



HAL
open science

Architecture de couverture sédimentaire et enregistrement des fluctuations climatiques : baie de Sant-Brieuc

Kalil Traoré

► **To cite this version:**

Kalil Traoré. Architecture de couverture sédimentaire et enregistrement des fluctuations climatiques : baie de Sant-Brieuc. Sciences de la Terre. Université de Bretagne Sud, 2022. Français. NNT : 2022LORIS626 . tel-04427281

HAL Id: tel-04427281

<https://theses.hal.science/tel-04427281>

Submitted on 30 Jan 2024

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

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

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE BRETAGNE SUD

ECOLE DOCTORALE N° 598

Sciences de la Mer et du littoral

Spécialité : « *Géophysique marine et géomorphologie côtière* »

Par

« **Kalil TRAORE** »

« **Architecture de la couverture sédimentaire et enregistrement des fluctuations climatiques : baie de Saint-Brieuc** »

Thèse présentée et soutenue à « Vannes », le « 28-03-2022 »

Unité de recherche : Laboratoire Géo-Océan **UMR CNRS 6538**

Thèse N° : 626

Rapporteurs avant soutenance :

JEAN-YVES REYNAUD

Professeur des Universités, Université de Lille, CNRS UMR 8187 LOG

NADIA SENECHAL

Professeur des Universités, Université de Bordeaux, UMR CNRS 5805

Composition du Jury :

Présidente :

Nadia SENECHAL

Professeur des Universités, Université de Bordeaux, UMR CNRS 5805

Examineurs :

France FLOC'H

Maître de Conférence HDR, Université de Bretagne Occidentale

Lucille FURGERO

Maître de Conférence, Université de Caen Normandie

Dir. de thèse :

David MENIER

Professeur des Universités, Université Bretagne Sud

Co-encad. de thèse : Erwan GENSAC

Maître de conférences, Université Bretagne Sud

UNIVERSITÉ DE BRETAGNE SUD
ÉCOLE DOCTORALE SML
SCIENCES ET TECHNOLOGIES

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de l'Université de Bretagne Sud

Mention : GEOSCIENCES MARINES

Présentée et soutenue par

Kalil TRAORE

Architecture de la couverture sédimentaire et enregistrement des fluctuations climatiques, Baie de Saint Brieuc

Thèse dirigée par Pr. David MENIER

et co-encadrée par Dr. Erwan GENSAC

préparée au Laboratoire Géosciences Océan, UMR 6538

UBS-UBS-IUEM-CNRS soutenue le xx/xx/xx

Jury :

Rapporteurs : Pr. Jean Yves REYNAUD - Université de Lille

Pr. Nadia SÉNÉCHAL - Université de Bordeaux

Directeur : Pr. David MÉNIER - Université Bretagne Sud

Dr. Erwan GENSAC - Université Bretagne Sud

Président : Pr. Nadia SÉNÉCHAL - Université de Bordeaux

Examinatrice : Dr. France FLOC'H - Université de Bretagne Occidentale

Dr. Lucille FURGEROT - Université de Caen Normandie

Remerciements

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde reconnaissance à David Menier pour son accompagnement, son soutien constant et ses précieux conseils tout au long de ce projet de thèse. Il a été un mentor exceptionnel et un véritable ami pour moi. Je lui suis très reconnaissant pour tout le temps et l'énergie qu'il a consacrés à me guider et à me soutenir.

Mes sincères remerciements également à Erwan Gensac pour son soutien permanent, son encadrement et ses contributions significatives à ce projet. Il a fait preuve d'une disponibilité constante à chaque fois que j'ai eu besoin de son expertise et de ses conseils. Je garde aussi bon le souvenir des nos échanges devant le tableau de notre bureau commun, et autour des sujets comme la dynamique sédimentaire du fond de baie, entre autres.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude aux deux rapporteurs de ma thèse, le professeur Jean-Yves Reynaud et le professeur Nadia Sénéchal. Leur engagement à fournir une analyse critique et approfondie de mon travail a été essentiel pour améliorer la qualité scientifique de cette thèse. Leur expertise dans le domaine et leur précieux commentaires sur le manuscrit ont été très utiles pour clarifier les concepts et renforcer les arguments.

Je remercie chaleureusement mes collègues du LGO - Pôle UBS, notamment Romain Le Gall, Glen Bulot, Nathalie Bourdet, Evelyne Goubert, Clément Lambert, Méha Mrani Alaoui, Mouncef Sedrati, Manoj Mathew, Fanny Farcy, Hélène Butel, Philippe , Annette Gervois, Laura Dalour, Noé Metge, et Ophélie David, pour avoir rendu cette expérience de ce doctorat si agréable et intéressante, tant sur le plan humain que scientifique. Ce fut une belle aventure et un réel plaisir de la partager avec eux.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance également envers les compagnons d'Erwan et Evelyne, Bénédicte et George, qui m'ont également accompagnés dans ce voyage et comme des membres de l'équipe LGO, et bien plus encore. Ils ont ajouté tellement de joie et de rires à cette aventure et c'était merveilleux de les connaître également.

J'exprime mes sincères remerciements à Noluenn Chauvin, pour son soutien dans nos besoins administratifs. Durant ma thèse, elle toujours été disponible et très patiente à

chaque fois que nous avons besoin d'aide.

Je tiens à remercier Madeleine Menier Labbé pour l'accueil chaleureux qu'elle m'a toujours réservé à chaque fois que j'ai eu le plaisir de me rendre à Saint-Brieuc. Son hospitalité a rendu mes visites à Saint-Brieuc vraiment agréables et mémorables. Au-delà de l'aspect scientifique de mes travaux à Saint-Brieuc, sa bienveillance a établi un lien fort avec la ville et sa baie.

J'adresse mes plus sincères remerciements à nos collègues de la Réserve Naturelle de Saint, notamment Anthony Sturbois, entre autres, pour leur collaboration dans la facilitation de nos déplacements et mesures dans le fond de la baie de Saint-Brieuc. Leur volonté de soutenir nos efforts a été inestimable et vraiment appréciée.

Je remercie également Paul Bessin, Anne Dupperet, et Kevin Pedoja de mon comité de suivi de thèse pour leur aide précieuse, leur support et leurs contributions significatives à ce projet. Leurs expertises et leur engagement ont été essentiels à la réalisation de cette thèse.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Franck Garestier, Yandé Faye, Anita Ditingouli, Gilberte Koulo, Reine Goma, Amel Abed, Pascal Favrel et Cécile Vanazzi, Don de Dieu Makengo, Abdoulaye Camera, et Landry Rakatza, Christelle pour leur soutien indéfectible tout au long de cette aventure et bien au-delà. Ils ont été là pour m'écouter, me conseiller et me soutenir dans les moments difficiles. Je leur suis très reconnaissant. Je tiens à exprimer ma plus sincère gratitude à ma tendre fiancée, Haoussa Korobara, pour son soutien inconditionnel durant la finalisation de cette thèse. Sa compréhension de l'épreuve, sa patience et son amour ont été des sources de motivation inestimable et ont été déterminant à une étape clé.

J'exprime ma plus profonde gratitude pour le soutien indéfectible que ma famille m'a témoigné tout au long de mon parcours de Djenné à Mopti, en passant par Bamako, Paris et Londres. Leur confiance, leur patience et leur compréhension inébranlables ont été précieuses durant ce long chemin qui n'a pas toujours été facile. Cet accomplissement est aussi le leur. J'ai eu beaucoup de chance d'avoir une famille aussi aimante et solidaire qui a toujours eu confiance en mes capacités. Je ne les remercierai jamais assez d'avoir

été là pour moi à chaque étape, avec amour et gratitude.

Je dédie cette thèse à mes aînés, qui ont été une réelle source d'inspiration et de motivation pour ma personne. J'espère que cette thèse fera honneur à leurs noms. Je tiens à faire une mention spéciale à ma mère Badji Touré qui a été une mère incroyable et une source d'inspiration pour moi, et mes frères et sœurs, et à mon père Bamoye Sory Traoré, qui n'est malheureusement plus parmi nous. Sa vie durant, il s'est engagé en tant qu'enseignant pour l'éducation des enfants et en tant que maire pour la communauté. A eux deux, il nous ont légué le cadeau le plus précieux qu'un parent puisse faire : une bonne éducation autour des valeurs cardinales que sont l'amour de l'autre, la solidarité, la persévérance, le goût de l'aventure et de la connaissance.

Enfin, je remercie toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de cette thèse. Cette aventure s'achève aujourd'hui, mais elle marquera le début d'une autre que j'accueillerai avec sérénité et enthousiasme, comme je l'ai toujours fait.

Table des matières

Chapter 1	INTRODUCTION ET ÉTAT DES CONNAISSANCES	1
1.1	Introduction	2
1.2	Définition et classification des plateformes continentales	3
1.2.1	Bref historique des connaissances sur les systèmes sédimentaires de plateformes continentales	5
1.2.2	Classification des plateformes continentales	6
1.2.2.1	La classification de Swift and Thorne [1991]	7
1.2.2.2	La classification de Jonhson and Baldwin [1996]	7
1.3	Plateformes continentales pauvres en sédiments	9
1.3.1	Bancs sédimentaires en contexte de plate-formes pauvres en sédiments	11
1.3.1.1	Définition et cadre génétique	11
1.3.1.2	Architecture interne des bancs et enregistrement des fluctuations climatiques	12
1.3.1.3	Structure externe et dynamique actuelle	17
1.4	Fluctuations climatiques au Quaternaire et à l’Holocène	17
1.5	Le climat au Quaternaire	17
1.6	Le climat à l’Holocène	19
Chapter 2	PRÉSENTATION DU SITE D’ÉTUDE	21
2.1	Cadre général et géomorphologie de la baie	21
2.2	Histoire géologique de la baie de Saint Briec	22
2.3	Distribution morphosédimentaire de la baie	25
2.3.1	Système sédimentaire au large	25
2.3.2	Embouchure interne de la baie	28
2.4	Régime Climatique	31
2.4.1	Variation des températures et pressions atmosphériques	31
2.4.2	Oscillation Nord Atlantique	31

2.4.2.1	Les vents	34
2.4.2.2	Les tempêtes	35
2.5	Régime hydrodynamique	37
2.5.1	La marée et la Houle	37
2.5.2	Courants résiduels	37
Chapter 3	MATÉRIELS ET MÉTHODES	43
3.1	Outils et méthodes appliqués à la dynamique au large	44
3.1.1	La campagne Sagramanche	45
3.1.2	La campagne GeoStBrieuc 2018	46
3.1.3	Description des instruments utilisés lors des campagnes géophysiques	47
3.1.3.1	Le Sondeur multifaisceaux	47
3.1.3.2	Le Sonar à Balayage Latéral	48
3.1.3.3	L'outils SPARKER	50
3.1.4	Traitement de la bathymétrie	50
3.1.5	Carottage	54
3.1.6	Datation au carbone 14	57
3.1.7	Mesure des courants In-situe	58
3.2	Outils et méthodes appliqués à la dynamique sédimentaire onshore	58
3.2.1	Imagerie satellitaire	60
3.2.2	Traitement des données de photogrammétrie SfM	65
3.2.3	Bilan sédimentaire	66
3.2.4	Étude sédimentologique	67
3.2.5	Hydrodynamisme modèle ERA 5	67
Chapter 4	ARCHITECTURE DU PRISME SÉDIMENTAIRE AU LARGE	69
4.1	Introduction	69
4.2	Construction du banc sédimentaire de la Horaine	71
4.2.1	Structure externe du banc de la Horaine	71

4.2.1.1	Dimension et géométrie	71
4.2.1.2	Classes morphologiques des corps sédimentaires associés au banc	71
4.2.2	La structure interne du banc	73
4.2.3	Analyse lithologique des carottes	75
4.2.4	Modèle d'évolution holocène du banc de la Horaine	75
4.2.4.1	Contrôle structural et mise en place de l'unité sismique U1	76
4.2.4.2	Rôle de l'élévation du niveau de la mer et construction des unités sismiques U2 et U3	77
4.2.4.3	Mise en place de l'unité U4 et dynamique actuelle du banc de la Horaine	78
4.3	Article :	80
Chapter 5 Dynamique sédimentaire Onshore		97
5.1	Introduction	97
5.2	Résultat	99
5.2.1	Dynamique des bancs coquilliers intertidaux : fond de baie de Saint- Brieuc	99
5.2.1.1	Carte de distribution des bancs	99
5.2.1.2	Variabilité saisonnière de la dynamique des bancs : focus sur le banc SBR-2020-3, fond d'anse d'Yffiniac : (Figure 5.4a et 5.8)	105
5.2.1.3	Dynamique pluri-annuelle des dunes intertidales (2000 à 2020)	107
5.2.2	Bilan sédimentaire par Photogrammétrie SfM par drone et Lidar aéroporté	113
5.2.2.1	Bilan sédimentaire saisonnier par photogrammétrie SfM : focus sur Morieux	113
5.2.2.2	Bilan sédimentaire interannuel par photogrammétrie SfM et Lidar aéroporté	115

5.3	Discussion	121
5.3.1	Les facteurs de contrôle multi-échelle de la formation et migration des dunes coquillières	121
5.3.1.1	Contrôle de la dynamique des bancs à l'échelle saisonnière	121
5.3.1.2	Les facteurs de contrôle de la dynamique du banc à l'échelle pluri-annuelle	125
5.3.2	Origine des bancs coquillers	133
Chapter 6	CONCLUSION ET PERSPECTIVES	137
6.1	Dynamique offshore - Banc de la Horaine	138
6.1.1	Morphologie du banc de la Horaine	138
6.1.2	Architecture interne et histoire holocène du banc	139
6.1.3	Dynamique actuelle du banc	141
6.1.4	Comparaison avec les bancs de la Manche	142
6.2	Morphodynamique sédimentaire onshore	144
6.2.1	Facteurs de contrôle de la dynamique onshore	144
6.2.2	Rôle du banc de la Horaine dans l'apport sédimentaire des côtes adjacentes	144
6.3	PERSPECTIVES	146
	Liste d'abréviations	149
	Annexes	165
Chapter A	Données sur la zone d'étude	167
A.1	Dynamique sédimentaire offshore - Données sur le banc de la Horaine . .	169
A.2	Dynamique sédimentaire on-shore	172
A.3	Variation de pression de la température et de la pression atmosphérique .	172
	Bibliographie	183

INTRODUCTION ET ÉTAT DES CONNAISSANCES

Contents

1.1	Introduction	2
1.2	Définition et classification des plateformes continentales	3
1.2.1	Bref historique des connaissances sur les systèmes sédimentaires de plateformes continentales	5
1.2.2	Classification des plateformes continentales	6
1.3	Plateformes continentales pauvres en sédiments	9
1.3.1	Bancs sédimentaires en contexte de plate-formes pauvres en sédiments	11
1.4	Fluctuations climatiques au Quaternaire et à l'Holocène	17
1.5	Le climat au Quaternaire	17
1.6	Le climat à l'Holocène	19

1.1 Introduction

À l'échelle globale, les fluctuations eustatiques issues de l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires plio-quaternaires ont joué un rôle important dans la morphogénèse des systèmes sédimentaires côtiers et de plateformes continentales modernes. Depuis plus d'un siècle, les géologues s'attachent à décrire les dépôts sédimentaires associés à ces systèmes pour mieux comprendre leurs mécanismes de formation, prédire leur évolution ou déterminer des critères de reconnaissance permettant de reconstituer des paléoenvironnements. Cela a conduit, à la fin des années 1970, au développement de nouveaux concepts tels que la stratigraphie séquentielle ; qui a permis d'aboutir à une meilleure compréhension des relations génétiques existantes entre les architectures de cortèges sédimentaires et les variations du niveau marin relatif à l'échelle régionale et locale. De nombreuses études consécutives à ces nouvelles connaissances montrent que les changements architecturaux enregistrés dans les dépôts sédimentaires de plateformes continentales modernes et les prismes côtiers sont liés généralement aux fluctuations du niveau marin liées aux changements climatiques.

Cette thèse se concentre sur l'étude de la construction et de la dynamique des dépôts sédimentaires de la baie de Saint Brieuc, secteur sud-ouest du Golfe normand-breton. Le but est de mieux comprendre les processus de transport sédimentaire qui conduisent à la formation et à l'évolution de ces dépôts, ainsi que leur impact sur la morphologie côtière actuelle. L'accent sera mis sur l'architecture et la dynamique des bancs et dunes sous-marine. En effet, les bancs et dunes sédimentaires, de nature silico-clastique et/ou carbonatée, sont, avec les vallées incisées, les lieux d'accumulation majeurs de sédiments de plateformes soumises à un régime macrotidal et à l'action des tempêtes. Les vallées incisées de la côte française, à la différence des bancs, ont fait l'objet de nombreuses études ayant permis de mettre en évidence la signature stratigraphique des événements climatiques postglaciaires à l'actuel [Lericolais et al., 2003; Dalrymple et al., 2006; Menier et al., 2006; Sorrel et al., 2009; Chaumillon et al., 2008, 2010; Tessier et al., 2010, 2012; Gregoire et al., 2017].

En plus de nous fournir une meilleure compréhension de la dynamique physique du domaine marin proximal, l'étude de l'architecture et la dynamique des bancs côtiers sont également un facteur clé dans l'évaluation des risques potentiels posés par le changement climatique. Grâce à une analyse détaillée de la composition de ces formes d'accumulation sédimentaire et de leur modèle de distribution, nous pouvons développer des stratégies pour anticiper les changements futurs des conditions physiques à l'interface terre-mer.

La baie de Saint-Brieuc, plateforme moderne peu profonde (<40 m), présente un sous-bassement cristallin essentiellement hérité du Cadomien et l'Hercynien sur lequel repose une couverture sédimentaire récente organisée en dunes et bancs de sillage (e.g. banc de la Horaine). Les questions que nous souhaitons aborder dans la présente étude sont :

Au regard de l'évolution morphosédimentaire du banc de la Horaine, (i) Quels événements climatiques majeurs ont ponctué l'histoire holocène de la baie? (ii) Quelles évolutions paléo-environnementales associées aux différents stades de remontée du niveau marin au cours de l'Holocène et quels en sont les facteurs de contrôle? Et enfin, (iii) quel mode de transfert large-côte caractérise cette portion côtière à l'actuel et quels sont les processus physiques moteurs de ce transfert sédimentaire?

Dans ce chapitre nous dresserons une synthèse des connaissances sur la sédimentation des plateformes continentales auxquelles appartient la baie de Saint Brieuc. Nous présentons également un bref rappel des fluctuations climatiques et eustatiques quaternaires avec un zoom sur la dernière période, l'Holocène. La notion de prisme côtier et son interaction avec le domaine de plateforme externe est aussi abordées.

1.2 Définition et classification des plateformes continentales

Dans un sens large, le domaine de la plateforme continentale peut être appréhendé comme la zone s'étendant de la zone littorale dominée par les processus côtiers à la jonction avec la zone bathyale gouvernée par les eaux profondes et les processus océaniques.

Cet environnement de plateforme se caractérise par des profondeurs d'eau inférieures à 200 m et des pentes douces, généralement comprises entre $0,01^\circ$ et 1° degré, avec une moyenne d'environ $0,05^\circ$ degré (d'après Kennett, 1982 in Le Roy). Les plateformes continentales peuvent être trouvées partout dans le monde sous différentes formes (voir la figure 1.1).

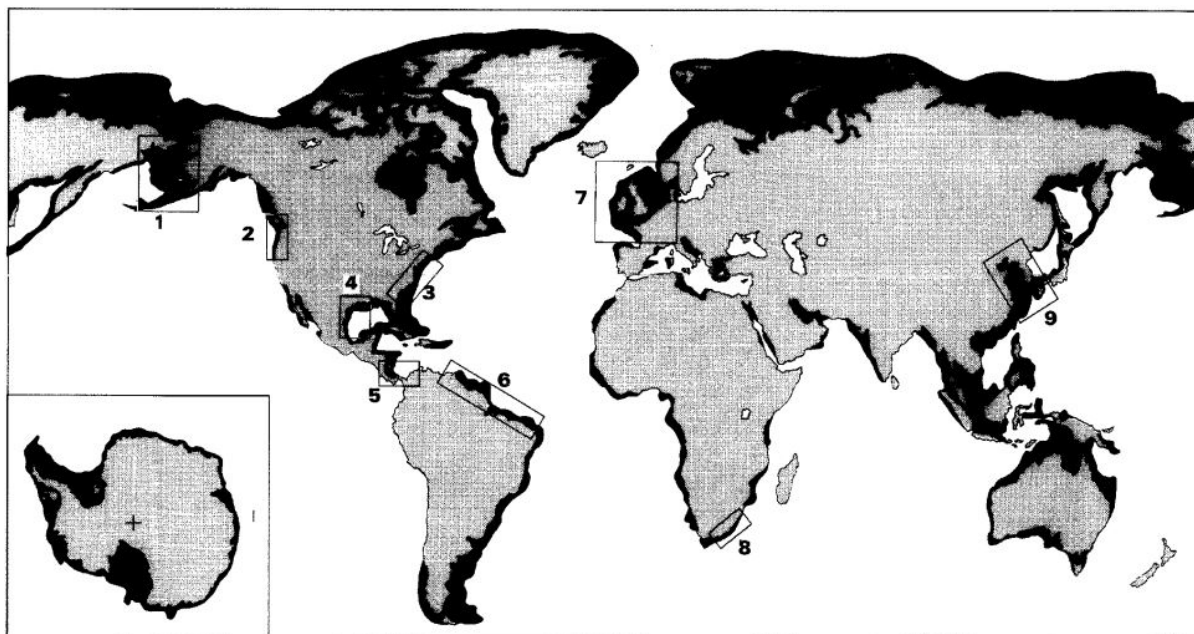


FIGURE 1.1 – La distribution des plateformes continentales actuelles à travers le monde est illustrée sur la carte. Elle montre les plateformes péricontinentales étroites (ex : Afrique, est de l'Amérique du Nord) et les plateformes épicontinentales larges (ex : nord de l'Amérique du Nord, Sibérie, nord-ouest de l'Europe). Certaines des plateformes les plus étudiées dans le monde sont marquées, telles que 1, mer de Béring; 2, Oregon-Washington; 3, Baie de l'est des États-Unis atlantique moyen; 4, golfe du Mexique; 5, nord-ouest de la Colombie; 6, Amazone/Orinoco/Paria; 7, nord-ouest de l'Europe (mer du Nord, mer Celtique, Manche, Baie Allemande); 8, sud-est de l'Afrique; 9, mer Jaune) d'après *Jonhson and Baldwin [1986]; Reading [2009]*.

1.2.1 Bref historique des connaissances sur les systèmes sédimentaires de plateformes continentales

Le concept de « profil d'équilibre » a été introduit par [Johnson \[1919\]](#), sous l'appellation de *graded shelf* pour décrire l'environnement sédimentaire de plateforme continentale ; en le présentant comme une surface légèrement plongeante vers la mer, le long de laquelle l'énergie et la taille des grains de sédiments diminuent progressivement. Cela implique un environnement sédimentaire en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles. Pendant de nombreuses années, ce concept théorique simple d'une plateforme continentale graduée avec un « profil d'équilibre » était une vision largement répandue dans la littérature. Cette idée d'une plateforme en équilibre hydrodynamique a persisté jusqu'au début des années 1930 [[Shepard, 1932](#)] et plus tard encore [[Emery, 1952, 1968](#)] où une série d'échantillonnage des sédiments meubles du fond marin a démontré que la plupart des mers épicontinentales sont recouvertes d'une mosaïque complexe de sédiments aux faciès variés, largement decorrélé aux processus hydrodynamiques actuels. Ces dépôts ont été interprétés comme des sédiments reliques mis en place dans des eaux peu profondes lors de la régression marine au Pléistocène. Cette interprétation s'étend également aux environnements de plaine côtière, de littoral et enfin aux environnements d'influence glaciaire [[Reading, 2009](#)]. La remontée rapide du niveau marin au cours de l'Holocène a entraîné la submersion de ces environnements et, par conséquent, la plupart des sédiments du fond marin sont apparus sans rapport avec leur nouvel environnement de plateforme peu profond. Par conséquent, la majorité des plateformes modernes ne présentent pas le « profil d'équilibre » prédit, mais sont dans un état de déséquilibre par rapport aux processus actuels. Ce concept de sédiments reliques est resté, pendant longtemps, l'école de pensée dominante sur la sédimentation des plateformes, en particulier en Amérique du Nord [[Emery, 1968](#)].

Par ailleurs, le concept de processus-réponse, initiée par [Van Veen \[1935\]](#) dans la partie sud de la mer du Nord, établit un lien entre les caractéristiques morphologiques du fond marin et les processus actuels de la plateforme. Les études ont été effectuées dans

une zone avec des données hydrographiques et météorologiques modernes [Reading, 2009] et où les dépôts pléistocènes ont été largement remaniés lors de la dernière inondation marine holocène (Lericolais 2003, Reynaud 2003). Cela a permis pour la première fois de relier les faciès et figures sédimentaires (*bedforms*) à l'hydrodynamisme de la plateforme.

Les implications complètes des travaux pionniers de Van Veen [1935] en mer du Nord (NW Europe) ont été retardées de plusieurs années jusqu'à ce que Stride [1963] ajoute une cartographie du fond, réalisée par sonar à balayage latéral, aux données hydrodynamiques et commence une analyse systématique de la distribution morphosédimentaire. Cette analyse a confirmé une relation étroite entre type morphologique de fond et les processus actuels [Johnson and Belderson, 1969; Stride, 1982] et a fourni un modèle de dépôt pour de nombreuses mers épicontinentales anciennes, influencées par les marées (p. ex. [Banks, 1973; Anderton, 1976]). Les études de processus-réponse sur les plateformes bordant l'Amérique du Nord au cours des années 1970 ont abouti à des conclusions similaires; bien que dans ce dernier cas, les conditions dominées par les tempêtes entraînent une suite morphosédimentaire différente [Swift and Kofoed, 1972; Stanley and Swift, 1976]. De même, d'autres plateformes, comme en Afrique du Sud, ont montré des résultats similaires. [Flemming, 1980]).

1.2.2 Classification des plateformes continentales

Cet état de connaissances sur les dépôts sédimentaires de plateforme, combiné à des études contemporaines s'intéressant, entre autres, à leur contexte géodynamique et leurs morphologies, ont donné lieu à un foisonnement d'articles proposant des classifications basées sur des critères différents, notamment, selon des facteurs autocyclique (par exemple tectonique, régime géodynamique etc.) ou allocyclique (par exemple glacio-eustatisme, hydrodynamisme, océanographie etc) . Cependant, dans le cadre cette étude, nous nous intéresserons à deux d'entre elles qui abordent les plateformes du point de vue de l'apport sédimentaire et du régime hydrodynamique; il s'agit de la classification de Swift and Thorne [1991], et la classification Johnson and Baldwin [1996].

1.2.2.1 La classification de **Swift and Thorne [1991]**

Cette classification réintroduit le concept de profil d'équilibre en le mettant dans une classe systématique décrite plus loin. Ces auteurs définissent ainsi deux classes de plateformes selon le type, le taux et l'origine des apports sédimentaires et le degré d'ajustement de la plateforme à la transgression holocène; c'est une formalisation de la relation entre le taux d'apport sédimentaire, les changements relatifs du niveau marin et le transport sédimentaire en termes de rapport accommodation (Figure 1.2). On distingue :

- **Les plateformes allochtones ou *accretionary/supply-dominated shelf***

Ces plateformes sont partiellement alimentées par des sédiments modernes issus d'apports exogènes importants et essentiellement continentaux (Figure 1.2a), il s'agit notamment des plateformes connectées à des systèmes deltaïques et en équilibre avec les conditions hydrodynamiques. Par exemple le delta du Gange...ref

- **Les plateformes autochtones ou *erosional/accomodation-dominated shelf***

Ces plateformes reçoivent des sédiments provenant presque entièrement du remaniement in-situ de dépôts sédimentaires antérieurs (Figure 1.2b). On peut citer l'exemple des systèmes transgressifs estuariens ou de baie. C'est à cette catégorie de plateformes qu'appartienne la Baie de Saint-Brieuc. Ces plateformes sont relativement pauvres en sédiments et présentent un état de déséquilibre hydrodynamique à l'actuel.

1.2.2.2 La classification de **Jonhson and Baldwin [1996]**

La classification de **Jonhson and Baldwin [1996]** est basée sur une compilation d'un grand nombre de plateformes modernes à travers le monde pour en dégager 4 classes en fonction du régime hydrodynamique dominant (tidale, houles) durant les périodes de beaux temps, et en fonction de l'interaction plus ou moins importante des tempêtes (Figure 1.3). Il s'agit des plateformes dominées par la marée, dominées par la houle (périodes de beau temps), dominées par les tempêtes et enfin les plateformes à prédominance des courants océaniques.

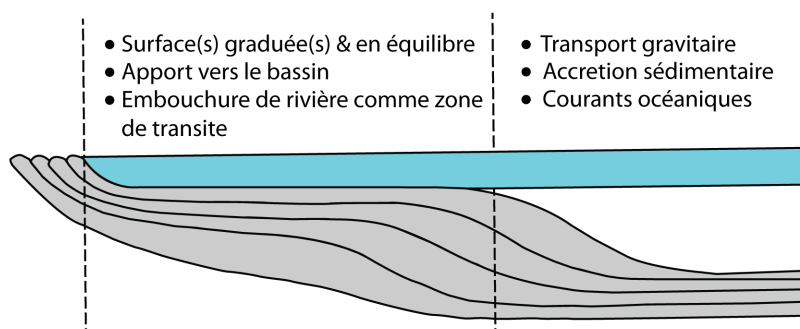
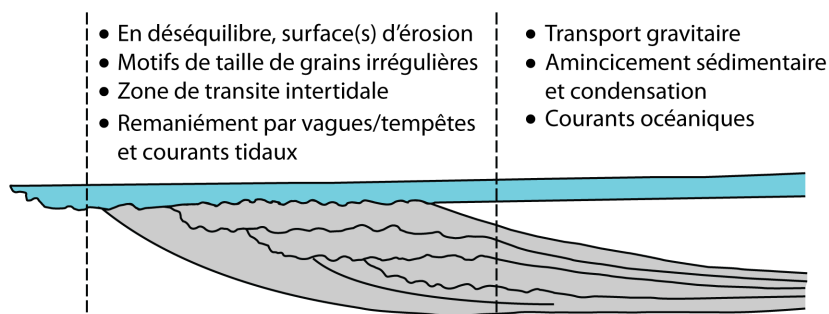
(a) Accretionary/supply-dominated shelf**(b) Erosional/accomodation-dominated shelf****(Exp. Baie de Saint Brieuc)**

FIGURE 1.2 – Géométrie de prisme sédimentaire de plateforme en fonction de l'apport sédimentaire. (a) Une succession accrétionnaire/régressive dominée par l'apport. (b) Une succession dominée par l'érosion et la rétrogradation avec accommodation (modifié d'après *Swift and Thorne [1991]*).

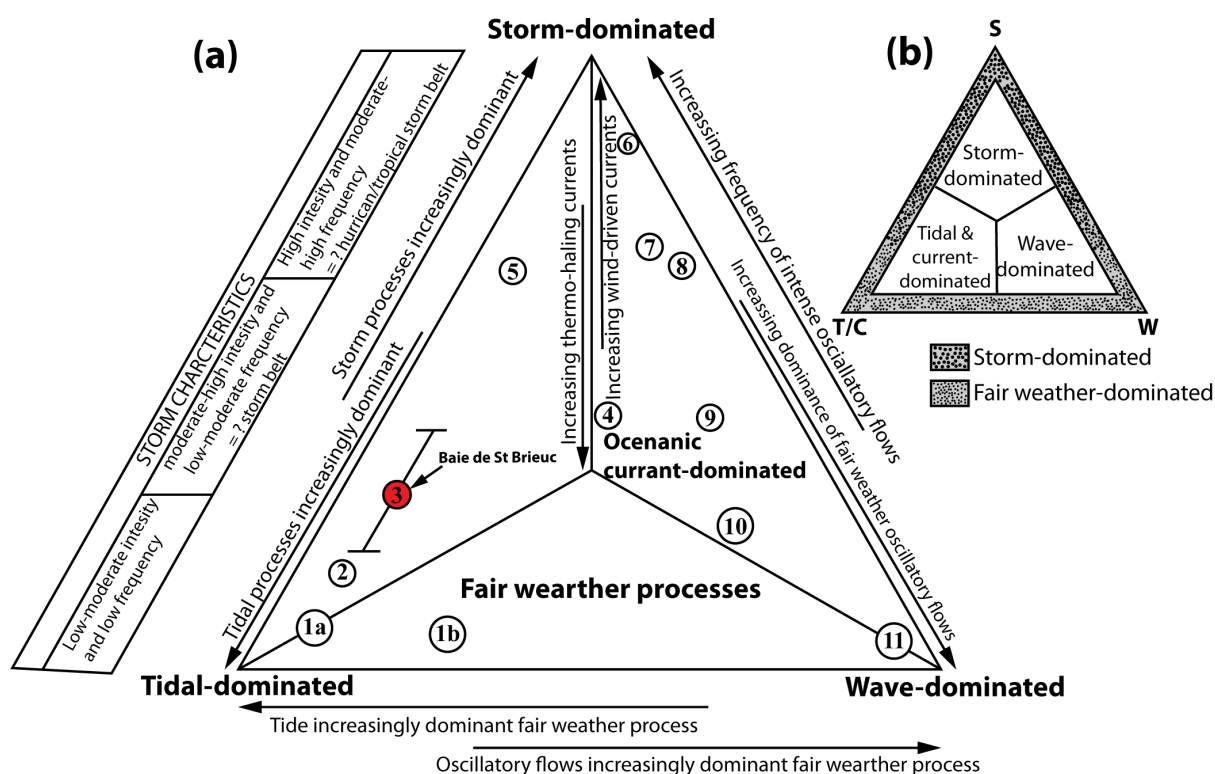


FIGURE 1.3 – Classification des principaux types de plateformes continentales en fonction de leur régime hydrodynamique dominant durant les périodes de beau temps, et en fonction de l'interaction plus ou moins importante des tempêtes (modifié d'après *Jonhson and Baldwin [1996]*). la : estuaires et baies macro-tidaux (Cook Inlet, Baies de Fundy, de Chesapeake, de Kuskokwim, baie du Mont St-Michel, baie de Saint Brieuc etc). lb : baies et estuaires mésotidaux (German Bight..). 2 : détroits de marée. 3 : mers dominées par les marées (Mer du Nord, Mer Jaune, Mer Celtique, George Bank...). 4 : Plates-formes dominées par les courants océaniques (plateau marocain, Afrique du Sud-est, Plateau de Blake...). 5 : Plates-formes dominées tempêtes (courants de dérive) (plate-forme atlantique des USA...). 6 : Plates-formes dominées tempêtes (courants de dérive et houle) (côte ouest des USA...). 7 : Plates-formes dominées tempêtes (courants de dérive) (SE du Détroit de Béring...). 8 : Plates-formes dominées tempêtes (énergie moyenne à faible) (Golfe du Mexique...). 9 : Plates-formes dominées par la sédimentation vaseuse (Amazone, Niger, Mer Jaune..). 10 : Baies sans marée et à faible niveau d'énergie (Baie d'Hudson, Mer Baltique...). 11 : environnements dominés par les vagues de beau temps.

1.3 Plateformes continentales pauvres en sédiments

Les plateformes maigres sont en théorie caractérisées par une forte dispersion sédimentaire (*accomodation dominated shelf*, [Swift and Thorne, 1991]) due à la remontée rapide du niveau marin, la transgression est donc dominante. Des apports sédimentaires, provenant principalement de la mer, sont ainsi piégés dans les embouchures de rivières connectées au système pour former souvent des estuaires et lagunes de [Dalrymple et al., 1992; Boyd et al., 1992]. L'épaisseur de la couverture sédimentaire est relativement faible. Elle est généralement de l'ordre du centimètre-mètre à quelques dizaines de mètres; contraignant très fortement la préservation des dépôts en période de régression marine. En d'autre terme, il est difficile d'imaginer une préservation sédimentaire importante sur une marge maigre. La couverture sédimentaire quaternaire est donc essentiellement représentée par le dernier épisode transgressif et de haut niveau marin holocène (Le roy 2021, [Chaumillon et al., 2010]).

Au sein de ces plateformes maigres, l'enregistrement sédimentaire des événements climatiques est à rechercher dans les lieux ponctuels d'accumulation majeure de sédiments. Il peut s'agir notamment (*i*) des remplissages de vallées incisées qui, grâce à leur proximité immédiate, ont fait l'objet de plus d'attention de la part de la communauté scientifique; ou (*ii*) des formes d'accumulation sédimentaire en bancs de plateformes, moins connues mais qui sont aussi d'un intérêt scientifique de premier plan. Comme mentionné dans l'introduction de ce chapitre, nous nous intéresserons à cette dernière catégorie en vue d'une reconstitution de l'histoire holocène de la baie. Cette reconstitution est possible grâce à la stratigraphie séquentielle adaptée à l'architecture des bancs. Cependant, il est important de rappeler que la stratigraphie séquentielle détermine la géométrie des cortèges sédimentaires mis en place sous influence des variations du niveau marin relatif mais les facteurs environnementaux locaux tel que le régime tidale et de houles contrôlent la nature des faciès et des surfaces [Dalrymple et al., 1992]. Ce sont ces derniers qui permettent de définir les critères de reconnaissance des paléo-environnements associés.

1.3.1 Bancs sédimentaires en contexte de plate-formes pauvres en sédiments

1.3.1.1 Définition et cadre génétique

Les bancs sont des accumulations sédimentaires (sillico et/ou bioclastiques), composées de plusieurs unités stratigraphiques souvent complexes, généralement allongées, avec une longueur pouvant atteindre 100 km, de largeur kilométrique et, une épaisseur comprise entre 10 et 50 m [Reynaud, 1996; Snedden and Dalrymple, 1999]. Depuis les premières descriptions d'Off [1963], ces corps sédimentaires n'ont cessé d'attirer l'attention des océanographes du fait de leur architecture indiquant les conditions hydrodynamiques.

On les rencontre sur des plateformes continentales ouvertes, dans les estuaires et les détroits [Berné, 1999] à des profondeurs comprises entre 20 et 50 m [Liu et al., 2007; De Castro et al., 2017] à l'exception de quelques bancs reliques (ou moribond) comme ceux de la mer celtique localisés entre 100 et 170 m de profondeur [Reynaud, 1996; Reynaud et al., 1999; Marsset et al., 1999]. Ils sont interprétés comme résultant de phénomènes hydrodynamiques [Huthnance, 1982; Hulscher et al., 1993]. D'après Berné et al. [1994], l'irrégularité initiale du socle est un facteur nécessaire à la formation de ces corps sédimentaires, générant une accélération des courants aux pieds des hauts fonds et une décélération à leurs sommets. En fonction des facteurs hydrodynamiques à l'origine de leur formation, on peut les séparer en deux grandes familles [Swift, 1985; Reynaud, 1996] :

(i) les *shoal retreat massifs* : les systèmes à prédominance de la houle (L'un des exemples les plus cités est celui des bancs de tempêtes de la côte est des US décrits par Twichell (1984), (ii) les systèmes de bancs tidaux en mer du Nord méridional [Houbolt, 1968; Caston and Stride, 1970; Trentesaux, 1993] ou en mer d'Iroise et Manche occidentale [Franzetti et al., 2015]. Associés à un régime meso-à-macrotidal, les bancs tidaux sont caractérisés par une asymétrie prononcée par rapport au plan de la crête, un allongement en théorie non parallèle à la côte (angle de 20°) et enfin par une obliquité vis-à-vis du grand axe de l'ellipse des courants de marée [Kenyon et al., 1981]. Cependant, on note

l'existence d'une variante à cette dernière famille de bancs. Il s'agit des bancs de sillage (*banner banks*) se développant à proximité des îles, des promontoires ou de reliefs sous-marins. Ils constituent ainsi une catégorie particulière de bancs tidaux. Belderson [1982] les considère comme un type particulier de queue de comète telle que décrit par Guilcher [1950] ou encore un cordon littoral se formant en "aval" du courant dominant, et qui serait détaché de sa source sous l'action érosive du courant subordonné ([Berné, 1999]). Ils sont au cœur de notre démarche pour comprendre l'architecture de la couverture sédimentaire et l'histoire Holocène de la baie.

1.3.1.2 Architecture interne des bancs et enregistrement des fluctuations climatiques

Les premiers travaux d'investigation de l'architecture des bancs sédimentaires ont été réalisés par Houbolt [1968]. À partir des données de sismique réflexion, il a pu montrer que les bancs du sud de la Mer du Nord présentaient une structure interne caractérisée par des réflexions obliques faiblement pentées (2 à 4°); traduisant la direction de progradation de ces bancs (Figure 1.4).

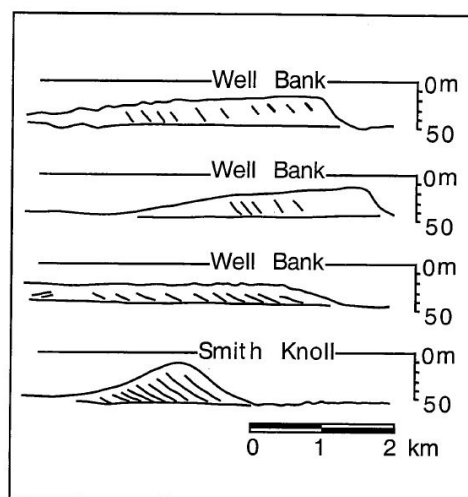


FIGURE 1.4 – Profils sismiques interprétés sur le Well Bank et le Smith Knoll en Mer du Nord, d'après Houbolt [1968]. Les pentes réelles des clinofformes sont de l'ordre de 4°.

Cette structure simple se retrouve dans un certain nombre de bancs de plate-forme, en milieu tidal ou dominé par les tempêtes [Swift and Field, 1981; Berné, 1999]. Cependant, il semble qu'elle caractérise principalement les formes qui reposent sur un substrat grossier non érodable [Berné, 1999]. La plupart des exemples étudiés à travers le monde (e.g. [Trentesaux, 1993; Reynaud, 1996; Snedden and Dalrymple, 1999; Franzetti et al., 2015; De Castro and Lobo, 2018]) présente une architecture composite et complexe indiquant une succession d'environnements de dépôt séparés souvent par des surfaces d'érosion ou de non dépôt. Un exemple type de ces bancs composites à structure complexe est celui de Middelkerke Bank (Figure 1.5) situé au large de la Belgique, en mer du Nord méridionale. Ce banc est constitué de 7 unités sismiques montrant une succession de 4 phases de dépôt dont : **1-** un remplissage d'âge Weichselien de chenaux incisés dans un substratum tertiaire qui se prolonge à terre à l'Holocène. **2-** une lagune sub-littorale dont les dépôts correspondent à la base de l'Holocène en mer du Nord. **3-** phase de mise en place d'un banc côtier typique sous l'influence dominante de la houle. C'est le stade à partir duquel le banc présente une architecture cohérente avec le modèle de Houbolt [1968], présentant des réflecteurs obliques en direction de la côte. **4-** Dernière phase, correspond à la mise en place sensu stricto du banc tidal auquel se surimposent des dunes de sables d'offshore [Trentesaux et al., 1999a, in Trentesaux, 2005].

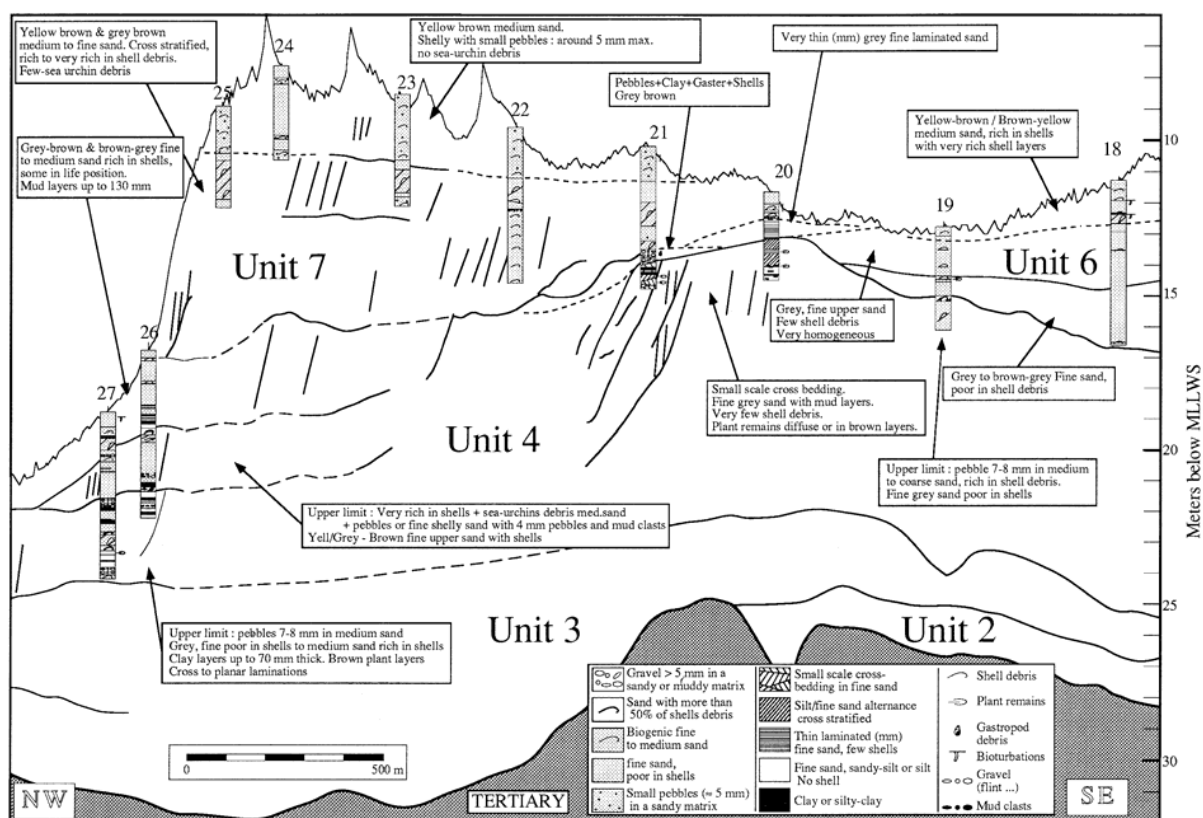


FIGURE 1.5 – Profil perpendiculaire au Middelkerke bank. Combinaison de données sismiques et lithologiques (carottes 18 à 27). Echelle verticale fortement exagérée. Les traits pleins représentent les réflecteurs sismiques, les tirets les limites supposées à partir de l'étude des profils sismiques et de la lithologie. Pour chacune des unités (U2 à U7) ou sous-unités les caractéristiques principales sont encadrées. (d'après [Trentesaux, 1993]).

Ainsi, les bancs sont des objets particulièrement intéressants à étudier. Ils peuvent enregistrer les changements relatifs à l'environnement de dépôt sédimentaire et les variations d'équilibre entre hydrodynamisme et sédimentation au cours des cycles de transgression-régression [Trentesaux, 1993; Reynaud, 1996; Snedden and Dalrymple, 1999; Franzetti et al., 2015; De Castro and Lobo, 2018]. Cependant, à plus long terme, leur préservation dépend fortement de la création d'espace disponible et de l'importance des apports sédimentaires [Trentesaux, 2005]. Deux types pourraient alors s'en dégager dont (i) Les bancs de plateformes riches en apport sédimentaire et subsidentes (*accretionary-dominated shelf*) ayant un très bon potentiel de préservation permettant de remonter des cycles complets de transgression-régression. Un exemple typique à l'actuel peut être le grand banc de la mer de Chine de l'Est [Liu et al., 2007] qui atteint plus de 400 m de hauteur (Figure 1.6), et où les quatre derniers grands cycles glacio-eustatiques sont ainsi enregistrés, ou encore le banc du Golfe du Lion [Rabineau et al., 1998]; et (ii) les bancs associés aux plateformes pauvres en sédiments. Ces derniers, auxquels appartient le banc de la Horaine en baie de Saint-Brieuc, présentent l'inconvénient d'avoir un faible potentiel de préservation. Les séries sédimentaires correspondent généralement au cortège transgressif qui suit le dernier maximum glaciaire. Cependant, du fait de leur abondante répartition dans le monde, leur architecture et les mécanismes de leur formation ont fait l'objet d'une documentation largement détaillée. L'exemple le plus étudié dans le monde est le banc de Midelkerke [Trentesaux, 1993; Berné et al., 1994; Trentesaux et al., 1999b; Trentesaux, 2005].

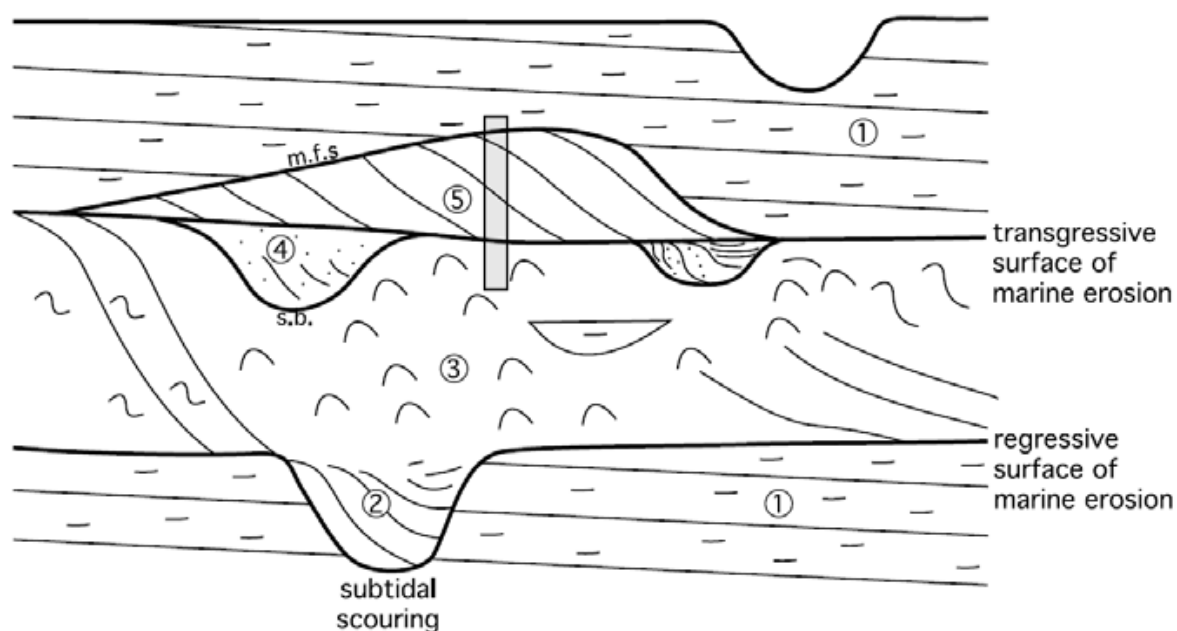


FIGURE 1.6 – Séquence élémentaire de dépôt caractéristique de la plateforme externe de mer de Chine de l'Est [Berne et al., 2002]. Les surfaces d'érosion principales sont d'origine marine et non fluviale. La première se produit lors de la baisse glacio-eustatique du niveau marin lors de la progradation des dépôts deltaïques, causée par l'effet combiné des houles et des marées. Ces surfaces sont subhorizontales et peuvent s'étendre sur des centaines de kilomètres, seulement interrompues par de rares incisions plus profondes (2) situées aux endroits des distributaires deltaïques ou des chenaux marées estuariens. Comme observé dans le delta de l'Escaut (van Veen, 1950), ces incisions peuvent atteindre 50 m. Les dépôts estuariens (3) sont limités par une faible incision fluviale qui marque la limite de la séquence (s.b.). Cette surface est remodelée par la surface de transgression, également d'origine marine, qui sépare les premiers dépôts estuariens (4) des dépôts plus tardifs de bancs de sable du large (5). Les dépôts prodeltaïques (1) se forment ensuite, à la fois dans le cortège de haut niveau et au début de la chute du niveau marin. Dans ce schéma, la surface d'inondation maximale (m.f.s.) se trouve à la surface supérieure des bancs de sable ou, comme montré parfois par les profils sismiques, à quelques dizaines de centimètres au-dessus, surtout dans les inter-bancs. C'est le type de sédiment qui se dépose actuellement dans la zone des bancs de sable de la MCE.

1.3.1.3 Structure externe et dynamique actuelle

1.4 Fluctuations climatiques au Quaternaire et à l'Holocène

1.5 Le climat au Quaternaire

Le Quaternaire est la plus récente période géologique, suivant le Tertiaire avec lequel elle forme le Cénozoïque. Elle regroupe le Pléistocène (de 2,6 Ma à 11,5 ka) et l'Holocène (de 11,5 ka à l'actuel). Cette période a été rythmée par des fluctuations climatiques haute fréquence et de grandes amplitudes dictées avant tout par les variations dans les paramètres orbitaux de la terre et de son axe de rotation. En effet, ces variations induisent des changements dans les distributions saisonnières et latitudinales de l'énergie reçue du Soleil. C'est [Milankovitch \[1941\]](#) qui a proposé une théorie unifiée expliquant la récurrence des cycles glaciaires interglaciaires en lien avec les paramètres orbitaux de la terre. Selon Milankovitch, l'insolation polaire estivale détermine l'entrée en glaciation. À long terme, trois facteurs astronomiques gouvernent les fluctuations de l'insolation. Il s'agit de : (1) l'excentricité, d'une périodicité de 400 ka à laquelle se surimpose un cycle d'une quasi-période de 100 ka ; (2) l'obliquité qui répond à une cyclicité principale de l'ordre de 41 ka et a été le facteur prédominant au cours de la période quaternaire antérieure au Mid-Pléistocène ; et enfin (3) la précession, elle obéit à une cyclicité de 21 ka. La combinaison de ces facteurs aux cyclicités différentes donne lieu à des changements climatiques caractérisés par une alternance de périodes froides et chaudes déduites des stades isotopiques de l'oxygène ^{18}O , issus de forages océaniques ([Figure 1.7](#)). Ces stades sont conventionnellement numérotés à partir de la période tempérée actuelle (ou stade Marine Isotope Stages (MIS)-1) en remontant dans le temps. Depuis le Mid-Pléistocène (il y a 800 ka), les cycles de 100 ka prédominent, et donnent naissance à de longues périodes glaciaires séparées par des courtes interglaciaires [[Head and Gibbard, 2005](#); [Berger, 2006](#)]. Ainsi 3 stades isotopiques glaciaires séparent l'interglaciaire actuel et le précédent

(MIS-5, il y a 125 ka).

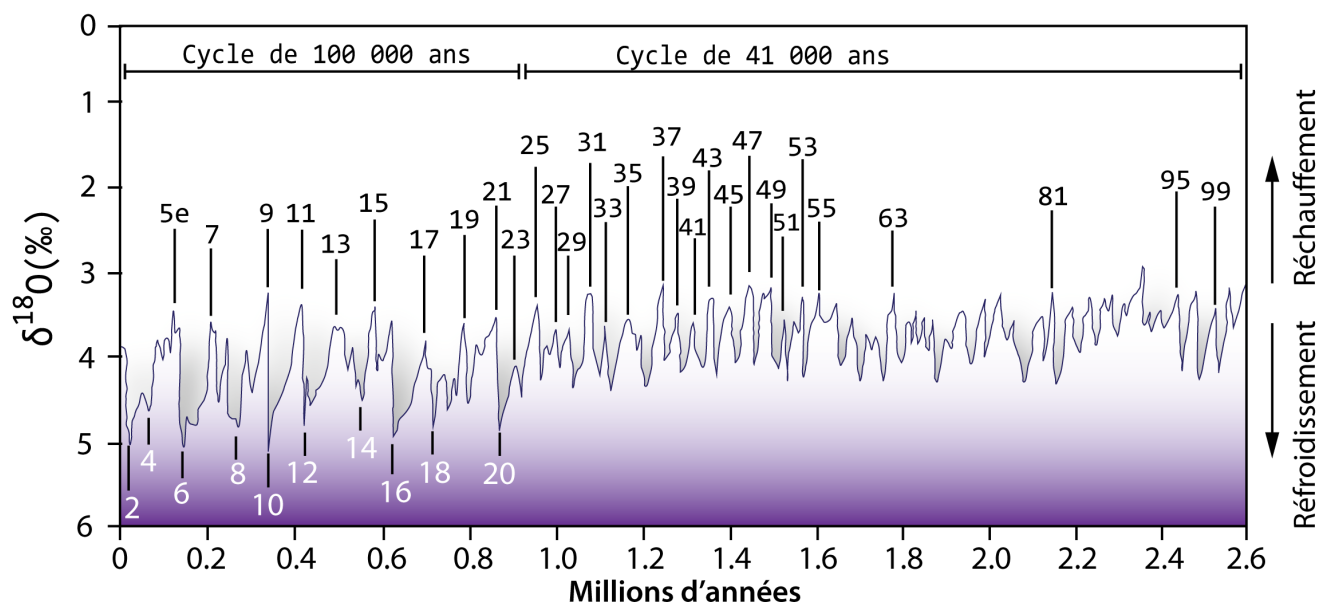


FIGURE 1.7 – Enregistrement des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}O$) pendant le Quaternaire et le Pliocène terminal (2,6 Ma derniers) déduit des foraminifères benthiques de la carotte Numéro 677 d'eau profonde (large du Costa Rica) du Programme de forage océanique (ODP). Les étiquettes représentent les stades isotopiques de l'oxygène utilisés universellement pour faciliter la comparaison entre les enregistrements $\delta^{18}O$. Par exemple, le stade 5e (nommé MIS-5e) est associé au dernier interglaciaire, tandis que le stade MIS-2 au dernier maximum glaciaire. La numérotation se fait à partir du stade tempéré actuel (ou stade MIS-1), en remontant dans le temps. [Modifié à d'après Shackleton et al. [1990]. Les cycles 100 ka et 41 ka représentent les cycles de Milankivitch prédominants pour la période correspondante d'après Head and Gibbard [2005]; Berger [2006]

1.6 Le climat à l'Holocène

Le réchauffement climatique qui suit le Dryas récent marque la fin de la dernière période glaciaire du Pléistocène (MIS-2-3 & 4) et le début de l'ère actuelle, plus chaude,

l'holocène. L'holocène est la période géologique actuelle qui a débuté il y a environ 11 700 ans. Elle a d'abord été considérée comme une période interglaciaire relativement stable. Mais les indices exploités par les paléoclimatologues ne corroborent pas cette théorie [Bond et al., 1997, 2001]. Selon un schéma classique, les températures ont suivi une courbe ascendante jusqu'à atteindre un optimum climatique, aux environs de 7000 BP (Figure 1.8) [Walker et al., 2012]. Depuis cette période, la courbe de température suit un refroidissement progressif ponctué d'oscillations issues en partie de l'activité solaire. Au regard des fluctuations climatiques enregistrées, l'holocène peut être subdivisé en trois grandes périodes.

La période initiale de l'holocène, également appelée "Early Holocene", correspond à la fin de la déglaciation et au retrait des calottes glaciaires et des glaciers continentaux. Le climat était tempéré, mais perturbé par un événement froid connu sous le nom de l'événement climatique de 8200, à 8.2 ka cal. BP, en partie attribuable à une injection importante d'eau glacée dans l'océan Atlantique, causée par la dernière phase de décroissance du glacier laurentidien qui couvrait une grande partie de l'Amérique du Nord. [Alley et al., 1997; Bond et al., 1997].

La période suivante, appelée "Mid-Holocene" ou "Optimum Climatique", est caractérisée par une stabilisation des calottes de glace et des glaciers, entraînant une chute globale des températures.

La dernière période de l'holocène, connue sous le nom de "Late Holocene" ou "Tardiv-Holocène", est marquée par une baisse de température globale. Cela est associé à un renforcement de la couverture glaciaire et des glaces des deux pôles. Cette période a également été perturbée par une période de réchauffement appelée "medieval warming" suivie par le "Petit Âge glaciaire", la période la plus froide enregistrée pendant l'holocène. Depuis lors, les températures ont tendance à augmenter [Keigwin, 1996].

En plus de ce modèle de changement climatique à long terme, l'holocène a également été marqué par des variations rapides du climat, appelées "Rapid Climate Change" (RCC), dont les causes restent encore incertaines [Mayewski et al., 2004]. Les RCC les plus importants sont : 9-8, 6-5, 4.2-3.8, 3.5-2.5, 1.2-1.0 et entre 0,6-0.15 ka cal BP (ce der-

nier correspond au Petit Âge glaciaire). Ces changements rapides se distinguent par des fluctuations de températures mondiales et des modifications de conditions climatiques dans les régions polaires, majoritairement caractérisées par un refroidissement polaire, une aridité tropicale et des changements importants de la circulation atmosphérique. Cependant, pendant la période la plus récente (600 à 150 ans avant le présent, c-à-d avant 1950), le refroidissement polaire a été accompagné d'une augmentation de l'humidité dans certaines régions.

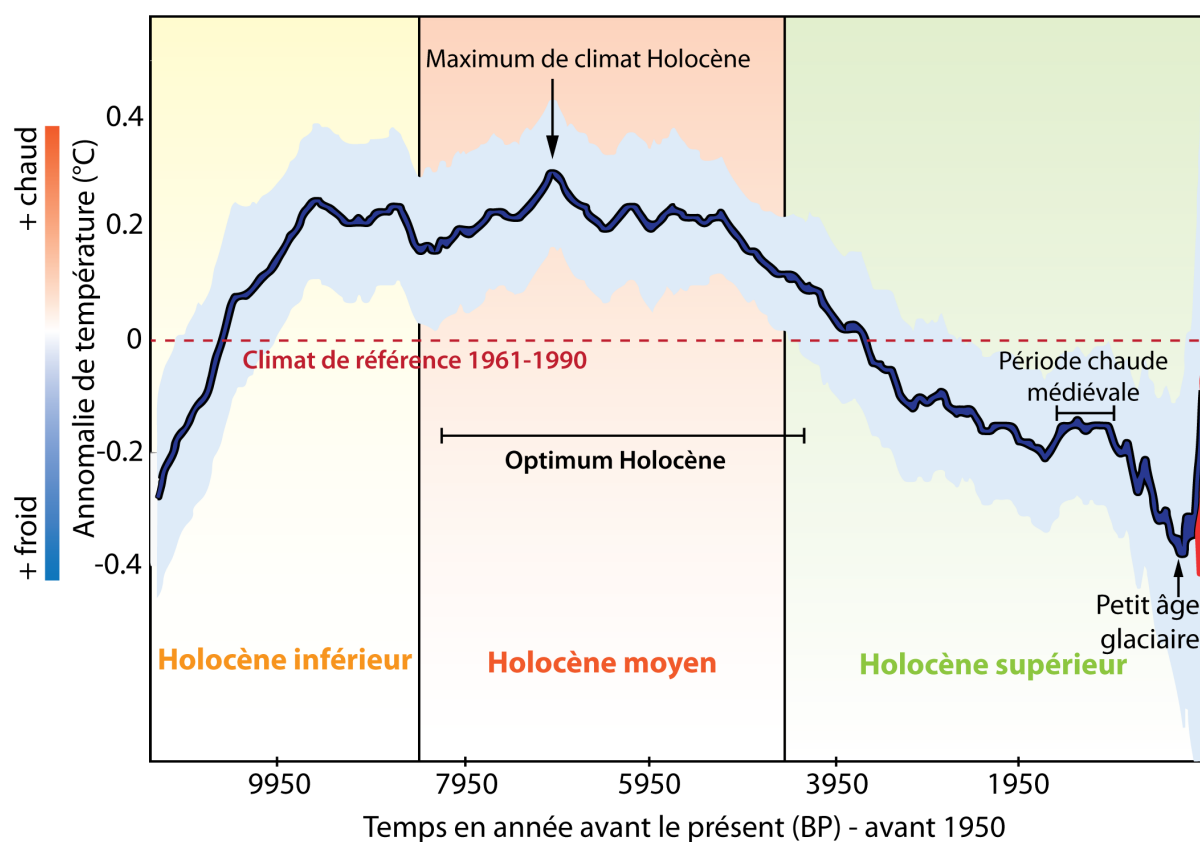


FIGURE 1.8 – Anomalie de température au cours de l'Holocène modifiée d'après *Marcott et al. [2013]*

PRÉSENTATION DU SITE D'ÉTUDE

Contents

2.1	Cadre général et géomorphologie de la baie	21
2.2	Histoire géologique de la baie de Saint Brieuc	22
2.3	Distribution morphosédimentaire de la baie	25
2.3.1	Système sédimentaire au large	25
2.3.2	Embouchure interne de la baie	28
2.4	Régime Climatique	31
2.4.1	Variation des températures et pressions atmosphériques	31
2.4.2	Oscillation Nord Atlantique	31
2.5	Régime hydrodynamique	37
2.5.1	La marée et la Houle	37
2.5.2	Courants résiduels	37

2.1 Cadre général et géomorphologie de la baie

Située au Nord-Ouest de la France sur les bordures occidentales de la Manche, la baie de Saint-Brieuc présente un linéaire côtier marqué par de nombreuses falaises dont la hauteur peut atteindre plus de 100 m (Par exemple à Plouha, Figure 2.1). Elle s'étend sur une superficie d'environ 800 km², et forme une plateforme rocheuse légèrement inclinée vers le large (0.1%) et dont la profondeur n'excède pas 40 mètres [Del Estal et al., 2019; Mathew et al., 2020]. Cette plateforme est caractérisée par la présence de nombreux

reliefs sous-marins allongés selon deux directions structurales (N70 et N160) héritées respectivement du Cadomien et de l'Hercynien (ou Varisque). Ces reliefs correspondent soit à des hauts fonds rocheux, soit à des accumulations sédimentaires dont les plus représentatifs sont les plateaux rocheux des Hors, le banc sédimentaire du grand Léjon et celui de la Horaine. Au Nord-Ouest de la baie, on note la présence de l'île de Bréhat reposant sur un large plateau rocheux immergé à 15 mètres de profondeur (Figure 2.1). Ce plateau rocheux s'étend depuis le continent jusqu'à 15 km de l'île de Bréhat vers large. La limite externe du plateau sert de barrière derrière laquelle s'est construit le banc sédimentaire de la Horaine. Il témoigne probablement d'une extension plus large du continent quand le niveau de la mer était à de 15 mètres plus bas il y a environ 8000 BP [Lambeck, 1997, 2004; Stéphane and Goslin, 2014]

Son littoral est constitué de deux côtes quasi-linéaires dont le croisement forme un V. Il s'étend à partir de Saint-Brieuc vers l'archipel de Bréhat à l'Ouest et vers le Cap Fréhel à l'Est, distants d'une cinquantaine de kilomètres chacun. L'ensemble forme un littoral complexe et diversifié où alternent des côtes à falaises, des plages de crique, et de vastes étendues silto-sableuses sur lequel de nombreuses activités socio-économiques à l'interface Terre-Mer sont développées.

