley activity and bounds the deeper incision on either side. This terrace developed mainly in the opened sea area at 30 meters deep where it can be individualized locally over lengths of 1000 meters (Figure 98). The second stepped domain is wider, with a slightly steeper slope than the previous one. It corresponds to the major part of the substratum between 25 to 20 meters deep. This domain is larger toward the open sea (2,500 meters large in the bay to 3,500 meters in the open sea area). This terrace is incised by numerous gullies lying perpendicular to the main valley. Finally, the third stepped domain corresponds to the shallow sector (from 16 m deep to the present-day shoreline) and forms the embayments and coves restricted to the Bay of Brest. Numerous gully heads incise this terrace and extend deeper into the main channel (Figure 98).

The paleo-fluvial network extends from the present-day river estuaries to the Iroise Sea towards the west. The channel depths decrease at the estuaries approach (from 60 to 30 meters depths) and its morphology differs at the connection with both estuaries (Figure 98). In the south, the Aulne's meandering paleo-valley flowed toward the north-east and the central basin (Sinuous Index SI about 1.15). In the north, the Elorn paleo-channel system was very linear and was probably controlled by the presence of a NE-SW trending fault bounding the northern side of the bay. In the *Goulet*, although the channel is narrow (maximum 500 meters), the incision is deep (60 meters) and surrounded by high cliffs (about 50 meters from the bottom of the paleo-valley). Seaward, the central valley becomes wider and less incised where it intersects a major regional SE-NW structural feature (Kerforne fault) (Figure 96; Figure 98). A secondary network is located seaward and in the Aulne and Elorn estuaries. Corresponding to a previous fluvial pattern, it was incised by the main system. More developed in the south (Aulne), the meanders it forms are less clear than the native line. It reaches a maximum depth of 30 meters against 35 meters in the principal axis. Towards the harbor, the Elorn

channel is divided into two branches that merge westward at the confluence with the Aulne channel. In the Iroise Sea, a meander could result from this zone of tectonic weakness that affects the linear trend of the network (Garreau, 1977; Ballèvre et al., 2014).

4.2 Seismic stratigraphy and local distribution

The purpose here is to describe the seismic imagery of the sedimentary stacking pattern by analyzing the reflection changes in frequency, amplitude, continuity, and their internal configuration, summarized in Figure 99.

Gas accumulation and probably coarse-grained deposits (sand to pebbles) disturb the acoustic signal in many places. This acoustic mask is especially well-developed in the shallowest flat area of the bay (). Nevertheless, it was possible to distinguish fourteen seismic facies gathered in four units, named from the bottom (U0) to the top (U3). These are illustrated on selected profiles and fence diagrams characterizing the embayment stratigraphy (Figure 100), the Aulne valley infill (Figure 101; Figure 105), and the estuarine Elorn deposits (Figure 102; Figure 103) and located on Figure 105.

Unit 0 (U0) is characterized by medium to high frequency, high amplitude, and low continuity reflectors (Figure 99). It displays a chaotic to sub-parallel internal configuration and is essentially localized in paleo-valleys, where it reaches 5 to 10 meters of thickness, and accumulates locally in the form of internal terraces (Figure 101; Figure 102; Figure 105).

Unit 1 (U1) covers the acoustic basement of the embayment (average thickness of 5 meters). It also overlays the unit below, U0, on the Elorn terraces (Figure 102; Figure 105) and sporadically in some meanders of the main axis with a thickness up to 10 meters (Figure 100; Figure 101; Figure 102). A strong reflection marks the discontinuity (D1) between U0 and U1. The acoustic signal of this unit differs in function of its location: embayment (F1e) or paleo-valley (F1p). In the embayments, the seismic geometry depicts an aggrading set of parallel reflectors that presents medium frequency and high amplitude and continuity (Figure 99; Figure 100; Figure 102). Locally, some cut and fill patterns can be observed through the embayment (Figure 100). Within the paleo-network, the F1p1 facies mostly grade into parallel and continuous oblique reflectors prograding and aggrading across the channels with high frequencies and amplitudes. Some chaotic facies are also observed (F1p2) (Figure 102). The seismic subfacies located along the bank of the paleo-valley can be also organized in a remarkable set of parallel aggrading reflectors with medium to high frequencies and high amplitudes and continuities (F1p3) (Figure 103).

Seismic		Illustration		Acoustic facies			Internal configuration	Location	Figure illustration
Unit	Facies	Sparker	Chirp	Frequency	Amplitude	Continuity			
U3	F3			Low	Low	Medium	Aggradant parallel	Widespread over the previous infill	Figure 5,6,7,8,9
U2	F2p4			High	Medium	Medium	Progradant oblique	Paleo-valley	Figure 8
	F2p3			Medium	High	High	Sigmoid progradant parallel	Estuarine bars and paleo-valley	Figure 7
	F2p2			Medium	High	High	Aggradant parallel	Estuarine bars and paleo-valley	Figure 6,7,8,9
	F2p1			Medium	High	High	Progradant oblique	Estuarine bars and paleo-valley	Figure 7,9
	F2e2			Medium to High	Medium	Medium	Aggradant parallel	Embayment	Figure 5,8,9
	F2e1			Medium	High	Medium	Progradant parallel	Embayment and estuarine rims	Figure 7,8,9
U1	F1p3			Medium to High	High	High	Aggradant parallel	Paleo-valley	Figure 8
	F1p2			Very low	Very low	Very low	Chaotic	Paleo-valley	Figure 7
	F1p1			High	High	High	Progradant oblique	Incised-valley rims	Figure 6,9
	F1e			Medium	High	High	Aggradant parallel	Embayment and estuarine rims	Figure 5,7,8,9
U0	F0			Medium to High	High	Low	Chaotic to sub-parallel	Terraces and paleo-valley	Figure 6,7,8,9
AB	FAB					Very low	Chaotic	Bedrock	Figure 5,6,7,8,9
Gas	Fgas					Very low	Chaotic	Widespread in embayment and estuaries	Figure 5,7,8,9

Figure 99: Characteristics and location of the different seismic units and facies encountered on chirp and sparker profiles.

Unit 2 (U2) was deposited in an erosional discontinuity marked by a strong reflection (D2). It has a larger extension through the bay with significant thicknesses variations. It can reach 15 meters in the paleo-valley (Figure 105) but its mean value is more about 5 meters. It presents some erosional channels above the embayment and sharp erosion from either side of the paleo-valley (Figure 100). As for U1, the acoustic parameters differ according to the seismic unit location (Figure 99). In the embayment, the F2e facies presents two different subfacies. F2e1 is characterized by slightly oblique prograding reflectors with medium frequencies and continuities and high amplitudes. In contrast, the F2e2 facies shows parallel aggrading reflectors of high frequencies and medium amplitudes and continuities. U2 also constitutes the main part of the paleo-valley infill and it can be divided into four facies (F2p1, F2p2, F2p3, and F2p4). F2p1, F2p2, and F2p3 correspond to the core of the modern tidal bank identified on bathymetry (Figure 102). They have the same acoustic characteristics, with medium frequencies and high continuities and amplitudes, but their own internal reflector configurations. At the base, the F2p1 subfacies shows oblique prograding reflectors, overlaid by F2p2, which aggrades with parallel reflectors and is directly covered by sigmoidal progradational reflectors (F2p3). The

F2p4 subfacies shows oblique reflectors prograding with high frequencies and medium amplitudes and continuities.

Thin, draping Unit 3 (U3) is located above an erosional discontinuity (D3) (Figure 100; Figure 101; Figure 102). It presents aggrading parallel reflectors with low frequencies and amplitudes and medium continuities (Figure 99). In some places, it can be confused with the thickness of sparker seismic signals at the top of the records, but its presence is confirmed by the ultra-high resolution chirp seismic profiles (Figure 102). It is located throughout the entire bay but is more largely widespread over the tidal flats (Figure 105).

Thus, the greatest sediment thickness is located in the paleo-channel with a maximum of 25 meters thick in front of the harbour, but also along the western and eastern channel rims in the central part (Figure 105). In the Aulne estuary, only the meanders of the secondary network are filled. All embayments have sedimentary infill ranging from 5 to 10 meters, while deposits are absent or very thin (< 1 meter) across the central terrace.

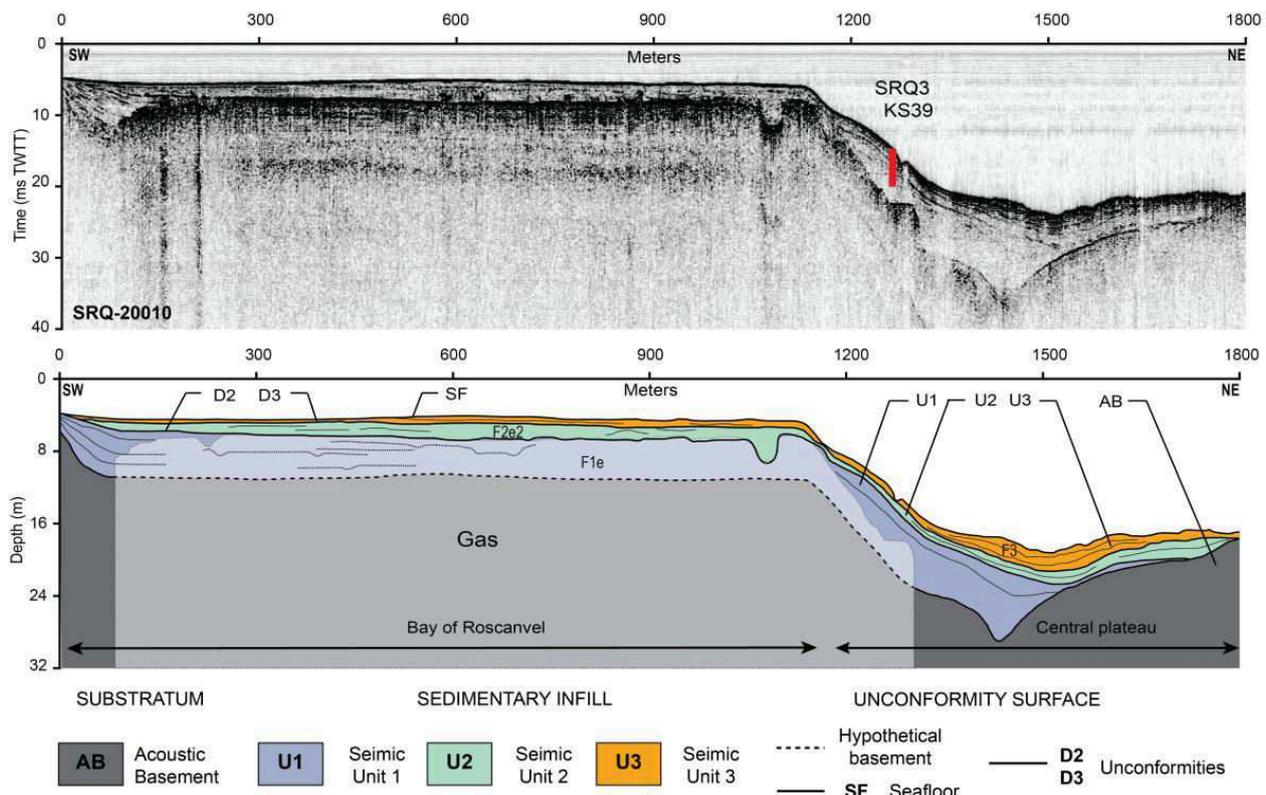


Figure 100: Seismic line shot in the bay of Roscanvel and its interpretation (SRQ-20010). The vertical scale is in two way travel time (ms TWTT) for the seismic line and in meters for the interpretation. Horizontal scale is in meters. The core collected along the line is positioned (red) on the seismic profile (see figure 11 for detailed description).

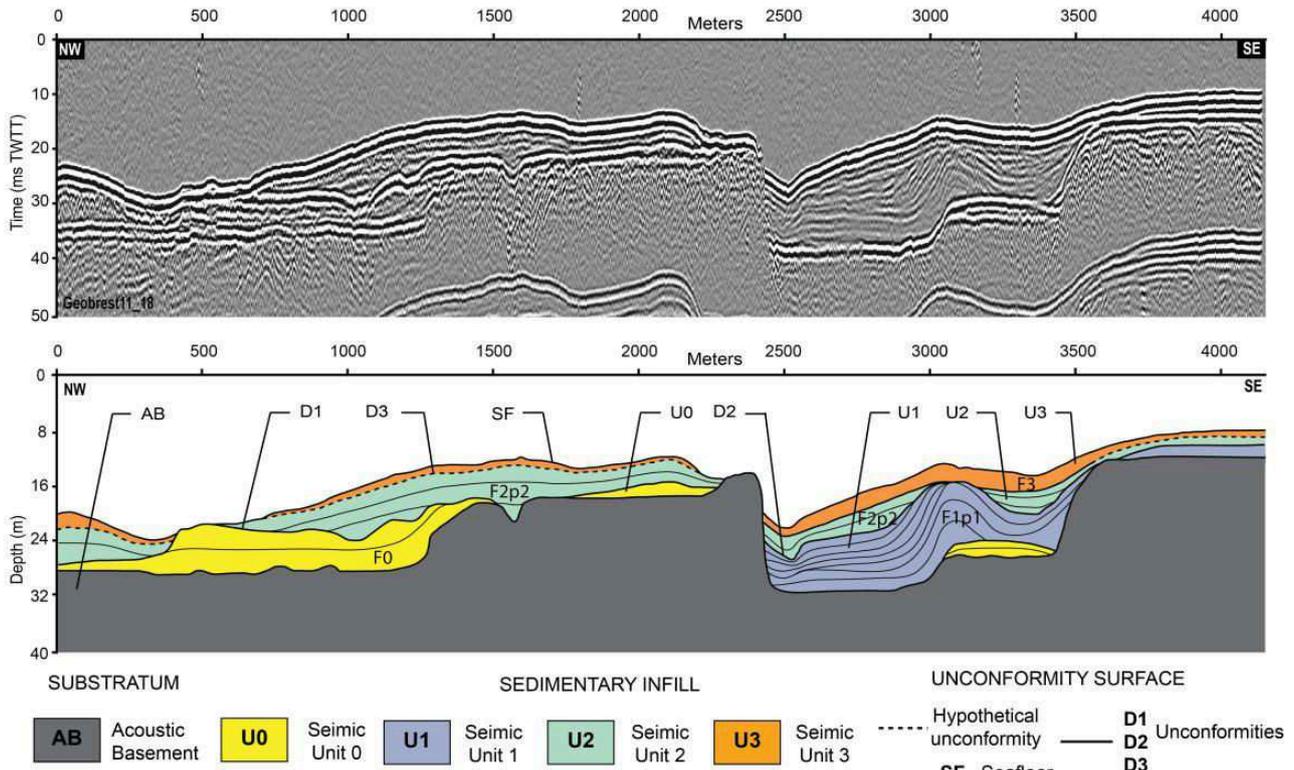


Figure 101: Seismic line shot in the Aulne estuary and its interpretation (Geobrest11_18). The vertical scale is in two way travel time (ms TWTT) for the seismic line and in meters for the interpretation. Horizontal scale is in meters.

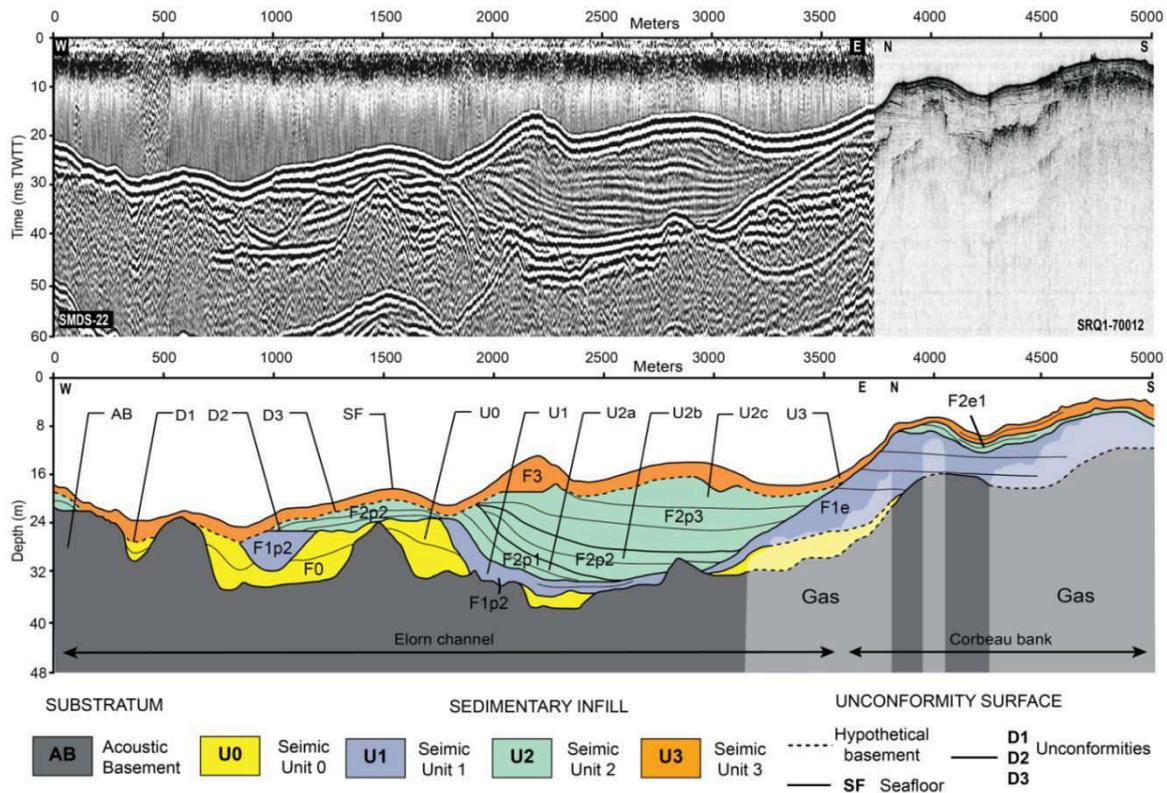


Figure 102 : Seismic line shot in the Elorn estuary and its interpretation. The seismic profile is divided in a sparker line at left (SMDS-22) and chirp line at right (SRQ1-70012). The vertical scale is in two way travel time (ms TWTT) for the seismic line and in meters for the interpretation. Horizontal scale is in meters.

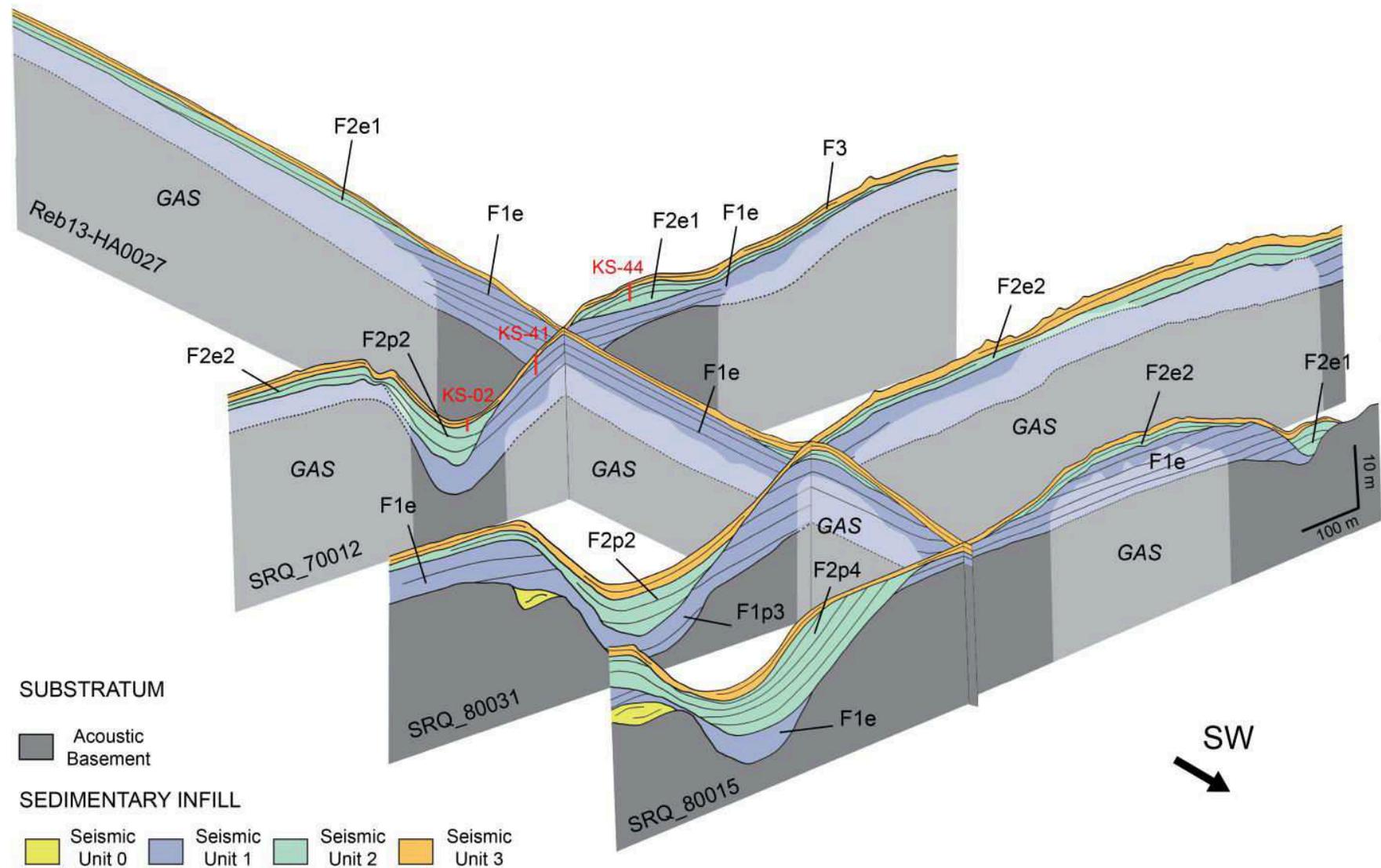


Figure 103 : Fence diagram of seismic profiles showing the internal architecture of the Elorn estuary (see figure 2 for location). Dashed lines were used where the acoustics masks can hide the reflectors architecture. The core collected along the line is positioned (red) on the seismic profile (see figure 11 for detailed description).

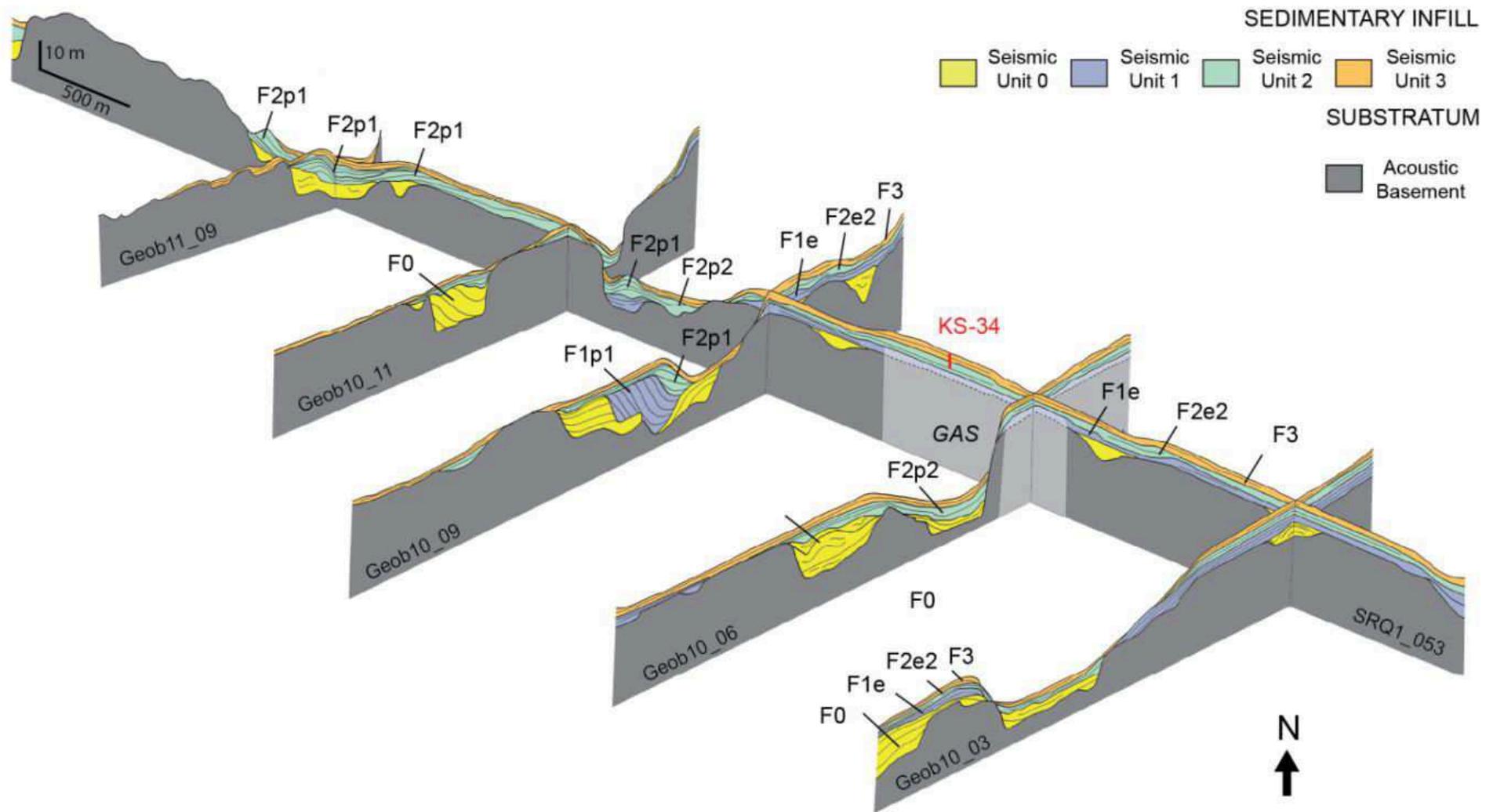


Figure 104 : Fence diagram of seismic profiles showing the internal architecture of the main Aulne axis and its secondary network (see figure 2 for location). Dashed lines were used where the acoustics masks can hide the reflectors architecture. The core collected along the line is positioned (red) on the seismic profile (see figure 11 for detailed description).

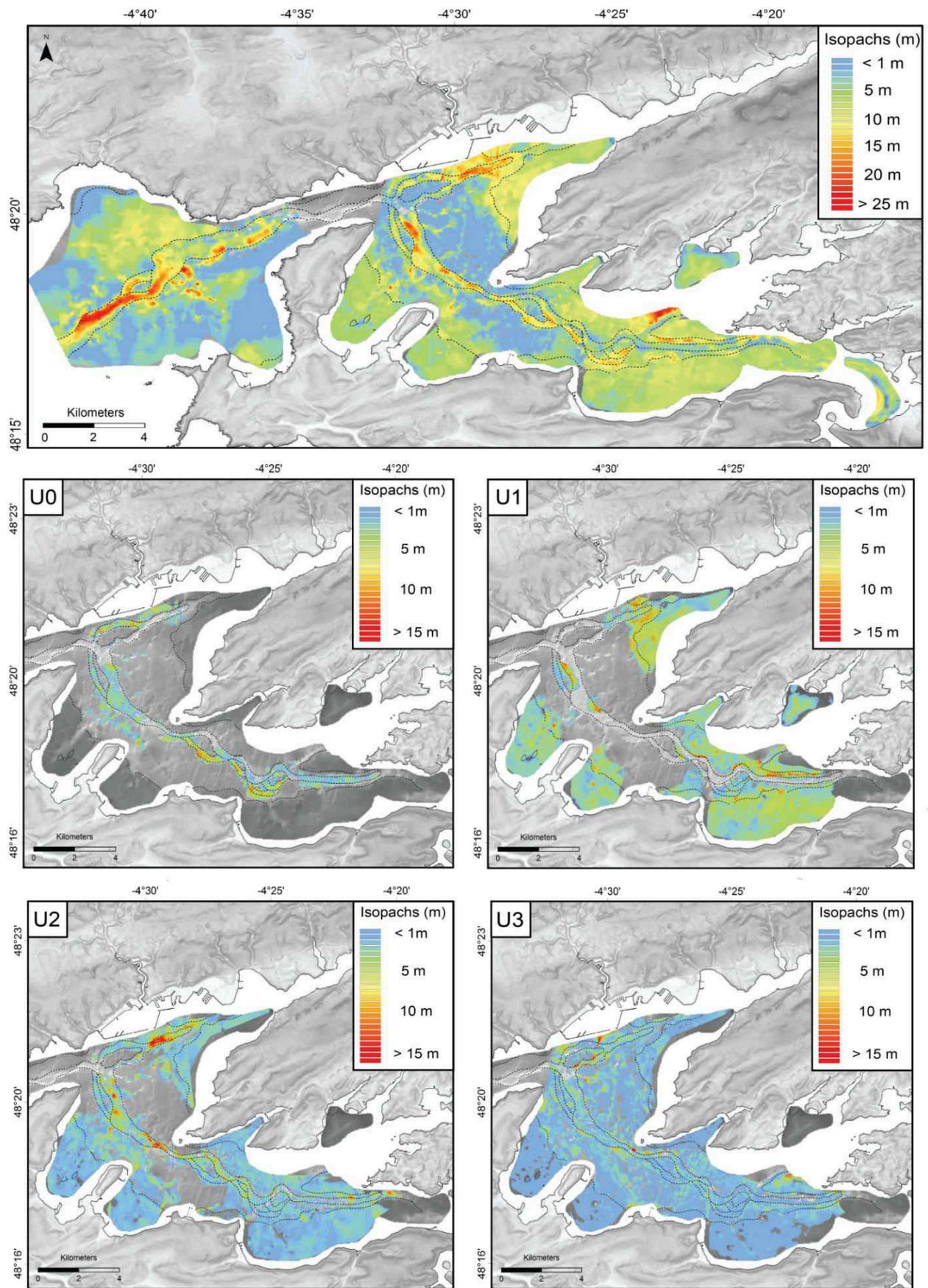


Figure 105 : Thickness of the sedimentary infill of the bay of Brest and its entrance in meters. Below the thickness of each unit (U0 to U3) has been represented. The dashedhe dashed line represents the paleo-network.

4.4 Core Analysis

Five representative cores (SRQ3-KS02; KS-34; KS-39; KS-41; KS-44) located in key parts of the Bay of Brest and located along seismic profiles (Figure 106) were selected to constrain the seismic facies by sediment lithology and to establish a chronostratigraphic scheme.

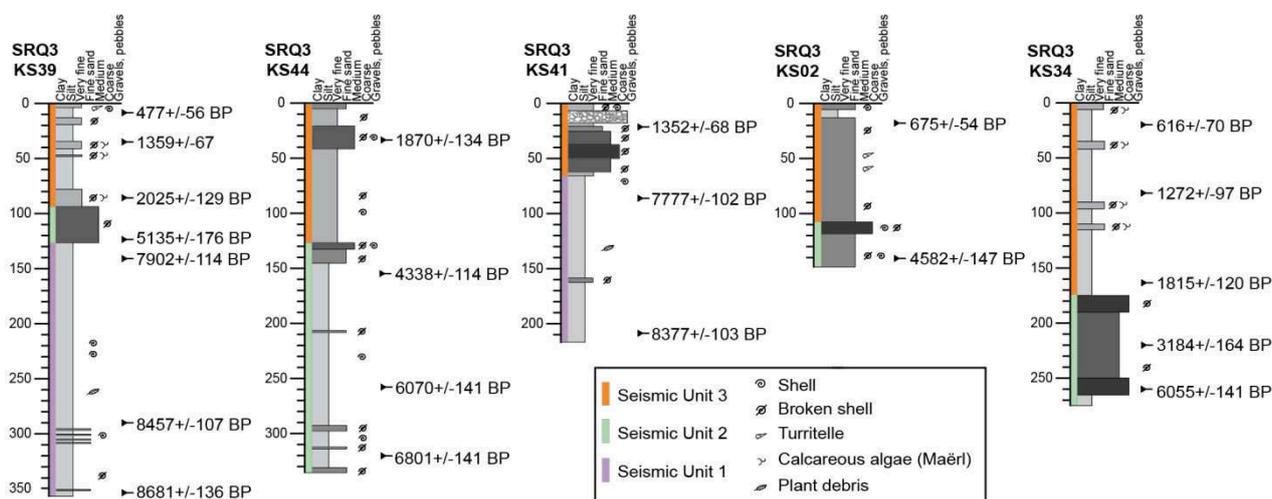


Figure 106 : Lithological description of selected gravity-cores for this study (see figure 2 for location). Radiocarbon calibrated ages are indicate on the right side of each log. The correspondence with seismic unit was indicated with colour bars in the left side.

The cores SRQ3-KS02, KS-41, and KS-44 are located across the outlet of the Elorn estuarine area from the paleo-valley (KS02, water depth of -22 meters) and close to the *Corbeau* bank (KS 41, -12 meters; KS-44, -9 meters). This core succession is correlated with the SRQ-70012 seismic profile (Figure 97).

SRQ3-KS02 is a short core (1.45 meters) constituted by fine sand associated with debris of sea-shell and *Turritella*. A thin layer (10 cm) of shelly coarser sand (1.05 meters depth in the core) is interpreted as the separation between the seismic U3 (upper part) of the core and U2 (bottom part) ().

SRQ3-KS41 is situated on the southern rim of the estuarine axis (Figure 97/Figure 106). The upper 60 cm of the core is topped by a thin silty layer covering gravels and overlying a mud bed grading gradually upward into coarse sand. This succession is associated with the seismic U3. Deeper, the sediment is constituted by a mixed mud alternating with rich-organic layers characteristic of the seismic U1.

SRQ3-KS44, located on the *Corbeau* bank, is representative of sediment accumulations on the shallowest part of the bay (Figure 97) (-9 meters of depth). The upper part, corresponding to the seismic U3, is characterized by very fine sediment enclosing a thick shelly bed. Another shelly layer of 20 cm, located at 130 cm below the top, divides the core in two parts and rests on a silty facies with occasionally rich-organic laminae. The lower facies is correlated with the seismic U2 (Figure 106).

SRQ3-KS39, located on the SRQ-20010 line, samples the seismic units U1 to U3 (Figure 97; Figure 106). It allows us to define the infilling along the slope limiting the tidal flats. The upper part of the core is characterized by a sandy mud alternation with fine sand beds, including debris of sea-shells and calcareous algae (maërl). The latter, interpreted as a seismic U3, is separated from deeper facies by an erosional surface at 95 centimeters under the top of the core (D3). Below, a layer (30 cm) constituted by a medium sand matrix mixed with seashell debris, corresponds to seismic U2. The bottom part of the core (from 125 to 355 cm) is expressed by muds alternating with thin organic-rich horizons occurring at the core base. This facies is interpreted as seismic U1 (Figure 106).

SRQ3-KS34 illustrates the sedimentary succession preserved in the Aulne estuary (-10 m of water depth). This core, located on the SRQ-80006 seismic line, is characterized by two different sedimentary facies (Figure 97). The first 175 centimeters are constituted by silty sediment intercalated with maërl beds several centimeters thick. It rests on a shelly layer, interpreted as medium sand, starting with a concentrated section of debris shell. The first sedimentological facies is interpreted as U3 and the second, at the bottom, as U2.

4.5 Chronostratigraphic interpretation

Despite the segmentation of the study area and the distinct types of sedimentation along the three stepped terraces, it is possible to correlate the deposit's evolution through the bay thanks to the acoustic geometries (Figure 114; Figure 115; Figure 116; Figure 117), core descriptions, and radiocarbon ages (Figure 106).

The basal unit (U0) corresponds to the first stage of the sedimentary infill. It is restricted to the bottom of paleo-valley, in the secondary network and it generally smooths the bedrock irregularities (Figure 105). Although it was not recovered by coring, its chaotic geometry and discontinuous reflectors are interpreted as signature of heterogeneous and coarse continental deposits (gravels). Such continental facies corresponds to preserved channel lag and are assumed to have been deposited during the last or previous low sea stand episodes.

The second unit (U1) is further preserved in the shallowest part of the bay (< 10 m) and on the medium terraces surrounding the estuarine axis of the Aulne and Elorn (Figure 105). The deposits, presenting cut-and-fill facies in the shallowest parts and corresponding to mud with organic-rich horizons, are at the origin of the *Corbeau* bank elaboration and the infill of the embayment bordering the Aulne paleo-valley (*Daoulas* and *Poulmic*) (Figure 102; Figure 103; Figure 104). Similarly, they constitute the main part of the embayment infilling of the *Roscanvel* and *Fret* bays. The top of U1 is dated at 7777 ± 114 cal yr B.P in the embayment's foot slope. This unit is also recognized on the paleo-valley rims in the central part of bay, especially in the convex part of the meanders (Figure 101; Figure 105). Its deeper deposits (<30 meters of water depth) could not be sampled due to sandy bodies

preventing penetration of the gravity corer. Nevertheless, thanks to the geometry reflectors they can be interpreted as estuarine deposits corresponding to different settings. They are assumed to correspond to supratidal and intertidal flat deposits in shallow parts with preserved stacked tidal channels. In contrast, prograding and aggrading geometries, observed in the deeper part, suggest a relative high hydrodynamic regime allowing formation of sand-dominated point bars and spit bars along subtidal sinuous channels as described by Ginsberg and Aliotta (2011). Despite the lack of radiocarbon dating, we assume that the unit development is correlated with the beginning of the marine flooding of the bay marked by an input of marine sands through the paleo-channel network.

The transition between U1 and U2 has a signature that differs as a function of its location. On the embayments, the D2 surface seals several channelized erosions considered to be preserved tidal ebb channels. In contrast, along the rim of the paleo-network, this boundary is characterized by a sharp erosion enhanced by the major angular unconformity as illustrated in the Elorn (Figure 104) and the Aulne estuary (Figure 105). The radiocarbon ages allow us to bound the D2 surface range between 7777 ± 102 and 7902 ± 114 cal. yr B.P. in the embayment foot slope.

The third unit (U2) is largely widespread over the entire bay (Figure 105). It is composed of a thin shelly marine sand cover associated with a silty matrix at the edge of embayments and channels and assumed to correspond to subtidal deposits. On the top of tidal flats, the shelly sand associated with a silty matrix acts as an impermeable barrier preventing the upward migration of biogenic gas (Figure 100). In the paleo-network it forms large sandy bedforms interpreted to be estuarine tidal banks (Figure 102). Their structure suggests the deposit of a high-energy marine environment oriented according to the channelization of tidal currents. The internal reflectors prograde above U0 as observed in figure 9, or on the meander deposits formed by U1 (Figure 101; Figure 105) or again over the channel levees Figure 103). Locally it also shows horizontal conformable deposits covering the underlying units of the paleo-channel bottom. The unit U2 is thus associated with a marine deposit environment of high-energy in the main paleo-network and low-energy on the top of embayments. The radiocarbon ages suggest that U2 is late Holocene (6801 ± 141 to 3184 ± 164 cal yr B.P) (Figure 110).

Discontinuity D3 marks the transition between the present-day (U3) and the late Holocene deposits (U2), surrounded by ages ranging from 2025 ± 129 cal. yr B.P to 3184 ± 164 cal. yr. B.P.

The last unit (U3) is the most widespread in the Bay of Brest but also the thinnest (Figure 105). Draping the previous units, it corresponds to the present-day cover. It appears as a thin shelly sand layer on the top of tidal banks, organized in dunes or ripples. More developed in the shallowest parts and estuarian approaches, it is constituted by silty-sand sediments intercalated with red algae bed. Common in Brittany due to its ecology (Grall and Hilly, 2002), the maërl algae appears as a solid marker of the stabilization of the installation of the marine environment dated at 2025 ± 129 cal yr B.P (see section 5.1).

5. Discussion

The purpose of this section is to examine the sequential stratigraphy of the deposits (1), to reconstruct the history of sedimentary infilling (2), to determine the control of each of the factors (sea-level rise, morphological inheritance, and hydrodynamic changes) on the deposition (3), and finally to explain the uniqueness of the bay as compared to other systems (4).

5.1 Sequential interpretation

Sequential stratigraphic analysis (Figure 107) requires the identification of sequence boundaries, flooding surfaces, and system tracts (Mitchum et al., 1977; Posamentier and Vail, 1988; Van Wagoner, 1988; Zaitlin et al., 1994; Myers and Milton, 1996; Posamentier, 2001; Catuneanu, 2006).

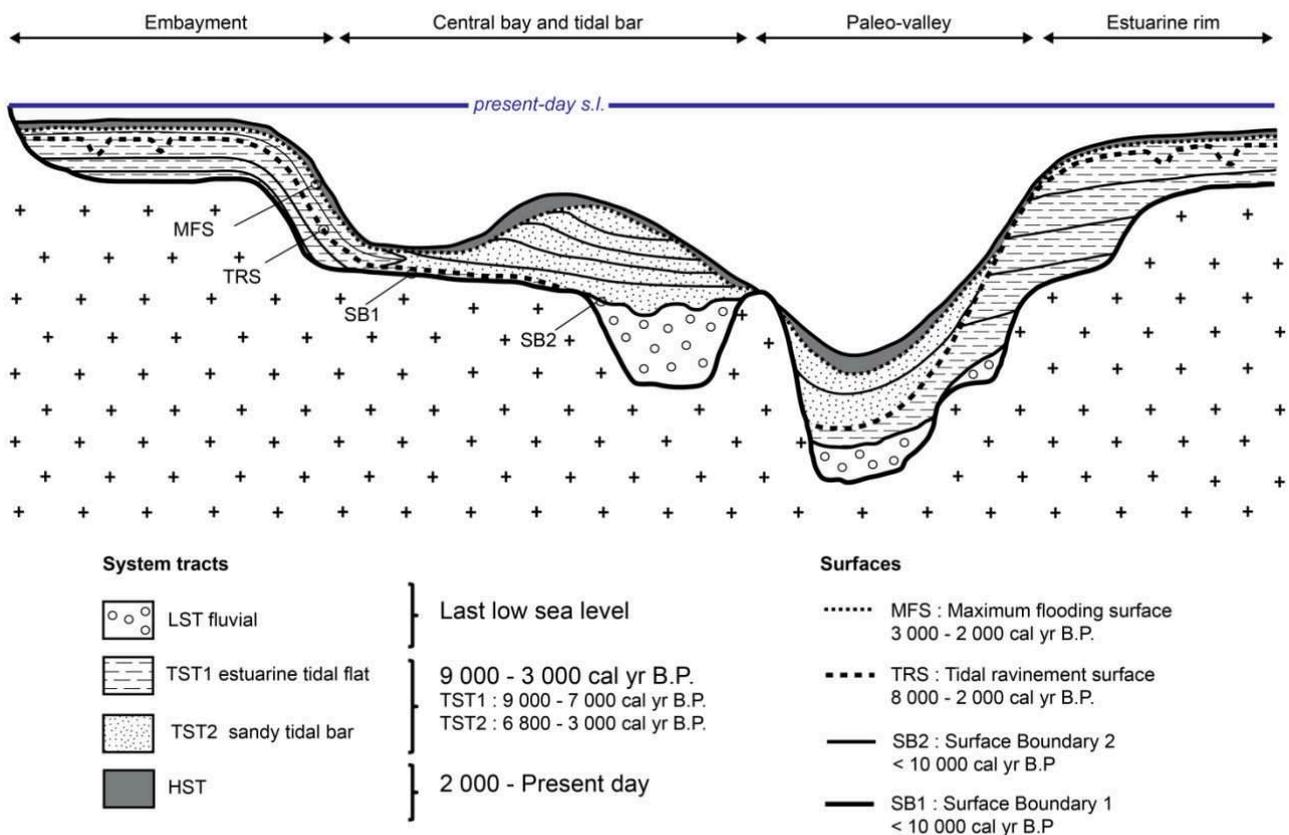


Figure 107 : Stratigraphic scheme of the sedimentary infilling in the bay of Brest. This figure reconstructs the sedimentary deposition for each domain: Embayments, central plateau, paleo-valley and estuarine rim. The thickness of LST (Low system tract), the TST (Transgressive system tract) and the HST (High system tract) evolves according to the location of the deposition. However the TST forms the main infilling of the bay and it is divided in two parts. The TST1 correspond to the lower part of the TST and it is separated from the upper TST (TST2) by a tidal ravinement surface (TRS) dated around 8 000 and 7 000 cal. yrs B.P. The HST and TST are separated by the Maximum Flooding Surface around 3 000 and 2 000 cal. yrs B.P.

The lower unit U0, considered to be composed of continental deposits, is understood as a lowstand system tract (LST) and overlays in the first sequence boundary (SB1) over which the erosive unconformity D1 surface corresponds to a second sequence boundary (SB2) (Figure 107). It is also

merged with the flooding surface (FS) marking the transition with the U1 unit. Thus the U1 and U2 units form two parts of a transgressive system tract and constitute the main deposits of the Bay of Brest (TST1, TST2). They are separated by the D2 surface marking the landward shoreline retreat accompanying the flooding of the bay. The D2 surface also underlies the transition between intertidal and subtidal deposits over the shallow part of the bay. This channelized scouring surface, showing a large extension through the Bay of Brest, is interpreted as a tidal ravinement surface environment (TRS) resulting from the landward migration of the maximum tidal energy zone (Swift, 1968; Dalrymple et al., 1992; Allen & Posamentier, 1993; Cattaneo & Steel, 2003; Tessier et al., 2012). Finally, the uppermost unit U3, marking the stabilization of the sea-level, constitutes an highstand system tract (HST) bounded at the base by the extensive D3 surface considered to be the Maximum Flooding Surface (MFS) (Figure 107).

5.2 The history of the Holocene infilling

The general organisation of the sedimentary infilling of the Bay of Brest was reconstructed according to a stratigraphic scheme which presents three different systems tracts organised into one sequence associated with the final stages of the last marine transgression during the Holocene (Figure 110). This sequence is characterized by the successive evolution of depositional environments and the landward retreat of tidal processes from the last lowstand around 26000 cal yr B.P (Peltier and Fairbanks, 2006) to present-day highstand conditions; it can be divided into four stages.

A. From the last low sea-level to 10000 cal yr B.P: Flooding of the fluvial valley

During lowstand and glacial conditions, continental environments were dominant (Figure 108) and subjected to subaerial erosion. The basal infill of the paleo-fluvial system (LST) is attributed to last or oldest glacial deposits or/and periglacial “heads” which were installed in the secondary network (Figure 100; Figure 101; Figure 103; Figure 104; Figure 105) but also in the gullies dug in rocks (Figure 105). Previously observed in former studies, it was interpreted as fluvial burred deposits in the Bay of Brest (Baltzer et al., 2010) and in the paleo-valleys of Douarnenez (Jouet et al., 2003) and Vilaine (Menier et al., 2010; Traini et al., 2013). When this unit is preserved on terraces, it is often associated with periglacial heads (Babin et al., 1969, Morzadec-Kerfourne, 1974) (Figure 109, -35 meters).

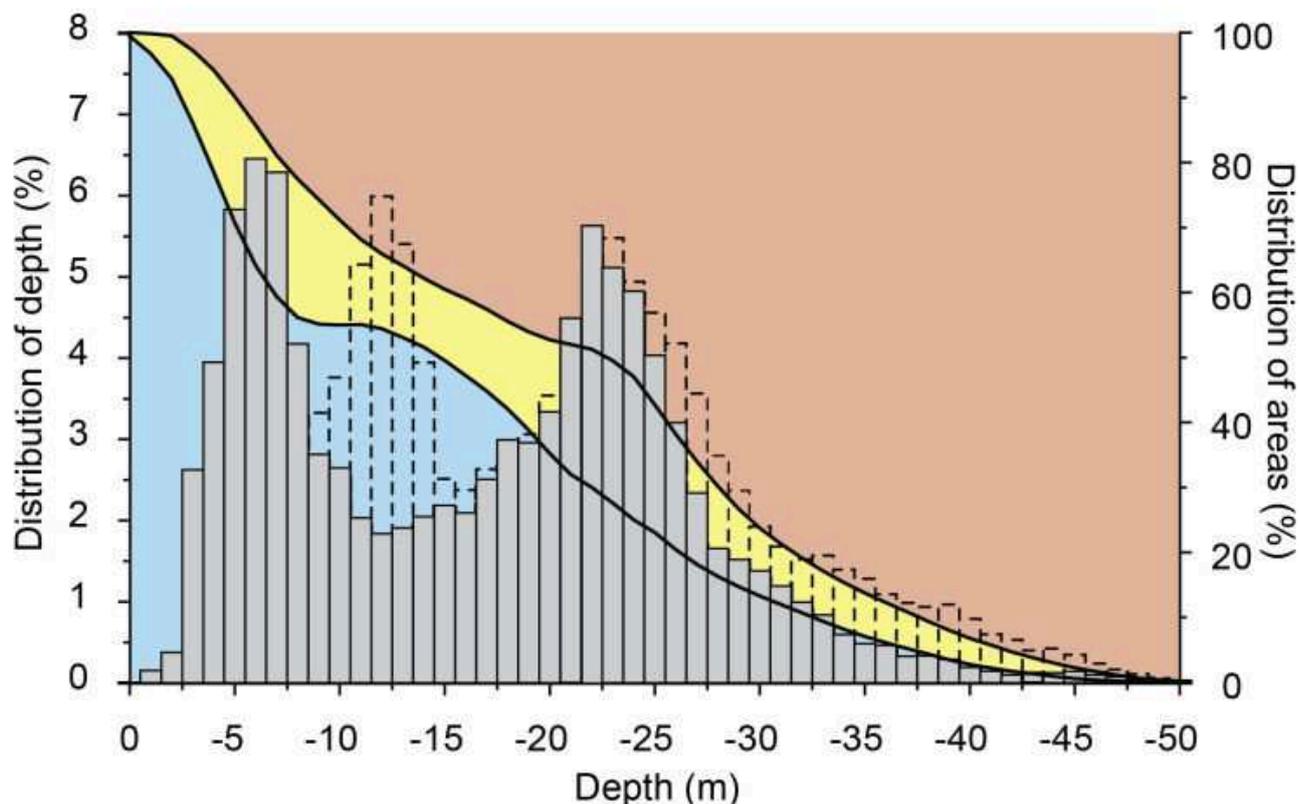


Figure 108 : Distribution diagram of the depths in the bay of Brest. The grey bars indicate the distribution of the present-day depths whereas the dashed bars the distribution of rocky basement without deposits. It is added the distribution of areas in percentage. The blue part represents the evolution of marine area according to the sea-level rise; the yellow represents the intertidal area and the brown part the continental domain. The intertidal area evolves according to the depths repartition.

During the major phases of sea-level rise and at the end of the debated melt water pulse 1B (Bard et al., 2010), the sea gradually invaded the riverbed as observed in Figure 109(-35 meters). According to the sea-level curve (at -35 meters, Figure 110), around 10000 cal yr BP (Camoin et al., 2012), the bay switched from a strictly continental domain to the first stage of a ria confined in the main network (Evans & Prego, 2003). This environment at the fluvial-marine transition (Dalrymple & Choi, 2007; Van den Berg et al., 2007) corresponds to a landward extension of the tidal influence that is always combined with the fluvial-flood processes. The meandering morphology of river rims generates an important segregation of the bidirectional tidal currents as observed in the present-day at the upstream comparable environments (Dalrymple et al., 1992; Brooks et al., 1999; Dalrymple et al., 2012). This induces the establishment of point bars and spit bars (U1Figure 98) in the convex part of the channel (Billeaud et al., 2007; Dalrymple and Choi, 2007; Van den Berg et al., 2007, Ginsberg and Aliotta, 2011; Jablonski and Dalrymple, 2016). The most examples of this in the Bay of Brest are found at the confluence of the Aulne river and its secondary network (Figure 105). The unit geometry testifies to the migration of the meander toward the channel centre. This part constitutes the deeper early stage of the flooding of the bay, recorded by the first transgressive system tract (TST1).

B. From 10000 to 7000 cal yr B.P: An inner estuary

During this period the sea-level continued to rise, the flooding of the bay progressed and submerged the topographic threshold separating the channel bottom (-35 meters) and the central plateau (-25/-20 meters). This suggests a brutal horizontal advance (up to 10 cm/yr) of the sea as illustrated in figure 14 (-26 meters) and figure 14. Assuming that the tidal range is the same as the present-day, the higher parts of the bay (< 10 meters) are still continental, the central terrace is subject to the tide, and the channel is strictly marine. The percentage of the area submitted to the tidal range increases drastically (Figure 108) and the central terrace offers a large shallow area for sedimentation. As observed in the actual inner estuaries (Perillo, 1995; Dalrymple et al., 2012), the central channel is surrounded by salt marsh and tidal flats. However, there is no evidence or remnants of the development of this tidal flat in the central terrace. Indeed, the sediment thickness in this central part barely reaches up to 1 meter and is mainly formed by the last unit (HST), meanwhile 5 to 10 meters of corresponding deposit are observable on the fluvial terraces surrounding the central paleo-network and also along the foot slopes of the *Roscanvel* and *Fret* bays (Figure 105).

There are two hypotheses to explain the absence of deposits on the central terrace. The first suggests that sediments were eroded by tidal currents; the second is that the terrace was by-passed by sedimentation and never buried. The combination effect of the rate of sea-level rise and the inherited substratum morphology, discussed in the next section (5.3), rather refutes the second hypothesis. As the sea-level carried on rising, it caused the rapid backstepping of the intertidal area. As observed in Figure 109(-10 meters), the flooding finally reached the shallowest part of the bay and covered the second topographic threshold separating the central terrace (-25/-20 meters) from the embayments (-10 meters). As illustrated in figures 8, 9 and 12, tidal flats associated with the TST1 extend from the bank deposits along the main channels to the embayments which present the cut-and-fill facies also observed in other estuaries (Dalrymple et al., 2012; Tessier et al., 2012). This took place during the early Holocene between 9000 and 7000 cal yr BP when the sea-level rise was still rapid (1 cm/yr) and graded from -30 to -10 meters for the deeper part and up to 5 meters for the shallowest parts (Camoin et al., 2012; Figure 110). The flooding progressively spread throughout the whole bay. The establishment of aggrading tidal flats was stopped by a tidal ravinement surface around 7500 cal yr B.P at the embayment foot slope and exhibited continuous growth in the shallow areas until 7000 cal yr B.P (Figure 110). The ravinement eroded the sand-prone marine deposits and dispersed the eroded sediments towards the shallow sheltered part of the bay. At this time, the bay switched to the third infilling stage.

C. From 6800 to 3000 cal yr B.P: An outer estuary

The rate of sea-level rise sharply decreased (0.08 cm/yr) around 6500 – 6000 cal yr B.P and reached -5 meters (Camoin et al., 2012; Goslin et al., 2015). As a consequence of the relative sea-level stabilization, the erosional ravinement surface characterizes the end of transgressive deposits (Cattaneo and Steel, 2003). The Bay of Brest adopted the configuration shown in figure 14 (-5 meters); only the higher part of embayments are intertidal while the central terrace of the bay is submitted to a subtidal regime. Tidal banks formed by TST2, which can be interpreted as a bar chain system, similar to the *Cormorandiere* islands as observed in the Bay of Fundy (Dalrymple et al., 1990; Dalrymple and Rhodes, 1995), grew in the channel axis (Figure 105U2). Their installation suggests the establishment of ebb- and flood-dominant channels that are characteristic to the mouths of tide-dominated estuaries (Dalrymple et al., 2012). In general the ebb-channel is dominant and the slope of the tidal banks is steeper on this side as can be observed in Figure 102 on the tidal bars of the Elorn channel. While the central part of the bay was subjected to high-energy tidal processes, the shallower parts were still submitted to the tidal range and the tidal flat continued to grow in low-energy conditions. The migration of the tidal bars and the construction of the tidal flat stop at around 3000 cal yr BP, when the sea-level is as high as the present-day (Goslin et al, 2015). A pause in the sediment deposition corresponding to the D3 surface marked the time of turnaround from transgressive to regressive deposits. This shift induced a starvation in sediment-supply rate corresponding to the Maximum Flooding Surface (Baum and Vail, 1988).

D. From 2,000 to present-day: The present-day configuration

The HST takes place when the entire bay is submerged by the sea. Intertidal areas have migrated landward and are only observable in the coastal parts. The central basin is mainly marine dominated and the estuary mouth has migrated upstream of the Brest harbour for the Elorn River, and upstream of Longue island for the Aulne. As explained in Gregoire et al. (2016) the centre of the bay is subjected to strong tidal currents that prevent the fine sediment deposition accumulated in the shallowest parts. The present-day hydrodynamic situation takes place after the MFS. The inherited morphology (tidal bars and muddy flat) is preserved and oriented to the present-day circulation. Most of the deposits take place in the embayment and estuaries but also on the top of tidal banks where the sand-gravel shelly sediment is organized in dunes. The installation of maërl beds is observed in the embayments. The ecology of these red algae suggests low-energy, non-turbid salt water conditions (Grall and Hilly, 2002). The augmentation of rainfall and sea agitation induced by storms, correlated by the recurrence of storms during the last millennia (Van Vliet-Lanoë et al., 2014), is able to stop its development. Conversely, its growth can be explained by a slower rate of sedimentation.

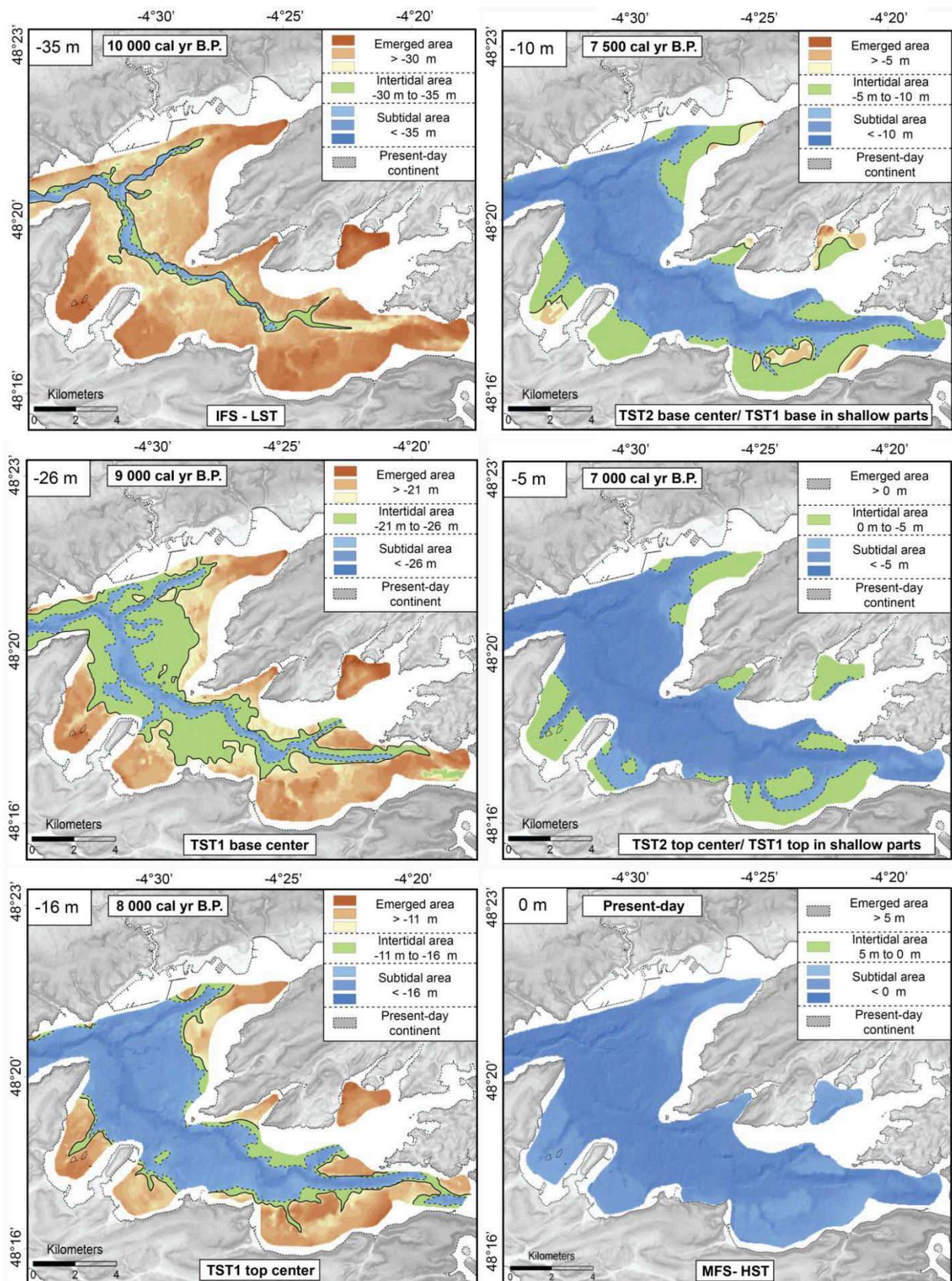


Figure 109 : Steps of the sea level transgression in the bay of Brest, reconstructed from the seismic interpretation. The different seismic units have been added with the evolution of the sea level rising. The emerged area is represented in brown and beige, intertidal area in green and marine area in blue. The tidal range used is similar as is present-day (5 m). The dashed line characterizes the limit between the intertidal area and subtidal area. The full line marks the limit between the emerged area and the intertidal area.

5.3 Main factors controlling the infilling of the estuarine bay

To explain the major stages of the sedimentary infill of the estuarine Bay of Brest, it is necessary to underline the importance of three main factors: (1) the amplitude and rate of the sea-level change, (2) the inherited morphology of substratum, and (3) the establishment of coastal hydrodynamism (Tide, fluvial, and waves). As discussed above, the bay has undergone four stages of sedimentation represented by LST, TST1, TST2, and HST. The abrupt or gradual transitions are separated by erosional surfaces and sedimentary hiatuses (MRS, TRS, and MFS) (Figure 107; Figure 110). Although, sea-level plays an essential role in stratigraphic schemes (Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1977), in such coastal environments hydrodynamism and the inherited morphology of the substratum have just as much influence over control of the sedimentary architecture. (Posamentier and Allen, 1993; Garcia-gil et al., 2002; Dalrymple et al., 2006; Tessier et al., 2012; Green et al., 2013; Zhang et al., 2014; Menier et al., 2016;). Furthermore, as mentioned by Cattaneo and Steel (2003), the role of inherited morphology for transgressive deposits is mainly illustrated in terms of the ratio between the slope gradient of the inherited physiography and the rise in relative sea-level. This defines the speed of the landward shift of the shoreline and the possibility of deposition and preservation of sedimentary deposits above the transgressive surface. Such a phenomenon seems to occur across the Bay of Brest and it is worthwhile to examine this interaction in regards to the database available. First of all, the irregular physiography of the bay induced a contrasted distribution of coastal environments during the transgression and particularly the lateral extension of the intertidal areas. If the gradient of the substratum is uniform, the intertidal area records a uniform backstepping with a preserved extension. In contrast, an increase in the gradient will reduce its surface. In this way, if we consider a preserved amplitude of tides (mean range of 5 m) during the final stage of the last deglaciation, the position of the shoreline referring to the gradient of the substratum will change the extension of the intertidal area within a range of 15%, according its backsteps over a relatively flat surface or along a slope break (Figure 108; Figure 109). These assumptions bring constraints for the evaluation of depositional environments and their more or less rapid evolutions during the Holocene flooding.

Moreover, the rise of the relative sea-level also varies and decreases since the last 10000 cal yr B.P. (Figure 110c; Camoin et al., 2012; Goslin et al., 2015). As a consequence, the interaction of these two parameters (rise of sea-level and previous morphology) controls the shoreline retreat and the depositional regime. The shoreline migration was computed (Figure 110b) for a representative morphologic section through the bay extending from the paleo-valley to the upper terrace (Figure 110a). An additional virtual morphologic section showing a regular gradient was also considered for comparison. The curves are correlated with the timing of the system tracts succession and the preserved sedimentary rates estimated from core analyses.

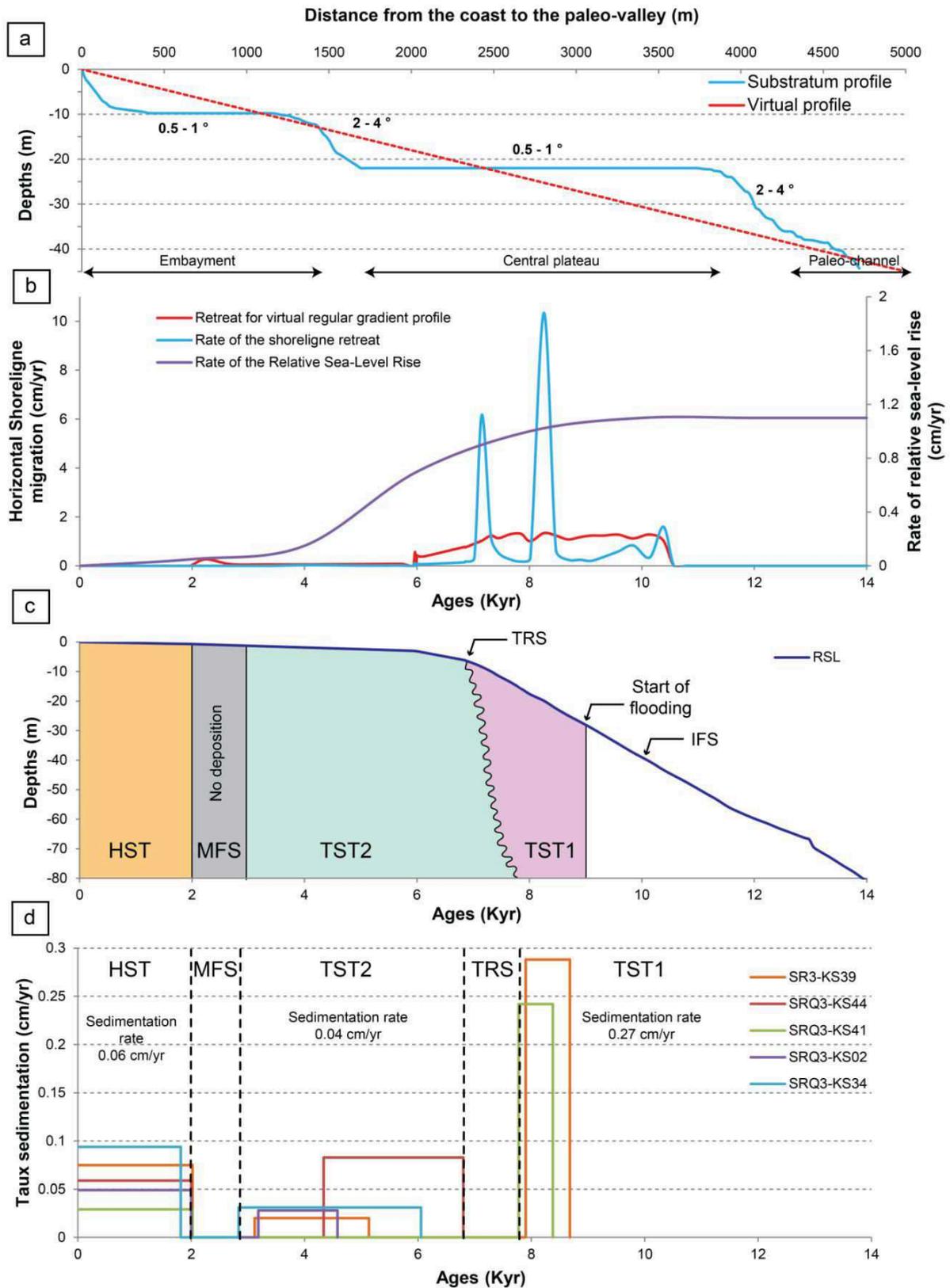


Figure 110 : (a) Rocky basement profile of the bay of Brest from the coast to the paleo-valley (blue) and virtual profile (red). The virtual profile was created from a line joining the depths 0 and 45 meters, the same as observable in the real profile. Slope gradient are indicate in black on the profile blue. (b) Horizontal shoreline migration according to the theoretical profile (red) and substratum profile (blue). The rate of sea-level rise, according to the sea-level curve (in c) is characterized by the purple line (c) Sea-level curve according to Goslin et al. (2015) from 8 to 0 kyrs and Camoin et al. (2012) from 14 to 8 kyrs. (d) The sedimentation rate calculated from the radiocarbon age in the cores presented in this study according to the age. The sedimentation rates are correlated with the system tract (TST1, TST2 and HST) and non-deposit events (TRS and MFS)

Results clearly show two peaks of shoreline retreat (10 and 6 cm/yr) occurring at about 8500 cal yr B.P. and 7000 cal yr B.P separated by very low rates. Values significantly differ from rates of retreat computed for the virtual section showing quite a constant rate from 10000 to 6000 cal yr B.P. before subsequently becoming very faint. The two peaks are synchronous with the flooding of the terraces at -25/-20 meters and -15/-10 meters. In the first case, the conjunction of the rapid sea-level retreat and accommodation allow the development of the first member of the transgressive system tract (TST1) with a preserved sediment mean rate of 0.27 cm.yr^{-1} and confined to the embayments and coves. On the lower terrace (T2, Figure 127), the rapid transgression across the low-gradient topography is assumed to generate an erosional surface (TRS) and a dispersion of the sediments. Thus the absence of TST1 corresponding deposits above on the central plateau could be explained by this conjunction. The second peak is synchronous with the tidal ravinement surface recorded across the shallow parts of the bay. The decrease of accommodation and the fast shoreline retreat prevent any deposition and favour the erosion of previous deposits according to the landward migration of tidal hydrodynamics. Between 7000 and 3000 cal yr B.P., the slow retreat of the shoreline and the preservation of a modest accommodation allowed the development of TST2. Finally, the MFS (3000 – 2000 cal yr B.P.) marked the end of the transgressive deposits. As no major change is observed in shoreline retreat and accommodation during this time period, the starvation recorded between the TST2 and HST is mainly interpreted as a consequence of local hydrodynamic evolution. The flooding of the entire bay enhanced shoaling and embayed coastal morphology; this was enough to trigger a modification in the tidal circulation, which adopted a similar pattern to the present situation. The HST are also influenced by human activities (Fichaut, 1984; Fernane et al., 2014) which modified the fluvial supplies and the redistribution of fine particles, but also by recurrent storms (Van Vliet la Noë et al., 2014) and the slight increase of the sea-level due to global warming (Krasting et al., 2016).

To summarize, the lowstand system tract takes place in regards to the fluvial transport, the evolution of transgressive deposits are closely controlled by the interaction of inherited morphology and the rise of relative sea-level. The setting of highstand deposits is explained by hydrodynamic factors mainly subject to the tidal currents.

5.4 Comparison with other tide-dominated estuary systems

The comparison of the Bay of Brest with other studies along the Atlantic coast is significant as it shows numerous other tide-dominated systems including bays, estuaries, and rocky basements that developed over large and low subsiding continental shelves (Chaumillon et al., 2010). The Bay of Brest infilling is mainly Holocene in age and takes place on a rocky coast in a tide-dominated semi-enclosed environment with low fluvial supplies (Figure 107). The particularity of the site is the stepped geometry of the transgressive and highstand sedimentary deposits, well-preserved in shallow environments and partly infilled in the paleo-network. Indeed, compared with other proximal systems

as the Bay of Douarnenez (Jouet et al., 2003), the South Brittany estuaries (Traini et al., 2013, Menier et al., 2016), the Loire estuary (Proust et al., 2010), the Bay of Mont Saint Michel (Tessier et al., 2010), and the Seine estuary (Tessier et al., 2012), the Bay of Brest has preserved a remarkable fluvial morphology maintained by strong tidal currents and low modern fluvial sedimentary inputs. The strength of the tidal hydrodynamics is explained by the narrow strait at the entrance of the bay “*le Goulet*” that delineates a tidal inlet separating the bay from the open ocean. This constriction, not observed in the other systems, induces a strong channelization and amplification of the tidal currents, preventing deposition along the channel axes. Furthermore, the sheltered morphology significantly limits the action of waves on sediment transport, in contrast to the Gironde estuary (Lericolais et al., 2001), Marennes-Oleron Bay (Allard et al., 2010), and the Vilaine estuary. Among the previous stratigraphic schemes dealing with other tide-dominated systems, the Bay of Brest is closest to the Vilaine estuary, assimilated as a ria (Menier et al., 2010). In both cases, transgressive deposits are well-developed in contrast to the studies located in the Channel (Tessier et al., 2012). Furthermore, as reported in the Vilaine estuary (Sorrel et al., 2010; Traini et al., 2013), the MFS is dated at about 3000 cal yr B.P., which is later than reported in most of the other studies along the Atlantic coast. As suggested by Tessier (2012), this time gap could be linked to low sediment input that allowed a maximum retrograding bay line to occur before the transition in tidal hydrodynamics and the emplacement of prograding deposits. In the other Atlantic ria systems along the Spanish coastline, such as in the Ria of Vigo (Garcia-Gil et al., 2005; Martínez-Carreño and García-Gil, 2013) the morphology is similar to the Bay of Brest. Nevertheless, the sedimentary accumulation in the Spanish ria is thicker and the estuarine deposits started earlier. This is linked to the high fluvial sediment input and the narrow shelf. Finally, the low sedimentary supply observed in the Bay of Brest prevents the development of highstand deposits as seen in large tide-dominated estuaries in coastal China, such as the Yangtze (Hori et al., 2001) and Qiantang (Zhang et al., 2014). Thus, the sedimentary infilling of the Bay of Brest retraces the evolution of the system from a continental environment to a marine environment. The landward extension of the estuary environment is conserved thanks to the stepped domains with the development of the inner estuary deposits in the shallowest part and outer estuary deposits in the central part. In contrast with other systems where the younger system erodes the older (Green et al., 2013), in the Bay of Brest the estuarine bodies of the Holocene transgression seem to be preserved and maintained by the actual tidal currents.

Conclusion

The infilling of the Bay of Brest is characterized by four seismic units which are correlated with sedimentary facies and radiocarbon ages. The stratigraphic scheme shows several system tracks associated with the Holocene marine transgression, which progressed on the stepped substratum from the central paleo-network to the shallowest parts. The first system tract corresponds to a fluvial deposition in context of a low sea-level (Pleistocene). The second is characterized by sediment

deposited during the marine transgression. It is composed of a first deposition stage associated with an intertidal environment (between 9000 and 7000 cal yr B.P.) and a second stage (6800 and 3000 cal yr B.P.) characterized by supratidal deposits associated with the installation of tidal bars in the central part of the bay and the growth of tidal flats in the shallowest embayments. They are separated by an erosional surface interpreted to be a tidal ravinement surface. The last system track extends from 2000 cal yr B.P. to the present day and is lower bounded by the maximum flooding surface. It characterizes the present-day situation according to the tidal currents and fluvial processes.

Three main factors controlled the deposition of sediment in such confined fluvial-estuarine-marine environments during the Holocene marine transgression: sea-level rise, substratum inherited morphology, and hydrodynamic conditions. The first stage of the transgressive tract is mainly controlled by the inherited morphology of the substratum, whereas the second stage is dominated by the installation of tidal currents in the bay. The original substratum morphology allows the conservation of each depositional environment of the inner estuary in the embayments and the outer estuary in the central part. As the paleo-valley was not fully filled during the last Holocene transgression, the present-day tidal currents are focalised in the main axis and this configuration favours the conservation of the transgressive sediment bodies. Thanks to its morphological configuration, the Bay of Brest constitutes a unique case study that we can use to identify and isolate the successive influences of the main controlling factors in sediment deposition in the context of a tide-dominated and sheltered estuary at an ocean-continent interface. Evaluation of the sediment exchanges between the confined area and the open sea sink will constitute a natural progression of this work to complete our knowledge on the influence of marine processes in such a particular sedimentary system.

V.2 A l'échelle millénaire et séculaire

D'après les résultats présentés dans le sous-chapitre précédent le cortège de haut niveau marin (HST), s'étend de 2 000 cal BP jusqu'à l'actuel et coïncide avec une diminution très nette de la hausse du niveau marin. Son épaisseur est très variable, elle ne présente que quelques centimètres dans la partie centrale de la rade mais peut atteindre 2 m dans les secteurs envasés peu profonds. Ce sont dans ces secteurs que la conservation des archives sédimentaires est privilégiée et peut permettre de retracer l'évolution des dépôts sédimentaires au cours des derniers millénaires. Ainsi l'objectif de ce sous-chapitre est de (1) caractériser l'évolution des dépôts sédimentaires tout au long du dernier millénaire afin de (2) comprendre la mise en place de la dynamique sédimentaire actuelle. Les résultats ci-après se basent à la fois sur l'évolution des taux de sédimentation (carottes longues et d'interface) mais également sur une étude morphologique comparant des MNT d'âges différents.

V.2.1 Estimation des taux de sédimentation dans les parties envasées de la rade de Brest

Le taux de sédimentation précise l'épaisseur sédimentaire sur une période considérée. Il permet de retracer l'évolution des dépôts et donc d'émettre des hypothèses quant à l'évolution des agents hydrodynamiques en relation avec les sources sédimentaires (charge particulaire disponible). Dans le cadre de ces travaux de recherche, des analyses $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$, ont été menées dans le but de caractériser les taux de sédimentation à l'échelle séculaire. Actant comme références et corrélés avec des dates ^{14}C , ces taux nous permettront de retracer l'évolution des dépôts sédimentaires dans le prisme de haut niveau marin.

A. Taux de sédimentation des secteurs envasés de la rade de Brest à l'échelle séculaire

Les mesures du taux de sédimentation ont été effectuées à partir de la méthode du $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$ (cf. chapitre III) sur les carottes d'interface des secteurs peu profonds envasés de la rade de Brest. L'ensemble des carottes analysées sont situées à des profondeurs comprises entre -1,3 et -6,3 m. Le profil de décroissance du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (en excès), permettant d'obtenir le taux de sédimentation, est combiné avec la concentration en ^{137}Cs pour le recalcr en âge. Le profil de ^{137}Cs , étant un isotope radioactif artificiel il est essentiellement produit lors des essais (1963) ou accidents nucléaires atmosphériques (Tchernobyl, 1987). Les pics de césium, aisément décelables, permettent d'obtenir un recalage en âge valide du profil de décroissance du plomb (Figure 111). La régularité des profils de décroissance du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ et le calage en ^{137}Cs permet de s'affranchir de problèmes de remaniements de dépôts. Les profils de décroissance du plomb dans deux carottes distinctes localisées en baie de Roscanvel (SRQ1_I03b) et dans l'estuaire de la rivière de Daoulas (SRQ1_I09b) (Figure 112) ne présentent pas de variations significatives. Néanmoins, la profondeur de pénétration maximale du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ révèle des taux de sédimentation très différents entre chacune des baies et anses de la rade de

Brest. Par exemple (Figure 111, la carotte SRQ1_I03b à un taux de sédimentation de l'ordre de 0.12 cm/an et celui de la carotte SRQ1_09 de 0.5 cm/an.

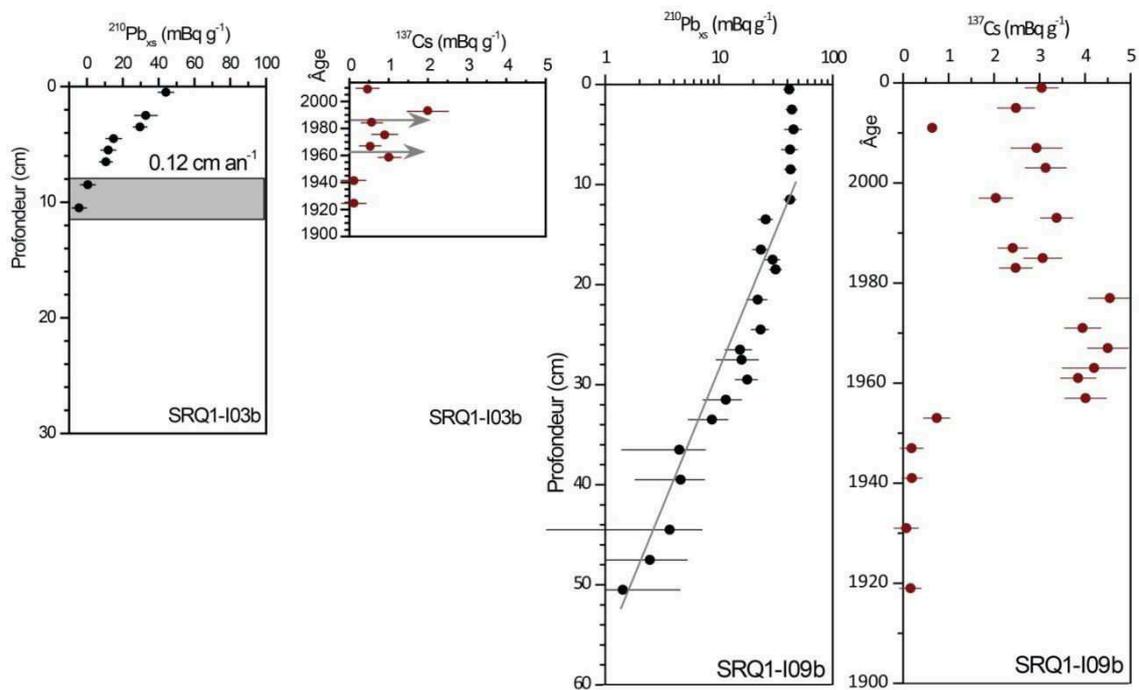


Figure 111: Exemple de profils de décroissance du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ exprimé en fonction de la profondeur de la carotte, correspondant au taux de sédimentation, couplé avec la concentration du ^{137}Cs dans les sédiments permettant de recalibrer en âge le profil du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$.

Au total, 8 carottes d'interface ont été analysées par la méthode du plomb au cours de ces travaux. A celles-ci s'ajoutent des mesures effectuées dans l'estuaire de l'Elorn (communication personnelle Sabine Schmidt) et dans le marais de Traon (communication personnelle Pierre Stephan). Les taux de sédimentation étant différents selon les secteurs de la rade, au minimum une mesure (ou plus) a été réalisée dans chaque secteur envasé (Figure 112). Seul l'estuaire interne de l'Aulne et l'anse de l'Auberlac'h n'ont pu être analysés en raison de la trop forte concentration en débris carbonatés dans les carottes (les mesures de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ s'effectuent sur les particules fines).

Les plus forts taux de sédimentation s'observent dans les secteurs amont, ils sont compris entre 0.4 cm/an (Elorn) et 0.5 cm/an (Daoulas). A l'inverse les taux les plus faibles sont localisés dans les baies les plus externes aux systèmes estuariens ; dans l'anse du Fret (0.09 cm/an) et la baie de Roscanvel (0.12 cm/an). Le très faible taux de sédimentation obtenu sur la carotte SRQ1_I04, de l'ordre de 0.01 cm/an s'explique par sa position dans le chenal tidal actuel. Enfin les secteurs envasés, à mi-chemin entre ces deux extrêmes, ont des taux de sédimentation similaires : 0.23 cm/an dans le fond de la baie de Daoulas, 0.2 cm/an en son milieu ainsi que dans l'anse du Poulmic, et 0.17 cm/an aux abords de la zone portuaire. Les taux de sédimentation récents restent donc faibles sur l'ensemble de la rade, comparés à ceux observés dans les estuaires modernes (Berger et Caline, 2000 ; Gouleau et al., 2000 ; Lesueur et al, 2001 ; Deloffre et al., 2007 ; Wei et al., 2007 ; Barnard et al., 2013), et ce malgré les disparités internes/externes.

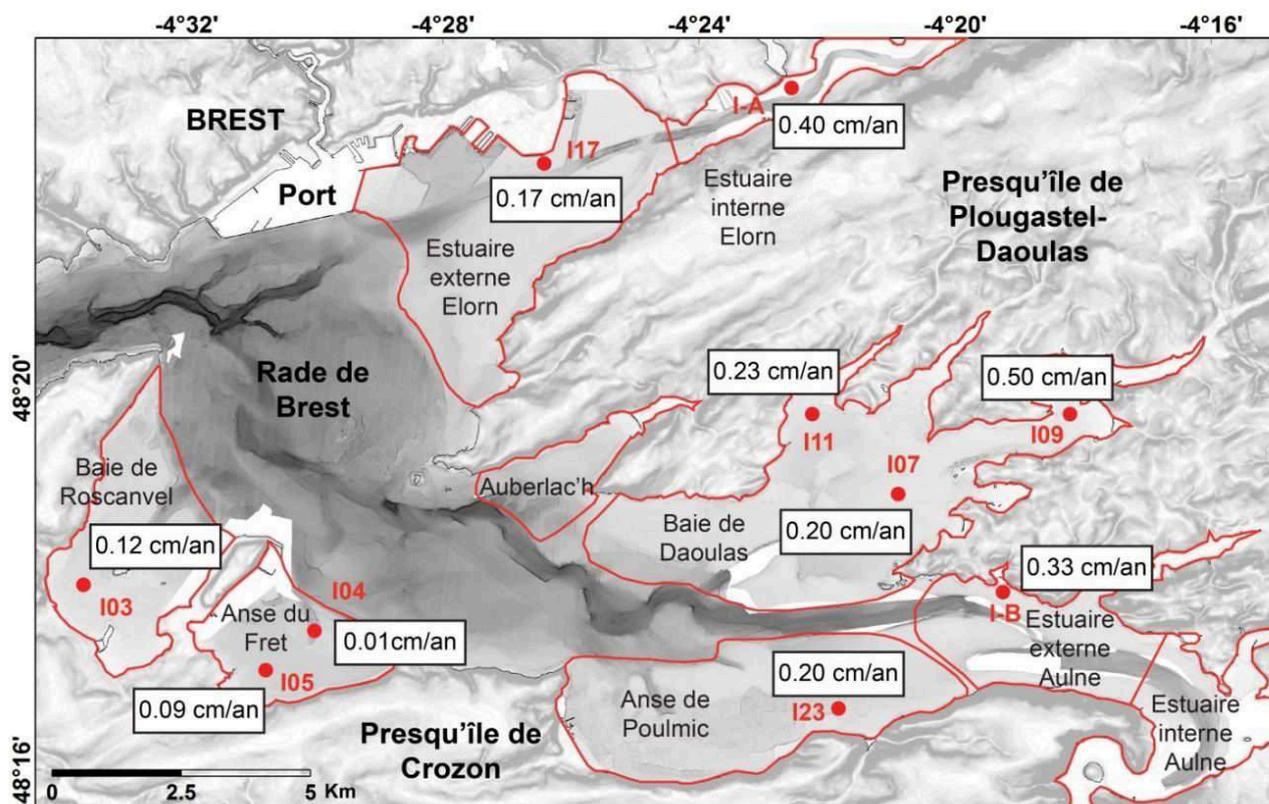


Figure 112: Localisation des carottes d'interface soumises aux analyses aux $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$. Le nom de la carotte est renseigné en rouge et le taux de sédimentation en noir. La rade de Brest est également séparée en différents secteurs nommés selon celui des baies et anses.