2.2 Histoire géologique de la baie de Saint Brieuc

La baie de Saint-Brieuc est à placer dans le contexte du Domaine Nord-Armoricain, où le socle paléozoïque est actuellement entrain de s'étendre (Figure 2.2). Le domaine nord-armoricain contient les vestiges les mieux préservés de l'orogénèse cadomien, caractérisée par d'importantes zones de cisaillement ductiles NE-SW traversant la baie de Saint-Brieuc. Ces zones sont divisées, du NW au SE, en trois unités (Figure 2.3) dont : (1) le Trégor-La Hague, (2) Saint-Brieuc, et enfin (3) l'unité de Saint-Malo ou Guingamp. Elles sont limitées respectivement par les zones de cisaillement de Locquemeau-Léonard, Locquemeau-Lézardrieux et de La Fresnay, respectivement [Chantraine et al., 2001; Ballevre et al., 2013]. L'unité du Trégor, très peu déformée lors de l'orogénèse cadomienne,

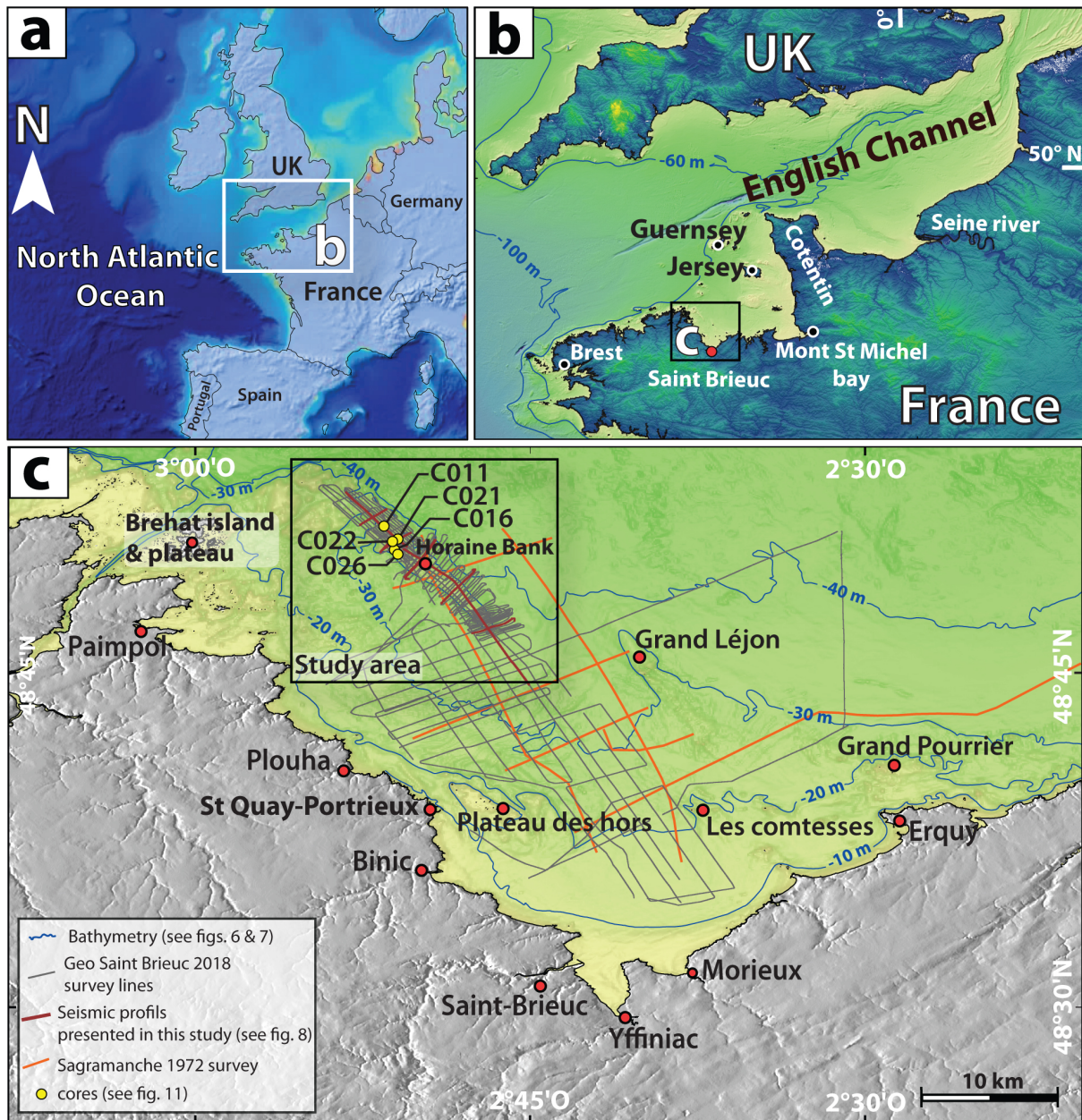


FIGURE 2.1 – Contexte géographique de la baie de saint Brieuc

est composée d'un complexe volcano-plutonique, daté à 615 Ma [Graviou, 1992]. L'unité de Saint-Brieuc est essentiellement constituée d'une suite ignée composite affectée par une déformation et un métamorphisme correspondant à l'inversion de l'unité [Chantraine et al., 2001] entre 620 Ma et 540 Ma, du Protérozoïque supérieur au Cambrien inférieur [Auvray et al., 1980].

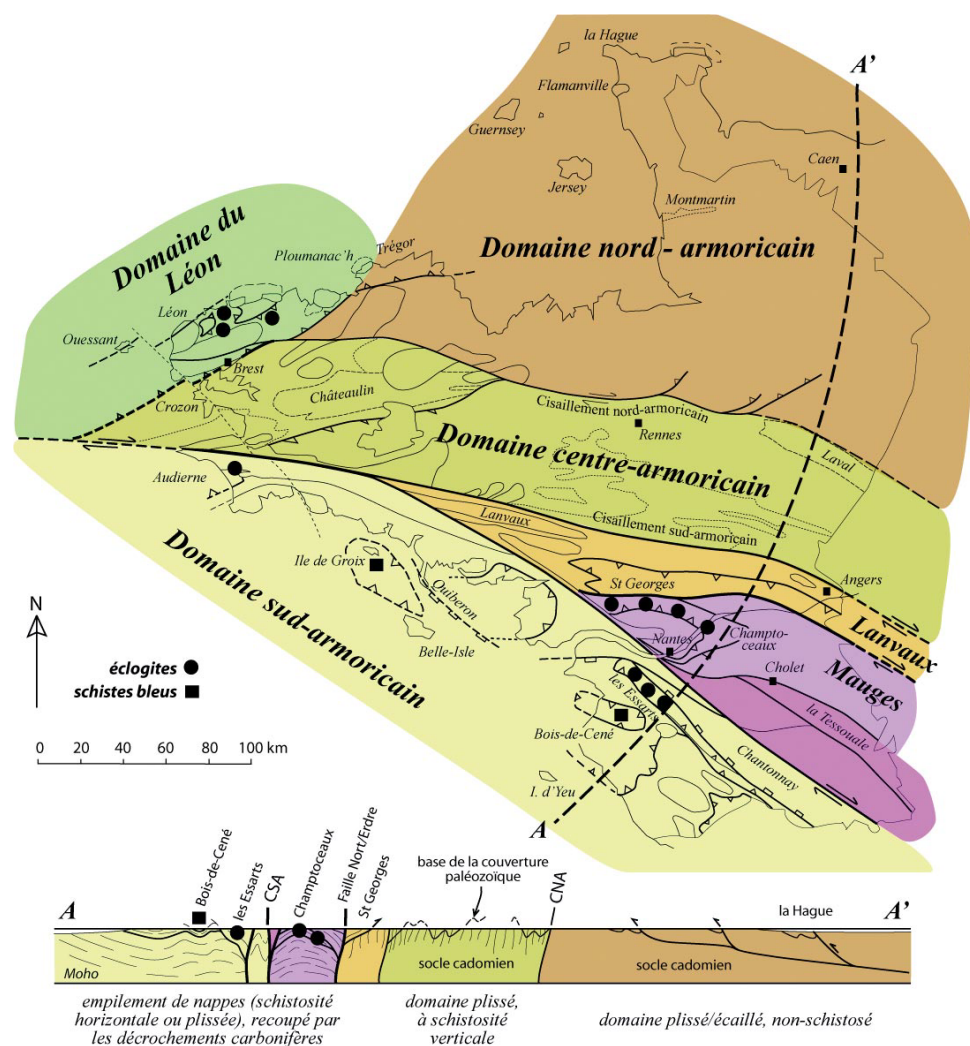


FIGURE 2.2 – Carte et coupe géologique du Massif Armoricaïn d'après [Ballevre et al., 2013]

L'histoire de la chaîne cadomienne commence par la création d'un arc continental aux environs de 750-650 Ma, arc probablement établi sur une croûte Icarienne [Ballevre et al.,

2013]. Dès cette époque fonctionne une zone de subduction dont l'histoire conduira à la genèse de la chaîne cadomienne. La principale période de déformation varisque a débuté au Dévonien (420-360 Ma) et cette orogénèse constitue l'un des principaux héritages de la croûte continentale en Bretagne [Ballevre et al., 2013]. À partir du Carbonifère (345 Ma), la formation de la cordillère varisque est associée au développement d'un ensemble de zones de cisaillement subverticales majeures à l'échelle lithosphérique (Figure 2.2) : les zones de Cisaillement Nord Armoricaïn et Sud Armoricaïn WNW-ESE associées à des failles secondaires orientées NW-SE, telles que la zone de faille Nort-sur-Erdre-Quessoy [Bitri et al., 2001]. Cette structure NW-SE est supposée avoir contrôlé la morphologie linéaire et transversale au littoral de l'ouest de la baie au cours de sa longue activité dès le Trias [Bitri et al., 2001]. Dès le Trias [Bois et al., 1991] et durant l'Éocène [Bonnet et al., 2000; Bessin, 2014].

2.3 Distribution morphosédimentaire de la baie

2.3.1 Système sédimentaire au large

Le prisme côtier de la plateforme baie de Saint-Brieuc appartient à la grande étendue sédimentaire qui ceinture, de façon continue, les côtes de l'Armorique depuis le cap de la Hague jusqu'à la mer d'Iroise [Boillot, 1964]. Il est composé de cailloutis, de graviers, et d'une vaste étendue silto-sableuse dont l'ensemble montre une structuration grano-croissante vers le large (Figure 2.4b), proportionnellement à la virulence des conditions hydrodynamiques. La couverture sédimentaire fine (sable et silte) a été décrite comme provenant essentiellement de la redistribution des sédiments issus des grands paléofleuves de la Manche, lors de la remontée du niveau marin holocène [Lericolais et al., 2003; Reynaud et al., 2003].

Par ailleurs, d'après Bouysse et al. [1979], la grande majorité des faciès des cailloux, galets et blocs de la manche occidentale provient essentiellement de l'érosion du socle armoricaïn aux dépens des jeux de failles hérités de l'orogénèse cadomien et hercynien ; et

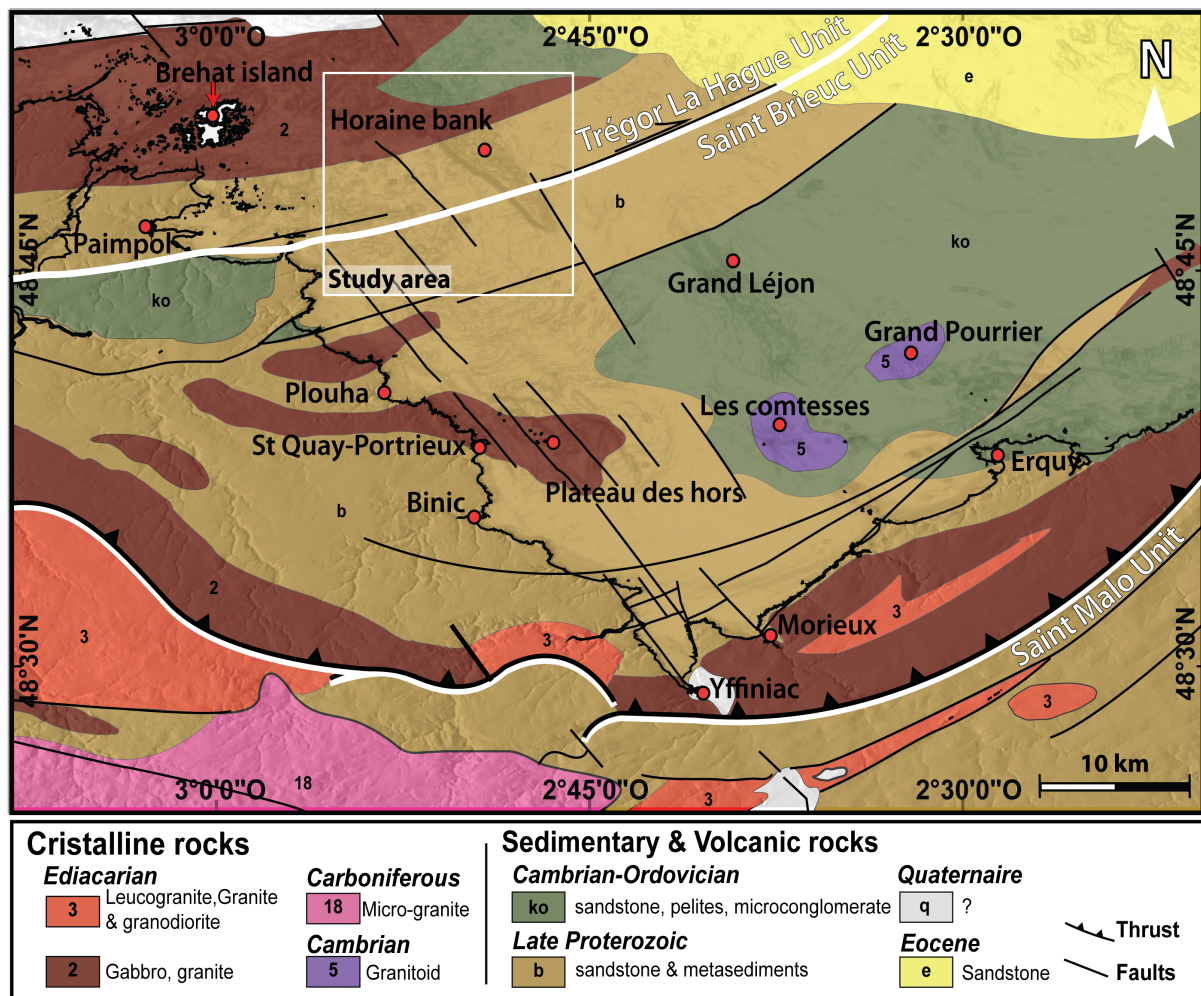


FIGURE 2.3 – Carte Géologique simplifiée de la baie de Saint-Brieuc modifiée d'après [Chantraine et al., 2003]

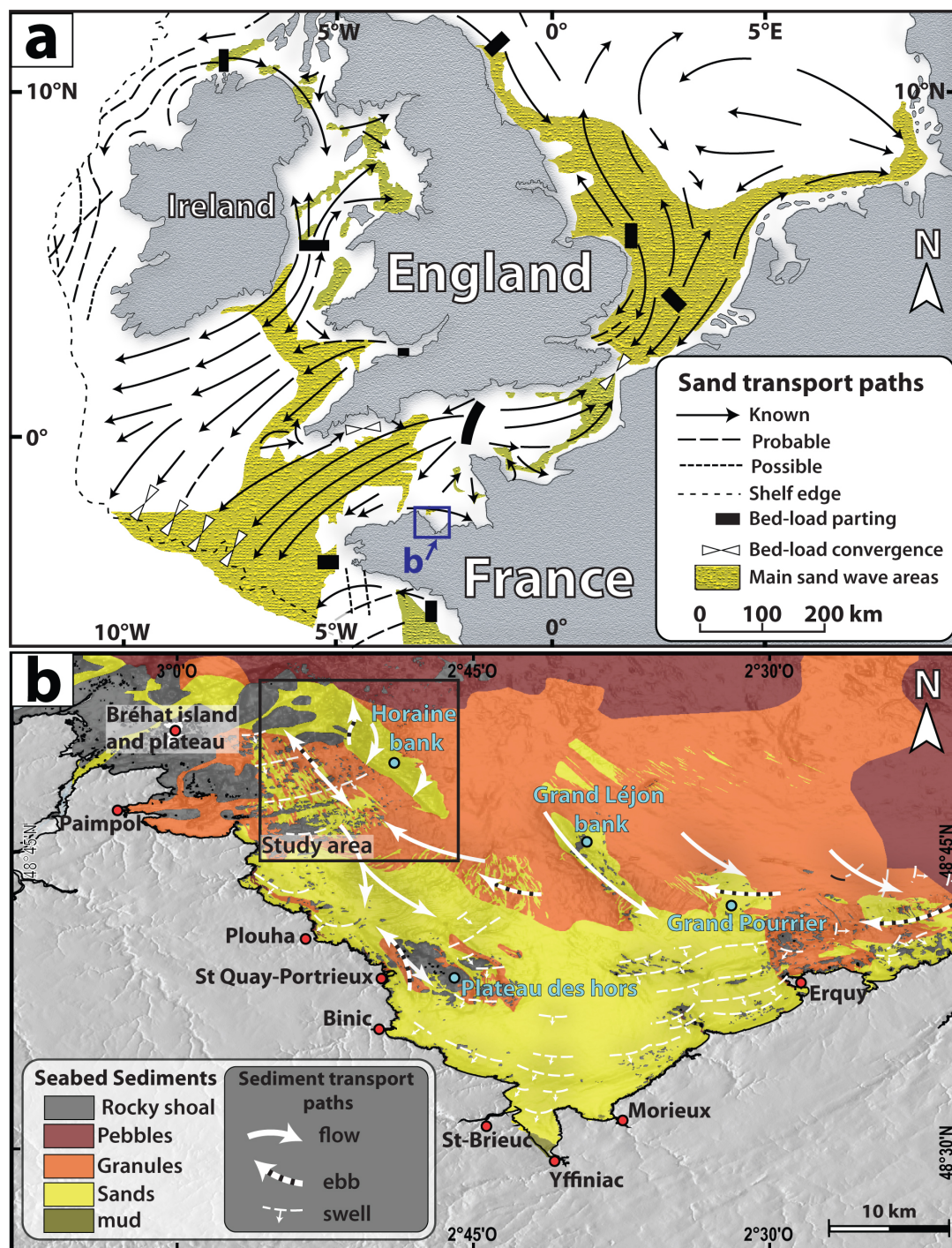


FIGURE 2.4 – Contexte sédimentaire de la baie de Saint-Brieuc. a, Distribution des voies de transport de sable dominantes et leurs relations avec les principales zones de vagues de sable sur le plateau continental nord-ouest européen (d'après *Stride [1963]*). b, Carte des sédiments de surface d'après le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M), les flèches représentent les vecteurs hydrodynamiques de transit sédimentaire dans la baie de Saint-Brieuc, identifiés à partir des types de fond et des structures sédimentaires (d'après *Augris et al. [1996]*).

cela est mis en évidence, en baie de Saint Briec, par une distribution spatiale structurée de ces faciès sédimentaires à proximité des hauts fonds rocheux, reliquats des affleurements armoricains (Figure 2.4b). La carte des graviers se superpose assez bien à celle des cailloutis et confirme, comme pour Boillot [1964], la division schématique des fonds superficiels. Cette division est fonction, dans un premier temps, de la nature du fond, et dans un deuxième temps, des courants tidaux responsables de leur redistribution.

2.3.2 Embouchure interne de la baie

Séparées par la petite péninsule de Lermot, l'anse d'Yffiniac et l'anse de Morieux assurent la jonction continentale, en V, entre la côte ouest et la côte est de la baie de Saint-Briec. Elles représentent l'embouchure interne de la baie. À l'image de l'ensemble de la baie de Saint-Briec, ces deux embouchures sont caractérisées par une dynamique macrotidale [Larsonneur et al., 1994; Traoré et al., 2021], avec des marnages pouvant atteindre 12 m lors des grandes marées astronomiques. Toute chose égale par ailleurs, la distribution morphosédimentaire de l'anse d'Yffiniac est, de manière remarquable, à l'image de cette dynamique tidale. On note la présence de grands drapages de sables fins et très fins à tendance silteuse montrant de multiples figures sédimentaires caractéristiques des fonds de baie et des rivages estuariens dominés par la marée [Flemming, 2012a]. Cependant, à la différence de l'anse d'Yffiniac ; l'anse de Morieux (plus ouverte à la Manche) est bordée par des étendues sableuses formant, entre autres, les plages de Lermot, Bonabri, et celle de La Grandville où se développent des champs dunaires. On retrouve également des bancs de sable à fraction carbonatée très marquée et composée majoritairement de bivalves à l'image des formes d'accumulations sédimentaires décrites par Weill et al. [2012]; Jeanson et al. [2016]; Tessier et al. [2019]. Ces bancs sédimentaires se détachent des grandes étendues sableuses ceinturant la bordure occidentale de la baie de Saint-Briec. Ils migrent librement vers le haut de l'estran de l'anse d'Yffiniac. À l'anse de Morieux, ils se déplacent à la manière des flèches sableuses, s'accrochant au pointement rocheux sur lequel repose la Chapelle Saint-Maurice (Figure 2.5). La dynamique de ces

bancs coquilliers est liée principalement à l'action des houles qui se surimpose à l'action prédominante des courants de marée qui règlent la répartition des faciès sédimentaires dans la baie. Les houles du NW sont dominantes et sont présentes dans 36 % du temps, la hauteur significative de ces houles varie entre 0 et 2.5 m (Figure 2.4). La composante inférieure à 1 m est largement dominante ($\sim 90\%$). Néanmoins, ces houles du NW subissent une rotation horaire vers le sud, au cours de leur parcours en direction du fond de baie. Un tel phénomène est induit par les hauts fonds rocheux occupant le large de la côte ouest de la baie, notamment le plateau des hors (à Saint-Quay-Portrieux, Figure 2.4). Ces houles du NW pivotées, associées à celles du N, et NE (occupant 28 % du temps), forment un front d'ondes se propageant du Nord vers le Sud en fond de baie (anse d'Yffiniac et anse de Morieux). Ces deux anses de fond de baie (Yffiniac & Morieux) sont également connectées à des fleuves mineurs dont respectivement l'Urne (débit = $0.7m^3/s$) et le Gouessant (débit = $1.34m^3/s$). L'apport sédimentaire de ces fleuves à faible débit peut être considéré comme négligeable [Augris et al., 1996].

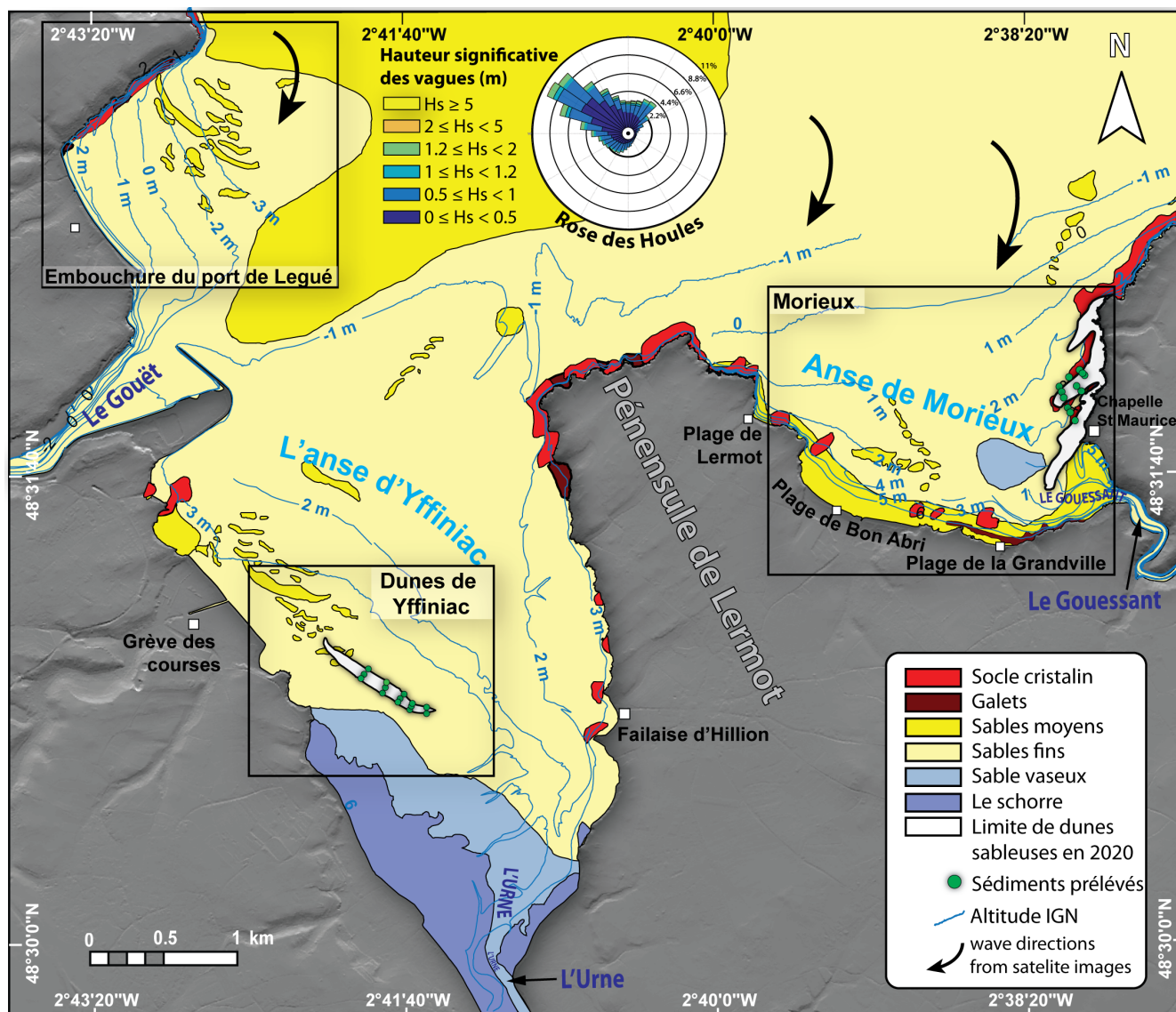


FIGURE 2.5 – Carte sédimentologique du fond de baie de Saint Brieuc.

2.4 Régime Climatique

2.4.1 Variation des températures et pressions atmosphériques

A l'image de l'ensemble de la région du golf normand-breton, le climat de la baie de Saint-Brieuc se caractérise par des températures douces à tempérées associée à des variations de pression atmosphérique. Les hivers sont généralement frais à modérément froids et les étés doux à modérément chauds. La température moyenne annuelle se situe autour de 10°C à 13°C (Figure 2.6). Les oscillations de l'Atlantique Nord peuvent entraîner des fluctuations de la pression atmosphérique, affectant ainsi les conditions météorologiques de la région. Les températures peuvent varier considérablement au cours de la même journée en raison de l'influence de ces systèmes. Les températures les plus élevées et les plus stables se produisent en été (entre 8°C et 36°C), tandis que les températures les plus basses et les plus instables se produisent en hiver (entre -4°C et 20°C).

Les précipitations sont relativement modérées tout au long de l'année (entre 650 mm et 950 mm/an), avec une tendance à la hausse en hiver et une tendance à la baisse en été (Figure 2.7). Les conditions météorologiques peuvent ponctuellement varier de manière considérable en fonction de la situation géographique au sein de la baie.

2.4.2 Oscillation Nord Atlantique

L'Oscillation Nord Atlantique ou NAO est un indice basé sur la différence de pression atmosphérique entre l'anticyclone des Açores et la dépressions d'Islande [Hurrell, 1995; Hurrell and Van Loon, 1997], située dans l'océan Atlantique. A l'échelle régionale, cet indice renseigne sur la position et la trajectoire des perturbations météorologiques qui touchent l'Europe de l'Ouest ainsi qu'aux températures océaniques du bassin de l'Atlantique nord. Ainsi deux régimes de North Atlantic Oscillation (NAO) se distinguent. Il s'agit du NAO^- indiquant une période moins tempétueuse, et le NAO^+ indiquant, quant à lui, une période plus tempétueuse.

Ces indice jouent un rôle prépondérant dans les conditions d'état de mer à l'échelle ré-

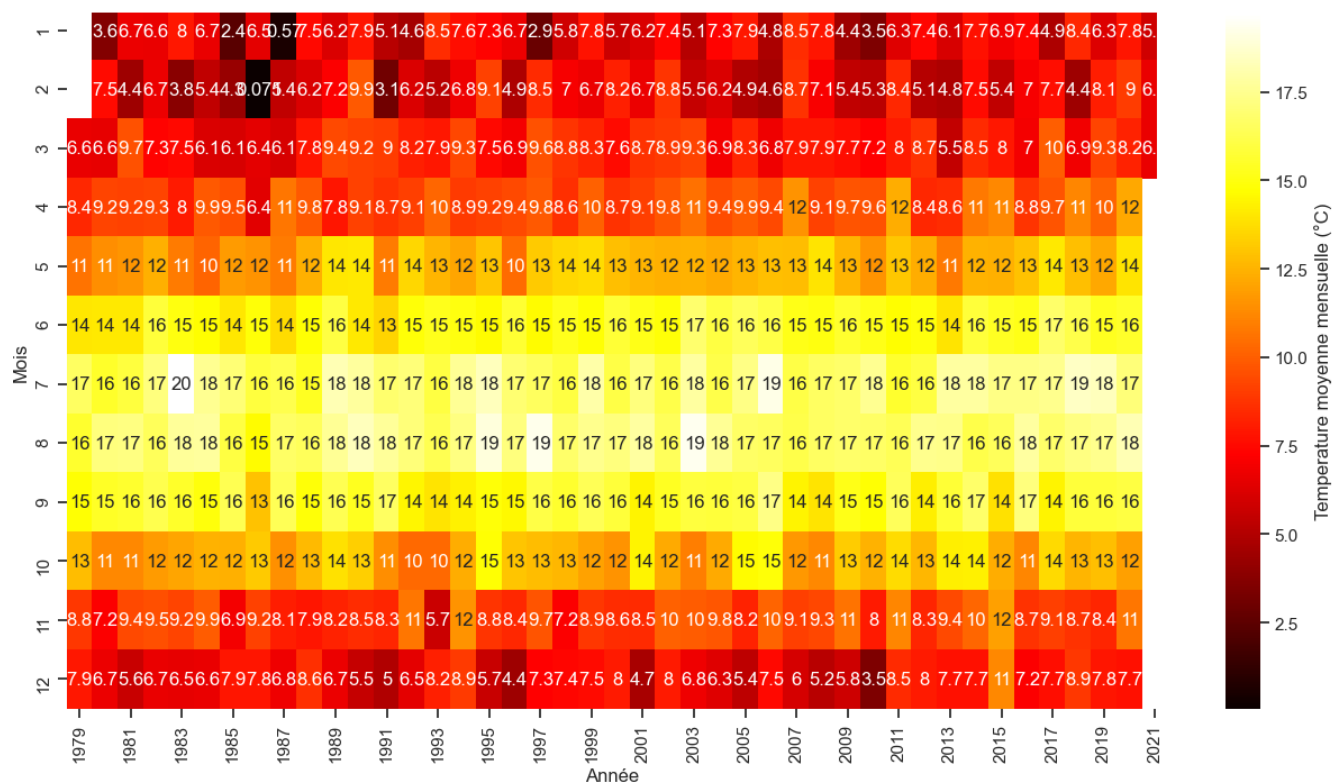


FIGURE 2.6 – Cette figure montre les changements de la température moyenne mensuelle au fond de la baie de Saint-Brieuc sur une période de 42 ans, de 1979 à 2021. Les données utilisées sont issues du modèle ERA5 du programme Copernicus au pas de temps 3 heures, et ont été compilées pour présenter une vue d'ensemble des variations de la température localisée au niveau de la rose de houles de la Figure 2.5

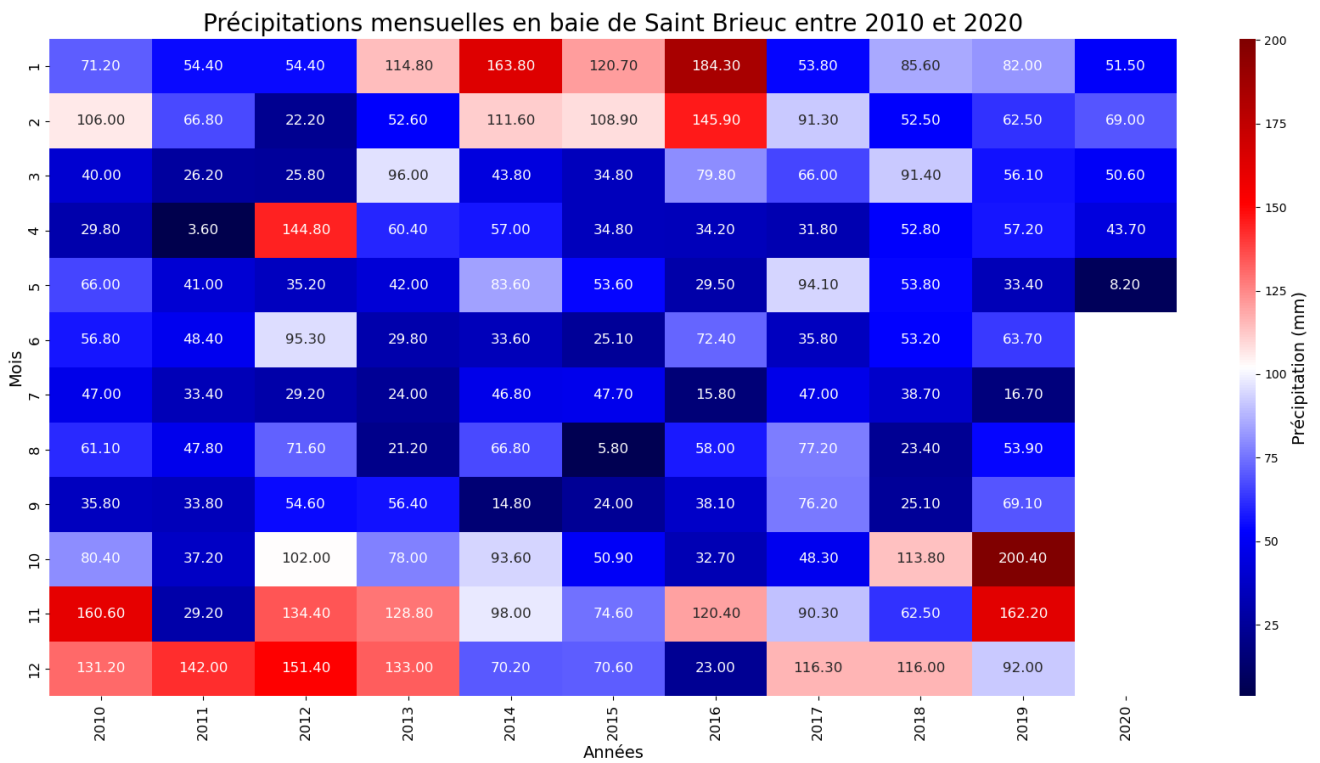


FIGURE 2.7 – Cette figure illustre les cumuls mensuels de précipitation en baie de Saint Brieuc entre 2010 et 2020 (Données fournies par Météo-France).

gionale. Leur fluctuation est le résultat de la dynamique atmosphérique qui influe sur l'interface atmosphère-océan, et donc sur le régime hydrodynamique et de vent, et probablement les événements de tempêtes.

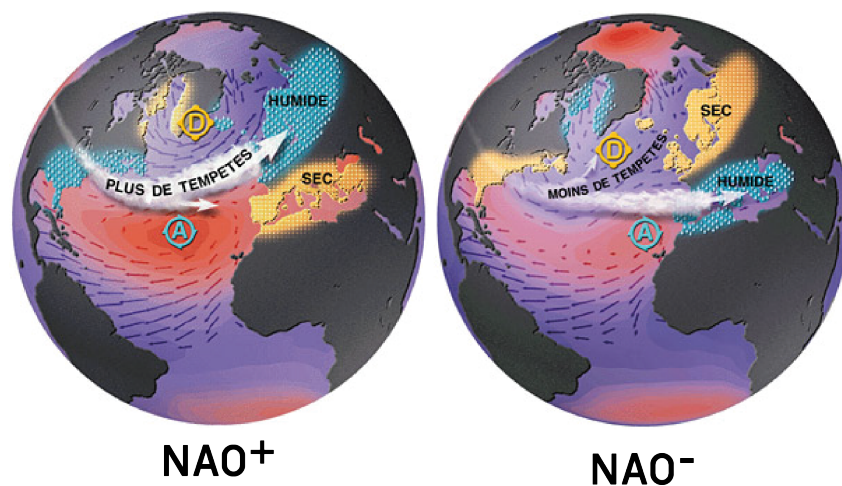


FIGURE 2.8 – Carte des Oscillations Nord Atlantique (NAO)

2.4.2.1 Les vents

Le régime de vents est influencé par la position géographique de la région, qui se trouve à la confluence de plusieurs masses d'air différentes. Les vents qui soufflent dans la baie dépendent de la saison et de la direction de la pression atmosphérique.

En général, les vents sont dominés par les vents de l'Ouest et du Nord-ouest, qui soufflent en provenance de l'océan Atlantique. Les vents d'Ouest sont généralement les plus forts en hiver, en raison de la différence de pression atmosphérique entre l'océan et les terres. Pendant l'été, les vents d'Est sont plus courants, en raison de l'influence de l'air chaud et sec de l'Europe de l'Est.

Le golfe Normand-Breton est une région où la direction et la force des vents sont souvent influencées par les oscillations nord-atlantiques. Ces oscillations peuvent entraîner des changements rapides de la pression atmosphérique, ce qui peut à son tour affecter la direction et la vitesse des vents dans la région.

En général, les vents dans la baie de Saint Brieuc sont plus faibles que la moyenne

de la Manche, en raison de la protection offerte par les terres. Cependant, les vents peuvent encore atteindre des vitesses considérables pendant les épisodes météorologiques plus intenses, tels que les tempêtes.

En résumé, le régime de vents en baie de Saint Brieuc est influencé par les saisons, la direction de la pression atmosphérique, les oscillations nord-atlantiques et les épisodes météorologiques plus intenses, qui peuvent tous affecter la direction, la vitesse et la saisonnalité des vents dans ces régions.

2.4.2.2 Les tempêtes

Le golfe normand-breton est soumis à des tempêtes fréquentes en raison de sa proximité avec la mer d'Iroise et l'océan Atlantique, l'exposant ainsi à des perturbations météorologiques telles que des tempêtes. Les tempêtes sont généralement associées à des systèmes de basses pressions qui se déplacent sur les latitudes tempérées, en apportant des vents forts et des précipitations intenses. La formation de ces systèmes dépend des contrastes de température et de pression atmosphérique entre les régions polaires et tropicales, ainsi que de la configuration des fronts atmosphériques, et de la vitesse et direction des vents supérieurs (c-à-d. qui se trouvent à des altitudes élevées de l'atmosphère, généralement au-dessus de la couche nuageuse).

Par ailleurs, les tempêtes peuvent également être influencées par les oscillations nord-atlantiques, ayant pour rôle de renforcer ou d'affaiblir les systèmes météorologiques perturbateurs. Depuis 1980, Météo-France a enregistré et classé plusieurs tempêtes (Figure 2.9). Ces archives indiquent une hausse de fréquence et d'intensité des tempêtes entre 1980 et le début des années 2000, suivie d'une période relativement calme jusqu'aux années 2010. Depuis lors, on observe une augmentation de la fréquence et de la virulence de ces tempêtes.

En conclusion, les tempêtes dans le golfe normand-breton sont principalement influencées par les contrastes de température et de pression atmosphérique ainsi que par les perturbations météorologiques telles que les systèmes de basses pressions et les oscillations

caractérisant l'atlantique Nord.



FIGURE 2.9 – Compilation de l'ensemble des tempêtes recensées par Météo France pour la région Bretagne depuis 1984. L'indice SSIs est l'indice retenu pour l'étude des tempêtes en France métropolitaine. Il s'appuie exclusivement sur les surfaces relatives (exprimées en %) des zones affectées par des rafales supérieures à 100, 120, 140 ou 160 km/h multipliées par ces valeurs de vent au cube pour tenir compte de leur puissance. La durée des tempêtes n'est pas prise en compte dans cette formulation.

2.5 Régime hydrodynamique

2.5.1 La marée et la Houle

Comme pour l'ensemble de la Manche, l'onde de marée dans la baie de Saint Brieuc est de type semi-diurne. La formation d'une onde de marée stationnaire le long la presqu'île du Cotentin en Normandie donne naissance à de très larges marées le long des côtes du Golfe Normand-Breton [Larsonneur et al., 1994], atteignant jusqu'à 13 m lors des plus grandes marées de printemps en Baie de Saint Brieuc (Figure ??).

Les houles et les vagues peuvent ponctuellement et localement être importantes, mais sans modifier notablement la dynamique induite par la marée [Augris et al., 1996]. C'est donc cette oscillation biquotidienne de la marée qui gouverne l'essentiel des mouvements de masses d'eau dans la baie. Les courants de marée associés à ces conditions méga-tidales, en particulier, à proximité du banc de la Horaine peuvent atteindre jusqu'à 2 m.s^{-1} au flot et 1.5 m.s^{-1} au jusant (Figure 2.11) en raison de la canalisation des courants aux dépens des irrégularités du socle.

Cependant, même si l'effet d'agitation de la masse d'eau lié aux vents et à la houle est relativement peu marqué à l'échelle de la baie, il peut avoir un rôle d'amplificateur des forçages liés à la marée. En effet, les houles venant de l'atlantique se propagent selon la direction des courants de flot, s'associant ainsi aux forçages hydrodynamiques liés à la marée montante. Ces agitations de la surface de l'eau ont une hauteur significative d'environ 2 à 3 m à l'entrée de la Manche puis de 1.5 m en Baie de Saint Brieuc (Figure 2.12).

2.5.2 Courants résiduels

Les courants résiduels lagrangiens sont en général faibles, de l'ordre de quelques centimètres par seconde. Les variations rapides de la profondeur ou la morphologie du linéaire côtier semblent être à l'origine de la formation des ces courants [Augris et al., 1996]. On rencontre de grands gyres tidaux au sein de la baie, notamment au nord-ouest de la

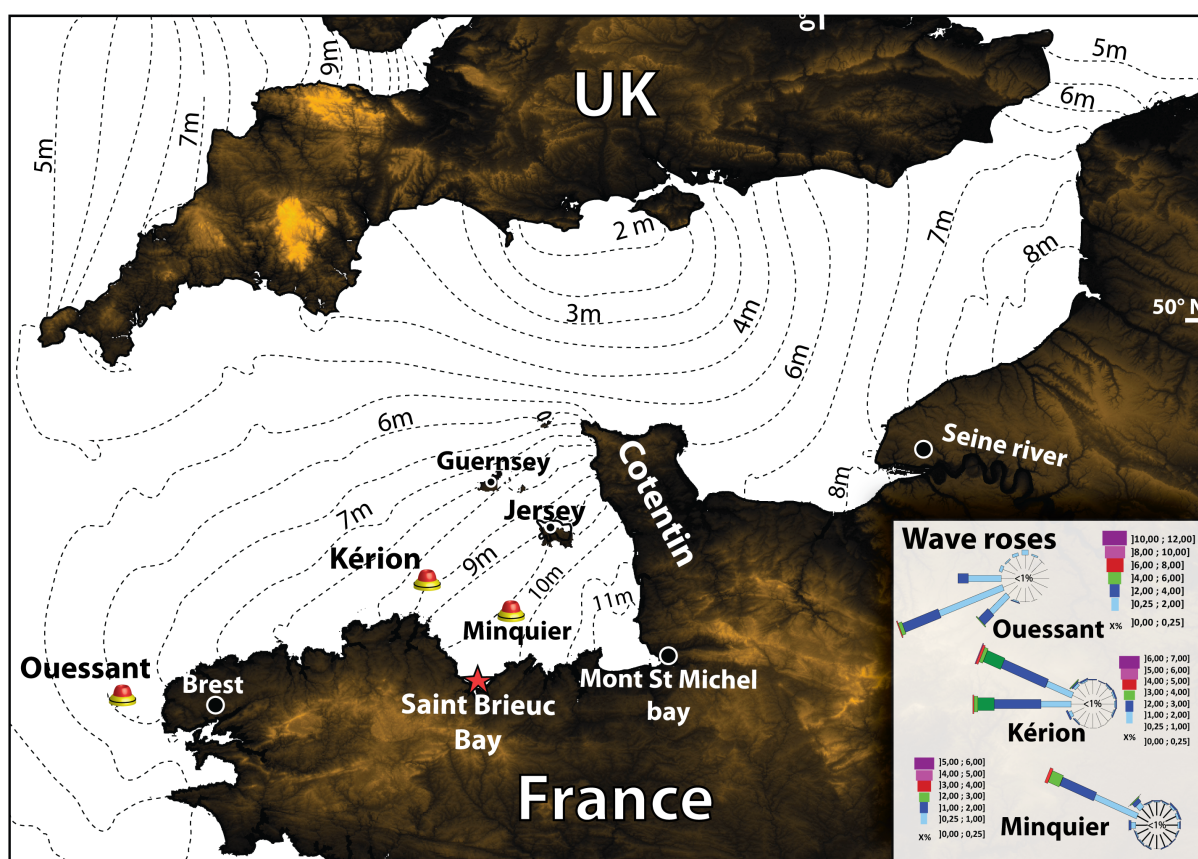


FIGURE 2.10 – Contexte hydrodynamique de la zone d'étude (Baie de Saint-Brieuc) localisée le long de la côte sud-ouest de la Manche dominée principalement par la marée. Données d'amplitude des marées d'après le S.H.O.M. (1968), on note la présence des houles venant de l'Atlantique et enregistrées via les bouées du CANDHIS représenté, sur la carte, sous la dénomination de l'Ouessant, Kérion et Minquier.

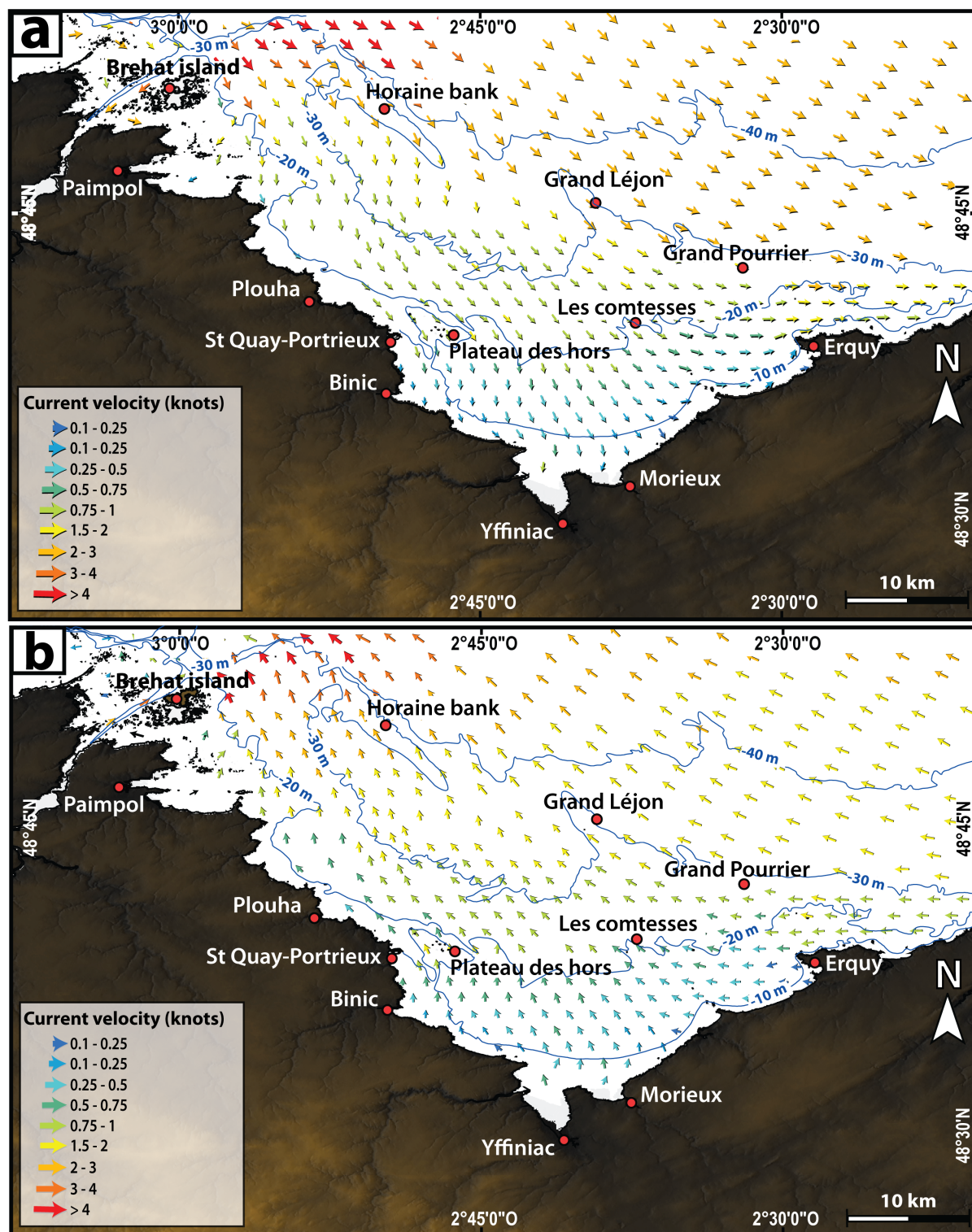


FIGURE 2.11 – Carte des courants de surface maximums de marée en vives eaux moyennes (coefficient 95) de la Baie de Saint-Brieuc. Le maximum des courants est atteint à mi-marée (d'après le S.H.O.M.). a, courants de flot ; b, courants de jusant.

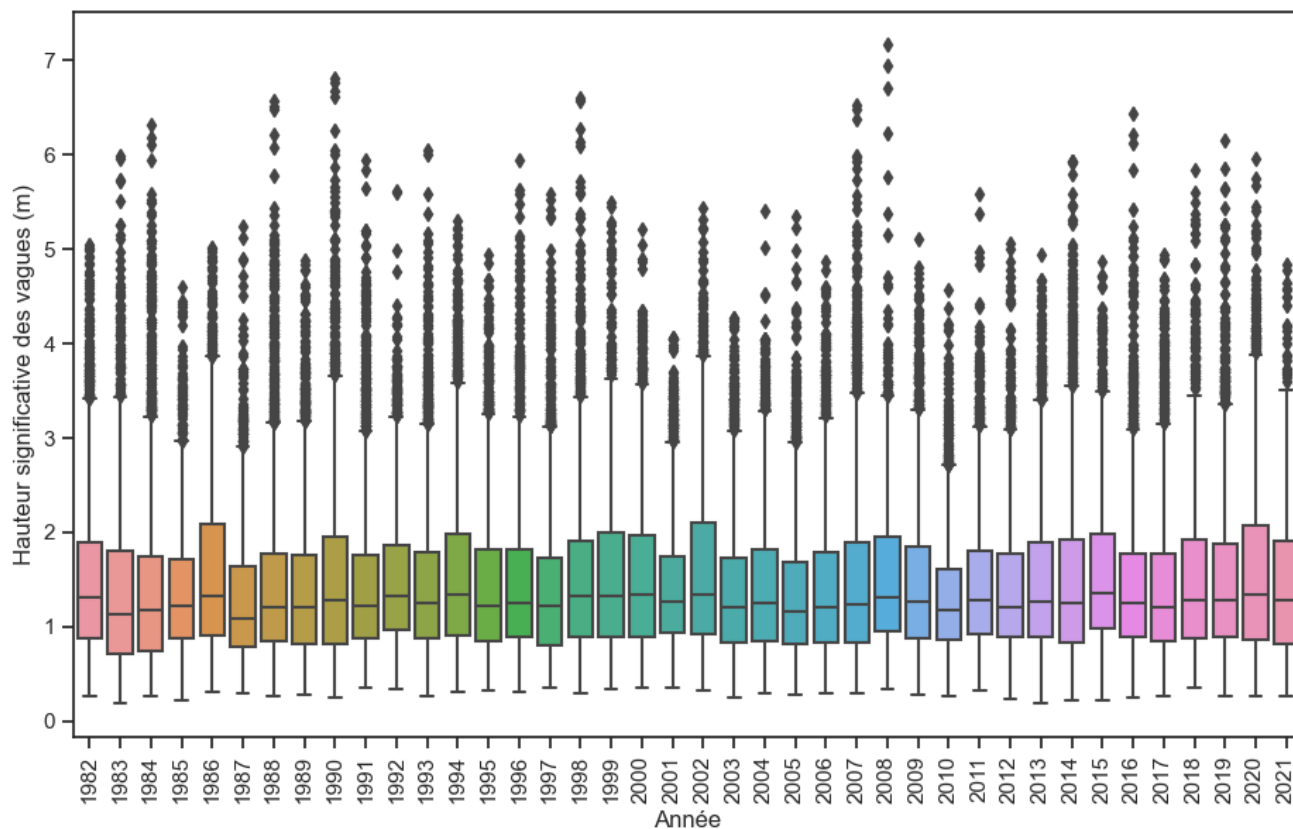
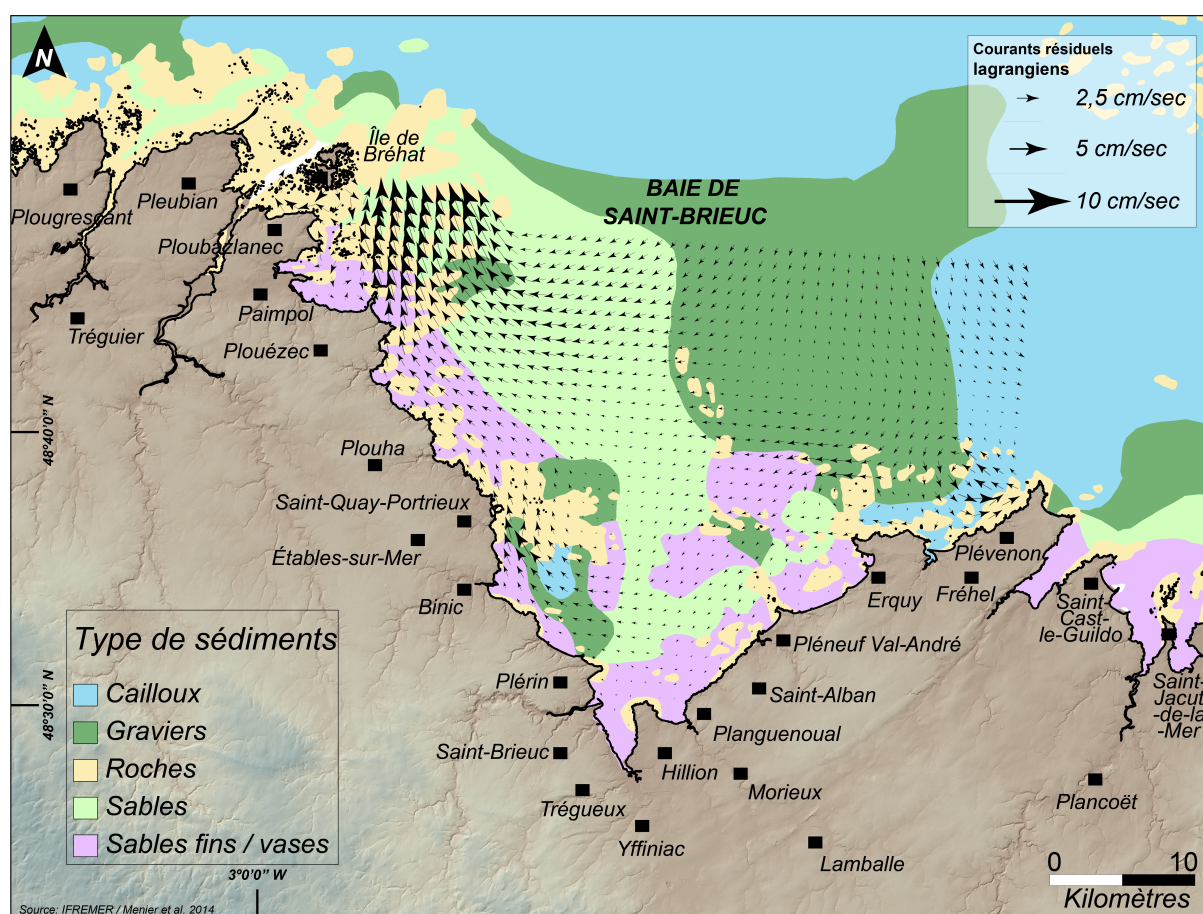


FIGURE 2.12 – *Distribution annuelle de la hauteur significative des houles de la rose des houles présentée sur la figure 2.12 issue des données de modèle de reanalyse ERA5 du programme Copernicus.*

baie générés par l'île de Bréhat, et également à l'ouest de cap Fréhel.

Des hauts-fonds comme le Grand Pourier devant le cap d'Erquy, peuvent également générer des gyres mais qui sont cependant de moindre ampleur. Ces gyres jouent un rôle piégeage long terme du stock sédimentaire entrant dans le système de la baie. De manière générale, le transit à long terme se fait d'est en ouest avec une intensification des courants à l'ouest de la zone [Augris et al., 1996].



Au cours d'une marée, une particule d'eau se déplace et décrit, sous l'effet des courants, une trajectoire appelée excursion de marée. Le courant résiduel lagrangien correspond à la vitesse de déplacement moyen d'une particule d'eau au cours d'un cycle de marée.

FIGURE 2.13 – Carte des courants résiduels en baie de Saint-Brieuc d'après Augris et al. [1996].

MATÉRIELS ET MÉTHODES

Contents

3.1 Outils et méthodes appliqués à la dynamique au large	44
3.1.1 La campagne Sagramanche	45
3.1.2 La campagne GeoStBrieuc 2018	46
3.1.3 Description des instruments utilisés lors des campagnes géophysiques	47
3.1.4 Traitement de la bathymétrie	50
3.1.5 Carottage	54
3.1.6 Datation au carbone 14	57
3.1.7 Mesure des courants In-situ	58
3.2 Outils et méthodes appliqués à la dynamique sédimentaire onshore	58
3.2.1 Imagerie satellitaire	60
3.2.2 Traitement des données de photogrammétrie SfM	65
3.2.3 Bilan sédimentaire	66
3.2.4 Étude sédimentologique	67
3.2.5 Hydrodynamisme modèle ERA 5	67

Les outils et les approches utilisés pour répondre à la problématique de ces travaux de recherche dépendent non seulement de l'échelle de temps considérée, mais aussi du système sédimentaire étudié. Cela nous amène à aborder la problématique en deux parties différentes, mais complémentaires. Dans un premier temps, il s'agit de regarder l'architecture (interne et externe) du prisme sédimentaire holocène au large ; afin de retrouver

la signature stratigraphique des événements climatiques majeurs qui ont ponctué l'histoire holocène de la baie et de mettre en évidence le rôle de cet héritage holocène sur la dynamique morphosédimentaire actuelle. Dans un deuxième temps, nous étudions les mécanismes de transfert sédimentaire actuel large-côte à l'embouchure des rivières du Gouessant et de l'Urne (fond de baie de Saint-Brieuc, zone intertidale). L'objectif est d'aboutir à une synthèse sur les mécanismes de transfert sédimentaire entre le large et la côte depuis le début de l'holocène à l'actuel. Ce chapitre est consacré à une description des outils et méthodes utilisés dans le cadre de ces travaux. Il est divisé en deux parties, la première porte sur la dynamique au large, et la deuxième sur la dynamique actuelle au littoral de fond de baie.

3.1 Outils et méthodes appliqués à la dynamique au large

L'approche la plus courante pour étudier la structure des dépôts de plateformes continentales et leur organisation spatiale repose généralement sur une combinaison d'outils de prospection géophysique, basés notamment sur l'acoustique. Ces derniers donnent des informations sur la topographie du fond marin, sa nature, et aussi la structure interne du remplissage sédimentaire. Des données acoustiques issues de deux campagnes (Tableau 3.1) en baie de Saint-Brieuc ont permis d'illustrer, dans le cadre de cette thèse, l'architecture sédimentaire du prisme côtier situé entre 10 et 35 m de profondeur.

Campagne	Année	Sonder MF	Sonar	SPARKER	Km
Sagramanche	Juillet 1972	Non	Non	Oui	100
GeoStBrieuc2018	Avril 2018	Oui	Oui	Oui	600

TABLE 3.1 – *Tableau de synthèse des campagnes dont les données ont été exploitées dans cette thèse*

Les sections qui suivent décrivent succinctement ces campagnes, les différents outils

employés et les méthodes de traitement qui leur sont associées.

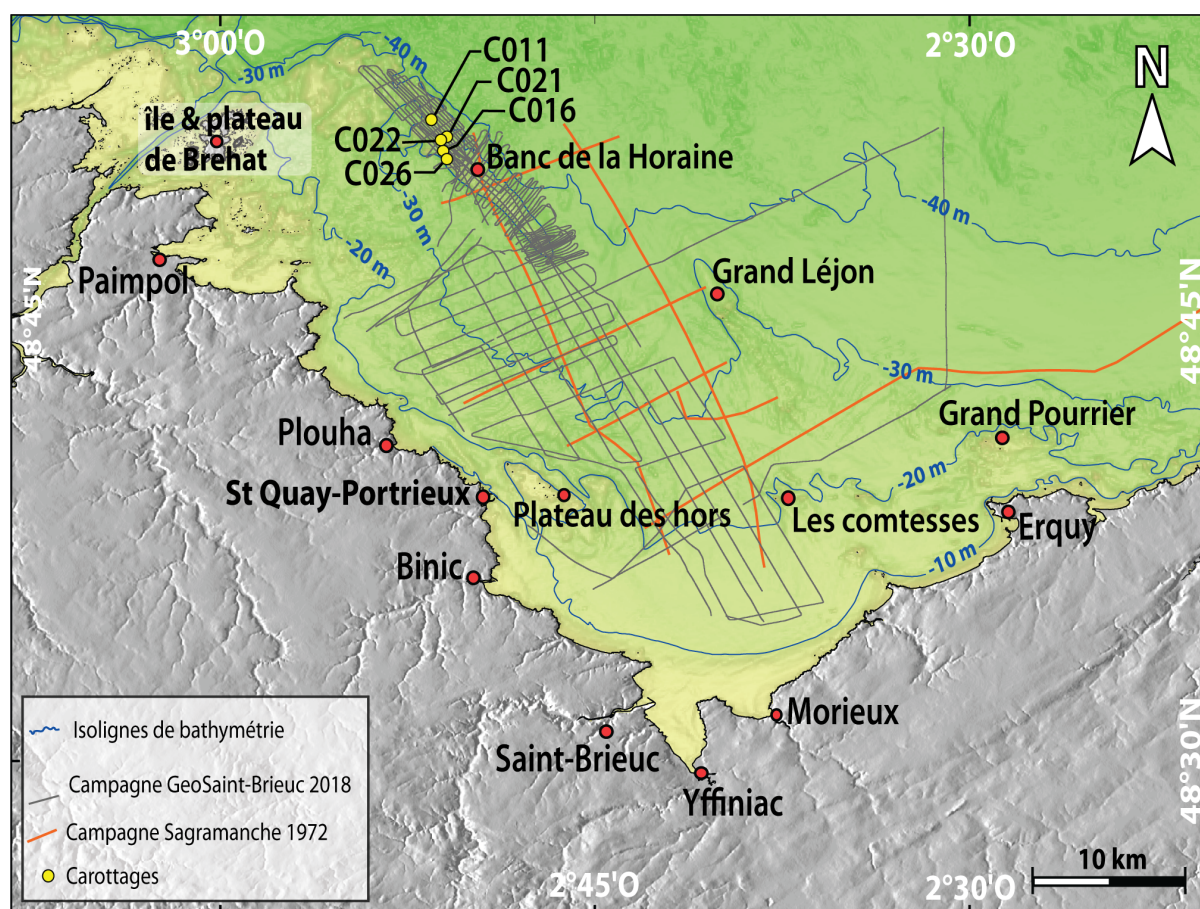


FIGURE 3.1 – Localisation géographique des levés géophysiques au large de la baie de Saint-Brieuc dans le cadre des campagnes GeostBrieuc 2018, Sagramanche 1972, et les carottes sédimentaires prélevées.

3.1.1 La campagne Sagramanche

La campagne Sagramanche est réalisée en Juillet 1972 par une société de prestation géophysique (Beicip-Franlab) pour le compte du Centre National pour l'EXploitation des Océans (CNEXO), actuellement "Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER)". Elle a été effectuée en faveur d'un projet de recherche intitulé "Recherche de sables et graviers dans le golfe de Saint-Malo". Les données résultantes sont

uniquement de type sismique Réflexion Haute Résolution (**HR**) par SPARKER (section 3.1.3.3). Ces acquisitions ont permis de compléter les données sismiques de la campagne GeoStBrieuc 2018 (voir section 3.1.2) et de préciser l'analyse comparative, en terme d'épaisseur de dépôt entre l'Est et l'Ouest de la baie.

3.1.2 La campagne GeoStBrieuc 2018

A l'exception de quelques lignes sismiques de la campagne Sagramanche mentionnée ci-dessus, les données exploitées dans la présente étude sont exclusivement issues de la campagne GeoStBrieuc 2018 [Menier, 2018]. Cette dernière campagne, d'une durée de 11 jours, est réalisée en avril 2018, soit quelques mois avant le début de ma thèse ; j'ai donc participé uniquement au traitement de la donnée. Elle a été focalisée principalement sur l'ouest de la baie (figure 3.1) pour les deux raisons suivantes : (1) Le secteur Ouest est celui où l'on retrouve la grande majorité des corps sédimentaires caractérisant la dynamique morphosédimentaire de la baie [Augris et al., 1996], notamment le banc de la Horaine qui a fait l'objet d'une étude approfondie [Traoré et al., 2021]. (2) On note également la présence d'une asymétrie remarquable en terme d'épaisseur de dépôt entre l'est et l'ouest de la baie. En effet, le prisme sédimentaire est plus épais à l'ouest, conférant à ce dernier secteur un meilleur potentiel de préservation sédimentaire favorable à l'enregistrement de la signature d'événements climatiques passés.

Lors de la campagne GeoStBrieuc 2018, 600 km de données acoustiques ont été acquises. Elles sont de 3 types, et sont acquises de manière synchrone.

Il s'agit de :

- (1) **la bathymétrie par Sondeur Multi-Faisceaux (SMF)** de type EM2040.
- (2) **l'imagerie Sonar à balayage latéral** du fond par KLEIN3000.
- (3) **la Sismique Réflexion HR** par SPARKER.

L'ensemble de ces outils a été embarqué sur le navire Thalia de chez IFREMER. Lors des acquisitions, un seul dispositif a été configuré de manière à accueillir simultanément les trois appareils afin de réaliser des levés synchrones et presque continues tout au long

de la campagne (figure 3.2).

Le positionnement est assuré par un système de positionnement différentiel *Differential Global Position System (DGPS)*. Le système DGPS est une amélioration du système GPS classique. Il est basé sur l'utilisation d'un réseau de stations fixes de référence qui transmet l'écart entre les positions indiquées par les satellites et leurs positions réelles connues. Il permet ainsi de positionner les acquisitions avec une précision souvent inférieure à 10 cm.

3.1.3 Description des instruments utilisés lors des campagnes géophysiques

Les applications civiles des outils géophysiques utilisés dans le cadre de cette étude datent de l'après guerre [Chesterman et al., 1958; Berné, 1991]. Ils se sont imposés, depuis cette époque, comme outils classiques de prospection géophysique tant au niveau académique qu'industriel en raison de leur efficacité, la pertinence et la grande richesse des informations fournies sur les structures géologiques qu'ils visent à imager. De ce fait, ils ont été largement décrits dans la littérature. Cependant, bien que l'objet de cette thèse ne soit pas de dresser un tableau des techniques d'investigation géophysique en mer, il nous a paru intéressant de montrer, d'une manière succincte, ces outils (figure 3.2). L'objectif est de donner un ordre d'idée des possibilités et limites visant à éclairer sur le choix de ces outils dans le cadre cette thèse. Pour une description détaillée, se référer à [Menier, 2003].

3.1.3.1 Le Sondeur multifaisceaux

Ce système acoustique permet d'obtenir des relevés topographiques du relief sous-marin (figure 3.2) et aussi des images sonar présentant la réflectivité locale du fond, et donc sa nature (imagerie de réflectivité). Ces données nous permettent d'étudier la morphologie du fond marin pour en déduire les mécanismes hydrodynamiques responsables de la formation et l'évolution des corps sédimentaires de fond (bancs, dunes, et mégarides etc.), et aussi, dans certain cas, sur le disponible sédimentaire.

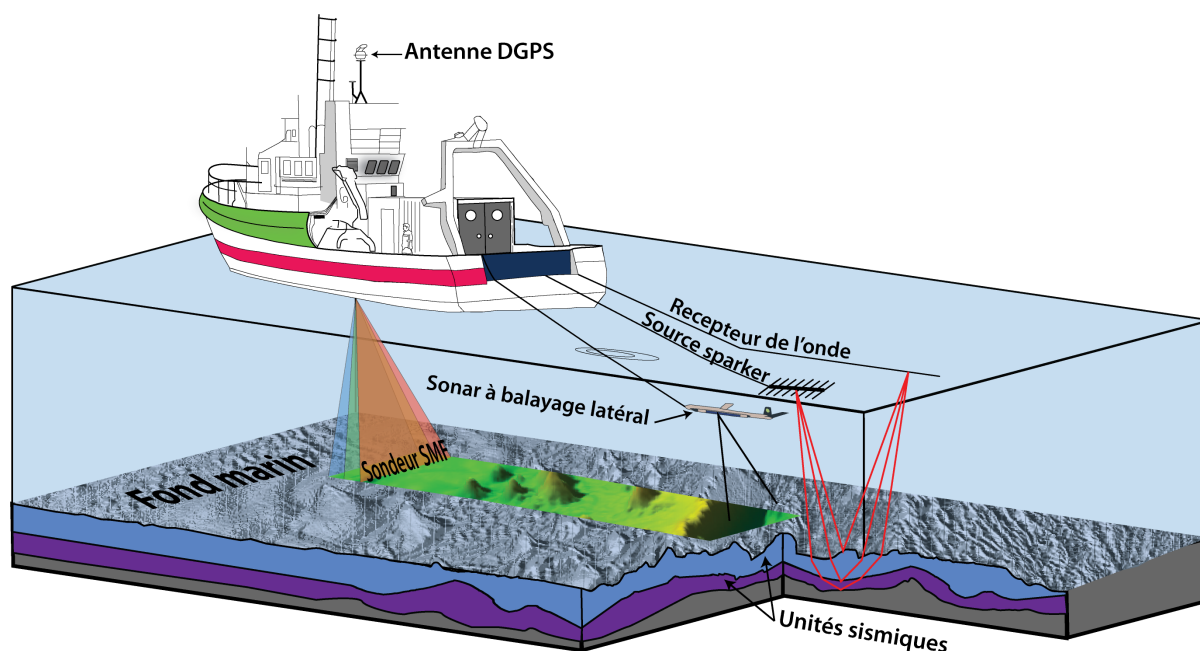


FIGURE 3.2 – Dispositif d'acquisition de la campagne GeoStBrieuc 2018.

Son principe est basé sur l'émission d'une impulsion acoustique se propageant dans l'eau, l'onde est ensuite réfléchi par le fond marin. En connaissant la vitesse de propagation des ondes acoustiques dans l'eau, et le temps nécessaire à l'onde de faire le trajet aller-retour entre le sondeur et le fond, on peut déterminer la profondeur de l'eau.

Comme son nom l'indique, plusieurs faisceaux d'ondes sont émis au travers d'un lobe étroit de 1 à 5° dans la direction longitudinale et large de 100 à 150° dans la direction transversale à l'azimut du bateau (figure 3.2). Les données ainsi obtenues sont ensuite corrigées de la marée pour être ramenées au niveau de référence hydrographique (voir section 3.1.4).

3.1.3.2 Le Sonar à Balayage Latéral

Le système Klein 3000 (figure 3.3) présente une technologie en imagerie sonar à balayage latéral numérique émettant simultanément en deux fréquences (100 Khz et 500 Khz). Pour un point donné de l'espace, il permet d'obtenir simultanément deux images haute résolution dont respectivement xx m et xx m. Nous pouvons ainsi distinguer, à

partir des ces images, des objets morphologiques de taille fine (par exemple, rides de longueur d'onde < 1 m). Les données issues de cet outil ne furent que très peu exploitées dans la thèse.

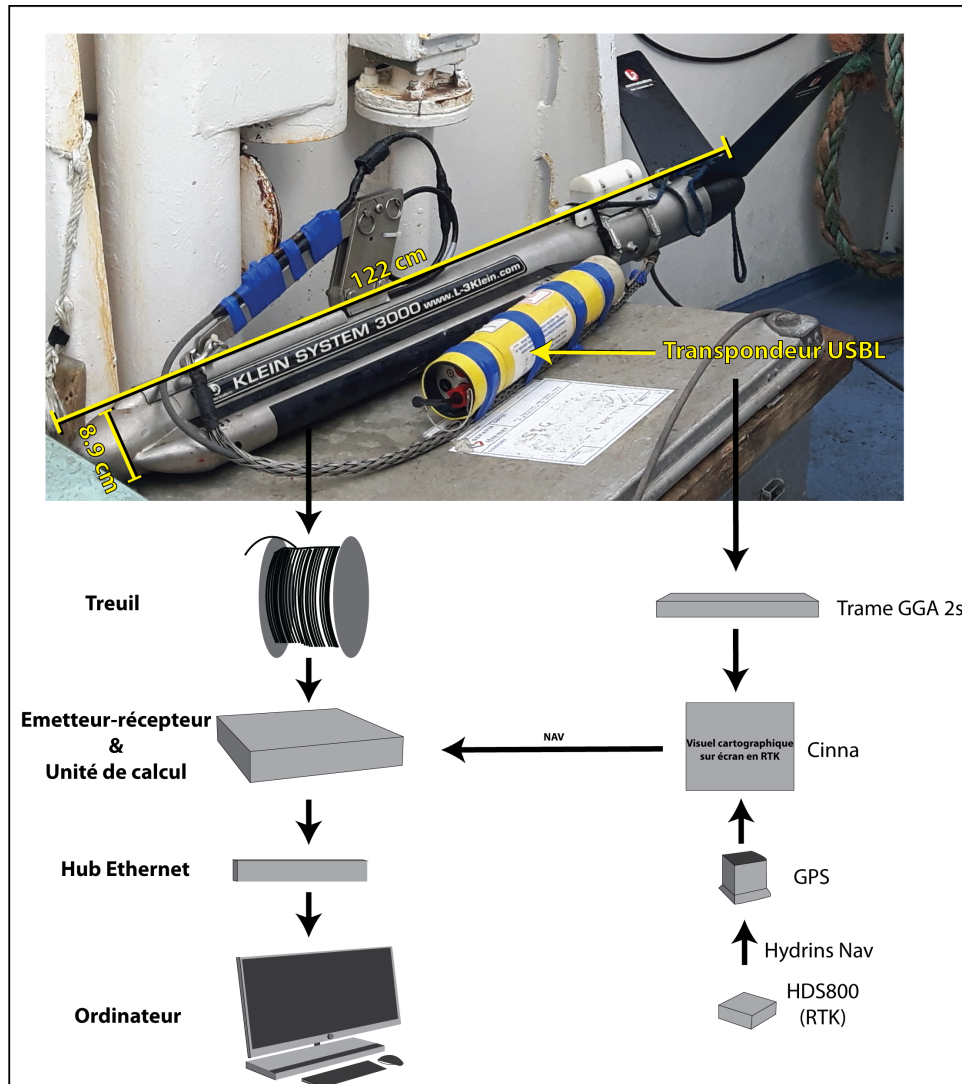


FIGURE 3.3 – Dispositif d'acquisition des données Sonar à balayage latérale utilisé dans le cadre de cette étude.

3.1.3.3 L'outils SPARKER

Le SPARKER (étincelleur) est une source sismique [HR](#) largement utilisée par la recherche académique et les sociétés réalisant des études de site. Il permet d'imager la structure interne du remplissage sédimentaire avec une résolution verticale pouvant atteindre 1 m.

Le principe de cet équipement réside dans l'utilisation d'une batterie de condensateurs chargée sous une haute tension de plusieurs milliers de volts et associée à un circuit éclateur. Une charge électrique est brusquement déchargée périodiquement entre plusieurs électrodes immergées dans un fluide conducteur (eau salée). L'étincelle émise vaporise l'eau environnante et crée une bulle gazeuse énergétique dont la détente provoque l'émission d'un signal acoustique. Le contenu fréquentiel du signal émis dépend de la configuration choisie (type d'électrode, énergie) et est généralement compris entre 250 Hz et 2000 Hz (250 Hz pour la campagne GeoStBrieuc2018). L'onde sonore ainsi générée se propage dans l'eau et dans le sous-sol. Au niveau de chaque interface entre deux couches géologiques successives, une partie de l'énergie de l'onde incidente est réfléchiée vers la surface. Ces signaux sont alors reçus par un ensemble de capteurs de pression (hydrophones) répartis le long d'un câble tiré par le navire (flûte sismique) (figure 3.2).

3.1.4 Traitement de la bathymétrie

Le traitement des données bathymétriques vise principalement à corriger l'effet de la marée et à recalculer le référentiel altimétrique sur le Zéro Hydrographique ([ZH](#)) de manière à obtenir une mesure de la profondeur d'eau invariante par rapport à la marée mais aussi caler sur le [ZH](#) (référence des cartes de navigation). En effet, le [DGPS](#) embarqué sur le navire *Thalia* fournit le positionnement tridimensionnel du navire en mode *Real Time Kinematic (RTK)*. Cela a l'avantage d'enregistrer en temps réel la localisation exacte des acquisitions. Nous pouvons ainsi connaître, pour chaque point de l'espace, les coordonnées x , y et la profondeur du fond marin. Lors d'un levé, les navires mesurent la hauteur d'eau par rapport à l'ellipsoïde global WGS84. Il est nécessaire de retirer à cette mesure

brute la marée et la variation due aux effets météorologiques (surcote) pour en déduire une profondeur constante par rapport au "ZH" du Service hydrographique et océanographique de la Marine (SHOM). En effet, le ZH ou zéro des cartes marines correspond à un niveau calculé; il se situe au voisinage des plus basses mers astronomiques (correspondant, en France métropolitaine, à une basse mer théorique de coefficient 120) sous lequel le niveau de la mer ne descend que très exceptionnellement.

Une conversion des coordonnées altimétriques du système WGS84 vers la référence hydrographique du SHOM, puis une correction liée à la marée ont donc été nécessaires pour avoir des données bathymétriques rapportées au ZH. L'écart entre ce niveau ZH et l'ellipsoïde varie ainsi d'un littoral à un autre le long des côtes françaises. Il est mesuré pour différents ports de référence par le SHOM et est fourni dans le document « Références Altimétriques Maritimes (RAM) (version 2017 dans le cas présent) ». Ce document indique une différence locale d'altitude de 43,69 m entre l'ellipsoïde et le ZH pour le port de Saint-Quay-Portrieuc (port le plus proche de la zone d'acquisition)(figure 3.4).

L'équipage GENAVIR¹ peut directement fournir une marée RTK référencée au chef de mission, après le traitement des données par leurs services. Dans le cas contraire, il est possible de faire ce travail en post-traitement, par soi-même à partir des données brutes. C'est ce dernier traitement que nous avons effectué pour avoir des données bathymétriques corrigées pour l'ensemble de la campagne. Ce travail se fait sous GLOBE Software[©] Poncelet et al. [2019] tel que décrit ci-après.

Dans notre cas, c'est la trame « NASY3 » du fichier de navigation que nous exploitons. Ce sont les données RTK de la Phins qui donnent ainsi l'altitude de la centrale inertielle par rapport à l'ellipsoïde (figure 3.5). Nous réduisons ces données pour les référencer par rapport à la référence maritime ZH – (données RAM 2017), puis, nous les rapportons au niveau d'eau en indiquant également la différence d'altitude entre la Phins et la ligne de flottaison théorique du navire (Phins = 1 m sous la ligne de flottaison, données GENA-

1. Créée sous la forme d'un GIE en 1976, Genavir est devenu le 01 janvier 2020 une société par actions simplifiée unipersonnelle dont l'associé unique est l'IFREMER. Genavir est aujourd'hui l'opérateur principal de la Flotte Océanographique Française.

Nom	Repère fondamental	Organisme	Date	RF/ZH	RF/Ref	ZH/Ref	ZH/Elli	Ref
Saint-Malo	N.Q.K3L3-45	IGN	2013	14.485	8.196	-6.289	41.99	IGN69
Abords de Saint-Malo								
Goury	N.Q.X3Z3-2	IGN	1984	10.471	5.644	-4.827	42.63	IGN69
Herqueville								
Diélette	Douille dans le quai de déchargement	Shom	2001	12.857	7.950	-4.907	42.63	IGN69
Carteret	N.Q.S3X3-4	IGN	2010	14.795	9.562	-5.233		IGN69
Portbail	N.Q.S3U3-22	IGN	2010	19.690	13.951	-5.739		IGN69
Saint-Germain-sur-Ay								
Le Sénéquet								
Pointe d'Agon								
Les Ardentes								
Grande-île (Îles Chausey)	Repère Shom dans le trottoir du carrefour croisée des chemins	Shom	1989	20.762	13.762	-7.000		IGN69
Granville	N.Q.K3S3-30	IGN	2010	15.462	8.842	-6.620	41.21	IGN69
Le Mont-Saint-Michel	N.Q.K3-77	IGN	1987	13.992	7.252	-6.740		IGN69
Cancale	N.Q.K3-49BIS	IGN	2010	55.565	48.791	-6.774		IGN69
Saint-Briac-sur-Mer	N.R.K3-154	IGN	2010	19.508	13.289	-6.219	42.18	IGN69
Le Guildo	N.R.K3Q3-98	IGN	1984	53.099	46.805	-6.294		IGN69
Île des Hébihens								
Saint-Cast	N.R.K3-421	IGN	2010	19.151	12.887	-6.264	41.82	IGN69
Erquy	N.R.K3Q3-51	IGN	1985	14.500	8.671	-5.829	43.24	IGN69
Dahouet	N.R.K3Q3-30	IGN	1985	13.360	7.494	-5.866		IGN69
Le Légué (Bouée)	Repère dans le mur d'abri de la machinerie de l'écluse	DDE	2001	13.510	7.564	-5.946		IGN69
Le Légué (Port)								
Binic	N.R.K3V3-29	IGN	1985	13.565	7.667	-5.898	43.66	IGN69
Saint-Quay-Portrieux	N.R.K3V3-45a	IGN	2010	13.620	7.712	-5.908	43.69	IGN69
Brehec	N.R.K3P3-27	IGN	1985	64.085	58.200	-5.885		IGN69
Île de Bréhat	N.R.K3-36	IGN	2010	11.536	6.031	-5.505		IGN69
Les Roches Douvres	Douille d'arpentage scellée à l'Est du phare	Shom	2001	11.320				IGN69
Les Héaux-de-Bréhat								
Lézardrieux	N.R.K3-373	IGN	2010	18.220	12.751	-5.469		IGN69
Paimpol	N.R.K3-27	IGN	2010	21.175	15.526	-5.649	44.17	IGN69

FIGURE 3.4 – *Références Altimétrieques Maritimes pour les sites de la zone de marée des abords la Baie de Saint Briec.*

VIR). Les différentes valeurs potentiellement prises en compte sont représentées sur le schéma de la Figure 3.5 :

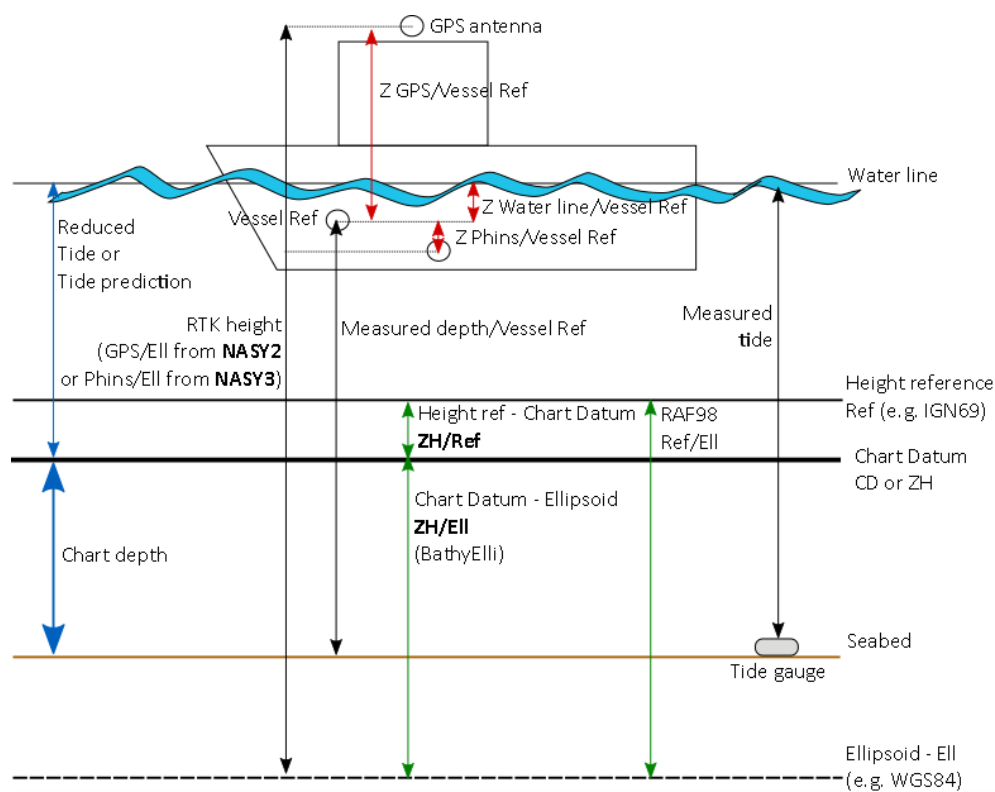


FIGURE 3.5 – Schéma du dispositif de positionnement du Navire Thalia - mission Geost-brieuc 2018

La prise en compte de tous ces paramètres se fait à partir du module IMPTIDE du logiciel GLOBE[©]. Nous obtenons alors un fichier de marée au format GLOBE[©] (.ttb), du type (tableau 3.2)

C'est la marée référencée par rapport au « Zéro Hydrographique » qu'il faudra alors appliquer aux données bathymétriques. Comme nous observons des trous dans nos acquisitions dus à des dysfonctionnement liés au dispositif, une comparaison avec les données de marée prédites par le SHOM peut permettre de palier le problème. Le SHOM fournit des données de marée locale via les observations du marégraphe de St-Quay-Portrieux. Cependant, cet équipement a été installé après les acquisitions concernées. Ce sont donc

Date	Heure	Hauteur d'eau (m)	Flag()
30/03/2018	06 :30 :09.390	8.074	2
30/03/2018	06 :30 :10.390	8.074	2
30/03/2018	06 :30 :11.390	8.074	2
30/03/2018	06 :30 :12.390	8.074	2
30/03/2018	06 :30 :13.390	8.074	2

TABLE 3.2 – *Résumé du fichier de marée traité sous GLOBE*

les prévisions de marée du SHOM (Prévisions de marée du SHOM²) à ce port qui ont été intégrées à un fichier de marée au format GLOBE[©]. Une validation préalable de ces données de prévision a été effectuée via une comparaison avec les données RTK du Navire (Figure 3.6) afin de valider leur pertinence dans le comblement des données RTK manquantes.

3.1.5 Carottage

Si les données géophysiques donnent des informations précieuses sur l'architecture et la distribution spatiale des dépôts, l'observation effective des sédiments est fondamentale pour caractériser les successions lithologiques et préciser les environnements de dépôt correspondants. Cette étude supplémentaire a été possible grâce à des données de carottage fournies par la Compagnie Armoricaïne de Navigation (CAN). Il s'agit de 4 carottes de 2,5 à 3 m de long qui ont fait l'objet d'une analyse détaillée dans le chapitre 4 et d'une datation au carbone 14 ayant permis de faire la chronostratigraphie des dépôts superficiels couronnant le prisme sédimentaire Holocène.

Ce carottage a été réalisé à l'aide du vibrocarottier. Le principe de cet appareil est basé sur la vibration ou la percussion permettant à un bloc-moteur de coulisser le long de mâts en enfonçant un tube en aluminium dont il est solitaire (figure 3.7). Les vibrations

2. <https://maree.shom.fr/harbor/SAINT-QUAY-PORTRIEUX/hlt/0?date=2020-01-30&utc=standard>

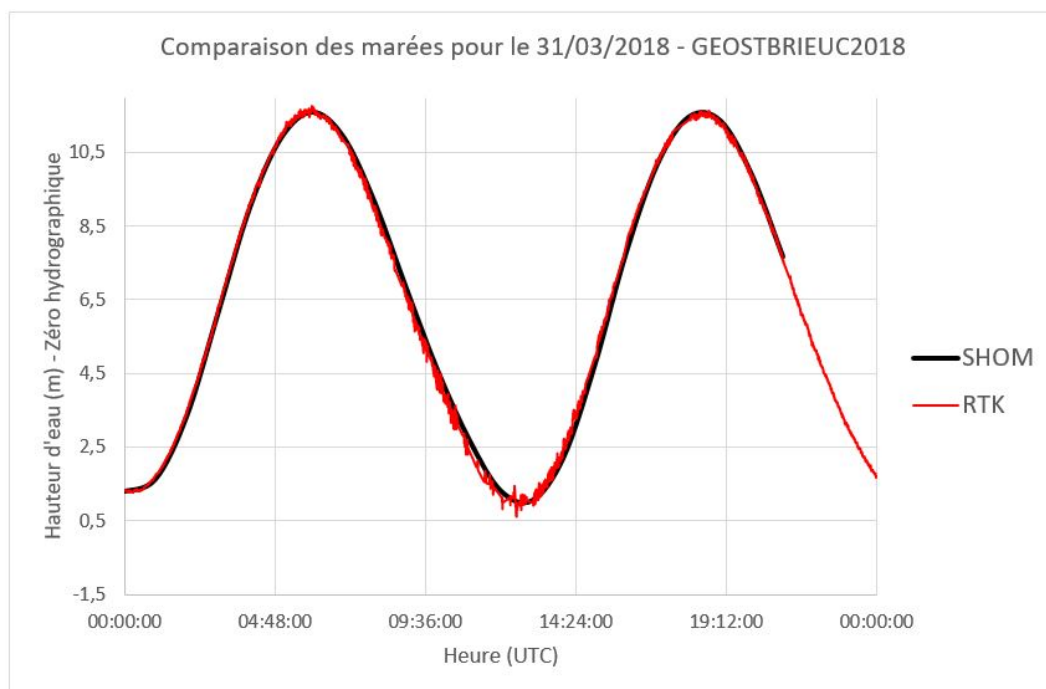


FIGURE 3.6 – Données de marée pour la journée du 31/03/2018 - GEOSTBRIEUC2018.
Les données du *SHOM* correspondent au

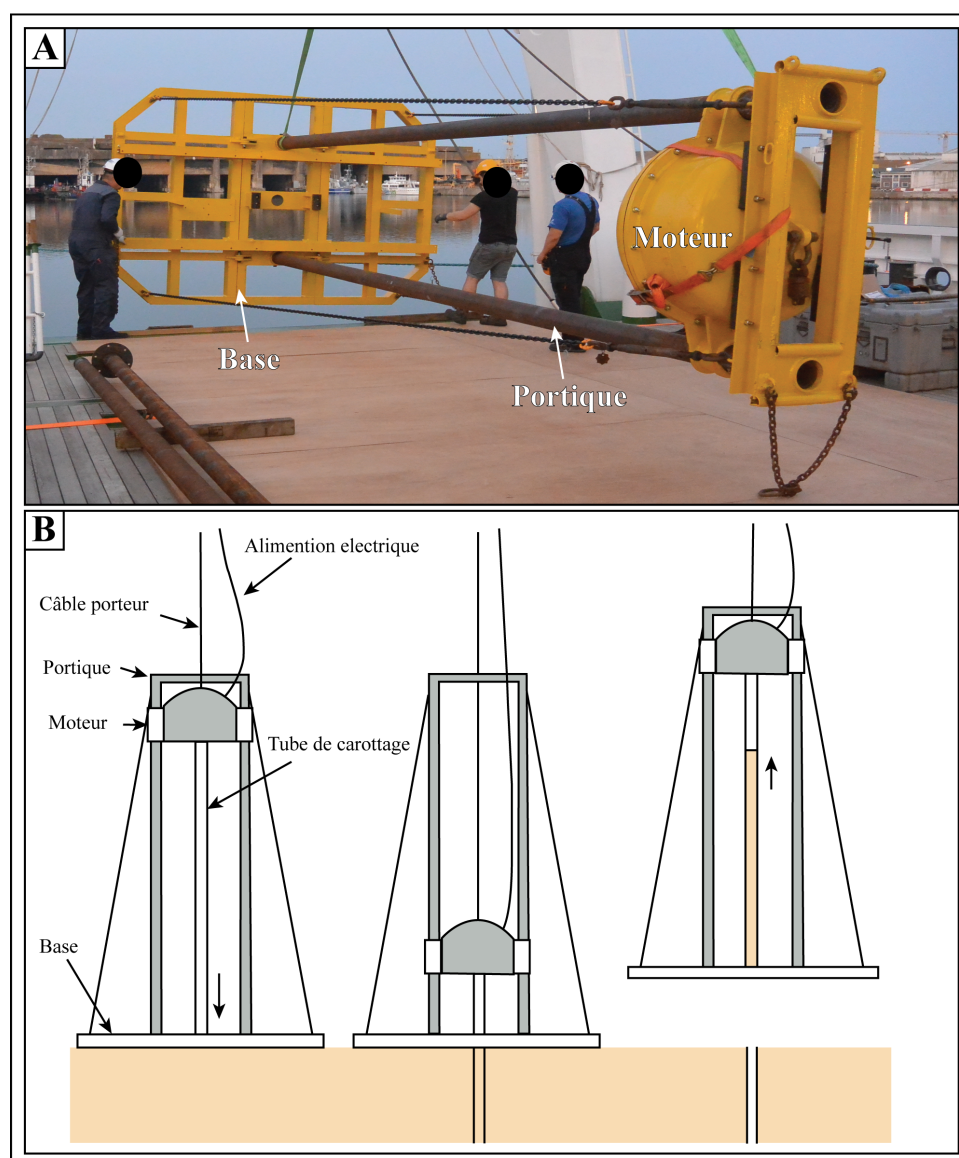


FIGURE 3.7 – Principe de fonctionnement du vibrocarotier. A, photo de l'équipement issue de la mission réalisée au large de la Gironde (Juin 2018) ; B, schéma du dispositif d'après Menier et al. [2014].

sont créés par un moteur électrique entraînant deux bras lourds excentrés et synchrones. La percussion est produite par un moteur à air comprimé. La longueur du tube est de 5 m, son diamètre de 75 mm, et l'ensemble a un poids d'environ 1,2 t [Menier et al., 2014].

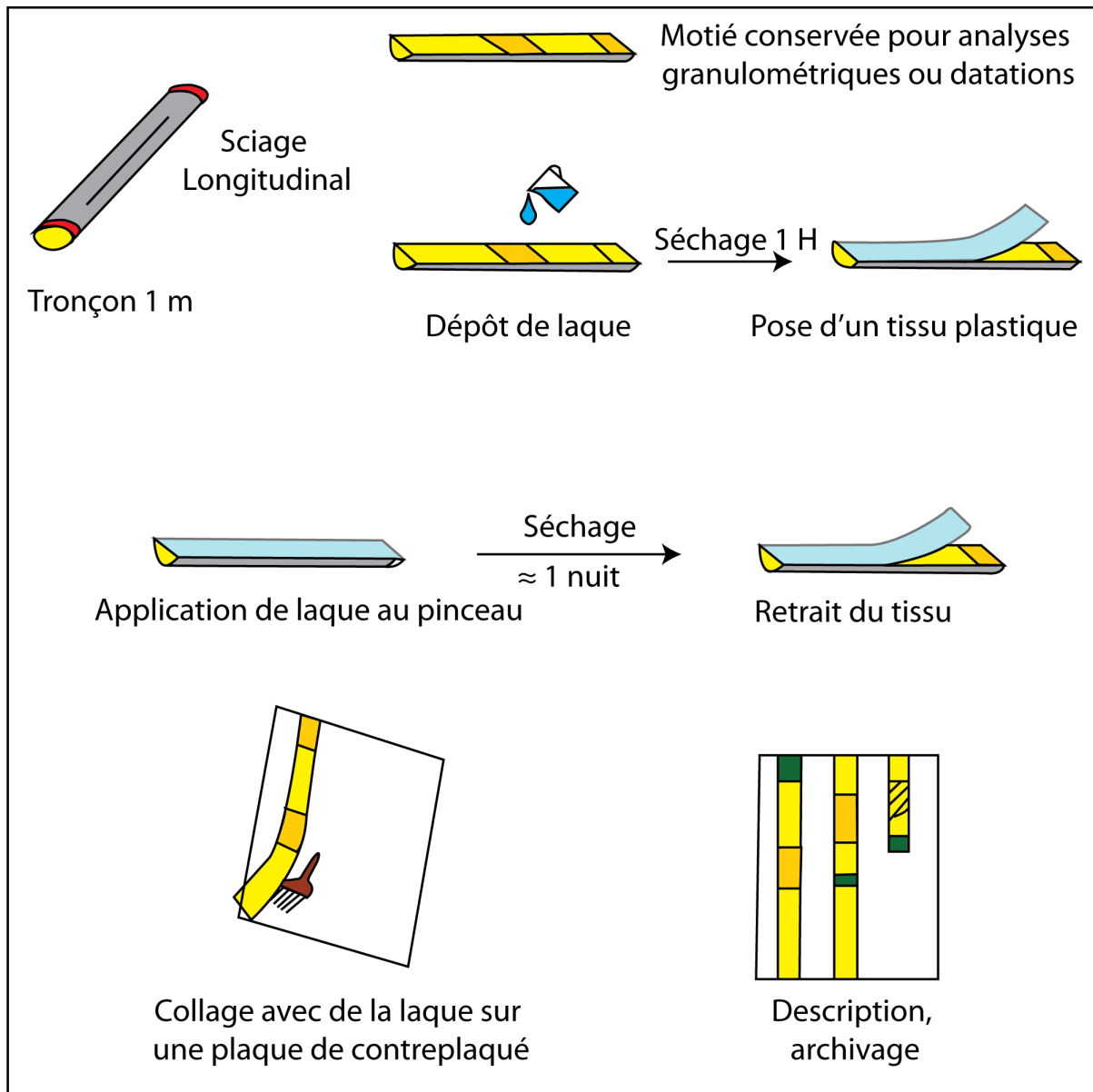


FIGURE 3.8 – *Technique des empreintes à la laque modifiée d'après Trentesaux [1993]*

3.1.6 Datation au carbone 14

Quatre datations au radiocarbone ont été effectuées sur des carottes de sables coquilliers issues du banc de la Horaine (Tableau 3.1 du chapitre 4). Toutes les dates ^{14}C -AMS ont été calibrées en années civiles avec le programme CALIB 8.2 en utilisant la courbe d'étalonnage Marine 20 [Heaton et al., 2020] qui prend en compte une correction pour l'âge moyen des réservoirs à la surface des océans. L'écart local par rapport à la moyenne océanique ΔR est estimé à -194 ± 60 ans en baie de Saint-Brieuc [Tisnérat-Laborde et al., 2010]. Cette correction supplémentaire a été appliquée à toutes les datations obtenues sur des matériaux carbonatés marins. Ainsi, toutes les dates sont exprimées ci-après en calendrier (Cal.) BP (« avant le présent », avant 1950)

3.1.7 Mesure des courants In-situ

Après avoir reconstitué un modèle stratigraphique 2D/3D du banc de la Horaine, il s'agit de déployer, sur une période d'un mois, un courantomètre de type Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) dont le principe est de mesurer, à partir de l'effet doppler, la vitesse et la direction des particules d'eau en un point de l'espace. Ces mesures nous permettent d'avoir des informations sur l'hydrodynamisme dans la colonne d'eau. Ces nouvelles données acquises visent à quantifier la vitesse et le mode de transport sédimentaire, à calibrer les modèles mathématiques déjà existants pour cette zone afin d'avoir des informations plus précises sur le transit sédimentaire entre le large et la côte et aussi de répondre à la question de l'origine des apports sédimentaires du littoral de la Baie de Saint-Brieuc où des indices de comblement ont été observés.

3.2 Outils et méthodes appliqués à la dynamique sédimentaire onshore

Nous utilisons des images satellitaires (Sentinel 2, Landsat 5, 7, 8) (Figure ..) et des données de photogrammétrie SfM par drone couplées à une étude sédimentologique des bancs coquilliers pour : (i) Suivre la migration de ces bancs de coquilles et leur évolution morphologique depuis les 20 dernières années. (ii) Retrouver la signature des évènements météorologiques extrêmes dans la morphodynamique des bancs et dans le bilan sédimentaire. (iii) Faire une sectorisation temporelle en terme de dynamique de tidal flat dans l'objectif de le replacer dans un contexte climatique régional global. (iv) Mettre en évidence l'impact des vagues de tempête dans la morphodynamique globale des tidal flat afin d'apporter des éléments de compréhension supplémentaires à la dynamique de ces zones dans un contexte de changement climatique

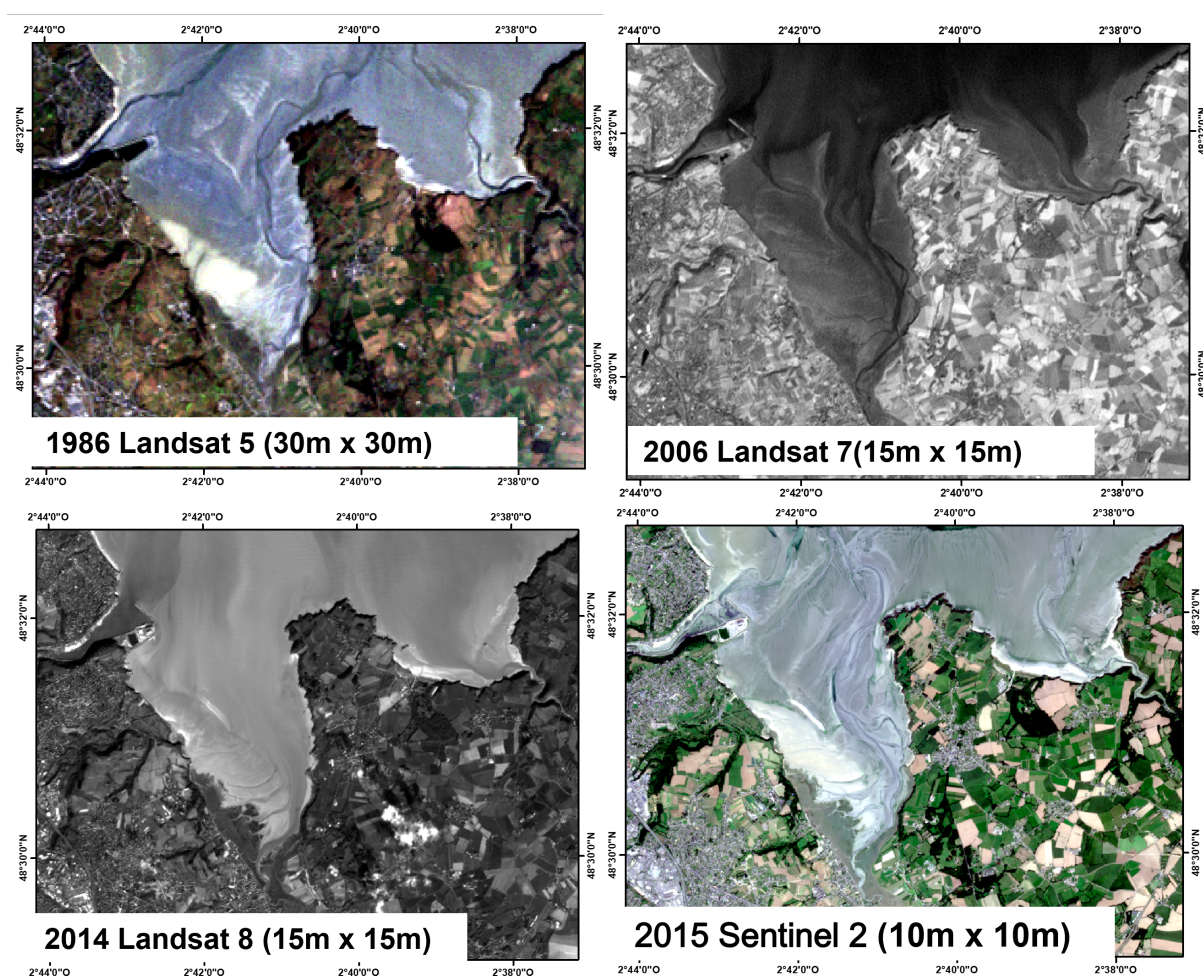


FIGURE 3.9 – exemples d'images satellites utilisées pour suivre la migration des bancs de fond de baie de Saint Brieuc. Les informations entre parenthèses désignent la résolution des images, par exemple, une résolution de 30m x 30m signifie que les objets peuvent être observés avec une limite de précision de 30 mètres. En dessous de cette limite, l'observation n'est pas possible.

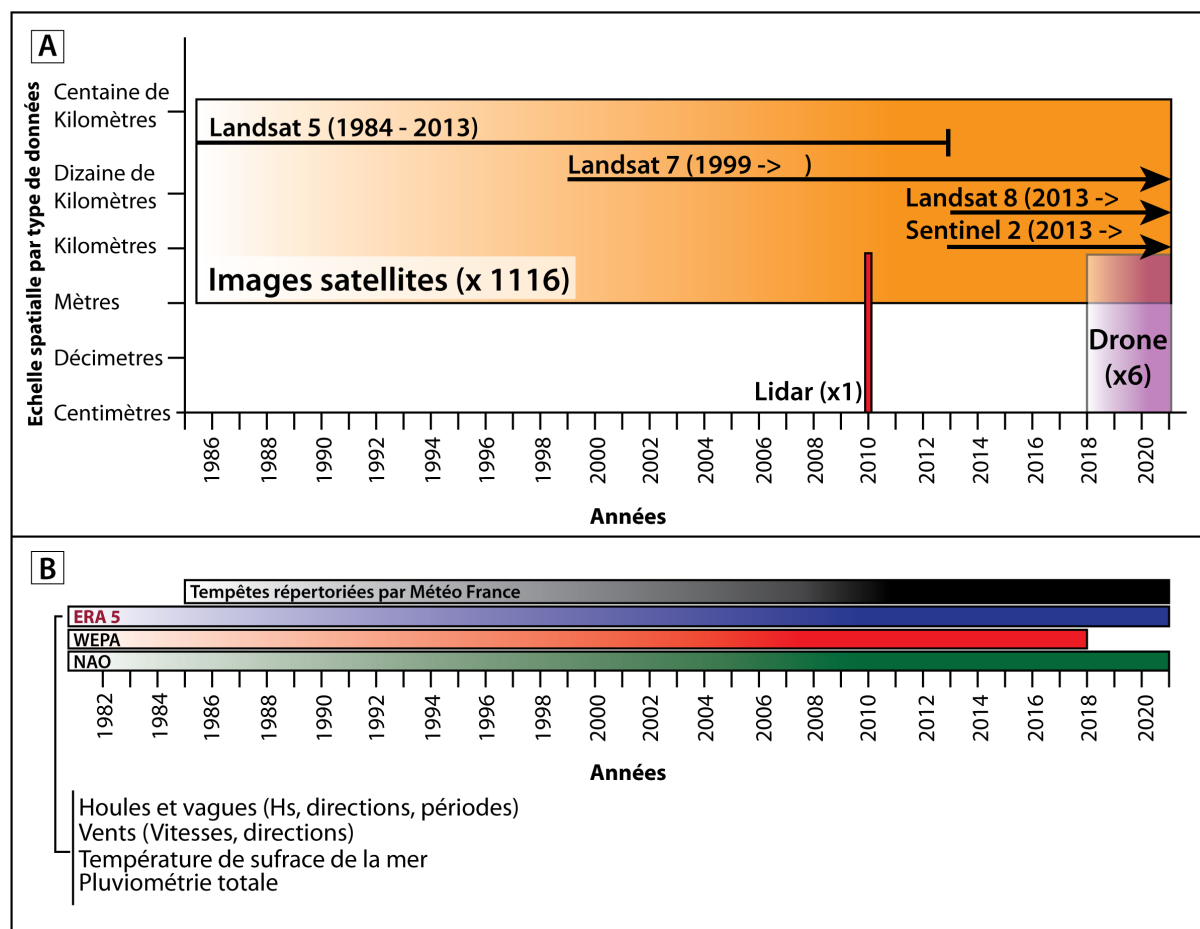


FIGURE 3.10 – Résumé des données recueillies pour l'étude de la dynamique onshore.

3.2.1 Imagerie satellitaire

Dans cette section, nous nous intéressons à l'étude de la migration des bancs de sable littoraux au fil du temps. Pour cela, nous avons utilisé des images satellites qui nous permettent de distinguer ces bancs de sable et de suivre leur migration dans le temps. La réflectance de ces corps sédimentaires dans le proche infrarouge est relativement élevée en raison de leur faible humidité par rapport à la surface de la vase (*tidal flat*). Cette faible humidité est due, en partie, à la présence de fractions coquillères très perméables qui facilitent l'évacuation de l'eau lorsqu'elles sont exposées à la marée basse. Cela se traduit par un contraste net entre les bancs de sable migrants relativement secs et la

surface humide du *tidal flat*.

La digitalisation des bancs sédimentaires : Les bancs sédimentaires ont été digitalisés pour différentes périodes en utilisant des images satellites. Avant de procéder à la digitalisation, un opérateur de Sobel [Sobel, 1990] a été appliqué aux images afin d'amplifier les contours. Cette manipulation vise à faciliter l'identification visuelle des bancs et à améliorer la précision de la digitalisation. L'exemple de la figure 3.12 nous montre une nette amélioration de la qualité visuelles des images après application du filtre de Sobel, en comparaison de la figure 3.11, avant filtre de Sobel.

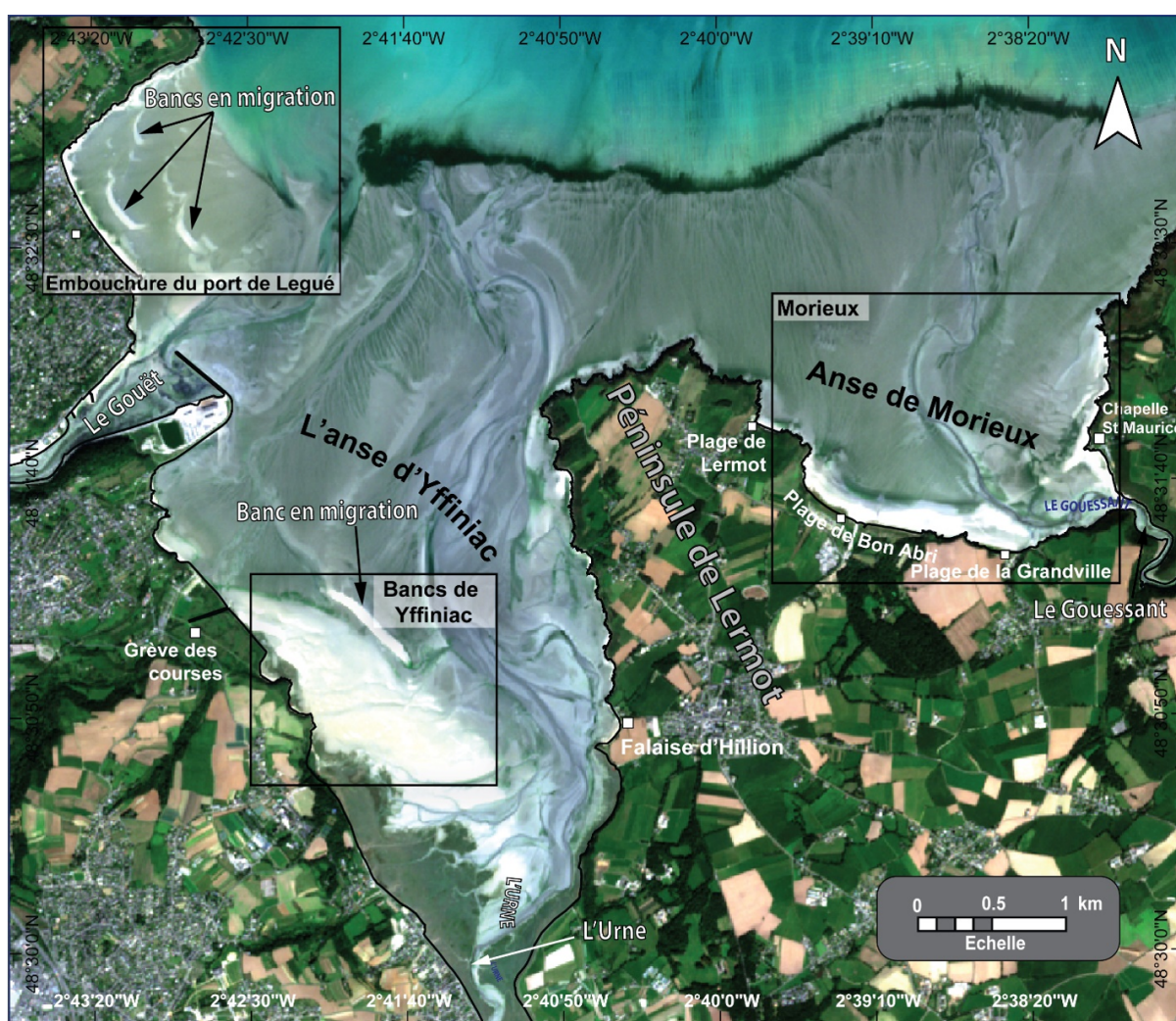


FIGURE 3.11 – Image Sentinel 2 du 10-09-2015 du fond de baie de Saint Brieuc avant application du filtre de Sobel.

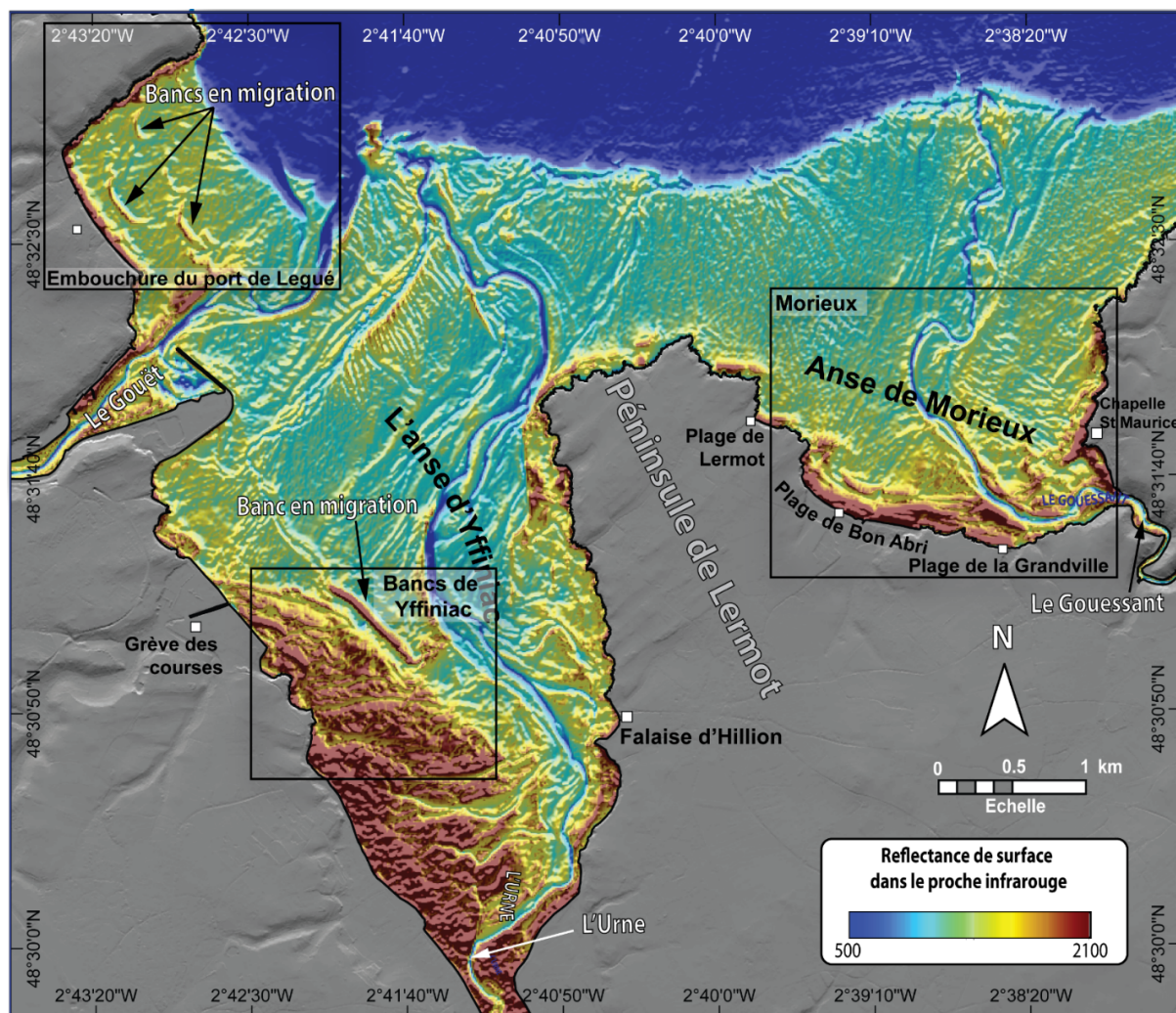


FIGURE 3.12 – Image Sentinel 2 du 10-09-2015 du fond de baie de Saint Brieuc après l'application du filtre de Sobel.

Le suivi de la migration des bancs sédimentaires : Il est à noter que la plupart des bancs sédimentaires sont soumis à des changements morphologiques aléatoires au fil de leur progression vers la côte, ce qui rend leur mouvement difficile à quantifier en 2D. Pour simplifier le problème, seuls quelques bancs ayant une morphologie globale relativement stable dans le temps ont été sélectionnés pour le suivi de leur migration.

Le suivi de la migration de ces bancs a été réalisé à deux échelles de temps différentes : l'échelle mensuelle-saisonnière et l'échelle interannuelle. Ces deux échelles impliquent deux

approches différentes pour la quantification de la migration des bancs sédimentaires.

En conclusion, l'utilisation des images satellites nous a permis de mieux distinguer et de suivre la migration des bancs de sable littoraux dans le temps. La digitalisation des bancs a été facilitée grâce à l'application d'un opérateur de Sobel qui a permis

1. La quantification **mensuelle-saisonnière** : Elle se focalise sur un banc situé à l'anse d'Yffiniac (Figure 3.13). Le mouvement de ce banc, sur une année, s'opère sans que cela implique un changement morphologique majeur. En numérisant la limite avale de ce banc à différents mois de la même année (par exemple 2020), nous pouvons mesurer le déplacement mensuel du banc pour la période sélectionnée. Ainsi, la distance séparant les limites avales du banc entre deux mois consécutifs a été calculée par transects espacés de 10 m chacun (Figure 3.13). Cette opération a été effectuée à l'aide du module Digital Shoreline Analyse System (**DSAS**) couramment utilisé pour la quantification des mouvements de traits de côte. Une digitalisation de la limite du pied aval du banc a été réalisée pour chaque mois entre fin décembre 2019 et fin décembre 2020 (couvrant une année complète).

L'erreur associée à la digitalisation du banc est déterminée en calculant l'écart moyen quadratique entre plusieurs tracés du banc pour la même période, et un contour de référence tracé à l'aide d'un DGPS.

2. Le mouvement des bancs à l'échelle **interannuelle** (c.-à-d. 2000 à 2020) : Le mouvement des bancs à cette échelle s'opère avec un allongement (ou raccourcissement) notable de ces derniers. Cela rend le calcul par **DSAS** impertinent et difficile à mettre en œuvre. Pour ce faire, trois points ont été sélectionnés sur chaque tracé du pied aval des bancs. Il s'agit des deux extrémités et le point central de chaque tracée (Figure 3.14). La distance séparant deux positions d'un banc pour deux années consécutives a été déterminée en calculant les distances entre les points homologues (Figure 3.14).

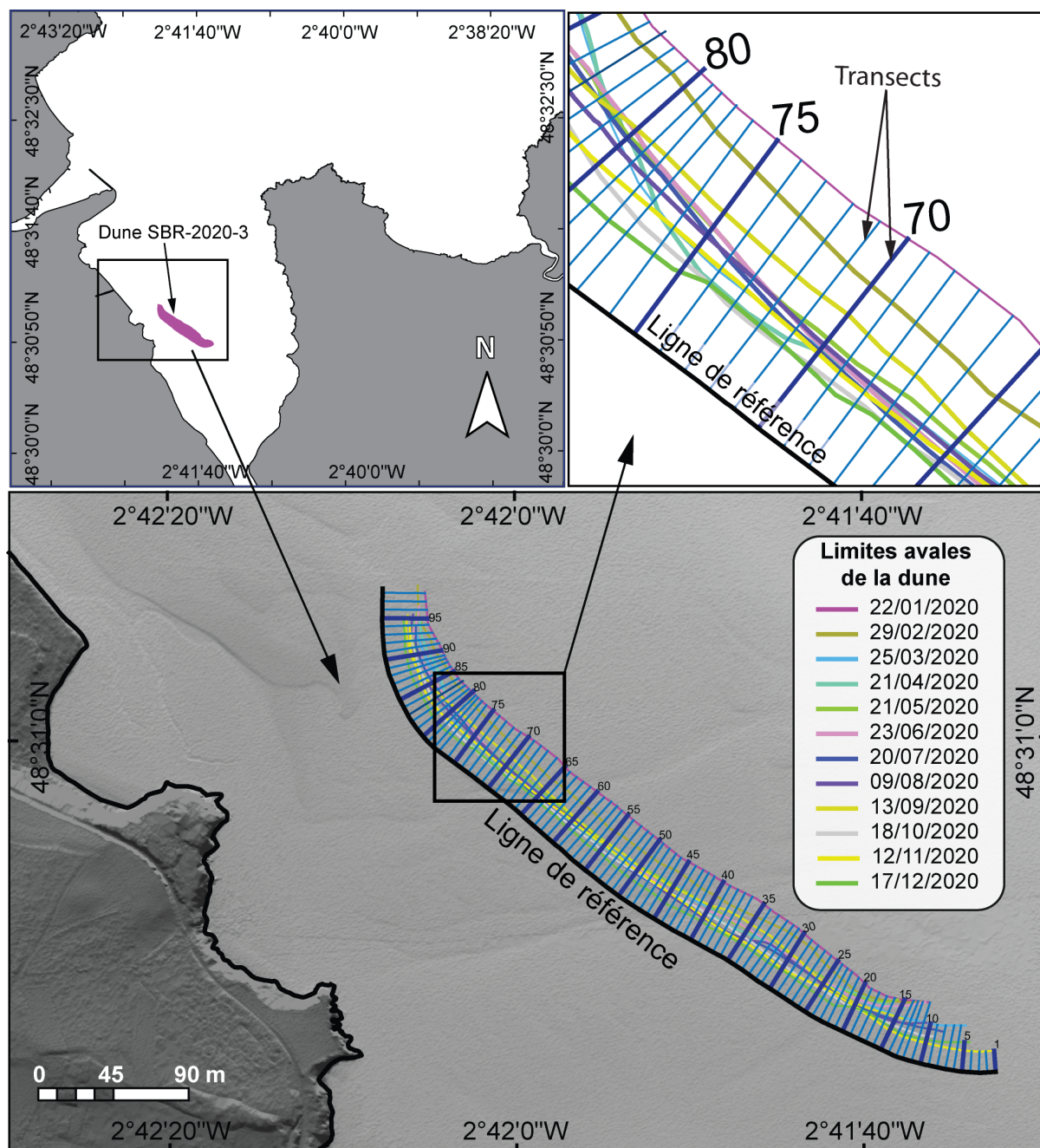


FIGURE 3.13 – Carte des limites digitalisées du pied aval de la dune SBR-2020-3 pour les différentes périodes sélectionnées en 2020. Les mouvements sont quantifiés par rapport à la ligne de référence pour chaque transect dans la suite de l'analyse.

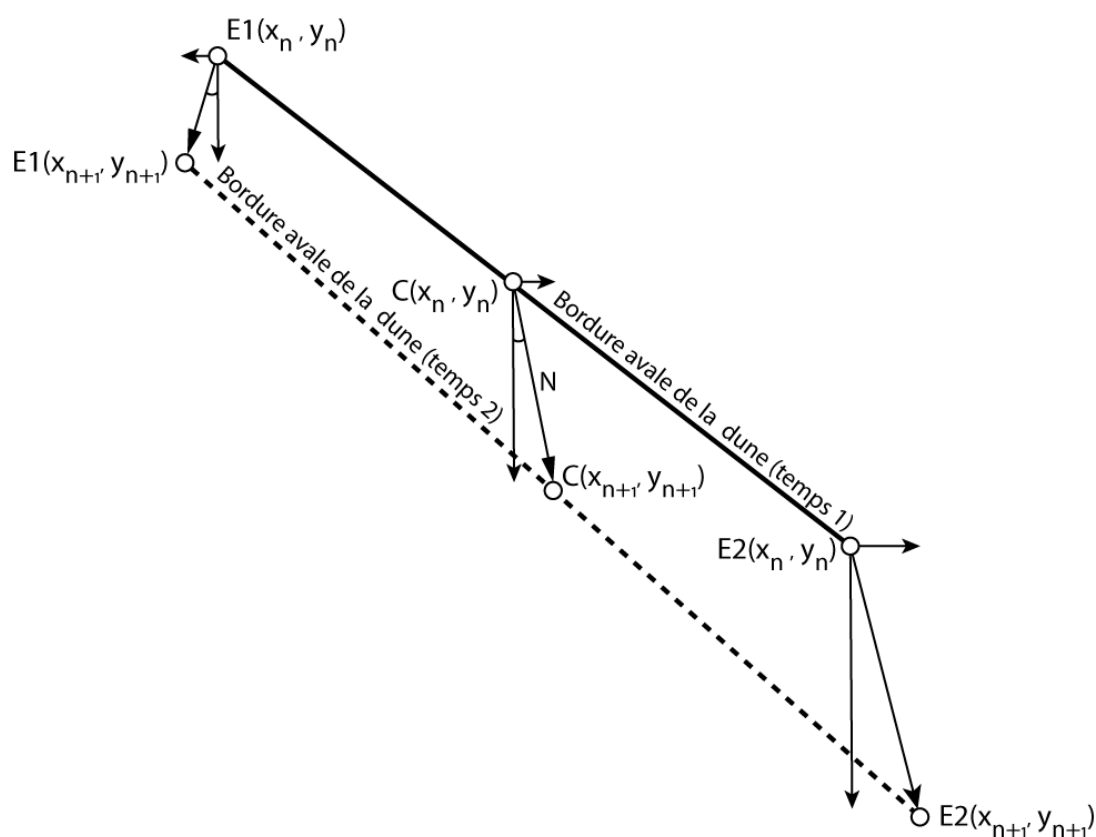


FIGURE 3.14 – Principe de suivi de la migration des bancs à l'échelle interannuelle. Pour chaque point sélectionné ($E1, E2, C$), le mouvement est caractérisé par une norme N et une direction α (voir tableau xx).