L'absence de variations significatives sur les profils de décroissance du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ souligne une stabilité du taux de sédimentation depuis le début des années 1960. Cependant, ceux estimés à partir des carottes longues depuis la stabilisation du niveau marin (cf article, chapitre II.1.2, Figure 110) ont des valeurs bien inférieures (0.06 cm/an contre 0.2 cm/an en moyenne). Pour tenter d'expliquer ces différences, il est nécessaire d'analyser finement les faciès sédimentaires compris à l'intérieur du prisme de haut niveau marin sur la base des carottes longues et d'interface en considérant les phases de dépôts associées.

B. Evolution du taux de sédimentation dans les secteurs envasés de la rade de Brest depuis la stabilisation du niveau marin

La stabilisation du niveau marin se traduit, en stratigraphie sismique, par une surface érosive séparant les dépôts associés à la transgression marine (TST) de ceux déposés en haut niveau marin (HST) (Mitchum et al., 1977 ; Posamentier et al., 1988). En rade de Brest, cette surface (MFS) a été enregistrée dans l'ensemble des carottes longues analysées. Elle se décèle par un contact érosif et un arrêt de sédimentation entre 3000 et 2000 cal. BP. Dans ce sous-chapitre la description des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation concerne uniquement les dépôts du cortège de haut niveau marin dont la mise en place débute il y a 2 000 cal BP.

- Description des carottes d'interface

Les carottes I03 et I04 présentent la même épaisseur (fine : entre 27 et 37 cm) et succession des faciès sédimentaires (Figure 114). Elles sont caractérisées de bas en haut par un sédiment hétérogène (silt et débris coquilliers) sur lequel repose une couche plus épaisse de silt. Cette succession est scellée par une fine couverture de sédiments grossiers (débris coquilliers) en surface (Figure 114).

La surface érosive séparant les dépôts transgressifs de ceux du prisme de haut niveau marin n'a pas été atteinte (longueur trop courte) sur les carottes I07, I17 et I23 (Figure 114). Elles ne représentent donc pas l'ensemble des dépôts dans le secteur d'échantillonnage. Bien que la succession des faciès diffère d'une carotte à l'autre, elles sont néanmoins caractérisées par l'alternance d'un faciès grossier, associé à des niveaux de maërl pluricentimétriques, et d'un faciès silteux mélangé à des débris coquilliers. Contrairement aux carottes I03 et I04 ; I07, I17 et I23 sont situées dans des zones actuellement propices au développement du maërl (hydrodynamique calme et masse d'eau peu turbide) (Figure 114). L'interstratification des colonies de maërl est donc le premier témoin de l'existence de fluctuations importantes des rythmes sédimentaires au cours de cette période.

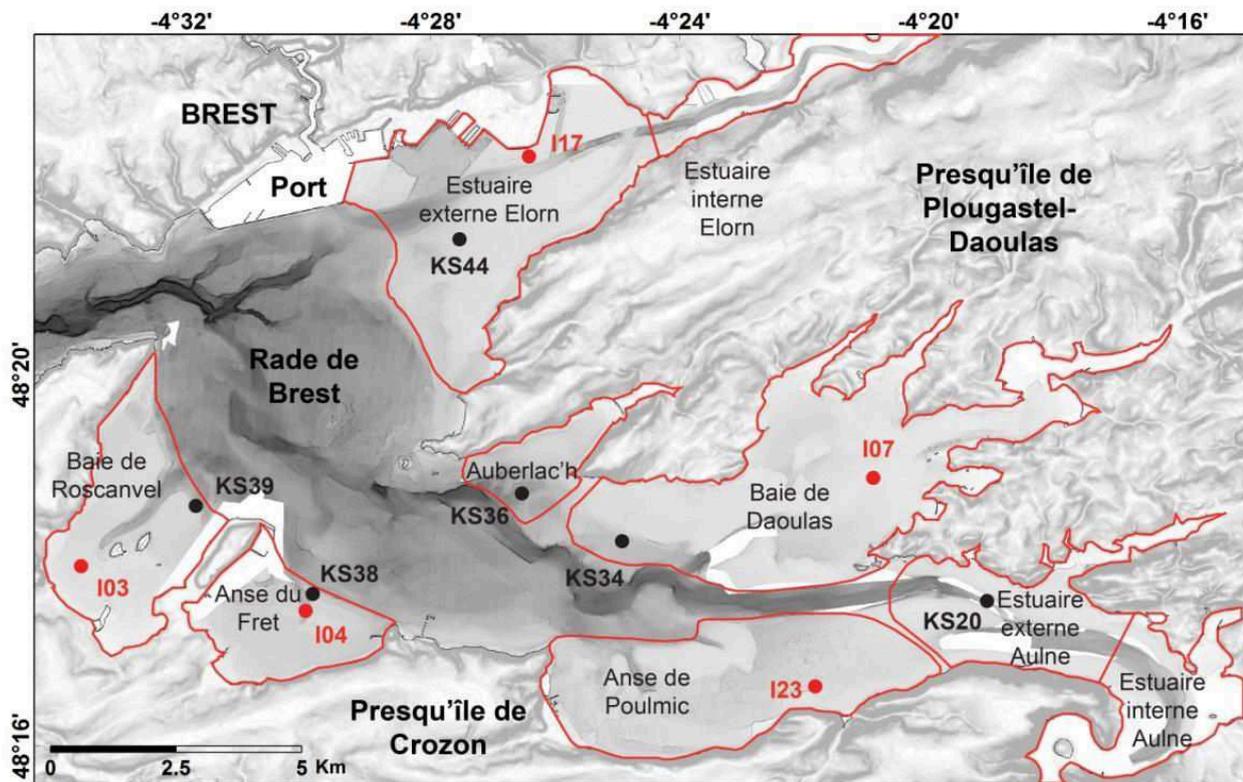


Figure 113: Localisation des carottes analysées dans ce sous-chapitre. Les points rouges représentent les carottes d'interface et les points noirs les carottes longues (Kullenberg).

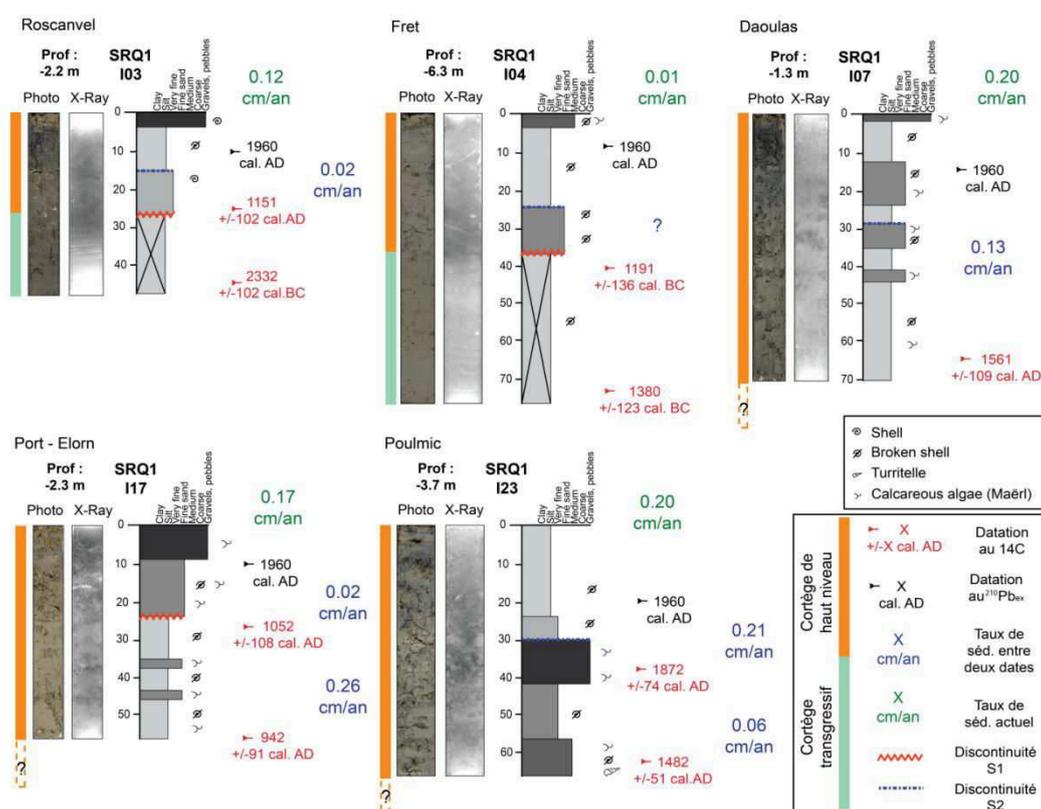


Figure 114: Log descriptif, photographie et image X-ray des carottes d'interface présentant des datations au $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (noir) et ^{14}C (rouge). Les taux de sédimentation actuels sont renseignés en vert, ceux calculés par rapport aux datations en bleu. Le HST sur les carottes SRQ1_I03 et SRQ1_I04 est entièrement échantillonné, la base de la carotte correspondant au TST. Pour le reste la base de la carotte n'a pas atteint la limite MFS, la longueur du HST est inconnue.

- Variation des taux de sédimentation dans les carottes d'interface

Des datations au ^{14}C ont été réalisées afin de compléter les données issues des analyses au $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ remontant uniquement en rade de Brest jusqu'à 1960 cal AD. Ces dates plus anciennes nous ont permis de retracer l'évolution des taux de sédimentation pour la période correspondante aux dépôts de haut niveau marin (Figure 115) (depuis 2 000 cal. BP).

Dans la baie de Roscanvel, le taux de sédimentation passe de 0.02 cm/an entre 102 cal BP. et 1960 cal AD à 0.12 cm/an après 1960 cal AD. Il augmente ainsi de 80% (I03).

Dans la baie de Daoulas, le taux plus élevé passe de 0.13 à 0.20 cm/An après 1960 cal AD. (augmentation de 35%) (I07).

Dans le bassin nord (I17) et l'anse de Poulmic (I23) deux changements de vitesse de sédimentation ont été enregistrés dans les carottes. Dans la carotte proche du port (I17), de bas en haut, un taux d'abord plus élevé a été calculé (0.26 cm/an par rapport au $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) jusqu'à 1052 cal AD. Ce dernier chute de 92 % (0.02 cm/an) entre 1052 et 1960 cal. AD avant d'atteindre la valeur mesurée au $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (0.17 cm/an). A l'inverse, dans la carotte de Poulmic un taux plus faible (- 70 %) a été déduit jusqu'à 1870 cal. AD, ce taux est depuis similaire à celui enregistré par les analyses $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$. (0.20 cm/an)

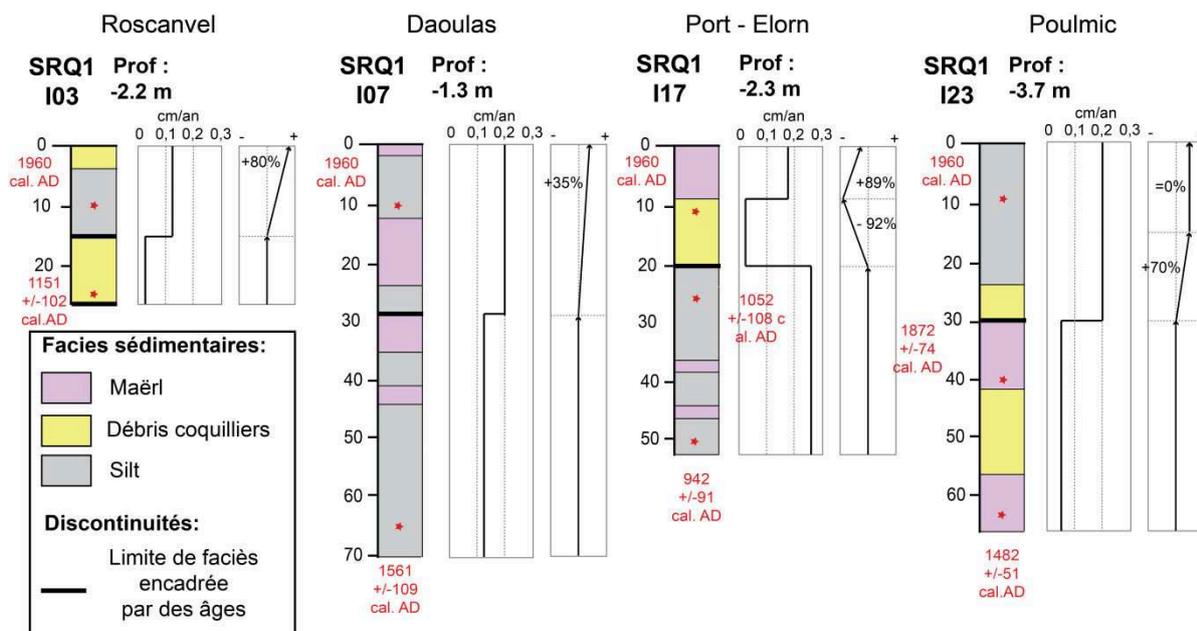


Figure 115 : Log synthétique des faciès sédimentaires des carottes d'interface et taux de sédimentation calculés à partir des datations et comparés à son évolution

Bien que ces résultats montrent une augmentation globale du taux de sédimentation sur la période la plus récente (depuis 1960 cal. AD), souvent des niveaux plus grossiers (coquilliers) (I03) ou de maërl (I07, I17 et I23) s'intercalent entre deux datations ^{14}C . Or, seules les analyses réalisées sur un même faciès sédimentaire (sans niveau grossiers apparents) apparaissent comme un indice de référence sur lequel il est possible d'asseoir la discussion. Les taux de sédimentation, qualifiés de « solides », s'observent donc uniquement dans les carottes I17 et I23 :

- Dans la carotte I17, il se traduit par un taux de sédimentation plus élevé (+ 35 % par rapport au $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) avant 1052 cal. AD, puis par une forte chute entre 1052 et 1960 cal AD (- 92%) et un taux stable depuis 1960 cal. AD (analyses au $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) (Figure 115).
- La carotte I23 se caractérise par un taux de sédimentation plus faible avant 1872 cal AD et similaire depuis. La chute des taux observé dans la carotte I17 et les valeurs basses à la base de la carotte I23 suggèrent l'existence de discontinuités. Elle refléterait des passages érosifs ou d'arrêt de sédimentation (hiatus).

Les changements de taux de sédimentation se corrèlent avec les variations des faciès sédimentaires observés ainsi qu'avec deux surfaces de discontinuités mises en évidence sur les carottes d'interface : S2 (1482 - 1872 cal AD.) et S1 (1052 - 1151 cal. AD). Toutes deux associées à une surface érosive, S1 se caractérise par un contact net de dépôts silteux sur lesquels reposent des sédiments plus grossiers tandis que S2 (plus récente) se définit par un contact net entre une couche de sédiments fins reposant sur des sédiments grossiers (coquilles et/ou maërl). Elles permettent de diviser les dépôts en trois périodes ou sous-unités (appelées « Px »), de la base à la surface :

- P1 : De 50 cal. BC à 1050 cal. AD. Cette période se caractérise par un taux de sédimentation plus élevé qu'à l'actuel (1960 cal. AD) (+ 35%).
- P2 : De 1151 cal. AD à 1482 cal. AD. Cette période se reconnaît dans les carottes décrites par une alternance entre des passages fins (silt) et grossiers (maërl et/ou débris coquilliers) et se caractérise par un taux de sédimentation relativement faible (entre - 35 à 92 % par rapport à l'actuel).
- P3 : De 1872 à 2016 cal. AD. Cette dernière période se traduit par la stabilisation du taux de sédimentation obtenu par les analyses $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ depuis le début de la révolution industrielle.

Les datations ^{14}C supplémentaires sur les carottes analysées au $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ nous ont permis de mieux appréhender les variations de sédimentation depuis la stabilisation du niveau marin. Cependant, ces analyses sont trop peu nombreuses, c'est pourquoi il a été entrepris de réaliser des datations sur les carottes longues afin d'affiner et de vérifier les hypothèses émises après l'observation des carottes d'interface.

- Description des carottes longues

Les carottes longues ont été prélevées en périphérie des secteurs internes (entre 9 et 13 m de profondeur) (Figure 113). Leur interprétation se base exclusivement sur la description des faciès sédimentaires rapportés aux datations ^{14}C (Figure 116).

Sur la bordure de la baie de Roscanvel et celle de l'anse du Fret, les carottes SRQ3-KS39 et KS38, présentent une succession sédimentaire similaire. Elles sont caractérisées par un faciès silteux homogène dans lequel sont intercalés des niveaux plus grossiers composés de débris coquilliers et de brins de maërl. Au total, 6 niveaux plus grossiers ont été décrits sur la carotte KS39, les deux niveaux supérieurs ne présentent pas de maërl. Cette algue disparaît à une profondeur de 35 cm. Dans la carotte KS38, 5 niveaux grossiers sont représentés, le maërl étant absent dans le niveau grossier supérieur (10 cm).

La carotte SRQ3-KS20 est située dans le chenal central de l'Aulne proche de la traverse de l'Hôpital et présente un dépôt de 110 cm d'épaisseur. Elle est constituée en surface d'un sédiment grossier (30 cm) formé exclusivement par des brins de maërl mort reposant sur une épaisse couche de sédiments fins. En-dessous, de 93 cm à la base de la carotte, le faciès sédimentaire est beaucoup plus grossier, il se compose de débris coquilliers mixés à une matrice silteuse.

La carotte SRQ3-KS44, localisée sur le rebord du banc du corbeau, se caractérise en surface par une fine couche de débris coquilliers reposant sur un faciès silteux de 120 cm d'épaisseur, dans lequel s'intercale un niveau grossier composé de débris coquilliers (20 et 40 cm). Aucun brin de maërl n'a été

observé dans la carotte, en revanche de nombreuses turritelles (entières) sont localisées de manière éparses dans le faciès silteux.

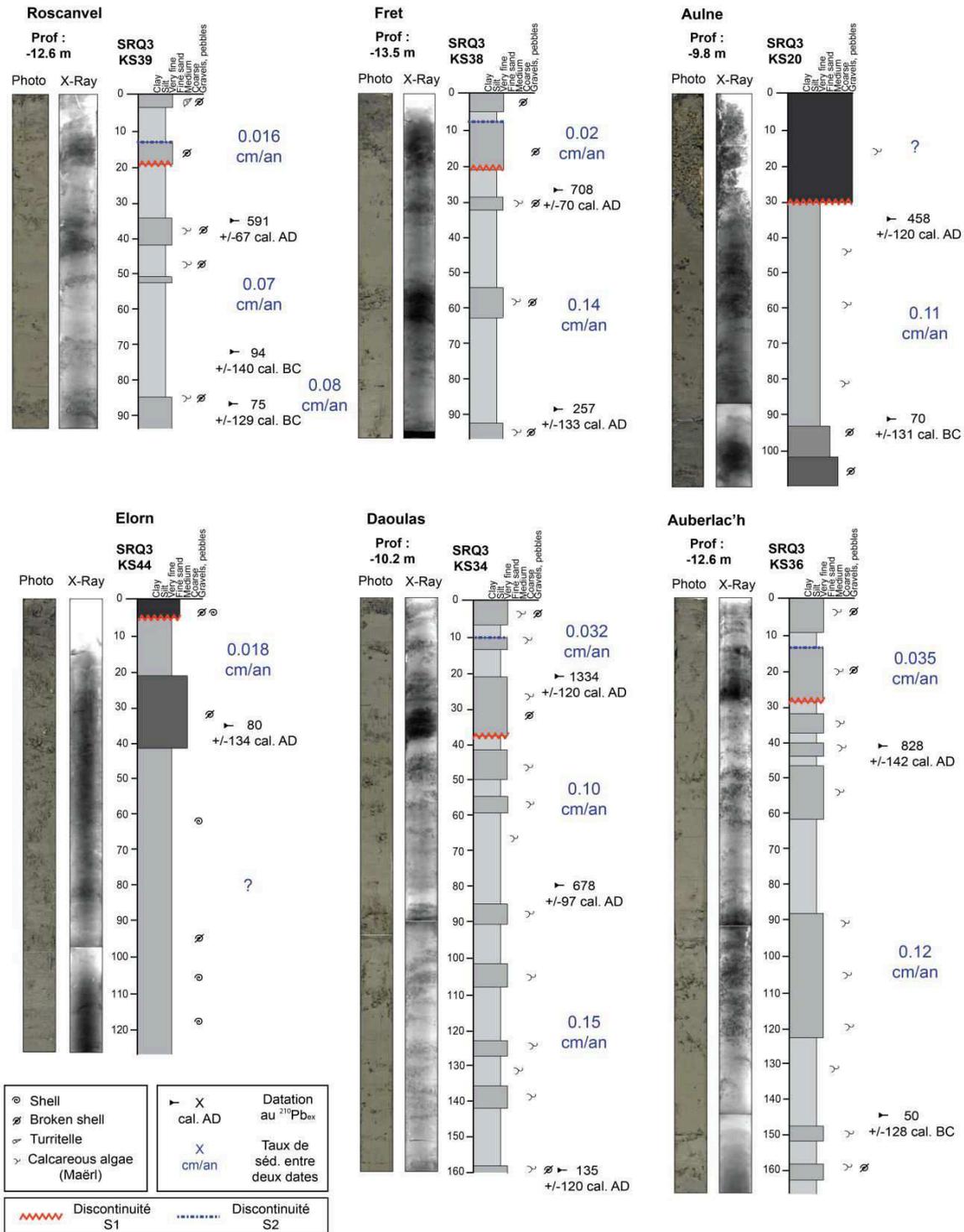


Figure 116 : Log descriptif, photographie et image X-ray des carottes longues présentant des datations au ¹⁴C. Les taux de sédimentation calculés par rapport aux datations sont renseignés en bleu.

Les carottes SRQ3-KS34 et KS36 ont été prélevées sur le versant des secteurs bordiers peu profonds situés entre la baie de Daoulas et de Poulmic. Elles présentent une épaisseur similaire (160

cm) et se caractérisent toutes les deux par une alternance entre des couches silteuses et des niveaux de maërl (10 pour KS34 et 8 pour KS36). Le maërl s'observe de la surface de la carotte jusqu'à la base.

Les bancs de maërl sont donc très abondants dans les secteurs proches de l'estuaire de l'Aulne, situés exclusivement en profondeur dans le secteur externe et absents au débouché de l'estuaire de l'Elorn. L'alternance entre passages silteux et bancs de maërl suggère l'existence de fluctuations susceptibles de faire varier les taux de sédimentation.

- Variation des taux de sédimentation dans les carottes longues

Il est ici encore difficile de s'appuyer sur les taux de sédimentation calculés à partir des datations ^{14}C à cause de la présence de passages grossiers (débris coquilliers et/ou maërl), pouvant impliquer un remaniement et un transport du matériel sédimentaire sur le fond (érosions des dépôts). Néanmoins, la compilation de données de carottages permet d'observer les tendances des taux de sédimentation au cours du développement du cortège de haut niveau marin. (Figure 117)

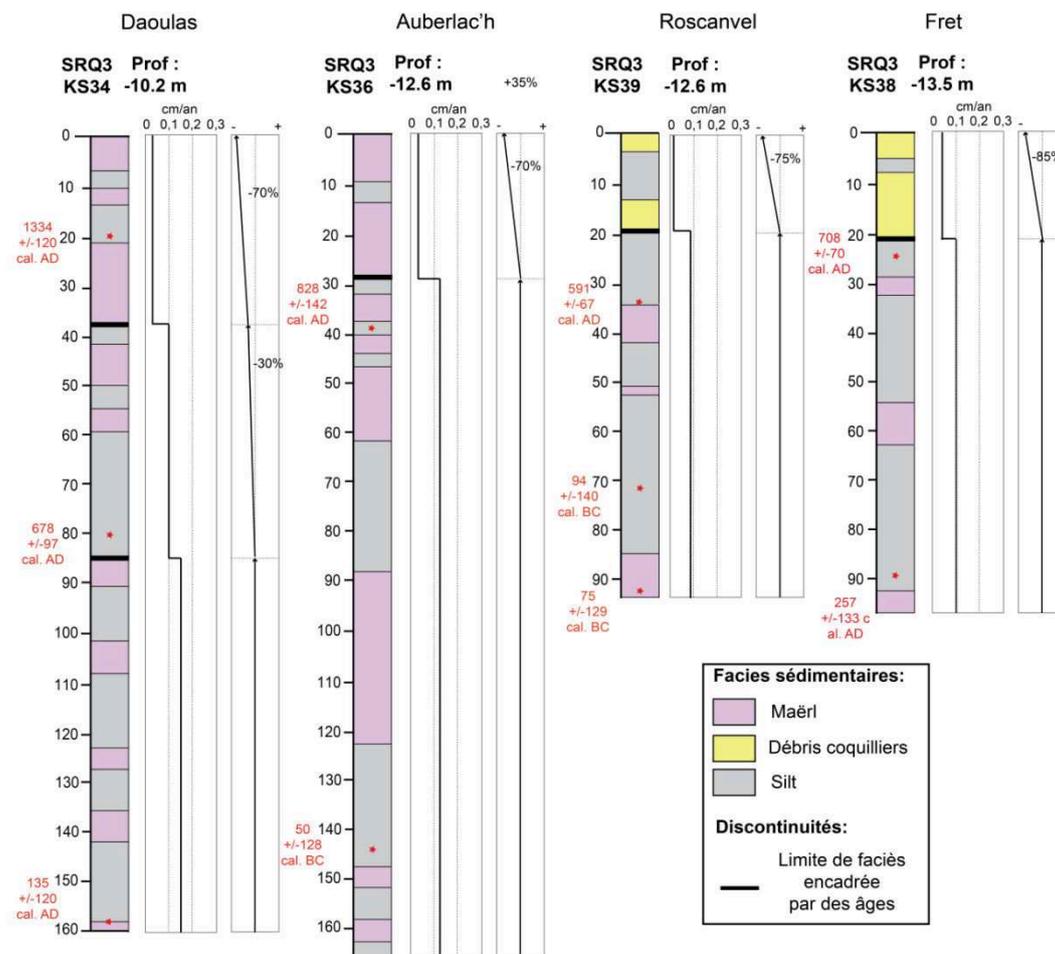


Figure 117 : Log synthétique des faciès sédimentaires des carottes longues et taux de sédimentation calculés à partir des datations et comparés à son évolution

Dans les carottes KS38, KS20, KS34 et KS36, les taux de sédimentation sont compris entre 0.11 et 0.14 cm/an de la base jusqu'à une limite datée entre 1334 à 708 cal. AD (Figure 116). Après cette

limite et jusqu'à l'actuel, les taux de sédimentation calculés sont très faibles, (entre 0.01 et 0.02 cm/an). La diminution enregistrée est de l'ordre de 75 % à 85% pour le secteur externe (Roscanvel et Fret) et de 70 % pour le secteur interne (baie de Daoulas) (Figure 117). La carotte SRQ3-KS44, localisée sur le banc du corbeau est datée à 35 cm à 80 cal. AD. Ceci suggère un ralentissement précoce de la croissance du cortège de haut niveau marin sur le banc du corbeau. La carotte SRQ3-KS20, située dans le chenal, au niveau de la Traverse de l'Hôpital est datée, en-dessous de l'unité grossière de surface soulignant l'arrêt du remplissage du chenal, à 458 cal. AD.

Ainsi, une diminution nette de la vitesse de sédimentation apparaît sur les zones bordières des secteurs peu profonds. Elle se produit entre 1334 et 708 cal. AD et se corrèle donc avec la surface érosive S1 observée dans les carottes d'interface séparant les périodes P1 et P2. Elle a pour conséquence, en plus de la réduction des taux de sédimentation, un changement dans les dépôts sédimentaires des zones externes. Avant cette limite, la succession des faciès est sensiblement la même : sédiments silteux dans lesquels s'intercalent des bancs grossiers de maërl. Après cette limite, les secteurs bordiers de la baie de Roscanvel et du Fret ne sont plus propices au développement du maërl (niveaux grossiers composés de débris coquilliers dans KS39 et KS 38). Le hiatus sédimentaire associé à la discontinuité S2 n'a pas été mis en évidence par manque de datation au toit des carottes longues.

La description des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation a permis de conforter les hypothèses émises à travers l'analyse des carottes d'interface. Il existe donc deux discontinuités érosives (S1 et S2) séparant trois périodes (de la base au sommet P1 à P3).

Afin de comprendre au mieux l'évolution des taux de sédimentation en rade de Brest depuis la stabilisation du niveau marin un bilan, par secteur, des résultats obtenus à partir des carottes d'interface et des carottes longues, est présenté ci-après.

C. Variations latérales et longitudinales des taux de sédimentation par domaine en rade de Brest depuis la stabilisation du niveau marin

Des corrélations entre les carottes d'interface et longues ont été réalisées dans le secteur interne du bassin sud (Aulne) et le secteur central de la rade de Brest (Fret et Roscanvel) (Figure 118 ; Figure 119) dans le but de comprendre la variation latérale et longitudinale des taux de sédimentation.

- Variation latérale dans le secteur interne

Dans le bassin de l'Aulne (Figure 118), la période P1 constitue la majeure partie du cortège de haut niveau des zones bordières. Elle n'a pas été mise en évidence sur les carottes d'interface dont la profondeur d'échantillonnage n'est pas suffisante. La présence de gaz dans la baie de Daoulas empêche la lecture des profils sismiques et donc la perception de l'épaisseur du cortège de haut niveau (cf.

chapitre V.1). L'épaisseur moyenne de ce cortège dans les autres baies (Poulmic, Fret et Roscanvel) étant de 2 mètres, cette valeur a été interpolée à la baie de Daoulas. Ensuite, la profondeur de la discontinuité S1 a été estimée à partir des taux de sédimentation calculés (¹⁴C)(Figure 118).

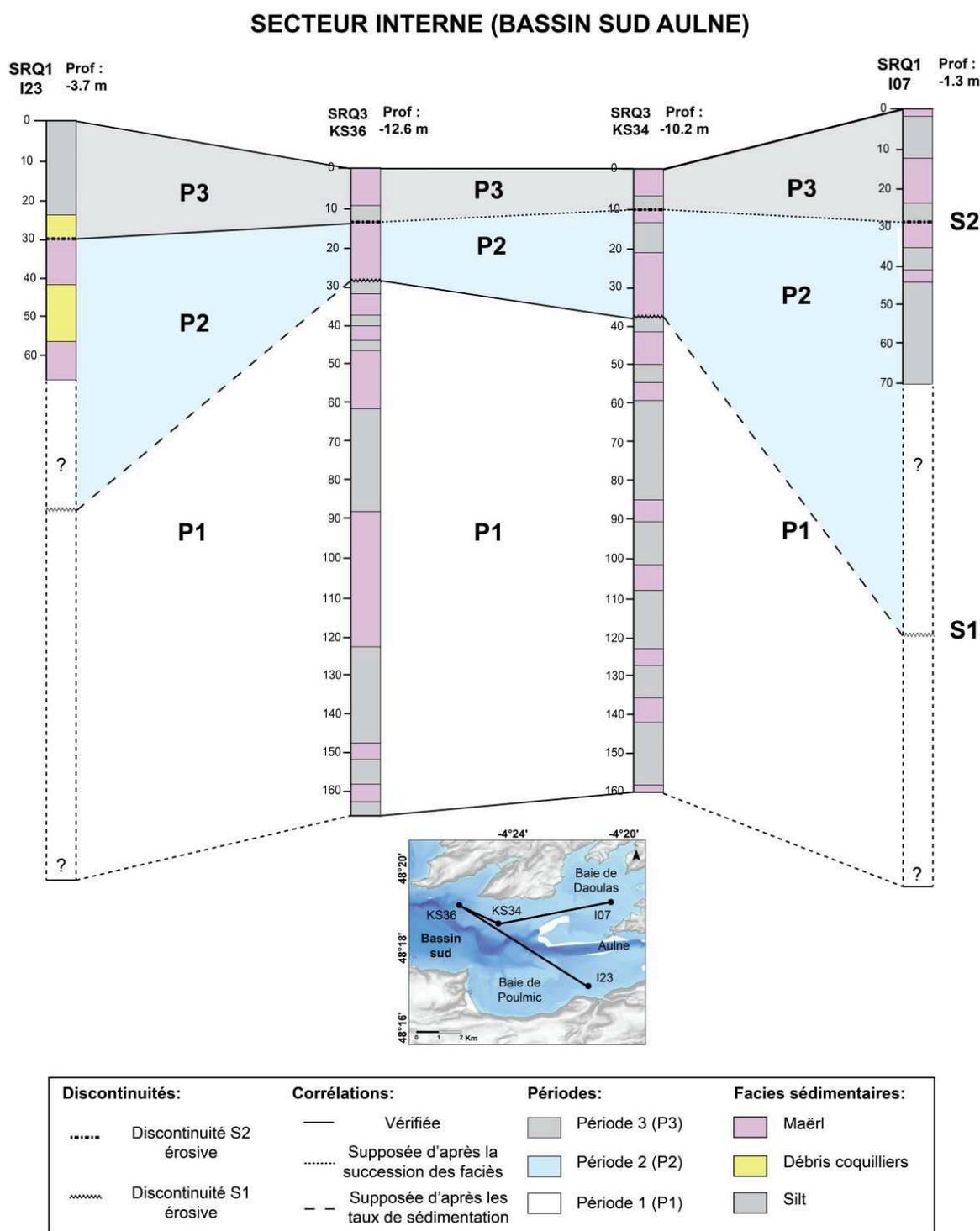


Figure 118: Corrélation des taux de sédimentation des carottes longues et d'interface dans le secteur de l'Aulne.

La sédimentation après la stabilisation du niveau marin (50 cal. BC) est globalement plus intense qu'à l'actuelle. Elle l'est d'autant plus dans les secteurs bordiers que dans les secteurs peu

profonds. L'alternance entre des passages fins (silt) et grossiers (maërl) ne permettent cependant pas de calculer un taux de sédimentation solide pour cette période.

La période P2 limitée à la base par la surface S1 se traduit par une chute du taux de sédimentation. Cette période se caractérise par une inversion de la configuration précédente : les taux de sédimentation sont plus conséquents dans les secteurs peu profonds que sur les secteurs bordiers. Cette discontinuité (S1) marque donc un changement important dans la circulation hydrodynamique dont l'origine peut être éventuellement associée à des changements climatiques.

La discontinuité S2, difficilement décelable dans les secteurs bordiers, marque la transition entre la période P2 et P3. Cette dernière période se caractérise différemment entre les secteurs bordiers et les parties peu profondes. Dans les parties peu profondes elle s'exprime par une ré-augmentation des taux de sédimentation et un taux de sédimentation similaire à la période P2 sur les secteurs bordiers. La discontinuité S2 est interprétée jusqu'à présent comme la limite de mise en place des conditions de sédimentation actuelles.

- Variation latérale dans le secteur externe

La période P1 n'est identifiable que dans les secteurs bordiers. A l'image du bassin interne (Aulne), la sédimentation est plus intense qu'à l'actuel (Figure 119) et se caractérise par une alternance de passages fins (silt) et grossiers (maërl). L'absence de dépôts dans les secteurs peu profonds est interprétée comme une érosion des dépôts antérieurs.

La discontinuité S1 est donc confondue avec la MFS (stabilisation du niveau marin) dans les secteurs peu profonds. Cette surface (S1) extrêmement érosive souligne une chute de la sédimentation dans les secteurs bordiers (70 %).

La période P2 se traduit par l'inhibition de l'installation des bancs de maërl et témoigne de la mise en place d'une dynamique tidale plus intense. Cette dernière empêche la préservation et/ou le dépôt des sédiments plus fins. P2 reflète donc un changement d'environnement de dépôt.

La période P3 s'exprime à l'image du bassin interne par une augmentation des taux de sédimentation dans les secteurs peu profonds. Néanmoins, dans le bassin externe, la sédimentation, après S2, semble avoir reprise également sur les secteurs bordiers (avec un taux toujours inférieur aux secteurs peu profonds). Les faciès sédimentaires sont caractérisés au top et sur l'ensemble du secteur par une fine couverture de débris coquilliers.

SECTEUR EXTERNE

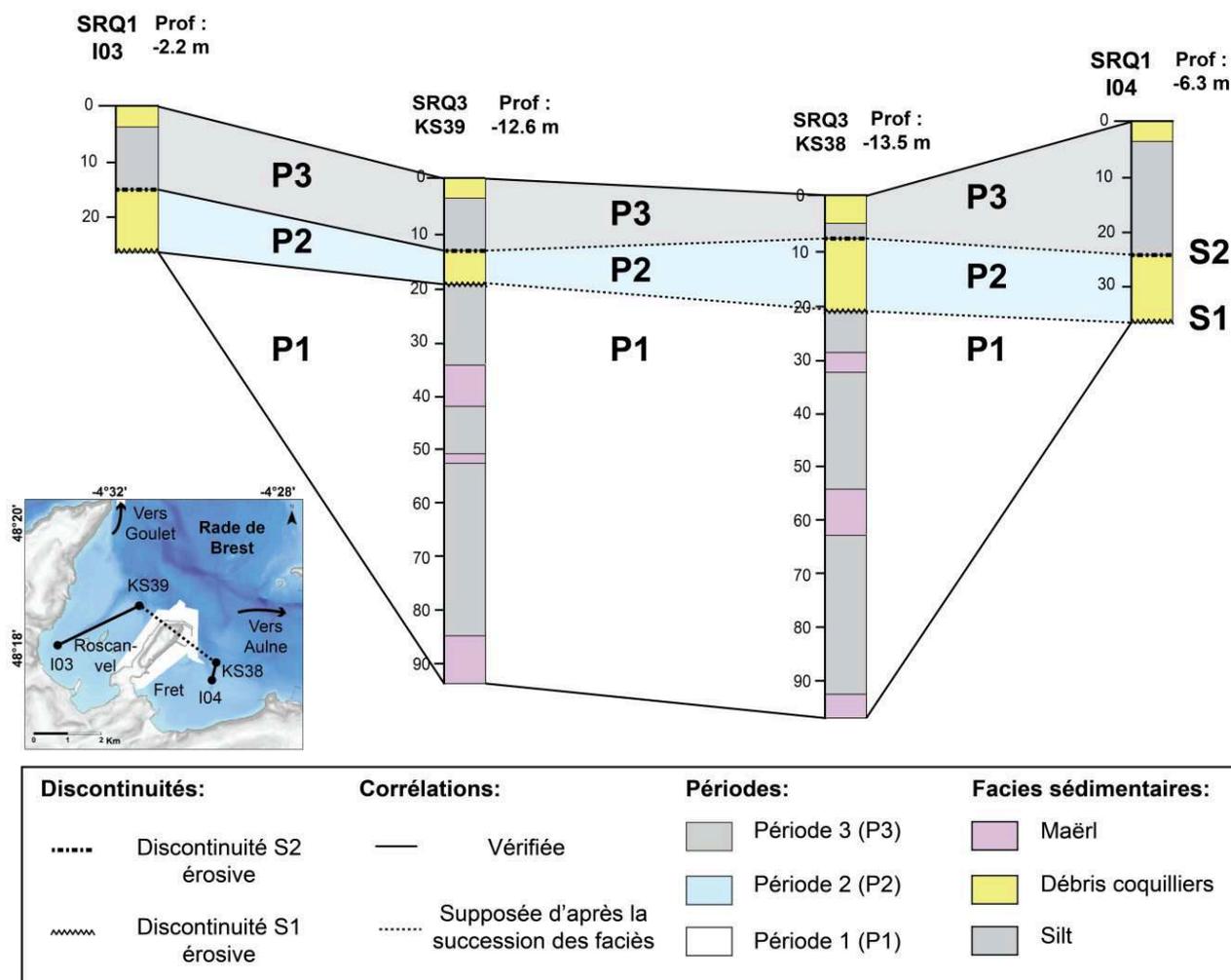


Figure 119: Corrélation des taux de sédimentation des carottes longues et d'interface dans le secteur externe (centre rade de Brest)

Globalement, les analyses des taux de sédimentation se corrént entre les carottes longues et d'interfaces. La succession des faciès sédimentaires confortent l'existence de deux discontinuités significatives :

- **S1** : Datée entre 1052 et 1152 cal. AD, cette discontinuité a été observée sur les versants des secteurs peu profonds et à leurs sommets. Elle se caractérise par une érosion des sédiments fins silteux recouvert d'une couche de sédiments grossiers. Elle se traduit donc comme une surface érosive.
- **S2** : Datée entre 1482 et 1850 cal. AD, cette limite, apparait exclusivement dans les secteurs peu profonds (carotte d'interface). Elle se matérialise par un recouvrement d'une couche de sédiment grossier par des sédiments fins (silt). Elle est également interprétée comme une surface érosive.

Ces deux discontinuités délimitent trois périodes de la base vers la surface :

- **P1 : De 50 cal. BC à 1052 cal. AD.** Cette période constitue la plus grosse partie des dépôts sédimentaires dans les carottes longues. Elle se caractérise par un taux de sédimentation plus élevé qu'à l'actuel (1960 cal. AD) de 35% dans les secteurs peu profonds et de 70% dans les secteurs bordiers plus profonds.
- **P2 : De 1152 cal. AD à 1482 cal. AD.** Les faciès sédimentaires de cette période se reconnaissent dans les secteurs peu profonds par une alternance entre des passages fins (silt) et grossiers (maërl et/ou débris coquilliers) et dans les carottes longues par un passage grossier (coquillier ou maërl). Exclusivement bien délimitée dans les secteurs peu profonds, elle se caractérise par un taux de sédimentation relativement faible (entre - 35 à 88 % par rapport à l'actuel).
- **P3 : De 1872 à 2016 cal. AD.** Cette dernière période a été mise en évidence dans les carottes d'interface, elle se traduit par une stabilisation du taux de sédimentation depuis le début de la révolution industrielle.

Ce schéma n'est pas reproductible sur les carottes localisées dans les chenaux ou sur ses flancs. L'arrêt de sédimentation y est daté à 458 cal. AD pour le chenal de l'Aulne et 80 cal. AD pour celui de l'Elorn. Cette interruption précoce est interprétée comme une mise en place rapide, après la stabilisation du niveau marin, de la dynamique tidale dans les secteurs chenalisés.

Concernant la variation longitudinale, la différenciation des taux de sédimentation entre les secteurs externes et internes s'enregistre à partir de la période P2.

V.2.2 Caractérisation des évolutions morphologiques

Des différentiels de modèles numériques de terrain (MNT), correspondant à des âges différents ont été réalisés dans le but de caractériser les évolutions morphologiques de la rade au cours du dernier siècle. Trois périodes ont permis de retracer ces évolutions : 1877-1897, 1959-1964 et 2013 (cf. Chapitre III). Les incertitudes liées au positionnement des levés bathymétriques (horizontal) et aux corrections du zéro hydrographique (vertical) ont permis d'estimer une erreur de +/-1 m. Ce sous-chapitre a pour objectif de cibler les secteurs en évolution depuis la fin du XIX^{ème} siècle par le biais d'une analyse des MNT différentiels pour chaque domaine de la zone d'étude.

A. Le domaine externe

Depuis la fin du XIX^{ème} siècle, la plaine sableuse comprise au nord du chenal externe et s'étendant jusqu'à la baie de Bertheaume est en érosion (2 à 4 m) (*Figure 120*). Les changements morphologiques de la plaine sud (entre chenal central et baie de Camaret) concernent exclusivement la zone littorale (érosion). Les plus fortes évolutions sont confinées dans le chenal central. A la sortie du goulet, son versant nord est en très forte érosion (entre 3 à 10 m), le flanc sud, à l'inverse, est en

engraissement (2 à 8 m). La zone élargie du chenal au niveau des champs de dunes est également en engraissement (3 à 5 m).

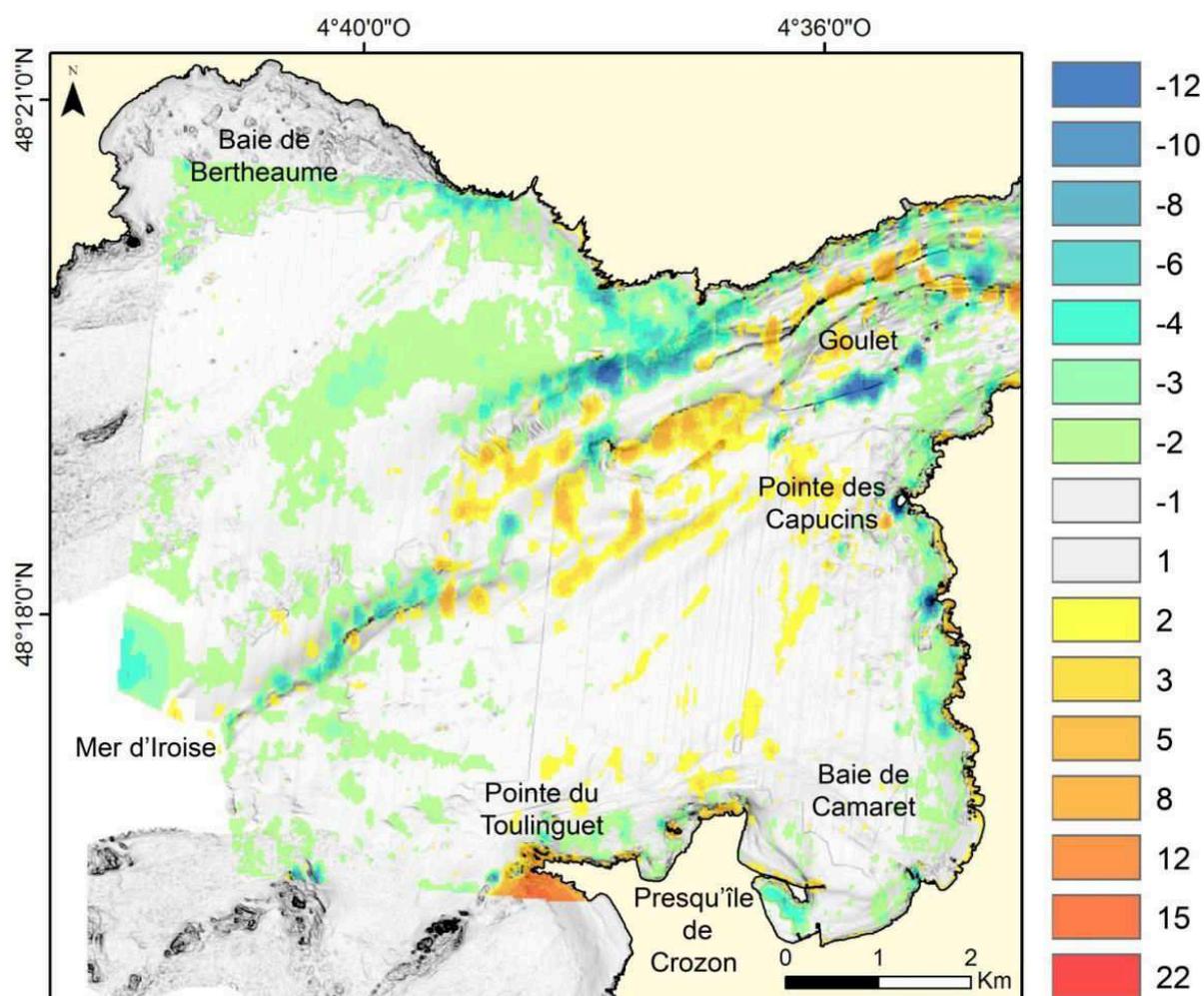


Figure 120: MNT différentiel entre 1877 et 2013 dans le domaine externe superposé à la morphologie actuelle

Au total, 35 % du domaine extérieur est soumis à une évolution morphologique au cours du dernier siècle dont 26 % en érosion et 9 % en engraissement. Ainsi, un volume sédimentaire de l'ordre $27 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ est érodé et $8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ déposé.

B. Le domaine intermédiaire

A l'image du domaine externe, les plus importantes évolutions s'observent dans le goulet au niveau du chenal central (Figure 121). Les versants nord et sud sont en engraissement tandis que le fond est en érosion. Ce phénomène se répète jusque dans la zone centrale de la rade de Brest où les plus fortes variations sont néanmoins situées dans la zone portuaire et au niveau de la pointe des Espagnols. Les aménagements du port de commerce de Brest ont été effectués au cours du XX^{ème} siècle.

Un large chenal, creusé lors des aménagements portuaires et rejoignant celui de l'Elorn apparaît comme une anomalie érosive (12 m). A l'opposée, la zone de plus faible profondeur reliant la

pointe des Espagnols à la baie de Roscanvel a subi un fort colmatage (5 à 15 m). Il est difficile d'assimiler cette évolution à un phénomène naturel, d'autant plus que les secteurs proches (baie de Roscanvel) n'enregistrent pas de modification du trait de côte. Le dépôt au large de la pointe des Espagnols, place forte au cours des deux guerres mondiales, est donc probablement lié à une action anthropique. Enfin l'évolution morphologique dans le reste du domaine intermédiaire se caractérise dans le secteur occidental par un engraissement (2 à 5 m), et dans le secteur oriental par une stabilité. Le chenal central est en érosion (2 à 3 m) excepté au niveau du banc tidal de la Cormorandière au large de la pointe des Espagnols dont la surface montre un engraissement (2 m).

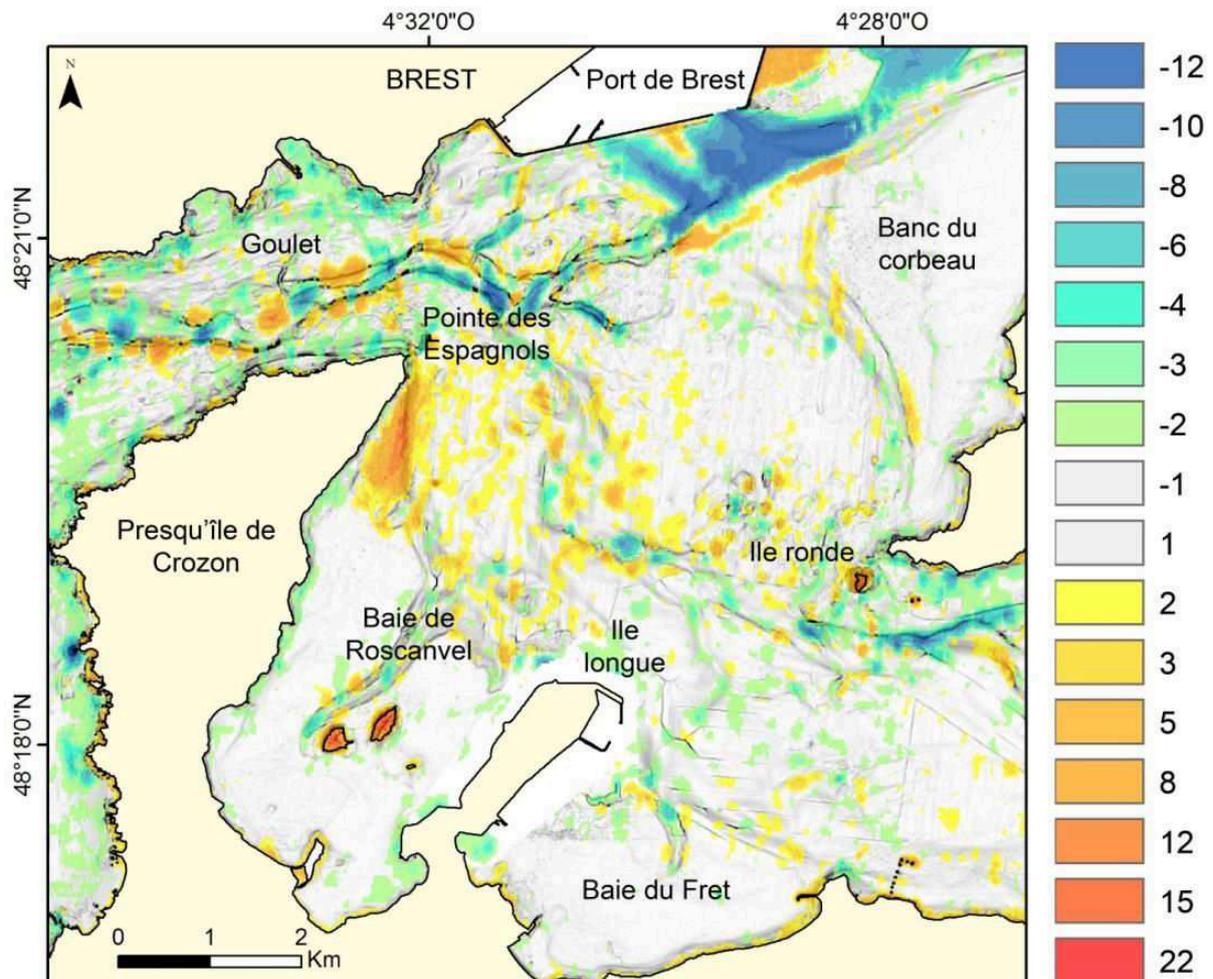


Figure 121: MNT différentiel entre 1877 et 2013 dans le domaine intermédiaire superposé à la morphologie actuelle

Au total, 43% de la surface de domaine intermédiaire est en évolution depuis le XX^{ème} siècle, dont 25% en érosion ($34 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) et 18% en engraissement ($15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). Ce bilan déficitaire correspond à une perte volumique de l'ordre de $19 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Afin d'apprécier les effets considérés d'origine anthropiques et d'observer et quantifier essentiellement les phénomènes « naturels », un bilan, supprimant les secteurs soumis à ces variations (Cormorandière et port de commerce), a été effectué. Le déficit érosif est alors réduit à $8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ($22 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ en érosion et $15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ en déposition), soit plus de la moitié par rapport à celui calculé précédemment.

C. Le domaine interne

Les évolutions remarquables dans les domaines internes concernent le chenal central (Figure 122). Dans l'estuaire de l'Aulne, le versant nord du chenal subit une forte érosion (entre 2 à 10 m) tandis que le versant sud est en engraissement (2 à 5 m). La plus forte érosion est localisée à proximité de l'île ronde sur le fond du chenal central (4 à 10 m). Les secteurs peu profonds de la rade présentent peu de modifications. Seuls les versants et les fonds des baies subissent de légers engraissements (baie de Poulmic et Daoulas) ou érosions (Auberlach'h). Les taux de sédimentation, enregistrés dans les différentes baies et anses, décrites dans le sous-chapitre précédent, suggéraient une évolution de 0.2 cm/an (soit 20 cm en 100 ans). Ces taux sont donc indétectables à partir de la méthode des MNT différentiels dont la barre d'erreur est fixée à un mètre.

Dans l'estuaire de l'Elorn de profondes évolutions ont eu lieu au niveau du port de commerce et de l'anse du Moulin Blanc. Des souilles, parfois profondes de plus de 12 mètres, ont été créées lors des modifications portuaires au cours du XIX^{ème} siècle.

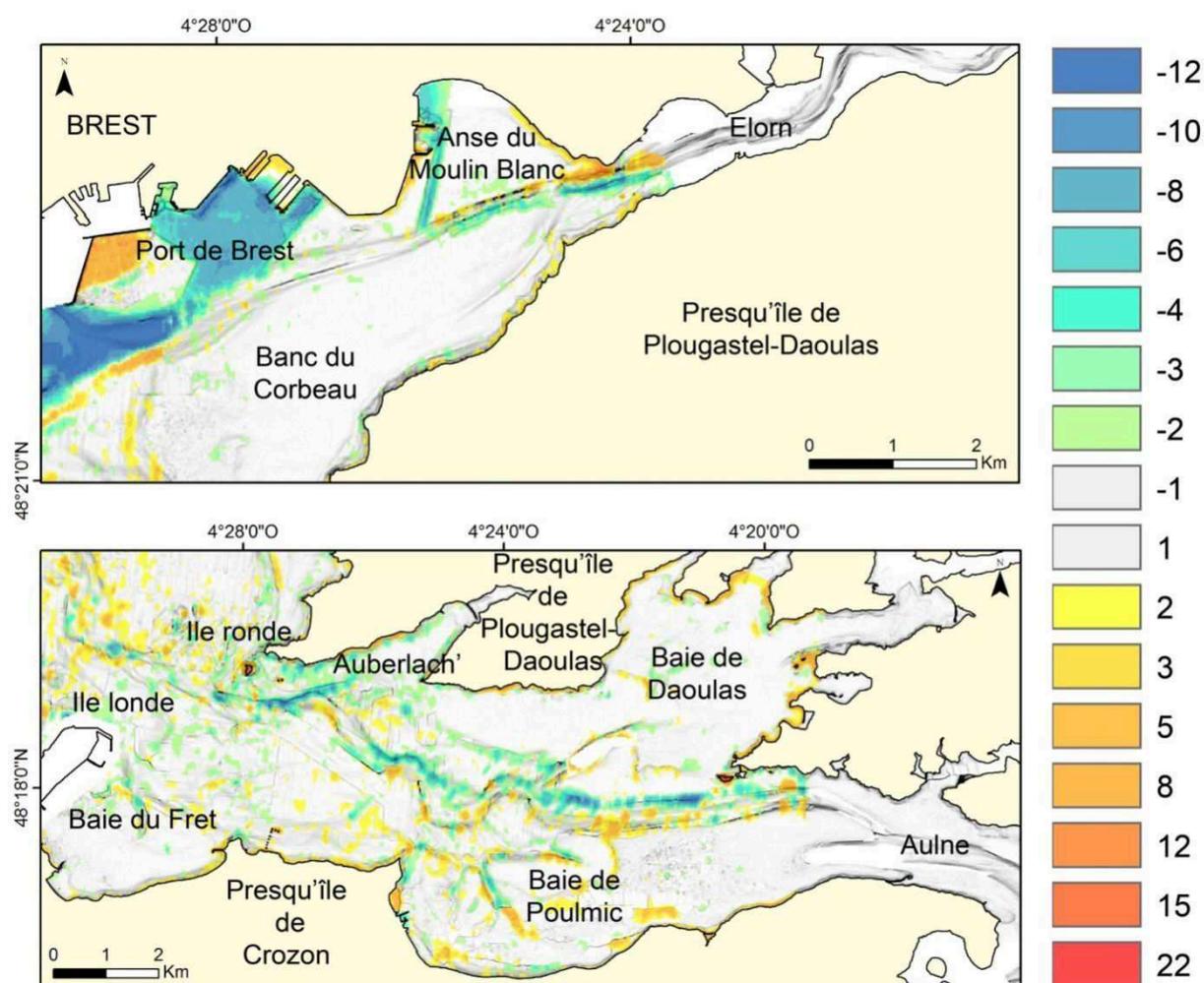


Figure 122: MNT différentiel entre 1877 et 2013 dans le domaine interne (estuaire de l'Aulne et l'Elorn) superposé à la morphologie actuelle

Au total, 30% du domaine intermédiaire a subi des évolutions au cours du dernier siècle : 17% d'érosion et 13% de dépôts. Il apparaît que $44 \cdot 10^6$ m³ de sédiments ont été érodés et $28 \cdot 10^6$ m³ déposés, soit un déficit érosif de $16 \cdot 10^6$ m³. Comme souligné auparavant, beaucoup des modifications enregistrées sont attribuées aux modifications anthropiques. Comme pour de nombreux estuaires soumis à un fort impact humain (Pye et Blott, 2014 ; Lesourd et al., 2016 ; Durand et al., 2016) il est difficile de contraindre les mutations « naturelles » dans ce secteur. Cependant, afin de quantifier les évolutions strictement naturelles, ces secteurs ont été soustraits. Il apparaît alors que le bilan « naturel » est de $25 \cdot 10^6$ m³ d'érosion et de $21 \cdot 10^6$ m³ de dépôts, soit un déficit de $4 \cdot 10^6$ m³ (4 fois moins important).

D. La zone portuaire

Les MNT différentiels effectués dans cette zone permettent de contraindre les volumes de sédiments fins érodés au cours du XX^{ème} siècle. La bathymétrie du port de Brest n'ayant pas pu être relevée à l'actuel, les évolutions sont estimées à partir de deux périodes distinctes : 1877 et 1959. Bien que le polder ne soit pas encore construit, c'est entre ces deux dates que les réaménagements de la rade abri ont été les plus importants (cf. chapitre II.3.3) (Le Gallo et al., 1992). Concernant la zone du polder, la différence entre le MNT de 1877 et le MNT actuel permet de souligner les évolutions dans l'anse du Moulin Blanc.

En 1877, seul le trait de côte à l'est de l'embouchure de la Penfeld a été modifiée pour accueillir quelques bassins (Le Gallo et al., 1992). A cette époque, la morphologie de l'embouchure de l'Elorn n'a que très peu été remaniée. Le haut-fond nord, s'étendait plus à l'Ouest. Le chenal de l'Elorn formait un troisième méandre plus au nord longeant l'actuelle ville de Brest. En 1959, la morphologie du secteur rade abri a été fortement modifiée en raison de la construction des digues protectrices et de l'arsenal militaire (cf. chapitre II 3.3). Le tracé du méandre de l'Elorn a été modifié afin de servir d'accès à la rade abri, le haut-fond a été déblayé et repoussé en amont. Une partie du secteur ouest a été draguée pour permettre l'accès à l'entrée est de la rade abri. Bien que nous manquions de relevés bathymétriques en 2013, les cartes maritimes (annexe) ne montrent pas d'évolution depuis dans ce secteur.

Entre 1959 et 2013, les évolutions concernent d'avantage le secteur est. La construction du polder, dans les années 1970, a largement modifié le trait de côte (Figure 123). Pour l'accès au polder une grande partie du haut-fond a été dragué, les sédiments remaniés ont servi par la suite, à colmater le polder (e.g. Fichaut et al., 1984). Dans l'anse du Moulin Blanc, la construction du port de plaisance a nécessité le creusement d'une voie de navigation. Ces modifications ont généré un remaniement d'importants volumes sédimentaires possiblement remis en suspension. Bien qu'entre 1959 et 2013 l'essentiel des sédiments ont servis au colmatage du polder entre 1877 et 1959 la zone de stockage, s'il y en a une, n'a pas été déterminée. Ainsi, un volume conséquent de sédiments est donc susceptible

d'avoir été remis en circulation dans la rade interne et redistribué au profit des secteurs de plus faible intensité.

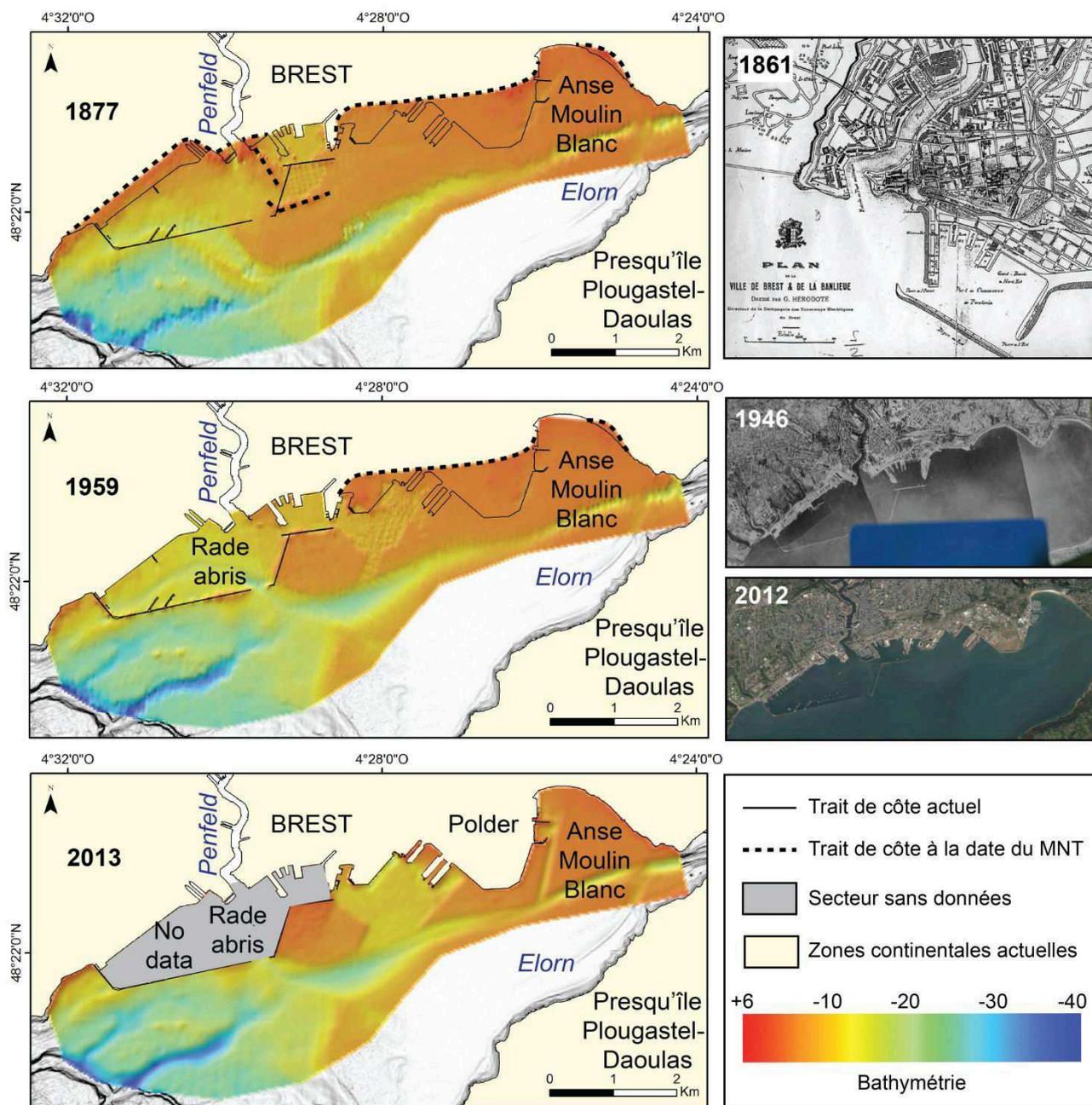


Figure 123: MNT de la zone portuaire de la rade de Brest en 1877, 1959 et 2013. Plan du port de Brest en 1861 et photos aériennes du port de Brest en 1946 et 2012.

Les MNT différentiels (Figure 124) vont permettre de quantifier les volumes de sédiments remaniés lors des modifications portuaires. Les transformations établies entre 1877 et 1959 sont localisées dans la rade abri. D'importantes surfaces ont été creusées à l'entrée du port et sur le chenal de l'Elorn (-12 m) ainsi que proche de l'embouchure de la Penfeld. Le comblement du premier méandre plus au sud (+12 m), sous les actuelles digues, est perceptible ainsi que le creusement du chenal actuel (-8 m). Plus à l'est, le dégagement de la seconde entrée du secteur abrité a nécessité un

approfondissement du haut-fond de 6 à 8 m. Enfin une zone de dépôt (+8 m) sert au maintien de la digue sud. Ce sont donc $57 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de sédiments remaniés et $10 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ déposés, soit une excavation totale $47 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de sédiments.

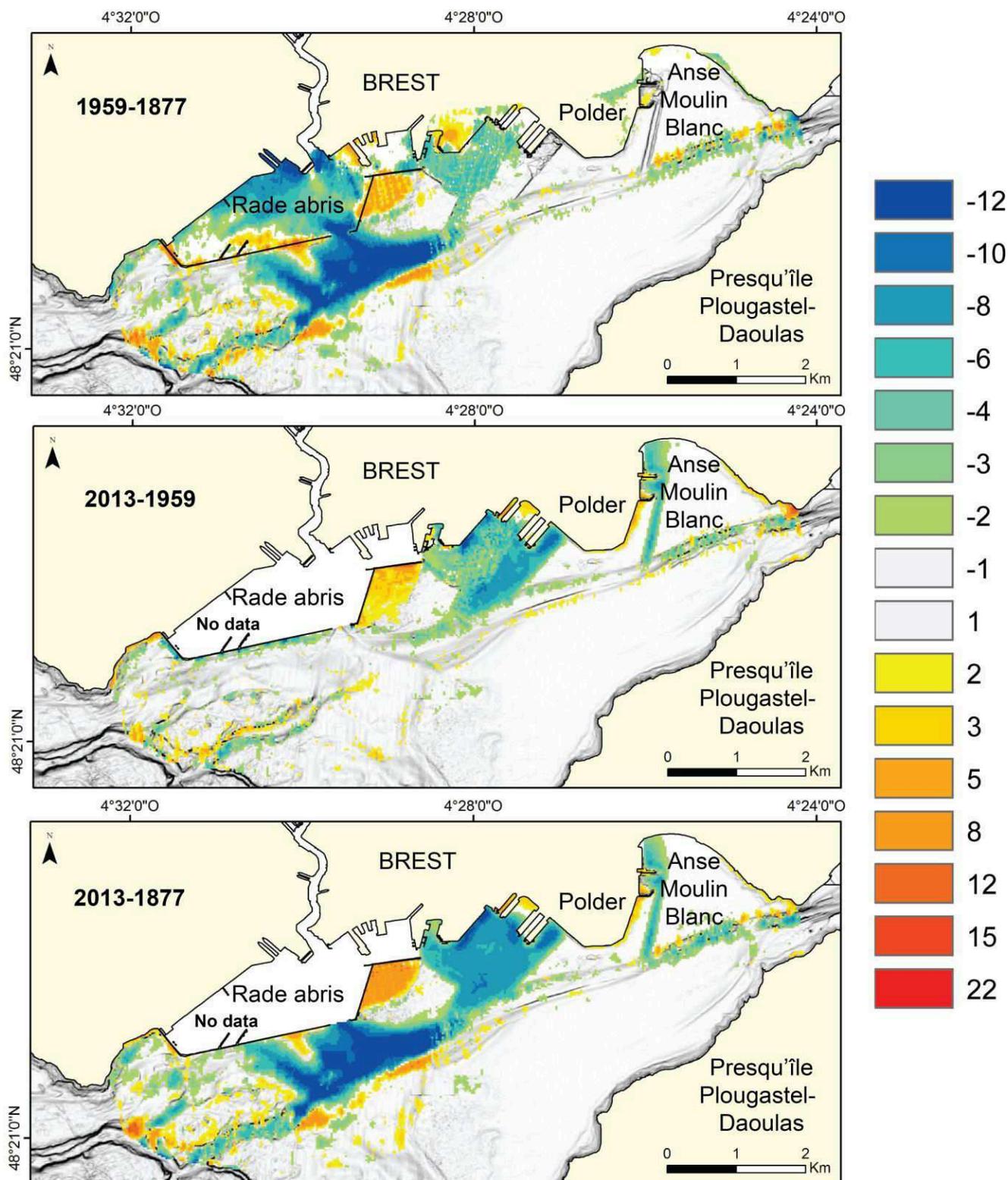


Figure 124: MNT différentiels de la zone portuaire de la rade de Brest, selon trois dates différentes : 1959-1877, 2013-1959 et 2013-1877.

Entre 1959 et 2013, l'absence de relevés dans la rade abri ne permet pas de caractériser les évolutions de ce secteur néanmoins peu nombreuses d'après la morphologie des cartes bathymétriques. Le MNT différentiel montre de nombreux changements dans le secteur oriental. Le creusement des chenaux de navigation entre la rade abri et le polder ont induit une excavation de 6 à 12 m. Le remblai, mis en place auparavant pour le maintien des digues, montre une augmentation de 2 m. Ces aménagements ont suscité une excavation de $12 \cdot 10^6$ m³ de sédiments et $8 \cdot 10^6$ m³ de dépôts, soit au total $4 \cdot 10^6$ m³ de sédiments évacués.

Secteur	Erosion (m3)	Déposition (m3)	Total (m3/100 an)	Total (m3/an)
Externe	$27 \cdot 10^6$	$8 \cdot 10^6$	$19 \cdot 10^6$	$14 \cdot 10^4$
Intermédiaire	$34 \cdot 10^6$	$15 \cdot 10^6$	$19 \cdot 10^6$	$14 \cdot 10^4$
Intermédiaire sans	$22 \cdot 10^6$	$15 \cdot 10^6$	$8 \cdot 10^6$	$6 \cdot 10^4$
Interne	$44 \cdot 10^6$	$28 \cdot 10^6$	$28 \cdot 10^6$	$21 \cdot 10^4$
Interne sans port	$25 \cdot 10^6$	$21 \cdot 10^6$	$4 \cdot 10^6$	$3 \cdot 10^4$
Port	$57 \cdot 10^6$	$10 \cdot 10^6$	$47 \cdot 10^6$	$34 \cdot 10^4$
Total avec port	$105 \cdot 10^6$	$51 \cdot 10^6$	$54 \cdot 10^6$	$39 \cdot 10^4$
Total sans port	$74 \cdot 10^6$	$44 \cdot 10^6$	$30 \cdot 10^6$	$22 \cdot 10^4$

Tableau 12: Bilan des volumes de sédiments érodés (rouge) et déposés (vert) selon chaque secteur d'étude, puis exprimés au total sur la période considérée et par an

La rade de Brest connaît depuis le XIX^{ème} de profonds changements dans sa morphologie notamment au niveau de la zone portuaire. Les évolutions « naturelles » se localisent d'avantage aux abords du chenal central. Dans l'ensemble de la zone d'étude, les flancs nord sont en érosion tandis que les flancs sud en engraissement. Les champs de dunes (domaine externe et intermédiaire) se corrént avec les zones en engraissement. Dans le domaine interne, les secteurs peu profonds (baies) ne montrent pas d'évolution notable, les taux de sédimentation estimés dans le sous-chapitre précédents n'étant pas suffisants pour sortir de la barre d'erreur de 1m.

Il apparait que globalement la rade de Brest est en déficit sédimentaire depuis le milieu du XIX^{ème} siècle. En excluant la zone portuaire, le domaine externe évacue chaque année $19 \cdot 10^6$ m³, le domaine intermédiaire $8 \cdot 10^6$ m³ et le domaine interne $4 \cdot 10^6$ m³. Entre 1959 et 1877 les aménagements portuaires ont excavé $57 \cdot 10^6$ m³ de sédiments, susceptibles d'être redistribués dans les secteurs plus calmes de la rade de Brest. La construction du polder, postérieure à 1959, a permis d'excaver $12 \cdot 10^6$ m³ de sédiments ayant servi au colmatage du polder.

V.3 Bilan sur les volumes et les facteurs de contrôle

V.3.1 Au cours du dernier siècle

A. Synthèse sur les volumes

La distribution spatiale montre que la sédimentation des particules fines s'effectue dans les secteurs bordiers peu profonds de la rade de Brest selon un gradient décroissant des secteurs amont (0.5 cm/an) vers les secteurs aval (< 0.1 cm/an). En analysant la distribution des taux de sédimentation au regard des domaines morphologiques de la rade, il est possible par interpolation de réaliser une carte interprétative des taux de sédimentation (Figure 125).

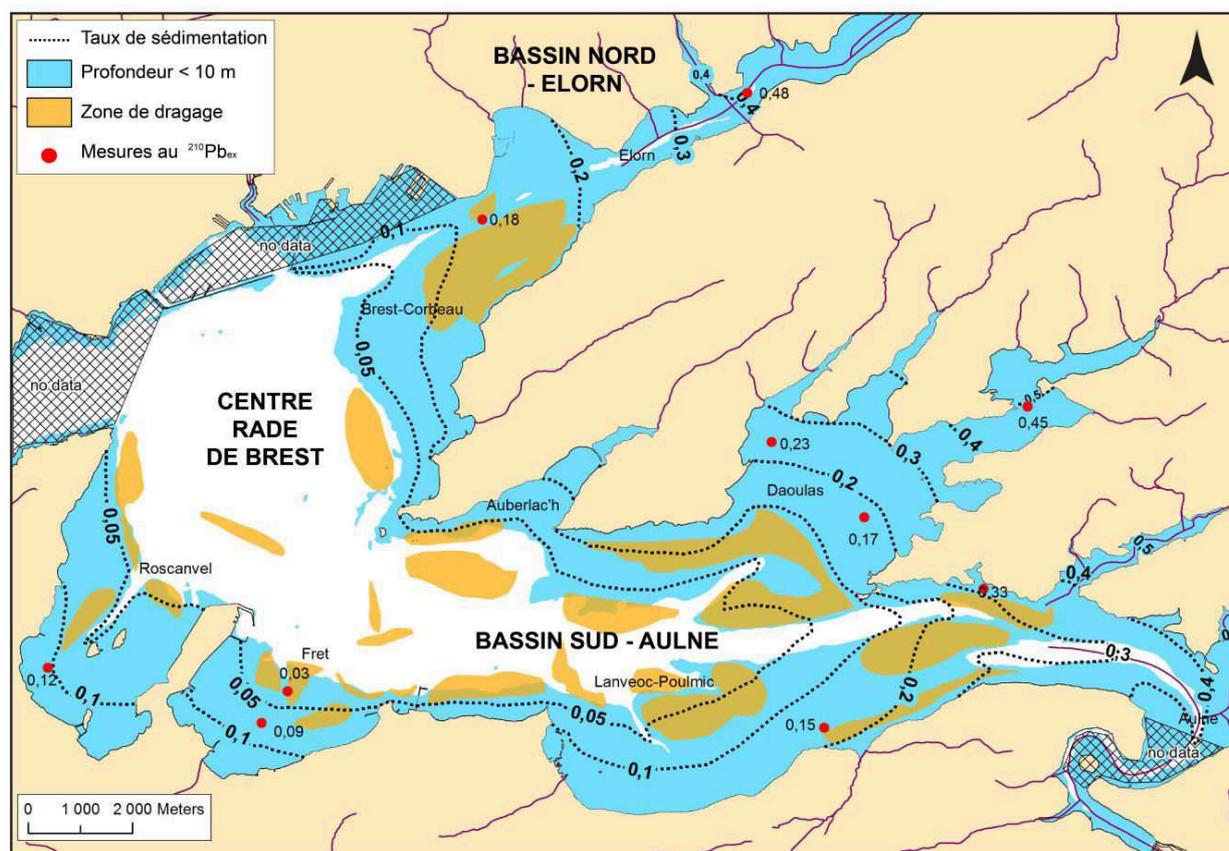


Figure 125: Taux de sédimentation en rade de Brest à partir des datations $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ et leur interpolation selon la morphologie de la baie (parties bleues : < 10 m) (d'après une présentation au congrès ISOBAY Ehrhold et al., 2016)

Dans les secteurs amont (Aulne, Elorn et Daoulas), les taux décroissent progressivement de 0.5 à 0.2 cm/an à la sortie des embouchures en baie de Daoulas et Poulmic pour la rivière de l'Aulne et Daoulas et à la hauteur du port de commerce pour l'Elorn. Plus au centre, le taux de sédimentation continu de décroître pour les parties de la rade situées au-delà de -10 m. À l'ouest, dans les baies peu profondes de Roscanvel et du Fret, les taux de sédimentation restent assez bas (< 0.12 cm/an). Sur cette base cartographique, il est possible de calculer un bilan volumique de sédiments déposés chaque année en intégrant les surfaces aux taux de sédimentation par secteur (Figure 125).

Pour estimer les volumes sédimentaires, il convient de prendre en compte les effets de la compaction des dépôts. Selon Bartholdy et al. (2010), la densité apparente (ou « bulk dry density ») dans une couche de 50 cm en surface, diffère selon une loi logarithmique sous l'effet de la compaction. Il estime ainsi qu'à 2 cm le « bulk dry density » est de 0.4 g/cm³ et à 22 cm de 0.8 g/cm³. Nos analyses au ²¹⁰Pb_{ex} concernant les 20 premiers centimètres des carottes d'interface, il a donc été choisi de calculer les volumes sédimentaires déposés selon ces deux « bulk dry density » afin de prendre en compte les effets de compaction et proposer une fourchette représentative. Le volume de sédiment déposé chaque année est ainsi compris entre 68 et 136 kT. Au-delà des incertitudes, les taux rapportés aux secteurs montrent que 72 % de ces dépôts s'effectuent dans l'estuaire de l'Aulne et 18% dans l'estuaire de l'Elorn (Figure 126).

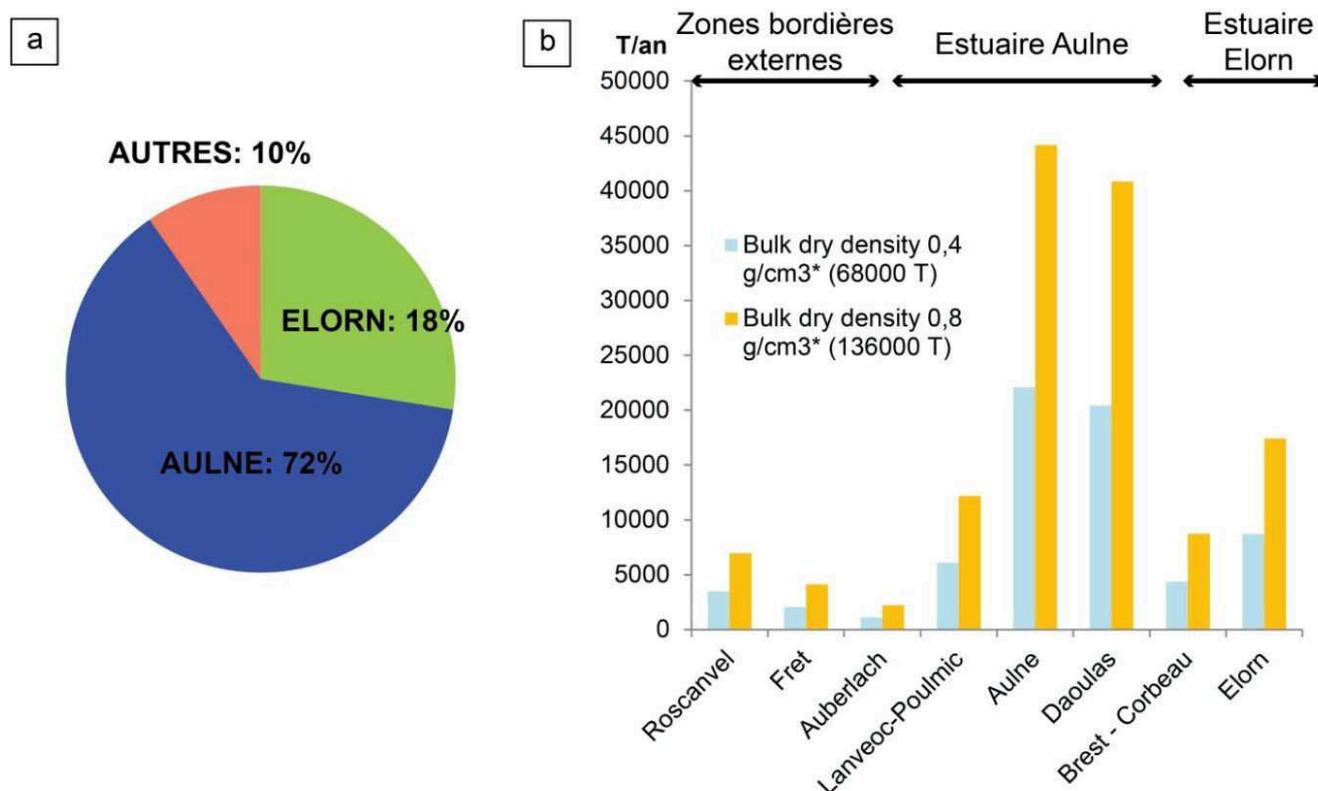


Figure 126: (a). Pourcentage des dépôts sédimentaires en fonction de l'estuaire de l'Aulne, Elorn et des zones bordières externes (Roscanvel, Fret et Auberlac'h) (b). Poids des sédiments (secs) déposés (T/an) et estimés selon deux valeurs de « dry bulk » (bleu et jaune) en fonction des différents secteurs bordiers peu profonds d'après présentation ISOBAY (Ehrhold et al., 2016).

Ainsi, selon les volumes estimés, entre 49 et 98 kT de sédiments secs seraient déposés chaque année dans l'estuaire de l'Aulne et entre 12 et 24.5 kT dans celui de l'Elorn. D'après Bassoulet (1979) et Auffret (1983) seul 10 kT/an de sédiments secs sont apportés par l'Aulne et 1 kT/an par l'Elorn. Ces taux ne représentent que 7 à 14 % du volume des dépôts sédimentaires estimés dans l'ensemble du secteur d'étude.

Les données d'apport sédimentaire étant anciennes, nous avons choisi de recalculer les volumes de sédiments récemment apportés par les fleuves (2013-2014). Ce calcul se base sur

l'interpolation des données des débits (source : HYDRO) corrélée avec les mesures en MES dans les différents estuaires (Aulne, Daoulas et Elorn) (source : DDTM) à partir d'une loi de puissance. L'apport des fleuves est ainsi estimé à 8 kT/an, soit proche des valeurs obtenues par Bassoulet en 1979 et donc toujours bien au-dessous du volume de sédiment déposé chaque année dans les secteurs bordiers de la rade de Brest.

- Les facteurs de contrôle

Le déséquilibre constaté entre les volumes apportés par les fleuves et déposés dans la rade pourrait s'expliquer par un changement important des débits fluviaux au cours des dernières décennies. Néanmoins, c'est une augmentation des débits fluviaux qui est enregistrée depuis les années 70 (Figure 127). Ce changement ne semble manifestement pas modifier les apports en particules fines qui restent faibles et stables. Les modifications majeures des apports sédimentaires d'origine fluviale sont très probablement antérieures aux périodes considérées pour les analyses des taux de sédimentation et surtout liées aux anciennes écluses construites lors du tracé du canal de Nantes à Brest le long de l'Aulne (1803 - 1859). Ces dernières ont très certainement contribué à réduire significativement les apports de particules fines à l'embouchure. Elles ont ensuite été progressivement remplacées par des barrages (ex : barrage de Guily Glaz à Port-Launay). Il existe ainsi actuellement plus de 28 barrages entre la source et l'embouchure de l'Aulne (Prouzet, 1984)

Il existe donc bien pour le dernier siècle un déséquilibre majeur entre les flux sédimentaires entrant d'origine continentale et les taux de sédimentation à travers la rade (90% plus important). Son origine n'est manifestement pas liée à des changements récents de flux entrants et les explications sont donc à chercher ailleurs.