3.2.2 Traitement des données de photogrammétrie SfM

Le traitement des données photogrammétriques présentées dans ce travail repose sur un protocole en 6 étapes :

1. alignement des images les unes par rapport aux autres (ajustement des positions et des orientations relatives des caméras) ;
2. création d'un nuage de points parsemé ;
3. nettoyage du nuage de points parsemé en vue de supprimer les points aberrants (objets mal reconstruits, etc.) ;
4. densification du nuage de points parsemés ;

5. création d'un modèle numérique de terrain géoréférencé exploitable sous un logiciel SIG, et en fin ;
6. l'erreur moyenne quadratique de géoréférencement (RMSE) associée à chaque modèle est calculée.

L'ensemble de ces étapes ont été effectuées sous le logiciel commercial Agisoft Metashape

3.2.3 Bilan sédimentaire

Les cartes des différences d'élévation ont été calculées pour différentes plages de temps courts (semestriel, annuel, et biennal) à partir des Modèles Numériques de Terrain (MNT) obtenus par photogrammétrie SfM par drone. L'objectif de cette analyse est de retrouver la signature des forçages physiques saisonniers et interannuels. De même, une cartographie des changements globaux associés aux 10 dernières années a également été effectuée à partir de la différence d'élévation entre un MNT photogrammétrie SfM de notre database (c.-à-d. MNT du 09/06/2020) et un MNT Lidar datant du 17/06/2011. Ce dernier travail permettra de répondre à la question de savoir si, les tendances annuelles d'évolution, observées à court terme (c.-à-d. sur 2 ans), sont continues à moyen terme (c.-à-d. échelle décennale). Les bilans sédimentaires ont également été calculés pour chaque DoD map. Cependant, les étendues spatiales des DoD map étant différentes d'une période à une autre ; un découpage de ces dernières, de manière à retrouver une surface commune à toutes, a été nécessaire. Ce dernier permet de rendre leurs comparaisons possibles entre périodes en terme de bilan sédimentaire et de volume sédimentaire mobilisé. La marge d'incertitude associée à chaque volume sédimentaire a été calculée en utilisant la formule suivante [Brasington et al., 2003; Wheaton et al., 2010] :

$$\delta u_{DoD} = \sqrt{\delta z_{new}^2 + \delta z_{old}^2} \quad (3.1)$$

Où δu_{DoD} est l'incertitude de la différence d'élévation (DoD) et δz_{new} et δz_{old} sont les incertitudes de mesure des MNTs ancien et récent, respectivement.

3.2.4 Étude sédimentologique

Un total de 28 prélèvements sédimentaires, à 5 cm de profondeur, a été effectué sur deux bancs situés respectivement à l'anse d'Yffiniac et à l'anse de Morieux. Une analyse granulométrique et calcimétrique sur chaque échantillon sont effectuées en vue d'une caractérisation sédimentologique des bancs. L'étude granulométrique est réalisée par tamisage, et les grains classés selon la classification de Wentworth (6 mailles sélectionnées entre 63 μm et 2000 mm).

Nous avons effectué la calcimétrie à l'aide du calcimètre de Bernard. Trois essais calcimétriques ont été effectués sur chaque échantillon. Le taux de CaCO_3 pour chaque échantillon est obtenu en faisant la moyenne des trois essais. La marge d'erreur en taux de CaCO_3 correspond à l'erreur moyenne quadratique issue de chaque série d'essais.

3.2.5 Hydrodynamisme modèle ERA 5

Le modèle Le modèle ERA5 du programme copernicus³ de la Copernicus Climate Data Store est la cinquième génération de modèles de réanalyse développée par le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT) (ou *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*). Il couvre les données climatiques et météorologiques mondiales des 4 à 7 dernières décennies, avec des données disponibles à partir de 1950. Les données climatiques utilisées dans cette thèse ont été extraites de la version finale plus récente de ce modèle, qui couvre la période à partir de 1979.

Le modèle ERA5 comprend un large éventail de variables physiques telles que la température, la pression atmosphérique, la hauteur significative et la direction des vagues et des vents, entre autres. La réanalyse est obtenue en combinant les données du modèle avec des observations mondiales en utilisant des lois de la physique pour former un ensemble de données complet et cohérent. Ce processus appelé "assimilation de données" est similaire à celui utilisé par les centres de prévision numérique du temps. Toutes les

3. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>

12 heures au CEPMMT, une prévision précédente est combinée avec de nouvelles observations disponibles pour produire une nouvelle estimation de l'état de l'atmosphère, appelée "analyse". Cette analyse est ensuite utilisée pour générer une nouvelle prévision actualisée et améliorée.

La réanalyse suit le même processus à une résolution plus faible, permettant ainsi de fournir un ensemble de données couvrant plusieurs décennies. Contrairement aux prévisions en temps réel, la réanalyse n'a pas besoin d'être produite rapidement, ce qui permet d'avoir plus de temps pour collecter les observations et de remonter plus loin dans le temps.

ARCHITECTURE DU PRISME SÉDIMENTAIRE AU LARGE

Contents

4.1	Introduction	69
4.2	Construction du banc sédimentaire de la Horaine	71
4.2.1	Structure externe du banc de la Horaine	71
4.2.2	La structure interne du banc	73
4.2.3	Analyse lithologique des carottes	75
4.2.4	Modèle d'évolution holocène du banc de la Horaine	75
4.3	Article :	80

4.1 Introduction

La baie de Saint-Brieuc se distingue par sa morphologie en V qui s'étend sur 800 km² entre l'archipel de Bréhat et le cap Fréhel. Le contexte géomorphologique actuel de la baie s'inscrit dans un héritage tectonique et climatique de plusieurs millions d'années [Guillocheau et al., 2003] scellé par des épisodes sédimentaires d'âge cénozoïque terminal. Le domaine marin est une plateforme continentale peu profonde (10 à 35 m) faiblement incisée et sur laquelle repose de maigres dépôts sédimentaires holocène sous la forme de bancs de sillage et de dunes. En effet, les bancs et dunes sous marines sont,

avec les vallées incisées, les lieux majeurs d'accumulation de sédiments meubles de plateformes continentales soumises à un régime macrotidal et à l'action des tempêtes. Par ailleurs, la transgression marine provoquée par le réchauffement climatique qui suit le dernier maximum glaciaire (vers 21,6 ka cal B.P.) a entraîné, partout à travers le globe, une remobilisation importante des stocks sédimentaires de plateformes continentales. En France, elle s'est traduite par le développement des prismes sédimentaires côtiers qui façonnent, de manière diverse, la morphologie actuelle des lignes de rivage [Chaumillon et al., 2010]. Cette diversité morphologique tire son origine de l'héritage structural, des agents hydrodynamiques et des flux sédimentaires en présence [Walker, 1992; Reading, 2009; Chaumillon et al., 2010; Tessier, 2012; Gregoire, 2016]. Ce chapitre nous permet de proposer une synthèse sur le modèle architectural du remplissage sédimentaire de la baie et de reconstituer son histoire holocène au regard de l'évolution du banc sédimentaire de la Horaine. La morphologie du banc de la Horaine a déjà fait l'objet d'une cartographie sommaire par Quesney [1983], complétée par une première analyse de sa géométrie (interne et externe) [Augris et al., 1996] ayant permis de mettre en évidence un empilement d'unités sismiques à l'image du Middelkerke bank [Trentesaux, 1993] sans préciser les conditions et le mode de la formation. Ces systèmes composites sont particulièrement intéressants parce qu'ils enregistrent les changements relatifs à l'environnement de dépôt sédimentaire et les variations d'équilibre entre hydrodynamisme et sédimentation au cours des cycles de transgression-régression. Cependant, peu d'études permettent de contraindre le rôle de l'héritage géologique dans la construction et la dynamique de ces bancs composites. En effet, le banc de la Horaine se développe derrière un archipel rocheux immergé, issu de l'héritage structural de la Baie de Saint Brieuç, à la manière des formes d'accumulation fuyante en queue de comète décrites par Guilcher [1950]; de telles configurations peuvent avoir un impact majeur sur le mécanisme de construction du banc et sa dynamique actuelle. Nous utilisons des données d'imagerie acoustique par sondeur SMF, sismique réflexion HR (Sparker) complétées par des données de vibrocarottage (figure 3.1) pour : (1) proposer une carte détaillée des classes morphologiques des corps sédimentaires associés au banc. (2) Préciser la configuration de la structure interne du

banc à la lumière de l'approche stratigraphique décrite par Houbolt [1968] et Snedden and Dalrymple [1999]. (3) Proposer un modèle de dynamique actuelle et long terme du banc afin d'ouvrir un cadre de réflexion sur son rôle dans le budget sédimentaire de la baie de Saint Brieuc.

Ces points ont fait l'objet d'un article intitulé " Evolution of a Holocene banner bank controlled by morphodynamics and structural setting of a macrotidal coast : Saint-Brieuc Bay (NW-Europe)" (section 4.3) et dont une synthèse est présentée dans la section qui suit.

4.2 Construction du banc sédimentaire de la Horaine

4.2.1 Structure externe du banc de la Horaine

4.2.1.1 Dimension et géométrie

Le banc de la Horaine présente une morphologie allongée NW-SE derrière un haut fond rocheux à la manière des formes d'accumulation fuyante en queue de comète. Il mesure environ 12 km de long, 2 km de large pour une épaisseur moyenne autour 25 m. Il dessine une crête allongée selon la direction Nord-Sud et donc transversale à son allongement(Figure 6). L'axe de cette crête est asymétrique. On distingue ainsi un flanc NW ayant la plus forte pente soit $\sim 5^\circ$ et un flanc SE dont la pente est la plus douce soit $\sim 2^\circ$. L'enveloppe externe du banc est cratérisée par la présence d'un réseau de dunes comprises dans une large gamme de taille.

4.2.1.2 Classes morphologiques des corps sédimentaires associés au banc

L'analyse géostatistique, selon la classification de Ashley [1990], a permis de mettre en évidence 4 grandes classes de dunes selon leur longueur d'onde (λ) et leur hauteur (H) (Tableau 1). Ces classes de dune se présentent, par ordre décroissant, de la manière suivante :

- **Les dunes de classe 1** : ($\lambda \approx 215m$; $H \approx 10m$)

Les plus imposantes dunes du banc, elles sont caractérisées par une longueur d'onde moyenne de 215 m avec une hauteur d'environ 10 m. À l'exception de la limite distale du banc, on les retrouve partout sur le banc avec une asymétrie de plus en plus marquée à mesure qu'on s'éloigne de la crête du Banc.

- **Les dunes de classe 2** : ($\lambda \approx 100m$; $H \approx 5m$)

Elles ont une longueur d'onde de 100 m pour une hauteur ne dépassant pas 5 m. Ces dunes prennent naissance aux extrémités des dunes de classe 1 et se prolongent à la manière d'une bifurcation de ces dernières.

- **Les dunes de classe 3** : ($\lambda \approx 50m$; $H \approx 2m$)

De 50 m de longueur d'onde pour une hauteur autour de 2 m. On retrouve ces dunes dans des régions séparant les dunes de classe 1 et de façon perpendiculaire à ces dernières. Elles ont une extension spatiale très locale, à proximité de la limite basale de la crête du banc à des profondeurs allant de 18 m jusqu'à 28 m (Figure 6. R2, Figure 7.b).

- **Les dunes de classe 4** : ($\lambda \approx 215m$; $H \approx 10m$)

Les plus petites dunes observables à partir des données bathymétriques, leur longueur d'onde ne dépasse pas 5 m et leur hauteur inférieure à 50 cm. Ces dunes se développent au pied du banc et migrent sur les flancs doux (stoss side) des dunes de classe 1 à des profondeurs situées entre 20 et 25 m (Figure 7a).

Par ailleurs, pour l'ensemble des dunes asymétriques du banc de la Horaine, la plus forte pente est orientée vers le large pour celles situées sur le flanc NW du banc et vers la côte pour celles situées sur le flanc SE. Cet état de fait nous permet de distinguer deux grandes classes morphologiques de dunes séparées, dans l'espace, par la crête du banc. Ces deux classes semblent dessiner, autour du plan de séparation (crête du banc), une rotation horaire.

4.2.2 La structure interne du banc

L'analyse sismiques a permis d'identifier 5 unités et d'illustrer la morphodynamique des dunes associées au banc de la Horaine.

- **L'unité U0**

L'unité sismique U0 est l'unité basale de tous les profils sismiques analysés de la campagne. Elle s'étend sur l'ensemble de la Baie de Saint Briec. Cette unité est limitée au sommet par une surface irrégulière localement angulaire à monadnocks. Elle est composée des faciès sismiques Fs1 et Fs2 (Tableau 2). Le Faciès Fs1 présente des réflexions chaotiques et souvent diffuses à l'image des roches massives dépourvues de litages. Le faciès Fs2 est caractérisé par des réflecteurs obliques parallèles à faible amplitude et moyennement continus avec une configuration globale sinusoïdale de grande longueur d'onde. Ainsi, l'unité U0 est interprétée comme le socle protérozoïque composé de roches magmatiques et sédimentaires partiellement métamorphisées, faillées et déformées formant le substratum.

- **L'unité U1**

L'unité sismique U1 correspond à l'unité basale du remplissage sédimentaire récent, elle repose sur l'unité U0 avec à la base, une surface irrégulière et tronquée. Elle est limitée au sommet par une surface de troncature. Son épaisseur acoustique ne dépasse pas 2,5 ms ($\sim 4m$) avec une extension spatiale locale. Elle est composée exclusivement du faciès sismique Fs3 présentant des réflecteurs sismiques horizontaux moyennement continus à forte amplitude. Cette unité est interprétée comme étant le remplissage des très modestes incisions du socle protérozoïque. De par sa localisation basale, elle témoigne des premières phases d'inondation au cours de la transgression marine holocène.

- **L'unité U2**

L'unité sismique U2 présente une épaisseur d'environ 8,5 ms ($\sim 17m$), elle a été reconnue uniquement dans le banc de la Horaine (Figure 8) sur une superficie de $1 \times 7 \text{ km}^2$. Elle est limitée à la base par une terminaison d'onlap qui surmonte l'unité

U0 et localement l'unité U1, au sommet par une surface de troncature sur laquelle repose l'unité U4, et enfin latéralement par l'unité U3. Elle est composée du faciès Fs4. Ce faciès présente une configuration de réflecteurs internes horizontaux et ondulants puis légèrement obliques progradants à la limite externe de l'unité. Cette unité est ainsi interprétée comme des dépôts transgressifs sculptés, au sommet, par l'action conjuguée des courants tidaux (houles et marée) et séparés de l'unité U3 par une surface d'érosion (ou d'inondation maximale).

- **L'unité U3**

L'unité U3 a été reconnue de la partie centrale à l'extrémité Sud-Ouest du banc de la Horaine (Figure 8). Elle est limitée à la base par une terminaison de downlap la séparant de l'unité U0 et au sommet par une terminaison de toplap sur laquelle repose l'unité U4 (Figure 8). Cependant, cette surface apparaît nue et tronquée à l'extrémité Sud-Ouest du banc (Figure 9.e). On note également un contact latéral de cette unité avec l'unité sismique U2. Elle est composée par les faciès Fs5 et Fs6. Le faciès Fs5 est caractérisé par des réflecteurs sismiques moyennement continus à très faible fréquence et faibles amplitudes. Il présente une configuration géométrique oblique progradant vers l'extrémité Sud-Ouest du banc. Le faciès Fs6, quant à lui, est caractérisé par des réflecteurs sismiques fortement continus à moyenne fréquence et faibles amplitudes.

- **L'unité U4**

La plus sommitale des unités étudiées, elle est caractérisée par les faciès Fs7 et Fs8. Le faciès Fs7 présente des réflecteurs sismiques obliques progradants sur le Banc de la Horaine dans deux directions fondamentalement opposées, vers le NE pour le flanc NW du banc et vers SW pour le flanc SE (Figure 9 & 10). Le faciès Fs8 est représenté par des réflecteurs sismiques horizontaux à subhorizontaux et localement obliques progradants à l'image des dunes migrantes vers le fond de la baie. Cette unité s'étend ainsi sur l'ensemble de la baie de Saint Brieuc et correspond (1) aux dunes actuelles migrantes de la partie supérieure du banc de la Horaine sous l'influence

marquée des courants tidaux (2) au grand drapage sableux de haut niveau marin sur l'ensemble de la baie de Saint Brieuc.

4.2.3 Analyse lithologique des carottes

Les 5 carottes ont été entièrement prélevées à l'unité sismique U4 du banc de la Horaine. Les 3 premières (C011, C021 et C022), localisées vers le nord, indiquent une composition sédimentaire globalement homogène selon la profondeur. Elles sont composées de sables moyens ($\sim 30\%$) à débris coquilliers ($\sim 70\%$) avec la présence d'horizons caractérisés par une couleur plus sombre. La carotte C016, située vers le sud, est composée quant à elle, de sables grossiers ($\sim 30\%$) à débris coquilliers ($\sim 70\%$); et enfin dans la carotte C026, située sur une pente raide de dune, on retrouve du sable moyen avec une intercalation de sables grossiers et très grossiers. Cette dernière est également caractérisée par la présence d'horizons sombres obliquement stratifiés.

4.2.4 Modèle d'évolution holocène du banc de la Horaine

Plusieurs auteurs ont démontré que les changements du niveau de la mer ont joué un rôle important dans le développement de nombreux bancs de sable sur les plateformes continentales à travers le monde [Reynaud, 1996; Liu et al., 2007; Liao et al., 2008; Goff, 2014; Zhuo et al., 2014; Flocks et al., 2015; Franzetti et al., 2015; De Castro et al., 2017]. Par ailleurs, certains auteurs mettent en évidence le rôle de l'héritage structural dans la construction et la préservation de ces corps sédimentaires de plateforme [Mhammdi, 1994; Bastos et al., 2003; De Castro et al., 2017]. Le long de la côte atlantique, de nombreux bancs sableux présentent un budget sédimentaire hérité et bloqué de la dernière inondation marine au pied ou à proximité de hauts-fonds rocheux [Franzetti et al., 2015; Luján et al., 2018; Menier et al., 2016, 2019]. Le banc de la Horaine est à replacer dans ce contexte globalement similaire; avec un stade de croissance synchrone à la dernière remontée du niveau marin et contrôlée par la présence de hauts-fonds rocheux. La séquence de dépôt extraite de l'analyse sismique et morphosédimentaire du banc est généralement

cohérente avec les modèles évolutifs conceptuels existants [Snedden and Dalrymple, 1999; De Castro et al., 2017]. Nos données permettent de discuter du rôle de la variation du niveau marin et de l'héritage structural dans la formation et l'évolution du banc ; principalement constitué de sables coquilliers et situé sur le plateau continental français. En l'absence de carottes sédimentaires dépassant 3 m de long, nous avons réalisé les datations au radiocarbone uniquement sur les couches superficielles (unité sismique U4). Une extrapolation chronostratigraphique a ensuite été effectuée en croisant les unités sismiques avec les courbes de remontée du niveau marin holocène de la plateforme ouest européenne [Lambeck, 1997, 2004]. Pour minimiser les incertitudes, ces courbes ont été couplées à celle de la variation du niveau marin proposée par Stéphan and Goslin [2014] pour l'ouest de la Bretagne (France), et fondée sur la méthode *Sea Level Index Point (SLIP)*.

4.2.4.1 Contrôle structural et mise en place de l'unité sismique U1

Le banc de la Horaine présente une morphologie allongée N160 de 12 km de long et 2 km de large avec une hauteur moyenne de 25 m. Il est formé derrière un haut fond rocheux associé à l'île de Bréhat (Fig. 3b). La direction d'allongement N160 pourrait s'expliquer par une accumulation sédimentaire contrainte par le système de failles d'orientation N160 hérité de l'orogénèse Hercynienne et probablement réactive au cénozoïque [Bonnet et al., 2000; Guillocheau et al., 2003](Fig. 2). Dans ce cas précis, on observe une relation génétique étroite entre une rupture morphologique héritée de l'histoire structurale et l'accumulation sédimentaire localisée du Banc de la Horaine (Fig. 3b). Les premiers stades de l'élévation du niveau marin sont caractérisés par la mise en place des dépôts sédimentaires au sein des micro-incisions et de la rugosité du substratum cadomien. Ce remplissage initial, défini par l'unité sismique U1 (Fig. 8e), pourrait correspondre à des dépôts de bas niveau d'origine fluviale ; remaniés lors de la transgression et accumulés contre une structure tectonique linéaire d'orientation NNW-SSE.

4.2.4.2 Rôle de l'élévation du niveau de la mer et construction des unités sismiques U2 et U3

L'accélération de la remontée du niveau marin (c.-à-d. jusqu'à 15 mm/an), au cours de la période comprise entre 10 000 et 7000 BP [Lambeck et al., 2002; Lambeck, 2004], a conduit à l'inondation rapide du plateau côtier de la baie de Saint-Brieuc. Cet événement associé à un apport sédimentaire important provenant des grands paléofleuves de la Manche [Lericolais et al., 2003; Reynaud et al., 2003], a probablement conduit à la construction de l'unité sismique U2. L'unité sismique U2 semble s'être développée par aggradation en milieu côtier, à la manière des flèches sableuses bordant les littoraux actuels de la Manche [Flemming, 2012b]. Le développement d'une flèche sableuse a eu lieu dans un contexte où la remontée rapide du niveau marin était probablement le facteur prédominant dans l'apport sédimentaire. Ce dernier est mis en évidence par nos données sismiques qui montrent des réflecteurs horizontaux et légèrement obliques vers la limite extérieure de l'unité U2 (Fig. 8) indicatifs d'un cortège de systèmes transgressifs (*Transgressive System Tract (TST)*). Le développement de la flèche se poursuit grâce aux apports sédimentaires ramenés par la dérive littorale sous le contrôle des houles du Nord-Ouest, pivotées dans le sens horaire, par l'escarpement plutonique de Bréhat (Fig. 12, stade 1). Dans cet environnement, on enregistre la mise en place d'une dépression arrière-dune protégée par la flèche, dont le lit est inondé lors des grandes marées astronomiques. Une analogie actuelle de cette configuration pourrait être le système sédimentaire de l'île de Spiekeroog, en mer de Wadden [Chang et al., 2003; Flemming, 2012b]. La transgression marine se poursuivant, l'inondation de la flèche de la Horaine marque un changement d'environnement de dépôt ponctué par : **(i)** l'érosion du toit de l'unité sismique U2, la rupture de la connexion entre l'escarpement rocheux et la flèche sableuse sous l'action conjuguée des courants tidaux ; et **(ii)** la mise en place de l'unité sismique progradante U3 (Figure 12.b, étape 2). Les premiers dépôts associés à l'unité U3 semblent s'être mis en place dans une brève période de temps, au regard du faciès basal Fs5 présentant des réflecteurs sismiques moyennement continus à très faible fréquence et faibles amplitudes

(Tableau 1). Ce faciès basal Fs5 pourrait correspondre aux sédiments issus de l'érosion de l'unité U2 lors de la phase d'inondation de la flèche. Un nouvel équilibre physique est ensuite retrouvé. Ce équilibre est attesté par une progradation continue et régulière de l'unité U3 dans un contexte de transgression rapide (facies Fs6, Tableau 2).

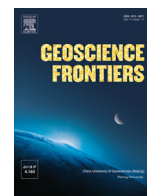
4.2.4.3 Mise en place de l'unité U4 et dynamique actuelle du banc de la Horaine

L'inflexion de la courbe d'élévation du niveau marin à partir de ~ 7000 ans BP marque le début d'un ralentissement de la transgression (c.-à-d., 1.5 mm/an) ; [Lambeck, 1997, 2004; Stéphan and Goslin, 2014]. Ceci conduit à la mise en place de l'unité sismique U4 correspondant aux dunes migrantes surimposées au banc. Ces dunes semblent tourner dans le sens horaire autour du plan axial séparant les flancs du banc. La forte corrélation entre la carte des courants de marée (Fig. 5) et les directions apparentes de migration, déduites de l'analyse morphologique des dunes (Fig. 12), suggère la présence d'un gyre tidale contrôlant la dynamique actuelle de la plupart des dunes associées au banc. L'orientation des réflecteurs sismiques progradant dans l'unité U4 est cohérente avec la direction actuelle de migration apparente des dunes, indiquant que le contrôle des marées a été prédominant jusqu'à l'actuel. Cette dernière hypothèse est corroborée par l'âge radiocarbone ~ 3500 BP des échantillons U4 (tableau 3).

La composition sédimentaire de ces dunes est comparable à d'autres bancs connus [Berné et al., 1994; De Castro et al., 2017] avec la présence de nombreux débris de coquilles de bivalves et gastéropodes ($\sim 70\%$) pour toutes les carottes prélevées sur unité U4 (Fig. 11). Ces coquilles, datées d'environ 3500 BP, sont contemporaines des bouleversements majeurs observés dans les systèmes sédimentaires côtiers de la Manche-Atlantique [Long and Hughes, 1995; Billeaud et al., 2009; Van Vliet-Lanoë et al., 2014a,b]. Ces bouleversements se caractérisent par une augmentation des précipitations et des tempêtes. Dans ce cas précis, on peut envisager que ces débris de coquillages résultent d'une remobilisation des bivalves et gastéropodes des bas et moyens estrans occupant le milieu littoral

des côtes de l'Ouest Bretagne et sont aujourd'hui piégés derrière l'archipel rocheux de Bréhat en raison de la présence d'un gyre tidale. L'analyse de l'unité sismique U4, qui forme un drapé sur toute la baie de Saint-Brieuc, révèle que l'épaisseur sédimentaire est plus importante dans le secteur ouest que dans l'est. Le secteur ouest est ainsi caractérisé par la présence du banc de la Horaine et d'un ensemble de dunes migrant vers le sud, en fond de baie. La distribution asymétrique des dunes de tête de baie entre l'est et l'ouest de la baie implique que ces dunes proviennent du banc de la Horaine et migrent pour apporter des sédiments vers la tête de baie (Fig. 12, dynamique des courants), où il y a un remplissage important. En raison de sa configuration morphosédimentaire, la baie de Saint-Brieuc est située sur l'une des grandes voies de transit sédimentaire réparties sur l'ensemble du plateau nord-ouest européen.

4.3 Article :



Research Paper

Evolution of a Holocene banner bank controlled by morphodynamics and structural setting of a macrotidal coast: Saint-Brieuc Bay (NW-Europe)

Kalil Traoré ^{a,*}, David Menier ^a, Erwan Gensac ^a, Pascal Le Roy ^b, Clément Lambert ^a, Paul Bessin ^c, Kevin Podoja ^d, Anne Duperret ^e, Romain Le Gall ^a

^a Laboratoire Géoscience Océan, UMR 6538, CNRS, Université Bretagne Sud, Campus de Tohannic, 56000 Vannes, France

^b Laboratoire Géoscience Océan, UMR 6538, CNRS, IUEM, Université Bretagne Occidentale, 29280 Plouzané, France

^c Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UMR 6112, CNRS, Le Mans Université, Avenue Olivier Messiaen, 72085 Le Mans CEDEX 9, France

^d Laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière, UMR 6143, CNRS, Université Caen Normandie, campus 1, 2-4, Rue des Tilleuls, 14000 Caen cedex, France

^e Laboratoire Ondes et Milieux Complexes, UMR 6294, CNRS, Université Le Havre Normandie, 53 rue de Prony, CS, 80540, 76058 Le Havre cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 18 December 2020

Received in revised form 23 February 2021

Accepted 27 February 2021

Available online 16 March 2021

Handling editor: M. Santosh

Keywords:

Sand banks
Banner bank
Holocene climate
Geomorphology
Sea level rise
Tidal gyre

ABSTRACT

The morphology and internal structure of the Horaine Bank (Bay of Saint-Brieuc, NW France) are described based on multibeam echosounder and high-resolution seismic datasets coupled with vibro-core data. The Horaine Bank shows large-scale bedforms in the lee of a submerged rocky shoal, which allowed defining it as a Banner Bank. The internal structure of the sandbank reveals four seismic units (U1–U4) on a Cambrian basement (U0). The basal unit U1 is interpreted as reworked lowstand fluvial sediments those infilled micro incised valleys during a rise in sea level. This unit is overlain by paleo-coastal barrier sand-spit (U2) whose development was controlled by swell in the context of a rapid rise in sea level. The successive prograding unit (U3) is interpreted as flooding deposits in continuity with unit U2. The unit U4 is characterized by oblique reflectors oriented in two opposite directions. This last unit, dated post 3500 yr BP, corresponds to migrating dunes superimposed on the bank and observable in the high-resolution bathymetric data. The strong correlation between tidal currents and the apparent clockwise migration of dune crests suggests the presence of a tidal gyre controlling the present-day dynamics of most of the Horaine bank dunes. This study proposes a new model for the construction of banner banks characterized by the gradual transition of a sand spit to a banner bank during marine transgression and ensuing hydrodynamic variability.

© 2021 China University of Geosciences (Beijing) and Peking University. Production and hosting by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

1. Introduction

Accumulations of Quaternary marine sedimentary deposits, which are associated with coastal prisms having low supply of sediments ('accommodation dominated shelves'; Swift and Thorne, 1991), occur in different forms and can be gathered into three categories: (i) systems tracts of deposits preserved within incised valleys (e.g., Lericolais et al., 2003; Menier et al., 2006; Sorrel et al., 2009; Chaumillon et al., 2010; Menier et al., 2010; Tessier et al., 2010, 2012; Gregoire et al., 2017; Wang et al., 2019) (ii) sandy veneers mostly of transgressive origin with no significant external morphology (e.g., Billeaud, 2007); (iii) shelf sediment bedforms whose building up is closely linked to hydrodynamic conditions (e.g., Reynaud, 1996; Franzetti et al., 2015; De Castro et al., 2017; De Castro and Lobo, 2018).

The Horaine Bank is a banner sandbank belonging to the third category. This type of sedimentary accumulation makes up composite and

complex bedforms, generally elongated, 10–50 m thick, up to 100 km long and >1 km wide (Reynaud, 1996; Snedden and Dalrymple, 1999). They are documented on open continental shelves, in estuaries and straits (Berné, 1999) at depths between 20 m and 50 m (Liu et al., 2007; De Castro et al., 2017) with the exception of certain banks such as in the Celtic Sea or in the Iroise Sea, which are located between depths of 80 m and 150 m (Reynaud, 1996; Marsset et al., 1999; Reynaud et al., 1999; Franzetti et al., 2015). These sediment bodies are interpreted as resulting from hydrodynamic phenomena (Huthnance, 1982; Hulscher et al., 1993). According to Berné et al. (1994), an initial irregularity of the bedrock is a necessary condition in the formation of these banks that can potentially generate an acceleration of currents on the flanks and result in the accretion of sediments in the central part of the bank. Depending on the hydrodynamic factors controlling their formation, these banks can be divided into two main families (Reynaud, 1996): (i) shoal retreat massifs: swell-dominated systems (the most frequently cited example is represented by the storm banks on the east coast of the USA described by Twichell (1984) in Reynaud (1996)) and, (ii) tidal bank systems in the southern North Sea

* Corresponding author.

E-mail address: kalil.traore@univ-ubs.fr (K. Traoré).

<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101183>

1674-9871/© 2021 China University of Geosciences (Beijing) and Peking University. Production and hosting by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

(Houbolt, 1968; Caston and Stride, 1970; Trentesaux et al., 1999) or in the Iroise Sea and the Western Channel (Walker, 2001; Franzetti et al., 2015).

The morphology of the Horaine Bank has already been the subject of summary mapping by Quesney (1983), complemented by a first morphological analysis of its internal structure (Augris et al., 1996). These previous authors describe a stack of seismic units such as observed in the Middelkerke bank in the North Sea (Berné et al., 1994), but do not specify the conditions and mode of formation. These composite systems are particularly interesting because they record changes in the depositional environment and variations in the balance between hydrodynamics and sedimentation during transgression-regression cycles. Furthermore, these sedimentary banks are an important source of marine aggregates and are, therefore, of major economic interest. An understanding of the mechanisms of their formation and evolution over time is necessary to define the conditions for sustainable exploitation of these resources.

However, few studies allow us to constrain the role of geological inheritance in the evolution of the build-up and dynamics of these

composite banks. Indeed, the Horaine Bank is developed behind submerged rocky coastal reefs, resulting from the structural heritage of the Bay of Saint-Brieuc, and is considered to have formed in a similar way as the tapering comet-tail shaped bedforms described by Guilcher (1950) in coastal areas. This comet-tail geometry implies specific sedimentary and hydrodynamic processes on the bank formation mechanisms and its present-day dynamics. In order to explore these points, we present multibeam echo sounder acoustic imagery, high-resolution seismic reflection (Sparker) and vibro-core drilling data (Fig. 1c), which are used to: (i) develop a detailed map of the morphological classes of the sedimentary bodies associated with the banner bank; (ii) specify the configuration of the internal structure of the bank using the stratigraphic approach described by Houbolt (1968) and Snedden and Dalrymple (1999); (iii) discuss the factors controlling the geographic location of the bank and highlight the role of sea-level variations in the sedimentary input and the bank architecture. Furthermore, we consider the genetic relationship between the offshore deposits and the nourishment of the adjacent coasts. We also investigate the sedimentary transit zone where the creation and migration of submarine

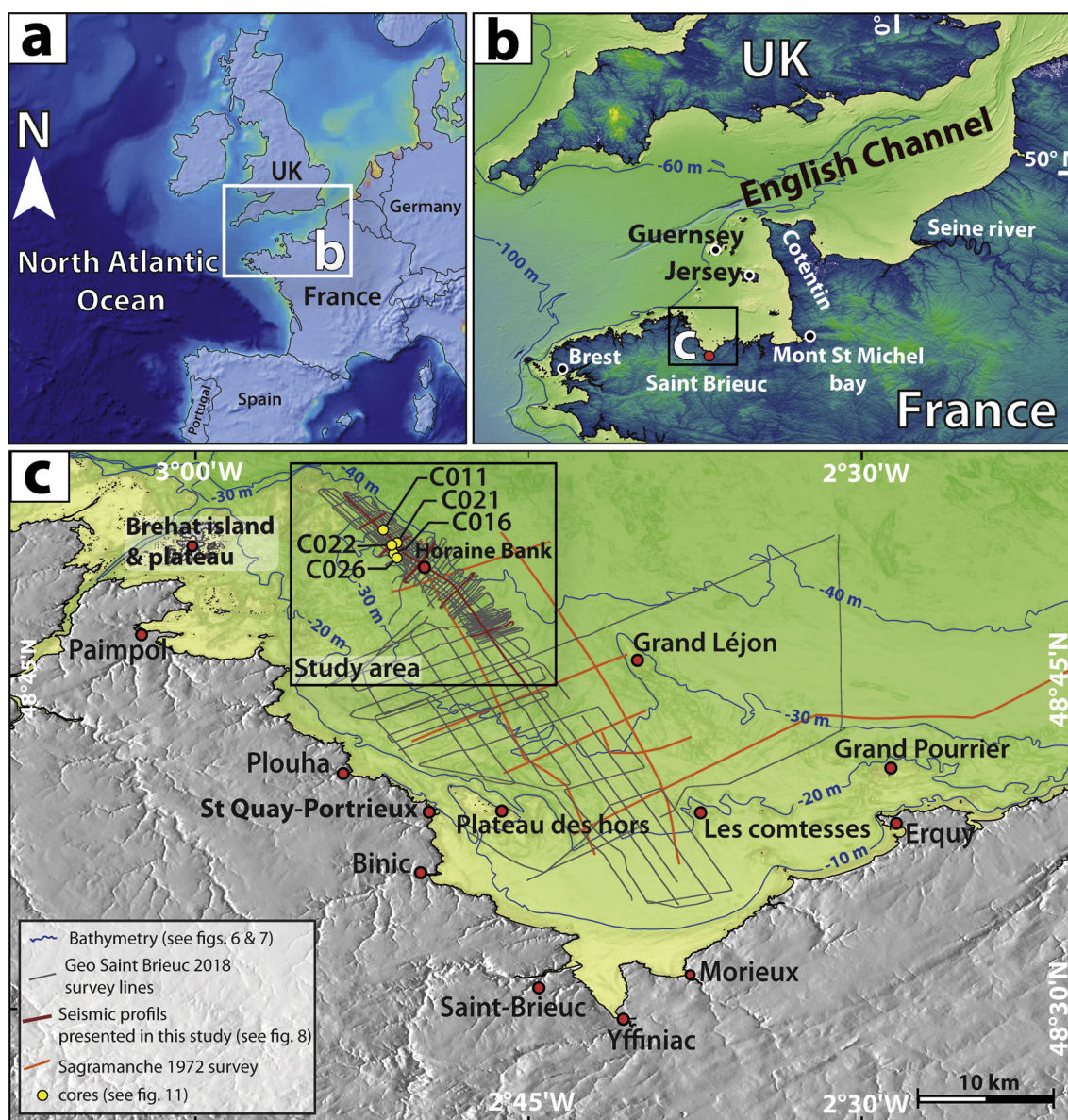


Fig. 1. Geographical location of the study area. (a) global location; (b) regional location; (c) Bay of Saint-Brieuc and location of the data used in this study.

dunes towards the coast can be observed. Finally, we propose a model of the present-day and long-term dynamics of the Horaine Bank to establish a framework for discussing its role in the sedimentary budget of the Bay of Saint-Brieuc.

2. Regional setting

2.1. Geology

The Bay of Saint-Brieuc is placed in the context of the North Armorican Domain, where the Palaeozoic basement is presently cropping out (Fig. 2). The North Armorican Domain contains the best-preserved remnants of the Cadomian orogen, characterized by major NE–SW ductile shear zones crossing the Bay of Saint-Brieuc and divided from NW to SE, encompassing three main units: the Trégor-La Hague, Saint-Brieuc and Saint Malo or Guingamp units, limited by the Locquemeau-Lézardrieux and La Fresnay shear zones, respectively (Chantraine et al., 2001; Ballèvre et al., 2013). The Trégor unit, which was very slightly deformed during the Cadomian orogenesis, is composed of a volcanic-plutonic complex, dated at 615 Ma (Graviou, 1992). The Saint-Brieuc unit is essentially made of a composite igneous suite affected by deformation and metamorphism corresponding to the inversion of the unit (Chantraine et al., 2001), in the time range between 620 Ma and 540 Ma, from Late Proterozoic to Early Cambrian (Auvray et al., 1980). The main Variscan deformation period started during the Devonian (420–360 Ma) and this orogeny constitutes one of the main inheritances in the continental crust in Brittany (Ballèvre et al., 2013). From the Carboniferous (345 Ma),

the formation of the Variscan cordillera is associated with the development of a set of major lithospheric-scale sub-vertical shear zones: the WNW–ESE North Armorican and South Armorican shear zones associated with secondary faults trending NW–SE, such as the Nort-sur-Erdre-Quessoy fault zone (Bitri et al., 2001). This NW–SE structure is assumed to have controlled the linear and transverse morphology of the western Saint-Brieuc Bay's coastline during its long-lived activity as early as the Triassic (Bois et al., 1991) and during the Eocene (Bonnet et al., 2000; Bessin, 2014).

2.2. Geomorphology

Bordering the Western Channel (Fig. 1), the Bay of Saint-Brieuc has a V-shaped coastline marked by numerous cliffs that can reach heights of >100 m. The bay extends over an area of approximately 800 km², and forms a rocky platform sloping gently towards the open sea (0.1%) with a water depth not exceeding 40 m (Del Estal et al., 2019; Mathew et al., 2020). This coastal platform is characterized by the presence of numerous seabed features elongated and parallel to the two structural trends inherited from the Cadomian and Variscan orogenesis. These morphologic features correspond to either rocky shoals forming subtidal reefs such as the Plateau des Hors, or large sedimentary bedforms such as the Grand Léjon and Horaine banks.

To the northwest of the bay, the island of Bréhat rises from a wide rocky platform submerged to a water depth of 15 m (Fig. 3b). This rocky shoal extends from the mainland as far as 15 km offshore from the island, and its outer edge serves as a barrier behind which the

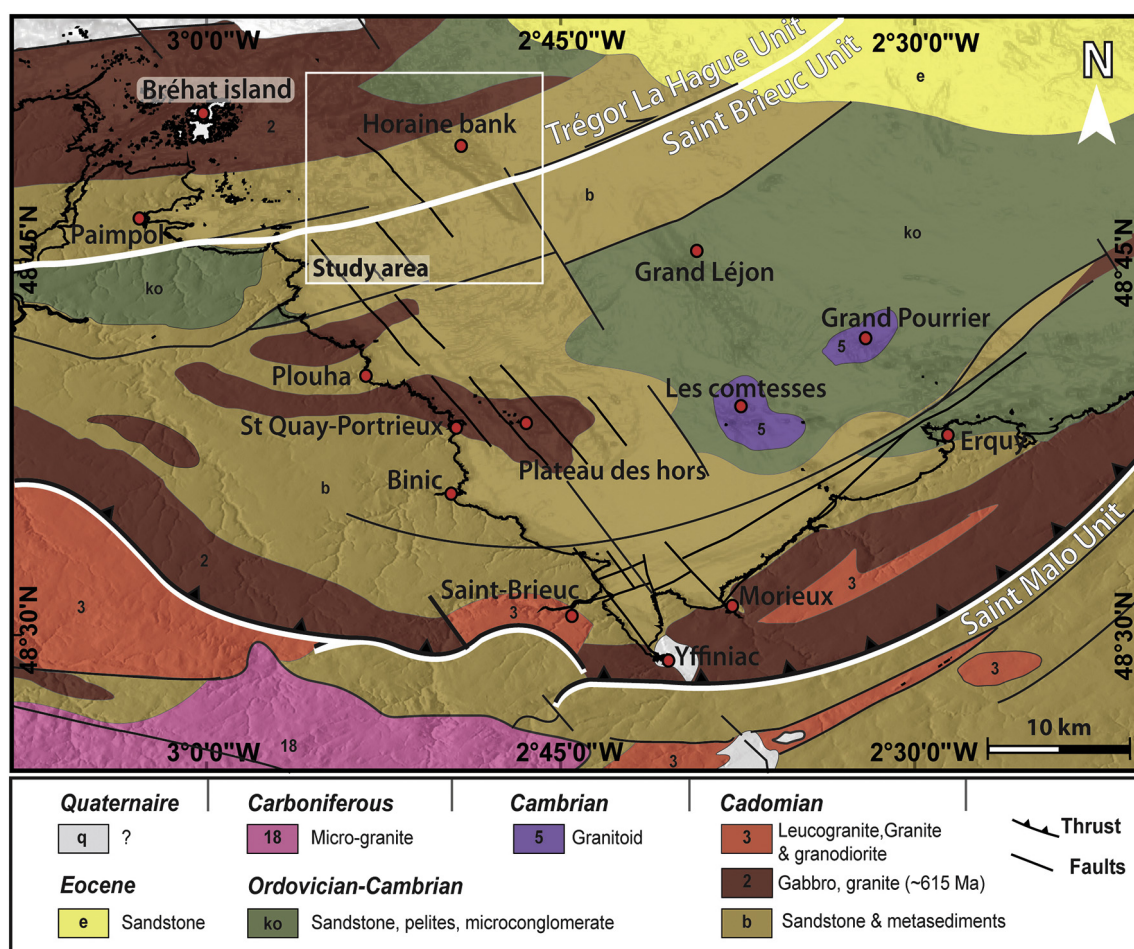


Fig. 2. Simplified geological map of the Bay of Saint-Brieuc (modified from Chantraine et al., 2003).

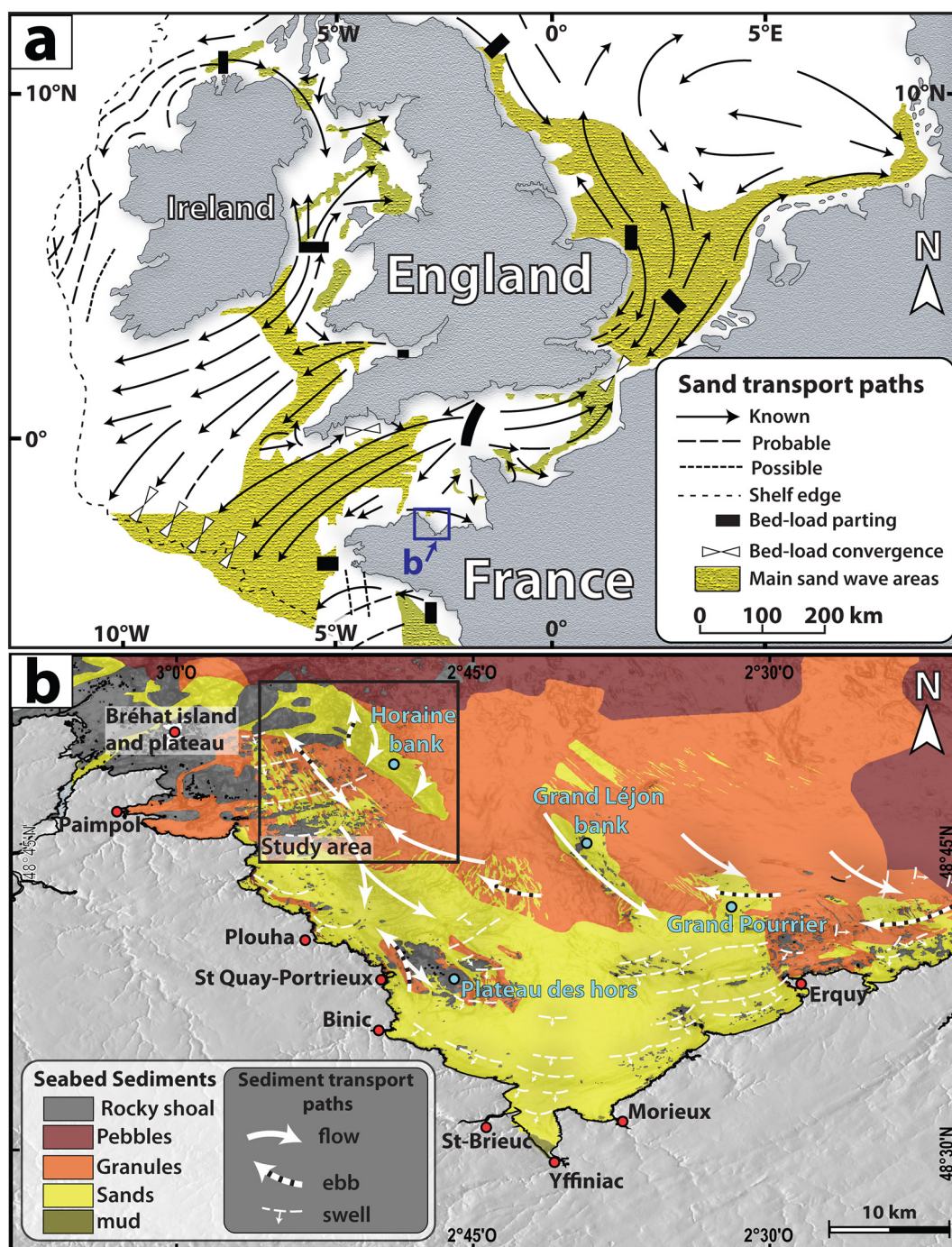


Fig. 3. Sedimentary context of the Bay of Saint-Brieuc. (a) Distribution of the dominant sand transport paths and their relationships with the main sand wave zones on the north-western European continental shelf (after Stride, 1963). (b) Map of surface sediments according to the Hydrographic and Oceanographic Service of the French Navy (S.H.O.M.), the arrows represent the hydrodynamic vectors of sedimentary transit in the Bay of Saint-Brieuc, identified from the types of bottom and sedimentary structures (after Augris et al., 1996).

Horaine banner bank was built. This limit probably reflects the more northerly position of the coastline when the sea level was 15 m lower about 8000 year BP (Lambeck, 1997; Stéphan and Goslin, 2014).

2.3. Oceanography

The Bay of Saint-Brieuc is subjected to semi-diurnal tides. The formation of a stationary tidal wave along the Cotentin peninsula (Fig. 4) gives rise to large tidal ranges along the south-western coasts of the English Channel (Larsonneur et al., 1994), reaching up to 12.3 m in the Bay of

Saint-Brieuc during the equinoctial spring tides (Fig. 4). The tidal currents associated with these large tidal range conditions, in particular near the Horaine Bank, can reach up to 4 knots ($\sim 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) during flood tide and 3 knots ($\sim 1.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) during ebb tide (Fig. 5) due to the channeling of currents, depending on the irregularities and incisions in the bedrock (Augris et al., 1996). The swell is mainly westerly and west-north-westerly, with its intensity fluctuating with the seasons and showing a maximum during the winter (mean $H_s = 2 \text{ m}$; mean period = 10 s) with a minimum in the summer (mean $H_s = 1.5 \text{ m}$; mean period = 7 s) at the entrance to the Bay of Saint-Brieuc (Fig. 4, Bréhat

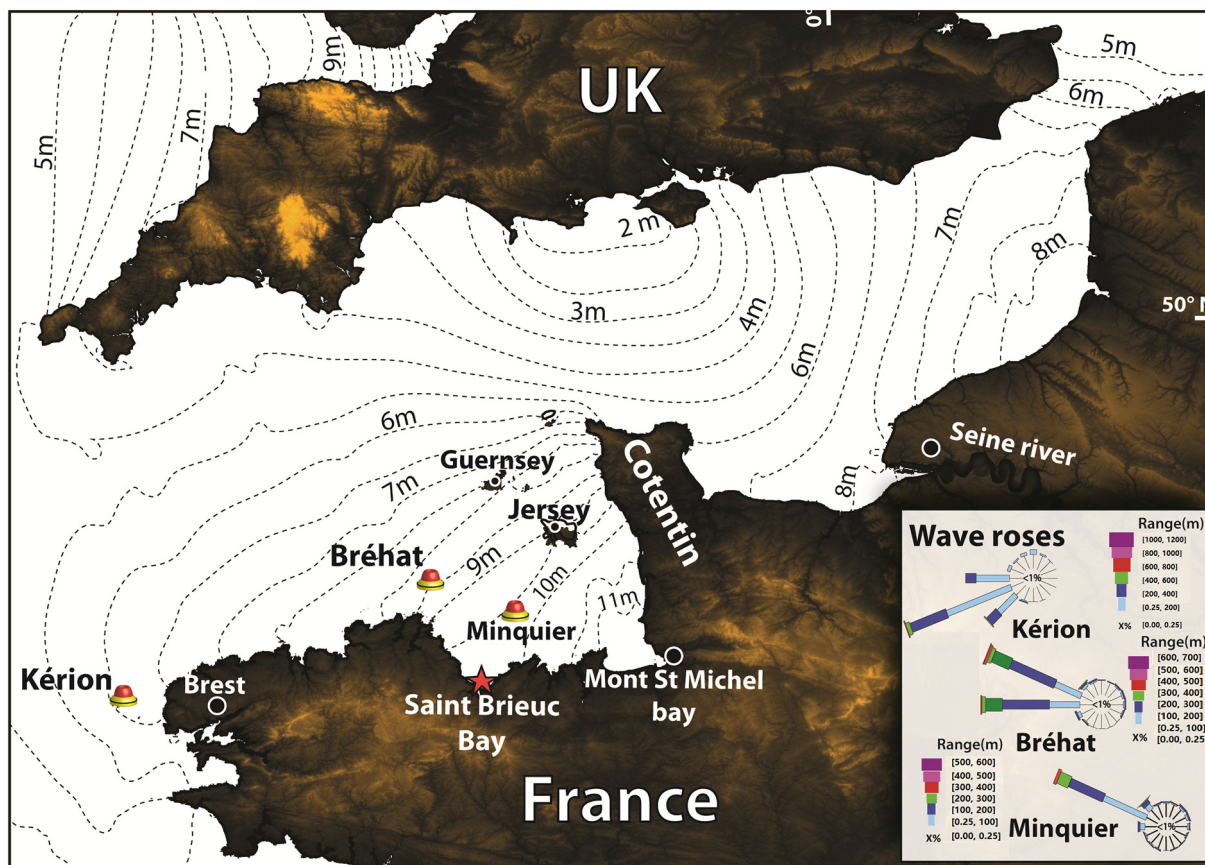


Fig. 4. Hydrodynamic context of the study area (Bay of Saint-Brieuc) located along the southwestern coast of the Channel, dominated mainly by the tide. The Black dashed lines represent the tidal amplitude data according to the *S.H.O.M* (1968); note the presence of swell coming from the Atlantic and recorded by the CANDHIS buoys represented on the map as Kérion, Bréhat and Minquier.

Buoy). However, the effect of swell waves on sediment dynamics is only slight compared to that of the tide (Augris et al., 1996).

3. Data and method

3.1. Geophysical and sedimentological data acquisition

Our study is based on a combined analysis of bathymetric data, High Resolution (HR) to Very High Resolution (VHR) seismic reflection surveys and borehole data. We used new 600 km long VHR seismic lines (Sparker) and Multibeam EchoSounder (MBES) acoustic bathymetric acquisition, which were synchronously, acquired during the GeosaintBrieuc18 cruise (Menier, 2018) in order to obtain a corresponding bathymetry for each seismic line. The seismic and bathymetric profiles extend over the entire Bay of Saint-Brieuc (Fig. 1c) with a specific concentration of acquisition in the western part of the bay, more particularly, off the Island of Bréhat upon the Horaine Bank. The measured water depths range from 10 m to 35 m.

Due to the very low density of the acquisition in the eastern part of the bay, a complementary analysis of the seismic profiles was carried out by combining our new dataset with the SAGRAMANCHE1972 HR seismic cruise by IFREMER in 1972 that covers the eastern part of the bay (Fig. 1c). These complementary profiles allow us to carry out a comparative analysis of sedimentary thickness between the eastern and western parts of the Bay of Saint-Brieuc, and to replace the Horaine Bank in the sedimentary system of the bay.

In addition to bathymetric and VHR/HR seismic data, sedimentological data were acquired by sampling and coring during several cruises between 2018 and 2020. Based on the ca. 2.5 m long cores, 4 marker

horizons have been identified and dated through AMS radiocarbon dating on samples of shell sand that was carried out at the Poznań Radiocarbon Laboratory (Poland).

3.2. Data processing and analysis

3.2.1. Bathymetry

Processing of bathymetric data, which comprises geographical positioning, tidal correction and the relation to chart datum, was carried out using the Globe © (Global Oceanography and Bathymetry Explorer) Software V1.16.9 (Poncelet et al., 2020). The processing was completed by visual formatting using Fladermaus© and Adobe Illustrator CS5©. The bathymetric data were not interpolated to avoid any degradation of the morphological information of the sedimentary bodies.

The submarine dunes associated with the Horaine Bank were described according to their morphological parameters including height, orientation, crest depth and lee side angle. The determination of the morphometric parameters was carried out manually using ArcMap 10.2 © software from ESRI™ based on a method resulting from previous studies (Franzetti et al., 2013). 150 submarine dunes were listed on the Horaine Bank and classified in four classes according to a geostatistical analysis of their morphological characteristics.

3.2.2. HR seismic data

The seismic data were processed using Unix seismic software. Wave filtration was carried out using the method described by Chaumillon et al. (2008). For the time-depth conversion, a seismic wave velocity of $1700 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ was assumed for the infill sediments (Menier et al., 2010).

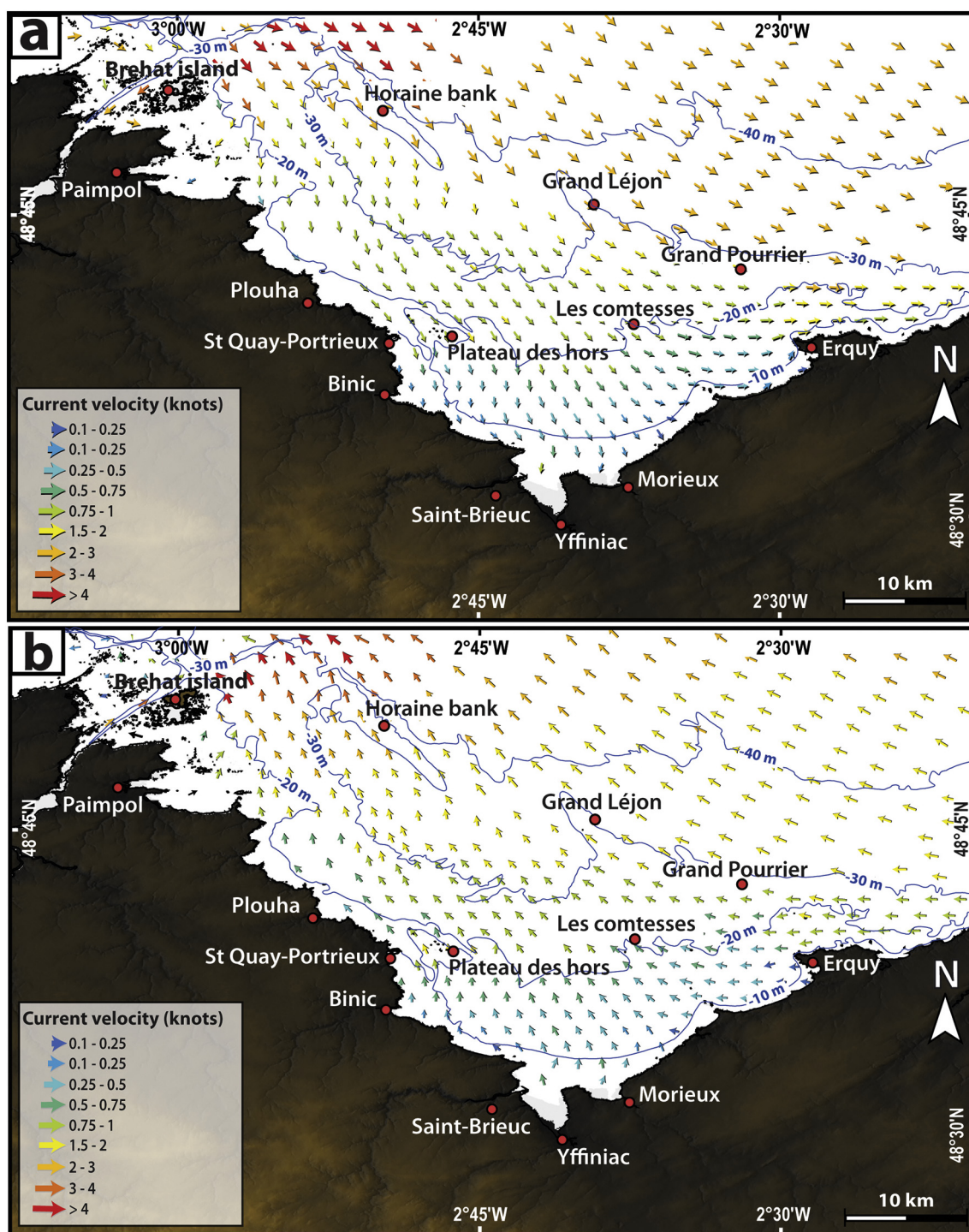


Fig. 5. Map of maximum surface tide currents in the Bay of Saint-Brieuc. Maximum velocities are reached at mid-tide (after S.H.O.M, 1968). (a) flow tide currents; (b) ebb tide currents.

3.2.3. Vibrocore data and radiocarbon dating

4 radiocarbon dates were acquired on shell sand (Table 3). All ^{14}C -AMS dates were calibrated to calendar years with the CALIB 8.2 program using the Marine 20 calibration curve (Heaton et al., 2020) which considers a correction for the mean ocean surface reservoir age. The local deviation from the oceanic mean (ΔR) is estimated at -194 ± 60 years in the Bay of Saint-Brieuc (Tisnérat-Laborde et al., 2010). We applied this additional correction to all dating obtained on marine carbonate material. Thus, all the dates are expressed hereafter in calendar age (Cal.) BP ('before present', before 1950).

4. Results

4.1. External structure

The Horaine Bank shows an elongated banner morphology trending NW–SE in the lee of a high rocky shoal. It is 12 km long, 2 km wide and about 25 m thick and its depth is between 33 m and 9 m. A N–S trending crest shapes the top of the bank (Fig. 6). The Bank is asymmetrical, westward shifted with respect to the axis of the bank. It forms a steeper western flank with a slope of ca. 5° and a southeastern flank with a

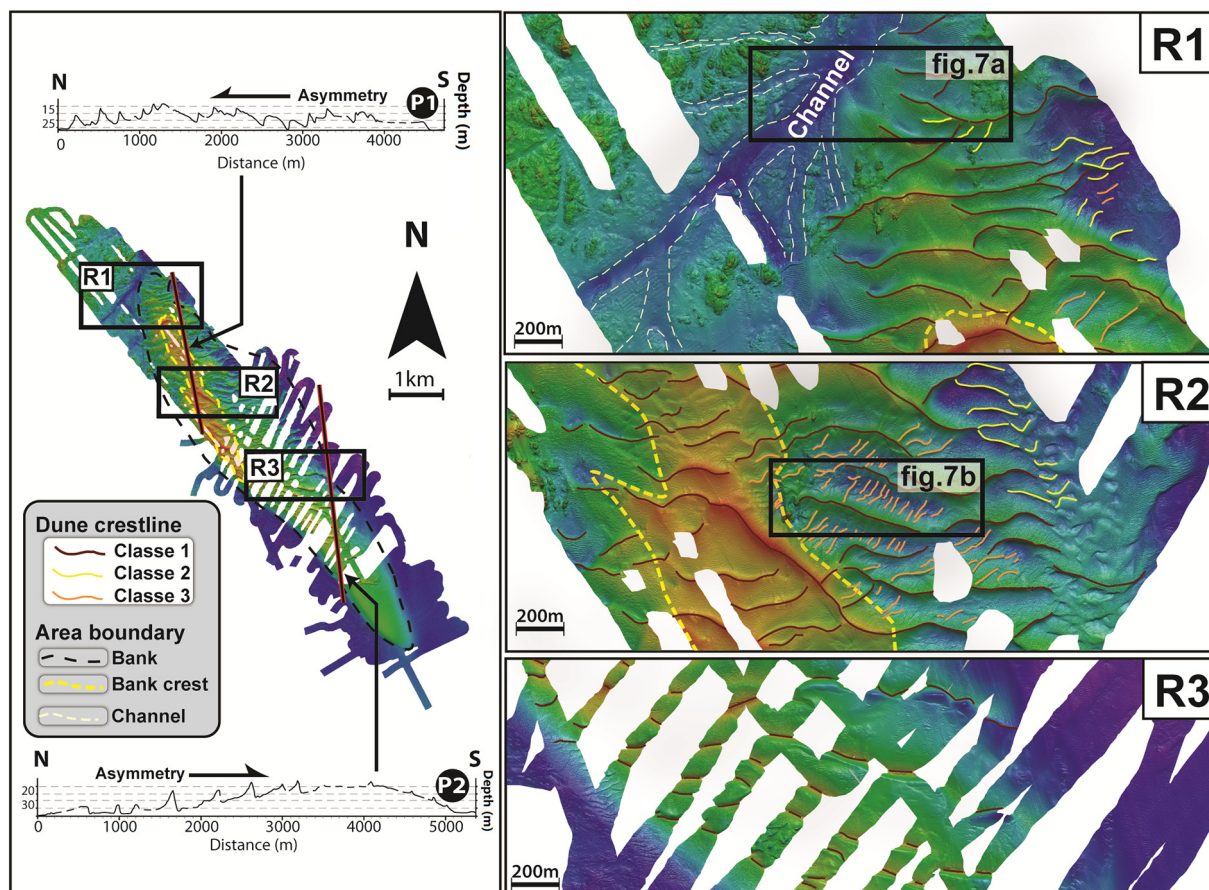


Fig. 6. Interpreted bathymetry map of the Horaine Bank; the boxes R1, R2 and R3 correspond to zooms on the different characteristic sectors of the Bank, illustrating the distribution of the main sedimentary bodies associated with the Bank. The class 4 dunes are too small to be illustrated here (see Fig. 7a for more detail).

gentler slope of ca. 2°. The outer envelope of the bank is characterized by a network of dunes of different amplitudes and wavelength that we classified through geostatistical analysis into four main classes according to these parameters (Table 1).

These dune classes are presented below in decreasing order of size and range from very large to small dunes following the classification of Ashley (1990):

4.1.1. Class 1 – very large dunes: (Wavelength = ~215 m; Height range = 5–11 m)

This class corresponds to the most prominent dunes of the Horaine Bank, characterized by a mean wavelength of 215 m with a height of about 10 m (Table 1, Figs. 6 and 7). With the exception of the distal end of the bank, these dunes are found everywhere with an increasingly marked asymmetry away from the bank crest.

4.1.2. Class 2 – large- dunes: (Wavelength = ~100 m; Height range = 2–5 m)

These dunes have a wavelength of 100 m and a height of no more than 5 m. They are formed at the extremities of Class 1 dunes and extend as a bifurcation of the latter (Fig. 6R1 and 6R2).

4.1.3. Class 3 – mid-size-dunes: (Wavelength = ~50 m; Height range = 1–2 m)

These dunes have a 50 m wavelength and a height of around 2 m. They are found in patches separating Class 1 dunes and are oriented perpendicular to them (Figs. 6R2 and Fig. 7). They have a local spatial

extent, being located close to the basal limit of the crest of the bank at depths ranging from 18 m to 28 m (Figs 6R2 and Fig. 7b).

4.1.4. Class 4 – small-dunes: (Wavelength < 5 m; Height range < 50 cm)

These are the smallest dunes observable from bathymetric data, with a wavelength shorter than 5 m and a height of less than 50 cm. They develop at the foot of the bank and migrate on the stoss side of class-1 dunes at depths between 20 m and 25 m (Fig. 7a). They are also asymmetrical.

Moreover, for all the asymmetrical dunes of the Horaine Bank, the steeper slopes are seaward on its NW flank and landward on its SE flank (Fig. 6, profiles P1 and P2). As a result, we can unambiguously distinguish two main set of dunes separated by the bank ridge. These two classes seem to exhibit a clockwise rotation around the separation plane (crest of the bank).

4.2. Internal structure

The seismic analysis allows us to identify five units (U0 to U4), separated by four bounding surfaces (S1 to S4). Their seismic characteristics are described in Table 2 and each seismic unit is composed of two seismic facies (Fs) for U0, U3 and U4 while U1 and U2 are made up with single seismic facies. We hereafter describe the internal structure of each unit and the morphology of each bounding surface, which are used here to illustrate the morphodynamics of the bedforms associated with the Horaine Bank.

Table 1
List of 50 dunes of the bank randomly selected. The class 4 dunes are too small to be presented here.

Dunes class	Length (m)	Direction (°)	Max depth (m)	Min depth (m)	Mean depth (m)	Dune height (m)	Lee angle (°)
1	2315.16	118	-21.14	-8.80	-14.97	9.23	19.54
2	199.66	89	-31.27	-25.53	-28.40	4.35	18.79
2	239.97	67	-31.64	-25.61	-28.63	2.25	15.61
2	112.06	36	-28.72	-24.00	-26.36	3.11	12.57
2	189.50	83	-29.24	-27.73	-28.49	2.48	15.41
1	1024.34	91	-25.43	-15.18	-20.30	7.70	22.58
1	1838.37	109	-22.68	-12.05	-17.37	5.48	19.35
3	168.64	45	-25.56	-16.75	-21.16	1.49	13.75
2	214.77	80	-26.90	-23.71	-25.30	4.08	21.75
1	750.39	52	-23.01	-8.87	-15.94	9.68	24.10
1	993.50	90	-20.90	-12.41	-16.66	9.04	12.29
3	127.92	51	-23.72	-18.70	-21.21	1.80	14.66
3	99.52	30	-28.56	-22.14	-25.35	1.79	14.21
1	533.38	65	-22.64	-9.55	-16.10	5.96	21.34
1	381.02	89	-25.37	-21.55	-23.46	5.53	19.60
1	1281.97	97	-20.52	-8.33	-14.42	7.49	13.46
1	890.55	90	-21.74	-8.04	-14.89	5.36	20.19
3	99.90	25	-31.39	-25.00	-28.20	1.26	17.13
2	115.80	55	-22.52	-18.93	-20.73	3.62	10.89
1	1016.26	93	-26.78	-16.67	-21.72	9.23	18.03
3	77.29	43	-27.38	-22.90	-25.14	1.51	15.17
2	425.72	75	-11.11	-9.79	-10.45	3.73	23.10
3	159.33	60	-28.24	-26.83	-27.54	1.53	17.57
1	1053.06	83	-24.06	-10.49	-17.28	7.70	21.19
3	1381.27	100	-20.48	-14.58	-17.53	1.69	6.14
3	50.83	47	-28.69	-26.48	-27.59	1.05	15.66
3	56.12	35	-28.21	-22.58	-25.39	1.09	15.74
3	75.41	41	-29.68	-22.40	-26.04	1.25	15.12
2	221.02	82	-26.98	-24.94	-25.96	2.24	11.33
2	69.04	25	-27.08	-22.01	-24.55	2.00	24.58
1	212.60	117	-28.69	-14.71	-21.70	6.37	16.10
1	410.56	68	-28.43	-16.02	-22.22	5.90	18.33
2	1275.04	94	-32.53	-14.11	-23.32	4.04	24.00
3	106.66	53	-23.89	-19.82	-21.85	1.52	14.11
2	87.51	47	-23.30	-17.74	-20.52	2.33	19.24
2	443.83	92	-25.03	-18.51	-21.77	4.92	18.77
2	125.22	28	-28.46	-21.94	-25.20	2.16	18.22
1	1013.77	83	-26.77	-17.91	-22.34	7.11	15.04
2	196.62	109	-26.96	-26.81	-26.89	2.24	15.38
3	124.21	45	-27.28	-20.28	-23.78	0.88	14.18
3	125.70	57	-28.95	-27.57	-28.26	1.29	13.07
2	151.65	89	-28.38	-26.25	-27.32	3.15	24.74
2	126.91	31	-21.68	-16.32	-19.00	2.33	16.84
2	112.30	39	-22.31	-20.49	-21.40	3.73	14.07
2	294.49	102	-27.10	-23.80	-25.45	4.32	19.75
1	1624.28	97	-24.61	-11.15	-17.88	8.57	19.92
1	588.98	83	-22.74	-9.57	-16.15	5.07	28.72
1	658.16	60	-24.20	-6.42	-15.31	7.19	21.61
2	155.36	43	-26.02	-19.55	-22.78	2.49	21.36

4.2.1. Unit U0

Seismic unit U0 is the basal unit of all the seismic profiles analyzed during the survey. It thus extends over the entire Bay of Saint-Brieuc. This unit is bounded at the top by a locally angular irregular surface with monadnocks (Fig. 8b). It is composed of seismic facies Fs1 and Fs2 (Table 2). Facies Fs1 shows chaotic and often diffuse reflections indicative of massive rocks without bedding. Facies Fs2 is characterized by parallel oblique reflectors of low amplitude and medium continuity with an overall sinusoidal configuration of long wavelength (about 400 m). Thus, the U0 unit is interpreted as the Proterozoic basement composed of partially metamorphosed, faulted and deformed igneous and sedimentary rocks forming the bedrock.

4.2.2. Unit U1

Seismic unit U1 corresponds to the basal unit of the Holocene sedimentary filling, it overlies unit U0 with an irregular and truncated surface at the base. It is bounded at the top by a truncated surface. Its acoustic thickness does not exceed 2.5 ms (~4 m) with a local spatial

extent. It is composed exclusively of seismic facies Fs3 with medium-continuous horizontal seismic reflectors of high amplitude. This unit is interpreted as the filling of very small incisions of the bedrock. Due to its basal position, it bears witness to early flooding phases during the Holocene marine transgression.

4.2.3. Unit U2

Seismic unit U2 has a thickness of about 8.5 ms (~14 m), and is only recognized in the hearth of the Horaine Bank (Fig. 8) over an area of 1 km × 7 km. It is bounded at the base by an onlap surface, which overlies unit U0, and locally Unit U1. The top of U2 is overlain by a truncation surface on which the unit U4 rests, and is finally limited laterally by an erosional surface which is overlain by U3. Unit U2 is composed of facies Fs4, which displays a configuration of horizontal and undulating internal reflectors, which then become slightly oblique and prograding at the outer limit of the unit. This unit is interpreted as transgressive deposits sculpted, at the top, by the combined action of tidal currents.

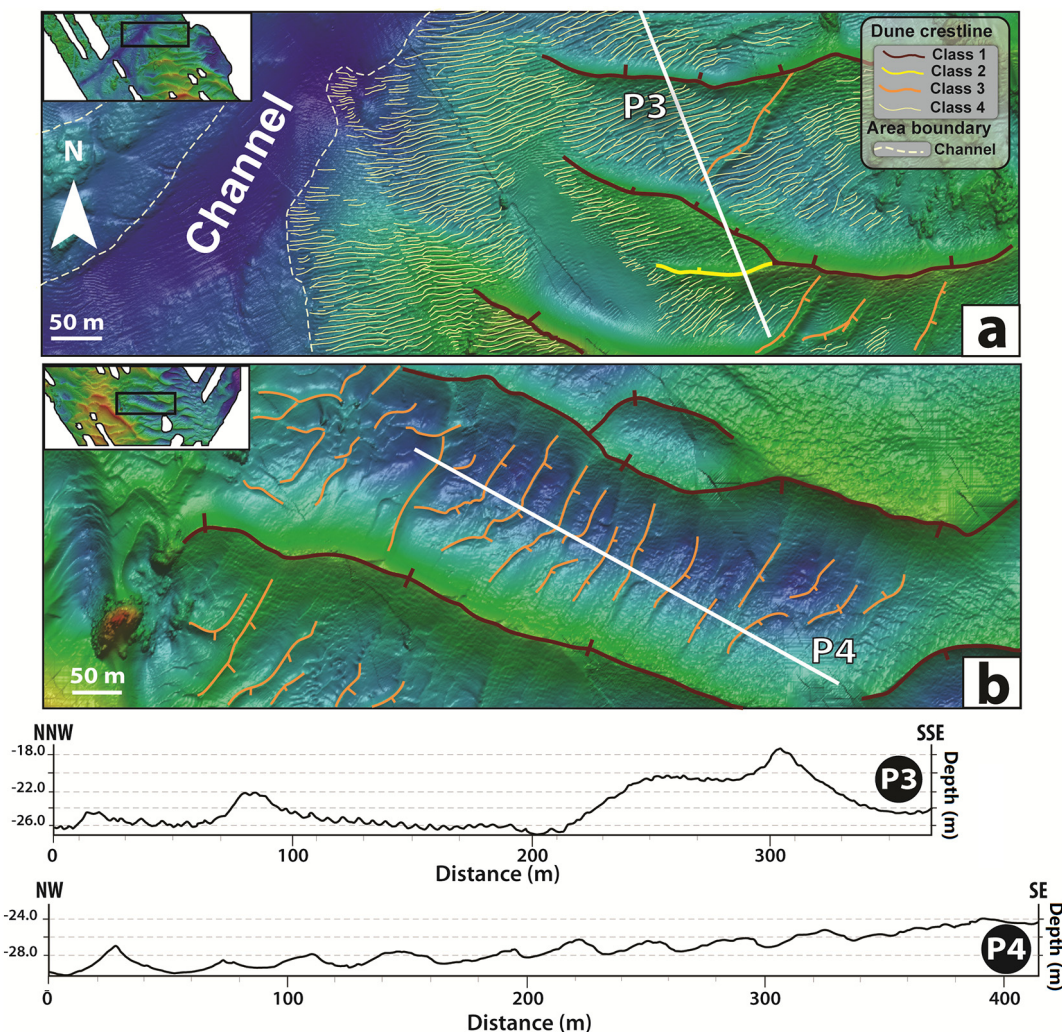


Fig. 7. Interpreted bathymetry map of the Horaine Bank; (a) zoom in box R1 of Fig. 6; (b) zoom in box R2 of Fig. 6. (aa) Illustrate the smallest sedimentary bodies (class 4) observable with multibeam echo-sounding.

4.2.4. Unit U3

The U3 unit is recognized in an area extending from the central part of the Horaine Bank to the southwestern extremity (Fig. 8). It is bounded at the base by a downlap.

surface separating it from Unit U0 and at the top by a toplap surface which is overlain by Unit U4 (Fig. 8). However, this latter surface appears truncated at the southwestern end of the bank (Fig. 10e). It is composed of facies Fs5 and Fs6. Facies Fs5 is characterized by moderately continuous seismic reflectors of very low frequency and low amplitudes. It shows an oblique geometric configuration prograding towards the south-western extremity of the bank. Facies Fs6 is characterized by strongly continuous seismic reflectors of medium frequency and low amplitudes.

4.2.5. Unit U4

U4 is the uppermost of the units studied here. It is characterized by seismic facies Fs7 and Fs8. Facies Fs7 shows oblique seismic reflectors prograding onto the Horaine Bank in two fundamentally opposite directions, towards the NE on the NW flank of the bank and towards the SW on the SE flank (Figs. 9 and 10). Facies Fs8 is represented by horizontal to sub-horizontal and locally oblique seismic reflectors prograding in the same way as the dunes migrating towards the head of the bay. This unit thus extends over the entire Bay of Saint-Brieuc and corresponds (i) to the present-day migrating dunes of the upper part of Horaine Bank under the marked influence of tidal currents, and, (ii) to

extensive sandy drapes formed during a sea-level highstand over the entire Bay of Saint-Brieuc.

4.3. Cores

All the vibro-coring data correspond to the seismic unit U4 and indicate a generally homogeneous sedimentary composition according to depth (Fig. 11). However, two groups of cores stand out. The first group (C011, C021 and C022) is located northward of the Bank; it is essentially composed of massive medium to coarse sand (~30%) with shell debris (~70%). This group of cores is also characterized by the presence of a few dark horizons. The second group (C016 and C026) is located southward where we note the presence of coarse sands (~30%) with shell debris (~70%) for the C016 core; and medium sand with an intercalation of very coarse and coarse sand for the C026 core. The latter is also characterized by the presence of dark obliquely stratified horizons.

5. Discussion

5.1. Chronostratigraphic setting of the Horaine Bank

Several authors demonstrated that changes in sea level have played an important role in the development of many sandbanks on continental shelves around the world (e.g. Reynaud, 1996; Liu et al., 2007; Liao et al., 2008; Goff, 2014; Zhuo et al., 2014; Flocks et al., 2015; Franzetti

Table 2
Summary of seismic units and these characteristics.

	Unit	Facies	Illustration (Sparker)	Continuity	Amplitude	Frequency	Reflectors configuration	Interpretation	Units configuration
Sedimentary infill	U4	Fs8		Medium to high	Medium to high	High	Subparallel to parallel	sandy drapes	
		Fs7		low	High	Medium	oblique prograding or chaotic	Shell sand dunes	
	U3	Fs6		Medium	Medium	High	Oblique prograding	Gravels and sands of shoreface bars	
		Fs5		Medium	Low	Very low	Oblique prograding	bulk sand deposits	
U2	Fs4		High	High	Medium	Subparallel to parallel aggrading	Estuarine tidal flat sand spit		
U1	Fs3		Medium	High	Medium	Subparallel to parallel downlap termination	to tidal channels		
Substratum	U0	Fs2		low	Low	Medium	oblique parallel	Folded and faulted Sediment basement	
		Fs1		Very Low	Very low	Very low	Chaotic	Cristalline basement	

et al., 2015; De Castro et al., 2017). In addition, some authors highlight the role of structural inheritance in the construction and preservation of these continental shelves sedimentary bodies (e.g. Mhammedi, 1994; Bastos et al., 2003; De Castro et al., 2017). Along the Atlantic coast, numerous sandy banks present a sedimentary budget inherited and blocked from the last marine inundation at the foot or proximity of rocky shoals (e.g., Franzetti et al., 2015; Luján et al., 2018; Menier et al., 2016, 2019). The Horaine Bank should be placed in this broadly similar context with a growth stage mostly synchronous to the last sea-level rise and the presence of rocky shoal.

The depositional sequence extracted from the seismic and morphosedimentary study of the Horaine Bank is generally consistent with existing conceptual evolutionary models (Snedden and Dalrymple, 1999; De Castro et al., 2017). Our data provide insights to discuss the role of sea level variations and structural inheritance in the formation and evolution of the Horaine Bank, mainly made up with shell sand and located on the French continental shelf.

With the absence of dated sedimentary infilling of the Bank at depths exceeding 3 m, we conducted radiocarbon dating on the superficial layers by considering a model for the Holocene formation and evolution of the bank, which is based on sea-level curves for the North-West European shelf (Lambeck, 1997, 2004). To be exhaustive, we coupled these later with the model proposed for western Brittany (France) and based on the Sea Level Index Points (SLIP) method (Stéphan and Goslin, 2014).

5.2. Structural control and emplacement of seismic unit U1

The Horaine Bank is a N160-trending bedform 12 km long and 2 km wide with an average height of 25 m. It is formed in the lee of a high rocky shoal associated with the Bréhat rocky shoal (Fig. 3b). The N160 elongation direction could be explained by a sedimentary accumulation

constrained by the N160-trending fault system of Nort-sur-Erdre-Quessoy, inherited from the Variscan orogeny in this part of North-Western France and suspected of recent activity during Cenozoic time (Bonnet et al., 2000; Guillocheau et al., 2003) (Fig. 2). In this particular case, we can see a close genetic relationship between a morphological break inherited from the structural history and the localized sedimentary accumulation of the Horaine Bank (Fig. 3b).

The first stages of sea-level rise are characterized by the observation of sedimentary filling within the micro-incisions and the roughness of the Cadomian substratum. This initial filling, defined by seismic unit U1 (Fig. 8e), could correspond to lowstand deposits of fluvial origin reworked during a rise in sea level and accumulated against a linear NNW-SSE trending tectonic structure.

5.3. Role of sea-level rise and building up of seismic units U2 and U3

Accelerated sea-level rise during the first stage of the Holocene ~10,000 year BP and 7000 year BP (i.e., up to 13 mm/yr; Lambeck, 1997), led to the rapid flooding of the coastal shelf of the Bay of Saint-Brieuc. This phenomenon along with a significant sedimentary input from the reworking of sediments of the major palaeorivers draining the English Channel (Lericolais et al., 2003; Reynaud et al., 2003), probably led to the building of seismic unit U2. The U2 seismic unit seems to have developed by aggradation in a coastal environment, in a similar way to the sandy spits bordering the current coastlines of the English Channel. The development of a sand spit in the study area took place in a context where rapid rise in sea level was probably the predominant factor in the accumulation of the sedimentary body. The latter is highlighted by our seismic data that show horizontal reflectors and slightly oblique towards the outer limit of the unit U2 (Fig. 8) indicative of a transgressive systems tract. The spit could have continued its development owing to the sedimentary inputs supplied by the longshore

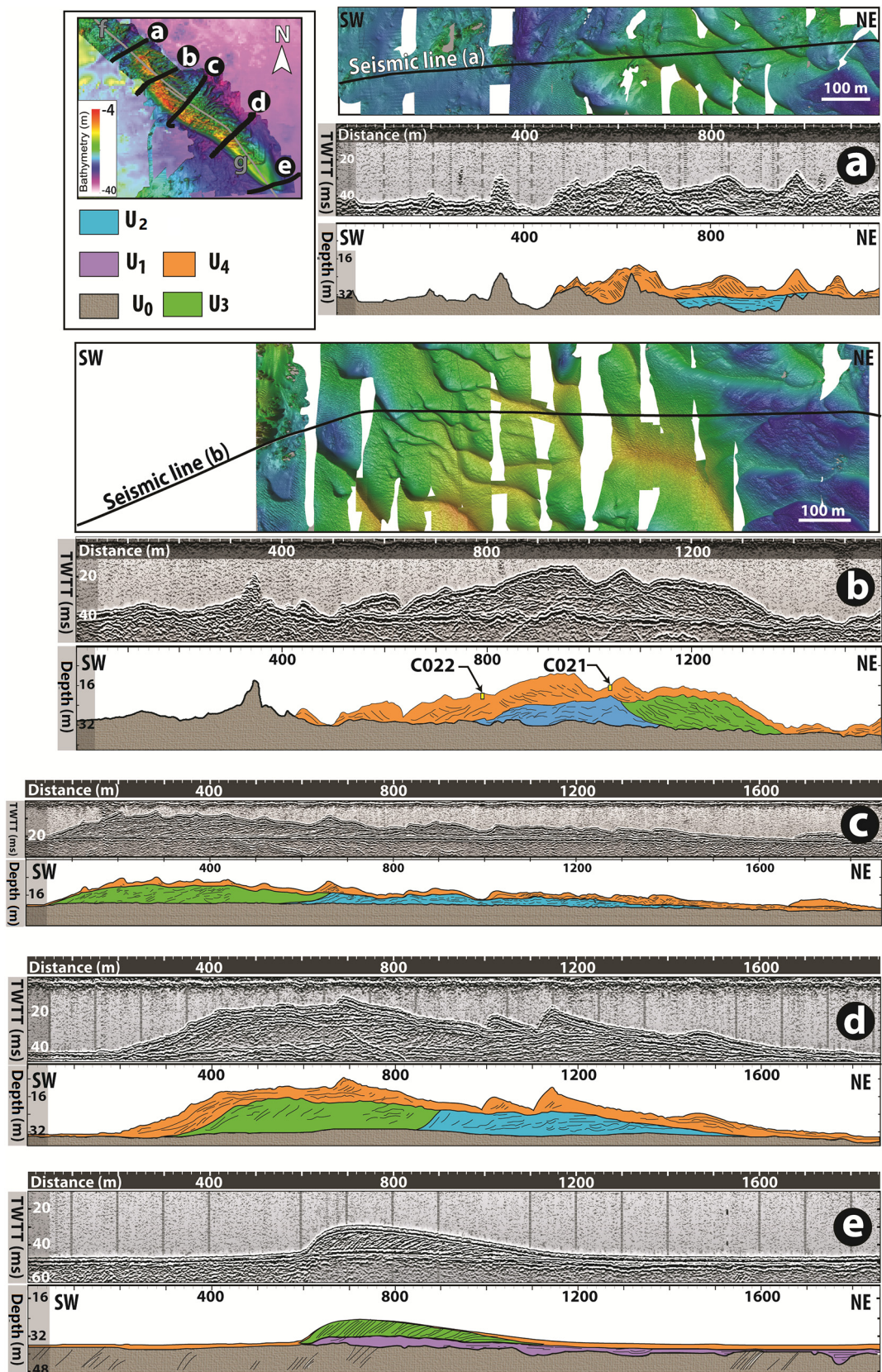


Fig. 8. Seismic profiles used in this study to construct cross-sections of the Horaine Bank. Multibeam echo-sounder bathymetry is presented only for lines a and b; the other lines (c–e) lack usable bathymetric profiles for the illustration. C021 and C022 correspond to cores (see Fig. 11).

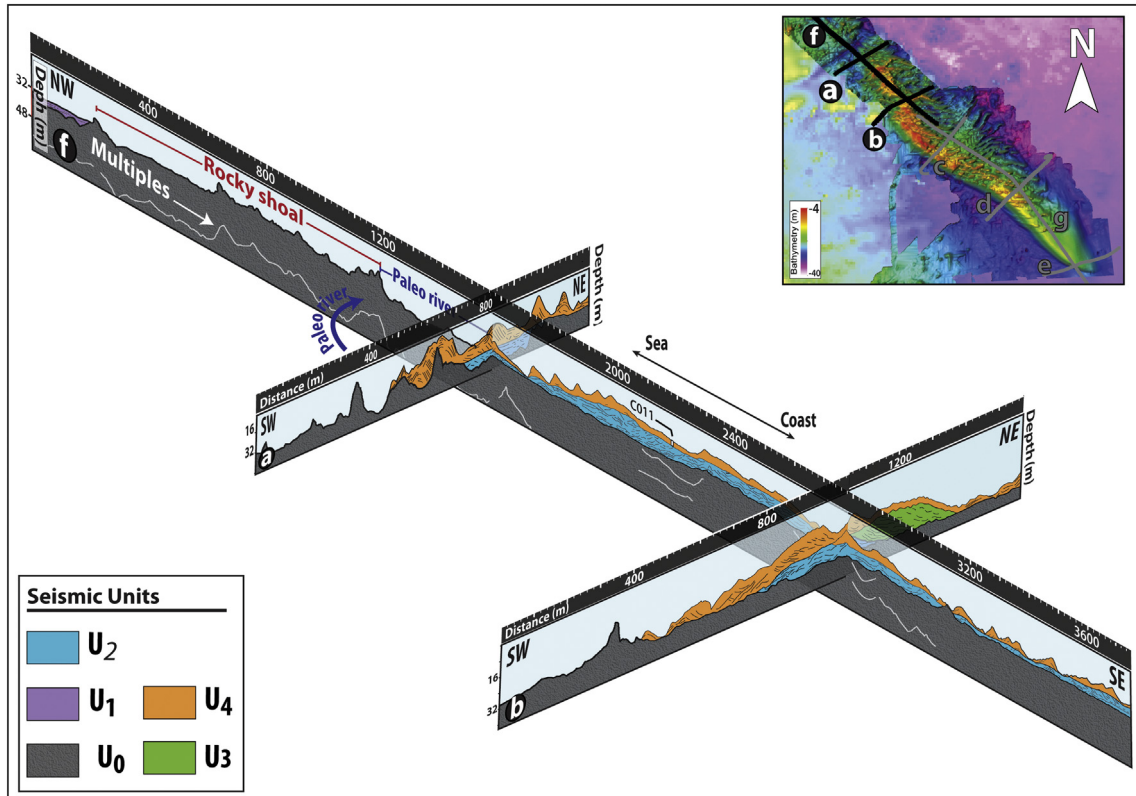


Fig. 9. 3D representation of selected seismic profiles northwest of the Horaine Bank showing spatial arrangement of the bank in relation to the rocky shoal (f) and the channel separating it from the northern end of the bank, as well as the 3D configuration of seismic reflectors in this area.

drift, controlled by the North-westerly swells which deviate clockwise by the Bréhat plutonic outcrop (Fig. 12, stage 1). In this environment, a back-dune depression is recorded and was subsequently protected by the sand spit, whose floor could have been flooded during

astronomical high tides (as can be observed in the eastern sector of the Bay of Mont Saint Michel (Billeaud, 2007)).

As the marine transgression extended, the flooding of the Horaine spit marks a change in the depositional environment punctuated by:

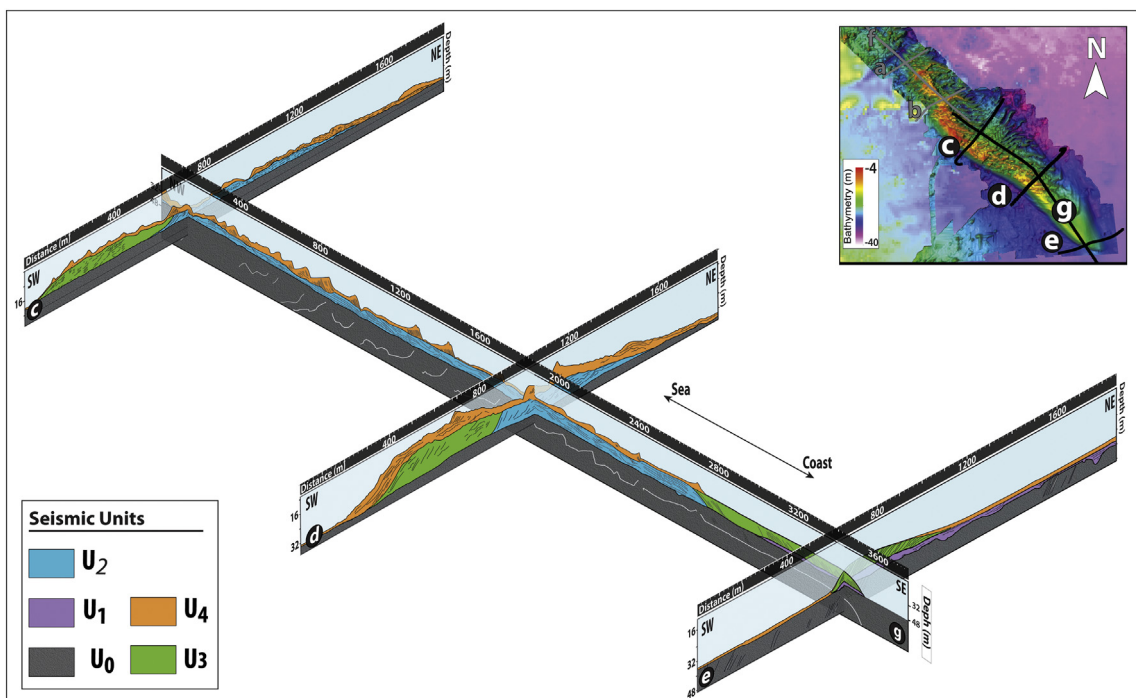


Fig. 10. South-easterly continuation of the seismic profiles shown on Fig. 9.

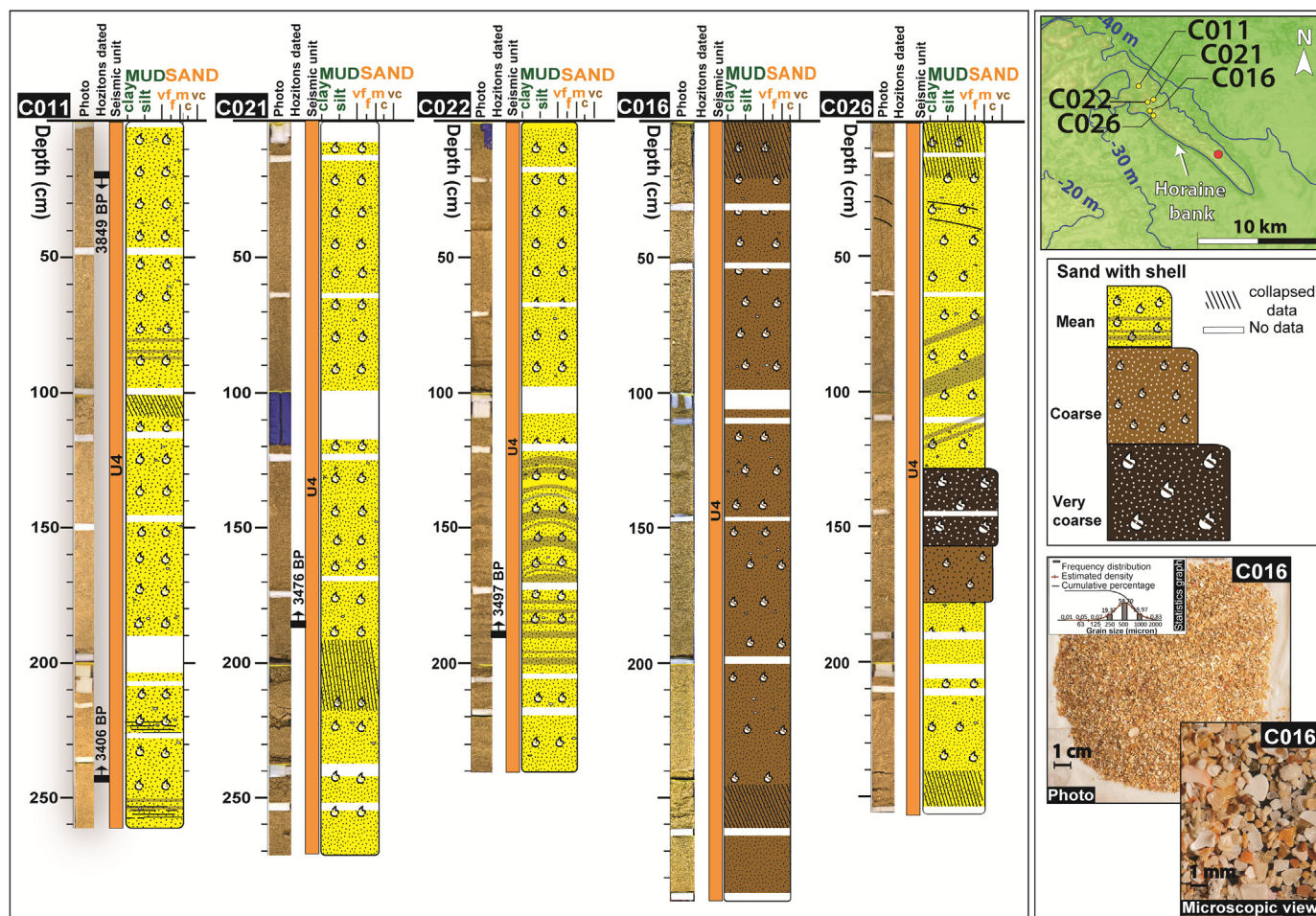


Fig. 11. Log description of Cores. Note that horizontal dark lines correspond to the stratification levels. The curved dark horizons in C022 are deformations linked to the stress exerted on the sediments during vibro-core. The shell debris are abundantly occurred in these facies, whose siliciclastic part is dominated by mean to coarse sand. The photos at the bottom right are collected from the top of C016 and allows seeing more lithological details.

(i) erosion of the roof of seismic unit U2, and breaking of the connection between the Bréhat plutonic outcrop and the sandy spit under the probable combined action of tidal currents; (ii) the emplacement of the prograding seismic unit U3 (Fig. 12, stage 2). The deposits associated with unit U3 seem to have accumulated in a short period, with respect to the basal facies Fs5 displaying moderately continuous seismic reflectors with very low frequency and low amplitudes (Table 2). The corresponding basal facies Fs5 could represent sediments derived from the erosion of unit U2 during the flooding phase of the spit. A new physical equilibrium is then established, as indicated by the continuous and regular progradation of unit U3 in a context of rapid transgression (facies Fs6, Table 2).

5.4. Building up of unit 4 and present-day dynamics of the Horaine Bank

The inflection of the sea level rise curve at ~7000 year BP marks the onset of a slowing down of the transgression (i.e., 1.5 mm/yr; (Lambeck, 1997, 2004, Stéphan and Goslin, 2014)). This leads to the build-up of seismic unit U4 corresponding to the migrating dunes superimposed on the Bank. As mentioned above, the U4 corresponding sand dunes seem to rotate clockwise around a separation plane (crestline of the Bank). The strong correlation between the tidal current map (Fig. 5) and the apparent migration directions deduced from morphological analysis of dunes (Fig. 12, present day dynamics), suggest the presence of a tidal gyre controlling the present dynamics of most of the bank

dunes. The orientation of prograding seismic reflectors in unit U4 is consistent with the present-day direction of dune migration, indicating that tidal control was continuously maintained until present-day. This last hypothesis is corroborated by the ~3500 year BP radiocarbon-dated age of the U4 samples (Table 3).

The sediment composition of these dunes is comparable to other known banks (Berné et al., 1994; De Castro et al., 2017) with the presence of numerous debris of bivalve and gastropod shells (~70%) for all the cores taken from unit U4 (Fig. 11). These shells, dated at ~3500 year BP, are contemporary with major upheavals observed in the coastal sedimentary systems of the Channel-Atlantic (Long and Hughes, 1995; Billeaud et al., 2009; Tessier et al., 2012; Van Vliet-Lanoë et al., 2014a, 2014b). These upheavals are characterized by an increase in precipitation and storminess (Geel et al., 1996; Clarke and Rendell, 2009). In this specific case, we can envisage that these shell debris are the result of a remobilization of bivalves and gastropods of low and medium foreshore occupying the near-shore environment of the coasts of West Brittany and are trapped today behind the Bréhat rocky shoal due to the presence of a tidal gyre.

Analysis of the U4 seismic unit, which forms a drape over the entire Bay of Saint-Brieuc, reveals that the sedimentary thickness is greater in the western sector than in the east. The western sector is thus characterized by the presence of the Horaine Bank and a set of dunes migrating towards the south, at the head of the bay. The asymmetrical distribution of the bayhead dunes between the east and west of the bay implies that

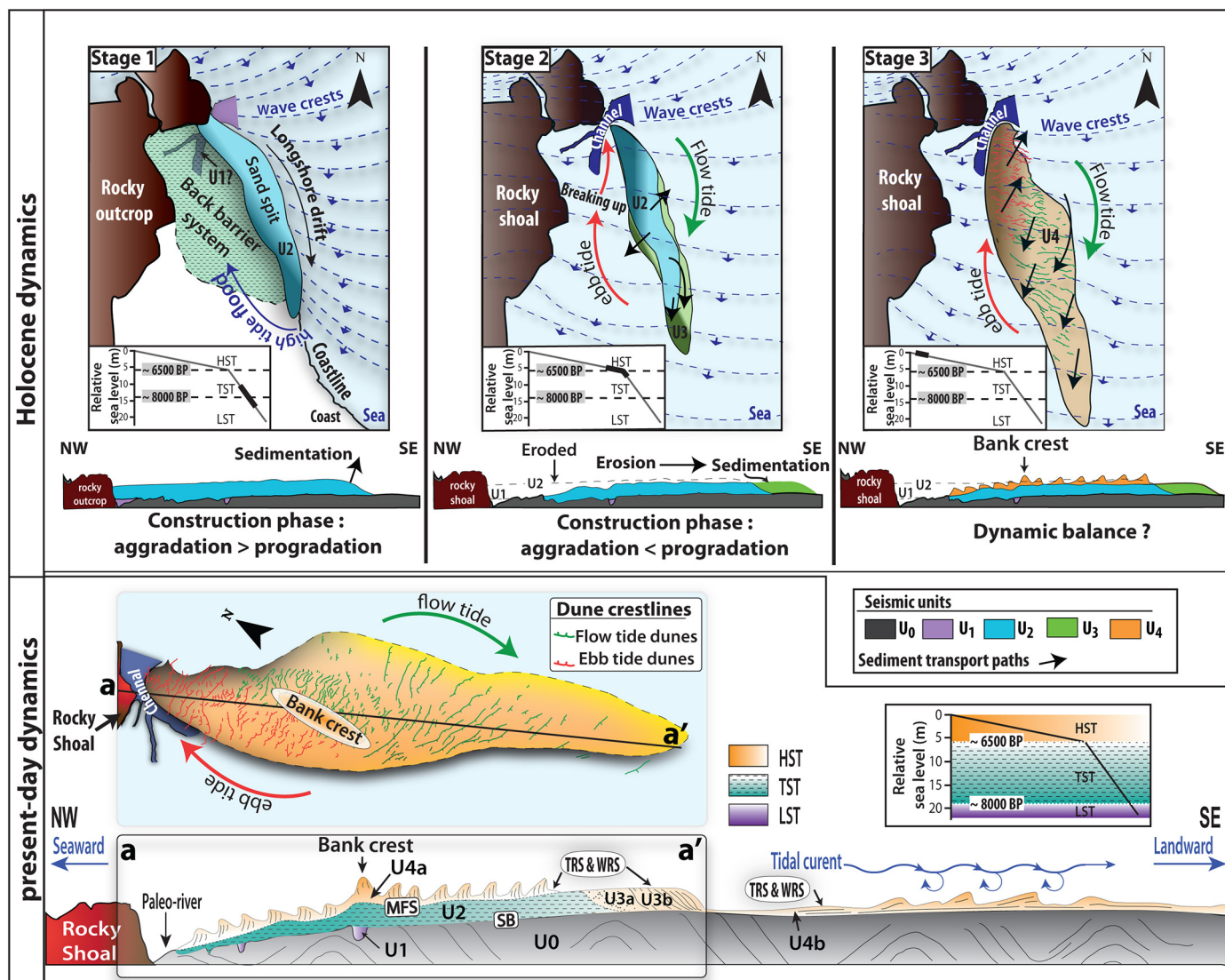


Fig. 12. Synthetic conceptual model of the Horaine Bank dynamics. At top, model of the bank construction on a Holocene scale. At bottom, present-day dynamics of the bank illustrating its role in the sediment supply of adjacent coastlines; the tide current dunes have been digitalized from bathymetry data.

Table 3
Marker horizons dated trough AMS radiocarbon dating on samples of shell sand (see Fig. 11).

Sample name	Lab. code	Depth (cm)	Material	Age ¹⁴ C (yr)	Error	Age Cal. yr BP	
						min	max (mean)
C11_1 3-0.23	Poz-130,181	25	Shell sand	3820	30	3616–4083	(3849)
C11_3 3-W-0.36	Poz-130,182	240	Shell sand	3465	30	3193–3619	(3406)
C21_2 3-0.85	Poz-130,183	185	Shell sand	3525	30	3263–3690	(3476)
C22_2 3-0.9	Poz-130,184	190	Shell sand	3540	30	3283–3712	(3497)

these dunes originate from the Horaine Bank and migrate to supply sediments towards the bay head (Fig. 12, present-day dynamics), where there is a significant infilling.

In view of its morphosedimentary configuration, the Bay of Saint-Brieuc is located on one of the major sediment transit paths distributed over the whole of the North-Western European shelf (Stride, 1963).

6. Conclusion

The seabed of the Bay of Saint-Brieuc is covered by a formation made up of sandy, silico-clastic and carbonate deposits with an average

thickness of about 10 m and locally reaching up to 25 m. This formation is thickest in the NW sector of the bay and corresponds to the inherited and composite Horaine Bank emplaced during the last marine flooding. Sequence stratigraphic analysis of the sedimentary geometry, based on very high-resolution seismic profile data, shows that the formation consists of a single depositional sequence corresponding to the last Quaternary glacio-eustatic cycle between isotope stages 3 and 1. The base of the sequence is marked by a phase of erosion of the substratum (U0), corresponding to periods of emergence over the entire of the bay, when sediments in transit away from the present-day coastline were captured by the major paleorivers of the Channel. The glacio-eustatic

rise in sea level, along with the structural inheritance allowed the sedimentary filling of very small incisions and the emplacement of a seismic unit (U1) probably with very heterogeneous lithology that could be of fluvial-estuarine and/or colluvial origin (head flow/solifluction). Above this basal U1 unit, transgressive parasequences are deposited and, correspond to seismic unit U2. This unit seems to have developed, by longshore drift, in a context where rapid rise in sea level was probably the predominant factor in the sedimentary deposits. The marine flooding of unit U2 is followed by the emplacement of the U3 seismic unit, showing a configuration of reflectors prograding towards the coast and, forced by tidal currents and storm swells. The unit U3 is overlain by Unit 4, whose geometry and extent indicate a continuation of the previous hydrodynamic conditions but under decreasing water column depth due to accommodation. This unit extends over entire of the Bay of Saint-Brieuc and corresponds (i) to the present-day migrating dunes of the upper part of Horaine Bank and, (ii) to extensive sandy drapes formed during a sea-level highstand over the entire Bay of Saint-Brieuc. Longitudinal dunes on the eastern flank of the Bank of the Horaine display an asymmetry, which indicates their migration towards the coast. On the western flank of the bank, we observe an inversion of the migration around a nodal point located approximately in the sector of the Horaine Bank crest. Unit U4 is seen to be migrating, with changes in its sedimentary thickness and volume; some of the sediment remains in a stationary dynamic, while another part is lost, giving rise to bedforms migrating towards the south of the Bay of Saint-Brieuc. This may be the main source of the sediment supply towards the coast, where there is significant beach nourishment. In perspective, our research is set to discuss and quantify volumes and evidences of significant cross-shore migration from offshore to onshore, along the littoral region, and continue to investigate with high resolution the evolution of sandy beaches and their findings to the offshore sedimentary budget.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgement

Many thanks to University of South Brittany, France for funding this study. We would like to thank the crews of the R/V “Côtes de la Manche”. We thank also Delphine Pierre, Charline Guérin and Laure Simplet, geophysical engineers at IFREMER, for their assistance in processing the bathymetric data. Many thanks to the “Compagnie Armoricaïne de Navigation (CAN)” especially to Anais Guerin.

References

- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms; a new look at an old problem. *J. Sediment. Res.* 60, 160–172. <https://doi.org/10.2110/jsr.60.160>.
- Augris, C., Chantal, S.B., Garreau, P., Guenoc, P., Guénolé, A., Hamon, D., Houlgate, E., 1996. Atlas thématique de l'environnement marin en baie de Saint-Brieuc (Côtes-d'Armor). IFREMER, pp. 1–76 (in French).
- Auvray, B., Charlot, R., Vidal, P., 1980. Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-Armoricain (France): âge et signification. *Can. J. Earth Sci.* 17, 532–538 (in French).
- Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M.-P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., Pitra, P., 2013. Histoire géologique du Massif armoricain: actualité de la recherche. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne* 500, 5–96 (in French).
- Bastos, A.C., Collins, M., Kenyon, N.H., 2003. Morphology and internal structure of sand shoals and sandbanks off the Dorset coast, English Channel. *Sedimentology* 50, 1105–1122. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00596.x>.
- Berné, S., 1999. Dynamique, architecture et préservation des corps sableux de plate-forme. HDR, pp. 1–118 (in French).
- Berné, S., Trentesaux, A., Stolk, A., Missiaen, T., de Batist, M., 1994. Architecture and long term evolution of a tidal sandbank: the Middelkerke Bank (southern North Sea). *Mar. Geol.* 121, 57–72. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90156-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90156-2).
- Bessin, P., 2014. Evolution géomorphologique du Massif Armoricain depuis 200 Ma: approche Terre-Mer. Ph.D. thesis. Rennes 1 University, pp. 1–377 (in French).
- Billeaud, I., 2007. Dynamique de construction d'un prisme sédimentaire littoral en régime mégatidal (la Baie du Mont-Saint-Michel). Ph. D thesis. Université Caen Normandie, pp. 1–239 (in French).
- 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, 1031–1034. <https://doi.org/10.1130/G30310A.1>.
- Bitri, A., Brun, J.P., Truffert, C., Guennoc, P., 2001. Deep seismic imaging of the Cadomian thrust wedge of Northern Brittany. *Tectonophysics* 331, 65–80. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00236-5).
- Bois, C., Cazes, M., Gariel, O., Lefort, J.-P., Le Gall, B., 1991. Principaux apports scientifiques des campagnes SWAT et WAM à la géologie de la mer Celtique, de la Manche et de la marge Atlantique. *Mém. Soc. Géol. Fr.* 1833 (159), 185–217 (In French).
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P., Van Den Driessche, J., 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: the Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 19273–19288.
- Caston, V.N.D., Stride, A.H., 1970. Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off Northeast Norfolk. *Mar. Geol.* 9, M38–M42. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(70\)90018-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(70)90018-6).
- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics* 331, 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00233-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00233-X).
- Chantraine, J., Autran, A., Cavalier, C., 2003. Carte géologique de la France à 1/1 000 000 6ème édition révisée. Orléans BRGM (In French).
- Chaumillon, E., Bertin, X., Falchetto, H., Allard, J., Weber, N., Walker, P., Pouvreau, N., Woppelmann, G., 2008. Multi time-scale evolution of a wide estuary linear sandbank, the Longe de Boyard, on the French Atlantic coast. *Mar. Geol.* 251, 209–223. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.02.014>.
- Chaumillon, E., Tessier, B., Reynaud, J.-Y., 2010. Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 181, 75–85. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.75>.
- Clarke, M.L., Rendell, H.M., 2009. The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: a review. *Quat. Int. Hurricanes Typhoons: Field Rec. Forecast* 195, 31–41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.02.007>.
- De Castro, S., Lobo, F.J., 2018. Sedimentary infilling of bedrock-controlled palaeo-embayments off Cape Trafalgar, Strait of Gibraltar (Gulf of Cadiz). *Geo-Mar. Lett.* 38, 47–62. <https://doi.org/10.1007/s00367-017-0508-4>.
- De Castro, S., Lobo, F.J., Puga-Bernabéu, Á., 2017. Headland-associated banner banks generated during the last deglaciation near the Strait of Gibraltar (Gulf of Cadiz, SW Spain). *Mar. Geol.* 386, 56–75. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.02.007>.
- Del Estal, N., Mathew, M.J., Menier, D., Gensac, E., Delanoë, H., Le Gall, R., Joostens, T., Rouille, A., Guillemeau, B., Lemaitre, G., 2019. Chapter 11 - An assessment of the administrative-legal, physical-natural, and socio-economic subsystems of the Bay of Saint Brieuc, France: Implications for effective coastal zone management. In: Ramkumar, Mu, James, R.A., Menier, D., Kumaraswamy, K. (Eds.), *Coastal Zone Management*. Elsevier, pp. 251–276. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814350-6.00011-2>.
- Flocks, J.G., Kindinger, J.L., Kelso, K.W., 2015. Geologic control on the evolution of the inner shelf morphology offshore of the Mississippi barrier islands, northern Gulf of Mexico, USA. *Cont. Shelf Res.* 101, 59–70. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.04.008>.
- 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). *Mar. Geol.* 346, 17–30. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.07.014>.
- Franzetti, M., Le Roy, P., Garlan, T., Graindorge, D., Sukhovich, A., Delacourt, C., Le Dantec, N., 2015. Long term evolution and internal architecture of a high-energy banner ridge from seismic survey of Banc du four (Western Brittany, France). *Mar. Geol.* 369, 196–211. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.08.019>.
- Geel, B.V., 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. *J. Quat. Sci.* 11, 451–460. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1417\(199611/12\)11:6<451::AID-JQS275>3.0.CO;2-9](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(199611/12)11:6<451::AID-JQS275>3.0.CO;2-9).
- Goff, J.A., 2014. Seismic and core investigation off Panama city, Florida, reveals sand ridge influence on formation of the shoreface ravinement. *Cont. Shelf Res.* 88, 34–46. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.07.006>.
- Graviou, P., 1992. Reconnaissance d'une suture majeure au sein de la chaîne cadomienne. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique. Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 315, 1799–1802 (in French).
- Gregoire, G., Le Roy, P., Ehrhold, A., Jouet, G., Garlan, T., 2017. Control factors of Holocene sedimentary infilling in a semi-closed tidal estuarine-like system: the bay of Brest (France). *Mar. Geol.* 385, 84–100. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.11.005>.
- Guilcher, A., 1950. L'île de Béniguet (Finistère), exemple d'accumulation en queue de comète. *Bull. Inf. Com. Cent. Océan. Etude Côtes Il* 7, 243–250 (in French).
- Guillocheau, F., Brault, Thomas, Barbarand, J., Bonnet, S., Bourquin, S.J.E.-C., Guennoc, P., Menier, D., Néraudeau, D., Proust, J.-N., Wyns, R., 2003. Histoire géologique du Massif Armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). *Assoc. Géol. Bassin Paris* 40, 13–28 (in French).
- Heaton, T.J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R.W., Austin, W.E.N., Ramsey, C.B., Grootes, P.M., Hughen, K.A., Kromer, B., Reimer, P.J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M.S., Olsen, J., Skinner, L.C., 2020. Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon* 62, 779–820. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68>.
- Houbolt, J., 1968. Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Geol. En Mijnb.* 47, 245–273.

- Hulscher, S.J.M.H., De Swart, H.E., De Vriend, H.J., 1993. The generation of offshore tidal sand banks and sand waves. *Cont. Shelf Res.* 13, 1183–1204. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(93\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0278-4343(93)90048-3).
- Huthnance, J.M., 1982. On one mechanism forming linear sand banks. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 14, 79–99. [https://doi.org/10.1016/S0302-3524\(82\)80068-6](https://doi.org/10.1016/S0302-3524(82)80068-6).
- Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the last Glacial Maximum. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 129, 1–22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00061-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00061-2).
- Lambeck, K., 2004. Sea-level change through the last glacial cycle: geophysical, glaciological and palaeogeographic consequences. *Compt. Rendus Geosci.* 336, 677–689. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.12.017>.
- Larsonneur, C., Auffret, J.-P., Caline, B., Gruet, Y., Lautridou, J.-P., 1994. The Bay of Mont-Saint-Michel: a sedimentation model in a temperate macrotidal environment. *Senckenberg. Maritima Frankfurt/Main* 24, 3–63.
- Lericolais, G., Auffret, J.-P., Bourillet, J.-F., 2003. The Quaternary channel river: seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. *J. Quat. Sci.* 18, 245–260. <https://doi.org/10.1002/jqs.759>.
- Liao, H.-R., Yu, H.-S., Su, C.-C., 2008. Morphology and sedimentation of sand bodies in the tidal shelf sea of eastern Taiwan Strait. *Mar. Geol.* 248, 161–178. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.10.013>.
- Liu, Z., Berné, S., Saito, Y., Yu, H., Trentesaux, A., Uehara, K., Yin, P., Paul Liu, J., Li, C., Hu, G., Wang, X., 2007. Internal architecture and mobility of tidal sand ridges in the East China Sea. *Cont. Shelf Res.* 27, 1820–1834. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.03.002>.
- Long, A.J., Hughes, P.D.M., 1995. Mid- and late-Holocene evolution of the Dungeness foreland, UK. *Mar. Geol.* 124 (1), 253–271. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00044-Y](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00044-Y).
- Luján, M., Lobo, F.J., Bruno, M., de Castro, S., 2018. Morpho-stratigraphic features of the northern shelf of the Strait of Gibraltar: Tectonic and sedimentary processes acting at different temporal scales. *Cont. Shelf Res.* 162, 13–26. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.04.005>.
- Marsset, T., Tessier, B., Reynaud, J.-Y., De Batist, M., Plagnol, C., 1999. The Celtic Sea banks: an example of sand body analysis from very high-resolution seismic data. *Mar. Geol.* 158, 89–109. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00188-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00188-1).
- Mathew, M.J., Sautter, B., Ariffin, E.H., Menier, D., Ramkumar, M., Siddiqui, N.A., Delanoe, H., Del Estal, N., Traoré, K., Gensac, E., 2020. Total vulnerability of the littoral zone to climate change-driven natural hazards in North Brittany, France. *Sci. Total Environ.* 706, 135963. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135963>.
- Menier, D., 2018. GEOSAINTBRIEUC18 Cruise, Thalia R/V. <https://doi.org/10.17600/18000412>.
- Menier, D., Reynaud, J.-Y., Proust, J.-N., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Tessier, B., Goubert, E., 2006. Basement Control on Shaping and Infilling of Valleys Incised at the Southern Coast of Brittany, France. *S.E.P.M. Soc. Sedimen. Geol. Spec. Publ.* 85, 37–55. <https://doi.org/10.2110/pec.06.85.0037>.
- Menier, D., Tessier, B., Proust, J.N., Baltzer, A., Sorrel, P., Traini, C., 2010. The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 181, 115–128. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.115>.
- Menier, D., Estournès, G., Mathew, M.J., Ramkumar, M., Briand, C., Siddiqui, N., Traini, C., Pian, S., Labeyrie, L., 2016. Relict geomorphological and structural control on the coastal sediment partitioning, North of Bay of Biscay. *Z. Für. Geomorphol.* 60, 67–74.
- Menier, D., Mathew, M., Cherfils, J.-B., Ramkumar, M., Estournès, G., Koch, M., Guillocheau, F., Sedrati, M., Goubert, E., Gensac, E., Le Gall, R., Novico, F., 2019. Holocene Sediment Mobilization in the Inner Continental Shelf of the Bay of Biscay: implications for regional sediment budget offshore to onshore. *J. Coast. Res.* 88, 110–121. <https://doi.org/10.2112/S188-009.1>.
- Mhammedi, N., 1994. Architecture du banc sableux tidal de Sercq (Iles Anglo-Normandes). Ph.D thesis. Université des sciences et technologies de Lille, pp. 1–215 (in French).
- Poncellet, C., Billant, G., Corre, M.-P., 2020. Globe (Global Oceanographic Bathymetry Explorer) Software. SEANO <https://doi.org/10.17882/70460>.
- Quesney, A., 1983. Manche occidentale et Mer Celtique: étude des paléovallées, des fosses et des formations surperficielles. Ph.D thesis. Université de Caen, pp. 1–162 (in French).
- Reynaud, J.-Y., 1996. Ph.D thesis. Architecture et évolution d'un banc sableux de mer celtique méridionale. Université des sciences et technologies de Lille, pp. 1–196 (in French).
- Reynaud, J.-Y., Tessier, B., Proust, J.-N., Dalrymple, R., Marsset, T., Batist, M.D., Bourillet, J.-F., Lericolais, G., 1999. Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology* 46, 703–721. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00244.x>.
- 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. *J. Quat. Sci.* 18, 361–371. <https://doi.org/10.1002/jqs.758>.
- S.H.O.M., 1968. Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique. Imprimerie Nationale, Paris, pp. 1–287 (in French).
- Snedden, J., Dalrymple, R., 1999. Modern shelf sand ridges: From historical perspective to a unified hydrodynamic and evolutionary model. In: Bergman, K.M., Snedden, J.W. (Eds.), *Isolated Shallow Marine Sand Bodies: Sequence Stratigraphic Analysis and Sedimentologic Interpretation*. SEPM Society for Sedimentary Geology, pp. 13–28.
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N., Mouzè, D., 2009. Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quat. Sci. Rev.* 28, 499–516. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.009>.
- Stéphan, P., Goslin, J., 2014. Évolution du niveau marin relatif à l'Holocène le long des côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche: réactualisation des données par la méthode des "sea-level index points". *Quaternaire* 25, 295–312 (In French). <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7269>.
- Stride, A.H., 1963. Current-swept Sea floors near the southern half of Great Britain. *Q. J. Geol. Soc.* 119, 175–197. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.119.1.0175>.
- Swift, D.J.P., Thorne, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, I: A general model for shelf sedimentation. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. The International Association of Sedimentologists, pp. 1–31.
- Tessier, B., Delsinne, N., Sorrel, P., 2010. Holocene sedimentary infilling of a tide-dominated estuarine mouth. The example of the macrotidal Seine estuary (NW France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 181, 87–98. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.87>.
- 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). *Sediment. Geol.* 279, 62–73. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.02.003>.
- Tisnérat-Laborde, N., Paterne, M., Métivier, B., Arnold, M., Yiou, P., Blamart, D., Reynaud, S., 2010. Variability of the Northeast Atlantic Sea surface $\Delta 14C$ and marine reservoir age and the North Atlantic Oscillation (NAO). *Quat. Sci. Rev.* 29, 2633–2646. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.013>.
- Trentesaux, A., Stolk, A., Berné, S., 1999. Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea. *Mar. Geol.* 159, 253–272. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00007-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00007-9).
- Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Hallégouët, B., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Franzetti, M., Le Cornec, E., Le Roy, P., Penaud, A., 2014a. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): part I – morphological impact and stratigraphical record. *The Holocene* 24, 413–433. <https://doi.org/10.1177/0959683613519687>.
- Van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Goslin, J., Hallégouët, B., Le Cornec, E., 2014b. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part II – the chronology of events and climate forcing. *The Holocene* 24, 434–453. <https://doi.org/10.1177/0959683613519688>.
- Walker, P., 2001. Dynamique sédimentaire dans le golfe normand-breton: intérêt de l'imagerie par sonar à balayage latéral. Ph.D thesis. Université Caen Normandie, pp. 1–289 (in French).
- Wang, Y., Liu, Y., Jin, S., Sun, C., Wei, X., 2019. Evolution of the topography of tidal flats and sandbanks along the Jiangsu coast from 1973 to 2016 observed from satellites. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 150, 27–43. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2019.02.001>.
- Zhuo, H., Wang, Y., Shi, H., Zhu, M., He, M., Chen, W., Li, H., 2014. Seismic geomorphology, architecture and genesis of Miocene shelf sand ridges in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Mar. Pet. Geol.* 54, 106–122. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.03.002>.

Dynamique sédimentaire Onshore

Contents

5.1	Introduction	97
5.2	Résultat	99
5.2.1	Dynamique des bancs coquilliers intertidaux : fond de baie de Saint-Brieuc	99
5.2.2	Bilan sédimentaire par Photogrammétrie SfM par drone et Lidar aéroporté	113
5.3	Discussion	121
5.3.1	Les facteurs de contrôle multi-échelle de la formation et migration des dunes coquillières	121
5.3.2	Origine des bancs coquillers	133

5.1 Introduction

Le fond de baie de Saint-Brieuc est un exemple typique de système sédimentaire de vasière communément appelé *tidal flat*), dominé par des particules fines de nature silico-clastique et/ou carbonatée ouvert à la mer (Figure 5.1). En effet, les tidal flat (également connues sous le nom de zone intertidale) sont des zones situées entre la marée haute et la marée basse moyennes [Dyer et al., 2000]. Elles se forment dans les régions où l'apport sédimentaire fin (i.e. argiles, limons et sables fins à très fins) est suffisant [Klein, 1985]. Ces espaces intertidaux constituent un écosystème riche et complexe et offre un habitat

important pour une variété d'oiseaux migrateurs. Cependant, ces zones d'intérêt écologique sont également soumises à un équilibre fragile entre forçages naturels et activités anthropiques (occupation des sols, pêche, tourisme). En effet, la variabilité naturelle de ces systèmes sédimentaires est renforcée, entre autres, par des facteurs externes, tels que les effets de la remontée du niveau marin liés au changement climatique anthropique [Pachauri et al., 2014; Gao, 2019], l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes [Tessier et al., 2019; Mury et al., 2019] et une démographie croissante autour de la zone côtière. Ces phénomènes constituent un défi supplémentaire pour l'approche systémique. Au cours des prochaines décennies, les impacts du changement climatique deviendront de plus en plus clairs [Pachauri et al., 2014] et la nécessité de comprendre les processus qui en découlent sera une priorité pour une meilleure gestion de ces espaces. Par ailleurs, la dynamique morphosédimentaire de ces systèmes intertidaux est généralement caractérisée par des apports sédimentaires venant du large et de l'érosion de falaises adjacentes, à la manière (i) d'un drapage sédimentaire ou (ii) dans certain cas comme en baie de Saint-Brieuc, ce drapage sédimentaire est associé à une migration, vers la côte, de bancs sédimentaires généralement composés de coquilles de bivalves et de gastropodes [Weill et al., 2012]. En contexte macrotidal, les marées et les courants de marée ont largement été décrits comme étant les principaux facteurs de contrôle de la dynamique morphosédimentaire des tidal flat ([Klein, 1985; Dalrymple and Rhodes, 1995; Gao, 2019]) en raison du rôle moteur de ces derniers dans le transit sédimentaire large-côte et dans la dynamique des chenaux. Cependant, l'influence des phénomènes physiques stochastiques, tels que les houles/vagues et les événements météorologiques extrêmes (tempêtes), la variabilité des régimes climatiques régionaux demeurent encore peu documentées. Dans cette deuxième partie de ma thèse, nous nous intéressons à la dynamique sédimentaire intertidale en réponse à ces forçages stochastiques. Pour ce faire, une analyse diachronique d'images satellites et de modèles numériques de terrain, couplée à une étude sédimentologique a été faite. Nous dressons un bilan cartographique des flux sédimentaires confrontés aux forçages d'origine physique pour comprendre les mécanismes de transfert sédimentaire entre le domaine offshore et onshore. Ces travaux ont permis

de mettre en évidence un modèle de comblement progressif de fond de baie s'opérant de 2 manières : (1) Construction par migration de bancs sablo-carbonatés ; (2) transport cross-shore dispersif de sables. Le présent chapitre est divisé en deux parties ; la première traite la dynamique des bancs coquilliers à partir d'analyse bi-échelle (interannuelle et saisonnière) d'images satellites des 20 dernières années et sur la caractérisation sédimentologique de ces bancs ; et la seconde vise à quantifier les volumes sédimentaires entrant par régime sédimentaire dispersif dans le système.

5.2 Résultat

5.2.1 Dynamique des bancs coquilliers intertidaux : fond de baie de Saint-Brieuc

5.2.1.1 Carte de distribution des bancs

Trois secteurs de bancs ont pu être identifiés en fond de baie (Figure ??) dont, l'embouchure du port de Légué, l'anse d'Yffiniac, l'anse de Morieux.