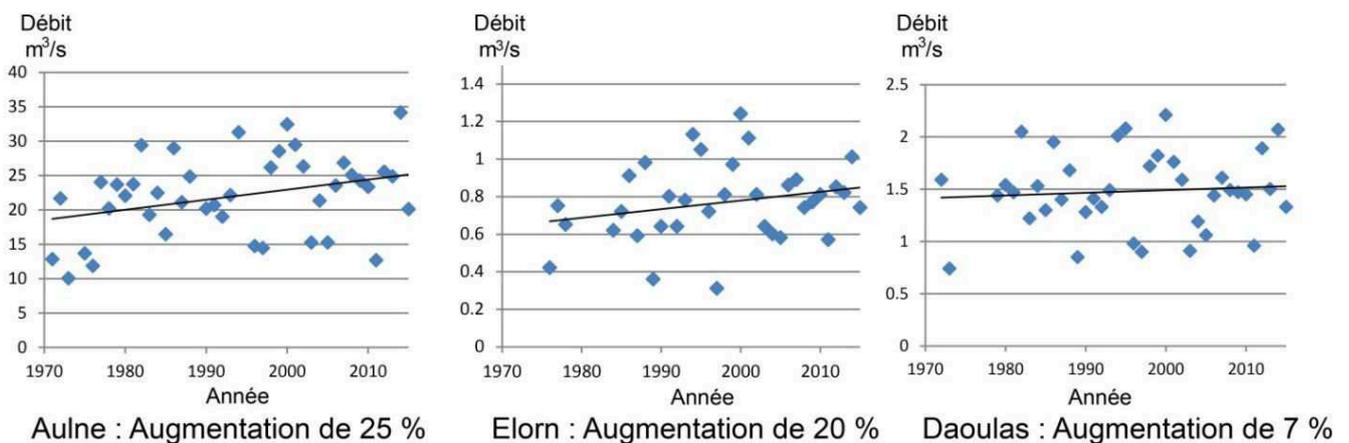


Figure 127 : Débit moyen par an depuis 1970 pour les rivières de l'Aulne, l'Elorn et Daoulas

Selon les résultats du chapitre IV, l'apport en particules fines par les courants marins est peu probable (source unique de l'Aulne). De plus, comme expliqué ci-dessus, les apports continentaux ne suffisent pas à vérifier r les volumes sédimentaires déposés chaque année. Finalement, ces dépôts

s'expliqueraient donc essentiellement par un recyclage des sédiments fins plus anciens. Quels sont alors les mécanismes à l'origine du remaniement des particules fines ? L'approche double, morphologique et d'analyse des carottes développées dans ce chapitre, ont permis de souligner à l'échelle séculaire une importante érosion des versants nord du chenal et une croissance (moyenne de 0.2 cm/an) des secteurs peu profonds (baies).

Les résultats du chapitre précédent montrent que les courants de flot, de plus forte intensité, se développent surtout dans les chenaux. Comme constaté dans des travaux antérieurs, ils sont susceptibles (1) de remobiliser les particules fines déposées pendant l'étale et (2) d'éroder les « tidal flats » (ou vasières) (Waeles et al., 2004). Ceci expliquerait donc l'érosion des versants nord du domaine interne. Les particules fines des secteurs érodés seraient donc remises en suspension puis redistribuées dans les secteurs de moins fortes intensités (baies peu profondes).

Par ailleurs, l'activité de pêche (dragage à coquille et praire) dans la rade de Brest est, depuis 1920, très développée et concerne plus de 18 km² de la zone d'étude (Figure 125). Elle est susceptible de remettre en suspension plus de 10 % du matériel déplacé (De Madron, 2005). Un calcul basé sur les caractéristiques de l'outil (dragage), du planning de pêche et de la surface de dragage, a permis d'estimer que 50 kT de sédiments sont potentiellement remis en suspension chaque année. Cette activité se concentrant sur les secteurs vaseux bordant le chenal central et peu profonds de la rade (Figure 125), remobilise donc un stock important de sédiments fins pouvant être repris par le prisme tidal et redistribué dans les zones où les courants sont plus calmes (secteurs peu profonds) (*e.g*T3). L'absence d'inversion d'âge constatée dans les carottes analysées pouvant être associée aux remaniements des sédiments, peut s'expliquer par un décalage spatial entre les zones en érosion et les zones de dépôt.

Enfin, les volumes de sédiment déplacés lors des constructions portuaires entre les deux guerres mondiales, bien qu'importants ne semblent pas avoir influencés la dynamique de déposition des particules fines dans les secteurs peu profonds de la rade (Fichaut, 1984). Néanmoins, nos datations mériteraient d'être affinées afin de certifier l'impact de la construction du port.

Les taux de sédimentation observés dans les secteurs peu profonds peuvent donc s'expliquer par une action conjuguée entre un phénomène naturel (courant de marée) et anthropique (pêche).

Il convient également de noter qu'il existe un quasi-équilibre dans de nombreuses parties internes de la rade entre les taux de sédimentation et l'augmentation du niveau marin moyen corrélé avec le réchauffement climatique, de l'ordre de 0.2 à 0.3 cm/an au port de Brest (Pouvreau et al., 2008). Cet équilibre entre taux d'accommodation et flux sédimentaires entraîne une aggradation des secteurs peu profonds envasés de la rade.

V.3.2 Depuis la stabilisation du niveau marin (3 000 cal BP)

Bien que la géométrie des dépôts sédimentaires associés au cortège de haut niveau marin ne présente que peu de variations par rapport à l'échelle Holocène, l'analyse conjointe des carottes et des MNT différentiels a pu mettre en évidence des changements de dépôt. Au total, 3 périodes (de la base au top P1 à P3) ont été reconnues.

L'Holocène, comme expliqué dans le chapitre I, est marqué par des fluctuations climatiques rythmant le tardi-Holocène (O'Brien et al., 1995, Bond et al., 1997, 2001 ; Davis et al., 2003). A partir de la révolution industrielle, une grande communauté de scientifiques s'accorde pour dire que l'impact anthropique est tel qu'il signe le début de l'ère anthropocène (Crutzen et al., 2002). Est-ce que les variations enregistrées dans le cortège de haut niveau peuvent-être véritablement corrélées avec les fluctuations climatiques et anthropiques ? (Figure 128).

- (i) La première discontinuité (S1) datée entre 1052 et 1152 cal. AD apparait au début de la période chaude médiévale (MWA) et sépare les périodes P1 et P2. Cet âge coïncide avec un événement tempétueux extrême qualifié de « tempête du millénaire » par Van Vliet La Noë et al. (2014). Cette tempête décrite dans la littérature anglaise (Anglo Saxon Chronicles, 1912 ; Lamb et Frydendahl, 2005) est également enregistrée dans les séquences de dépôts du littoral breton et normand (baie du Mont Saint-Michel ; Billard et al., 2003). Elle est corrélée avec l'évènement le plus froid enregistré au cours du MWA (Van Vliet La Noë et al., 2014b) et elle aurait provoqué un raz de marée et générée des vagues avec une hauteur significative très importante. Bien que la configuration abritée de la rade de Brest empêche la pénétration des houles de forte intensité, cette limite a été mise en évidence dans le secteur externe et notamment proche de l'actuel port de commerce. La discontinuité S1 serait donc corrélée avec cet événement et marquerait le début de la seconde période (P2). Cette période correspond avant tout au MWA qui se caractérise, en Europe du Nord, par des conditions anticycloniques douces et sèches (NAO- ; Sorrel et al., 2009 ; Trouet et al., 2009 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014a). Cette conjoncture est susceptible d'avoir entraîné en rade de Brest, un recul de l'influence fluviatile et une avancée de la dynamique tidale vers les secteurs amont (bassins sud et nord). Cette progression permettrait d'induire une différenciation des taux de sédimentation constatée entre les domaines, externe (centre rade) et interne (estuaire de l'Aulne et Elorn). Les versants de la baie du Fret et de Roscanvel sujets à des courants de plus forte intensité pourraient expliquer l'inhibition de la croissance du maërl. Les taux de sédimentation faibles sont corrélables à de faibles apports mais intègrent également une éventuelle érosion du sommet des dépôts.
- (ii) La deuxième discontinuité S2 datée entre 1482 et 1850 cal. AD se corrèle au LIA. Il se traduirait en rade par une période essentiellement marquée par une érosion des dépôts préalablement déposés en réponse à une détérioration des conditions climatiques. En effet,

cette période (LIA), se traduit par des hivers plus longs, froids et pluvieux (Meeker and Mayewski, 2002 ; Jong et al., 2006). Une récurrence de tempête est enregistrée sur toute la façade Manche-Atlantique (NAO+ ; Billeaud et al., 2009 ; Van Vliet-Lanoë, et al., 2014a). L'augmentation de la pluviométrie engendre une recrudescence de l'intensité des débits fluviaux mais l'érosion semble prépondérante sur les carottes analysées (phase érosive). La répétition des tempêtes de forte intensité est susceptible de produire une agitation du plan d'eau et d'empêcher la décantation pérenne des sédiments fins tout en érodant pour partie les dépôts de la période P2.

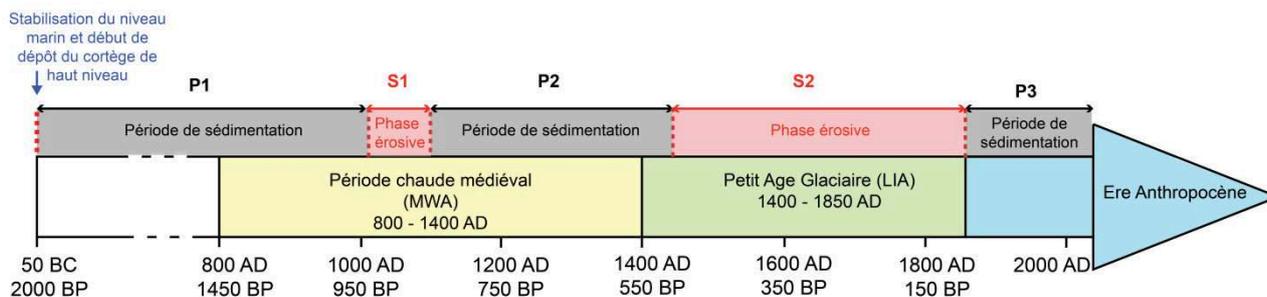


Figure 128: Frise chronologique depuis 2000 cal BP en rade de Brest jusqu'à l'actuel. La période chaude médiévale (MWA), le petit âge glaciaire (LIA) et l'ère anthropocène sont renseignés en jaune, en vert et bleu. Au-dessus sont superposés les périodes et discontinuités observées dans les carottes sédimentaires décrites précédemment.

- (iii) Le début de la période P3, coïncide avec le début de l'ère Anthropocène (Zalasiewicz et al., 2015). Elle se caractérise par une réaugmentation du taux de sédimentation. La période P3 se définirait par une amélioration des conditions climatiques qui permettrait la préservation des apports sédimentaires plus importants qu'à l'actuel. Ceux-ci peuvent aussi s'expliquer par des flux sédimentaires plus importants. Ils feraient suite aux déforestations des bassins versants documentés pour cette période (Syvitski et Kettner, 2011) et enregistrés à l'échelle de la rade depuis la fin du moyen âge dans la région (Fernane et al., 2014). Cette hypothèse peut être corrélée avec les systèmes côtiers de la façade Manche-Atlantique (Poirier et al., 2011 ; Tessier et al., 2012 ; Poirier et al., 2015). Néanmoins, la période coïncide également avec la fin de l'aménagement des écluses mentionnées précédemment et installées le long de l'Aulne. Les conséquences se traduisent surtout par une diminution des taux de sédimentations à l'embouchure. Les effets seraient donc antagonistes et difficiles à caractériser. Nous ne disposons que de très peu de marqueurs pour discuter des conditions de sédimentation au cours de cette période et des études restent à réaliser (Lambert et al., 2015). Un facteur est néanmoins certain, c'est l'absence d'inversion d'âge dans les carottes qui atteste d'une source sédimentaire non remaniée et suffisante pour entretenir la croissance des secteurs peu profonds. Ces secteurs peu profonds seraient surtout associés à un transfert interne des dépôts de la rade qu'à une source externe.

CONCLUSION

Comme annoncé au début de ce chapitre, il apparaît que la remontée du niveau marin à l'Holocène est certes un des principaux moteurs de dépôt mais ne suffit pas à elle seule à expliquer la géométrie des archives sédimentaires. Comme soulignée par la communauté des scientifiques depuis le début des années 1990, l'architecture des dépôts dans les systèmes côtiers à dominance macrotidale est soumise à une action conjuguée entre la remontée du niveau marin, l'hydrodynamisme local et la morphologie du substratum. En rade de Brest, la morphologie du substratum joue un rôle primordial dans le dépôt mais également dans la conservation des dépôts. Grâce à sa configuration particulière (3 domaines étagés de T1 à T3 et abritée des houles), la conservation des sédiments a permis de retracer les différents environnements de dépôts au cours de la remontée du niveau marin. Ainsi, une migration d'un système estuarien interne (TST) vers le système que nous connaissons actuellement (HST) a été déduite de l'analyse des dépôts sédimentaires. La stabilisation du niveau marin, tardive dans la rade de Brest (3 000 cal .BP) de par le faible apport en sédiments par rapport aux autres systèmes de la façade Manche-Atlantique a été admise comme marqueur de la dynamique sédimentaire actuelle. L'étude de ces dépôts montre néanmoins une certaine variabilité.

Il existe donc trois périodes au cours desquelles la dynamique de dépôt est différente. L'Optimum Médiéval permettrait une sédimentation différenciée entre les secteurs internes et plus externes de la rade. Le Petit Age Glaciaire correspondrait en revanche essentiellement à un hiatus de sédimentation et à une érosion massive des dépôts.

CHAPITRE VI

Discussion, conclusion générale et perspectives

INTRODUCTION.....	245
<i>VI.1 Les transferts sédimentaires depuis la dernière remise en eau.....</i>	<i>245</i>
VI.1.1 Fonctionnement sédimentaire actuel de la rade de Brest : un héritage marqué.....	245
A. Résultats : nature sédimentaire et transferts mis en évidence.....	245
B. Les colonies biocénoses benthiques.....	246
C. Une distribution morpho-sédimentaire héritée ?.....	247
D. Le modèle rade de Brest : un système à l'équilibre ?.....	251
VI.1.2 Evolution des transferts sédimentaires holocènes.....	253
A. Résultats : Les grands changements environnementaux au cours de la transgression marine.....	253
B. La transition muette et tardive du cortège transgressif.....	255
C. Bilan sur les transferts.....	256
<i>VI.2 La particularité de la rade dans la compréhension des systèmes côtiers macro-tidaux.....</i>	<i>257</i>
<i>VI.3 Perspectives.....</i>	<i>259</i>
VI.3.1 Un modèle à affiner.....	259
VI.3.2 Intérêt des marqueurs biologiques et géochimiques.....	260
VI.3.3 Une ouverture vers la plate-forme externe.....	261
VI.3.4 Quelles évolutions futures pour le système rade ?.....	262
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	265

INTRODUCTION

Ce chapitre apparaît comme une synthèse des résultats sur l'évolution sédimentaire de ce système macrotidal depuis l'Holocène répondant aux questions de recherche initiées dès 2013. Ainsi, après un rappel des résultats majeurs concernant (1) la dynamique sédimentaire par charriage et (2) l'organisation stratigraphique du remplissage sédimentaire en rade de Brest, nous nous attacherons à discuter de plusieurs points:

- Quel rôle a joué et joue la rade de Brest dans le transfert sédimentaire depuis sa dernière remise en eau entre les bassins versants et la plateforme marine de l'Iroise ?
- En quoi la singularité de la rade de Brest apporte à la compréhension des environnements côtiers macrotidaux ?
- Quelles perspectives découlent de ces travaux ?

VI.1 Les transferts sédimentaires depuis la dernière remise en eau

VI.1.1 Fonctionnement sédimentaire actuel de la rade de Brest : un héritage marqué

A. Résultats : nature sédimentaire et transferts mis en évidence

L'article publié dans *Journal of Maps* constitue une première avancée dans la compréhension de la dynamique sédimentaire du système. Il permet de mettre en évidence l'important contraste, dans les faciès sédimentaires établis sur les **trois différents domaines** physiographiques (externe, intermédiaire et interne). La distribution sédimentaire peut se résumer par:

- Une **couverture sableuse** dans le domaine **externe** bio-lithoclastique sur les plateaux et bioclastique dans le chenal **mélangée à une fraction vaseuse** uniquement entre la baie de Camaret et le chenal central ;
- Un faible **classement à granulométrie décroissante** dans le domaine **intermédiaire** (cailloutis et graviers) **pauvre en sable** et **mélangés à une composante vaseuse** aux abords des **secteurs peu profonds** ;
- Une **augmentation de la concentration en vase** aux approches des débouchés des fleuves (Aulne et Elorn) et des secteurs peu profonds et en association avec le **développement (in situ) d'une composante organogène carbonatée** (colonies de maërl et de crépidules) dans le domaine **interne**.

Alors que cette distribution reflète un contrôle majeur par la **dynamique tidale**, les modèles hydrodynamiques ont corroboré nos résultats issus de l'analyse des figures sédimentaires en montrant en particulier le **rôle restreint des débits fluviaux**, présents exclusivement dans les secteurs amont (embouchure Aulne et Elorn) et des **houles** (plateau sableux – externe).

La **dynamique sédimentaire** sur le fond est fortement contrainte par la **morphologie des fonds marins** (chenaux, terrasses et bancs tidaux) et le **découpage du trait de côte** (goulet et anse). Elle peut se synthétiser par une ségrégation du transport par les courants de jusant (dominants dans le domaine intermédiaire) et de flot (dominants dans le domaine interne) associés au transit de sédiments bioclastiques **modélés en champs de dune** (externe et intermédiaire). Les modèles numériques de terrain différentiels et les sorties de modèle ont permis de souligner que **l'export sédimentaire** de la rade est **plus important** que l'import.

Concernant la **dynamique des particules en suspension**, les secteurs envasés du domaine interne sont soumis à des courants de moins forte intensité permettant une accrétion moyenne de 0.2 cm/an. Les bilans volumiques montrent néanmoins que les apports continentaux ne suffisent pas à expliquer les taux d'envasement mesurés sur les zones peu profondes de la rade. Ces derniers s'expliqueraient par un **recyclage** co-associé à la conjonction d'une origine naturelle (érosion par le flot) et anthropique (activité de pêche). Enfin, la présence de sédiments vaseux dans des secteurs soumis à de plus forts courants de marée peut être interprétée comme **l'exportation temporaire** de la vase vers la plate-forme sous l'effet de la circulation préférentielle de jusant.

Si ces résultats rendent compte des processus sédimentaires majeurs, plusieurs autres points nécessitent d'être éclaircis pour comprendre le fonctionnement sédimentaire de la rade de Brest :

- Quel est le rôle des espèces benthiques ingénieuses sur la répartition sédimentaire ?
- Quelle est la part de l'héritage dans la circulation sédimentaire actuelle ?

B. Les colonies biocénoses benthiques

Un des marqueurs solides de la stabilisation du niveau marin en rade de Brest, correspond à l'apparition du maërl dans les enregistrements sédimentaires. La présence de cet algue calcaire, vulnérable aux changements hydrodynamiques (Duterte et al., 2015) et associé à une grande diversité biologique (Hart et al., 2014), avait déjà été relevé par Guilcher et al. (1962). Le maërl est largement étendu sur les côtes nord européennes (Hall-Spencer et al., 2010) et Méditerranée (Martin et al., 2014). Si le maërl est considéré comme une biocénose benthique régionale (Grall et Hall-Spencer, 2003), la crépidule à l'inverse est « invasive » et a fait son apparition en rade de Brest depuis 1949 (Blanchard et al., 1995).

Le maërl majoritairement installé sur les secteurs vaseux moins profonds confère au sédiment une granulométrie grossière du diamètre des graviers. Dans les secteurs envasés, les bancs ou nappes de maërl repose sur les banquettes vaseuses, sa formation suppose un écosystème particulier et stable dans le temps (Grall, 2002). Elle s'installe dans des environnements calmes et peu turbides ; facteurs nécessaires à sa croissance. Il est donc rare de voir son développement dans les systèmes estuariens.

Les colonies de crépidules sont en revanche majoritairement installées dans le chenal de l'Aulne et de l'Elorn mais également sur le secteur bordier de la baie de Roscanvel. Alors qu'actuellement, le nombre de colonies décline et que la plupart sont moribondes, leur population a explosé dans les années 2000 (Guérin et al., 2004).

La crépidule de par sa morphologie (en chaîne) et son comportement grégaire, freine la vitesse des courants sur le fond (Beudin, 2014) et favorise le piégeage des sédiments fins (Ehrhold et al., 1998). Beudin et al. (2013) a montré qu'au niveau des colonies de crépidules en rade de Brest, la concentration en MES dans la colonne d'eau est plus faible. Elles sont capables de produire 11 000 T/an (sédiments secs par an) de biodépôts (Carlier et al., 2015). Pourtant, l'activité filtration-biodéposition joue un rôle secondaire par rapport à leur impact hydrodynamique. Selon la densité (nombre de crépidules/colonies) elles stabilisent ou déstabilisent le sédiment. Dans le cas d'une forte densité, le sédiment est piégé dans les espaces entre les coquilles. A l'inverse, lorsque la densité est moyenne, elles augmentent les conditions de frottement sur le fond et donc la remise en suspension des sédiments en suspension du sédiment (Beudin, 2014). Elles peuvent donc jouer un rôle double : de source et puits.

A l'exemple de la baie du Mont Saint-Michel (Ehrhold et al., 1998), cette espèce s'est installée en rade de Brest sur les fonds grossiers et a engendré une installation durable des vasières biogènes. Ces dernières, faussent la lecture de la répartition sédimentaire, elles apparaissent comme un artéfact dans les séries sédimentaires continues. Il est difficile de déterminer la limite estuarienne (sédiments vaseux/sableux) dans les chenaux (Aulne/Elorn). Elles expliquent également la présence d'une matrice silteuse dans les sédiments hétérogènes des secteurs soumis à des courants de plus fortes intensités.

C. Une distribution morpho-sédimentaire héritée ?

Bien qu'abordée dans les différents chapitres (IV et V), le rôle de l'héritage morphologique dans les processus morpho-sédimentaires actuels reste à préciser.

- Bancs tidaux actifs ou moribonds ?

Abordé dans le chapitre IV, la question concernant le caractère hérité des bancs tidaux est restée ouverte en l'absence de croisement entre les données de surface et les enregistrements sismiques et de carottage. Les interprétations sismiques montrent que le banc de la Cormorandière repose sur le comblement, par des alluvions, de la paléo-vallée. Le « noyau du banc » est caractérisé par des réflecteurs sub-horizontaux apparentés à des dépôts estuariens dont la mise en place est supposée contemporaine de celle des « tidal flats » (TST1 9 000 – 7 500 cal BP) de la rade de Brest. Sur cette assise, partiellement érodée, repose des dépôts sableux dont la géométrie interne s'apparente à

celle des *barres tidales*. Leur mise en place, conjointe à l'établissement de celles du chenal interne, correspond à la dernière phase de la remontée du niveau marin (6 800 – 3 000 cal. BP). Ce banc est finalement surmonté par une dernière unité formant les dunes tidales décrites dans le chapitre IV.A l'image des bancs littoraux de la Manche orientale (côte Picarde) (Tessier et al., 1999 ;Trentesaux et al., 1999 ; Reynaud et al., 2003), le banc de la Cormorandière est ainsi composite. Cette construction polyphasée a été préalablement proposée par Berné (1999). Actuellement sa localisation (au sud est de la pointe des Espagnols et centre du tourbillon de flot) répond également aux critères de classification d'un banc de sillage ou *banner bank* (Dyer et Huntley, 1999).

La géométrie interne des trois bancs localisés au sein du système de chenal central s'apparente pour leur partie superficielle aux *barres tidales* décrite par Dalrymple et Rhodes (1995). Elles présentent une asymétrie induite par leurs positions entre deux chenaux de directions de transport opposées. Cette asymétrie se traduit par une érosion sur le versant soumis aux courants dominants (flot – doux), le sédiment est redéposé sur l'autre versant (jusant - abrupt) (Dalrymple et Rhodes, 1995).

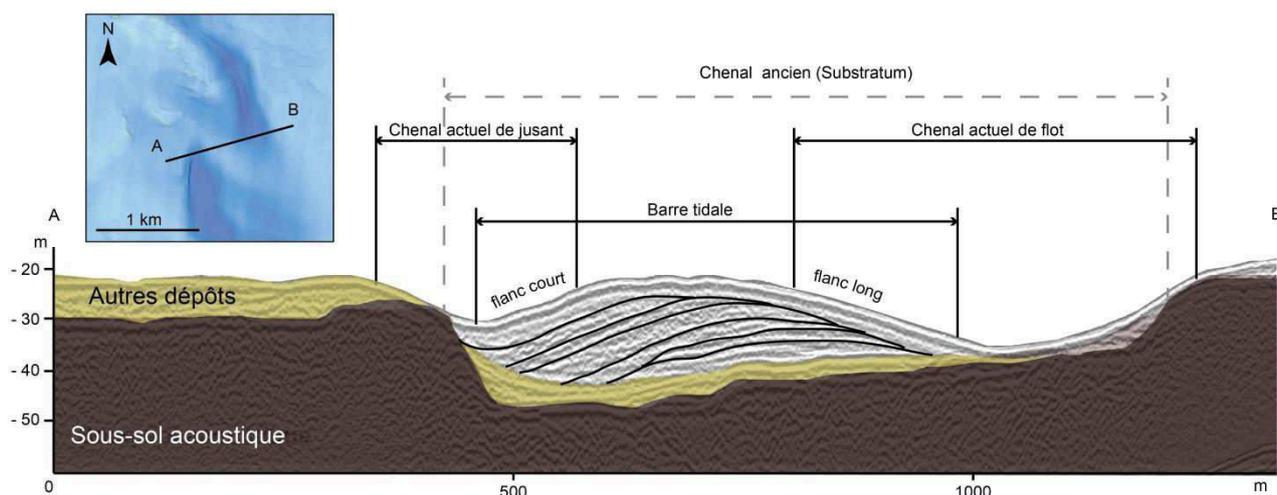


Figure 129: Profil sismique longitudinal d'une barre tidale dans le chenal du secteur intermédiaire de la rade de Brest.

Cette asymétrie entraîne une migration latérale des dépôts (Dalrymple et Choi, 2007). Cette migration active n'est cependant pas constatée sur les MNT différentiels (cf. chapitre IV).et seul un engraissement a été souligné au toit du banc majeur de la Cormorandière correspondant au développement d'un champ de dunes qui témoigne donc de transfert sableux en surface, le banc de la Cormorandière est composite. Sa géométrie suggère une mise en place précoce (dépôts estuaires) interne (Berné, 1999), puis par le développement d'une barre tidale conjointe à l'établissement de celles du chenal interne. Actuellement sa localisation (pointe des Espagnols et centre du tourbillon de flot), s'apparente d'avantage à un banc de sillage (Dyer et Huntley, 1999) sur lequel un champ de dune actif s'est établi depuis la stabilisation du niveau marin. Il peut être comparé à ceux étudiés en baie de Fundy (Todd et al., 2014).

Les barres apparaissent, au moins pour la Cormorandière, donc comme des structures héritées. Si le caractère actif n'est pas vérifié pour l'ensemble des barres, le banc de la Cormorandière semble actuellement le siège d'un transfert sédimentaire de surface. Leurs morphologies permettent par ailleurs d'entretenir le partitionnement des circulations préférentielles de jusant et de flot.

- Chenaux non comblés

Un grand nombre de vallées incisées étudiées dans le nord du Golfe de Gascogne sont actuellement comblées (Chaumillon et al., 2008 ; Proust et al., 2010 ; Estournès et al., 2012 ; Traini et al., 2013 ; Menier et al., 2016). Ceci s'observe également pour les systèmes de paléo-vallées de la baie de Douarnenez, situés immédiatement au sud de la rade de Brest (Jouet et al., 2003). Ces secteurs pourtant proches présentent donc une configuration différente. Pourquoi en rade de Brest les chenaux hérités sont-ils toujours autant marqués dans la morphologie actuelle ?

Alors que la plupart des vallées incisées des systèmes macro-tidaux se remplissent de dépôts estuariens au début de l'Holocène (*e.g* Chaumillon et al., 2010), les faibles apports sédimentaires en rade de Brest (largement inférieurs à la création d'espace d'accommodation) ne permettent pas de combler les chenaux. Ainsi, quand la vitesse de remontée du niveau marin décline (au mid-Holocène), les chenaux (ou vallées) ne sont que très peu comblés à la différence des systèmes nord Gascogne (Jouet et al., 2003 ; Chaumillon et al., 2008 Traini et al., 2013). La dynamique tidale s'installant gagne ainsi en intensité par ces constrictionnements accélérant les courants. Tandis que les systèmes ouverts sont recouverts par des sédiments sableux d'origine marine (Jouet et al., 2003 ; Chaumillon et al., 2008 Traini et al., 2013), le goulet de la rade de Brest est à l'origine d'un effet « Ventury » accélérant la circulation tidale et inhibant les dépôts au sein des paléo-vallées. Ce sont dans les chenaux que les courants ont la plus forte intensité et donc que le transport par charriage est le plus important. Cette configuration assez particulière peut s'apparenter à celle observée dans le Golfe du Morbihan (Perez Belmonte, 2008) mais également dans la baie de San Francisco (Barnard et al., 2013). La présence d'un resserrement est le caractère commun à ces trois systèmes où une conservation des chenaux est constatée.

La conservation des chenaux est donc due à la concordance de trois facteurs: le faible apport sédimentaire couplé à la morphologie étroite du goulet et à l'influence macrotidale.

- « Tidal flat » hérités

Une des caractéristiques morphologiques principales de la rade de Brest réside dans la présence de secteurs peu profonds (< 10 m) recouverts par un sédiment hétérogène à composante

silteuse. Selon Dalrymple et al. (2012) à l'embouchure d'un estuaire à dominance tidale, il se forme des «tidal flats» (ou replats de marée) entourant l'axe du chenal central et dont la largeur dépend de l'espace disponible. Pour autant, les secteurs peu profonds de la rade de Brest sont-ils des «tidal flats»?

Dans notre zone d'étude, ces secteurs sont toujours en accrétion (0.2 cm/an), ce taux paraît pourtant très faible par rapport à ceux calculés sur les «tidal flats» de la baie de Seine (entre 5 et 7 cm/an *e.g* Cuvilliez et al., 2015). Situés de 10 à 0 mètres de profondeur (par rapport au 0 hydro), seule la frange littorale est sujette au marnage. D'après la définition de Dalrymple et al., (2012), les «tidal flats» sont compris dans la zone de balancement des marées. Ce n'est pas le cas dans notre secteur d'étude. Bien que ces secteurs aient pu jouer le rôle de tidal flats au cours de la transgression marine, les tidal flats modernes se développent dans les secteurs plus amont où les taux de sédimentation sont plus importants (0.5 cm/an). Leur développement est néanmoins restreint car les incisions fluviales sont encaissées.

Les secteurs peu profonds peuvent être d'avantage comparés à des hauts-fonds (bench) (Fichaut, 1984) sur lesquels les courants de marée sont de moins fortes intensités et permettent le dépôt de sédiments fins.

- *Le classement granulo-décroissant du centre de la rade*

Fichaut (1984), auteur de la dernière carte de répartition sédimentaire en rade de Brest, explique que, les forts courants de marée permettent le maintien d'une couverture sédimentaire peu mobile héritée de la dernière transgression marine. Les «heads» périglaciaires centraux ont été remobilisés et ont fourni un stock de sédiments grossiers permettant, au regard des courants de marée, la création de la séquence de dépôts observée dans le centre de la rade (Moign,1967 ; Auffret, 1983 ; Fichaut, 1984 et Guérin, 2004). La pérennité des courants influence la conservation de cette répartition.

L'analyse des sorties du modèle et des MNT différentiels s'accordent sur le caractère érosif de la rade confinée interne (plus d'export en sédiment grossier que d'apport). Les deux approches soulignent donc toutes deux que les secteurs en plus fortes évolutions et/ou sujets au transport se concentrent aux abords du chenal. En revanche, les sorties du modèle suggéraient également un transport conséquent sur le plateau (T2) du domaine central de la rade (figure chapitre 5) où pourtant aucune évolution n'a été observée. Cette divergence traduit le faible stock en sédiment grossier de la rade de Brest.

En revanche, ceci se vérifie si seulement la fraction lithoclastique est prise en compte. Le schéma est différent pour la fraction bioclastique (sables coquilliers). D'après les analyses calcimétriques et les sorties du modèle, cette fraction est mobile et est modelée en champs de dune. Elle transite entre le domaine interne et externe. Ce sédiment mobile, qualifié de «mouture de débris

coquilliers » se compose de coquilles cassées de bivalves (Moules, Palourdes, Mactre, Telline) ou oursins.

La couverture sédimentaire lithoclastique apparaît ainsi comme héritée. Sa mise en place coïncide avec l'installation des courants de marée (stabilisation du niveau marin – 3 000 cal BP.). Le secteur est en érosion et en perte de sédiments grossiers. Cependant, la présence de sédiments grossiers coquilliers souligne l'existence d'une couverture sédimentaire mobile et d'échange entre le domaine externe et intermédiaire.

D. Le modèle rade de Brest : un système à l'équilibre ?

L'équilibre dynamique d'un estuaire est atteint une fois que l'espace d'accommodation a été comblé par les dépôts transgressifs, que l'équilibre de la morphologie de l'estuaire, des apports entre les sédiments marins et fluviaux et que la capacité de transport des sédiments estuariens sont stables (Pye et Blott, 2014). Cette définition s'applique aux systèmes où les apports marins et continentaux sont suffisants pour combler l'estuaire. En rade de Brest, un déficit concernant à la fois les apports continentaux (que 10 % des sédiments déposés) et les apports sableux marins (1/3 plus exportés qu'importés) a été constaté. Pour autant, peut-on qualifier la rade de Brest de système en équilibre ?

La rade de Brest apparaît comme un système dominé par la marée dont la répartition morpho-sédimentaire s'apparente du domaine externe au domaine interne aux plates-formes continentales peu profondes et baies (Reynaud et Daluymple, 2012). Ce n'est que dans les secteurs les plus amonts que les processus se rapportent à ceux d'un système estuarien à dominance tidale (Zaitlin et al., 1994).

De façon naturelle chaque système tend vers un équilibre, qui est supposé avoir débuté depuis la stabilisation du niveau marin. A chaque perturbation enregistrée (climatique et/ou anthropique) dans le cortège de haut niveau marin, le système semble avoir évolué doucement modifiant sensiblement les conditions de dépôts. Actuellement, même si les apports continentaux sont très faibles, les secteurs fins envasés sont toujours en accrétion grâce à l'érosion des versants des tidal flats (antérieurs : mid-holocène) entourant le chenal principal dans les bassins nord (Elorn) et sud (Aulne). Il est vrai qu'un déficit en sédiment grossier a été enregistré entre la rade centrale et le domaine externe. Pourtant, l'établissement de champs de dunes, formés du même matériel sédimentaire entre ces deux secteurs, suggère la mise en place d'une circulation stable entre ces deux édifices. Le schéma résiduel des masses d'eau sur le fond a pu mettre en évidence le transport par le biais de couloirs préférentiels de jusant et de flot et de l'installation d'une gyre anticyclonique dans le centre de la rade. Les modèles mettent en évidence un transport des sédiments sableux via les chenaux vers les secteurs amont. Le chenal, même à l'approche des embouchures n'étant que très peu comblé, nous supposons que ce transport, s'il existe, concerne des volumes sédimentaires très faibles.

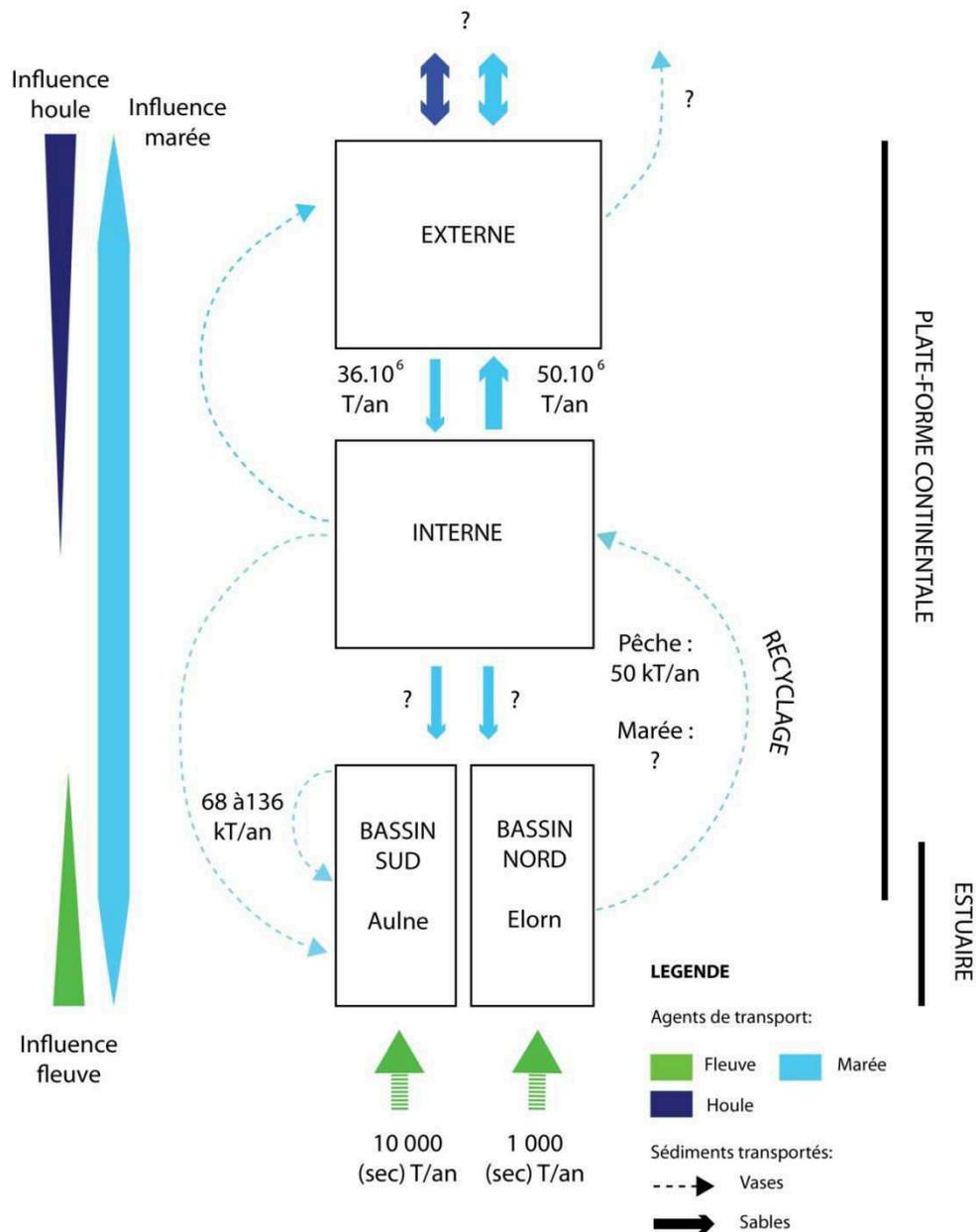


Figure 130: Schéma des flux sédimentaires (vase et sable) entre les différents secteurs de la rade de Brest (interne - intermédiaire - externe). La couleur des flèche détermine l'agent de transport et la typologie s'applique au faciès (sable : flèche plein et vase : flèche en pointillée).

Le transport sédimentaire en rade de Brest apparaît donc comme un système en équilibre dynamique marqué par un déficit sédimentaire qui serait compensé, pour partie, par une érosion des dépôts anciens redistribués (recyclage) au profit de la circulation tidale (Figure 130). Si ce schéma est valable pour les particules fines dont le stock est important dans les domaines internes ce ne l'est pas pour les sédiments sableux. La couverture sableuse est trop fine pour constituer un stock conséquent, néanmoins il apparaît que les volumes exportés sont plus conséquents que les volumes importés. Le matériel sableux actuellement en transport est coquillier et est acheminé entre les champs de dunes selon une circulation dominée par la morphologie des fonds marins et du littoral.

VI.1.2 Evolution des transferts sédimentaires holocènes

A. Résultats : Les grands changements environnementaux au cours de la transgression marine

La conservation des dépôts sédimentaires en rade de Brest a permis de retracer les grandes étapes de son comblement au cours de la dernière transgression marine (*Figure 131*).

- Du dernier bas niveau marin jusqu'à 10 000 cal BP : Avant 10 000 cal. BP, la rade de Brest est strictement **continentale**. Soumise à un climat froid, des « **heads** » **périglaciaires** se développent et seul se dépose des **alluvions** dans le **fonds des chenaux** où sur les terrasses adjacentes. A 10 000 cal BP, le **début de l'enneigement** de la rade suggère l'établissement de « **point bar** » ou « **spit bar** ».
- Entre 10 000 et 7 000 cal BP : La mer submerge tour à tour les ressauts topographiques séparant les domaines étagés (T1 à T3). La configuration de la rade s'apparente à un **estuaire interne**. C'est pendant cette période que les « **tidals flats** » se développent d'abord sur T2 puis sur T3.
- Entre 7 000 et 3 000 cal. BP : La remontée du niveau marin est moins rapide, les dépôts sont associés à un environnement **estuarien externe** (embouchure). Les **secteurs peu profonds** (T3) sont toujours sujets au marnage dans les parties amont et la **croissance des tidal flats** se poursuit. La **partie centrale** est sujette à de forts courants de marée qui suggèrent la mise en place de **barres tidales**.
- Entre 3 000 et 2 000 cal BP : La **stabilisation du niveau marin** est effective au cours de 3 000 cal BP. La **dynamique tidale actuelle** se met progressivement en place. Les courants de marée permettent la **pérennité des figures sédimentaires** mid-holocènes et **agentent la couverture sédimentaire** grossière du centre de la rade.
- Entre 2000 cal. BP et l'actuel : La **dynamique sédimentaire** sur le fond des **secteurs centraux profonds** est supposée stable. La **dynamique des particules en suspension** est en revanche perturbée par les **changements climatiques** (MWA et LIA) et **l'impact anthropique**. Le **modèle** que nous connaissons actuellement est **effectif** depuis l'**Anthropocène** (milieu XIX^{ème} siècle).

Le schéma de remplissage que nous proposons s'apparente globalement à la stratigraphie d'un estuaire dominé-marée décrit par Dalrymple et al., (2012). Il témoigne du recul successif des processus estuariens au fur et à mesure de la remontée du niveau marin comme beaucoup de systèmes sur la façade Manche-Atlantique (Chaumillon et al., 2008a ; Allard et al., 2010 ; Menier et al., 2010 ; Traini et al., 2013 ; Margotta et al., 2016). L'objectif de ce sous-chapitre est de définir quel rôle a joué la rade de Brest en terme de transport sédimentaire tout au long de la remontée du niveau et ce jusqu'à l'actuel ?