Ces bancs sont des objets sédimentaires généralement allongés de quelques centaines de mètres, de dizaines de mètres de large pour une faible amplitude comprise entre 0.5 et 2.5 m (Tableau 5.1 & Figure 5.3). Ils présentent un sommet aplati et un flanc aval marqué. Ils sont silicoclastiques, avec une abondante présence d'éléments bioclastiques (coquilles de bivalve et de gastéropode) (Figure 5.4). Le taux de $CaCO_3$ dans la proportion des grains fins (c-à-d. < 2mm) varie entre 30% à plus de 45% (voir Figure 5.2).

Deux groupes de bancs s'individualisent selon la direction d'allongement (Figure 5.6). Le premier est allongé Nord-Est perpendiculairement à la côte ; les bancs de ce groupe se développent aux abords des chenaux principaux (Figure 5.5) et sont caractérisés par une grande extension spatiale, mais de hauteur très faible (<20 cm). Ils n'ont pas pu être observés que sur certaines images satellites. Le deuxième groupe, majoritaire, est orienté Sud-Est parallèlement à la côte (Figure 5.5 & Figure 5.6), avec des hauteurs pouvant

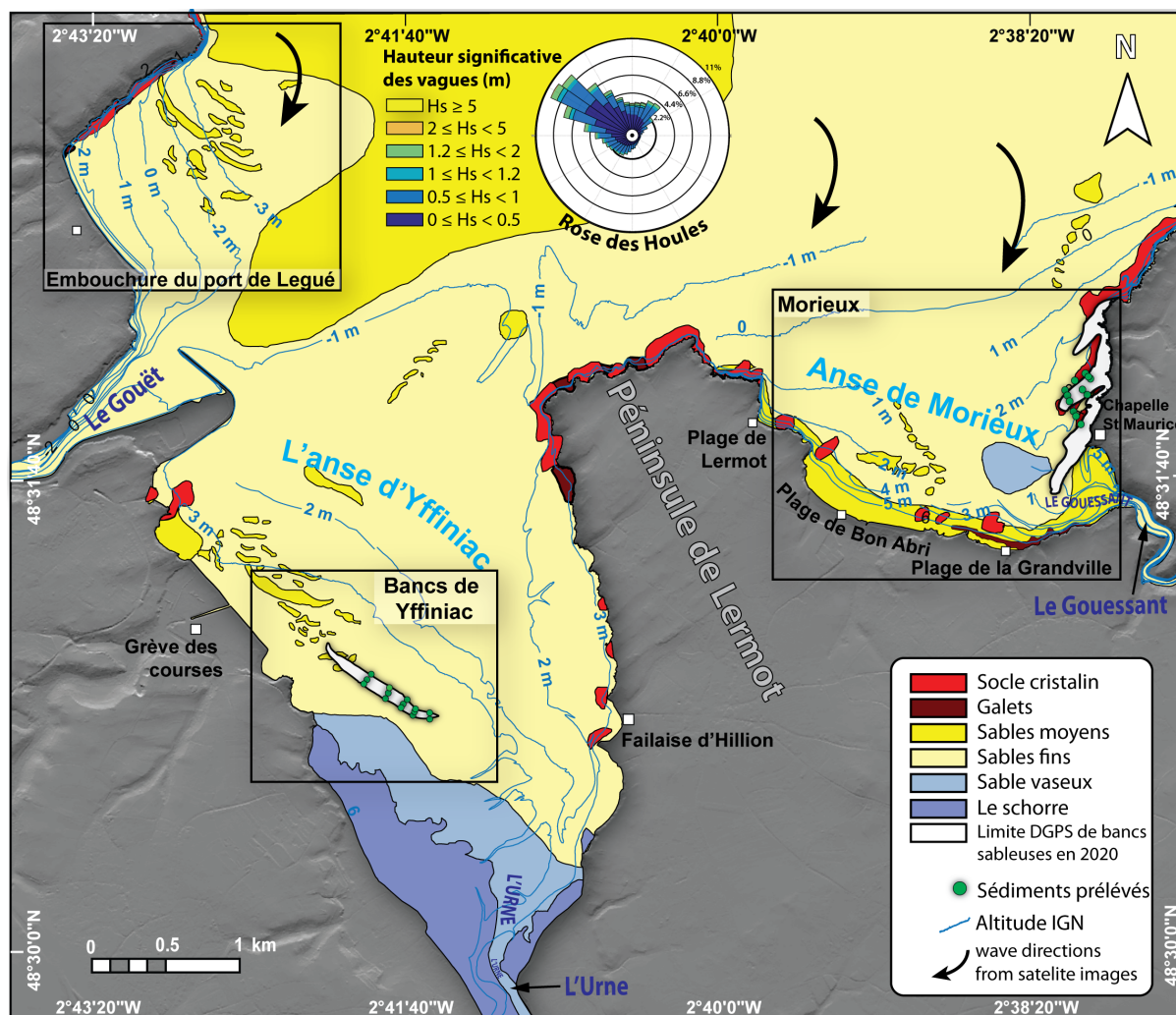


FIGURE 5.1 – Carte sédimentologique du fond de baie de Saint Brieuc (données issues de Data SHOM). Les rectangles correspondent aux zones d'étude. La rose des Houles a été réalisée à partir d'une compilation des données de houles tri-horaire du modèle ERA5 (programme Copernicus, voir section 3.2.5) entre 1980 et 2020.

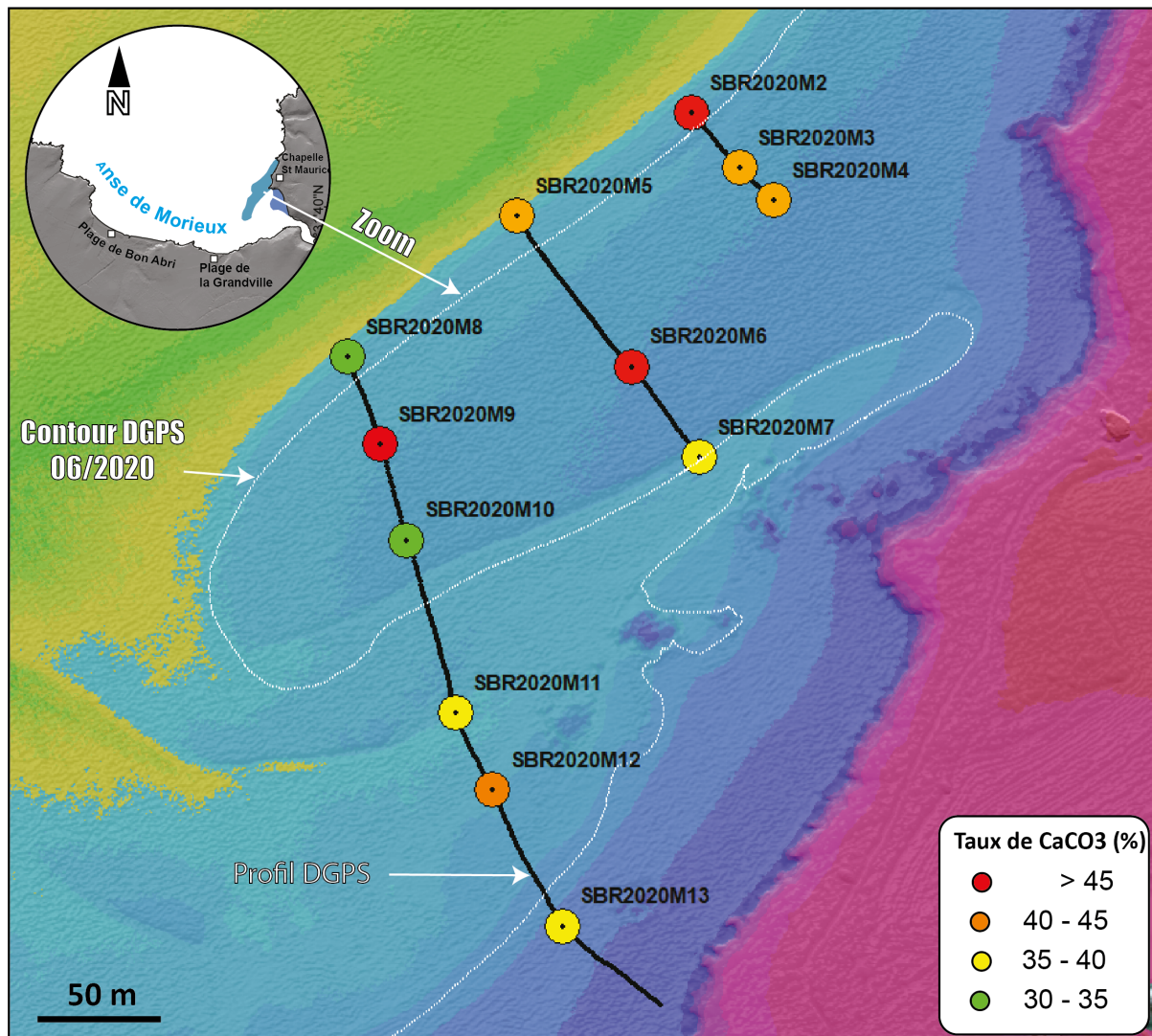


FIGURE 5.2 – Carte de distribution spatiale du taux de CaCO_3 dans les échantillons prélevés sur le banc flèche de la Chapelle Saint Maurice à 5 c.

Variable	Moyenne	Médiane	Ecartype	Min	Max
Largeur	103	84,4	72,5	24,2	584
Longueur	367	280	264	71,4	1830
Surface	34800	17100	50000	1430	418100
Direction	102	122	51,8	1,67	179

TABLE 5.1 – Statistiques décrivant la morphologie des dunes de fond de baie, réalisées à partir de 250 observations.

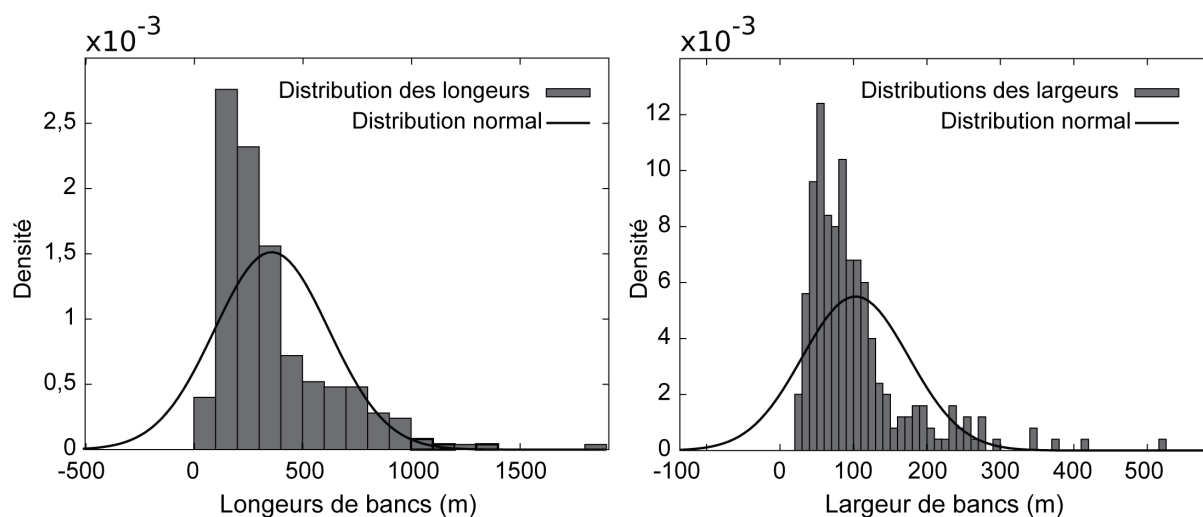


FIGURE 5.3 – Histogramme de fréquences des longueurs et largeurs réalisé à partir de 250 observations de bancs pour la période comprise entre 2010 et 2020 (voir Figure 5.5).

atteindre plus de 2 m à proximité du trait de côte. Les bancs de ce groupe sont également caractérisés par une migration du large en direction de la côte. Par ailleurs, on note une abondance croissante de ces bancs migrants vers le Sud, intérieur des terres. Ainsi l'anse d'Yffiniac, embouchure interne de la baie, est la zone où l'on retrouve la majorité des bancs migrants. À contrario, l'anse de Morieux, plus exposée aux processus hydrodynamiques de la Manche, est caractérisée par des étendues sableuses de plages avec quelques bancs épars (Figure 5.5). Cette segmentation sectorielle est observable au même titre entre l'est et l'ouest de fond de baie ; les bancs migrants étant plus abondants à l'ouest (anse

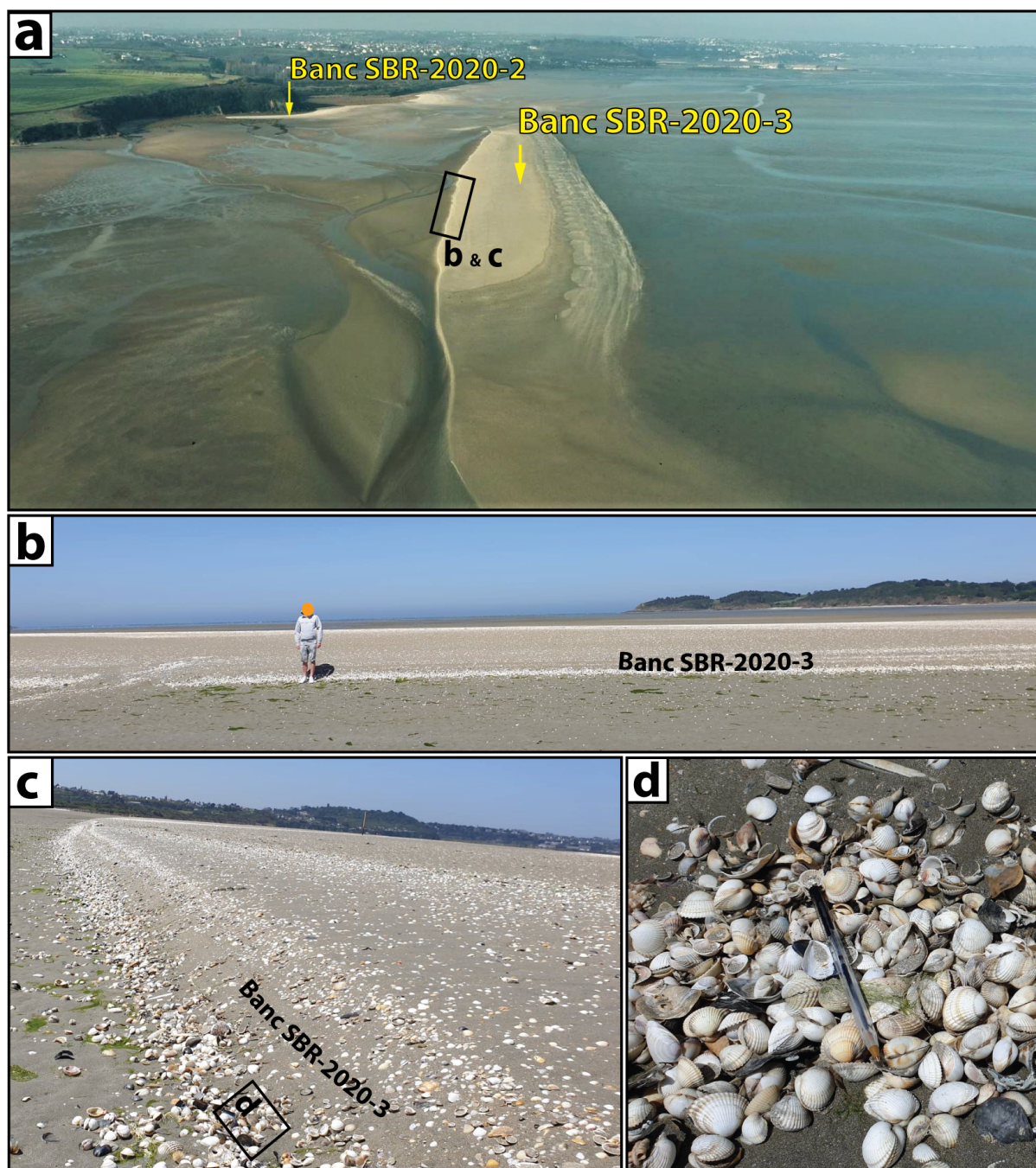


FIGURE 5.4 – Photographies illustrant la morphologie globale des dunes étudiées et leur composition lithologique (exemple des dunes d'anse d'Yffiniac (voir Figure 5.8.B & .C). (a) photo aérienne prise par drone le 11/06/2021; (b) vue de profil 2020 du pied aval de la dune; (c) vue perspective; (d) illustration des coquilles composant généralement ces dunes.

d'Yffiniac et embouchure du port de Legué) qu'à l'est (e.g. anse de Morieux).

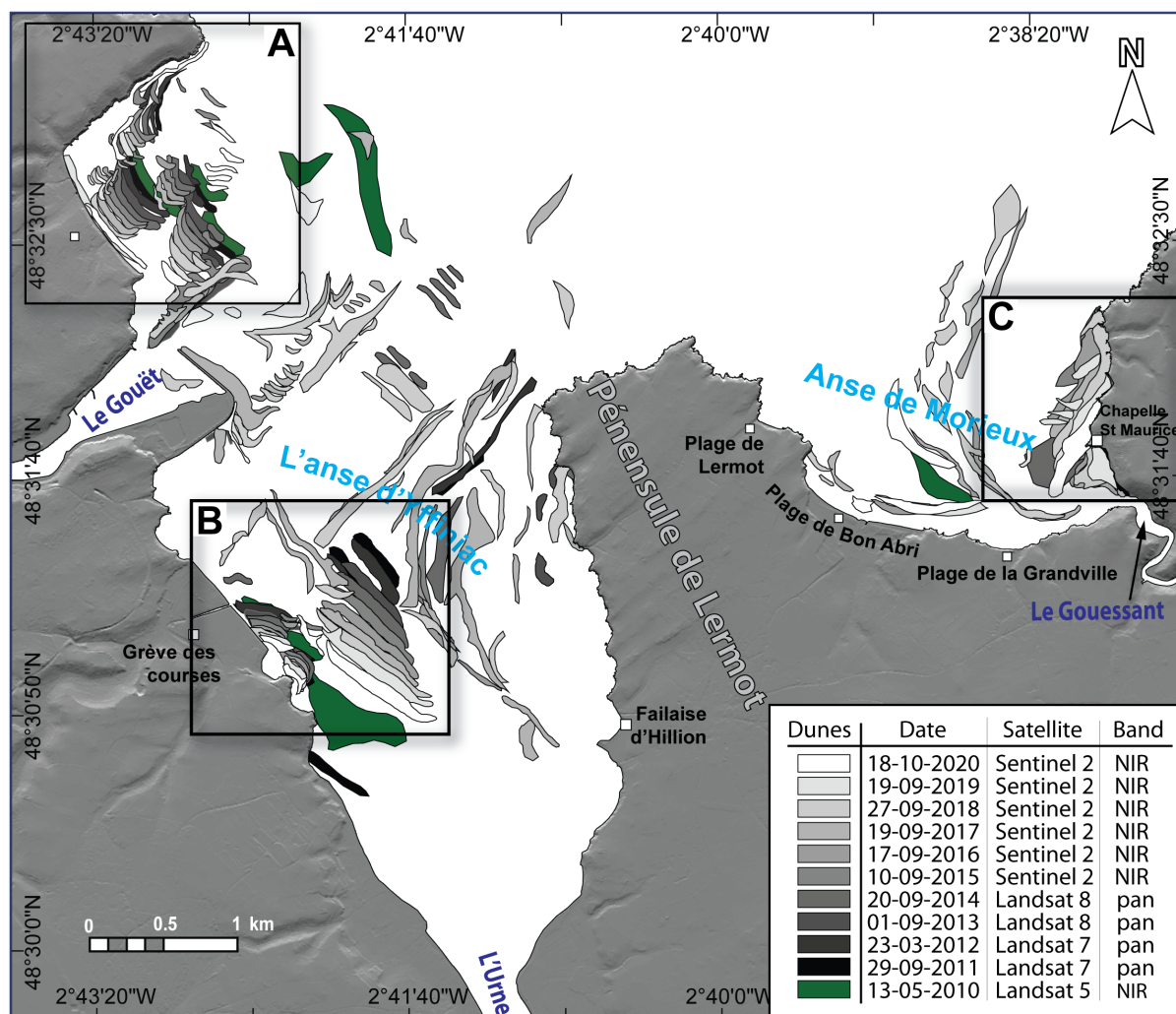


FIGURE 5.5 – Carte des dunes digitalisées à partir d'images satellites pour la période allant de 2010 à 2020. Les rectangles A, B et C correspondent aux zones sélectionnées dans le cadre du suivi diachronique de la dynamique des dunes. A : Embouchure du port de légué, B : Dunes de l'anse d'Yffiniac, C : les dunes-flèches de l'anse de Morieux.

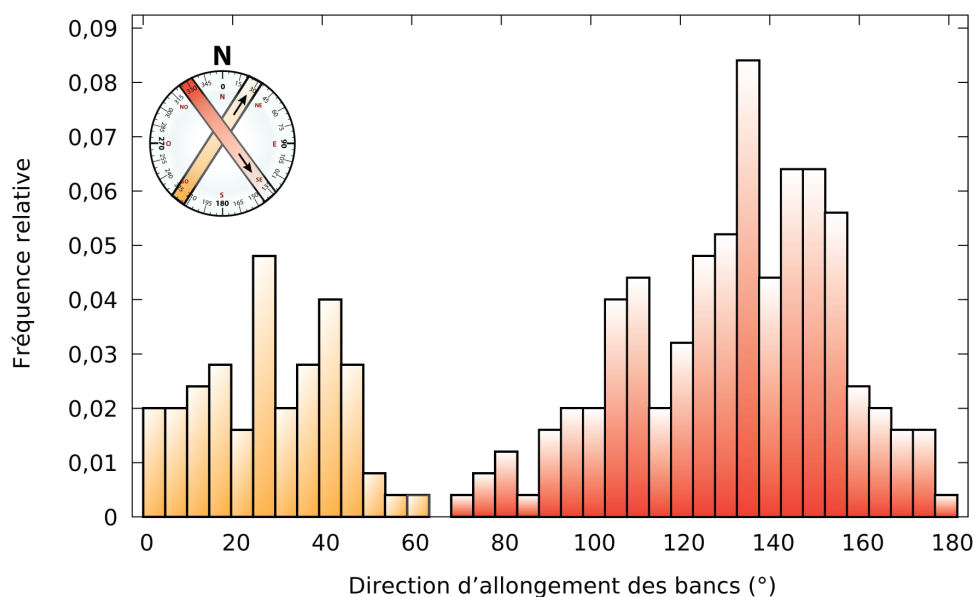


FIGURE 5.6 – Histogramme de fréquence des directions d'allongement des dunes, réalisé à partir de 250 observations pour la période comprise entre 2010 et 2020 (voir Figure 5.5).

5.2.1.2 Variabilité saisonnière de la dynamique des bancs : focus sur le banc SBR-2020-3, fond d'anse d'Yffiniac : (Figure 5.4a et 5.8)

De manière générale, la cinématique de la dune SBR-2020-3 se caractérise par une migration, vers la côte, particulièrement rapide entre fin décembre 2019 et fin mars 2020 (Figure 5.7). On note également une accélération de la migration durant cette période (Figure 5.7 & Tableau ??). A partir du mois d'avril, la tendance s'inverse de telle manière que la dune subit un léger recul de ses extrémités (Nord-Ouest, transects 80 à 99 et sud-Ouest, transects 18 à 34, voir Figure 5.7). En mai, elle enregistre un recul global de faible amplitude, suivi d'un équilibre cinématique en juin puis d'une reprise de la migration en juillet. En août et septembre, un recul d'amplitude modérée est enregistré, même si une avancée de moindre ampleur de l'extrémité Nord-Ouest est à noter. Toute chose égale par ailleurs, la migration de la dune se fait principalement depuis la partie centrale, entraînant les extrémités (Figure 5.7).

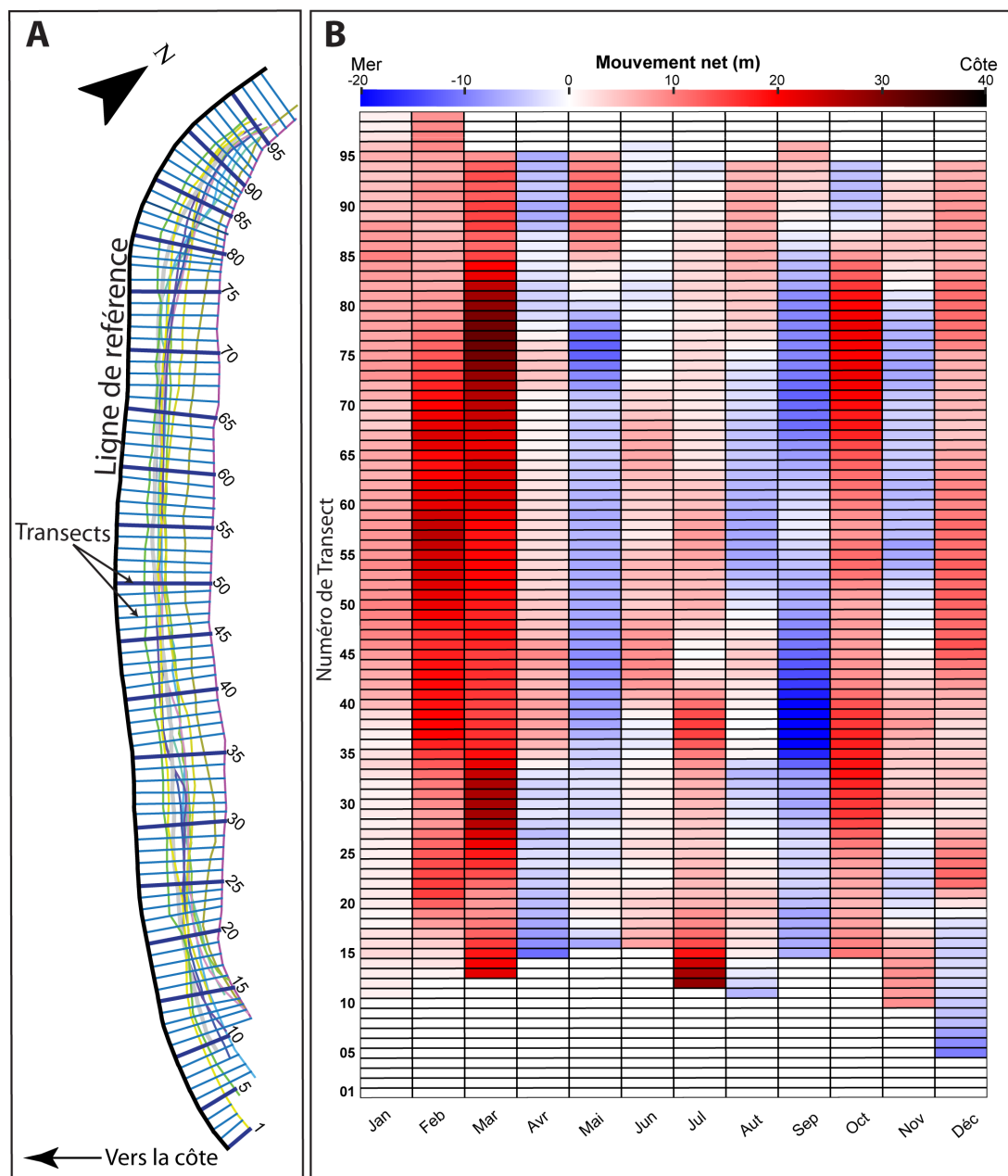


FIGURE 5.7 – Déplacement mensuel du banc d'Yffiniac pour la période allant du 26/12/2019 au 17/12/2020

Mois de 2020	Nbr. transect	Moyenne(m)	Ecartype(m)	Min(m)	25%	50%	75%	Max(m)
Janvier	89	5,11	2,88	0,80	2,02	6,07	7,63	9,83
Février	87	13,95	6,43	1,06	8,35	13,78	19,93	25,42
Mars	83	19,64	5,89	7,92	15,07	19,75	23,19	31,89
Avril	81	0,17	4,56	-11,14	-3,47	0,86	3,49	9,44
Mai	80	-2,78	6,08	-12,23	-6,80	-4,25	-0,45	12,45
Juin	81	2,48	3,07	-2,18	-0,16	1,99	4,58	9,17
Juillet	83	5,62	5,58	-2,16	2,23	4,22	6,59	28,41
Août	84	0,02	4,16	-7,02	-3,33	0,21	3,70	7,11
Septembre	82	-6,94	6,02	-22,55	-9,65	-6,44	-3,44	6,32
Octobre	80	11,16	6,78	-5,42	7,60	10,91	17,05	21,41
Novembre	85	-0,02	4,66	-7,39	-4,14	-0,43	3,94	8,74
Décembre	90	5,83	5,48	-10,01	4,06	6,26	10,51	13,44

TABLE 5.2 – *Résumé des statistiques de mouvement de la dune SBR-2020-3 au cours de l’an 2020. Les mois correspondent à la période comprise généralement entre la fin du mois précédent et celle du mois présenté dans le tableau (Par exemple pour Janvier, c’est du 23-12-2019 au 22-01-2020) voir Figure 3.13 pour les dates précises).*

5.2.1.3 Dynamique pluri-annuelle des dunes intertidales (2000 à 2020)

Dans le cadre du suivi de la migration des bancs à l’échelle décennale, il a été sélectionné uniquement ceux dont la morphologie globale a demeuré rigoureusement constante durant la période d’observation. Au total 4 bancs (au moins un par zone d’étude) ont été sectionnés (Figure 5.8).

- **Banc SBR-2020-1 : embouchure du Gouët, port du Legué**

Le banc SBR-2020-1 est localisé à l’embouchure du Gouët, il a fait son apparition en l’an 2000 à la limite basse de la zone intertidale (Figure 5.8.A). Il migre en direction de la côte avec une vitesse moyenne de 4,4 m/mois (Figure 5.9.A). On note cependant une diminution progressive de la vitesse vers la côte, à laquelle se surimpose fluctuations résiduelles de périodicité 5 à 8 ans. Ainsi, les pics de vitesses maximales remarquables sont enregistrés en 2002 (8,4 m/mois), 2010 (7,3 m/mois) et enfin en 2015 (9,1 m/mois, soit le maximum global). Les minimums de vitesse sont observés en 2006 (3,8 m/mois), et en 2014 (2,6 m/mois). Par ailleurs,

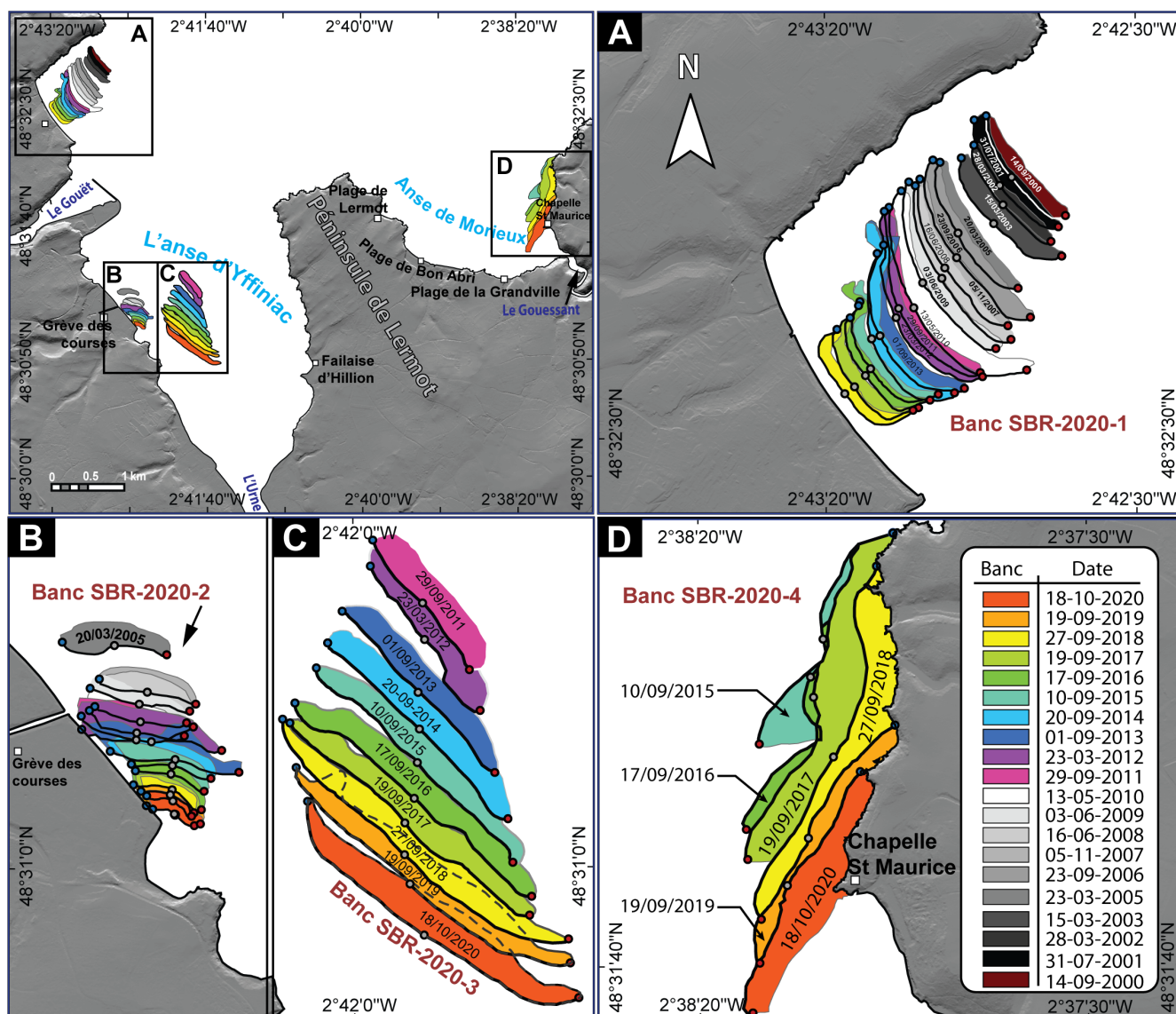


FIGURE 5.8 – Dunes sélectionnées pour suivre leur migrations dans le cadre de cette étude.

on note quelques variations locales et ponctuelles de vitesse avec des pics souvent peu accentués. Il s'agit notamment de la période de 2007 (5.1 m/mois) et 2016 (2,0 m/mois, soit le minimum global).

- **Dune SBR-2020-2 : fond d'Anse d'Yffiniac**

La SBR-2020-2 est apparue en 2005 en fond d'anse d'Yffiniac, elle connaît une migration vers la côte de 3,2 m par mois en moyenne. Cependant, on note deux stades de migration caractérisés chacun par une décélération du banc. Le premier stade commence en 2005 avec une vitesse de 4,6 m/mois qui diminue progressivement pour atteindre 1,6 m/mois en 2011 (Figure 5.9.B). Le deuxième stade (2012 et 2020) à la différence du premier est caractérisé une intensité d'avantage marquée en termes de vitesse et de décélération. Le maximum de vitesse est observé en 2012 (9,8 m/mois), suivi d'une diminution progressive et rapide pour atteindre 0,9 m/mois en 2020 à proximité de la côte. Cependant, une exception à ces deux grandes tendances a pu être constatée en 2016 où l'on note un léger rebond de vitesse (Figure 5.9.B).

- **Dune SBR-2020-3 : fond d'Anse d'Yffiniac**

La banc SBR-2020-3 est observable en fond d'anse d'Yffiniac à partir de l'an 2011, elle migre de 8,3 m/mois en moyenne en direction de la côte. À l'instar du banc SBR-2020-2, localisé dans le même secteur (Figure 5.8.B & .C), ce banc connaît une décélération progressive de 2012 à 2017, obéissant à une régression affine, avec respectivement 15,7 m/mois et 4,7 m/mois (Figure 5.10.A). On note également un léger rebond de vitesse en 2016 (8,2 m/mois). À partir de 2018, une reprise de vitesse de migration du banc est constatée ; la vitesse varie ainsi de 6,1 m/mois en 2018 à 8,3 m/mois en 2020.

- **Dune SBR-2020-4 : Anse de Morieux**

Le banc SBR-2020-4 est localisé à l'anse de Morieux, ouverte à la mer (Figure 5.8). Il présente la particularité d'avoir une extrémité fixée au cap de Saint-Maurice à la manière d'une flèche sableuse (Figure 5.8.D). Par conséquent, seule l'extrémité libre de ce banc-flèche est en mouvement ; cela se traduit par un allongement et une

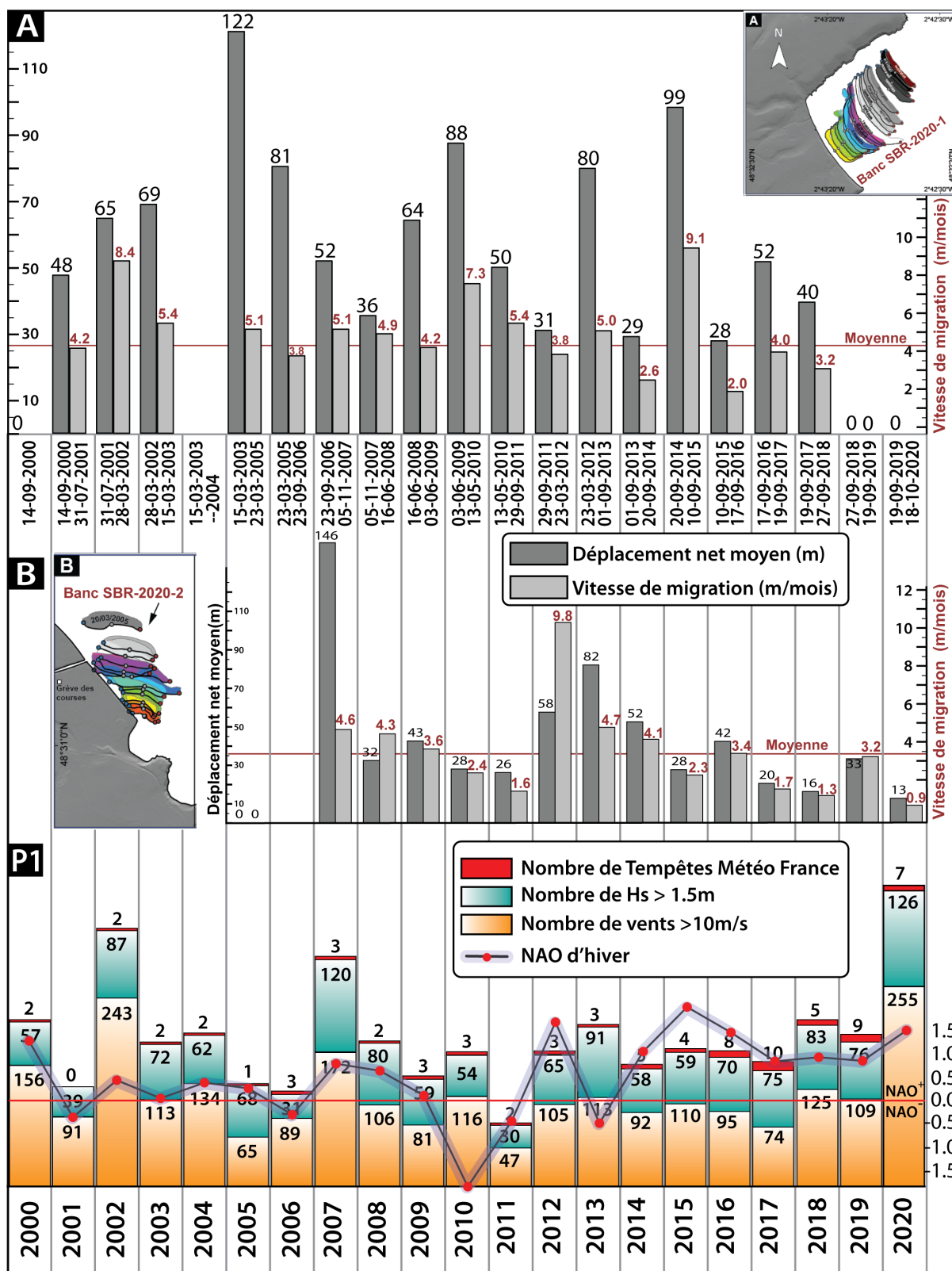


FIGURE 5.9 – Bancs sélectionnés pour suivre leurs migrations dans le cadre de cette étude. A Banc SBR-2020-1; B, Banc SBR-2020-2, P1, résumé des variabilités temporelles des composantes du régime climatique.

migration latérale du banc-flèche (Figure 5.8.D). À l'exception de l'an 2018 où la vitesse de migration est relativement faible (3,6 m/mois), l'extrémité libre du banc migre avec une vitesse assez soutenue (9.0 m/mois) et très peu fluctuante.

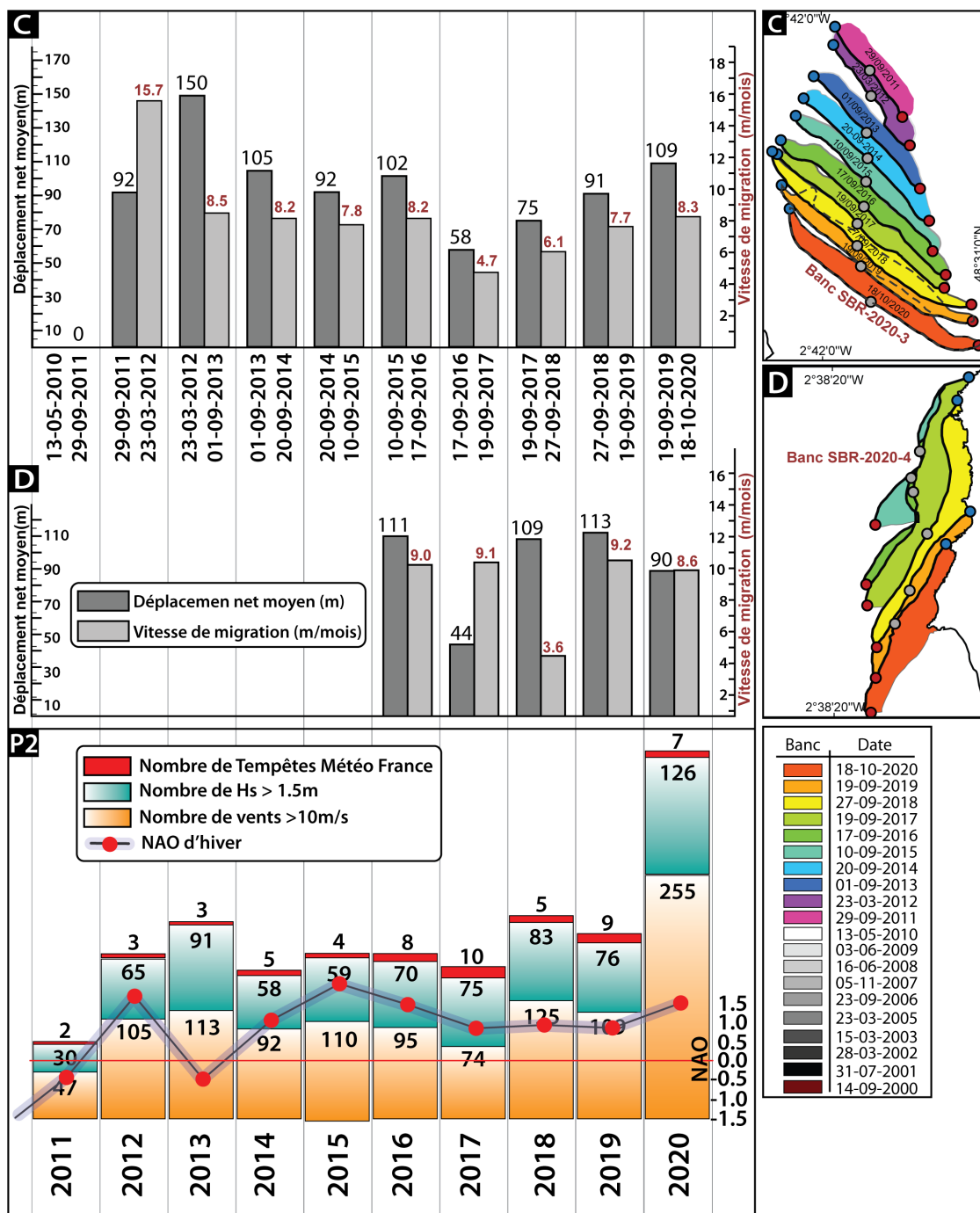


FIGURE 5.10 – Suite de la figure 5.9. C, banc SBR-2020-3; D, banc SBR-2020-4, P2, résumé des variabilités temporelles des composantes du régime climatique pour la période couvrant la migration des dunes C et D.

5.2.2 Bilan sédimentaire par Photogrammétrie SfM par drone et Lidar aéroporté

5.2.2.1 Bilan sédimentaire saisonnier par photogrammétrie SfM : focus sur Morieux

Entre le 17 décembre 2018 et le 2 décembre 2020 (voir la Figure 5.11), il a été possible d'observer quatre périodes de mouvements sédimentaires à partir d'une série de cinq modèles numériques de terrain (MNT) produits par photogrammétrie SfM à l'aide d'un drone. Les travaux ont été menés à l'anse de Morieux (Figure 5.1), qui se caractérise par une dynamique sédimentaire marquée par un drapage sableux par régime de flux dispersif.

Les volumes de sédiments mobilisés ont été présentés et analysés pour chaque période, et leur impact sur la cinématique du trait de côte a été mis en lumière à l'aide de l'outil DSAS (voir la Figure 5.12). Ce dernier a été utilisé pour étudier les mouvements du trait de côte bordant la zone d'étude. Ce trait de côte a été extrait des MNT et correspond à l'isoligne 7 m IGN, qui marque la limite de la végétation.

- **La période du 17-12-2018 au 10-05-2019 (Hiver et printemps) :**

Durant la première phase d'observation, qui s'étend du 17 décembre 2018 au 10 mai 2019, les différences d'élévation sont distribuées de manière normale autour de zéro mètre, avec une légère asymétrie en faveur de l'érosion (Figure 5.11.a). Les volumes sédimentaires déposées et érodées étaient respectivement de $12\,990 \pm 1\,732\ m^3$ et $-20\,461 \pm 1\,732\ m^3$, donnant un bilan de $-7\,471 \pm 3\,463\ m^3$. Pendant cette phase, il a été possible d'observer une alternance régulière de zones d'accumulation et d'érosion, qui se présentent sous la forme de vagues de sable avec des crêtes larges et aplaties, parallèles à la côte.

L'ensemble du linéaire côtier étudié a connu une avancée notable pendant cette période, à l'exception de la limite ouest de Bon-abri qui montre un équilibre cinématique (Figure 5.11.a). En moyenne, on observe une avancée globale du trait de

côte de 1.79 m (Figure 5.12b, Tableau 5.3).

- **La période du 10-05-2019 au 14-11-2019 (de l'été à mi-automne) :**

Pendant cette période, marquée par des conditions hydrodynamiques de beau temps, la courbe de distribution de la différence d'élévation affiche une accumulation relativement uniforme dans la zone d'étude, à l'exception de l'Ouest de Bon-abri où une érosion notable est enregistrée (Figure 5.11.a). Le bilan sédimentaire est nettement positif, avec un gain de $37\,157 \pm 2\,356\ m^3$ de sédiments (Figure 5.11.b). En termes de cinématique de trait de côte, on constate une diminution globale par rapport à la période précédente. Le trait de côte a avancé en moyenne de 0.72 m, contre 1.79 m auparavant. Le secteur Ouest de Bon-abri a également connu un recul plus important que dans la période précédente, soit -6.9 m contre -2.82 m (Figure 5.12b, Tableau 5.3).

- **La période du 14-11-2019 au 09-06-2020 (mi- automne à fin printemps) :**

Pendant, cette période, qui connaît le passage de l'hiver et le printemps 2020, une dynamique sédimentaire intense a été enregistrée (Figure 5.12.c). La carte de différence d'élévation montre deux zones distinctes ; la première, limitée à l'ouest de Bon-abri, a connu une érosion marquante ($17\,815 \pm 1\,597\ m^3$), tandis que la deuxième, plus étendue, couvrant le large de Bon-abri et la plage de la Grandville, a connu une accumulation de sédiments de $39\,566 \pm 1\,597\ m^3$. En conséquence, le bilan sédimentaire pour la zone d'étude est positif avec une accumulation de $21\,751 \pm 1\,597\ m^3$.

Concernant la cinématique du trait de côte, cette période a été caractérisée par une activité exceptionnelle par rapport aux périodes précédentes. Le linéaire côtier a connu une érosion intense dans le secteur Ouest de Bon-abri, atteignant par moments plus de 30 m de recul (Figure 5.12b, Tableau 5.3), avec une moyenne globale de -5.01 m (Tableau 5.3). Contrairement aux périodes précédentes où l'érosion côtière était confinée à l'ouest de Bon-abri, cette période a connu une propagation de l'érosion vers l'est, affectant près de la moitié du linéaire côtier, incluant l'ensemble

de la plage de Bon-abri."

- **La période 09-06-2020 au 02-12-2020 (été à fin automne) :**

Dernière période d'observation, elle présente la particularité d'avoir un bilan sédimentaire quasi nul, avec une érosion mesurée de $12\,255 \pm 3\,180\ m^3$ et une accrétion de $13\,561 \pm 3\,180\ m^3$, pour un bilan final de $1\,306 \pm 3\,180\ m^3$ compris dans la marge d'incertitude. Les zones d'érosion préférentielles (Bon-abri Ouest) et de dépôt (Bon-abri Est et Grandville) restent constantes quel que soit la période d'observation.

En ce qui concerne la cinématique du trait de côte, la tendance érosive initiée lors de la période précédente se poursuit et se propage sur l'ensemble du linéaire côtier étudié. Cependant, on observe une baisse générale de cette tendance érosive, avec une moyenne globale de mouvement de $-1\ m$, comparativement à $-5,01\ m$ pour la période précédente.

5.2.2.2 Bilan sédimentaire interannuel par photogrammétrie SfM et Lidar aéroporté

Le suivi interannuel des mouvements sédimentaires concerne deux ans de données de photogrammétrie SfM, complétées par un MNT réalisé en 2011 par Lidar aéroporté (Figure 5.13) qui étend l'étude à 10 ans de mesures.

Le bilan sédimentaire interannuel pour la période d'observation s'avère être positif, avec une accumulation annuelle moyenne de $25\,000\ m^3$. Cependant, certaines périodes ont enregistré des bilans sédimentaires plus importants que d'autres. Par exemple, l'année 2019-2020 a été caractérisée par une accumulation sédimentaire importante d'environ $300\,000\ m^3$, contrairement à l'année suivante où la cumulation était inférieure à $20\,000\ m^3$. Les résultats du bilan sur les 9 ans d'observation montrent une accumulation de $119\,003\ m^3$ /an de sédiments, soit une moyenne d'un peu plus de $10\,000\ m^3$ /an, ce qui est trois fois moins important que le bilan annuel des deux dernières années d'observation, indiquant une variabilité temporelle importante du bilan sédimentaire.

En ce qui concerne la cinématique du trait de côte, la distribution des zones de recul

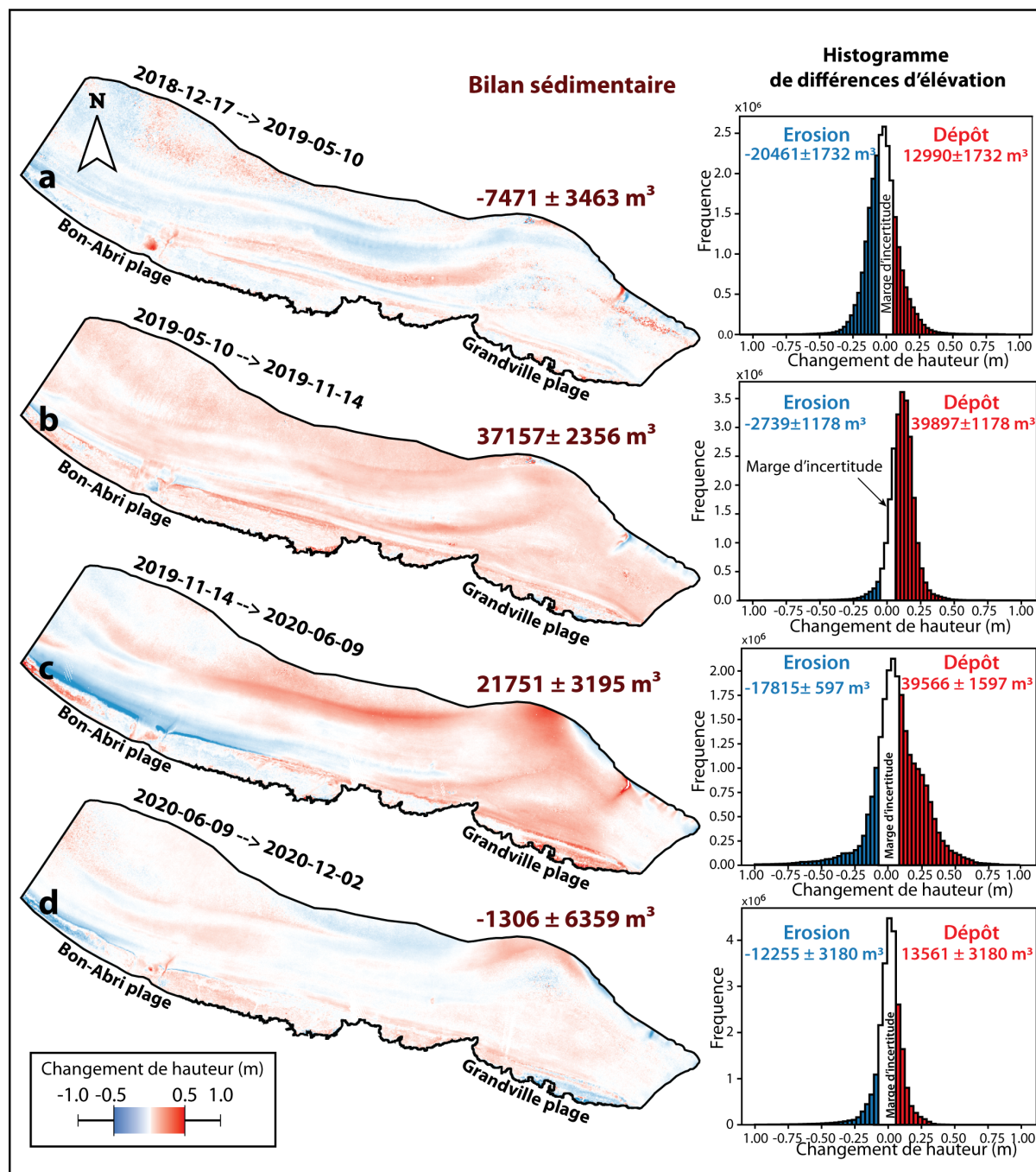


FIGURE 5.11 – Cartes des différences d'élévation semestrielles.

et d'avancement reste la même, quelle que soit la période ou l'échelle d'observation. En effet, toutes choses égales par ailleurs, l'ouest de Bon-Abri se dégrade tandis que le secteur est avance par pro-gradation. L'amplitude est globalement faible par rapport aux deux dernières années.

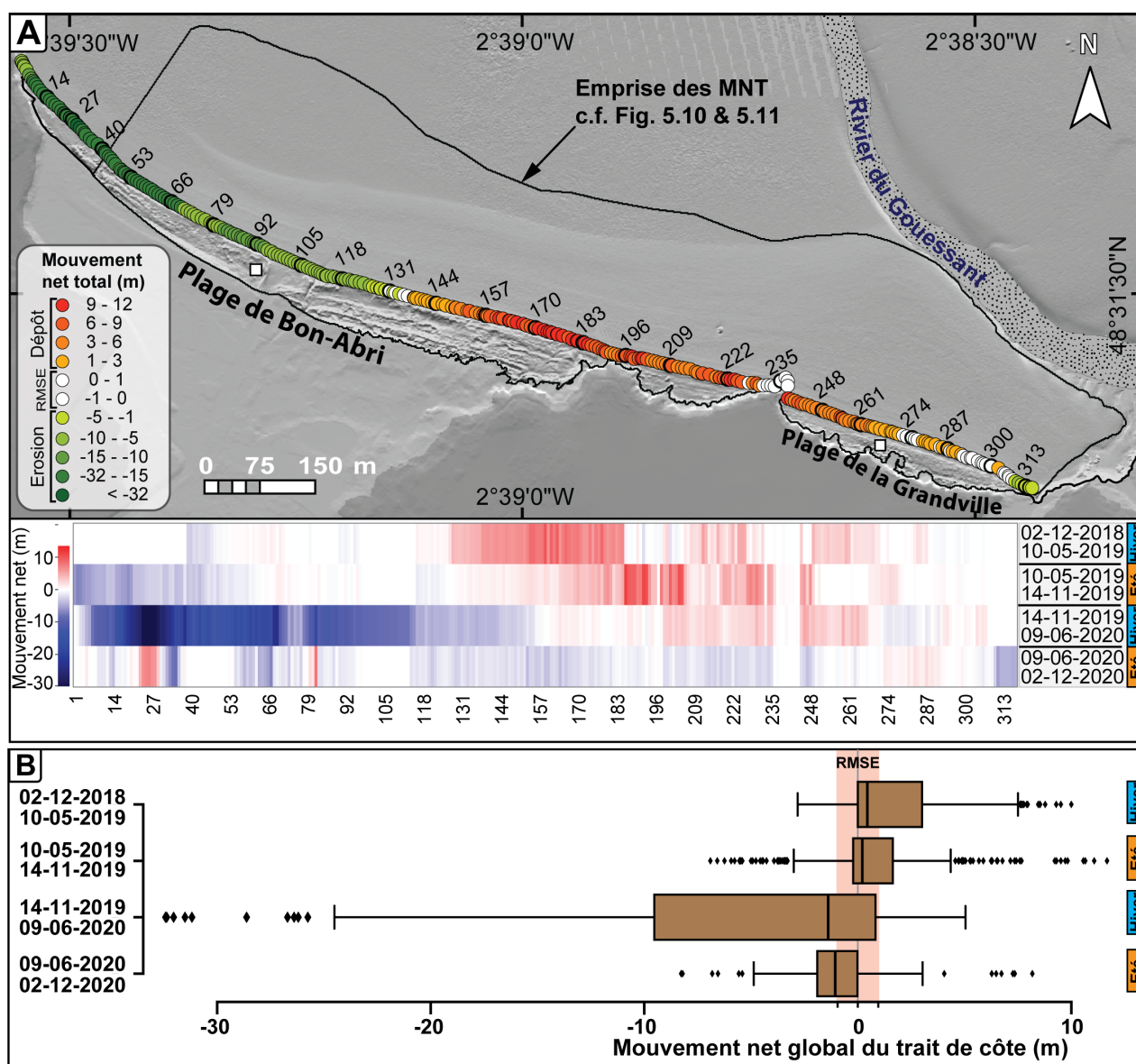


FIGURE 5.12 – Cinématique d'un tronçon kilométrique du trait de côte bordant l'anse de Morieux entre décembre 2018 et décembre 2020. Le RMSE (Le Root Mean Squared Error) correspond à la mage d'incertitude.

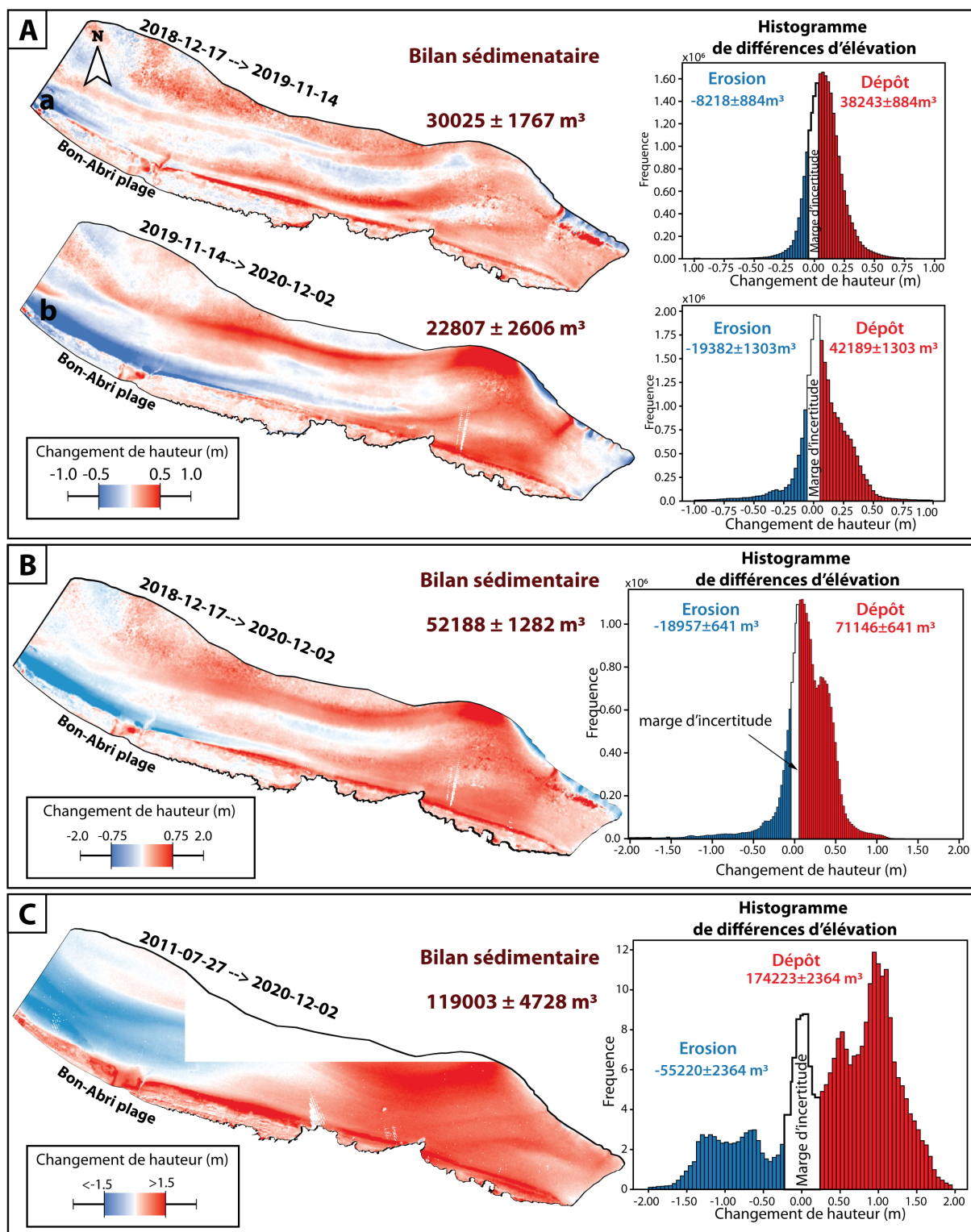


FIGURE 5.13 – Cartes des différences d'élévation entre des années consécutives. A, bilan sur an d'observation, B : observation sur 2 ans ; C : Observation sur 10 ans différence entre MNT drone et données Lidar.

Date	Nb observations	Moyenne(m)	std	Min(m)	25%	50%	75%	Max(m)
10-05-2019	279	1,79	2,81	-2,82	0,00	0,45	3,01	10,00
14-11-2019	316	0,72	3,08	-6,90	-0,22	0,21	1,64	11,67
09-06-2020	315	-5,01	8,25	-32,42	-9,53	-1,38	0,83	5,05
02-02-2020	316	-0,99	1,95	-8,27	-1,97	-1,05	0,05	8,18

TABLE 5.3 – *Résumé des statistiques de mouvement du trait de côte des plages de Bonabri et Grandville (anse de Morieux (Figure 5.13) entre déc-2018 et déc-2020 Figure 3.13 pour les dates précises).*

5.3 Discussion

5.3.1 Les facteurs de contrôle multi-échelle de la formation et migration des dunes coquillières

5.3.1.1 Contrôle de la dynamique des bancs à l'échelle saisonnière

À l'échelle saisonnière, les facteurs de contrôle potentiels de la dynamique peuvent naturellement être regroupés en deux catégories : (1) les facteurs locaux tel que le marnage, l'état de mer et les vents et ; (2) les facteurs régionaux : à savoir l'oscillation NAO (réf) et les West Europe Pressure Anomaly (WEPA) (ref). Ces facteurs peuvent être interdépendants. La variation saisonnière de l'ensemble de ces facteurs ne souffre pas d'ambiguïté et fait l'objet d'un consensus qui a également été corroboré par des données de modèle (Figure 5.14) et de mesure in-situ.