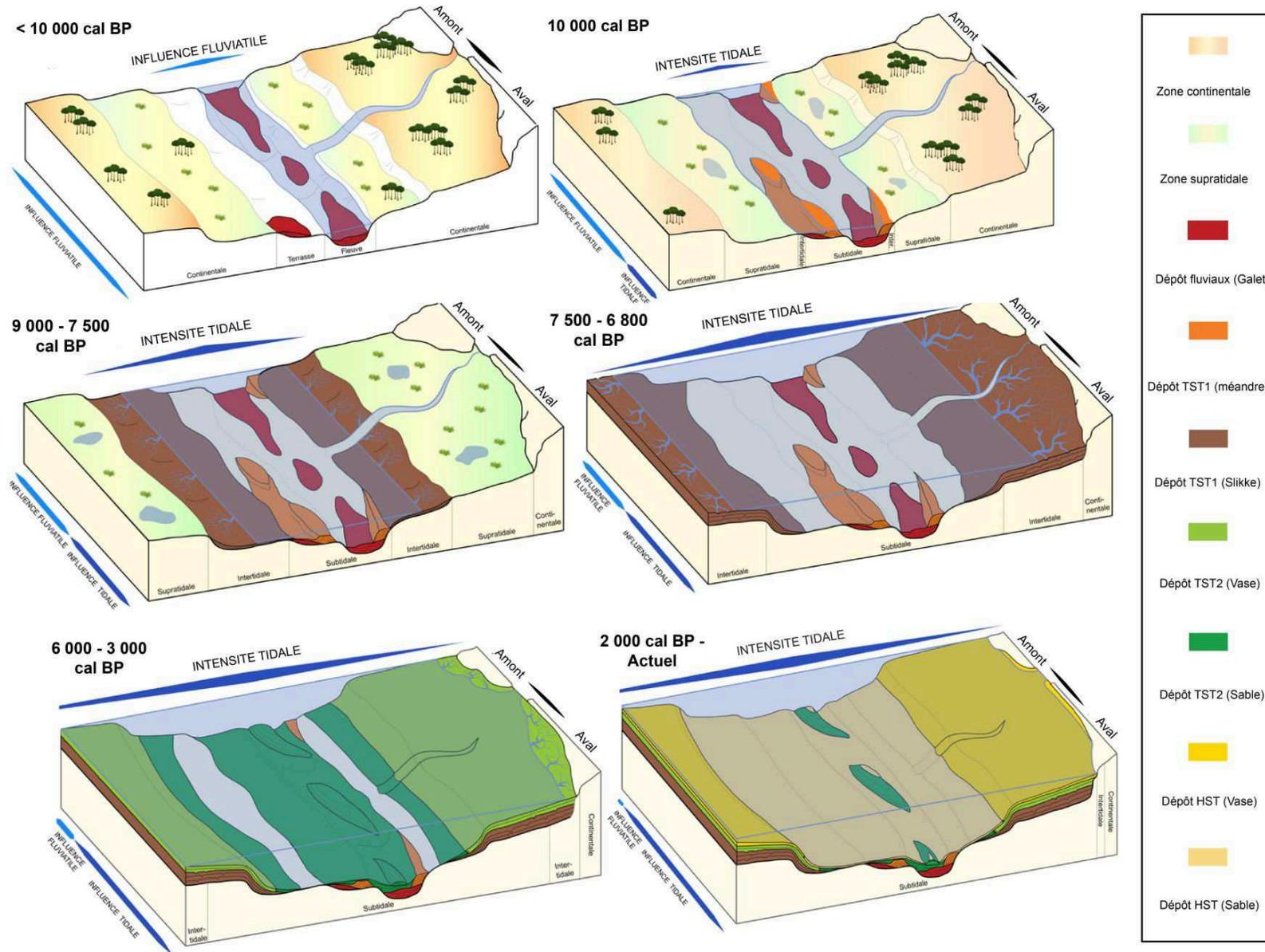


Figure 131 : Schémas 3D du remplissage de la rade de Brest de l'ennoiement à l'actuel. L'influence tidale et fluviale est renseignée à gauche des blocs diagrammes

B. La transition muette et tardive du cortège transgressif

En rade de Brest la discontinuité marquant la fin des dépôts transgressifs est marquée par un arrêt de sédimentation de plus d'un millénaire. Ce hiatus sédimentaire est associé, d'après les études réalisées dans les marais maritimes de notre secteur d'étude (Fernane et al., 2014 ; Stéphan et al., 2015 ; Goslin et al., 2015 ;), à la détérioration des conditions climatiques (Van Geel et al., 1996, Clarke et Rendell, 2009; Meurisse 2008 ; Van Vliet Lanoë et al., 2014a et b). Les indices de répétition des tempêtes s'observent sur les secteurs ouverts aux houles océaniques et a permis la mise en place des noyaux embryonnaires des dunes actuelles (Henaff et al., 2015 ; Van Vliet Lanoë et al., 2015). L'action répétée des houles de tempête est susceptible de remobiliser les sédiments déposés précédemment et donc de générer une surface érosive dans les secteurs ouverts (Fernane et al., 2014).

Alors que cette hypothèse est satisfaisante sur les secteurs ouverts aux houles océaniques, elle l'est difficilement pour les secteurs largement abrités des houles océaniques. En rade de Brest, ce hiatus s'observe dans l'ensemble des secteurs peu profonds pourtant largement abrités des houles océaniques. L'autre scénario plus propice à la rade de Brest a été décrit par Stéphan et al., (2015) et Goslin et al. (2015). Il repose sur une conjonction de plusieurs facteurs : apports sédimentaires, eustatisme, morphologie du système et détériorations climatiques. Le niveau marin à 3 000 cal. BP se stabilise et provoque une remontée de l'influence fluviale et donc du coin salé qui, en bloquant l'écoulement des cours d'eau côtier, implique une sédimentation plus amont. L'augmentation de la pluviométrie corrélée aux détériorations des conditions climatiques augmente le débit des cours d'eau (Goslin et al., 2014). L'intensité est-elle qu'elle permettrait de ré-inciser les chenaux et la création de ce hiatus sédimentaire.

Même si ces scénarii paraissent tous deux recevables, il est difficile de certifier que les tempêtes ou l'augmentation de la pluviométrie aient pu éroder plus de 1 000 ans de dépôts dans les secteurs abrités de la rade de Brest. Notre hypothèse s'appuie sur un rééquilibrage dynamique de la circulation sédimentaire (Chorley et Kennedy, 1971), nécessaire après la stabilisation du niveau marin. En effet, l'équilibre dynamique d'un estuaire n'est atteint que si les apports entre les sédiments marins et fluviaux et que la capacité de transport des sédiments sont stables (Pye et Blott, 2014). Or, comme évoquée au cours du chapitre V, la mise en place de la Surface d'Inondation Maximum est tardive à cause des faibles apports sédimentaires (Tessier et al., 2012). Il est difficile d'affirmer que le système a pu atteindre cet équilibre au début du HST. Néanmoins, la réorganisation de la circulation sédimentaire qui tend vers une autorégulation du système estuarien combinée avec de faibles apports sédimentaires peut expliquer un rééquilibrage long et engendrer ce hiatus sédimentaire.

C. Bilan sur les transferts

Avant son ennoisement, la formation des "heads" périglaciaires (Morzadec-Kerfourn, 1974) constitue un stock de sédiments sableux. Les apports fins continentaux sont transportés par le biais des fleuves sur la plate-forme continentale et donc non préservés. La rade joue alors le rôle d'un système transitoire communiquant avec la plate-forme continentale (encore non ennoyée) par un canyon (goulet).

Lors de son ennoisement, les domaines étagés représentent de grands espaces d'accommodation où les particules fines (apports continentaux) se déposent et génèrent de large tidal flats. Les taux de sédimentation enregistrés et préservés dans ces secteurs (0.26 cm/an) sont similaires à ceux du début du cortège de haut niveau. Les apports continentaux n'auraient donc pas été bien plus importants au début de l'ennoisement du système qu'après la stabilisation du niveau marin.

Les sédiments sableux (head) sont recouverts par les tidal flats. D'après les schémas généraux des systèmes estuariens à dominance tidale (Zaitlin et al., 1994 ; Dalrymple et al., 2012 :), le chenal central devait être soumis à des courants de flot chargés en particules sableuses dirigées vers l'amont du système. Or, puisque les chenaux sont toujours marqués dans la morphologie actuelle, nous supposons que dès le départ le système souffrait d'un déficit en sédiments marins. Alors que la baie de Douarnenez, à quelques dizaines de kilomètres au sud ne semble pas avoir connue ce manque (Jouet et al., 2003), la géométrie (confinée) de la rade avait accentué le phénomène. La rade de Brest apparaît donc comme un système estuarien qui piège les apports continentaux au bénéfice de la croissance des tidal flats. Elle semble en revanche isolée des apports marins.

Alors que la vitesse de la remontée du niveau marin diminue (Goslin et al., 2015), la rade bascule dans un environnement d'estuaires internes. Les dépôts fins déposés sur le domaine étagé intermédiaire (T2) ont déjà été érodés et redéposés dans les secteurs moins profonds (T3) lors de la dernière phase de l'estuaire interne. A cette période, la dynamique tidale gagne en intensité. Les sables issus des « heads » glaciaires qui avaient été préservés sous la couche de sédiments fins sont remobilisés et participent à la formation des barres tidales centrales. Les apports sédimentaires continentaux continuent d'être piégés dans les secteurs peu profonds de moindre intensité. La rade connaît alors une réorganisation de la couverture sédimentaire qui permet l'installation des barres tidales, les sédiments fins étant piégés dans les vasières littorales.

Après la stabilisation du niveau marin, la couverture sédimentaire grossière (et lithoclastique) se met en place selon la séquence actuellement observable dans le centre de la rade de Brest. Comme développé au cours des précédents sous-chapitres, la couverture et les objets sédimentaires sont préservés grâce aux courants de marée et aux faibles apports sédimentaires (marins/continentaux). Le système que nous connaissons actuellement est en équilibre dynamique et agit comme un « piège à sédiments » pour les particules les plus fines. Si la rade disposait d'un stock sédimentaire sableux conséquent elle jouerait un rôle « source » en sédiment pour le domaine externe.

La rade de Brest a donc été tout au long de la remontée du niveau marin un piège pour les sédiments fins. Les apports continentaux issus des principaux fleuves (Aulne et Elorn) ont été conservés et ont permis l'établissement de tidal flats.

VI.2 La particularité de la rade dans la compréhension des systèmes côtiers macro-tidaux

Chaumillon et al, soulignaient, en 2008, que le modèle de remplissage proposé par Zaitlin et al. (1994) ne pouvait s'appliquer que partiellement aux systèmes étudiés sur la côte rocheuse nord du golfe de Gascogne. De plus, des quatre systèmes, le remplissage diffère. Plus tard Chaumillon et al., (2010) puis Tessier (2012) confirment cette observation et appuient l'hypothèse suggérant que chaque système, de par la multitude des facteurs de contrôle, est différent. En supposant que le système rade de Brest s'apparente aux caractéristiques des systèmes dominés marée (Zaitlin et al., 1994 ; Dalrymple et al., 1992), l'article publié dans le chapitre V propose la conclusion suivante : il s'agit d'un environnement particulier dont la géométrie des dépôts est en partie contrôlée par les facteurs régionaux (voir locaux). La question que nous nous posons à ce stade est de comprendre en quoi la rade de Brest diffère des schémas généraux ? Et surtout, qu'apporte-t-elle à la compréhension des systèmes côtiers macro-tidaux ?

Alors qu'un estuaire à dominance tidale tend à se combler de par les apports marins et continentaux, ce n'est pas le cas pour la rade de Brest. De plus, la dynamique sédimentaire macrotidale, développée dans le chapitre IV, s'oppose au schéma proposé par Dalrymple et al., (2012) pour deux raisons : (1) Alors que le schéma général propose un transport des sédiments sableux contrôlé par le flot de la plate-forme continentale interne vers l'embouchure de l'estuaire, en rade de Brest à l'inverse le transport est dirigé vers l'aval (dominance jusant). (2) Dans les bassins internes (Aulne et Elorn) le flot gagne en puissance et contrôle le transport dans le chenal. Ce schéma semble enfin s'accorder avec celui de Dalrymple et al. (2012) pourtant l'étude approfondie de la traverse de l'Hôpital suppose le contraire (*Figure 132*). La traverse de l'Hôpital, localisée à l'actuelle embouchure de l'Aulne, a été interprétée comme l'unique signature actuelle de comblement du chenal. Sa présence résulte de la convergence des flux préférentiels de flot et de jusant. Sa mise en place est supposée (masquage acoustique qui empêche la lecture de la structure interne) postérieure à la stabilisation du niveau marin. Cette structure peut être corrélée avec la morphologie d'une barre tidale dans un chenal légèrement courbe (Dalrymple et Rhodes, 1995). La traverse de l'Hôpital serait donc l'unique barre tidale (vaseuse) mise en place après la stabilisation du niveau marin. Néanmoins, la comparaison entre le schéma proposé par Dalrymple et al. (2012) et cet objet montre que les couloirs de transports dominants sont opposés.

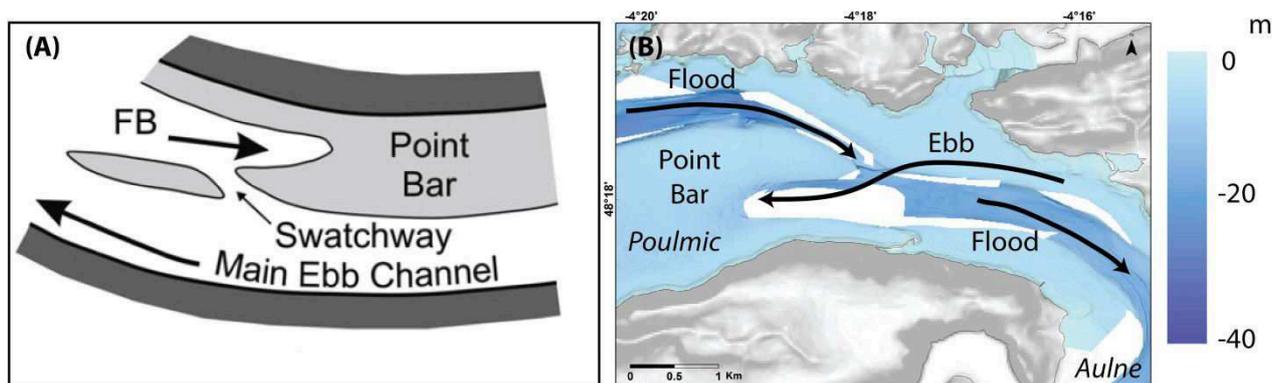


Figure 132 : (A) Schéma simplifié d'une barre tidale dans le cas d'un méandre légèrement convexe (d'après Dalrymple et al., 2012). (B) Zoom sur la Traverse de l'Hôpital. Les flèches noires indiquent le sens de transport. Elles sont extraites des sorties du modèle numérique.

Alors que sur le schéma général, le chenal de jusant est plus large que celui du flot et que ce dernier se termine (flood barb) sur une « point bar » en rade de Brest, l'inverse se produit (Figure 132). Le chenal sud, dominé jusant s'interrompt, selon la même morphologie que proposé dans le schéma général, en baie de Poulmic. Cette inversion s'explique par une action conjointe entre :

- Le manque de friction induite par la diminution de la profondeur des chenaux. Dans les schémas généraux des estuaires hypersynchrones (Nichols et Biggs, 1985), les courants de flot sont ralentit par la diminution de la profondeur des chenaux. Or, en rade de Brest, les chenaux n'étant pas comblés les courants de flots ont toujours la même intensité lorsqu'ils pénètrent dans l'Aulne.
- Des faibles débits fluviaux et de maigres apports sédimentaires. Les débits fluviaux modèrent l'accélération des courants de jusant.

Le caractère confiné de la rade, permet de conserver les dépôts sédimentaires à l'abri de l'impact des houles qui dans les systèmes ouverts sont susceptibles d'éroder les sédiments antérieurs (Proust et al., 2010 ; Tessier et al., 2010a; Traini et al., 2013). Cette configuration empêche également un apport de sédiments sableux marins par les houles susceptibles de recouvrir les anciens dépôts estuariens (Jouet et al., 2003).

La rade de Brest de part (1) sa dynamique sédimentaire, (2) sa configuration du littoral (abrité), (3) la conservation des chenaux et (4) ses maigres apports sédimentaires (marins et fluviaux) apparait donc comme un système unique. Elle constitue un laboratoire pour comprendre les processus liés à la dynamique macro-tidale. Ce système est associé à une base de données permettant de confronter les modèles stratigraphiques et de fonctionnement hydro-sédimentaire. Dans cette optique, ce système, à l'image du Golfe du Morbihan (Perez et Belmonte, 2008), confère à la compilation entreprise par Chaumillon et al. (2010), Tessier (2012) et Menier et al. (2014) une nouvelle « classe » de paléo-vallées à dominance tidale et à la caractéristique semi-fermée de la façade Manche-Atlantique.

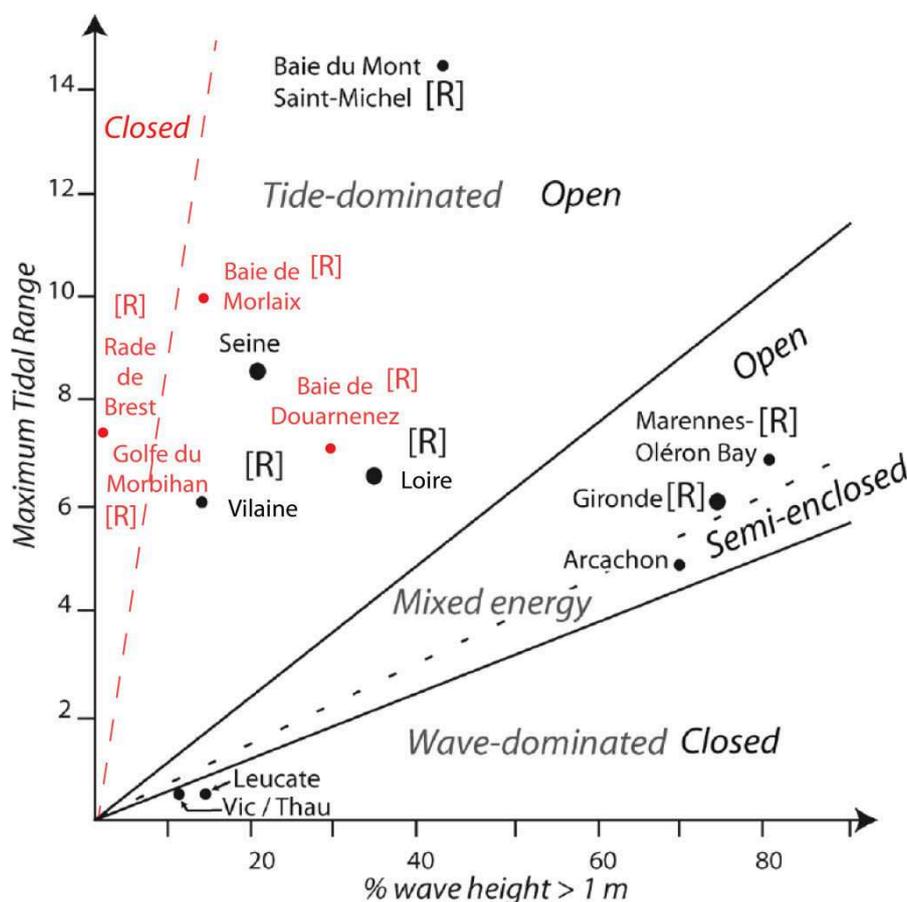


Figure 133 : Classification hydrodynamique des paléo-vallées étudiées d'après Chaumillon et al. (2010). Les points de grande tailles sont les systèmes connectés à de grands fleuves et de petites tailles à de petits fleuves. [R] indique les systèmes à côtes rocheuses. La rade de Brest et nos modifications sont indiquées en rouge. La rade de Brest et le golfe du Morbihan présentant les mêmes caractéristiques de marée et de houle, les points sont confondus.

VI.3 Perspectives

Dans l'objectif de prolonger les travaux déjà entrepris au cours de cette thèse, ce sous-chapitre suggère quelques pistes de recherche qu'il serait intéressant d'exploiter.

VI.3.1 Un modèle à affiner

Les sorties de modèle présentées dans le chapitre IV ont permis d'établir le schéma de la dynamique sédimentaire sur le fond et de les quantifier.

Les simulations, combinées à de nouvelles données bathymétriques et granulométriques, ont concerné exclusivement deux types de marée, de morte eau (coefficient moyen 40) et de très grande vive eau (coefficient moyen 110), en condition d'étiage (été) (étiage) et hiver (crue). Affiner les périodes considérées, dans le but de faire varier les coefficients de marée (60, 90, 100) permettrait de souligner l'initiation du transport.

Retracer la dynamique des sédiments fins en suspension permettrait de vérifier les hypothèses émises concernant le recyclage des particules fines. Beudin (2014) a déjà entrepris cette étude mais

ces travaux se sont d'avantage focalisés sur la problématique liée à la crépidule. Des travaux à l'image de ceux réalisés par exemple dans l'estuaire de la Charente (Toublanc, 2013 ; Toublanc et al., 2016), de la Seine (Guézennec, 1999 ; Cugier et Le Hir, 2000 ; Le Hir et al., 2001 ; Verney, 2006) ou encore dans la baie du Mont Saint-Michel (Cayocca et al., 2006) sont donc nécessaires pour affiner la compréhension de la dynamique des particules fines dans la rade.

L'hétérogénéité des sédiments dans la rade de Brest nécessiterait de réaliser des simulations multiclassées à l'image des modèles développés par Waeles et al., (2004) dans la baie de Seine et Blanpain, (2009) en Manche. La couverture sédimentaire dans le domaine central de la rade étant fine, des simulations prenant en compte l'épaisseur de la couche active, comme développée par Blanpain (2009), permettraient d'affiner les volumes de sédiment en mouvement fonction du stock sédimentaire disponible.

Seuls les courants de marée et les apports fluviaux ont été pris en compte dans le modèle utilisé. Or, il a été démontré que l'action de la houle à une action non négligeable notamment sur les plaines sableuses du domaine externe. Ainsi, dans l'objectif d'améliorer la compréhension de la formation des RSD sur les plaines sableuses, il faudrait intégrer la houle dans le modèle à l'image de celui développé en baie de Fundy (Li et al., 2015).

Enfin, ces travaux ont permis de reconstruire la paléo-bathymétrie associées à chaque étape du remplissage de la rade de Brest. Il serait envisageable de simuler, en fonction de la paléo-morphologie, les paléo-courants et donc de retracer la dynamique sédimentaires lors des différentes étapes de la remontée du niveau marin.

VI.3.2 Intérêt des marqueurs biologiques et géochimiques

Dans le but d'améliorer la compréhension de l'impact climatique et anthropique sur la sédimentation des particules fines depuis la stabilisation du niveau marin, plusieurs marqueurs mis en évidence dans ces travaux mériteraient d'être approfondis.

Le maërl (algue calcaire) se développe en rade de Brest suite à la stabilisation du niveau marin (début d'enregistrement : 2 000 cal BP). Le cortège de haut niveau dans les zones internes se caractérise par une alternance entre des lits de maërl et des couches de sédiments silteux. Or, le maërl est une espèce fragile qui a besoin de lumière (eau peu turbide) et de conditions hydrodynamiques calmes pour se développer (Dutertre et al., 2015). L'écologie actuelle du maërl en rade de Brest étant bien connue (Grall et Hall-Spencer 2003), cette algue, associée à une étude chronostratigraphique fine, pourrait servir de marqueur quant à l'augmentation de la turbidité dans la colonne d'eau. L'analyse de l'alternance de ces couches permettrait donc de caractériser les périodes de plus fortes sédimentations et de les corréliser avec l'augmentation de la pluviométrie et donc des régimes de tempêtes (Van Vliet Lanoë et al., 2014a et b).

L'étude géochimique des sédiments fins (Weltje et Von Eynatten, 2004) du bassin versant jusque dans le domaine externe permettrait de conforter l'hypothèse de la source unique (Aulne) développée suite à l'étude granulométrique des sédiments fins. En effet, la distribution des modes granulométriques, du fait de la variation d'intensité des flux (*e.g.* Middleton, 1976 ; Ashley, 1978 ; Bagnold et Barndorff-Nielsen, 1980) et de leur cyclicité (Weltje et al., 1997) nécessiterait d'être couplé avec une seconde approche. La traçabilité des flux sédimentaires au cours de l'holocène entre les bassins versants (source) et le domaine marin (sink) pourrait être produite sur l'ensemble du remplissage sédimentaire.

Enfin l'étude de la micro-faune (foraminifères, dynokystes et pollens) permettrait de conforter le modèle de l'évolution des environnements de dépôts proposé à partir de l'interprétation des profils sismiques et des faciès sédimentaires. Les études couplant les deux approches caractérisent à la fois les environnements de dépôts et les paysages associés (Stéphan, 2008). Une étude sur les pollens fait actuellement l'objet d'une thèse à l'IUEM intitulée « Signature paléoenvironnementales des séquences holocènes en rade de Brest : Forçages climatiques et anthropiques » (Lambert et al., 2015) dont un des premiers volets a été soumis au journal « Review of Paleobotany and Palynology ».

VI.3.3 Une ouverture vers la plate-forme externe

Les étapes de comblement de la rade de Brest sont maintenant bien connues. Lors des campagnes SERABEQ (2014 et 2015), des profils sismiques ont été enregistrés au large entre Bertheaume et le Toulinguet. D'autres missions sismiques pour les essais de matériel (Sisplateau, Référence Simer FI352014008500) ou d'enseignement (Geobrest2013 - IUEM) ont été menées sur le plateau continental dans le but de suivre le tracé du chenal de l'Aulne-Elorn à l'image des études réalisées dans le nord du golfe de Gascogne (Menier et al., 2014 ; Menier et al., 2016) et en Manche (Lericolais, 1997).

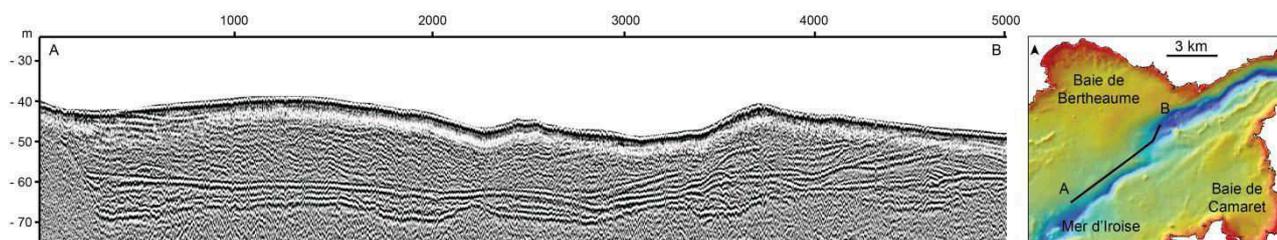


Figure 134: Exemple de profil sismique dans le domaine externe non exploité. Le remplissage est de l'ordre de 20 mètres.

Ces profils ont jusqu'à présent été exploités essentiellement dans le but de reconstruire la morphologie du substratum soustrait de la couverture sédimentaire. Une analyse détaillée de ces profils permettrait de poursuivre la réflexion engagée au cours de cette thèse sur le plateau continental de la mer d'Iroise et notamment de préciser les relations avec la paléo-vallée de la baie de Douarnenez (Figure 135).

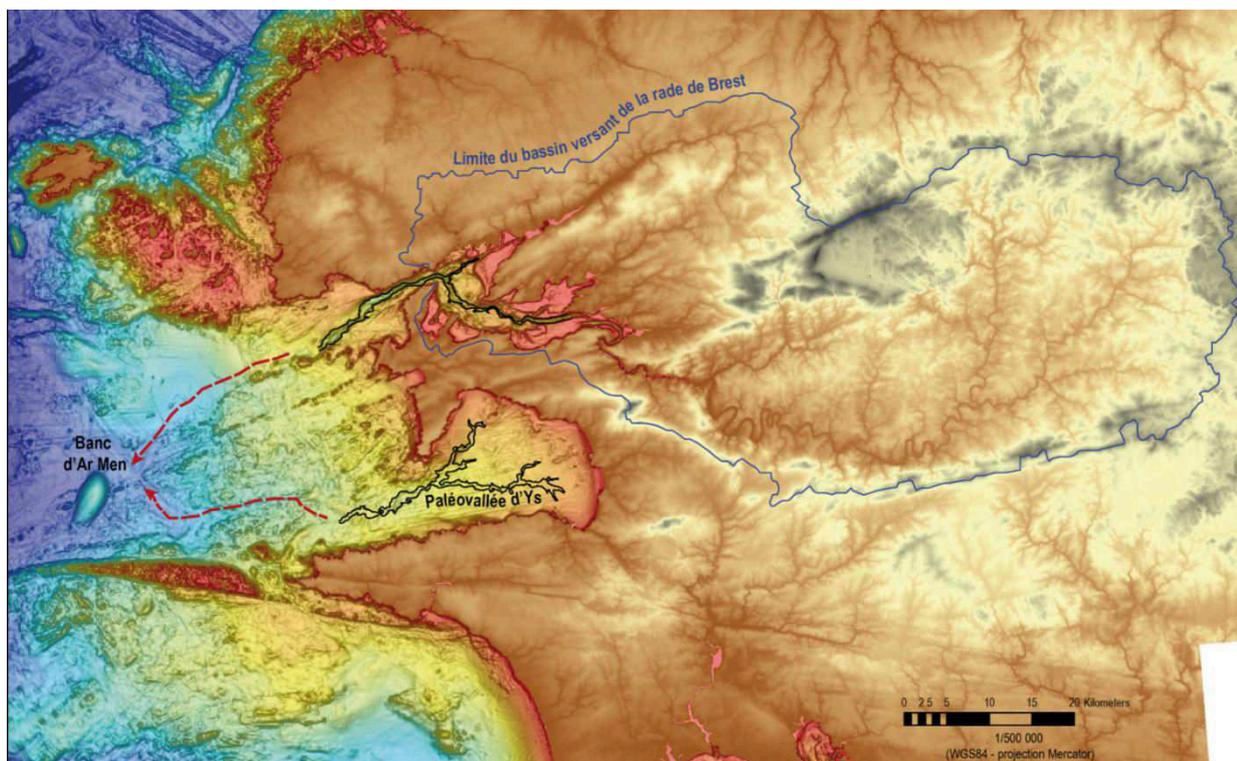


Figure 135: Carte bathymétrique et topographique de la pointe finistérienne. Les paléo-réseaux visibles dans la morphologie sont soulignés en noir et leur prolongation supposée en rouge. Il converge vers le banc d'Ar me

VI.3.4 Quelles évolutions futures pour le système rade ?

Actuellement, la rade de Brest enregistre une augmentation de 0.3 mm/an du niveau marin global (marégraphe du port) (Pouvreau, 2008), avec une réelle accélération depuis le début des années 1980. Les rapports de l'IPCC prévoient pour l'horizon 2100 une augmentation moyenne de la température à la surface du globe de 4°C (scénario sans atténuation des émissions CO₂). Cette augmentation des températures engendrerait une augmentation du niveau marin moyen global de 0.8 m par rapport à l'actuel. En Europe du nord et plus particulièrement en Bretagne, ces changements climatiques induiraient une augmentation de 2°C de la température, de 0.25 à 0.5 m/s de la vitesse du vent et de 20 à 40% des débits fluviaux.

Dans la littérature, les compartiments côtiers, à la transition terre-mer, tels que les estuaires (Wang et al., 2010), les baies (Naijar et al., 2010), les mangroves (Gilman et al., 2008), seront les premiers secteurs impactés par le réchauffement climatique. A cela s'ajoute les effets anthropiques qui ont déjà été observés de façon directe (restructuration du trait de côte et zone portuaire) (Durand et al., 2016 ; Lesourd et al., 2016) ou indirecte (érosion bassins versants et barrages) (Poirier et al., 2011 ; Syvistski et Kettner, 2011) depuis le début de l'ère Anthropocène (Crutzen et al., 2002), les changements à venir risquent de perturber ces systèmes déjà fragilisés.

Les impacts anthropiques, enregistrés dans la sédimentation des secteurs peu profonds en rade de Brest, ont d'avantage été corrélés avec la réduction des apports fluviaux, associée à la

construction du canal de Nantes à Brest (1865 AD). Cependant, la discontinuité marquant la mise en place de la dynamique de dépôt actuelle a été datée entre 1482 et 1875 cal AD. De plus, les modèles numériques de terrain ont permis de mettre en évidence les profonds changements de la morphologie des bancs, entourant le chenal central de l'Elorn, suite aux aménagements portuaires (1860 AD). Des études affinées sur le cortège de haut niveau marin, permettraient de contraindre dans quelles mesures ces aménagements ont pu impacter, de concours avec la diminution des apports du bassin versant, sur la dynamique sédimentaire de la rade de Brest. L'objectif, à terme, serait de déterminer quelles seraient les évolutions du système suite à l'actuel agrandissement du polder (EMR).

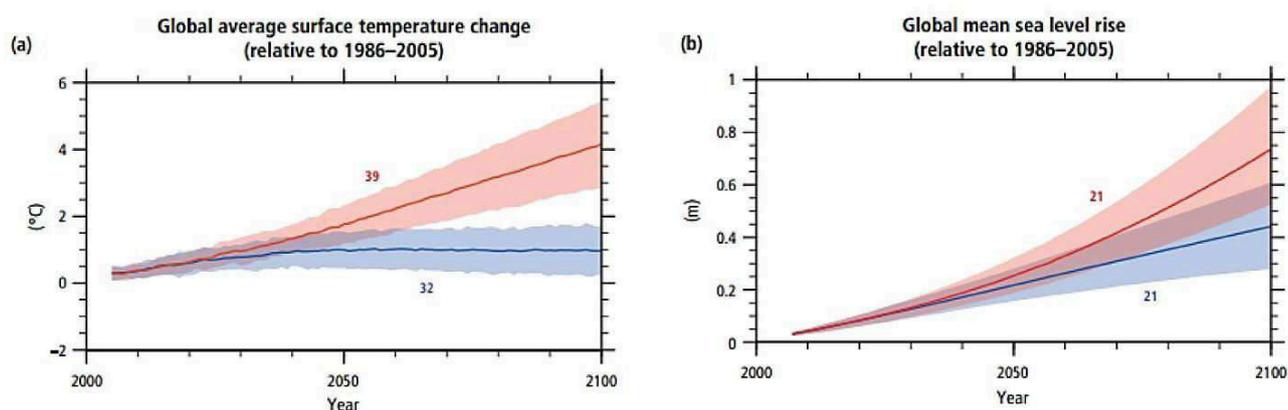


Figure 136: (a) Changement global et moyen des températures à la surface de la terre selon deux scénarii et (b) augmentation du niveau marin moyen et global. Pour chaque paramètres deux scénarii sont proposés (en rouge : sans réduction des émissions de CO2 et bleu : avec une faible atténuation des émissions de CO2) (e.g IPCC, 2014).

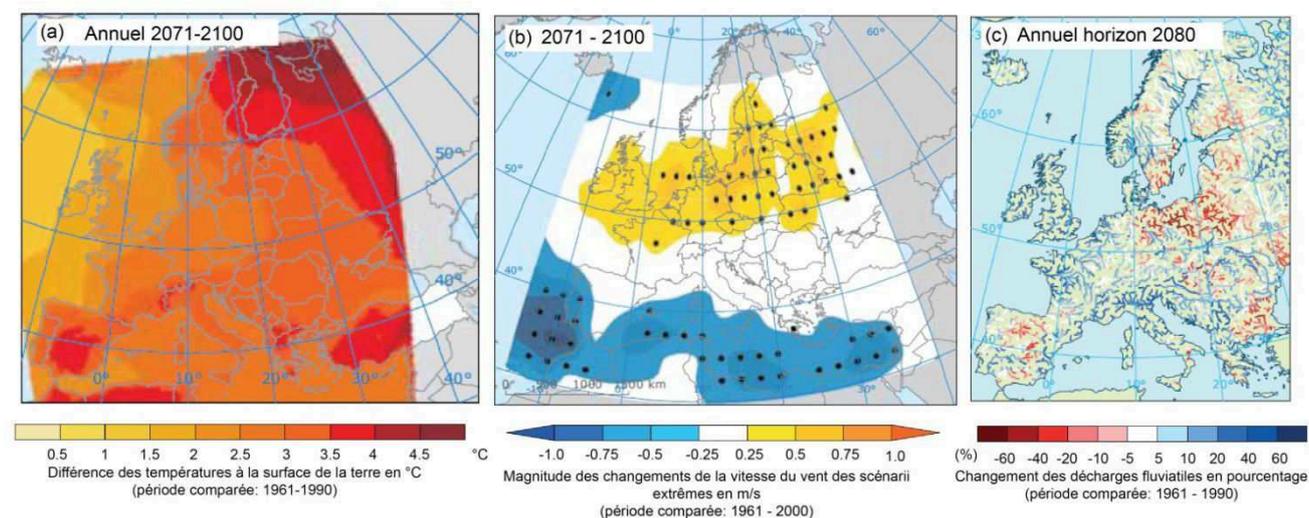


Figure 137: (a) Changement des températures de surface (d'après Van der Lincker et Mitchell, 2009) (b) Différence de magnitude de la vitesse du vent dans le cas des évènements extrêmes (d'après Donat et al., 2011) et (c) Changement des décharges fluviales (d'après Rojas et al., 2012). Ces simulations concernent les évolutions à l'horizon 2080-2100 (e.g .Rapport EEA, 2012)

Les principaux problèmes, associés au changement climatique, relevés dans les estuaires sont liés (1) à l'augmentation du niveau marin, (2) à la modification des régimes fluviaux

(augmentation/diminution) et (3) à la recrudescence des tempêtes. Ces trois facteurs engendrent une modification significative des flux sédimentaires, de leur dynamique et du trait de côte.

En rade de Brest ces paramètres sont susceptibles de :

- a) Générer un recul des vasières littorales vers le domaine continental. Comme soulignée précédemment la configuration encaissée des vallées ne permet pas le développement de large « tidal flats ». Notre étude ne s'étant pas focalisée sur la partie littorale, il nous est difficile de proposer un scénario. Cependant, Stéphan et al. (2012) ont déjà souligné que les falaises qui bordent la rade de Brest sont sujettes à l'érosion. Ils mettent également en évidence, une potentielle érosion des nombreux cordons de galets, jouant le rôle de barrières protectrices des marais développés en arrière cordon et qui présentent une diversité unique de la faune et flore.
- b) Engendrer une avancée de la dynamique tidale dans les bassins internes de par l'augmentation du niveau marin. Cette dernière renforcerait l'intensité des courants de flot et donc l'augmentation de l'érosion des versants des chenaux. Les secteurs peu profonds envasés seraient donc toujours entretenus au regard de l'espace d'accommodation disponible (vitesse augmentation du niveau marin). Le domaine central étant déjà en érosion, nous supposons que la dynamique tidale dans ce secteur ne sera que très peu impactée.
- c) Augmenter l'influence fluviale. L'augmentation des débits fluviaux suppose une réorganisation de la dynamique sédimentaire estuarienne. Actuellement, l'influence fluviale est faible. Excepté dans les secteurs très en amont (Landevennec pour l'Aulne et Pont de l'Iroise pour l'Elorn) son action est estompée au profit de la circulation tidale. Si une augmentation des débits est attendue, elle conduirait à une plus grande stratification des estuaires et donc une augmentation de la dynamique tidale des courants de flot sur le fond et des courants de jusant en surface.

Des modèles seraient nécessaires pour évaluer l'impact morphologique de cette nouvelle réorganisation. Un modèle d'évolution des « tidal flats » estuariens a déjà été proposé par Le Hir et al. (2015). Il repose sur un estuaire en forme d'entonnoir installé sur un littoral plat alors que les fleuves en rade de Brest sont encaissés (côte rocheuse). Cependant, il pourrait servir de base à une nouvelle approche de la sédimentation future de la rade.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abdul, N. A., Mortlock, R. A., Wright, J. D., & Fairbanks, R. G., 2016. Younger Dryas sea level and meltwater pulse 1B recorded in Barbados reef crest coral *Acropora palmata*. *Paleoceanography*, 31(2), 330-344.
- Ackers P., & White W.R., 1973. Sediment transport: new approach and analysis. *Journal of the Hydraulics, Division of the American Society of Civil Engineering*, 99, 2041 – 2060.
- Allard, J., Chaumillon, E., Bertin, X., Poirier, C., & Ganthy, F., 2010. Sedimentary record of environmental changes and human interferences in a macrotidal bay for the last millenaries: the Marennes-Oléron Bay (SW France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(2), 151-169.
- Allen, J.R.L., 1968. The nature and origin of bed-form hierarchies. *Sedimentology* 10, 161–182.
- Allen, G. P., Sauzay, G., Castaing, P., & Jouanneau, J. M., 1977. Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde Estuary, France. *Estuarine processes*, 2, 63-81.
- Allen, G. P., Salomon, J. C., Bassoulet, P., Du Penhoat, Y., & De Grandpre, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, 26(1), 69-90.
- Allen, G. P., 1991. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. In: *Clastic Tidal Sedimentology* (Ed. by D.G Smith, G.E Reinson, B.A Zaitlin and R.A Rahmani). *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 16.pp.29-40.
- Allen, G. P., & Posamentier, H. W., 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Research*, 63(3).
- Allen, J. R. L., 2001. Late Quaternary stratigraphy in the Gwent Levels (southeastWales): the subsurface evidence, *Proceedings of the Geologists Association*, 112, 289-315.
- Alley, R. B., 1998. Palaeoclimatology: Icing the North Atlantic. *Nature*, 392(6674), 335-337.
- Alley, R.B., & MacAyeal, D.R., 1994. Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillation of the Laurentide Ice Sheet. *Paleoceanography*, 9, 503-211.
- Alley, R. B., & Clark, P. U., 1999. The deglaciation of the northern hemisphere: a global perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 27(1), 149-182.
- Anderson, J. B., Shipp, S. S., Lowe, A. L., Wellner, J. S., & Mosola, A. B., 2002. The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quaternary Science Reviews*, 21(1), 49-70.
- Anglo-Saxon Chronicle, 1912. *The Online Medieval and Classical Library* 17, Text of "The Anglo-Saxon Chronicle". London: Everyman Press (trans. and Rev. J Ingram (London,1823), with additional readings from the trans of JA Giles (London, 1847)). Disponible sur : <http://omacl.org/Anglo/>.
- Ashley, G. M., 1978. Interpretation of polymodal sediments. *The Journal of Geology*, 411-421.
- Ashley, G. M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem-SEPM bedforms and bedding structures. *Journal of Sedimentary Research*, 60(1), 160-172.
- Auffret, G. A., 1983. Dynamique sédimentaire de la marge continentale celtique-Evolution Cénozoïque-Spécificité du Pleistocène supérieur et de l'Holocène. *Université de Bordeaux I, Bordeaux*, pp. 355.
- Auffret, J. P., Augris, C., Cabioch, L., & Koch, P., 1992. Sillons graveleux aux abords de la Baie de Morlaix (Furrows gravel near the Bay of Morlaix). *Ann. Soc. Geol. Nord*, 1, 143-147.
- Augustin, J. M., Le Suave, R., Lurton, X., Voisset, M., Dugelay, S., & Satra, C., 1996. Contribution of the multibeam acoustic imagery to the exploration of the sea-bottom. *Marine Geophysical Researches*, 18(2-4), 459-486.
- Austermann, J., Mitrovica, J. X., Latychev, K., & Milne, G. A., 2013. Barbados-based estimate of ice volume at Last Glacial Maximum affected by subducted plate. *Nature Geoscience*, 6(7), 553-557.

Auvray, B., Charlot, R., & Vidal, P., 1980. Données nouvelles sur le protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France): age et signification. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17(4), 532-538.

Ayrault, F. (1998). Environnement, structure et évolution des dépressions météorologiques: réalité climatologique et modèles types (Doctoral dissertation). Université P. Sabatier, Toulouse, pp. 355.

B

Babin, C., Didier, J., Moign, A., & Plusquellec, Y., 1969. Goulet et rade de Brest: essai de géologie sous-marine. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 11, 1-31.

Bagnold, R. A., & Barndorff-Nielsen, O., 1980. The pattern of natural size distributions. *Sedimentology*, 27(2), 199-207.

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., & Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience* 341(2), 174-201.

Ballèvre, M., Catalán, J. R. M., López-Carmona, A., Pitra, P., Abati, J., Fernández, R. D., ... & Martínez, S. S., 2014. Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: a joint French-Spanish project. *Geological Society, London, Special Publications* 405(1), 77-113.

Baltzer, A., Boutin, R., & Stepanian, A., 2010. Apport de la sismique marine très haute résolution à l'étude de la rade abri de Brest (France). *Revue Paralia* 3, 1-14.

Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G., & Zindler, A., 1990. U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345, 31.

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(5970), 1235-1237.

Barnard, P.L., Erikson L.H, Rubin, D., Dartnell, P. & Kvitek, R.G., 2012. Analyzing bedforms mapped using multibeam sonar to determine regional bedload sediment transport patterns in the San Francisco Bay coastal system. *Sedimentology*. In: *Sediments, Morphology and Sedimentary Processes on continental shelves : Advances in technologies, research and application* (Ed. by M.Z., Li, C.R., Sherwood and P.R., Hill). Special Publication of the International Association of Sedimentologists (IAS), 44.pp. 273-294.

Barnard, P.L, Erikson, L.H., Elias, E.P.L., & Dartnell, P., 2013. Sediment transport patterns in the San Fransisco Bay coastal system from cross-validation of bedform asymmetry and modelled residual flux. *Marine Geology*, 345, 72-95.

Bartholdy, A. T., Bartholdy, J., & Kroon, A., 2010. Salt marsh stability and patterns of sedimentation across a backbarrier platform. *Marine Geology*, 278(1), 31-42.

Barwis, J. H., & Makurath, J. H., 1978. Recognition of ancient tidal inlet sequences: an example from the Upper Silurian Keyser Limestone in Virginia. *Sedimentology*, 25(1), 61-82.

Bassoulet, P., 1979. Etude de la dynamique des sédiments en suspension dans l'estuaire de l'Aulne: Rade de Brest. Thèse de doctorat. Université de Bretagne occidentale, France, pp. 211.

Baum, G.R., & Vail, P.R., 1988. Sequence stratigraphy concepts applied to Paleogene units, Gulf and Atlantic Tertiary basins. In: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. (Ed by C.K., Wilgus, B.S., Hastings, C.G., St.C.Kendall, H.W., Posamentier, C.A., Ross, J.C., Van Wagoner), *Social Economic Palaeontology Mineralogy, Special Publication* 42, pp. 124-154.

Belderson, R.H., Johnson, M.A., & Kenyon, N.H., 1982. Bedforms. In: *Offshore Tidal Sands: Processes and Deposits* (Ed by Stride, A.H), London ; New York, pp. 27-57.

Berger, A., 1988. Milankovitch theory and climate. *Reviews of geophysics*, 26(4), 624-657.

Berger, G. W., & Caline, B. P. R., 1991. Estimation of sedimentation rates in the Bay of Mont Saint-Michel (France) by super (210) Pb dating technique. A pilot study. *Oceanologica Acta, Special issue*.

Berger, W. H., & Von Rad, U., 2002. Decadal to millennial cyclicity in varves and turbidites from the Arabian Sea: hypothesis of tidal origin. *Global and Planetary Change*, 34(3), 313-325.

Berger, A., & Loutre, M. F., 2004. Théorie astronomique des paléoclimats. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(7), 701-709.

Berne, S., 1999. Dynamique, architecture et préservation des corps sableux de plate-forme. Mémoire d'HDR, Université de Lille, pp. 111.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Berthois, L., & Auffret, G., 1969. Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la rade de Brest. Chapitre 2. Dynamique des dépôts littoraux. Cahiers Océanographiques, 5, 469-485.
- Bessin, P., 2014. Evolution géomorphologique du Massif armoricain depuis 200 Ma: approche Terre-Mer ; Thèse de doctorat ; Université Rennes 1, pp. 329.
- Betts, R. A., Cox, P. M., Collins, M., Harris, P. P., Huntingford, C., & Jones, C. D., 2004. The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming. Theoretical and applied climatology, 78(1-3), 157-175.
- Beudin, A., Chapalain, G., & Guillou, N., 2013. Suspended Sediment Modelling in the Bay of Brest Impacted by the Slipper Limpet *Crepidula Fornicata*. Coastal Dynamics, 193-202.
- Beudin, A. (2014). Dynamique et échanges sédimentaires en rade de Brest impactés par l'invasion de crépidules. Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest, pp. 211.
- Billard C, Bernard V, Bouffignay A, ..., & Ropars A., 2003. La Techniques et modes d'exploitation des pêcheries sur le littoral normand (France): Un essai de bilan de 10 années de travaux archéologiques. In: Ancient maritime communities and the relationship between people and environment along the European Atlantic coasts / Anciens peuplements littoraux et relations homme/milieu sur les côtes de l'Europe atlantique, proceedings of the HOMER 2011 Conference, actes du colloque HOMER 2011, Vannes, 28 septembre - 1er octobre 2011. (Ed by : Daire MY, Dupont C, Baudry A., Billard C., Large J.M., Lespez L., Normand E. & Scarre C.) Oxford: Archaeopress, British Archaeological Reports, International Series, pp. 139-150
- Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P., & Caline, B., 2007. Preservation potential of highstand coastal sedimentary bodies in a macrotidal basin: example from the Bay of Mont-Saint-Michel, NW France. Sedimentary Geology 202(4), 754-775.
- Billeaud, I., Tessier, B., & Lesueur, P., 2009. Impacts of late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). Geology, 37(11), 1031-1034.
- Blanchard, M., 1997. Spread of the slipper limpet *Crepidula fornicata* (L. 1758) in Europe. Current state and consequences. Scientia marina, 61(2), 109-118.
- Blanpain O., 2009. Dynamique sédimentaire multiclasse : de l'étude des processus à la modélisation en Manche. Thèse de doctorat ; Université de Rouen, France, pp. 339.
- Blott, S., 2000. GRADISTAT Version 4.0: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments by sieving or laser granulometer. URL: http://www.kpal.co.uk/gradistat_abstract.htm.
- Blott, S. J., & Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth surface processes and Landforms, 26(11), 1237-1248.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Alsami, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. & Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North-Atlantic Holocene and glacial climates. Science, 278, 1257-1266.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., & Bonani, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. Science, 294, 2130-2136.
- 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: Solid Earth, 105(B8), 19273-19288.
- Boulton, G. S., Dongelmans, P., Punkari, M., & Broadgate, M., 2001. Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. Quaternary Science Reviews, 20(4), 591-625.
- Bourillet, J. F., Dubrulle, C., Goubert, E., Jouanneau, J. M., Cortijo, E., Weber, O., ... & Vicaire, O., 2005. La Grande Vasière: architecture, mise en place et estimation des facteurs de son évolution. In Colloque Défi Golfe de Gascogne. Ifremer, Brest, pp. 22-24.
- Braut, N., Bourquin, S., Guillocheau, F., Dabard, M. P., Bonnet, S., Courville, P., ... & Stepanoff, F., 2004. Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis: relative influence of tectonics and climate. Sedimentary Geology, 163(3), 175-210.
- Broecker, W., Kennett, J. P., Flower, B. P., Teller, J. T., Trumbore, S., Bonami, G., & Wolfl, W., 1989. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. Nature 341, 318-321.
- Brooks, D. A., Baca, M. W., & Lo, Y. T., 1999. Tidal circulation and residence time in a macrotidal estuary: Cobscook Bay, Maine. Estuarine, Coastal and Shelf Science 49(5), 647-665.

Brown Jr, L. F., & Fisher, W. L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 26, 213-248.

Bouma, A. H., Hampton, M. A., & Orlando, R. C., 1977. Sand waves and other bedforms in lower Cook Inlet, Alaska. *Marine Georesources & Geotechnology*, 2 (1-4), 291-308.

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(1), 34-51.

C

Cacchione, D. A., Drake, D. E., Grant, W. D., & Tate, G. B., 1984. Rippled scour depressions on the inner continental shelf off central California. *Journal of Sedimentary Research*, 54(4), 1280-1291.

Cameron, W.M. & Pritchard, D.W. 1963. Estuaries. In: *The Sea*, 2. (Ed by Hill, M.N.). John Wiley & Sons, pp. 306-324.

Camoin, G. F., Seard, C., Deschamps, P., Webster, J. M., Abbey, E., Braga, J. C., ... & Yokoyama, Y., 2012. Reef response to sea-level and environmental changes during the last deglaciation: Integrated Ocean Drilling Program Expedition 310, Tahiti Sea Level. *Geology* 40(7), 643-646.

Carlier A., 2015. La crépidule est-elle toujours aussi invasive – Visio-conférence IREMER.
<https://wwwz.ifremer.fr/index.php/Actualites-et-Agenda/Toutes-les-actualites/Archives/La-crepidule-est-elle-toujours-aussi-invasive>

Cassand, J., Fail, J. P., & Montadert, L., 1970. Sismique réflexion en eau profonde. *Geophysical, Prospecting*, 18(4), 600-614.

Castaing, P., & Guilcher, A., 1995. Geomorphology and sedimentology of rias. *Developments in Sedimentology*, 53, 69-111.

Cattaneo, A., & Steel, R. J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews* 62(3), 187-228.

Catuneanu, O., 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier. pp. 369.

Cayocca, F., Dussauze, M., Le Hir, P., Bassoullet, P., & Jestin, H., 2006. Modélisation hydro-sédimentaire de la baie du Mont Saint-Michel. In IX^{èmes} Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil, Brest, 12-14 septembre 2006.

Cazenave, A., Dominh, K., Guinehut, S., Berthier, E., Llovel, W., Ramillien, G., ... & Larnicol, G., 2009. Sea level budget over 2003–2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo. *Global and Planetary Change*, 65(1), 83-88.

Chappell, J., & Shackleton, N., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324, 137-140.

Chappell, J., Chivas, A., Wallensky, E., Polach, H. A., & Aharon, P. (1983). Holocene palaeo-environmental changes, central to north Great Barrier Reef inner zone. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 8, 223-235.

Charrier S., 2012. Rade de Brest : Etat des lieux et connaissances actuelles – Rapport IUEM, pp. 9.

Chaumillon, E., Tessier, B., & Reynaud, J. Y., 2010. Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bulletin de la Société géologique de France*, 181(2), 75-85.

Chaumillon, E., Bertin, X., Falchetto, H., Allard, J., Weber, N., Walker, P., ... & Woppelmann, G., 2008a. Multi time-scale evolution of a wide estuary linear sandbank, the Longe de Boyard, on the French Atlantic coast. *Marine Geology*, 251(3), 209-223.

Chaumillon, E., Proust, J. N., Menier, D., & Weber, N., 2008b. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): a synthesis. *Journal of Marine systems*, 72(1), 383-396.

Chauvaud, L. (1998). *La coquille Saint-Jacques en rade de Brest: un modèle biologique d'étude des réponses de la faune benthique aux fluctuations de l'environnement*. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France. pp. 240

Chorley, R. J., & Kennedy, B. A., 1971. *Physical geography: a systems approach*. Prentice Hall. pp. 370.

Christensen, J. H., Machenhauer, B., Jones, R. G., Schär, C., Ruti, P. M., Castro, M., & Visconti, G., 1997. Validation of present-day regional climate simulations over Europe: LAM simulations with observed boundary conditions. *Climate Dynamics*, 13(7-8), 489-506.

Chuenpagdee, R., Morgan, L. E., Maxwell, S. M., Norse, E. A., & Pauly, D., 2003. Shifting gears: assessing collateral impacts of fishing methods in US waters. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 1(10), 517-524.

- Clark, C. D., Gibbard, P., & Rose, J., 2004. Pleistocene glacial limits in England, Scotland and Wales. In: *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Vol. 1, Europe* (Ed by Ehlers, J., Gibbard, P.L.). *Developments in Quaternary Science*. Elsevier, Oxford., 47-82.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., ... & McCabe, A. M., 2009. The last glacial maximum. *Science*, 325(5941), 710-714.
- Clarke, M. L., & Rendell, H. M., 2009. The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: a review. *Quaternary International*, 195(1), 31-41.
- Clarke, J. E. H., 2012. Optimal use of multibeam technology in the study of shelf morphodynamics. *Sediments, Morphology and Sedimentary Processes on Continental Shelves: Advances in Technologies, Research and Applications*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 44, 3-28.
- Coco, G., Murray, A.B., & Green, M.O., 2007a. Sorted bed forms as self-organized patterns: 1. Model development. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3).
- Coco, G., Murray, A.B., Green, M.O., Thielert, E.R., & Hume, T.M., 2007b. Sorted bed forms as self-organized patterns: 2. Complex forcing scenarios. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3).
- Coleman, J. S., & Budikova, D., 2013. Eastern US summer streamflow during extreme phases of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(10), 4181-4193.
- Coum, A., 1979. La population de crépidules *Crepidula fornicata* (L. 1758) en rade de Brest: écologie et dynamique. Thèse de Doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest. (Doctoral dissertation).
- Crosta, X., Denis, D., & Ther, O., 2008. Sea ice seasonality during the Holocene, Adélie Land, East Antarctica. *Marine Micropaleontology*, 66(3), 222-232.
- Crutzen, P. J., 2002. Geology of mankind. *Nature*, 415(6867), 23-23.
- Crutzen, P. J., & Steffen, W., 2003. How long have we been in the Anthropocene era?. *Climatic Change*, 61(3), 251-257.
- Cugier, P., & Le Hir, P., 2000. Modélisation 3D des matières en suspension en baie de Seine Orientale (Manche, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(4), 287-294.
- Cuvilliez, A., Lafite, R., Deloffre, J., Lemoine, M., Langlois, E., & Sakho, I., 2015. River flow control on intertidal mudflat sedimentation in the mouth of a macrotidal estuary. *Geomorphology*, 239, 174-181.

D

- Dalrymple, R. W., Knight, R., Zaitlin, B. A., & Middleton, G. V., 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* 37(4), 577-612.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: perspective. *Journal of Sedimentary Research* 62(6), 1130-1146.
- Dalrymple, R. W., & Zaitlin, B. A. (1994). High-resolution sequence stratigraphy of a complex, incised valley succession, Cobequid Bay—Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada. *Sedimentology*, 41(6), 1069-1091.
- Dalrymple, R. W., & Rhodes, R. N., 1995. Estuarine dunes and bars. *Developments in sedimentology*, 53, 359-422.
- Dalrymple, R.W., 2006. Incised valleys in space and time: an introduction to the volume and an examination of the controls on valley formation and filling. In: *Incised valleys in space and time* (Dalrymple R.W., Leckie D.A., Tillman R.W.). SEPM special publications 85. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, pp. 5-12.
- Dalrymple, R. W., & Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81(3), 135-174.
- Dalrymple, R.W., 2010. Tidal depositional systems. In: *Facies Models 4: St John's* (James, N.P., Dalrymple, R.W.). Geological Association of Canada, pp. 201-231.
- Dalrymple, R. W., Mackay, D. A., Ichaso, A. A., & Choi, K. S., 2012. Processes, morphodynamics, and facies of tide-dominated estuaries. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Davis, R.A., Dalrymple, R.W., Robert, W.). Springer, Netherlands, pp. 79-107.

- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., ... & Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364(6434), 218-220.
- Darboux, J. R., & Plusquellec, Y., 1985. La discordance du Grès armoricain (Arenig) sur le Briovérien (Protérozoïque supérieur) dans la région de Camaret (presqu'île de Crozon, Massif armoricain): caractères sédimentologiques et structuraux. *Hercynica* 1, 47-54.
- Darboux, J. R., 1991. Evolution tectonosédimentaire et structuration synmétamorphe des zones externes du segment Hercynien ouest-européen: le modèle du Domaine Centre Armoricain occidental. Thèse de Doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Davis, R. A., & Hayes, M. O., 1984. What is a wave-dominated coast?. *Marine geology*, 60(1), 313-329.
- Davis, R. A., & Balson, P. S., 1992. Stratigraphy of a North Sea tidal sand ridge. *Journal of Sedimentary Research*, 62(1), 116-121.
- Davis, A.C.D., Kvitek, R.G., Mueller, C.B.A., Young, M.A., Storlazzi, C.D., & Phillips, E.L., 2013. Distribution and abundance of rippled scour depressions along the California coast. *Continental Shelf Research*, 69, 88-100.
- Deloffre, J., Verney, R., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., & Cundy, A. B., 2007. Sedimentation on intertidal mudflats in the lower part of macrotidal estuaries: sedimentation rhythms and their preservation. *Marine Geology*, 241(1), 19-32.
- Denton, G.H. & Karlén, W., 1973. Holocene Climatic Variations - Their Pattern and Possible Cause. *Quaternary Research*, 3, 155-205.
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A. L., ... & Yokoyama, Y., 2012. Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bolling warming 14,600 [thinsp] years ago. *Nature*, 483(7391), 559-564.
- Diesing, M., Kubicki, A., Winter, C., Schwarzer, K., 2006. Decadal scale stability of sorted bedforms, German Bight, southeastern North Sea. *Continental Shelf Research*, 26, 902-916.
- Dione, J.C., 1963. Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary. *Z. Geomorphology*, 7, 36-44.
- Dissler, E., & Gresselin, F., 1988. The North Cotentin shear-zone (Normandy-France): Variscan mobilization of the cadomian basement and its palaeozoic cover. *Geological Journal*, 23(3), 191-204.
- Donat, M. G., Leckebusch, G. C., Wild, S. & Ulbrich, U., 2011. Future changes in European winter storm losses and extreme wind speeds inferred from GCM and RCM multi-model simulations. *Natural Hazards and Earth System Science* 11(5), 1 351-1 370.
- Douglas, B. C., & Peltier, W. R., 2002. The puzzle of global sea-level rise. *Physics Today*, 55(3), 35-41.
- Dronkers, J., 1988. Inshore/offshore water exchange in shallow coastal systems. In: *Coastal-offshore ecosystem interactions*. Springer Berlin Heidelberg, 3-39.
- Duffy, G. P., & Clarke, J. H., 2012. Measurement of bedload transport in a coastal sea using repeat swath bathymetry surveys: assessing bedload formulae using sand dune migration. *Sediments, Morphology and Sedimentary Processes on Continental Shelves: Advances in Technologies, Research and Applications*. International Association of Sedimentology, Wiley-Blackwell, Oxford, 249-272.
- Dugué, O., Auffret, J. P., & Poupinet, N., 2007. Cenozoic shelly sands in the Cotentin (Armorican Massif, Normandy, France): A record of Atlantic transgressions and intraplate Cenozoic deformations. *Comptes Rendus Geoscience*, 339(2), 110-120.
- Dupret, L., & Le Gall, J., 1984. Intensité et superposition des schistogénèses cadomienne et varisque dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre* X, pp. 200.
- Durafour, M., 2014. Dynamique sédimentaire en zone côtière dans le cas de sédiments hétérogènes: application au domaine côtier haut-normand. Thèse de Doctorat. Université du Havre, Le Havre. pp.274.
- Durafour, M., Jarno, A., Le Bot, S., Lafite, R., & Marin, F., 2015. Bedload transport for heterogeneous sediments. *Environmental Fluid Mechanics*, 15(4), 731-751.
- Durand, M., Mojtahid, M., Maillet, G. M., Proust, J. N., Lehay, D., Ehrhold, A., ... & Howa, H., 2016. Mid-to late-Holocene environmental evolution of the Loire estuary as observed from sedimentary characteristics and benthic foraminiferal assemblages. *Journal of Sea Research*. In press.
- De Madron, X. D., Ferré, B., Le Corre, G., Grenz, C., Conan, P., Pujo-Pay, M., ... & Bodiou, O., 2005. Trawling-induced resuspension and dispersal of muddy sediments and dissolved elements in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Continental Shelf Research*, 25(19), 2387-2409.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Dushaw, B.D., Worcester, P.F., Cornuelle, B.D., & Howe, B.M., 1993. On equations for the speed of sound in seawater. *Journal of Acoustical Society of America*, 93, 255–275.
- Dutertre M., Grall J., Ehrhold A., & Hamon D., 2015. Environmental factors affecting maerl bed structure in Brittany (France). *European Journal Of Phycology*, 50(4), 371-383.
- Dyer, K. R., & Evans, E. M., 1989. Dynamics of turbidity maximum in a homogeneous tidal channel. *Journal of Coastal Research*, 23-30.
- Dyer, K. R., & Huntley, D. A. (1999). The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. *Continental Shelf Research*, 19(10), 1285-1330.

E

- Edelmann, H., 1968. An underwater sound source with higher seismic efficiency. *Geophysical Prospecting*, 16(4), 474-490.
- Ehrhold, A., Blanchard, M., Auffret, J. P., & Garlan, T., 1998. Conséquences de la prolifération de la crépidule (*Crepidula fornicata*) sur l'évolution sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel (Manche, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 327(9), 583-588.
- Ehrhold, A., 1999. Dynamique de comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime mégatidal: exemple de la Baie du Mont-Saint-Michel. These de Doctorat. Université de Caen, Caen.
- Ehrhold, A., Guillou, S., Auffret, J. P., Garlan, T., & Nguyen, K. D., 2003. Modélisation des flux sédimentaires charriés dans la baie du Mont-Saint-Michel (Manche, France). *Oceanologica acta*, 26(5), 443-455.
- Ehrhold, A., Hamon, D., & Guillaumont, B., 2006. The REBENT monitoring network, a spatially integrated, acoustic approach to surveying nearshore macrobenthic habitats: application to the Bay of Concarneau (South Brittany, France). *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil*, 63(9), 1604-1615.
- Ehrhold A. (2014). Cartes sédimentologiques des côtes de Bretagne sud. Entre baie de Vilaine et archipel de Glénan. Quæ.
- Ehrhold A., Gregoire G., Schmidt S., Jouet G., Le Roy P., 2016. Present-day sedimentation rates in the Bay of Brest (NW France) and its evolution since the last millenarries – XV International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay.
- Engelhart, S. E., & Horton, B. P., 2012. Holocene sea level database for the Atlantic coast of the United States. *Quaternary Science Reviews*, 54, 12-25.
- 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, 75-92.
- European Environment Agency, 2012. Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2012 2012 — 300 pp. — ISBN 978-92-9213-346-7
- Evans, G., Prego, R., 2003. Rias, estuaries and incised valleys: is a ria an estuary?. *Marine Geology* 196(3), 171-175.
- Evans, W., Benetti, S., Sacchetti, F., Jackson, D. W., Dunlop, P., & Monteys, X., 2015. Bedforms on the northwest Irish Shelf: indication of modern active sediment transport and overprinting of paleo-glacial sedimentary deposits. *Journal of Maps*, 11(4), 561-574.

F

- Fairbridge, R.W., 1980. The estuary : its definition and geodynamic cycle. In: *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries* (Ed Olausson, E., and Cato, I.), Wiley, New York, pp.35.
- Fairbanks, R. G., & Matthews, R. K., 1978. The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies. *Quaternary Research*, 10(2), 181-196.
- 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(6250), 637-642.
- Faure V. & Raillard O., 2013. Positionnement de la conduite Océanopolis : Analyse Hydro-sédimentaire, Rapport ACTIMAR, pp.51.

- Faure, M., Sommers, C., Melleton, J., Cocherie, A., & Lautout, O., 2010. The Léon domain (French Massif Armoricain): a westward extension of the Mid-German Crystalline rise? Structural and geochronological insights. *International Journal of Earth Sciences*, 99(1), 65-81.
- Fenies, H., Lericolais, G., & Posamentier, H. W., 2010. Comparison of wave-and tide-dominated incised valleys: specific processes controlling systems tract architecture and reservoir geometry. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(2), 171-181.
- Fernane, A., Gandouin, E., Penaud, A., Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Vidal, M., Delacourt, C., 2014. Coastal palaeoenvironmental record of the last 7 kyr BP in NW France: Sub-millennial climatic and anthropic Holocene signals. *The Holocene* 24(12), 85-97.
- Ferrer, P., Benabdellouahed, M., Certain, R., Tessier, B., Barusseau, J. P., & Bouchette, F., 2010. The Late Holocene sediment infilling and beach barrier dynamics of the Thau lagoon (Gulf of Lions, Mediterranean sea, SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(2), 197-209.
- Ferret, Y., Le Bot, S., Tessier, B., Garlan, T., & Lafite, R., 2010. Migration and internal architecture of marine dunes in the eastern English Channel over 14 and 56 year intervals: the influence of tides and decennial storms. *Earth Surface Processes. Landf.* 35, 1480-1493.
- Fichaut, B. (1984). Réactualisation de la sédimentologie de la rade de Brest. Thèse de Doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest, pp. 250.
- Fischer, H.B., 1976. Mixing and dispersion in estuaries. *Annual Review Fluid Mechanics*, 8, 107-133.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, 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(1), 327-342.
- Flemming, B. W., 1980. Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (southeast African continental margin). *Sedimentary Geology*, 26(1), 179-205.
- Flemming, B.W., 2005. Tidal environments. In: *Encyclopedia of coastal science* (Ed Schwartz, M.). Springer, Berlin, pp 1180-1185.
- Flemming, B. W., 2012. Siliciclastic back-barrier tidal flats. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Davis, R.A., Dalrymple, R.W., Robert, W.). Springer, Netherlands, pp. 231-267.
- Flückiger, J., Knutti, R., & White, J. W., 2006. Oceanic processes as potential trigger and amplifying mechanisms for Heinrich events. *Paleoceanography*, 21(2), 1-11.
- Folk, R.L., 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62, 344-359.
- Folk, R.L. & Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Folk, R. L., 1980. *Petrology of sedimentary rocks*: Austin. TX, Hemphill Publishing Co., pp. 182.
- Fournier J., Bonnot-Courtois C., Paris R., Voldoire O., & Le Vot M., 2012. *Analyses granulométriques, principes et méthodes*. CNRS, Dinard, pp. 99 ;
- Franzetti, M., Le Roy, P., Delacourt, C., Garlan, T., Cancouët, R., Sukhovich, A., & Deschamps, A., 2013. Giant dune morphologies and dynamics in a deep continental shelf environment: example of the banc du four (Western Brittany, France). *Marine Geology*, 346, 17-30.
- Fuller, S. D., Picco, C., & Ford, J., 2008. *How we fish matters: addressing the ecological impacts of Canadian fishing gear*. Ecology Action Centre, Living Oceans Society, and Marine Conservation Biology Institute.

G

- Gao, S., & Collins, M., 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology*, 81(1-2), 47-60.
- García-García, A., García-Gil, S., Vilas, F., 2005. Quaternary evolution of the Ría de Vigo, Spain. *Marine Geology* 220(1), 153-179.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- García-Gil, S., Durán, R., & Vilas, F., 2000. Side scan sonar image and geologic interpretation of the Ria de Pontevedra seafloor (Galicia, NW, Spain). *Scientia Marina*, 64(4), 393-402.
- García-Gil, S., Vilas, F., & García-García, A., 2002. Shallow gas features in incised-valley fills (Ria de Vigo, NW Spain): a case study. *Continental Shelf Research* 22(16), 2303-2315.
- Garlan, T. (2004). Apports de la modélisation dans l'étude de la sédimentation marine récente (Doctoral dissertation). Mémoire d'HDR, pp. 182.
- Garlan, T. (2012). Deux siècles de cartographie des sédiments marins 5Two centuries of marine sediments cartography°. *Revue Le monde des cartes, Bulletin*, 210, 2011-2012.
- Garreau, J., 1977. Remarques sur la tectonique post-hercynienne en Bretagne occidentale. *Noréis* 94(1), 179-192.
- Garreau, J., 1980. Structure et relief de la région de Brest. *Noréis* 108(1), 541-548.
- Gaspar, M. B., & Chícharo, L. M., 2007. Modifying dredges to reduce by-catch and impacts on the benthos. In: *By-catch Reduction in the World's Fisheries*. Springer Netherlands. pp. 95-140.
- Gibbard, P., & Cohen, K. M., 2008. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes*, 31(2), 243-247.
- Gilkinson, K. D., Fader, G. B. J., Gordon, D. C., Charron, R., McKeown, D., Roddick, D., ... & Liu, Q., 2003. Immediate and longer-term impacts of hydraulic clam dredging on an offshore sandy seabed: effects on physical habitat and processes of recovery. *Continental Shelf Research*, 23(14), 1315-1336.
- Gilman, E. L., Ellison, J., Duke, N. C., & Field, C., 2008. Threats to mangroves from climate change and adaptation options: a review. *Aquatic botany*, 89(2), 237-250.
- Gimeno, L., de la Torre, L., Nieto, R., García, R., Hernández, E., & Ribera, P., 2003. Changes in the relationship NAO-Northern hemisphere temperature due to solar activity. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(1), 15-20.
- Ginsberg, S. S., & Aliotta, S., 2011. Sediment Transport Circulation Pattern through Mesotidal Channels System. In: *Sediment Transport* (Ed by Ginsberg, S.S.), Croatia, pp. 275-294.
- Giraudeau, J., Cremer, M., Manthé, S., Labeyrie, L., & Bond, G., 2000. Coccolith evidence for instabilities in surface circulation south of Iceland during Holocene times. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(2), 257-268.
- Goldberg, E. D., 1963. Geochronology with ²¹⁰Pb. *Radioactive dating*, 121.
- Goldstein, E.B., Murray, A.B., & Coco, G., 2011. Sorted bedform pattern evolution: persistence, destruction and self-organized intermittency. *Geophysical Research Letters*, 38, L24402.
- Goslin, J., Van Vliet-Lanoë, B., Stéphan, P., Delacourt, C., Fernane, A., Gandouin, E., ... & Suanez, S., 2014. Holocene relative sea-level changes in western Brittany (France) between 7600 and 4000 cal. BP: Reconstitution from basal-peat deposits. *Geomorphologie* (4), 425-444.
- Goslin, J., Lanoë, B. V. V., Spada, G., Bradley, S., Tarasov, L., Neill, S., & Suanez, S., 2015. A new Holocene relative sea-level curve for western Brittany (France): Insights on isostatic dynamics along the Atlantic coasts of north-western Europe. *Quaternary Science Reviews* 129, 341-365.
- Gouleau, D., Jouanneau, J. M., Weber, O., & Sauriau, P. G., 2000. Short-and long-term sedimentation on Montportail-Brouage intertidal mudflat, Marennes-Oleron Bay (France). *Continental Shelf Research*, 20(12), 1513-1530.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., & Ogg, G. (Eds.), (2012). *The geologic time scale 2012 2-volume set*. elsevier.
- Grall, J., & Hily, C., 2002. Evaluation de la santé des bancs de maërl de la pointe de Bretagne (Rapport Direction Régional des Espaces Naturels de Bretagne). DIREN.
- Grall, J., & Hall-Spencer, J. M. (2003). Problems facing maerl conservation in Brittany. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 13(S1), 55-64.
- Green, A. N., Dladla, N., & Garlick, G. L., 2013. Spatial and temporal variations in incised valley systems from the Durban continental shelf, KwaZulu-Natal, South Africa. *Marine Geology* 335, 148-161.
- Gregoire G., 2013. Reconstitution sédimentaire et morphologique de la erade de Brest (zone orientale) et de son ouverture vers la mer d'Iroise. Rapport Master 1, IUEM, pp. 39.
- Gregoire, G., Ehrhold, A., Le Roy, P., Jouet, G., Garlan, T., 2016. Modern morpho-sedimentological patterns in a tide-dominated estuary system: the Bay of Brest (west Brittany, France). *Journal of Maps*, 1-8.

- Grove, J. M., 2004. Little Ice Ages: Ancient and Modern, (2 volumes), London, New York: Routledge.
- Guézennec, L., Meyer, R., Romana, L. A., & Goujon, R., 1999. Seine-Aval: un estuaire et ses problèmes (Vol. 1). Editions Quae.
- Guérin, L. (2004). La crépidule en rade de Brest: un modèle biologique d'espèce introduite proliférante en réponse aux fluctuations de l'environnement. Thèse de Doctorat. Université de Bretagne occidentale, Brest, pp. 323.
- Guerrot, C., Calvez, J. Y., Bonjour, J. L., Chantraine, J., Chauvel, J. J., Dupret, L., & Rabu, D., 1992. Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale: nouvelles données radiométriques. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 315(13), 1741-1746.
- Guilcher, A., Vallantin, P., Angrand, J. P., & Galloy, P., 1957. Les cordons littoraux de la rade de Brest. Institut de Géographie.
- Guilcher, A., & Pruleau, M. (1962). Morphologie et sédimentologie sous-marines de la partie orientale de la rade de Brest [Morphology and sedimentology submarine of the eastern part of the Bay of Brest]. Com. Trav. Hist. Sci., Bull. Sect. Géograph., Géographie de la Mer, 75, 81-116.
- Guillocheau F., Brault N., Thomas E., Barbarand J., Bonnet S., Bourquin S., Eesteoule-Choux J., Guennoc P., Menier D., Neraudeau D., Proust J.-N. & Wyns R., 2003. – Histoire géologique du Massif armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). – Bulletin. Information. Géologique. Bassin. Paris, 40 (1), 13-28.
- Gumiaux, C., Gapais, D., Brun, J. P., Chantraine, J., & Ruffet, G., 2004. Tectonic history of the Hercynian Armorican shear belt (Brittany, France). *Geodinamica Acta*, 17(4), 289-307.
- ## H
- Hall-Spencer, J. M., Kelly, J., & Maggs, C. A., 2010. Background document for maerl. Background document for maerl. OSPAR Commission, 491/2010.
- Hallégouët, B., & Morzadec-Kerfourn, M.-Th., 1977. Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale, *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 441, 81-89.
- Hallégouët, B. (1979a) - Carte géomorphologique détaillée de la France au 1:50.000, feuille de Brest, Notice explicative, Ed. CNRS, 44 p.
- Hallégouët, B. (1979b) - Le head des falaises de la rade de Brest. *Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen*, 113-123.
- Hallégouët, B., & Van Vliet-Lanoë, B. (1986) - Les oscillations climatiques entre 125 000 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'Etude du Quaternaire*, 1-2, 127-138.
- Hallégouët, B., 1994. Formation de la rade de Brest. In: *Atlas permanent du littoral*, (Ed by Corlaix, J.P), Editmar, France, pp. 22.
- Hamon, D., Ehrhold, A., Houlgatte, E., Kerdoncuff, J., Gaffet, J. D., Caisey, X., ... & Oger-Jeanneret, H., 2010. Reconnaissance cartographique de bancs de maërl distribués sur le littoral breton. In *Journées REBENT*, 13-14 octobre 2010, Brest.
- Hansen D.V., & Rattray, M., 1966. New dimensions in estuary classification. *Limnology and Oceanography*, 11, 319-326.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156-1167.
- Harris, P. T., & Collins, M. B., 1984. Bedform distributions and sediment transport paths in the Bristol Channel and Severn Estuary, UK. *Marine Geology*, 62(1), 153-166.
- Harris, P. T., 1988. Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries. *Sedimentary Geology*, 57(3), 273-298.
- Harris, P. T., Baker, E. K., Cole, A. R., & Short, S. A., 1993. A preliminary study of sedimentation in the tidally dominated Fly River Delta, Gulf of Papua. *Continental Shelf Research*, 13(4), 441-472.
- Hart, M.B., Stubbles, S.J., Smart, C.W., Fisher, J.K., Hoddinot, C., Marshall-Penn, I. and Yeo, A. 2014. Foraminifera from the Fowey Estuary, Cornwall. *Geoscience in South-West England*, 13, 304-315.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Hays, J. D., Imbrie, J., & Shackleton, N. J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *American Association for the Advancement of Science*.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice-rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years, *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Hénaff, A., Vliet-Lanoë, B. V., Delacourt, C., Goslin, J., Hallégouët, B., & Penaud, A., 2015. Enregistrement stratigraphique de l'holocène en baie d'Audierne: impact morphologique des tempêtes. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 26(2), 87-104.
- Hijma, M. P., & Cohen, K. M., 2010. Timing and magnitude of the sea-level jump precluding the 8200 yr event. *Geology*, 38(3), 275-278.
- Hily, C., 1989. La mégafaune benthique des fonds meubles de la rade de Brest: prééchantillonnage par vidéo sous-marine. *Cahier Biologie Marine*, 30, 433-454
- Hinschberger, F., Guilcher, A., Pruleau, M., Moign, A., & Moign, Y., 1968. Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France [Submarine sedimentary cartography of the coast of France]. Feuille de Brest. Echelle, 1, 100000.
- Hinschberger, F., & Pauvret, R. B., 1968. Les fonds sous-marins de l'Iroise et de la Baie de Douarnenez (Finistère). Reconstitution d'un réseau hydrographique immergé. *Norois*, 58(1), 213-225.
- Hinschberger, F., & Saint-Réquier, A., 1970. Les sédiments vaseux au large du Finistère. *Norois*, 67(1), 401-403.
- Hinschberger, 1970. L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein: études de morphologie et de sédimentologie sous-marines. Université de Caen, faculté des lettres et sciences humaines.
- Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q., Cheng, X., Wang, P., Sato, Y., & Li, C., 2001. Sedimentary facies and Holocene progradation rates of the Changjiang (Yangtze) delta, China. *Geomorphology*, 41(2), 233-248.
- 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, Volume 40*, pp.97 ;
- Horton, B. P., & Shennan, I. (2009). Compaction of Holocene strata and the implications for relative sealevel change on the east coast of England. *Geology*, 37(12), 1083-1086.
- Clarke, J. E. H., Mayer, L. A., & Wells, D. E., 1996. Shallow-water imaging multibeam sonars: a new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf. *Marine Geophysical Researches*, 18(6), 607-629.
- Hughes-Clarke, J.E., 2000a. Acoustic seabed surveying. Presented at the Meeting the new demands for accuracy, coverage and spatial resolution, *Geomatica*, pp. 473-485.
- Hughes-Clarke, J.E., 2000b. Present-Day Methods of Depth Measurement. In: *Continental Shelf Limits, the Scientific and Legal Interface* (Ed by Cook, P.J., Carleton, C.M.). Oxford, pp. 139-158.
- Hume, T. M., Snelder, T., Weatherhead, M., & Liefing, R., 2007, A controlling factor approach to estuary classification, *Ocean & coastal management*, 50, 905-929.

I

Idier, D., Ehrhold, A., & Garlan, T., 2002. Morphodynamique d'une dune sous-marine du détroit du pas de Calais. *Comptes Rendus Geosciences*, 334, 1079-1085.

IPCC, 2014: Summary for policymakers. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Ed by Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L.White). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 32.

Imbrie, J. et al, 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles.2. The 100,000 year cycle. *Paleoceanography*, 8, 699-735.

J

Jablonski, B. V., & Dalrymple, R. W., 2016. Recognition of strong seasonality and climatic cyclicality in an ancient, fluvially dominated, tidally influenced point bar: Middle McMurray Formation, Lower Steepbank River, north-eastern Alberta, Canada. *Sedimentology*, 63(3), 552-585.

- Jang D., & Hwang, J. H., 2013. Classification method of estuary considering the climate change in South. Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England), Journal of Coastal Research, Special Issue No. 65, 962-967.
- Jégouzo, P. (1980). The south armorican shear zone. *Journal of Structural geology*, 2(1), 39-47.
- Jeuken M.C.J.L., 2000. On the morphologic behaviour of tidal channels in the Westerschelde estuary. Netherlands Geographical Studies 79, 378 .
- Jones, P. D., Briffa, K. R., Barnett, T. P., & Tett, S. F. B., 1998. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene*, 8(4), 455-471.
- Jong, R. D., Björck, S., Björkman, L., & Clemmensen, L. B., 2006. Storminess variation during the last 6500 years as reconstructed from an ombrotrophic peat bog in Halland, southwest Sweden. *Journal of Quaternary Science*, 21(8), 905-919.
- Jouanneau, J. M., Weber, O., Cremer, M., & Castaing, P., 1999. Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46(10), 2205-2220.
- Jouët, G., Augris, C., Hallegouët, B., Le Roy, P., & Rolet, J., 2003. La vallée d'Ys: un paléonéseau hydrographique immergé en baie de Douarnenez (Finistère, France). *Comptes Rendus Geoscience* 335(5), 487-494.
- Jouët, G. (2007). Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et glacio-eustatiques du Quaternaire terminal: modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion. Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest. pp. 444.

K

- Kaiser, M. J., Hilborn, R., Jennings, S., Amaro, R., Andersen, M., Balliet, K., ... & Boyd, C., 2015. Prioritization of knowledge-needs to achieve best practices for bottom trawling in relation to seabed habitats. *Fish and Fisheries*, 17(3), 637-663.
- 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.
- Kolfschoten, T.V. & Markova, A.K., 2003. The evolution of the mammalian fauna and flora and the human occupation in Western, Central and Eastern Europe during Pleistocene – Holocene transition (25-9 kyr B.P.). XVI INQUA Congress.
- Klein, G. D. (1970). Tidal origin of a Precambrian quartzite—the lower fine-grained quartzite (middle Dalradian) of Islay, Scotland. *Journal of Sedimentary Research*, 40(3).
- Knaapen, M.A.F., 2005. Sandwave migration predictor based on shape information. *Journal Geophysical Research*, 110, 1–9.
- Krasting, J.P., Dunne J.P., Stouffer, R.J., & Hallberg, R.W., 2016. Enhanced Atlantic sea-level rise relative to the Pacific under high carbon emission rates. *Nature Geosciences* 9, 210–214.

L

- Lamarque, G., Lurton, X., Verdier, A. L., & Augustin, J. M., 2011. Quantitative characterisation of seafloor substrate and bedforms using advanced processing of multibeam backscatter—Application to Cook Strait, New Zealand. *Continental Shelf Research*, 31(2), 93-109.
- Lamarque, A., 2012. Litto3D® Spécifications techniques – SHOM IGN, pp. 16.
- Lamb, H.H., & Frydendahl, K. (2005) *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge: Cambridge University Press, pp.228.
- 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), 1-22.
- Lambeck, K., & Chappell, J., 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292(5517), 679-686.
- Lambeck, K., Esat, T. M., & Potter, E. K., 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903), 199-206.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Lambeck, K., Woodroffe, C. D., Antonioli, F., Anzidei, M., Gehrels, W. R., Laborel, J., & Wright, A. J., 2010. Paleoenvironmental records, geophysical modelling, and reconstruction of sea level trends and variability on centennial and Longer Timescales. *Understanding sea level rise and variability*, 61-121.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., & Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43), 15296-15303.
- Lambert C., Penaud A., Vidal M., Chauvaud L., Combourieu-Nibeout N., Lebreton V., Fernane A., Van Vliet Lanoë B., & Ragueneau O., 2015. Holocene paleoenvironmental changes in the bay of Brest (NW France) over the last 6.500 years : palynological evidences of climate and human forcing. Presented at the XIX INQUA Congress, Nagoya, Japan.
- Lanckneus, J., De Moor, G., Berné, S., Chamley, H., De Batist, M., Henriot, J.-P., Terwindt, J.H.J., & Trentesaux, A., 1991. Cartographie du Middelkerke Bank : dynamique sédimentaire, structure géologique, facies sédimentaires. Presented at the Ocean Space Advanced Technologies European Show, Brest, France, pp. 1-11.
- Landurain S., 2014. Etude de l'évolution de la bathymétrie en rade de Brest depuis le XIXème siècle . Rapport Master 1, IUEM, pp. 30.
- Larsonneur, C., 1977. La cartographie des depots meubles sur le plateau continental français: méthode mise au point et utilisée en Manche. *Journal Recherche océanographique*, 2(2), 33-39.
- Larsonneur, C., Bouysse, P., & Auffret, J. P. (1982). The superficial sediments of the English Channel and its western approaches. *Sedimentology*, 29(6), 851-864.
- Larsonneur, C., Vaslet D., & Auffret J.P. (1982). Map of the surficial sediments of the English Channel. BRGM, Orléans, France
- Larzilliere, A., 2014. Document d'Objectifs Natura 2000 – Rade de Brest-estuaire de l'aulne et Rade de Brest, baie de Daoulas, anse du Poulmic, Tome 3 : Actions et opérations. Parc naturel régional d'Armorique, Brest métropole océane, DREAL Bretagne, pp. 385.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., & Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics* 428, 261-285.
- Lautridou, J. P., Monnier, J. L., Morzadec, M. T., Sommé, J., & Tuffreau, A., 1986. The Pleistocene of Northern France. *Quaternary science reviews*, 5, 387-393.
- Lavoisier, A., 1789. Observations générales sur les couches horizontales, qui ont été déposés par la mer, et sur les conséquences qu'on peut tirer de leurs dispositions, relativement à l'ancienneté du globe terrestre. *Mémoire de l'Académie Royale des Sciences*, 351-371.
- Lazure, P., & Dumas, F., 2008. An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources*, 31(2), 233-250.
- Lea, D. W., Martin, P. A., Pak, D. K., & Spero, H. J., 2002. Reconstructing a 350ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews*, 21(1), 283-293.
- Le Bollan, C., 2008. L'arrivée du chemin de fer à Brest ou les effets d'une logique stratégique. *Revue d'histoire des chemins de fer*, (38), 72-86.
- Le Bot, S., 2001. Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes : processus hydro-sédimentaires et enregistrement exemple du Pas de-Calais. Thèse de Doctorat. Université Lille 1, Lille.
- Le Bot, S., Trentesaux, A., 2004. Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (Dover Strait, northern France). *Marine Geology*, 211, 143-168.
- Le Chenadec, G. L., Boucher, J. M., & Lurton, X. (2007). Angular Dependence of Distributed Sonar Data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 45(5), 1224-1235.
- Le Duff, M., Hily, C., & Glemarec, M., 1999. Environnement naturel de l'Iroise. Bilan des connaissances et intérêt patrimonial., UBO/DIREN.
- Le Gall, J., 1999. Les dolérites et basaltes tholéitiques varisques du domaine nord-est armoricain. *Géologie France*, 4, 3-26.
- Le Gallo, Y., Henwood, P., & Henwood, A. (1992). Brest alias Brest: Trois siècles d'urbanisme. Liège, Belgium: Mardaga.