L'observation mensuelle du comportement du banc SBR-2020-3 5.7 localisé à l'anse d'Yffiniac a permis de mettre en évidence une évolution nettement remarquable dans le comportement du banc en fonction de la saison (Figure 5.15). En effet, le banc enregistre la quasi-totalité de sa migration annuelle vers la côte en hiver ($\sim 65\%$) et en automne ($\sim 30\%$). Ces deux saisons ont en commun, l'émergence des événements de tempête et une virulence des conditions d'état de mer liée à la baisse de la pression atmosphérique. La direction et l'énergie de houles associées aux vents dominants, et plus particulièrement durant les événements de tempêtes semblent être les principaux facteurs forçant à l'échelle saisonnière. En effet, à la lecture des figures 5.15 et 5.7, associées au tableau ??, on notera à plusieurs reprises des corrélations entre les changements de saison et ceux de la vitesse de migration du banc. Cependant, il n'est pas exclu de penser que la marée a pu contribuer de manière conséquente à la migration notable du banc au cours de ces deux périodes (hiver et automne). En effet, nous avons pu constater, durant ces périodes, deux grandes marées en hiver (du 22/12/2019 au 25/03/2020) dont les pics de coefficient sont respectivement de 108 et 111 ; et 3 autres en automne (du 18/10/2020 au 17/2020) de coefficients maximaux 113, 115, et 109. Ces grandes marées ont pu jouer non seulement

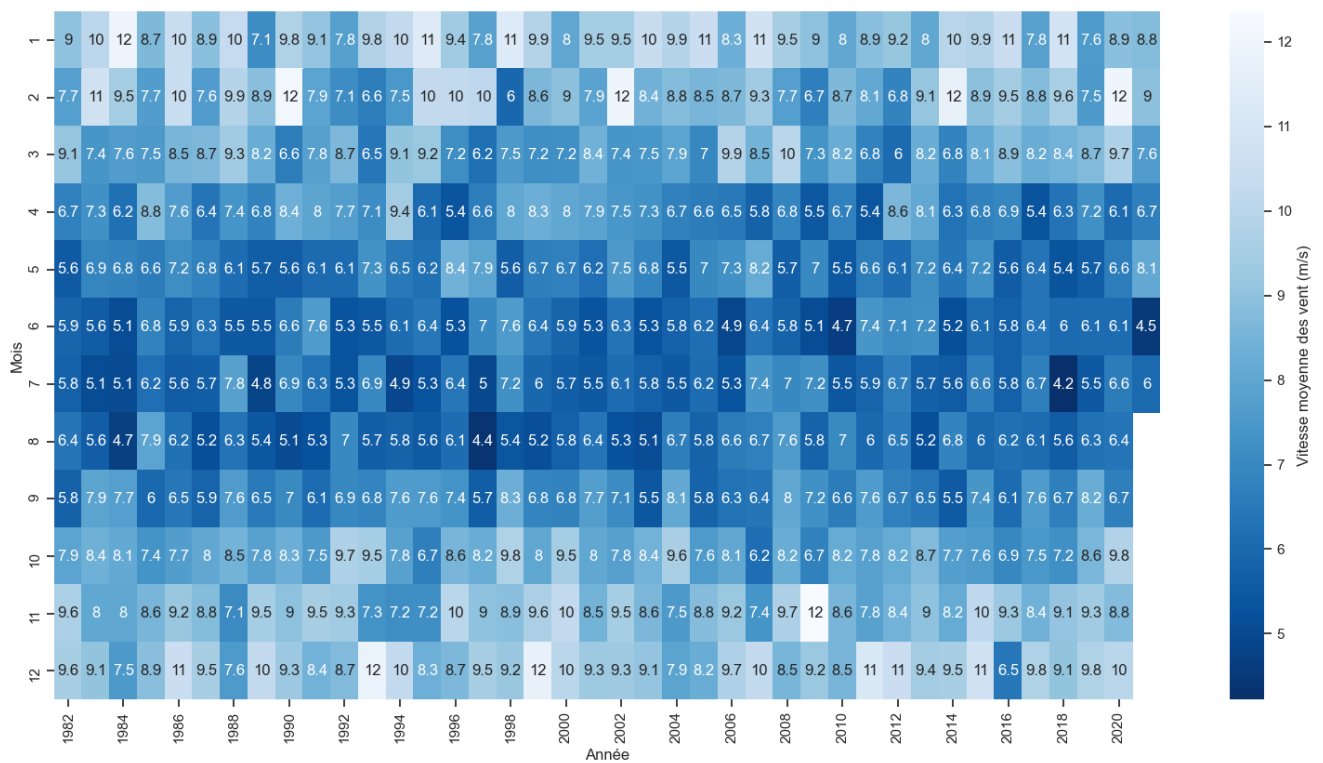


FIGURE 5.14 – Variation mensuelle moyenne de la vitesse des vents entre 1982 et 2021 issue des données de reanalyse du modèle ERA5 du programme Copernicus.

un rôle moteur dans la migration du banc, mais aussi dans la durée d'immersion de ce dernier, qui permet une prolongation de l'action des houles sur le fond.

D'un autre côté, le printemps et l'été, saisons relativement calmes, se distinguent par une baisse de la vitesse de migration du banc. Le banc se stabilise au printemps puis enregistre un recul de son pied aval en été (Figure 5.15). L'équilibre cinématique retrouvé au printemps peut être interprété par une conjonction de deux phénomènes : (1) un marnage important réduisant la limite d'action des vagues en perte d'amplitude, (2) la puissance hydraulique de la marée montante prendrait la relève de la migration du banc vers la côte, tandis que ses extrémités sont reprises et érodées par les courants de jusants donnant lieu à un équilibre cinématique mais localement asymétrique en faveur du flot.

Par ailleurs, la condition nécessaire à l'action des houles sur la dynamique des bancs est l'immersion de ces derniers. Cette immersion dépend essentiellement de la dynamique tidale. Cela explique, en partie, le confinement des ces corps sédimentaires intertidaux dans les environnements méso-à-macro tidaux (ref). Le temps d'immersion, fonction de l'amplitude du marnage et de la localisation cross-shore du banc est à prendre en compte également. Ce dernier détermine le degré d'action de la houle sur le banc. Ainsi, la dynamique de ces bancs coquilliers en milieu intertidal est à associer, de prime abord, à la dynamique tidale à laquelle se surimpose un rôle moteur de la houle et des événements de tempête.

Concernant les facteurs régionaux tels que le NAO et WEPA, même s'il est difficile d'en élucider un lien direct à cette échelle de temps, il faut noter qu'ils jouent un rôle prépondérant dans les conditions d'état de mer à l'échelle régionale. Leur fluctuation est le résultat de la dynamique atmosphérique qui influe sur l'interface atmosphère-océan, et donc sur le régime hydrodynamique et de vent, et probablement les événements de tempêtes. Cela implique la nécessité d'une approche holistique sur le temps long pour déterminer précisément l'évolution de ces variables régionales et la mesure de leur action sur les processus physiques locaux. Une étude à l'échelle pluri-annuelle a été réalisée dans la logique de cette démarche.

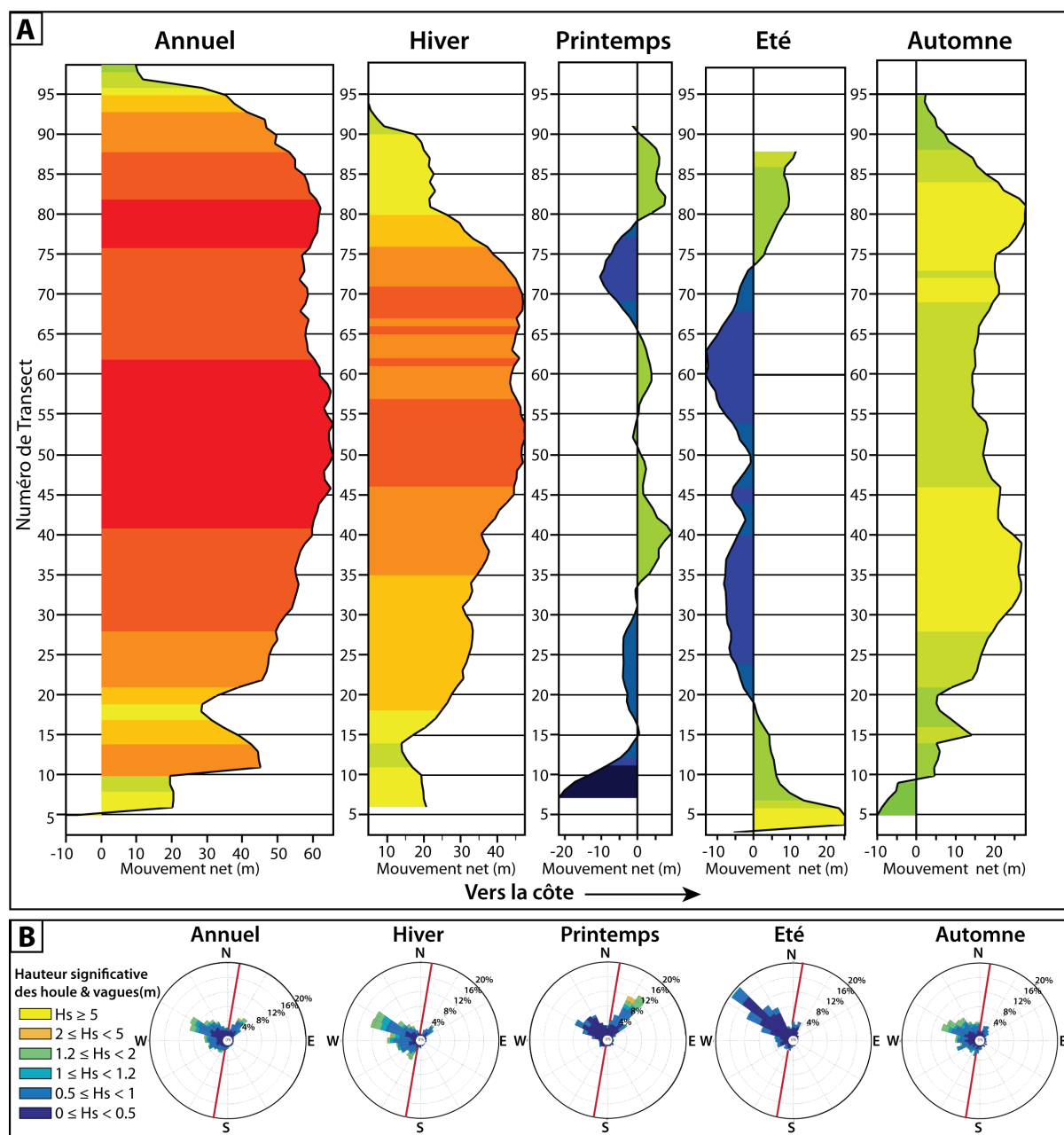


FIGURE 5.15 – Cinématique de la dune SBR-2020-3 pour les différentes saisons de l'an 2020. A, mouvement net du banc d'Yffiniac par saison. B, rose des houles du fond de baie de Saint-Brieuc issues du Modèle ERA5 (programme Copernicus). Les traits rouges d'orientation NNE-SSW représentent la direction de migration du banc.

5.3.1.2 Les facteurs de contrôle de la dynamique du banc à l'échelle pluri-annuelle

En dépit d'un nombre important de données d'imagerie satellitaire disponibles depuis les 30 dernières années. Nous avons rencontré des difficultés liées, notamment, à des facteurs météorologiques et hydrodynamiques (couverture nuageuse, conditions de marée) rendant une grande quantité d'images non exploitables dans le cadre de ces travaux. À cet effet, seule une image satellite par an a pu être sélectionnée de manière à avoir une série d'images régulièrement espacées dans le temps. La quantité réduite des images rend difficile de déceler les liens précis pouvant exister entre le comportement des bancs migrants et des conditions hydrodynamiques spécifiques ; à cela s'ajoute également la complexité des interactions physiques entre variables. En effet, l'analyse en série temporelle illustrée via les Figure 5.9 et Figure 5.10 rend compte de la difficulté à trouver des corrélations nettes entre variables de contrôle (par exemple nombre de tempêtes Météo France, Hs, vents, NAO d'hiver) et la dynamique des bancs à l'échelle pluriannuelle. De plus, les bancs font leur apparition à des périodes différentes contraignant l'observation à des fenêtres de temps restreintes, et donc les comparaisons difficiles à mettre en œuvre. Au total, 4 périodes d'observation ont permis de discuter du rôle des facteurs de contrôle sur la dynamique des bancs ; il s'agit de [2000-2020], [2005-2020], [2011-2020], et [2015-2020]. Ces périodes doivent leur choix à l'apparition, à leur début, d'un des bancs étudiés.

Une analyse en composante principale est réalisée afin d'avoir une meilleure lisibilité des corrélations entre variables. Cette approche statistique permet de discriminer des groupes de facteurs, de caractériser leurs influences, et enfin de contraindre les résultats de manière à porter la discussion uniquement sur les liens statistiquement significatifs. De ce point de vue, les interprétations suivantes peuvent être proposées :

- Pour la période [2000-2020] (Figure 5.16) :

Le début de cette période (l'an 2000) voit l'apparition du banc SBR-2020-1 à l'embouchure du port de Légué. C'est le seul banc existant à cette époque ; sa vitesse de migration semble être anticorrélée à l'évolution de l'ensemble des variables étudiées dans le plan des 2 principaux axes d'inertie (Figure 5.16a – à gauche). Cependant, ces 2 axes principaux ne projettent au total que 64% de la donnée. Ainsi, une opération supplémentaire de corrélation entre les variables deux à deux a été effectuée ; seuls les résultats dont la probabilité critique est faible (< 0.05), c'est-à-dire dont le score de significativité statistique est bon (95% de confiance), ont été retenus pour la suite de la discussion. Nous avons pu noter à cet effet, des coefficients de corrélation nettement significatifs entre la vitesse de migration, vers la côte, du banc SBR-2020-1 et les variables **year** (année), **storm** (Nombre de tempêtes météo France) et **tide** (le marnage moyen annuel) (Figure 5.16b - à gauche). Ces coefficients indiquent une corrélation négative entre ces variables et la vitesse de migration du banc. Cela se traduit par le fait que la vitesse de migration du banc vers la côte diminue avec le temps (variable '**year**' : $R^2 = 0.59$) malgré l'augmentation temporelle du marnage moyen annuel et celle de la fréquence des tempêtes durant la période d'observation (Figure 5.16b – à gauche).

La mise en lumière de ces événements soulève des interrogations pesantes sur la nature réelle du lien entre la fréquence des tempêtes et la migration des bancs. L'explication la plus probante proposée à ce résultat est que le facteur '**temps d'immersion**' du banc semble être clé ; il détermine non seulement le comportement du banc, mais aussi et surtout le degré d'action de l'ensemble des autres facteurs sur le long terme. En effet, le banc connaît une migration vers la côte à mesure que les années passent. Cette migration s'accompagne par une diminution de son temps d'immersion car s'éloignant du large et donc de la diminution progressive de l'action des facteurs moteurs de sa migration tel que la houle et les tempêtes (par exemple, dans le cas présent). D'autre part, l'augmentation du marnage moyen

annuel avec le temps serait liée au cycle nodal des 18.6 ans se trouvant être à sa phase ascendante depuis 2010 (ref), mais auquel se surimpose un signal de plus basse fréquence dont les origines n'ont pas pu être élucidées. Le rapport de force entre le taux de migration du banc et celui de l'augmentation du marnage moyen annuel se joue en faveur de la vitesse de migration du banc qui met ce dernier à l'abri de l'action des agents hydrodynamiques à mesure qu'il avance vers la côte, et cela malgré une augmentation résiduelle du marnage.

- **Pour la période [2005-2020] (Figure 5.16) :**

Cette période connaît, à son début, l'apparition du banc SBR-2020-2 en fond d'anse d'Yffiniac (voir Figure 5.8). Ce banc montre un comportement similaire à celui qu'on a pu observer au sujet du banc précédent (SBR-2020-1) vis-à-vis des facteurs de contrôle (Figure 5.16a & b - à droite). Cependant, les coefficients de corrélation et les scores de significativité statistique sont tellement faibles qu'il serait imprudent d'en tirer une conclusion (p-value varie entre 0.14 et 0.96). Par ailleurs, la dynamique de ce banc sur la période de couverture n'indique aucune corrélation avec celui du banc SBR-2020-1, situé à l'embouchure du Gouët, port de Légué ($R^2 = 0.04$, $p - value = 0.9$).

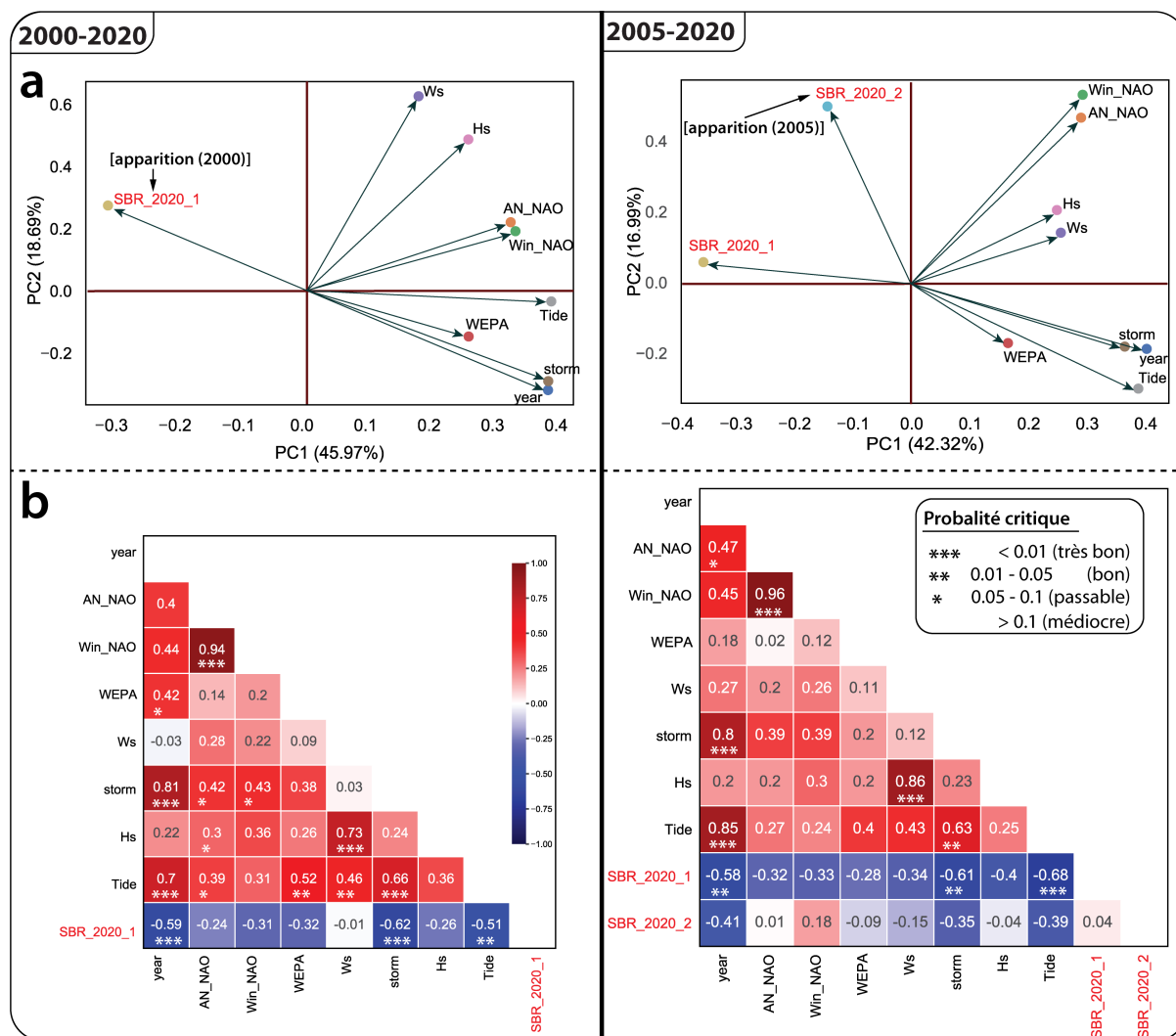


FIGURE 5.16 – Résumé des variables étudiées par analyse exploratoire des données. a/ Analyse en composante principale pour les deux premières périodes couvrant la migration des bancs. AN-NAO, NAO moyenne annuel; Win-NAO, NAO d’hiver allant de décembre à mars soit 4 mois; WEPA, anomalie annuelle de pression pour l’Europe de l’Ouest; tide, marnage moyen annuel; storm, nombre annuel de tempêtes répertoriées par Météo France; Ws, nombre annuel de vents dont la vitesse dépasse 10m/s; Hs, nombre annuel de Hauteur significative (Houles et vagues) dépassant 1.5 m. Ces deux dernières données sont issues respectivement et la NOAA, et du modèle de réanalyse ERA5 du programme Copernicus. SBR-2020-1, SBR-2020-2, SBR-2020-3, SBR-2020-4 sont les vitesses migration des bancs portant le même nom. B/ Matrice de corrélation entre les variables physiques sélectionnées pour expliquer la migration des bancs.

- **Pour la période [2011-2020] - Figure 5.17 :**

Au cours de cette période, le banc SBR-2020-3 fait son apparition en fond d'anse d'Yffiniac au côté du banc SBR-2020-2 (voir carte : Figure 5.8). Le coefficient de corrélation entre les dynamiques de ces deux bancs voisins est très élevé ($R^2 = 0.91$) indiquant un facteur commun à leur contrôle. Au cours de cette période, l'ensemble des bancs semblent s'inscrire dans la même dynamique ; même si, seule la relation entre SBR-2020-2 et SBR-2020-3 a été statistiquement établie avec succès. Les bancs continuent leurs migrations vers la côte avec des vitesses qui diminuent progressivement à mesure que les années passent (corrélés négativement avec la variable 'year') (Figure 5.17). De plus, cette dynamique se fait à l'opposé de l'augmentation synchrone de l'ensemble des variables étudiées (Figure 5.17.b - à gauche), à l'exception de celles régionales telles que le NAO et la WEPA dont les variations ne montrent aucune tendance statistiquement significative. Ces résultats viennent corroborer la thèse selon laquelle, à long terme, la vitesse de migration des bancs diminue à mesure qu'ils s'approchent de la côte, et cela indépendamment du secteur étudié, des variables de contrôle, et de la fenêtre d'observation. Cet état de faits suggère qu'à plus long terme, au moins à l'échelle décennale, l'action des facteurs moteurs de la migration des bancs déterminés à l'échelle saisonnière dépendrait de 4 autres facteurs : (1) la durée d'immersion des bancs, (2) l'éloignement progressif des bancs du large vers la côte entraînant une diminution de l'énergie des houles, (3) l'augmentation de l'inertie des bancs due à celle de leur hauteur, et enfin (4) l'augmentation de la contrainte de cisaillement du banc avec la surface due à l'existence d'une pente croissante vers la côte. Dans le prolongement de ces travaux, il serait intéressant de s'interroger sur le rôle de ces derniers facteurs dans la dynamique des bancs intertidaux, et de déterminer leur mode d'action s'il y en a un.

- **Pour la période [2015-2020] - (Figure 5.17 - à droite) :**

Cette courte période couvrant les 5 dernières années, présente la particularité de voir prendre forme le banc SBR-2020-4, seul banc localisé à l'anse de Morieux et

dont l'une des 2 extrémités est fixée au promontoire rocheux de la Chapelle Saint Maurice à la manière d'une flèche sableuse. Au cours de cette période, nous avons pu noter une inversion remarquable de tendance dans le comportement du banc SBR-2020-3 (anse d'Yffiniac) vis-à-vis des facteurs de contrôle. En effet, la vitesse de la migration du banc montre des corrélations positives avec l'ensemble des variables étudiées (sauf **storm**). Cela indique le rôle de plus en plus remarquable des variables moteurs à mesure que la fenêtre d'observation se restreint, même si les faibles scores de significativité statistique associés à ces corrélations nous contraignent de les considérer avec prudence. L'écart de comportement avec son voisin SBR-2020-2 n'est pas surprenant, ce dernier a quasiment atteint son seuil de migration et tend vers une stabilité pérenne en bordure de la côte. Par ailleurs, la dynamique du banc SBR-2020-4, situé à l'anse de Morieux, plus ouverte aux conditions hydrodynamiques, présente la particularité d'être la seule dynamique de banc corrélée significativement à la fréquence des tempêtes au cours de l'ensemble des périodes d'observation. Cela pose encore la question de savoir si les tempêtes jouent elles vraiment un rôle dans la dynamique des bancs situés en fond de baie, suggérant que ces derniers sont à l'abri dans cet environnement très faiblement exposé. Au contraire, l'action des houles étant continue dans la durée devient prédominante parmi les facteurs moteurs.

Par ailleurs, pour l'ensemble de l'étude, le rôle des facteurs régionaux s'accroît à mesure que la fenêtre d'observation se rétrécisse. Cela est dû en partie au fait que sur le long terme, aucune tendance évolutive de ces facteurs n'a pu être dégagée. Ils demeurent ainsi des variables probabilistes mais dont l'augmentation entraîne en théorie celle de la dynamique du système local, et donc la migration des corps sédimentaires.

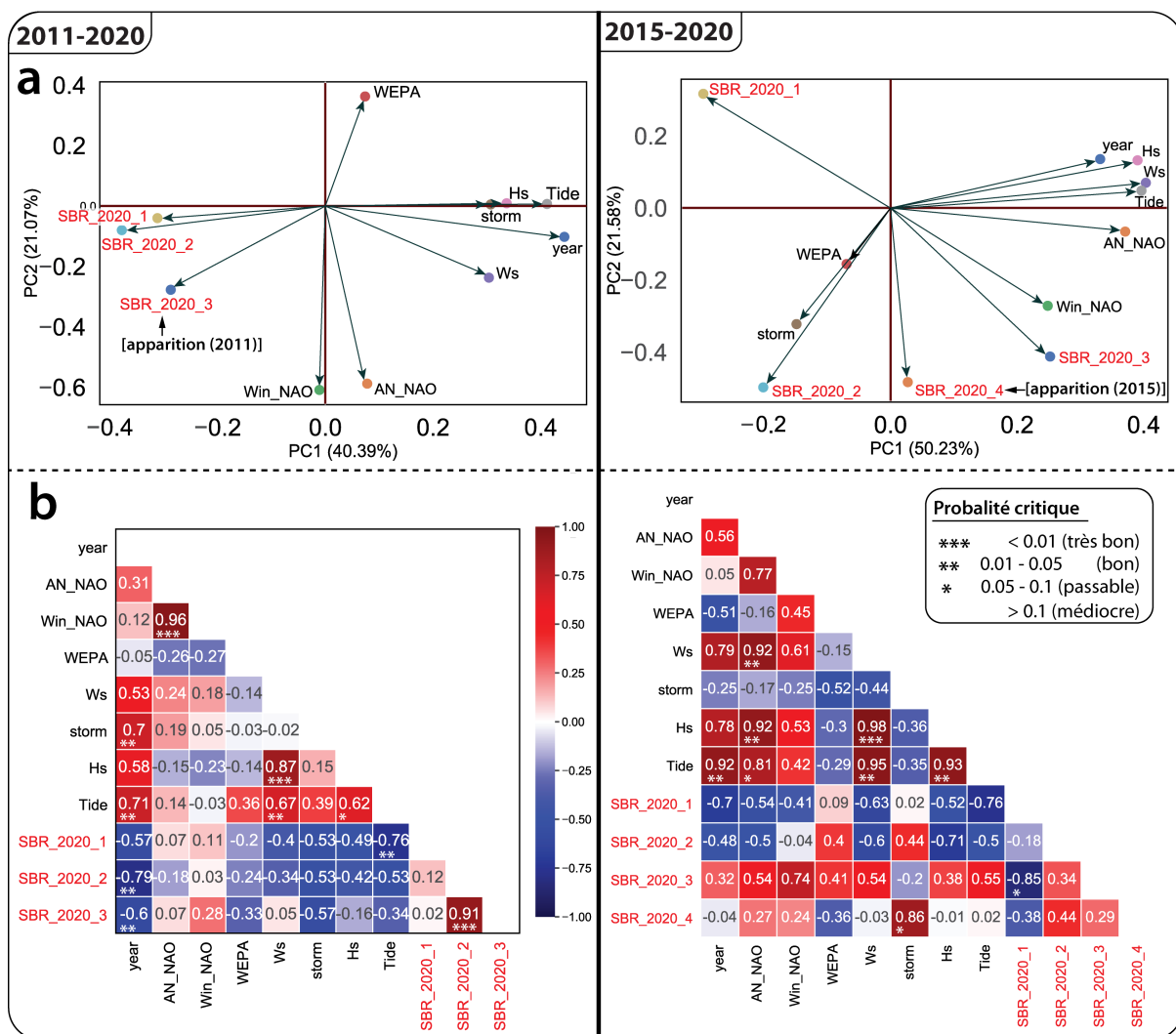


FIGURE 5.17 – Résumé des variables étudiées par analyse exploratoire des données. a/ Analyse en composante principale pour les deux premières périodes couvrant la migration des bancs. AN-NAO, NAO moyenne annuel; Win-NAO, NAO d'hiver allant de décembre à mars soit 4 mois; WEPA, anomalie annuelle de pression pour l'Europe de l'Ouest; tide, marnage moyen annuel; storm, nombre annuel de tempêtes répertoriées par Météo France; Ws, nombre annuel de vents dont la vitesse dépasse 10m/s; Hs, nombre annuel de Hauteur significative (Houles et vagues) dépassant 1.5 m. Ces deux dernières données sont issues respectivement et la NOAA, et du modèle de réanalyse ERA5 du programme Copernicus. SBR-2020-1, SBR-2020-2, SBR-2020-3, SBR-2020-4 sont les vitesses migration des bancs portant le même nom. b/ Matrice de corrélation entre les variables physiques sélectionnées pour expliquer la migration des bancs.

5.3.2 Origine des bancs coquillers

De manière générale, la distribution morphosédimentaire locale s'inscrit remarquablement dans le prolongement de la dynamique tidale observée à l'échelle de la baie (Figure 5.1). On note ainsi de grands drapages de sables fins et très fins à tendance vaseuse sur lequel se dessine, à l'anse de Yffiniac, de figures sédimentaires classiques des fonds de baie macrotidaux [Flemming, 2012b]. À la différence de l'anse d'Yffiniac ; l'anse de Morieux plus exposée à la houle, est bordée par des étendues sableuses formant, entre autres, les plages de Lermot, de Bonabri, et celle de La Grandville chapeautée d'un champ dunaire supratidal (fig. photo peut-être?). À l'instar des tidal-flats bordant la Manche [Greensmith and Tucker, 1969b; Weill et al., 2012; Tessier et al., 2019], on retrouve également des bancs de sable à fraction carbonatée très marquée et majoritairement composée de valves de *Cerastoderma edule* (*Cardium*) avec, également, un large éventail d'espèces de coquille dont le *Crepidula*, *Gibbula*, *Littorina*, *Macoma*, *Mya*, *Mytilus*, *Nucula* et *Ostrea*.

L'analyse statistique de ces bancs a permis de dégager deux groupes morphodynamiques. Les bancs du premier groupe sont dominants et migrent du large vers la côte, tandis que ceux du deuxième groupe sont caractérisés par une mobilité quasi inexistante avec des directions d'allongement généralement transversales à la côte. Les origines potentielles de ces bancs ont pu être discutées.

Au regard de la carte de distribution morphosédimentaire superposée à celle des grandes voies de transport sédimentaire de la baie [Augris et al., 1996; Traoré et al., 2021], les bancs sédimentaires du premier groupe semblent prendre naissance des grandes étendues sableuses subtidales ceinturant la bordure occidentale de la baie de Saint-Brieuc et connectées au Banc de la Horaine. Cependant, il serait difficile d'expliquer une origine subtidale aux bancs du deuxième groupe caractérisés par une répartition structurée aux abords de chenaux de marée et sans réelle corrélation avec le flux hydro-sédimentaire en présence. L'explication la plus probante de l'origine de cette dernière catégorie de banc pourrait s'inscrire dans le schéma de prisme côtier proposé par Desjardins et al. [2010] faisant état des formes en bars tidales résultant de la divagation des chenaux de marée. Ce

qui corrobore également l'origine subtidale des bancs du premier groupe qui s'emboîtent aisément dans la configuration conceptuelle de Desjardins et al. [2010].

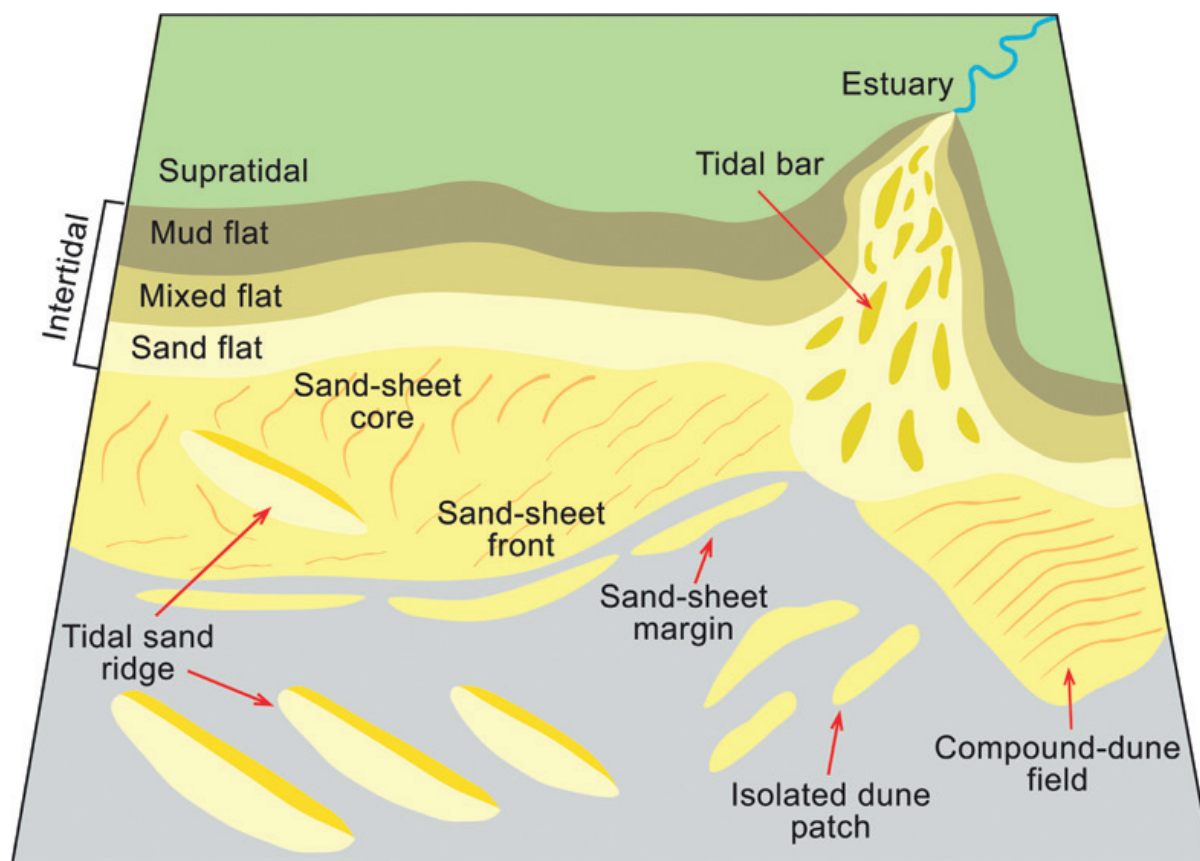


FIGURE 5.18 – Environnements sédimentaires et distribution des corps sableux dans les milieux marins peu profonds dominés par les marées. d'après Desjardins et al. [2012].

Par ailleurs, Greensmith and Tucker [1969a] attribuent aux coquillages que composent les bancs intertidaux mobiles du Sud de l'Angleterre à des communautés vivant près de la ligne de basse mer et à des communautés subtidales, en particulier celles vivant dans les chenaux adjacents de l'estuaire. Les coquillages observés en fond de baie de Saint Brieuc s'apparentent nettement à ceux sur les côtes anglaises. Les paramètres liés à l'énergie hydrodynamique et d'autres paramètres écologiques peuvent également entrer en compte dans la distribution des corps sédimentaires sur le littoral qui entraîne des tendances de colonisation localisée [Desjardins et al., 2012]. Ainsi la distribution très asymétrique entre

le secteur Est (Anse de Morieux) et le secteur Ouest (anse d'Yffiniac) de la baie pourrait s'expliquer par ce phénomène.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Contents

6.1	Dynamique offshore - Banc de la Horaine	138
6.1.1	Morphologie du banc de la Horaine	138
6.1.2	Architecture interne et histoire holocène du banc	139
6.1.3	Dynamique actuelle du banc	141
6.1.4	Comparaison avec les bancs de la Manche	142
6.2	Morphodynamique sédimentaire onshore	144
6.2.1	Facteurs de contrôle de la dynamique onshore	144
6.2.2	Rôle du banc de la Horaine dans l'apport sédimentaire des côtes adjacentes	144
6.3	PERSPECTIVES	146

Ces travaux ont permis d'aborder la dynamique du système sédimentaire de la baie de Saint-Brieuc en adoptant une approche intégrée, impliquant deux échelles de temps aux champs disciplinaires différents. La première partie a été focalisée sur l'histoire holocène de la baie au regard du banc de la Horaine, lieu d'accumulation majeure de sédiments en baie de Saint-Brieuc, et où les archives sédimentaires ont été les mieux préservées. Tandis que la deuxième partie repose sur la morphodynamique sédimentaire littorale à l'échelle décennale et saisonnière. Bien que la dynamique et la description de l'architecture des corps sédimentaires de plateforme tels que les bancs et les dunes soient complémentaires avec celles des systèmes littoraux adjacents, la plupart des travaux antérieurs s'étaient surtout intéressés à l'un ou l'autre de ces deux environnements.

Notre démarche répond à une volonté d'intégrer nos observations dans un continuum géographique (de la source au dépôt) et disciplinaire. La première étape pratique ayant amené à ce choix a été de s'interroger sur la source des apports sédimentaires du fond de baie où des indices de comblement remarquable ont été observés, bien que la baie soit reconnue comme étant une plateforme maigre selon la définition de [Swift and Thorne \[1991\]](#). Par ailleurs, la préservation pérenne du dépôt sédimentaire formant le banc de la Horaine, localisé à l'entrée occidentale de la baie, rend légitime la question de son rôle dans l'apport sédimentaire des côtes adjacentes et du fond de baie. Ainsi, la sélection de ces cibles scientifiques remarquables (banc de la Horaine, et morphodynamique sédimentaire onshore) découle naturellement de la problématique abordée et aussi des données disponibles pour une quantification la plus précise possible. Toute l'originalité de ce travail repose sur cette dualité thématique-méthodologique qui est un élément central pour une approche holistique à l'étude des systèmes sédimentaires côtiers. De telles approches deviennent de plus en plus nécessaires dans un contexte de changement climatique où les besoins de prédiction précise s'imposent avec urgence. Ces travaux ont été structurés, conformément aux deux grands axes thématiques, comme suit :

6.1 Dynamique offshore - Banc de la Horaine

6.1.1 Morphologie du banc de la Horaine

Il s'agit d'un corps sédimentaire constitué de sable moyen à grossier avec **une fraction carbonatée très marquée (60 à 70%)** ; il présente **une morphologie allongée NW-SE** derrière un haut fond rocheux à la manière des formes d'accumulation fuyante en queue de comète. Il mesure environ **12 km de long, 2 km de large pour 25 m d'épaisseur** en moyenne. Il dessine une crête allongée Nord-Sud dont l'axe est asymétrique. On distingue **un flanc NW de pente 5°** et **un flanc SE de 2° de pente**. Son enveloppe externe est constituée par un réseau de dunes pouvant être regroupées en 4 catégories selon la classification de [\[Ashley, 1990\]](#) dont des dunes très larges, larges,

moyennes, et petites (les caractéristiques géométriques sont résumés dans le tableau 1, de l'article : Chapitre 4).

6.1.2 Architecture interne et histoire holocène du banc

Quatre unités sismiques (U1-U4) reposant sur un substratum cadomien (U0) composent le banc de la Horaine. Leurs architectures ont permis de proposer une reconstitution paléo-environnementale holocène de Bréhat, extrémité nord-occidentale de la baie de Saint-Brieuc.

- **L'unité U0 - substratum cadomien**

L'unité sismique U0 est l'unité basale de tous les profils sismiques analysés de la campagne. Elle s'étend sur l'ensemble de la Baie de Saint Brieuc. Cette unité est limitée au sommet par une surface irrégulière localement angulaire à monadnocks. Elle est composée des faciès sismiques Fs1 et Fs2 (Tableau 2). Le Faciès Fs1 présente des réflexions chaotiques et souvent diffuses à l'image des roches massives dépourvues de litages. Le faciès Fs2 est caractérisé par des réflecteurs obliques parallèles à faible amplitude et moyennement continus avec une configuration globale sinusoïdale de grande longueur d'onde. Ainsi, l'unité U0 est interprétée comme le socle protérozoïque composé de roches magmatiques et sédimentaires partiellement métamorphisées, faillées et déformées formant le substratum.

- **L'unité U1**

L'unité sismique U1 correspond à l'unité basale du banc de la Horaine, elle repose sur l'unité U0. Son épaisseur acoustique ne dépasse pas 2.5 ms ($\sim 4m$) avec une extension spatiale locale. Elle est composée exclusivement de réflecteurs sismiques horizontaux moyennement continus à forte amplitude. **Cette unité est interprétée comme étant le remplissage des très modestes incisions du socle cado-hercynien. De par sa localisation basale, elle témoigne probablement des premières phases d'inondation au cours de la transgression marine holocène.**

- **L'unité U2**

L'unité sismique U2 présente une épaisseur d'environ 8.5 ms ($\sim 17m$). Elle est composée d'un faciès présentant une configuration de réflecteurs internes horizontaux et ondulants puis légèrement obliques progradants à la limite externe de l'unité. **Cette unité est ainsi interprétée comme des dépôts transgressifs sculptés, au sommet, par l'action conjuguée des courants tidaux et la houle, et séparés de l'unité U3 par une surface d'érosion (ou d'inondation maximale, *Maximum Flooding Surface (MFS)*).**

- **L'unité U3**

L'unité U3 a été reconnue de la partie centrale à l'extrémité Sud-Ouest du banc de la Horaine. Elle est composée par les faciès Fs5 et Fs6. Le faciès Fs5 est caractérisé par des réflecteurs sismiques moyennement continus à très faible fréquence et faibles amplitudes. Il présente une configuration géométrique oblique progradante vers l'extrémité Sud-Ouest du banc. Le faciès Fs6, quant à lui, est caractérisé par des réflecteurs sismiques fortement continus à moyenne fréquence et faibles amplitudes. **est décrite comme des dépôts d'inondation en continuité avec l'unité U2 ; elle serait ainsi le résultat du remaniement de cette dernière dans un contexte de submersion marine.**

- **L'unité U4**

La plus sommitale des unités étudiées, elle est caractérisée par les faciès Fs7 et Fs8. Le faciès Fs7 présente des réflecteurs sismiques obliques progradants sur le banc de la Horaine dans deux directions fondamentalement opposées, vers le NE pour le flanc NW du banc et vers SW pour le flanc SE. Le faciès Fs8 est représenté par des réflecteurs sismiques horizontaux à subhorizontaux et localement obliques progradants à l'image des dunes migrantes vers le fond de la baie. Cette unité s'étend ainsi sur l'ensemble de la baie de Saint Briec et correspond (1) aux dunes actuelles migrantes de la partie supérieure du banc de la Horaine sous l'influence marquée des courants tidaux (2) au grand drapage sableux de haut niveau marin

sur l'ensemble de la baie de Saint-Brieuc.

L'histoire holocène commence par un remplissage sédimentaire de nature et d'origine non élucidées (unité U1). Ce remplissage sédimentaire très peu épais ($\sim 4m$) est contraint dans les micro-incisions du socle cambrien. Par la suite se met en place la flèche sableuse (unité U2) par dérive littorale dans un contexte où le taux d'élévation du niveau marin semble être le facteur prédominant dans l'apport sédimentaire (phase transgressive). La troisième phase est caractérisée par l'inondation de la flèche de la Horaine et sa rupture avec le cape du plateau de Bréhat sous l'action conjuguée des courants de flot et de jusant. Cela conduit à la formation sensu-stricto du banc de sillage de la Horaine. Cette rupture entraîne également le remaniement sédimentaire à l'origine de l'unité U3 au moment de l'inflexion de la courbe de remonté de niveau marin à 6500 cal. BP [Lambeck, 1997]. Et en fin, l'unité U4 datée entre 3400 cal. BP et 3800 cal. BP, se met en place tardivement au cours haut niveau marin (*Highstand System Tract (HST)*) avec la remodelisation de la couverture récente du banc pour donner naissance aux dunes surimposées au banc dont l'origine est probablement liée au grand bouleversement climatique post 3000 cal. BP. La dynamique des ces dunes est décrite dans la section qui suit.

6.1.3 Dynamique actuelle du banc

La dynamique actuelle est matérialisée par les paramètres morphologiques des dunes associées au banc, qui sont également indicateurs de agents hydrodynamiques en présence. L'asymétrie des dunes se prononce à mesure que l'on s'éloigne de la crête du banc. Deux grandes classes morphologiques se distinguent selon l'orientation des leurs asymétries pour dessiner **une rotation horaire autour de la crête du banc**. La forte corrélation entre la carte des courants de marée et les vecteurs de migration apparente des dunes semble indiquer la **présence d'un gyre tidal à l'origine de la dynamique actuelle des dunes**. Ce dernière point est l'intermédiaire par lequel **la discussions entre la dynamique offshore et onshore a pu être ouverte**.

6.1.4 Comparaison avec les bancs de la Manche

Les résultats de ces travaux confirment certaines observations déjà faites sur d'autres bancs tidaux de la plateforme Nord-Ouest de l'Europe. Cependant le banc de la Horaine, avec le banc du Sercq présentent la particularité d'être différents de ceux qu'on retrouve notamment en mer du Nord (par exemple banc Midelkerke, [Trentesaux \[1993\]](#), en mer Celtique [[Reynaud, 1996](#)] ou mer d'Iroise [[Franzetti et al., 2015](#)]). Une très grande similarité a pu être observée entre ces deux bancs voisins de la Manche occidentale. Dont les résumés sont présentés dans le résultat ci-dessous.

Bancs	Banc du Sercq	Banc de la Horaine
Type	Banc de Sillage	Banc de Sillage
Localisation	Arrière de l'île de Sercq	Arrière de l'archipel de Bréhat
Dunes surimposées au banc ?	Oui – donc banc tidal actif	Oui – donc banc tidal actif
Asymétriques	Flanc "raide" = 6°, orienté Est	Flanc "raide" = 5°, orienté NW
Dimensions	L=6, l= 1.5 km, H = ~ 25 m	L=12 km, l = 2 km, H = ~ 25 m
Profondeur	12 à -50 m	
Hydrodynamisme	Marée semi-diurne de type macrotidal : (marnage= 8m). Courants de marée associés giratoires : -flot dominant orienté au NW (350°) -jusant subordonné orienté au SE (160°)	Marée semi-diurne de type macrotidal : (marnage= 9 m). Courants de marée associés giratoires : - flot dominant orienté au SE (160°) -jusant subordonné orienté NW (350°)
Orientation général	Allongement Nord-Sud angle d'environ 10 degrés avec le courant dominant dans le sens horaire	Allongement NW-SE angle d'environ ~10 degrés avec le courant dominant dans le sens horaire
Circulation	Circulation anti-horaire autour du banc (cellule de convergence)	Circulation horaire autour du banc (cellule de convergence)
Morphologie	Deux zones distinctes : -Au Nord : 5 grandes dunes isolées -Au Sud : grandes dunes anastomosées et empilées	Deux zones distinctes : -Au Nord grandes dunes migrante vers le NE et - au Sud grande dunes migrante vers le SW.
Asymétrie des dunes	*Dunes du Nord asymétriques vers le NW *Dunes du Sud - côté oriental du banc : asymétriques vers le NW - côté occidental : asymétriques vers le SE -zone médiane : symétriques	*Dunes du Nord asymétriques vers le NE *Dunes du Sud asymétriques vers le SW *zone médiane : symétriques
Granularité en surface	Sable beige coquillier moyen à grossier	Sable jaunâtre coquillier (70%) moyen à grossier
Structure interne des dunes	2 types de réflecteurs : *grandes discontinuités majeures : - dues au tempête - dues à la progradation des dunes réflectrices internes : -liés à la réactivation des dunes -liés au phénomène d'avalanche	1 type de réflecteurs : obliques progradants.
Structure interne du banc	4 unités sismiques : -U1 faciès sismique sourd (roches cristallines) -U2 faciès sismique à grande réflectivité. -U3 faciès sismique organisé en réflecteurs internes tronqués par de grandes discontinuités majeures (faciès tidal écrêté) -U4 faciès sismiques à réflecteurs internes et présence de discontinuités horizontales mais de moins grande extension et localisées dans les parties sommitales des dunes (unité actuelle = banc tidal).	4 unités sismiques (reposant sur un socle Cambrien (U0) : -U1 faciès subhorizontal -U2 faciès sismique horizontal à localement ondulant. - U3 faciès sismique oblique progradants vers la côte -U4 faciès sismiques à réflecteurs internes oblique progradants à l'image des dunes composant le banc. (Unité actuelle = banc tidal).

6.2 Morphodynamique sédimentaire onshore

6.2.1 Facteurs de contrôle de la dynamique onshore

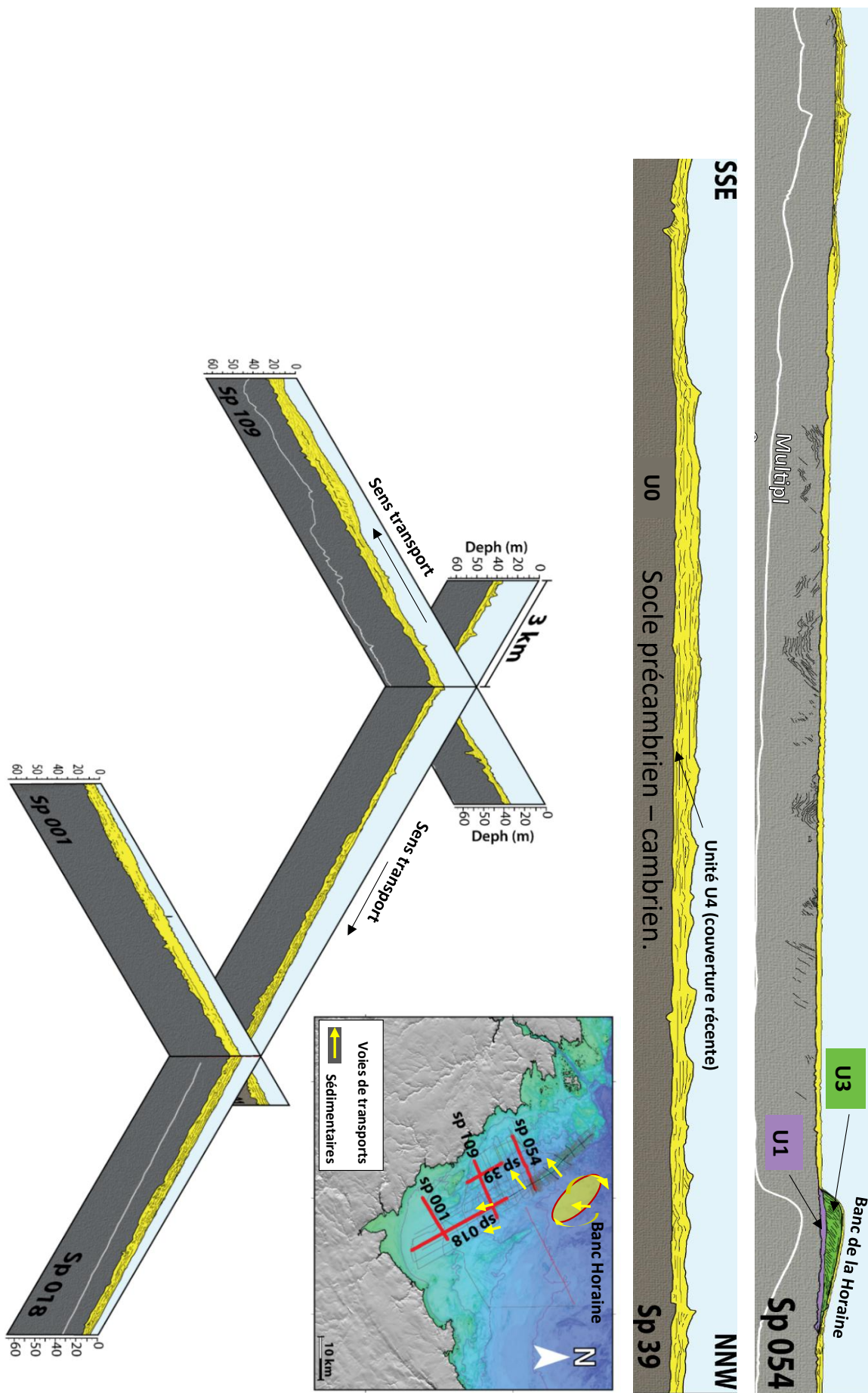
Les facteurs de contrôle de la morphodynamique sédimentaire intertidale dépendent de l'échelle de temps d'observation. A moyen terme (échelle décennale), la marée semble être le facteur déterminant dans la morphodynamique des bancs sédimentaires intertidaux au même titre qu'en baie du Mont-Saint Michel [Tessier et al., 2019]. L'immersion des bancs, fonction de la dynamique tidale, étant la condition nécessaire pour que les facteurs moteurs (Houle/vagues et tempêtes) puissent agir sur les bancs, et entraîner leur migration vers la côte. Cependant, à court terme (échelle saisonnière), ce sont les houles associées à la mer de vents, et probablement aux événements de tempête qui conditionnent la migration des bancs intertidaux. Cela explique en partie des vitesses de migration largement plus importante qu'en baie du Mont Saint Michel ($\sim 100m/an$ contre $\sim 10m/an$).

Concernant le bilan sédimentaire, les données disponibles non pas permis d'en tirer une conclusion même si les tendances semblent s'inscrire dans le même schéma que la dynamique des bancs.

6.2.2 Rôle du banc de la Horaine dans l'apport sédimentaire des côtes adjacentes

La synthèse faite de la dynamique du banc de la Horaine (voir chapitre 4) montre l'image de dunes qui se détachent du banc pour rejoindre la côte. Cela a permis de poser l'hypothèse que ce sont les mêmes qu'on retrouve en zone intertidale sous la forme de bancs intertidaux.

Ce qui s'apparente, de prime abord, à un détachement de dunes du banc de la Horaine, serait en réalité le résultat d'une sculpture du fond par les agents hydrodynamiques notamment la houle et la marée. La formation de ces dunes dépend surtout de la profondeur du fond et de l'interaction des agents hydrodynamique avec le fond, cela explique en partie la diminution de leur hauteur en fonction de la profondeur.



Architecture de couverture sédimentaire et enregistrement des fluctuations climatiques : baie de Saint-Brieuc Kalil Traoré 2022
 FIGURE 6.1 – Carte de Synthèse du transfert sédimentaire entre le large et le fond de

L'asymétrie observée dans la distribution des champs dunaires entre la partie occidentale (en abondance) et la partie Orientale (quasi absents) de la baie est liée à une épaisseur sédimentaire plus importante dans la partie occidentale (Figure ??), qui donne lieu à un stock sédimentaire suffisant pour modeler le fond. A contrario, la couverture sédimentaire actuelle dans la partie orientale est très mince, et laisse souvent affleurer le substratum rocheux. De sorte que les dépôts meubles n'ont en général pas une grande influence sur la morphologie du fond marin. En effet, sur les fonds plats, les courants de marée remanient sans cesse les grains de sable, et en bien des endroits ils ne laissent rien subsister sur les cailloux et les graviers. Mais ces courants sont ralentis quand on s'approche des côtes. Ils subissent en particulier l'action des reliefs cado-hercyniens qui émergent de la plateforme.

Ainsi, contrairement à ce qu'on a pu imaginer, ces comblements localisés semblent être le fruit d'un héritage structural commun entre le banc de la Horaine et la bordure occidentale de la baie en général, et plus particulièrement, les littoraux du fond de baie dont l'embouchure du port de Legué, l'anse d'Yffiniac et l'anse de Morieux.

L'engraissement observé du fond de baie serait donc lié à une redistribution asymétrique du stock sédimentaire lors de la transgression Holocène au dépend de l'héritage structural de la baie à la faveur de la partie Occidentale abritée. Le même phénomène est observé en baie du Mont Saint-Michel voisine [Tessier et al., 2012].

6.3 PERSPECTIVES

Ces travaux ont été l'occasion de dresser une synthèse globale sur la dynamique du système sédimentaire de la baie de Saint-Brieuc à partir des données de mesure in-situ. Cela ouvre un cadre de réflexion sur lequel il faudrait s'appuyer pour une étude plus approfondie.

D'abord en offshore : l'histoire Holocène a été reconstituée sur la seule base de l'architecture interne du banc de la Horaine. Si les données géophysiques donnent des informations précieuses sur l'architecture et la distribution spatiale des dépôts, l'observation

effective des sédiments est fondamentale pour caractériser les successions lithologiques et préciser les environnements de dépôt correspondants. Dans la continuité des ces travaux, il serait intéressant de regarder l'aspect lithologique des unités sismiques étudiées. Des mesures de courant au niveau du banc de la Horaine permettront également de préciser et de quantifier la dynamique de flux sédimentaire du système pour mieux comprendre dans quelle mesure le système est fermé (ou non), et aussi sa contribution potentielle à l'alimentation de la côte en sédiments.

L'étude par approche intégrée se révèle être très intéressante dans la mesure où elle permet de prendre en compte systématiquement la réalité d'un continuum terre-mer ouvrant la voie vers une démarche holistique de l'étude de la dynamique sédimentaire côtière.

L'approche statistique par analyse exploratoire entre processus et réponses donne des résultats encourageants qui méritent d'être développés encore d'avantage.