- Le Guyader, D., 2012. Modélisation des activités humaines en mer côtière. Thèse de Doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest, pp. 309.
- Le Hir, P., Breton, M., & L'Yavanc, J., 1987. Amélioration de la salubrité des eaux conchylicoles de l'estuaire de l'Elorn et du Nord de la Rade de Brest-Etude du milieu marin. Rapport Ifremer, pp. 137.
- Le Hir, P., Ficht, A., & Jacinto, R. S., Lesueur, P., Dupont, J. P., Lafite, R., ... & Cugier, P., 2001. Fine sediment transport and accumulations at the mouth of the Seine estuary (France). *Estuaries*, 24(6), 950-963.
- Le Hir, P., 2008. Aide-mémoire de dynamique sédimentaire. Ifremer, 74 pp.
- Le Hir, P., Cayocca, F., & Waeles, B., 2011. Dynamics of sand and mud mixtures: a multiprocess-based modelling strategy. *Continental Shelf Research*, 31(10), S135-S149.
- Le Hir P., Florence C ; & Vareilles J., 2015.. Estuarine morphodynamics: simulating schematic configurations with a process-based 3D model with focus on the evolution of tidal marshes under climate change – Presented at 13th international conference on cohesive sediment transport processes.
- Leorri, E., Cearreta, A., & Milne, G., 2012. Field observations and modelling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implication for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. *Quaternary Science Reviews*, 42, 59-73.
- Lemasson, L., 1999. Vents et tempêtes sur le littoral de l'ouest de la France: variabilité, variation et conséquences morphologiques. Thèse de Doctorat. Université de Rennes 2, Rennes.
- Lericolais, G., 1997. Évolution Plio-quaternaire du Fleuve Manche: stratigraphie et Géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire. Thèse de Doctorat. Université de Bordeaux 1, BordeauxX.
- Lericolais, G., Berné, S., & Féliès, H., 2001. Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Marine Geology* 175(1), 183-197.
- Lesourd, S., Lesueur, P., Brun-Cottan, J. C., Auffret, J. P., Poupinet, N., & Laignel, B., 2001. Morphosedimentary evolution of the macrotidal Seine estuary subjected to human impact. *Estuaries*, 24(6), 940-949.
- Lesourd, S., Lesueur, P., Fisson, C., & Dauvin, J. C., 2016. Sediment evolution in the mouth of the Seine estuary (France): A long-term monitoring during the last 150 years. *Comptes Rendus Geoscience*. In press.
- 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), 23-40.
- Lesueur, P., Jouanneau, J. M., Boust, D., Tastet, J. P., & Weber, O., 2001. Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud fields in the Bay of Biscay (France). *Continental Shelf Research*, 21(13), 1383-1401.
- Leuven, J. R. F. W., Kleinhans, M. G., Weisscher, S. A. H., & van der Vegt, M., 2016. Tidal sand bar dimensions and shapes in estuaries. *Earth-Science Reviews*, 161, 204-223.
- Leventer, A., Domack, E., Dunbar, R., Pike, J., Stickley, C., Maddison, E., ... & McClennen, C., 2006. Marine sediment record from the East Antarctic margin reveals dynamics of ice sheet recession. *GSA TODAY*, 16(12), 4.
- Lewis, S. L., & Maslin, M. A., 2015. Defining the anthropocene. *Nature*, 519(7542), 171-180.
- Li, M. Z., Hannah, C. G., Perrie, W. A., Tang, C. C., Prescott, R. H., & Greenberg, D. A., 2015. Modelling seabed shear stress, sediment mobility, and sediment transport in the Bay of Fundy 1. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 52(9), 757-775.
- Liu, J. P., & Milliman, J. D., 2004. Reconsidering melt-water pulses 1A and 1B: global impacts of rapid sea-level rise. *Journal of Ocean University of China*, 3(2), 183-190.
- Lobo, F. J., & Ridente, D., 2014. Stratigraphic architecture and spatio-temporal variability of high-frequency (Milankovitch) depositional cycles on modern continental margins: an overview. *Marine Geology*, 352, 215-247.
- Long, A. J., & Hughes, P. D. M., 1995. Mid-and late-Holocene evolution of the Dungeness foreland, UK. *Marine Geology*, 124(1), 253-271.
- Lurton, X., 2002. An introduction to underwater acoustics: principles and applications. Springer Science & Business Media, 2002. pp. 349
- Lurton, X., 2003. Theoretical modelling of acoustical measurement accuracy for swath bathymetric sonars. *The International hydrographic review*, 4(2), 17-30.

Lyell, C., 1864. Address [to the British Association]. Taylor & Francis.

M

Mallet, C., Howa, H. L., Garlan, T., Sottolichio, A., & Le Hir, P., 2000. Residual transport model in correlation with sedimentary dynamics over an elongate tidal sandbar in the Gironde Estuary (southwestern France). *Journal of Sedimentary Research*, 70(5).

Mann, M. E., Bradley, R. S., & Hughes, M. K., 1999. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical research Letters*, 26(6), 759-762.

Mann, M. E., & Jones, P. D., 2003. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters*, 30(15).

Marcott, S. A., Shakun, J. D., Clark, P. U., & Mix, A. C., 2013. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, 339(6124), 1198-1201.

Marmin, S., Lesueur, P., Dauvin, J. C., Samson, S., Tournier, P., Lavanne, A. G., ... & Thouroude, C., 2016. An experimental study on dredge spoil of estuarine sediments in the bay of seine (France): A morphosedimentary assessment. *Continental Shelf Research*, 116, 89-102.

Martin, C. S., Giannoulaki, M., De Leo, F., Scardi, M., Salomidi, M., Knittweis, L., ... & Bavestrello, G., 2014. Coralligenous and maërl habitats: predictive modelling to identify their spatial distributions across the Mediterranean Sea. *Scientific Reports*, 4.

Martinsen, O. J., & Helland-Hansen, W., 1995. Strike variability of clastic depositional systems: Does it matter for sequence-stratigraphic analysis?. *Geology*, 23(5), 439-442

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 isostatic adjustment along the coast of south Devon, United Kingdom. *Journal of Quaternary Science*, 23(5), 415-433.

Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Krevelend, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. & Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*.36.

Mazières, A., Gillet, H., Idier, D., Mulder, T., Garlan, T., Mallet, C., ... & Hanquiez, V., 2015. Dynamics of inner-shelf, multi-scale bedforms off the south Aquitaine coast over three decades (Southeast Bay of Biscay, France). *Continental Shelf Research*, 92, 23- 36.

Marcoux, E., Cocherie, A., Ruffet, G., Darboux, J. R., & Guerrot, C., 2009. Géochronologie revisitée du dôme du Léon (Massif armoricain, France). *Géologie de la France*, 1, p-19.

Margotta, J., Trentesaux, A., Tribouvillard, N., 2016. Tidally-modulated infilling of a large coastal plain during the Holocene; the case of the French Flemish Coastal plain. In *Contributions to Modern and Ancient Tidal Sedimentology: Proceedings of the Tidalites 2012 Conference*. John Wiley & Sons. pp. 243.

Martínez-Carreño, N., & García-Gil, S., 2013. The Holocene gas system of the Ría de Vigo (NW Spain): Factors controlling the location of gas accumulations, seeps and pockmarks. *Marine Geology* 344, 82-100.

Meeker, L. D., & Mayewski, P. A., 2002. A 1400-year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia. *The Holocene*, 12(3), 257-266.

Menier, D., Tessier, B., Proust, J. N., Baltzer, A., Sorrel, P., & Traini, C., 2010. The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181(2), 115-128.

Menier, D., Augris, C., & Briand, C., 2014. Les réseaux fluviaux anciens du plateau continental de Bretagne Sud. Editions Quae.

Menier, D., Estournès, G., Mathew, M. J., Ramkumar, M., Briand, C., Siddiqui, N., ... & Labeyrie, L., 2016. Relict geomorphological and structural control on the coastal sediment partitioning, North of Bay of Biscay. *Zeitschrift für Geomorphologie* 60(1), 67-74.

Meurisse-Fort, M., 2008. Enregistrement haute résolution des massifs dunaires: Manche, mer du Nord et Atlantique: le rôle des tempêtes. Editions Publibook.

Mhammdi, N., 1994. Architecture du banc sableux tidal de sercq (Iles Anglo-Normandes). Thèse de Doctorat. Université de Lille 1, Lille.

- Middleton, G. V., & Hampton, M., 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity waves. In : Marine sediment transport and environmental management (Ed by G.V.Middleton, M. Hampton D.J. Stanley, D.J.P. Swift). pp. 197-218.
- Mielck, F., Holler, P., Bürk, D., & Hass, H. C., 2015. Interannual variability of sorted bedforms in the coastal German Bight (SE North Sea). *Continental Shelf Research*, 111, 31-41.
- Miettinen, A., Jansson, H., Alenius, T., & Haggrén, G., 2007. Late Holocene sea-level changes along the southern coast of Finland, Baltic Sea. *Marine Geology*, 242(1), 27-38.
- Milankovitch, M., 1920. Théorie mathématiques des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagred. Gauthier-Villard, Paris.
- Milliman, J. D., Huang-Ting, S., Zuo-Sheng, Y., & Mead, R. H., 1985. Transport and deposition of river sediment in the Changjiang estuary and adjacent continental shelf. *Continental Shelf Research*, 4(1), 37-45.
- Milne, G. A., & Mitrovica, J. X., 2008. Searching for eustasy in deglacial sea-level histories. *Quaternary Science Reviews*, 27(25), 2292-2302.
- Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., & Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.
- Mitrovica, J. X., & Milne, G. A., 2002. On the origin of late Holocene sea-level highstands within equatorial ocean basins. *Quaternary Science Reviews*, 21(20), 2179-2190.
- Moberg, A., Sonechkin, D. M., Holmgren, K., Datsenko, N. M., & Karlén, W., 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low-and high-resolution proxy data. *Nature*, 433(7026), 613-617.
- Modjtahid, M., Jorissen, F.J., Garcia, J., Schiebel, R., Michel, E., Eynaud, F., Gillet, H., Cremer, M., Ferreiro, P.D., Siccha, M., & Howa, H., 2013. High resolution Holocene record in the southeastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 377, 28-44.
- Moign, Y. (1967). Contribution à l'Etude Sédimentologique de la Rade et du Goulet de Brest. Thèse de Doctorat. Ecole pratique des hautes études, Dinard.
- Monbet, Y., & Bassoulet, P. (1989). Bilan des connaissances océanographiques en rade de Brest. Rapport CEA/IPSN, code DERO/EL, 104.
- Morley, A., Rosenthal, Y., DdeMenocal, P., 2014. Ocean-atmosphere climate shift during the mid-to-late Holocene transition. *Earth and Planetary Science Letters* 388, 18-26.
- Moros, M., Emeis, K., Risebrobakken, B., Snowball, I., Kuijpers, A., McManus, J., Jansen, E., 2004. Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: climate influences on northern Europe and Greenland. *Quaternary Science Reviews* 23, 2113-2126.
- Morzadec-Kerfourn, M. T., 1974. Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire: analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mémoires société géologique mineralogique de Bretagne* 17, pp. 208.
- Morzadec-Kerfourn, M. T., 1999. Littoraux pléistocènes de l'ouest du Massif armoricain: de la rade de Brest à la Baie d'Audierne (Pleistocene coastlines of the western armorican massif, from rade de Brest to the Bate d'Audierne). *Quaternaire*, 10(2), 171-179.
- Murray, A. B., & Thieler, E. R., 2004. A new hypothesis and exploratory model for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and "rippled scour depressions". *Continental Shelf Research*, 24(3), 295-315.
- Myers, K.J., & Milton, N.J., 1996. Concepts and principles of Sequence stratigraphy. In: *Sequence Stratigraphy* (Ed by Emery, D., Myers, K. J.). Blackwell Science, London, pp. 11-41.
- Myrick, R. M., & Leopold, L. B. (1963). Hydraulic geometry of a small tidal estuary (No. 422-B). US Govt. Print. Off.

N

- Najjar, R. G., Pyke, C. R., Adams, M. B., Breitburg, D., Hershner, C., Kemp, M., ... & Sellner, K., 2010. Potential climate-change impacts on the Chesapeake Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 86(1), 1-20.
- Nance, R. D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., ... & Woodcock, N. H., 2010. Evolution of the Rheic ocean. *Gondwana Research*, 17(2), 194-222.

Neill, S. P., & Scourse, J. D., 2009. The formation of headland/island sandbanks. *Continental Shelf Research*, 29(18), 2167-2177.

Nesje, A., Dahl, S. O., & Bakke, J., 2004. Were abrupt Lateglacial and early-Holocene climatic changes in northwest Europe linked to freshwater outbursts to the North Atlantic and Arctic Oceans?. *The Holocene*, 14(2), 299-310.

Nichols, M.M. & Biggs, R.B., 1985. Estuaries : In : Coastal Sedimentary Environments (Ed by R.A Davis). pp. 77-125.

Nielsen, S.H.H., Koç, N., & Crosta, X., 2004. Holocene climate in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Controlled by insolation or oceanic circulation? *Geology* 32 (4), 317-320.

O

O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., et Whitlow, S.L., (1995). Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 270, 1962-1964.

P

Paul, A., & Schulz, M., 2002. Holocene climate variability on centennial to millennial time scales: 2. Internal and forced Oscillations as possible Causes. In: *Climate development and history of the North Atlantic real* (Ed by G. Wefer, W. Berger, K.-E. Behre, E. Jansen). Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Peltier, W. R., & Fairbanks, R. G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews* 25(23), 3322-3337.

Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J. L., Zaragosi, S., Malaizé, B., Toucanne, S., & Bourillet, J. F., 2009. What forced the collapse of European ice sheets during the last two glacial periods (150kaB.P. and 18ka cal BP)? Palynological evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(1), 66-78.

Perez-Belmonte, L., 2008. Caractérisation environnementale, morphosédimentaire et stratigraphique du Golfe du Morbihan pendant l'Holocène terminal: Implications évolutives. Université de Bretagne Sud.

Perillo, G. M., 1995. *Geomorphology and sedimentology of estuaries* (Vol. 53). Elsevier, Amsterdam.

Pingree, R. D., & Maddock, L., 1979. Tidal flow around an island with a regularly sloping bottom topography. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 59(03), 699-710.

Pirazzoli, P. A., 1997. Sea-level changes: the last 20 000 years. *Oceanographic Literature Review*, 8(44), 785.

Poirier, C., Chaumillon, E., & Arnaud, F., 2011. Siltation of river-influenced coastal environments: respective impact of late Holocene land use and high-frequency climate changes. *Marine Geology*, 290(1), 51-62.

Poirier, C., Poitevin, C., & Chaumillon, E., 2015. Comparison of estuarine sediment record with modelled rates of sediment supply from a western European catchment since 1500. *Comptes Rendus Geoscience*, 348 (7), 479-488.

Pommepuy M., 1977. SAUM de la rade de Brest. Etude courantologique. Rapport préliminaire, pp.18.
Retrieved from: <http://archimer.ifremer.fr/doc/00055/16578>

Posamentier, H. W., & Vail, P. R., 1988. Eustatic control on clastic sedimentation II-sequence and systems tract models. In: *Sea Level Changes: An Integrated Approach* (Ed by Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Ross, C.A.). SEPM Publication 42, Tulsa, pp. 125-154.

Posamentier, H. W., Allen, G. P., 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary geology* 86(1), 91-109.

Posamentier, H. W., 2001. Lowstand alluvial bypass systems: incised vs. unincised. *AAPG bulletin* 85(10), 1771-1793.

Pouvreau, N. (2008). Trois cents ans de mesures marégraphiques en France: outils, méthodes et tendances des composantes du niveau de la mer au port de Brest. Thèse de Doctorat. Université de La Rochelle, France. pp. 466.

Pritchard, D. W., 1955. Estuarine circulation patterns. *Proceeding of the American Society of Civil Engineers*, 717-727.

Pritchard, D.W., 1960. *Lectures on estuarine oceanography*. B. Kinsman (Editor). J. Hopkins University., pp. 154

Pritchard DW, 1967. Observation of circulation in coastal plain estuaries. In: *Estuaries* (Ed by Lauff GH.). Washington, DC: American Association for the Advancement of Science; p. 3-5.

Proust, J. N., Menier, D., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Rouby, D., & Le Corre, C., 2010. Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine; nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pleistocène armoricain. *Bulletin de la Société géologique de France*, 172(6), 737-749.

Proust, J. N., Renault, M., Guennoc, P., Thinon, I., 2010. Sedimentary architecture of the Loire River drowned valleys of the French Atlantic shelf. *Bulletin de la Société géologique de France* 181(2), 129-149.

Prouzet, P., Le Bail, P. Y., & Heydorff, M., 1984. Sex ratio and potential fecundity of Atlantic salmon (*Salmo salar* L.) caught by anglers on the Elorn River (Northern Brittany, France) during 1979 and 1980. *Aquaculture Research*, 15(3), 123-130.

Pye, K., & Blott, S. J., 2014. The geomorphology of UK estuaries: The role of geological controls, antecedent conditions and human activities. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 150, 196-214.

R

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 yr). *Earth and Planetary Science Letters*, 252(1), 119-137.

Raffin, C., 2003. Bases biologiques et écologiques de la conservation du milieu marin en mer d'Iroise. Thèse de Doctorat. Université de Bretagne Occidentale, France. pp. 432.

Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., ... & Bigler, M., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D6).

Reading, H. G. (Ed.), 1996. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. John Wiley & Sons.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., ... & Grootes, P. M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55(4), 1869-1887.

Retière, C., 1979. Contribution à la connaissance des peuplements benthiques du golfe normanno-breton. Thèse de Doctorat. Université de Rennes 2, France. pp. 431.

Reynaud, J. Y., & Dalrymple, R. W., 2012. Shallow-marine tidal deposits. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Davis, R.A., Dalrymple, R.W., Robert, W.). Springer, Netherlands, pp. 335-369.

Reynaud, J. Y., Tessier, B., Auffret, J. P., Berné, S., Batist, M. D., Marsset, T., & Walker, P., 2003. The offshore Quaternary sediment bodies of the English Channel and its Western Approaches. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4), 361-371.

Richmond, G. M., 1996. The INQUA-approved provisional Lower-Middle Pleistocene boundary. The early middle Pleistocene in Europe, 319-326.

Robinson, A. H. W., 1960. Ebb-flood channel systems in sandy bays and estuaries. *Geography*, 183-199.

Rohling, E. J., Foster, G. L., Grant, K. M., Marino, G., Roberts, A. P., Tamisiea, M. E., & Williams, F., 2014. Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years. *Nature*, 508 (7497), 477-482.

Rojas, R., Feyen, L., Bianchi, A. & Dosio, A. (2012). Assessment of Future Flood Hazard in Europe using a large ensemble of Bias Corrected Regional climate simulations. *Journal of Geophysical Research*, 117, D17109.

Rolin, P., Marquer, D., Colchen, M., Cartannaz, C., Cocherie, A., Thiery, V., ... & Rossi, P., 2009. Famennian-Carboniferous (370-320 Ma) strike slip tectonics monitored by syn-kinematic plutons in the French Variscan belt (Massif Armoricaïn and French Massif Central). *Bulletin de la Société géologique de France*, 180(3), 231-246.

Roy, P. S., 1984. New South Wales estuaries - their origin and evolution. In: *Developments in Coastal geomorphology in Australia* (Ed Thom, B. G.). Academic Press, pp. 99-121.

Ruddiman, W. F., 2006. Orbital changes and climate. *Quaternary Science Reviews* 25, 3092-3112.

Russel, R.J., 1967. Origins of estuaries. In: *Estuaries* (Ed by Lauff G.H.). AAAS Pub. 83, Washington DC, pp 93-99.

Ryan A. D., Heap A. D., Radke, L., & Heggie, D.T, 2003. Conceptual models of Australia's estuaries and coastal waterways: Applications for coastal resource management. *Geoscience Australia, Record 2003/09*, pp. 136.

S

- Saint-Onge, G., Stoner, J. S., & Hillaire-Marcel, C., 2003. Holocene paleomagnetic records from the St. Lawrence Estuary, eastern Canada: centennial-to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 209(1), 113-130.
- Schmidt, S., Howa, H., Diallo, A., Martín, J., Cremer, M., Duros, P., ... & Mulder, T., 2014. Recent sediment transport and deposition in the Cap-Ferret Canyon, South-East margin of Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 104, 134-144.
- Schulz, B., Krenn, E., Finger, F., Brätz, H., & Klemd, R., 2007. Cadomian and Variscan metamorphic events in the Léon domain (Armorican Massif, France): PT data and EMP monazite dating. *Geological Society of America Special Papers*, 423, 267-285.
- Schuttelaars H.M., & De Swart H.E., 2000. Multiple morphodynamic equilibria in tidal embayments. *Journal Geophysical Research* 105(24), 105-124, 118.
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Baltzer, A., Bouaouina, F., Proust, J. N., ... & Traini, C., 2010. Sedimentary archives of the French Atlantic coast (inner Bay of Vilaine, south Brittany): Depositional history and late Holocene climatic and environmental signals. *Continental Shelf Research* 30(10), 1250-1266.
- Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, SHOM, 1994. Atlas des courants de marée : Courants de marée de la côte Ouest de Bretagne (Tidal currents of the west Britain coast) (vol. 560).
- Shackleton, N.J., 1969. The last interglacial in the marine and terrestrial records. *Proceedings of the Royal Society of London B*, 280, 169-182.
- Shackleton, N. J., Lamb, H. H., Worssam, B. C., Hodgson, J. M., Lord, A. R., Shotton, F. W., ... & Cooper, L. H. N., 1977. The oxygen isotope stratigraphic record of the late pleistocene (and discussion). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 280(972), 169-182.
- Shackleton, N.J., 2000. The 100,000 year Ice-Age cycle found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 289, 1897 - 1902.
- Shaw, J., Todd, B.J., & Li, M.Z. (2014). Geologic insights from multibeam bathymetry and seascape maps of the Bay of Fundy, Canada. *Continental Shelf Research*, 33, 53-63.
- Shennan, I., Peltier, W. R., Drummond, R., & Horton, B., 2002. Global to local scale parameters determining relative sea-level changes and the post-glacial isostatic adjustment of Great Britain. *Quaternary Science Reviews*, 21(1), 397-408.
- Sheriff, R. E., 1977. Limitations on resolution of seismic reflections and geologic detail derivable from them. *AAPG Memoir*, 26, 3-14.
- Sherwood, C. R., & Creager, J. S., 1990. Sedimentary geology of the Columbia River estuary. *Progress in Oceanography*, 25(1), 15-79.
- Shields A.F. (1936). Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. *Hydrodynamics Laboratory, California Institute of Technology, Publication N°167*. pp. 43.
- 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(6942), 853-858.
- Syvitski, J. P., Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J., & Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308 (5720), 376-380.
- Syvitski, J. P., & Kettner, A., 2011. Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369(1938), 957-975.
- Solomina, O., Haeberli, W., Kull, C., & Wiles, G., 2008. Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview. *Global and Planetary Change*, 60(1), 1-9.
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N., & Mouazé, D., 2009. Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quaternary Science Reviews*, 28(5), 499-516.
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Baltzer, A., Bouaouina, F., Proust, J. N., ... & Traini, C., 2010. Sedimentary archives of the French Atlantic coast (inner Bay of Vilaine, south Brittany): Depositional history and late Holocene climatic and environmental signals. *Continental Shelf Research*, 30(10), 1250-1266.

- Soulsby R.L. (1997). Dynamics of marine sands. Thomas Telford, Springfield, pp. 249.
- Stanford, J. D., Rohling, E. J., Hunter, S. E., Roberts, A. P., Rasmussen, S. O., Bard, E., ... & Fairbanks, R. G., 2006. Timing of meltwater pulse 1a and climate responses to meltwater injections. *Paleoceanography*, 21(4), PA4103.
- Steffen, W., Crutzen, P. J., & McNeill, J. R., 2007. The Anthropocene: are humans now overwhelming the great forces of nature. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 36(8), 614-621.
- Stéphan, P., 2008. Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamique passée, présente et prévisible. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, France. pp. 558.
- Stéphan, P., Suanez, S., & Fichaut, B., 2010. Franchissement et migration des cordons de galets par rollover. Impact de la tempête du 10 mars 2008 dans l'évolution récente du Sillon de Talbert (Côtes-d'Armor, Bretagne). *Norois, Environnement, aménagement, société*, (215), 59-75.
- Stéphan, P., Suanez, S., & Fichaut, B., 2012. Plan d'action pour la protection des cordons littoraux et marais maritimes associés en rade de Brest. In *Colloque des XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil (Vol. 2, pp. pp-881)*. Le Centre Français du Littoral.
- Stéphan, P., Goslin, J., Pailler, Y., Manceau, R., Suanez, S., Vliet-Lanoë, V., ... & Delacourt, C., 2015. Holocene salt-marsh sedimentary infilling and relative sea-level changes in West Brittany (France) using foraminifera-based transfer functions. *Boreas* 44(1), 153-177.
- Stocker, T.F., 1998. The seesaw effect. *Science*, 282, 61-62.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2010. Calib 7.0.4. Retrieved from: <http://calib.qub.ac.uk/calib/>
- Stuut, J. B. W., Prins, M. A., Schneider, R. R., Weltje, G. J., Jansen, J. F., & Postma, G., 2002. A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic. *Marine Geology*, 180(1), 221-233.
- Swift, D.J.P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *The Journal of Geology*, 444-456.
- ## T
- Tessier, B., Corbau, C., Chamley, H., & Auffret, J. P., 1999. Internal structure of shoreface banks revealed by high-resolution seismic reflection in a macrotidal environment (Dunkerque area, northern France). *Journal of Coastal Research*, 593-606.
- Tessier, B., Billeaud, I., Lesueur, P., 2010a. Stratigraphic organisation of a composite macrotidal wedge: the Holocene sedimentary infilling of the Mont-Saint-Michel Bay (NW France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 181(2), 99-113.
- Tessier, B., Delsinne, N., & Sorrel, P., 2010b. Holocene sedimentary infilling of a tide-dominated estuarine mouth. The example of the macrotidal Seine estuary (NW France). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 181(2), 87-98.
- Tessier, B., 2012. Stratigraphy of tide-dominated estuaries. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Davis, R.A., Dalrymple, R.W., Robert, W.). Springer, Netherlands, pp. 109-128.
- Tessier, B., Billeaud, 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.
- Thoulet J., 1907. Précis d'analyse des fonds sous-marins actuels et anciens. Librairie militaire R. Chapelot Ed., pp. 220.
- Tisnérat-Laborde, N., Paterne, M., Métivier, B., Arnold, M., Yiou, P., Blamart, D., Raynaud, S., 2010. Variability of the northeast Atlantic sea surface $\Delta 14\text{C}$ and marine reservoir age and the North Atlantic Oscillation (NAO). *Quaternary Science Reviews* 29(19), 2633-2646.
- Todeschini, I., 2006. Long-term morphological response of tide dominated estuaries. Thèse de Doctorat. Université de Trento, Italie. pp. 123.
- Toublanc, F., 2013. Hydrodynamique et dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Charente. Thèse de Doctorat. Université La Rochelle, France. pp. 225
- Toublanc, F., Brenon, I., & Coulombier, T. 2016. Formation and structure of the turbidity maximum in the macrotidal Charente estuary (France): Influence of fluvial and tidal forcing. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 169, 1-14.
- 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.

Traini, C., Proust, J. N., Menier, D., & Mathew, M. J., 2015. Distinguishing natural evolution and human impact on estuarine morpho-sedimentary development: A case study from the Vilaine Estuary, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 163, 143-155.

Trentesaux, A., Stolk, A., Tessier, B. et Chamley, H., 1994. Surficial sedimentology of the Middelkerke Bank (southern North Sea). *Marine Geology*, 121: 43-55.

Trentesaux, A., Stolk, A., & Berné, S., 1999. Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea. *Marine Geology*, 159(1), 253-272.

Trentesaux, A., 2005. Enregistrement de processus sédimentaires pléistocènes Exemples de plates-formes détritiques et de bassins profonds Mer du Nord et mers de Chine. Mémoire d'HDR, Université de Lille 1, France, pp. 54.

Trembanis, A., & Hume, T., 2011. Sorted bedforms on the inner shelf off northeastern New Zealand: spatio temporal relationships and potential paleo-environmental implications. *Geo-Marine Letters*, 31, 203-214.

Trouet V, Esper J, & Graham NE et al., 2009. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the medieval climate anomaly. *Science* 324: 78-80.

Trouet, V., Scourse, J. D., & Raible, C. C., 2012. North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change*, 84, 48-55.

U

Udden, J.A., 1914. Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 25, 655-744.

United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, 2014. *World Urbanization Prospects: The 2014 Revision, Highlights (ST/ESA/SER.A/352)*, pp. 27.

Uppenbrink, J., 1999. Nota bene: the North Atlantic Oscillation. *Science*, 283(5404), 948-949.

V

Vacher, A. (1919). La rade de Brest et ses abords : Essai d'interprétation morphogénique. In : *Annales de Géographie*, 28, 153, Armand Colin. pp. 177-207 ;

Vail, P.R., Mitchum R.M.J., Todd, R.G., Widmer, J.M., Thompson S.I., Sangree, J.B., Bubba, J.N., & Hatlelid, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In : *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration : American Association of Petroleum Geologists Memoirs* (Ed by Payton, C.E). pp. 49-212.

Van den Berg, J. H., Boersma, J. R., & Gelder, A. V., 2007. Diagnostics sedimentary structures of the fluvial-tidal transition zone - Evidence from deposits of the Rhine and Meuse, *Netherlands Journal of Geosciences* 86(3), 287-306.

Van der Linden, P. & Mitchell, J. F. B., (eds) 2009. *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. UK MetOffice Hadley Center, Exeter, pp. 160.

Van Geel, B., Buurman, J., & Waterbolk, H. T., 1996. Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science*, 11(6), 451-460.

Van Rijn L.C., 1984. Sediment transport, Part I: Bed load transport. *ASCE J. Hydraulic Engineering*, 110, 1431-1456.

Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Hallégouët, B., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., ... & Penaud, A. (2014a). Middle-to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part I-morphological impact and stratigraphical record. *The Holocene*, 1-21.

Van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Goslin, J., ... 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 Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Hénaff, A., Hallégouët, B., Delacourt, C., Le Cornec, E., & Meurisse-Fort, M. (2015). Holocene formation and evolution of coastal dunes ridges, Brittany (France). *Comptes Rendus Geoscience*, 348(6), 462-470.

Vernhet, E., & Reijmer, J. J. (2010). Sedimentary evolution of the Ediacaran Yangtze platform shelf (Hubei and Hunan provinces, Central China). *Sedimentary Geology*, 225(3), 99-115.

Van Wagoner, J. C., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *SEPM Special Publication* 42, pp. 39-45.

Verney, R., Brun-Cottan, J. C., Lafite, R., Deloffre, J. & Taylor, J. A., 2006. Tidally-induced shear stress variability above intertidal mudflats in the macrotidal Seine Estuary. *Estuaries and coasts*, 29(4), 653-664.

Vicaire, O., 1991. Dynamique hydro-sédimentaire en mer du Nord méridionale (du cap Blanc-nez à la frontière belge). Thèse de Doctorat, Université Lille 1, France, pp. 264.

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(25), 3249-3275.

W

Waeles, M., Riso, R. D., Maguer, J. F. & Le Corre, P., 2004. Distribution and chemical speciation of dissolved cadmium and copper in the Loire estuary and North Biscay continental shelf, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59(1), 49-57.

Waeles, B., Le Hir, P., Lesueur, P. & Delsinne, N., 2007. Modelling sand/muc transport and morphodynamics in the Seine river mouth (France): an attempt using a process-based approach. *Hydrobiologia*, 588(1), 69-82

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., ... & Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21(1), 295-305.

Walker, R. G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *Facies models: response to sea level change*, 1-14.

Walker, P., 2001. Dynamique sédimentaire dans le Golfe Normand-Breton : Intérêt de l'imagerie sonar à balayage latéral. Thèse de Doctorat. Université de Caen, France, pp. 289.

Walker, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., ... & Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, 27(7), 649-659.

Wang, H., Bi, N., Saito, Y., Wang, Y., Sun, X., Zhang, J., & Yang, Z., 2010. Recent changes in sediment delivery by the Huanghe (Yellow River) to the sea: causes and environmental implications in its estuary. *Journal of Hydrology*, 391(3), 302-313.

Wang, P., 2012. Principles of sediment transport applicable in tidal environments. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Davis, R.A., Dalrymple, R.W., Robert, W.). Springer, Netherlands, pp. 19-34.

Watling, L., Findlay, R. H., Mayer, L. M., & Schick, D. F., 2001. Impact of a scallop drag on the sediment chemistry, microbiota, and faunal assemblages of a shallow subtidal marine benthic community. *Journal of Sea Research*, 46(3), 309-324.

Weber, O., Jouanneau, J. M., Ruch, P., & Mirmand, M., 1991. Grain-size relationship between suspended matter originating in the Gironde estuary and shelf mud-patch deposits. *Marine Geology*, 96(1), 159-165.

Weber, N. (2004). Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais: apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages (Doctoral dissertation, La Rochelle).

Wei, T., Chen, Z., Duan, L., Gu, J., Saito, Y., Zhang, W., ... & Kanai, Y., 2007. Sedimentation rates in relation to sedimentary processes of the Yangtze Estuary, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 71(1), 37-46.

Weltje, G. J., 1997. End-member modeling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem. *Mathematical Geology*, 29(4), 503-549.

Weltje, G. J., & von Eynatten, H., 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171(1), 1-11.

Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392.

Wilcock P., & Crowe J. (2003). Surface-based Transport Model for Mixed-Size Sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(2), 120-1284.

Woodroffe, C., & Mclean, R., 1990. Microatolls and recent sea level change on coral atolls. *Nature*, 344, 531-534.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Woodroffe, S. A., & Horton, B. P., 2005. Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(1), 29-43.

Woodroffe, C. D., McGregor, H. V., Lambeck, K., Smithers, S. G., & Fink, D., 2012. Mid-Pacific microatolls record sea-level stability over the past 5000 yr. *Geology*, 40(10), 951-954.

Woodworth, P. L., 1990. A search for accelerations in records of European mean sea level. *International Journal of Climatology*, 10(2), 129-143.

Wöppelmann, G., Pouvreau, N., & Simon, B., 2006. Brest sea level record: a time series construction back to the early eighteenth century. *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 487-497.

Wu W., Wang S.S.Y., & Jia Yafei, 2000. Nonuniform sediment transport in alluvial rivers. *Journal of Hydraulic Research*, 38(6), 427-434.

X

Xu, J. P., Wong, F. L., Kvittek, R., Smith, D. P., & Paull, C. K., 2008. Sandwave migration in Monterey submarine canyon, Central California. *Marine Geology*, 248(3), 193-212.

Y

Yalin M.S., 1963. An expression for bed-load transportation, *Proc. ASCE*, 89, 221-250

Yokoyama, Y., Esat, T. M., & Lambeck, K., 2001. Coupled climate and sea-level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the last ice age. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3), 579-587.

Z

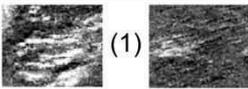
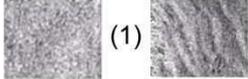
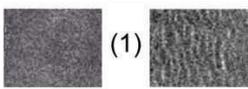
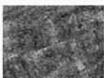
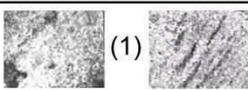
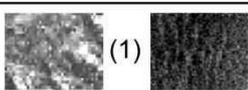
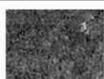
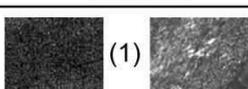
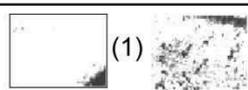
Zaitlin, B. A., Dalrymple R.W., & Boyd R., 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change, in: Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. (Eds.), *Incised-valley systems: Origin and sedimentary sequences*. *Social Economic Paleontology Miner, Special Publication (51)*, pp. 45-60.

Zalasiewicz, J., Waters, C. N., Williams, M., Barnosky, A. D., Cearreta, A., Crutzen, P., ... & Haff, P. K., 2015. When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. *Quaternary International*, 383, 196-203.

Zhang, X., Lin, C. M., Dalrymple, R. W., Gao, S., & Li, Y. L., 2014. Facies architecture and depositional model of a macrotidal incised-valley succession (Qiantang River estuary, eastern China), and differences from other macrotidal systems. *Geological Society of America Bulletin*, 126(3-4), 499-522.

Zinke, J., Reijmer, J. J. G., Thomassin, B. A., Dullo, W. C., Grootes, P. M., & Erlenkeuser, H., 2003. Postglacial flooding history of Mayotte lagoon (Comoro archipelago, southwest Indian Ocean). *Marine Geology*, 194(3), 181-196.

ANNEXE : Nomenclature des faciès acoustiques

Faciès acoustique	Image (Echelle : 50 km²)	Localisation	Matériel d'acquisition
Roche (1) et Roche affleurante (2)		Ensemble de la zone d'étude	EM 1000 - GS
Blocs de roche		Centre de la rade de Brest	EM 1000
Gris clair homogène (1) et ridé (2)		Ensemble de la zone d'étude	EM 1000 - GS
Gris clair moyen homogène (1) et ridé (2)		Ensemble de la zone d'étude	EM 1000
Gris clair moyen et blocs		Goulet	EM 1000
Gris très clair homogène		Ensemble de la zone d'étude	EM 1000 - GS
Gris très clair en "patch" (1) et ridé (2)		Elorn (1) et centre rade (2)	EM 1000 - GS
Gris moyen homogène		Ensemble de la zone d'étude	EM 1000 - GS
Gris moyen en "patch" (1) et ridé (2)		Elorn (1) et ensemble de la zone (2)	EM 1000 - GS
Gris clair et blocs		Centre de la rade de Brest	EM 1000
Gris foncé homogène (1) et en "patch" (2)		Ensemble de la zone (1) et Elorn (2)	EM 1000 - GS
Gris très foncé homogène		Elorn	GS
Blanc homogène (1) et en "patch" (2)		Elorn	GS

Dynamique sédimentaire et évolution holocène d'un système macrotidal semi-fermé : l'exemple de la rade de Brest

La rade de Brest constitue un cadre idéal pour étudier et restituer les transferts sédimentaires terre-mer dans un contexte de bassin côtier semi-fermé macrotidal. Dans cette perspective, deux axes majeurs, d'échelle temporelle différente, ont été développés avec pour objectifs (a) de caractériser le modèle sédimentaire et sa dynamique par charriage à l'actuelle, (b) de déterminer la mise en place des dépôts sédimentaires au cours de la dernière transgression marine.

(a) L'analyse combinant une approche sédimentaire et analogique a permis de montrer le contrôle majeur des courants de marée sur la dynamique sédimentaire actuelle. La morphologie du littoral et des fonds marins renforcent l'intensité des courants tidaux qui facilite les échanges en sables coquilliers entre la rade interne et la mer d'Iroise. Le système est néanmoins en érosion et enregistre un déséquilibre en apports sédimentaires. Les sédiments fins sont remobilisés par les courants de flot et les actions anthropiques colmatant les secteurs peu profonds.

(b) L'étude litho- et chronostratigraphique de la séquence sédimentaire, a mis en évidence le recul successif des processus estuariens lors de la dernière remontée du niveau marin (holocène). La morphologie héritée du substratum, combinée à la transgression marine, a fortement influencé l'architecture des dépôts, leur préservation et leurs variations lithologiques latérales et longitudinales. Après la stabilisation du niveau marin (3 000 BP), les variations climatiques (optimum climatique médiéval, et petit âge glaciaire) et les activités anthropiques impactent d'avantage la dynamique des particules en suspension.

La rade a donc eu un impact différent sur le transfert des sédiments au cours de la remontée du niveau marin. Actuellement, elle agit comme un « piège à sédiment fin » et enregistre dans le même temps un déficit de stock sédimentaire grossier potentiellement remobilisable. Cette configuration favorise une érosion des parties les plus profondes du système.

Mots clés : Dynamique sédimentaire, Holocène, paléo-vallée, estuaire, système côtier, rade de Brest, carottages, sismique-réflexion, imagerie, bathymétrie.

Sediment dynamics and Holocene evolution of a semi-closed macrotidal system: the example of the bay of Brest

The bay of Brest is a tide-dominated, semi-enclosed coastal basin, which is connected with two rivers (Aulne and Elorn). Its jagged shoreline and seabed morphology constitute an ideal setting to understand sedimentary transfer at the land-sea interface. In this aim, this study is divided in two different time scale. The first (a) focuses on the present-day sedimentary bedload dynamic and the second (b) on the reconstruction of the Holocene infilling, during the last marine transgression.

(a) A analyse combining a sedimentology approach and numerical has highlighted the major control of the tidal currents. Swells and rivers have a minor impact, because the inherited morphology accentuates and promotes tidal currents. There are responsible of a shelly sandy exchange between the oceanic domain (Iroise sea) and confined (bay of Brest). At present, the bay of Brest suffers from an imbalance of shelly sand. Fine sediments are eroded and redistributed in the shallow parts of the bay. In ideal conditions (strong tidal current) they can be exported.

(b) From the stratigraphic and chronostratigraphic analyses, the successive landward retreat of estuarine processes, during the last marine transgression, has been observed. The sea level acts as the major factor control of the sedimentary geometry deposits. However, the morphological particularity of the bay of Brest influenced their preservation and it is possible to determinate the longitudinal and transversal asymmetry. After the sea level stabilisation (3 000 BP), the Holocene climatic variations and anthropic activities have disturbed the suspension dynamic.

The bay of Brest had a different impact on the sedimentary transfer during the last marine transgression. At present, it acts as a "sediment trap" for the fine particles and has not enough sandy sediment. This configuration tends to an erosion of the system.

Key words: Sedimentary dynamic, Holocene, paleo-valley, estuary, coastal system, bay of Brest, coring, seismic reflection, backscatter imagery, bathymetry