Liste d'abréviations

SHOM Service hydrographique et océanographique de la Marine	51
DGPS Différentiel Global Position System	47
TST Transgressive System Track	77
CNEXO Centre National pour l'EXploitation des Océans	45
IFREMER Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer	45
RTK Real Time Kinematic	50
ZH Zéro Hydrographique	50
RAM Références Altimétriques Maritimes	51
SMF Sondeur Multi-Faisceaux	46
HR Haute Résolution	46
CAN Compagnie Armoricaïne de Navigation	54
NAO North Atlantic Oscillation	31
WEPA West Europe Pressure Anomaly	121
MIS Marine Isotope Stages	17
DSAS Digital Shoreline Analyse System	63
MFS Maximum Flooding Surface	140
TST Transgressive System Tract	77
HST Highstand System Tract	141
SLIP Sea Level Index Point	76
CEPMMT Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme	67
ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts	67

Table des figures

Figure 1.1 La distribution des plateformes continentales actuelles à travers le monde est illustrée sur la carte. Elle montre les plateformes péricontinentales étroites (ex : Afrique, est de l'Amérique du Nord) et les plateformes épicontinentales larges (ex : nord de l'Amérique du Nord, Sibérie, nord-ouest de l'Europe). Certaines des plateformes les plus étudiées dans le monde sont marquées, telles que 1, mer de Béring ; 2, Oregon-Washington ; 3, Baie de l'est des États-Unis atlantique moyen ; 4, golfe du Mexique ; 5, nord-ouest de la Colombie ; 6, Amazone/Orinoco/Paria ; 7, nord-ouest de l'Europe (mer du Nord, mer Celtique, Manche, Baie Allemande) ; 8, sud-est de l'Afrique ; 9, mer Jaune) d'après [Jonhson and Baldwin \[1986\]](#); [Reading \[2009\]](#). 4

Figure 1.2 Géométrie de prisme sédimentaire de plateforme en fonction de l'apport sédimentaire. (a) Une succession accréctionnaire/régressive dominée par l'apport. (b) Une succession dominée par l'érosion et la rétrogradation avec accommodation (modifié d'après [Swift and Thorne \[1991\]](#)). 8

Figure 1.3 Classification des principaux types de plateformes continentales en fonction de leur régime hydrodynamique dominant durant les périodes de beau temps, et en fonction de l'interaction plus ou moins importante des tempêtes (modifié d'après [Jonhson and Baldwin \[1996\]](#)). la : estuaires et baies macro-tidaux (Cook Inlet, Baies de Fundy, de Chesapeake, de Kuskokwim, baie du Mont St-Michel, baie de Saint Brieuc etc). lb : baies et estuaires mésotidaux (German Bight..). 2 : détroits de marée. 3 : mers dominées par les marées (Mer du Nord, Mer Jaune, Mer Celtique, George Bank...). 4 : Plates-formes dominées par les courants océaniques (plateau marocain, Afrique du Sud-est, Plateau de Blake...). 5 : Plates-formes dominées tempêtes (courants de dérive) (plate-forme atlantique des USA...). 6 : Plates-formes dominées tempêtes (courants de dérive et houle) (côte ouest des USA...). 7 : Plates-formes dominées tempêtes (courants de dérive) (SE du Détroit de Béring...). 8 : Plateformes dominées tempêtes (énergie moyenne à faible) (Golfe du Mexique...). 9 : Plates-formes dominées par la sédimentation vaseuse (Amazone, Niger, Mer Jaune..). 10 : Baies sans marée et à faible niveau d'énergie (Baie d'Hudson, Mer Baltique...). Il : environnements dominés par les vagues de beau temps. 10

Figure 1.4 Profils sismiques interprétés sur le Well Bank et le Smith Knoll en Mer du Nord, d'après [Houbolt \[1968\]](#). Les pentes réelles des clinofformes sont de l'ordre de 4° 13

Figure 1.5 Profil perpendiculaire au Middelkerke bank. Combinaison de données sismiques et lithologiques (carottes 18 à 27). Echelle verticale fortement exagérée. Les traits pleins représentent les réflecteurs sismiques, les tirets les limites supposées à partir de l'étude des profils sismiques et de la lithologie. Pour chacune des unités (U2 à U7) ou sous-unités les caractéristiques principales sont encadrées. (d'après [[Trentesaux, 1993](#)]). 14

Figure 1.6 Séquence élémentaire de dépôt caractéristique de la plateforme externe de mer de Chine de l'Est [Berne et al., 2002]. Les surfaces d'érosion principales sont d'origine marine et non fluviale. La première se produit lors de la baisse glacio-eustatique du niveau marin lors de la progradation des dépôts deltaïques, causée par l'effet combiné des houles et des marées. Ces surfaces sont subhorizontales et peuvent s'étendre sur des centaines de kilomètres, seulement interrompues par de rares incisions plus profondes (2) situées aux endroits des distributaires deltaïques ou des chenaux marées estuariens. Comme observé dans le delta de l'Escaut (van Veen, 1950), ces incisions peuvent atteindre 50 m. Les dépôts estuariens (3) sont limités par une faible incision fluviale qui marque la limite de la séquence (s.b.). Cette surface est remodelée par la surface de transgression, également d'origine marine, qui sépare les premiers dépôts estuariens (4) des dépôts plus tardifs de bancs de sable du large (5). Les dépôts prodeltaïques (1) se forment ensuite, à la fois dans le cortège de haut niveau et au début de la chute du niveau marin. Dans ce schéma, la surface d'inondation maximale (m.f.s.) se trouve à la surface supérieure des bancs de sable ou, comme montré parfois par les profils sismiques, à quelques dizaines de centimètres au-dessus, surtout dans les inter-bancs. C'est le type de sédiment qui se dépose actuellement dans la zone des bancs de sable de la MCE. 16

Figure 1.7	Enregistrement des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}O$) pendant le Quaternaire et le Pliocène terminal (2,6 Ma derniers) déduit des foraminifères benthiques de la carotte Numéro 677 d'eau profonde (large du Costa Rica) du Programme de forage océanique (ODP). Les étiquettes représentent les stades isotopiques de l'oxygène utilisés universellement pour faciliter la comparaison entre les enregistrements $\delta^{18}O$. Par exemple, le stade 5e (nommé MIS-5e) est associé au dernier interglaciaire, tandis que le stade MIS-2 au dernier maximum glaciaire. La numérotation se fait à partir du stade tempéré actuel (ou stade MIS-1), en remontant dans le temps. [Modifié à d'après Shackleton et al. [1990]. Les cycles 100 ka et 41 ka représentent les cycles de Milankivitch prédominants pour la période correspondante d'après Head and Gibbard [2005]; Berger [2006]	18
Figure 1.8	Anomalie de temperature au cours de l' Holocène modifiée d'après Marcott et al. [2013]	20
Figure 2.1	Contexte géographique de la baie de saint Brieuc	23
Figure 2.2	Carte et coupe géologique du Massif Armoricain d'après [Ballevre et al., 2013]	24
Figure 2.3	Carte Géologique simplifiée de la baie de Saint-Brieuc modifiée d'après [Chantraine et al., 2003]	26
Figure 2.4	Contexte sédimentaire de la baie de Saint-Brieuc. a, Distribution des voies de transport de sable dominantes et leurs relations avec les principales zones de vagues de sable sur le plateau continental nord-ouest européen (d'après Stride [1963]). b, Carte des sédiments de surface d'après le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M), les flèches représentent les vecteurs hydrodynamiques de transit sédimentaire dans la baie de Saint-Brieuc, identifiés à partir des types de fond et des structures sédimentaires (d'après Augris et al. [1996].	27
Figure 2.5	Carte sédimentologique du fond de baie de Saint Brieuc.	30

Figure 2.6	Cette figure montre les changements de la température moyenne mensuelle au fond de la baie de Saint-Brieuc sur une période de 42 ans, de 1979 à 2021. Les données utilisées sont issue du modèle ERA5 du programme Copernicus au pas de temps 3 heures, et ont été compilées pour présenter une vue d'ensemble des variations de la température localisé au niveau de la rose de houles de la Figure 2.5	32
Figure 2.7	Cette figure illustre les cumuls mensuels de précipitation en baie de Saint Brieuc entre 2010 et 2020 (Données fournies par Météo-France). . .	33
Figure 2.8	Carte des Oscillations Nord Atlantique (<i>NAO</i>)	34
Figure 2.9	Compilation de l'ensemble des tempêtes recensées par Météo France pour la région Bretagne depuis 1984. L'indice SSIs est l'indice retenu pour l'étude des tempêtes en France métropolitaine. Il s'appuie exclusivement sur les surfaces relatives (exprimées en %) des zones affectées par des rafales supérieures à 100, 120, 140 ou 160 km/h multipliées par ces valeurs de vent au cube pour tenir compte de leur puissance. La durée des tempêtes n'est pas prise en compte dans cette formulation.	36
Figure 2.10	Contexte hydrodynamique de la zone d'étude (Baie de Saint Brieuc) localisée le long de la côte sud-ouest de la Manche dominée principalement par la marée. Données d'amplitude des marées d'après le S.H.O.M. (1968), on note la présence des houles venant de l'Atlantique et enregistrées via les bouées du CANDHIS représenté, sur la carte, sous la dénomination de l'Ouessant, Kérion et Minquier.	38
Figure 2.11	Carte des courants de surface maximums de marée en vives eaux moyennes (coefficient 95) de la Baie de Saint Brieuc. Le maximum des courants est atteint à mi-marée (d'après le S.H.O.M.). a, courants de flot ; b, courants de jusant.	39
Figure 2.12	Distribution annuelle de la hauteur significative des houles de la rose des houles présentée sur la figure 2.12 issue des données de modèle de reanalyse ERA5 du programme Copernicus.	40

Figure 2.13 Carte des courants résiduels en baie de Saint-Brieuc d'après Augris et al. [1996].	41
Figure 3.1 Localisation géographique des levés géophysiques au large de la baie de Saint-Brieuc dans le cadre des campagnes GeostBrieuc 2018, Sagramanche 1972, et les carottes sédimentaires prélevées.	45
Figure 3.2 Dispositif d'acquisition de la campagne GeoStBrieuc 2018.	48
Figure 3.3 Dispositif d'acquisition des données Sonar à balayage latérale utilisé dans le cadre de cette étude.	49
Figure 3.4 Références Altimétriques Maritimes pour les sites de la zone de marée des abords la Baie de Saint Brieuc.	52
Figure 3.5 Schéma du dispositif de positionnement du Navire Thalia - mission Geostbrieuc 2018	53
Figure 3.6 Données de marée pour la journée du 31/03/2018 - GEOST-BRIEUC'2018. Les données du SHOM correspondent au	55
Figure 3.7 Principe de fonctionnement du vibrocarottier. A, photo de l'équipement issue de la mission réalisée au large de la Gironde (Juin 2018); B, schéma du dispositif d'après Menier et al. [2014].	56
Figure 3.8 Technique des empreintes à la laque modifié d'après Trentesaux [1993]	57
Figure 3.9 exemples d'images satellites utilisées pour suivre la migration des bancs de fond de baie de Saint Brieuc. Les informations entre parenthèses désignent la résolution des images, par exemple, une résolution de 30m x 30m signifie que les objets peuvent être observés avec une limite de précision de 30 mètres. En dessous de cette limite, l'observation n'est pas possible.	59
Figure 3.10 Résumé des données recueillies pour l'étude de la dynamique onshore.	60
Figure 3.11 Image Sentinel 2 du 10-09-2015 du fond de baie de Saint Brieuc avant application du filtre de Sobel.	61

Figure 3.12 Image Sentinel 2 du 10-09-2015 du fond de baie de Saint Brieuc après l'application du filtre de Sobel.	62
Figure 3.13 Carte des limites digitalisées du pied aval de la dune SBR-2020-3 pour les différentes périodes sélectionnées en 2020. Les mouvements sont quantifiés par rapport à la ligne de référence pour chaque transect dans la suite de l'analyse.	64
Figure 3.14 Principe de suivi de la migration des bancs à l'échelle interannuelle. Pour chaque point sélectionné (E1,E2,C), le mouvement est caractérisé par une norme N et une direction α (voir tableau xx).	65
Figure 5.1 Carte sédimentologique du fond de baie de Saint Brieuc (données issues de Data SHOM). Les rectangles correspondent aux zones d'étude. La rose des Houles a été réalisée à partir d'une compilation des données de houles tri-horaire du modèle ERA5 (programme Copernicus, voir section 3.2.5) entre 1980 et 2020.	100
Figure 5.2 Carte de distribution spatiale du taux de $CaCO_3$ dans les échantillons prélevés sur le banc flèche de la Chapelle Saint Maurice à 5 c. . . .	101
Figure 5.3 Histogramme de fréquences des longueurs et largeurs réalisé à partir de 250 observations de bancs pour la période comprise entre 2010 et 2020 (voir Figure 5.5).	102
Figure 5.4 Photographies illustrant la morphologie globale des dunes étudiées et leur composition lithologique (exemple des dunes d'anse d'Yffiniac (voir Figure 5.8.B & .C). (a) photo aérienne prise par drone le 11/06/2021; (b) vue de profil 2020 du pied aval de la dune; (c) vue perspective; (d) illustration des coquilles composant généralement ces dunes.	103

Figure 5.5	Carte des dunes digitalisées à partir d'images satellites pour la période allant de 2010 à 2020. Les rectangles A, B et C correspondent aux zones sélectionnées dans le cadre du suivi diachronique de la dynamique des dunes. A : Embouchure du port de légué, B : Dunes de l'anse d'Yffiniac, C : les dunes-flèches de l'anse de Morieux.	104
Figure 5.6	Histogramme de fréquence des directions d'allongement des dunes, réalisé à partir de 250 observations pour la période comprise entre 2010 et 2020 (voir Figure 5.5.	105
Figure 5.7	Déplacement mensuel du banc d'Yffiniac pour la période allant du 26/12/2019 au 17/12/2020	106
Figure 5.8	Dunes sélectionnées pour suivre leur migrations dans le cadre de cette étude.	108
Figure 5.9	Bancs sélectionnés pour suivre leurs migrations dans le cadre de cette étude. A Banc SBR-2020-1; B, Banc SBR-2020-2, P1, résumé des variabilités temporelles des composantes du régime climatique.	110
Figure 5.10	Suite de la figure 5.9. C, banc SBR-2020-3; D, banc SBR-2020-4, P2, résumé des variabilités temporelles des composantes du régime climatique pour la période couvrant la migration des dunes C et D.	112
Figure 5.11	Cartes des différences d'élévation semestrielles.	116
Figure 5.12	Cinématique d'un tronçon kilométrique du trait de côte bordant l'anse de Morieux entre décembre 2018 et décembre 2020. Le RMSE (<i>Le Root Mean Squared Error</i>) correspond à la marge d'incertitude.	118
Figure 5.13	Cartes des différences d'élévation entre des années consécutives. A, bilan sur an d'observation, B : observation sur 2 ans; C : Observation sur 10 ans différence entre MNT drone et données Lidar.	119
Figure 5.14	Variation mensuelle moyenne de la vitesse des vents entre 1982 et 2021 issue des données de reanalyse du modèle ERA5 du programme Copernicus.	122

Figure 5.15 Cinématique de la dune SBR-2020-3 pour les différentes saisons de l'an 2020. A, mouvement net du banc d'Yffiniac par saison. B, rose des houles du fond de baie de Saint-Brieuc issues du Modèle ERA5 (programme Copernicus). Les traits rouges d'orientation NNE-SSW représentent la direction de migration du banc.	124
---	-----

Figure 5.16 Résumé des variables étudiées par analyse exploratoire des données. a/ Analyse en composante principale pour les deux premières périodes couvrant la migration des bancs. AN-NAO, NAO moyenne annuel ; Win-NAO, NAO d'hiver allant de décembre à mars soit 4 mois ; WEPA, anomalie annuelle de pression pour l'Europe de l'Ouest ; tide, marnage moyen annuel ; storm, nombre annuel de tempêtes répertoriées par Météo France ; Ws, nombre annuel de vents dont la vitesse dépasse 10m/s ; Hs, nombre annuel de Hauteur significative (Houles et vagues) dépassant 1.5 m. Ces deux dernières données sont issues respectivement et la NOAA, et du modèle de réanalyse ERA5 du programme Copernicus. SBR-2020-1, SBR-2020-2, SBR-2020-3, SBR-2020-4 sont les vitesses migration des bancs portant le même nom. B/ Matrice de corrélation entre les variables physiques sélectionnées pour expliquer la migration des bancs.	129
--	-----

Figure 5.17 Résumé des variables étudiées par analyse exploratoire des données. a/ Analyse en composante principale pour les deux premières périodes couvrant la migration des bancs. AN-NAO, NAO moyenne annuel ; Win-NAO, NAO d’hiver allant de décembre à mars soit 4 mois ; WEPA, anomalie annuelle de pression pour l’Europe de l’Ouest ; tide, marnage moyen annuel ; storm, nombre annuel de tempêtes répertoriées par Météo France ; Ws, nombre annuel de vents dont la vitesse dépasse 10m/s ; Hs, nombre annuel de Hauteur significative (Houles et vagues) dépassant 1.5 m. Ces deux dernières données sont issues respectivement et la NOAA, et du modèle de réanalyse ERA5 du programme Copernicus. SBR-2020-1, SBR-2020-2, SBR-2020-3, SBR-2020-4 sont les vitesses migration des bancs portant le même nom. B/ Matrice de corrélation entre les variables physiques sélectionnées pour expliquer la migration des bancs.	132
Figure 5.18 Environnements sédimentaires et distribution des corps sableux dans les milieux marins peu profonds dominés par les marées. d’après Desjardins et al. [2012].	134
Figure 6.1 Carte de Synthèse du transfert sédimentaire entre le large et le fond de baie de Saint Briec.	145
Figure A.1 Classes de dunes du banc de la Horaine. Ces classes ont été obtenue à partir de la méthode Kmeans, classification non supervisée par apprentissage machine (ou (<i>machine learning</i>)).	173
Figure A.2 Cartes de localisation des échantillons sédimentaires analysé dans le cadre de ces travaux.	179
Figure A.3 Variation de la pression atmosphérique moyenne mensuelle en fond de baie de Saint-Briec entre 1979 et 2021 compilée à partir du modèle ERA5 du programme Copernicus.	180

Figure A.4	Variation des conditions climatiques extrêmes entre 1982 et 2020 par nombre d'événements enregistrés. Ces données sont compilées à partir de la base de données ERA5 du programme copernicus combinée aux tempêtes répertoriées par Météo-France. Les Hs correspondent aux hauteurs significatives des houles (voir la rose des houles de la figure 2.4 pour la localisation de ces mesures.	181
Figure A.5	Variation des indice d'oscillation NAO et WEPA entre 1950 et 2018. Ces indices déterminent les conditions climatiques régionales et indiquent les tendances évolutives du système climatique de l'Europe du Nord-Ouest (voir le chapitre 2 - section 2.4.2).	182

Liste des tableaux

3.1	Tableau de synthèse des campagnes dont les données ont été exploitées dans cette thèse	44
3.2	Résumé du fichier de marée traité sous GLOBE	54
5.1	Statistiques décrivant la morphologie des dunes de fond de baie, réalisées à partir de 250 observations.	102
5.2	Résumé des statistiques de mouvement de la dune SBR-2020-3 au cours de l'an 2020. Les mois correspondent à la période comprise généralement entre la fin du mois précédent et celle du mois présenté dans le tableau (Par exemple pour Janvier, c'est du 23-12-2019 au 22-01-2020) voir Figure 3.13 pour les dates précises).	107
5.3	Résumé des statistiques de mouvement du trait de côte des plages de Bonabri et Grandville (anse de Morieux (Figure 5.13) entre déc-2018 et déc-2020 Figure 3.13 pour les dates précises).	120
A.1	Liste des dunes recensées du banc de la Horaine avec leurs paramètres morphométrique.	169
A.2	Tables granulométriques des échantillons de la campagne du 17/08/2020, banc-flèche de Langueux	174
A.3	Tables granulométriques des échantillons de la campagne du 17/08/2020, banc-flèche de Morieux à la Chapelle Saint Maurice (voir la figure A.2 pour la localisation des échantillons.	177

Annexes

Données sur la zone d'étude

A.1 Dynamique sédimentaire offshore - Données sur le banc de la Horaine

TABLE A.1 – Liste des dunes recensées du banc de la Horaine avec leurs paramètres morphométrique.

Dunes class	Length (m)	Direction (°)	Max depht (m)	Min deph(m)	Mean depht(m)	Dune Height (m)	Lee angle (°)
1	1024,34	91	-25,43	-15,18	-20,30	7,70	22,58
1	625,47	87	-29,44	-15,45	-22,44	7,35	20,70
1	1053,06	83	-24,06	-10,49	-17,28	7,70	21,19
1	820,42	91	-25,62	-10,29	-17,96	9,53	20,94
1	1624,28	97	-24,61	-11,15	-17,88	8,57	19,92
1	1756,16	91	-16,95	-6,00	-11,48	8,84	18,08
1	744,02	80	-20,23	-13,59	-16,91	9,98	25,60
1	431,98	66	-24,17	-15,41	-19,79	10,19	19,94
1	490,64	64	-22,71	-5,59	-14,15	7,56	18,92
1	526,54	51	-17,65	-7,73	-12,69	11,54	20,79
1	750,39	52	-23,01	-8,87	-15,94	9,68	24,10
1	1013,77	83	-26,77	-17,91	-22,34	7,11	15,04
1	1016,26	93	-26,78	-16,67	-21,72	9,23	18,03
1	1155,47	97	-27,33	-17,44	-22,38	7,71	14,80
1	381,02	89	-25,37	-21,55	-23,46	5,53	19,60
1	880,82	96	-22,36	-9,26	-15,81	6,42	15,10
1	993,50	90	-20,90	-12,41	-16,66	9,04	12,29
1	2806,75	90	-31,34	-8,15	-19,75	8,27	21,25
1	2799,74	99	-31,31	-5,23	-18,27	6,72	17,50
1	1894,31	90	-20,42	-7,37	-13,89	6,69	17,12
1	687,06	111	-16,88	-9,75	-13,32	7,86	18,00
1	2291,14	106	-18,61	-9,98	-14,29	6,83	19,10
1	1838,37	109	-22,68	-12,05	-17,37	5,48	19,35
1	2315,16	118	-21,14	-8,80	-14,97	9,23	19,54
1	838,74	95	-18,75	-12,46	-15,60	6,82	29,68
1	1353,00	93	-18,38	-8,92	-13,65	9,14	15,74
1	1337,70	89	-6,85	-22,15	-14,50	6,56	18,29
1	1358,66	86	-23,95	-9,85	-16,90	5,19	15,32
1	2021,79	96	-24,11	-6,67	-15,39	5,09	14,85
1	1289,91	109	-26,32	-5,24	-15,78	9,04	28,07
1	890,55	90	-21,74	-8,04	-14,89	5,36	20,19
1	1256,48	101	-17,40	-8,16	-12,78	6,44	19,41
1	2155,30	98	-26,99	-10,43	-18,71	8,15	17,61
1	1449,72	114	-20,37	-10,79	-15,58	5,83	19,96
1	451,06	67	-28,35	-23,15	-25,75	5,53	13,70
1	533,38	65	-22,64	-9,55	-16,10	5,96	21,34
1	410,56	68	-28,43	-16,02	-22,22	5,90	18,33
1	212,60	117	-28,69	-14,71	-21,70	6,37	16,10
1	914,47	88	-24,52	-14,04	-19,28	7,72	13,35
1	293,09	103	-23,22	-18,59	-20,90	7,29	13,44
1	406,92	59	-17,97	-7,60	-12,78	5,25	13,57
1	1281,97	97	-20,52	-8,33	-14,42	7,49	13,46
1	588,98	83	-22,74	-9,57	-16,15	5,07	28,72
1	721,36	77	-20,54	-10,83	-15,69	5,71	16,28

Dunes class	Length (m)	Direction (°)	Max depht (m)	Min deph(m)	Mean deph(m)	Dune Height (m)	Lee angle (°)
1	787,65	95	-20,47	-11,26	-15,87	6,77	18,63
1	419,23	96	-21,79	-14,49	-18,14	8,27	25,28
1	222,93	112	-15,35	-10,06	-12,71	6,84	25,91
1	658,16	60	-24,20	-6,42	-15,31	7,19	21,61
1	3010,19	91	-33,85	-5,19	-19,52	7,31	20,44
1	497,31	70	-16,52	-10,71	-13,62	6,11	15,23
2	214,77	80	-26,90	-23,71	-25,30	4,08	21,75
2	294,49	102	-27,10	-23,80	-25,45	4,32	19,75
2	443,83	92	-25,03	-18,51	-21,77	4,92	18,77
2	690,89	77	-31,03	-15,61	-23,32	4,70	21,86
2	459,16	72	-15,08	-8,69	-11,88	3,46	24,11
2	1275,04	94	-32,53	-14,11	-23,32	4,04	24,00
2	1299,68	92	-32,57	-13,09	-22,83	3,89	29,70
2	658,18	76	-22,99	-11,36	-17,18	3,89	15,79
2	241,71	110	-30,14	-28,23	-29,19	3,76	17,29
2	232,20	83	-28,95	-26,39	-27,67	2,82	20,67
2	142,46	109	-28,86	-26,81	-27,84	3,60	25,29
2	196,62	109	-26,96	-26,81	-26,89	2,24	15,38
2	195,32	113	-25,59	-22,49	-24,04	3,73	22,22
2	151,65	89	-28,38	-26,25	-27,32	3,15	24,74
2	224,41	33	-29,51	-26,14	-27,82	2,85	15,09
2	226,68	105	-27,67	-26,29	-26,98	3,06	11,49
2	201,60	108	-27,65	-27,13	-27,39	3,06	11,92
2	217,60	71	-22,44	-18,97	-20,70	3,10	24,12
2	101,08	94	-21,75	-20,18	-20,97	3,38	17,92
2	239,97	67	-31,64	-25,61	-28,63	2,25	15,61
2	199,66	89	-31,27	-25,53	-28,40	4,35	18,79
2	189,50	83	-29,24	-27,73	-28,49	2,48	15,41
2	126,02	62	-28,98	-21,73	-25,35	3,03	18,08
2	106,62	80	-27,68	-20,44	-24,06	3,52	18,86
2	305,77	86	-31,54	-28,56	-30,05	3,78	19,85
2	210,39	70	-23,95	-20,17	-22,06	2,51	13,16
2	418,08	78	-26,93	-13,94	-20,43	4,64	14,41
2	108,43	78	-26,15	-16,19	-21,17	4,02	15,89
2	250,99	57	-21,05	-16,60	-18,83	3,61	15,75
2	148,37	29	-23,74	-17,36	-20,55	1,91	13,72
2	87,51	47	-23,30	-17,74	-20,52	2,33	19,24
2	148,47	88	-24,80	-17,10	-20,95	2,58	20,76
2	155,36	43	-26,02	-19,55	-22,78	2,49	21,36
2	172,59	58	-28,80	-23,90	-26,35	1,95	10,69
2	811,03	83	-17,60	-12,49	-15,05	3,43	13,80
2	126,91	31	-21,68	-16,32	-19,00	2,33	16,84
2	115,80	55	-22,52	-18,93	-20,73	3,62	10,89
2	125,22	28	-28,46	-21,94	-25,20	2,16	18,22
2	112,06	36	-28,72	-24,00	-26,36	3,11	12,57
2	112,30	39	-22,31	-20,49	-21,40	3,73	14,07
2	69,04	25	-27,08	-22,01	-24,55	2,00	24,58
2	165,91	56	-24,50	-18,50	-21,50	2,90	15,90
2	102,11	77	-31,91	-30,60	-31,26	1,94	15,71
2	108,09	38	-30,72	-22,86	-26,79	2,40	18,38
2	292,73	78	-23,59	-17,21	-20,40	3,40	25,65
2	267,30	70	-24,10	-19,73	-21,91	3,75	22,31
2	943,45	82	-17,42	-6,79	-12,10	4,16	22,48
2	244,02	84	-25,23	-18,21	-21,72	4,18	19,59
2	221,02	82	-26,98	-24,94	-25,96	2,24	11,33

A.1. Dynamique sédimentaire offshore - Données sur le banc de la Horaiññ

Dunes class	Length (m)	Direction (°)	Max depht (m)	Min depht(m)	Mean depht(m)	Dune Height (m)	Lee angle (°)
3	98,54	44	-23,81	-21,89	-22,85	1,42	18,73
3	162,87	46	-27,81	-17,69	-22,75	0,86	10,74
3	128,94	48	-28,32	-22,09	-25,21	0,83	12,53
3	307,19	69	-14,51	-18,54	-16,53	1,81	13,43
1	787,65	95	-20,47	-11,26	-15,87	6,77	18,63
2	267,30	70	-24,10	-19,73	-21,91	3,75	22,31
2	943,45	82	-17,42	-6,79	-12,10	4,16	22,48
2	244,02	84	-25,23	-18,21	-21,72	4,13	19,59
2	221,02	82	-26,98	-24,94	-25,96	2,24	11,33
2	181,28	53	-23,78	-12,93	-18,36	2,27	13,29
2	425,72	75	-11,11	-9,79	-10,45	3,73	23,10
2	213,40	54	-15,50	-13,94	-14,72	3,00	15,13
2	281,67	71	-14,19	-12,51	-13,35	2,70	15,54
2	181,65	89	-13,96	-9,14	-11,55	3,10	23,06
3	1381,27	100	-20,48	-14,58	-17,53	1,69	6,14
3	168,56	82	-26,11	-23,33	-24,72	1,75	10,86
3	156,16	109	-27,80	-26,72	-27,26	1,59	8,95
3	141,42	68	-32,69	-27,87	-30,28	1,80	19,47
3	186,28	87	-26,49	-24,95	-25,72	1,69	22,33
3	167,49	66	-24,85	-21,91	-23,38	1,14	13,12
3	91,81	75	-24,66	-22,30	-23,48	1,86	15,45
3	167,64	42	-28,91	-17,70	-23,30	1,23	22,06
3	154,85	41	-24,98	-15,06	-20,02	1,17	18,40
3	50,28	34	-22,02	-18,93	-20,47	1,29	19,55
3	118,35	37	-22,31	-14,01	-18,16	1,20	21,47
3	180,75	66	-27,28	-20,85	-24,07	1,51	14,26
3	103,11	82	-25,32	-21,57	-23,44	1,55	11,88
3	50,83	47	-28,69	-26,48	-27,59	1,05	15,66
3	79,15	44	-27,45	-25,22	-26,34	1,22	9,85
3	73,89	37	-27,64	-22,79	-25,22	1,36	11,91
3	100,09	50	-29,92	-26,93	-28,43	1,60	9,39
3	139,01	48	-29,89	-25,08	-27,49	1,07	12,74
3	130,02	41	-28,44	-22,43	-25,43	1,53	17,43
3	100,37	38	-29,12	-23,31	-26,21	1,19	10,02
3	88,14	33	-28,82	-23,79	-26,31	1,26	14,14
3	99,52	30	-28,56	-22,14	-25,35	1,79	14,21
3	75,41	41	-29,68	-22,40	-26,04	1,25	15,12
3	56,12	35	-28,21	-22,58	-25,39	1,09	15,74
3	144,22	54	-30,41	-23,01	-26,71	0,91	12,66
3	64,49	43	-28,25	-25,45	-26,85	0,64	12,62
3	168,64	45	-25,56	-16,75	-21,16	1,49	13,75
3	90,52	52	-25,65	-21,00	-23,32	1,07	13,72
3	124,21	45	-27,28	-20,28	-23,78	0,88	14,18
3	134,17	39	-27,34	-21,39	-24,37	1,05	15,36
3	77,29	43	-27,38	-22,90	-25,14	1,51	15,17
3	67,39	34	-26,32	-21,86	-24,09	1,34	22,25
3	72,97	27	-29,76	-24,69	-27,22	0,99	15,97
3	47,13	32	-28,75	-25,68	-27,21	0,64	8,85
3	125,70	57	-28,95	-27,57	-28,26	1,29	13,07
3	159,33	60	-28,24	-26,83	-27,54	1,53	17,57
3	127,92	51	-23,72	-18,70	-21,21	1,80	14,66
3	115,44	57	-24,70	-21,60	-23,15	1,44	11,28

Dunes class	Length (m)	Direction (°)	Max depth (m)	Min depth(m)	Mean depth(m)	Dune Height (m)	Lee angle (°)
3	307,19	69	-14,51	-18,54	-16,53	1,81	13,43
3	96,31	58	-24,92	-20,29	-22,61	1,87	10,78
3	106,66	53	-23,89	-19,82	-21,85	1,52	14,11
3	98,54	44	-23,81	-21,89	-22,85	1,42	18,73
3	162,87	46	-27,81	-17,69	-22,75	0,86	10,74
3	128,94	48	-28,32	-22,09	-25,21	0,83	12,53
3	307,19	69	-14,51	-18,54	-16,53	1,81	13,43
3	128,94	48	-28,32	-22,09	-25,21	0,83	12,53
3	118,22	72	-32,04	-31,38	-31,71	1,08	14,68
3	99,90	25	-31,39	-25,00	-28,20	1,26	17,13
3	106,66	53	-23,89	-19,82	-21,85	1,52	14,11
3	98,54	44	-23,81	-21,89	-22,85	1,42	18,73
3	162,87	46	-27,81	-17,69	-22,75	0,86	10,74

A.2 Dynamique sédimentaire on-shore

A.3 Variation de pression de la température et de la pression atmosphérique

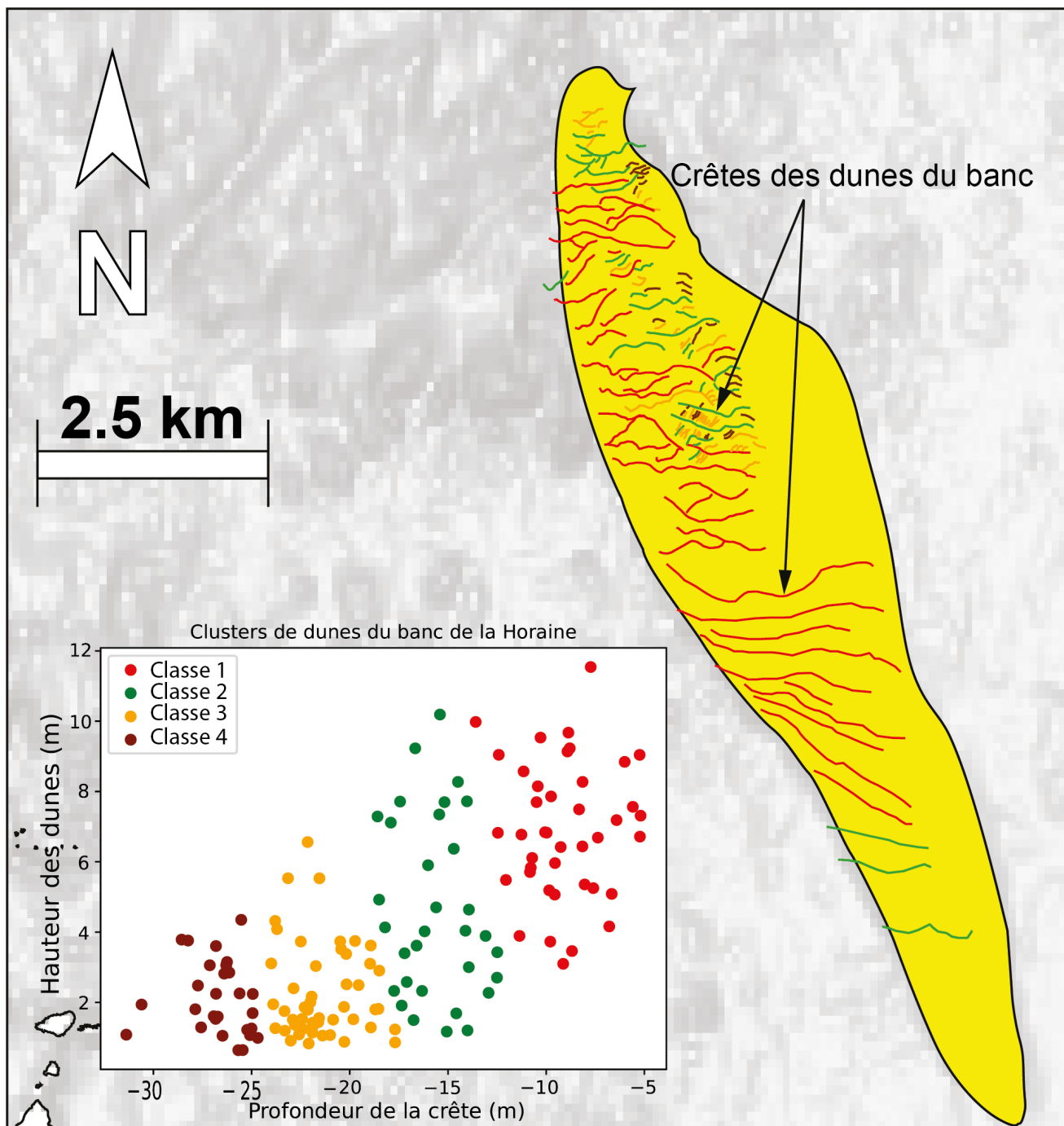


FIGURE A.1 – Classes de dunes du banc de la Horaine. Ces classes ont été obtenue à partir de la méthode Kmeans, classification non supervisée par apprentissage machine (ou machine learning).

TABLE A.2 – Tables granulométriques des échantillons de la campagne du 17/08/2020, banc-flèche de Langueux

Nom de l'échantillon	SBR2020L1	Nom de l'échantillon	SBR2020L2	Nom de l'échantillon	SBR2020L3
Masse totale pesée	152,57	Masse totale pesée	150,72	Masse totale pesée	150,8
Total recueilli	152,45	Total recueilli	150,46	Total recueilli	150,6
Classes granulométrique	Masse (g)	Classes granulométrique	Masse (g)	Classes granulométrique	Masse (g)
2000	14,56	2000	8,39	2000	6,09
1000	7,07	1000	3,58	1000	2,46
500	6,17	500	3,27	500	2,6
250	13,08	250	8,66	250	7,83
125	103,15	125	116,85	125	122,44
63	8,37	63	9,66	63	9,18
< 63	0,05	< 63	0,05	< 63	0

Nom de l'échantillon	SBR2020L4	Nom de l'échantillon	SBR2020L5	Nom de l'échantillon	SBR2020L6
Masse totale pesée	151,77	Masse totale pesée	152,57	Masse totale pesée	151,88
Total recueilli	151,7	Total recueilli	151,26	Total recueilli	151,84
Classes granulométrique	Masse (g)	Classes granulométrique	Masse (g)	Classes granulométrique	Masse (g)
2000	32,2	2000	10,17	2000	12,16
1000	10,46	1000	9,59	1000	12,12
500	8,32	500	7,65	500	10,66
250	15,07	250	12,88	250	15,81
125	80,98	125	102,79	125	94,85
63	4,61	63	8,18	63	6,23
< 63	0,06	< 63	0	< 63	0,01

A.3. Variation de pression de la température et de la pression atmosphérique

Nom de l'échantillon	SBR2020L7		Nom de l'échantillon	SBR2020L8		Nom de l'échantillon	SBR2020L9
Masse totale pesée	150,4		Masse totale pesée	150,98		Masse totale pesée	151,19
Total recueilli	150,03	0,37	Total recueilli	150,8		Total recueilli	151,18
Classes granulométrique	Masse (g)		Classes granulométrique	Masse (g)		Classes granulométrique	Masse (g)
2000	15,28		2000	14,41		2000	8,03
1000	12,31		1000	10,2		1000	5,18
500	10,36		500	8,57		500	5,37
250	11,85		250	12,53		250	15,69
125	86,74		125	99,09		125	108,16
63	13,41		63	6		63	8,66
< 63	0,08		< 63	0		< 63	0,09

Nom de l'échantillon	SBR2020L10		Nom de l'échantillon	SBR2020L11		Nom de l'échantillon	SBR2020L12
Masse totale pesée	150,04		Masse totale pesée	150,42	0,01	Masse totale pesée	151,19
Total recueilli	149,77		Total recueilli	150,41		Total recueilli	150,36
Classes granulométrique	Masse (g)		Classes granulométrique	Masse (g)		Classes granulométrique	Masse (g)
2000	0,38		2000	5,28		2000	7,67
1000	1,65		1000	3,8		1000	3,41
500	1,7		500	3,57		500	2,78
250	7,02		250	7,44		250	10,07
125	110,43		125	120,5		125	117,34
63	28,27		63	9,82		63	9,03
< 63	0,32		< 63	0		< 63	0,06

Nom de l'échantillon	SBR2020L13	Nom de l'échantillon	SBR2020L14	Nom de l'échantillon	SBR2020L15
Masse totale pesée	150,39	Masse totale pesée	150,23	Masse totale pesée	150,62
Total recueilli	150,27	Total recueilli	149,89	Total recueilli	150,35
Classes granulométrique	Masse (g)	Classes granulométriques	Masse (g)	Classes granulométriques	Masse (g)
2000	11,95	2000	0,28	2000	2,63
1000	8,92	1000	0,28	1000	1,47
500	9,54	500	2,04	500	2,2
250	14,67	250	6,26	250	6,58
125	98,84	125	116,97	125	113,13
63	6,3	63	23,66	63	24,06
< 63	0,05	< 63	0,4	< 63	0,26

Nom de l'échantillon	SBR2020L16	Nom de l'échantillon	SBR2020L17	Nom de l'échantillon	SBR2020L18
Masse totale pesée	150,18	Masse totale pesée	150,61	Masse totale pesée	150,32
Total recueilli	149,79	Total recueilli	150,11	Total recueilli	149,7
Classes granulométriques	Masse (g)	Classes granulométrique	Masse (g)	Classes granulométrique	Masse (g)
2000	1,79	2000	0,39	2000	3,63
1000	1,64	1000	0,38	1000	0,35
500	2,37	500	0,6	500	0,57
250	9,75	250	5,87	250	9,38
125	124	125	116,07	125	115,92
63	10,19	63	26,48	63	19,31
< 63	0,05	< 63	0,32	< 63	0,54

A.3. Variation de pression de la température et de la pression atmosphérique

TABLE A.3 – Tables granulométriques des échantillons de la campagne du 17/08/2020, banc-flèche de Morieux à la Chapelle Saint Maurice (voir la figure A.2 pour la localisation des échantillons).

SBR2020M1				SBR2020M2			
Nom de l'échantillon		SBR2020M1		Nom de l'échantillon		SBR2020M2	
Masse totale pesée		150,27		Masse totale pesée		150,1	
Total recueilli		149,77		Total recueilli		149,94	
		0,5				0,16	
Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé	Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé
2000	1,62	1,08	1,08	2000	16,49	11,00	11,00
1000	0,88	0,59	1,67	1000	7	4,67	15,67
500	0,97	0,65	2,32	500	4,99	3,33	18,99
250	9	6,01	8,33	250	10,46	6,98	25,97
125	118,17	78,90	87,23	125	90,82	60,57	86,54
63	19,03	12,71	99,93	63	19,94	13,30	99,84
< 63	0,1	0,07	100,00	< 63	0,24	0,16	100,00

SBR2020M3				SBR2020M4			
Nom de l'échantillon		SBR2020M3		Nom de l'échantillon		SBR2020M4	
Masse totale pesée		150,04		Masse totale pesée		150,14	
Total recueilli		149,86		Total recueilli		150,05	
		0,18				0,09	
Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé	Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé
2000	2,75	1,84	1,84	2000	1,51	1,01	1,01
1000	3,08	2,06	3,89	1000	1,67	1,11	2,12
500	4,8	3,20	7,09	500	3,9	2,60	4,72
250	15,24	10,17	17,26	250	20,49	13,66	18,37
125	115,22	76,89	94,15	125	112,93	75,26	93,64
63	8,72	5,82	99,97	63	9,45	6,30	99,93
< 63	0,05	0,03	100,00	< 63	0,1	0,07	100,00

SBR2020M5				SBR2020M6			
Nom de l'échantillon		SBR2020M5		Nom de l'échantillon		SBR2020M6	
Masse totale pesée		150,29		Masse totale pesée		150,4	
Total recueilli		150,14		Total recueilli		150,23	
		0,15				0,17	
Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé	Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé
2000	3,54	2,36	2,36	2000	8,68	5,78	5,78
1000	4	2,66	5,02	1000	9,37	6,24	12,01
500	4,77	3,18	8,20	500	9,56	6,36	18,38
250	12,4	8,26	16,46	250	19,8	13,18	31,56
125	111,25	74,10	90,56	125	93,91	62,51	94,07
63	13,97	9,30	99,86	63	8,83	5,88	99,95
< 63	0,21	0,14	100,00	< 63	0,08	0,05	100,00

SBR2020M7				SBR2020M8			
Nom de l'échantillon		SBR2020M7		Nom de l'échantillon		SBR2020M8	
Masse totale pesée		150,4		Masse totale pesée		150,22	
Total recueilli		150,2		Total recueilli		149,83	
		0,2				0,39	
Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé	Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé
2000	4,91	3,27	3,27	2000	5,66	3,78	3,78
1000	3,44	2,29	5,56	1000	4,5	3,00	6,78
500	4,68	3,12	8,68	500	3,63	2,42	9,20
250	12,94	8,62	17,29	250	12,97	8,66	17,86
125	110,65	73,67	90,96	125	98,39	65,67	83,53
63	13,58	9,04	100,00	63	24,43	16,31	99,83

Nom de l'échantillon		SBR2020M9				Nom de l'échantillon		SBR2020M10			
Masse totale pesée		150,67				Masse totale pesée		150,93			
Total recueilli		150,54		0,13		Total recueilli		150,68	0,25		
Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé	Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé	Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé
2000	10,67	7,09	7,09	2000	7	4,65	4,65	2000	7	4,65	4,65
1000	9,48	6,30	13,39	1000	3,35	2,22	6,87	1000	3,35	2,22	6,87
500	9,92	6,59	19,97	500	3,81	2,53	9,40	500	3,81	2,53	9,40
250	12,77	8,48	28,46	250	12,71	8,44	17,83	250	12,71	8,44	17,83
125	87,54	58,15	86,61	125	107,56	71,38	89,22	125	107,56	71,38	89,22
63	20,09	13,35	99,95	63	16,15	10,72	99,93	63	16,15	10,72	99,93
< 63	0,07	0,05	100,00	< 63	0,1	0,07	100,00	< 63	0,1	0,07	100,00

Nom de l'échantillon		SBR2020M11				Nom de l'échantillon		SBR2020M12			
Masse totale pesée		150,63				Masse totale pesée		150,58			
Total recueilli		150,25		0,38		Total recueilli		150,32			
Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé	Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé	Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé
2000	4,93	3,28	3,28	2000	22,99	15,29	15,29	2000	22,99	15,29	15,29
1000	3,57	2,38	5,66	1000	11,98	7,97	23,26	1000	11,98	7,97	23,26
500	3,48	2,32	7,97	500	8,52	5,67	28,93	500	8,52	5,67	28,93
250	9,87	6,57	14,54	250	16,5	10,98	39,91	250	16,5	10,98	39,91
125	105,99	70,54	85,08	125	78,42	52,17	92,08	125	78,42	52,17	92,08
63	22,28	14,83	99,91	63	11,7	7,78	99,86	63	11,7	7,78	99,86
< 63	0,13	0,09	100,00	< 63	0,21	0,14	100,00	< 63	0,21	0,14	100,00

Nom de l'échantillon		SBR2020M13					
Masse totale pesée		150,13					
Total recueilli		149,95		0,18			
Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé	Classes granulométrique	Masse (g)	Pourcentage	Pourcentage cumulé
2000	2,18	1,45	1,45	2000	2,18	1,45	1,45
1000	3,35	2,23	3,69	1000	3,35	2,23	3,69
500	5,47	3,65	7,34	500	5,47	3,65	7,34
250	22,43	14,96	22,29	250	22,43	14,96	22,29
125	111,56	74,40	96,69	125	111,56	74,40	96,69
63	4,96	3,31	100,00	63	4,96	3,31	100,00
< 63	0	0,00	100,00	< 63	0	0,00	100,00

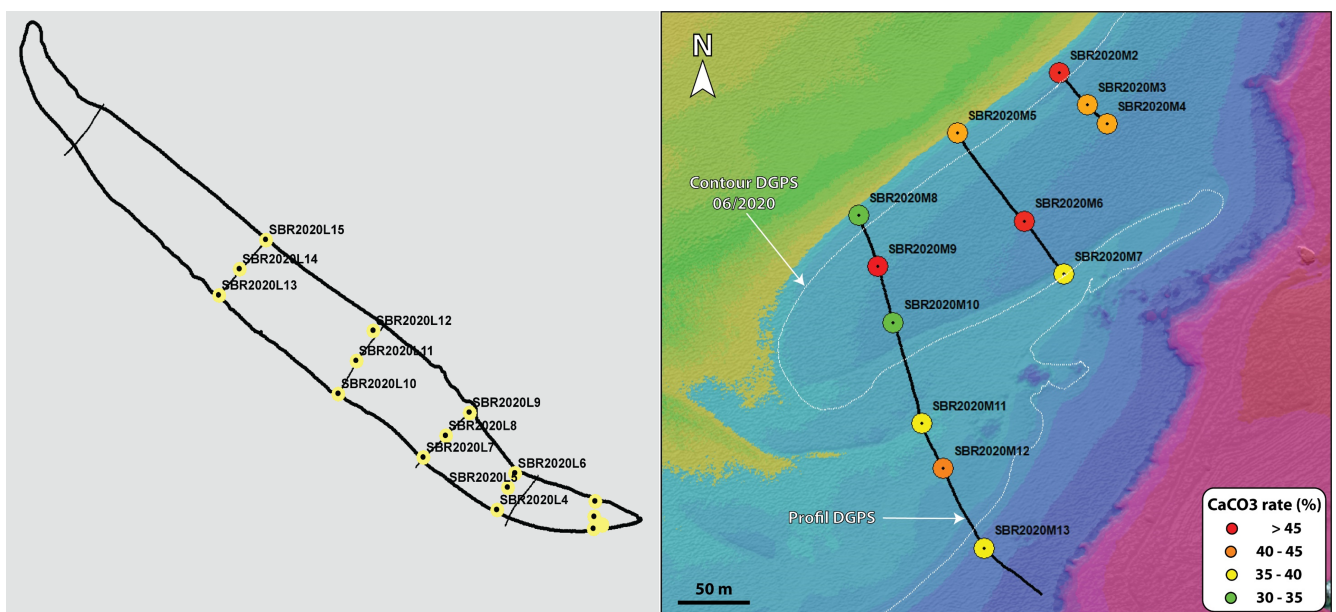


FIGURE A.2 – Cartes de localisation des échantillons sédimentaires analysé dans le cadre de ces travaux.

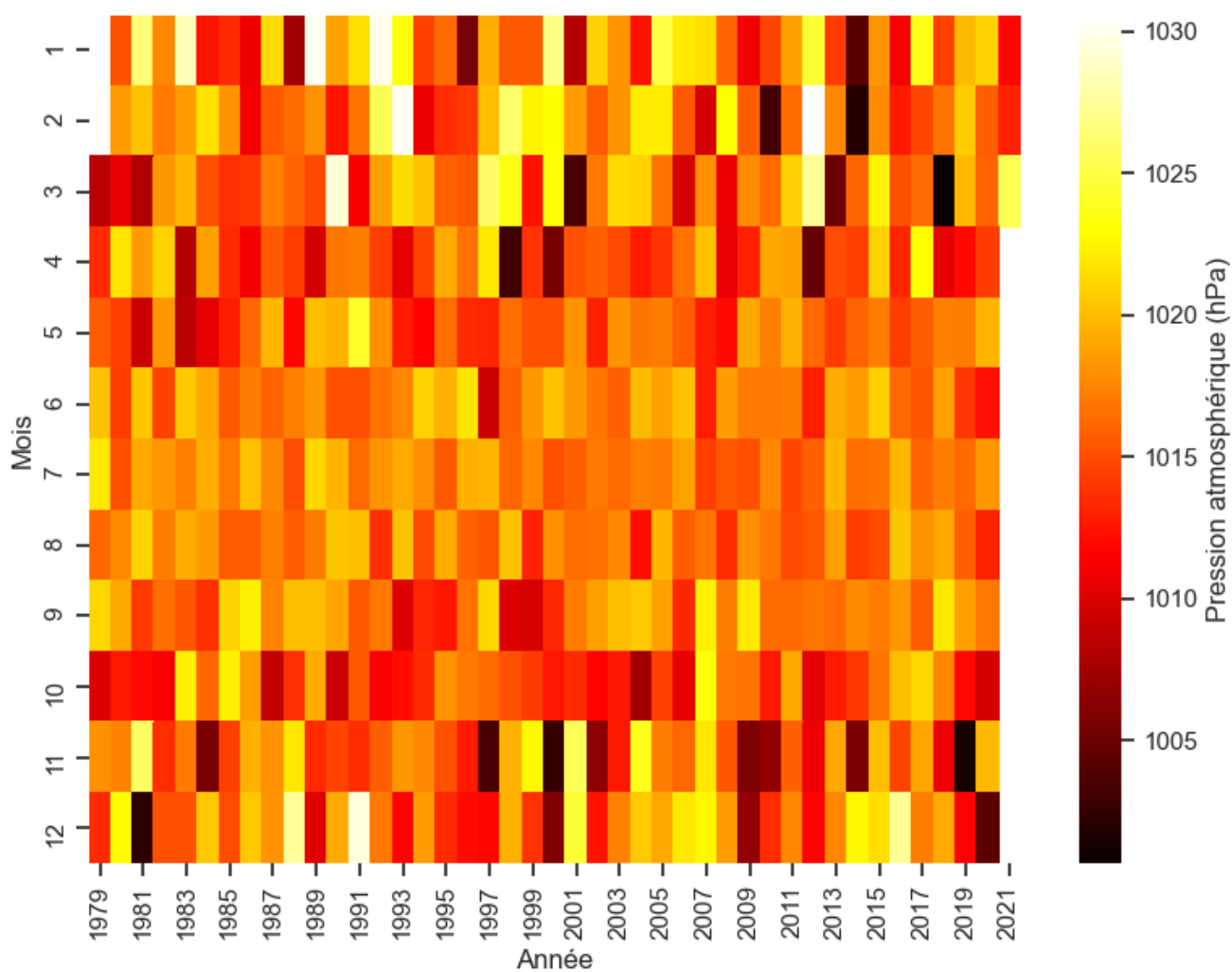


FIGURE A.3 – Variation de la pression atmosphérique moyenne mensuelle en fond de baie de Saint-Brieuc entre 1979 et 2021 compilée à partir du modèle ERA5 du programme Copernicus.

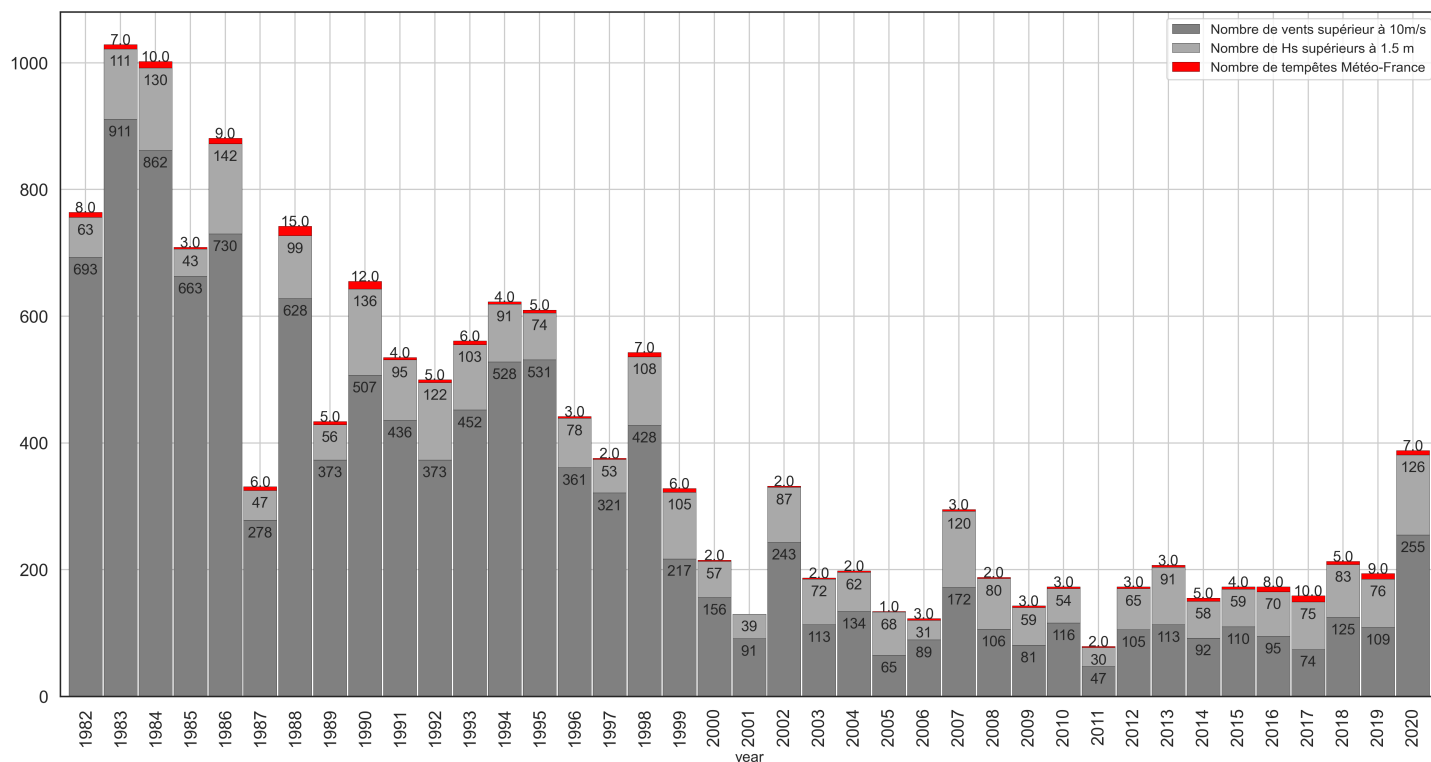


FIGURE A.4 – Variation des conditions climatiques extrêmes entre 1982 et 2020 par nombre d'événements enregistrés. Ces données sont compilées à partir de la base de données ERA5 du programme copernicus combinée aux tempêtes répertoriées par Météo-France. Les Hs correspondent aux hauteurs significatives des houles (voir la rose des houles de la figure 2.4 pour la localisation de ces mesures).

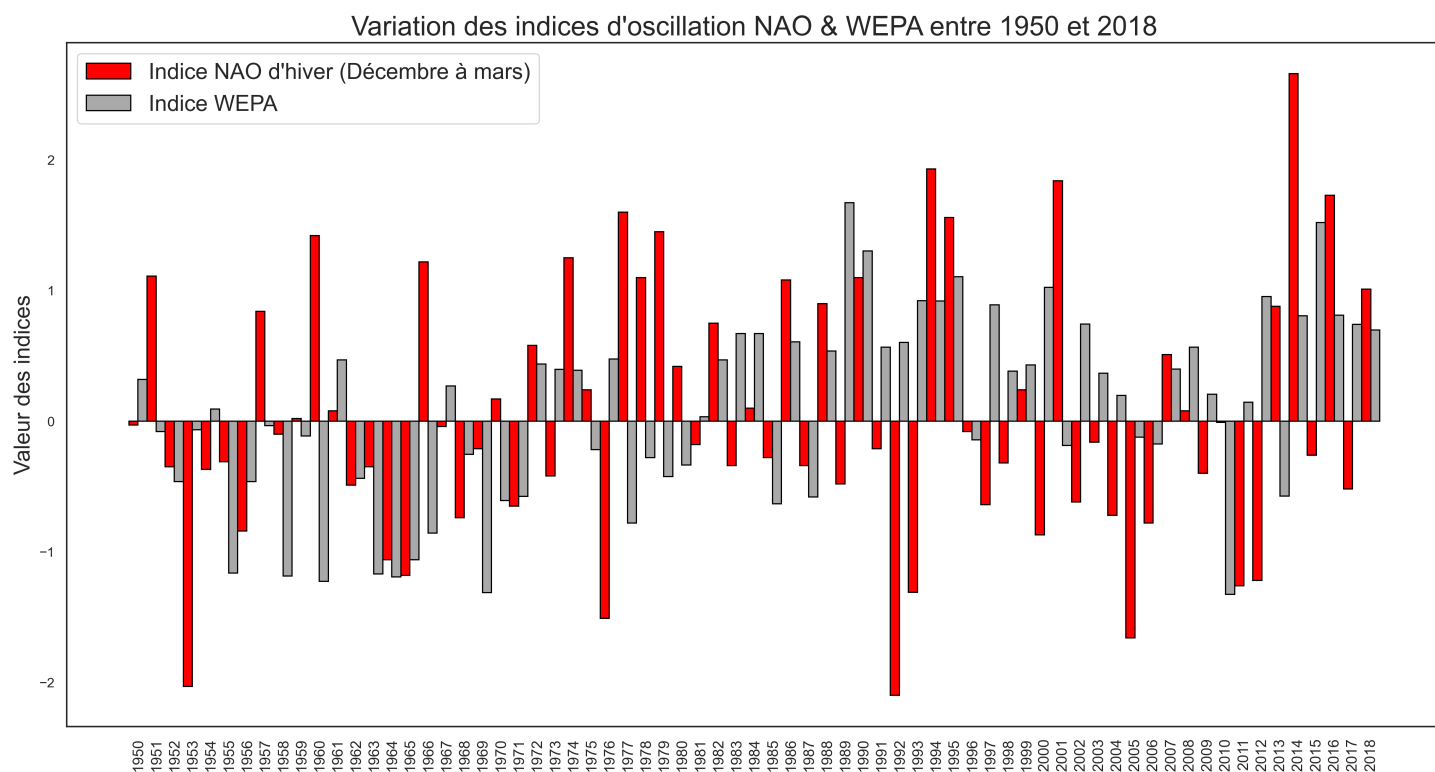


FIGURE A.5 – *Variation des indice d'oscillation NAO et WEPA entre 1950 et 2018. Ces indices déterminent les conditions climatiques régionales et indiquent les tendances évolutives du système climatique de l'Europe du Nord-Ouest (voir le chapitre 2 - section 2.4.2).*

Bibliographie

- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C., and Clark, P. U. Holocene climatic instability : A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25(6) :483–486, 1997. (Cité en page 19.)
- Anderton, R. Tidal-shelf sedimentation : an example from the scottish dalradian. *Sedimentology*, 23(4) :429–458, 1976. (Cité en page 6.)
- Ashley, G. M. Classification of large-scale subaqueous bedforms; a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Research*, 60(1) :160–172, January 1990. ISSN 1527-1404. doi : 10.2110/jsr.60.160. URL <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/60/1/160/98217/Classification-of-large-scale-subaqueous-bedforms>. Publisher : GeoScienceWorld. (Cité en pages 71 et 138.)
- Augris, C., Chantal S, B.-c., Garreau, P., Guenoc, P., Guénoilé, A., Hamon, D., and Houlgate, E. Atlas thématique de l'environnement marin en baie de Saint-Brieuc (Côtes-d'Armor). page 76, 1996. (Cité en pages 27, 29, 37, 41, 46, 70, 133, 154 et 156.)
- Auvray, B., Charlot, R., and Vidal, P. Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-Armoricain (France) : âge et signification. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17(4) :532–538, 1980. ISSN 0008-4077. Publisher : NRC Research Press Ottawa, Canada. (Cité en page 24.)
- Ballevre, M., Bosse, V., Dabard, M.-P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., and Pitra, P. Histoire géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche. *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 500 :5–96, 2013. (Cité en pages 24, 25 et 154.)
- Banks, N. Tide-dominated offshore sedimentation, lower cambrian, north norway. *Sedimentology*, 20(2) :213–228, 1973. (Cité en page 6.)

Bastos, A. C., Collins, M., and Kenyon, N. H. Morphology and internal structure of sand shoals and sandbanks off the Dorset coast, English Channel. *Sedimentology*, 50(6) :1105–1122, 2003. ISSN 1365-3091. doi : <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00596.x>. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1046/j.1365-3091.2003.00596.x>.
_eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1046/j.1365-3091.2003.00596.x>.
(Cité en page 75.)

Belderson, R. Bedforms. *Offshore tidal sands.*, 3 :27–57, 1982. (Cité en page 12.)

Berger, A. Les causes astronomiques des grandes variations du climat au Quaternaire. *Comptes Rendus Palevol*, 5(1) :21–26, January 2006. ISSN 1631-0683. doi : 10.1016/j.crpv.2005.09.009. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631068305001077>. (Cité en pages 18 et 154.)

Berne, S., Vagner, P., Guichard, F., Lericolais, G., Liu, Z., Trentesaux, A., Yin, P., and Yi, H. I. Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the east china sea. *Marine Geology*, 188(3-4) :293–315, 2002. (Cité en pages 16 et 153.)

Berné, S., Trentesaux, A., Stolk, A., Missiaen, T., and de Batist, M. Architecture and long term evolution of a tidal sandbank : The Middelkerke Bank (southern North Sea). *Marine Geology*, 121(1) :57–72, October 1994. ISSN 0025-3227. doi : 10.1016/0025-3227(94)90156-2. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322794901562>. (Cité en pages 11, 15 et 78.)

Berné, S. *Architecture et dynamique des dunes tidales : exemples de la marge atlantique française*. thesis, Lille 1, January 1991. URL <http://www.theses.fr/1991LIL10120>.
Publication Title : <http://www.theses.fr>. (Cité en page 47.)

Berné, S. *Dynamique, architecture et préservation des corps sableux de plate-forme*. Habilitation à diriger des recherches, 1999. (Cité en pages 11, 12 et 13.)

- Bessin, P. *Evolution géomorphologique du Massif armoricain depuis 200 Ma : approche Terre-Mer*. PhD thesis, Université Rennes 1, 2014. (Cité en page 25.)
- Billeaud, I., Tessier, B., and Lesueur, P. Impacts of late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). *Geology*, 37(11) :1031–1034, November 2009. ISSN 0091-7613. doi : 10.1130/G30310A. 1. URL <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article/37/11/1031/29844/Impacts-of-late-Holocene-rapid-climate-changes-as>. Publisher : GeoScienceWorld. (Cité en page 78.)
- Bitri, A., Brun, J. P., Truffert, C., and Guennoc, P. Deep seismic imaging of the Cadomian thrust wedge of Northern Brittany. *Tectonophysics*, 331(1) :65–80, February 2001. ISSN 0040-1951. doi : 10.1016/S0040-1951(00)00236-5. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195100002365>. (Cité en page 25.)
- Boillot, G. *Géologie de la Manche occidentale : fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels*. Université, Faculté des Sciences, 1964. (Cité en pages 25 et 28.)
- Bois, C., Cazes, M., Gariel, O., Lefort, J.-P., and Le Gall, B. Principaux apports scientifiques des campagnes SWAT et WAM à la géologie de la mer Celtique, de la Manche et de la marge Atlantique. *Mémoires de la Société géologique de France (1833)*, 159 (1) :185–217, 1991. ISBN : 0369-2027. (Cité en page 25.)
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., and Bonani, G. A pervasive millennial-scale cycle in north atlantic holocene and glacial climates. *science*, 278(5341) :1257–1266, 1997. (Cité en page 19.)
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., and Bonani, G. Persistent solar influence on north atlantic climate during the holocene. *Science*, 294(5549) :2130–2136, 2001. (Cité en page 19.)

- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P., and Driessche, J. V. D. 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, 2000. ISSN 2156-2202. doi : <https://doi.org/10.1029/2000JB900142>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2000JB900142>. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2000JB900142>. (Cité en pages 25 et 76.)
- Bouysse, P., Le Lann, F., and Scolari, G. Les sédiments superficiels des approches occidentales de la manche. *Marine Geology*, 29(1-4) :107–135, 1979. (Cité en page 25.)
- Boyd, R., Dalrymple, R., and Zaitlin, B. A. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80(3) :139–150, 1992. ISSN 0037-0738. doi : [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90037-R](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90037-R). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/003707389290037R>. (Cité en page 9.)
- Brasington, J., Langham, J., and Rumsby, B. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology*, 53(3-4) :299–316, 2003. (Cité en page 66.)
- Caston, V. N. D. and Stride, A. H. Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off northeast Norfolk. *Marine Geology*, 9(5) :M38–M42, December 1970. ISSN 0025-3227. doi : 10.1016/0025-3227(70)90018-6. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322770900186>. (Cité en page 12.)
- Chang, T., Bartholomae, A., Tilch, E., and Flemming, B. Recent development of the back-barrier tidal basin behind the island of spiekeroog in the east frisian wadden sea. *Ber. Forschungszentrum Terramare*, 12 :43–44, 2003. (Cité en page 77.)

- Chantraine, J., Autran, A., and Cavelier, C. Carte géologique de la France à 1/1 000 000 6ème édition révisée. *Orléans : BRGM*, 2003. (Cité en pages 26 et 154.)
- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., and Guennoc, P. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France) : a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, 331(1) :1–18, February 2001. ISSN 0040-1951. doi : 10.1016/S0040-1951(00)00233-X. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S004019510000233X>. (Cité en page 24.)
- Chaumillon, E., Bertin, X., Falchetto, H., Allard, J., Weber, N., Walker, P., Pouvreau, N., and Woppelmann, G. 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, June 2008. ISSN 0025-3227. doi : 10.1016/j.margeo.2008.02.014. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322708000649>. (Cité en page 2.)
- Chaumillon, E., Tessier, B., and Reynaud, J.-Y. Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(2) :75–85, March 2010. ISSN 0037-9409. doi : 10.2113/gssgfbull.181.2.75. URL <https://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-abstract/181/2/75/123105/Stratigraphic-records-and-variability-of-incised>. Publisher : GeoScienceWorld. (Cité en pages 2, 9 et 70.)
- Chesterman, W., Clynick, P., and Stride, A. An acoustic aid to sea bed survey. *Acta Acustica united with Acustica*, 8(5) :285–290, 1958. (Cité en page 47.)
- Dalrymple, R. W. and Rhodes, R. N. Chapter 13 Estuarine Dunes and Bars. In Perillo, G. M. E., editor, *Developments in Sedimentology*, volume 53 of *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*, pages 359–422. Elsevier, January 1995. doi : 10.1016/S0070-4571(05)80033-0. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0070457105800330>. (Cité en page 98.)
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., and Boyd, R. Estuarine facies mo-

- dels; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6) :1130–1146, November 1992. ISSN 1527-1404. doi : 10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D. URL <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/62/6/1130/98405/estuarine-facies-models-conceptual-basis-and>. (Cité en pages 9 et 11.)
- Dalrymple, R. W., Leckie, D. A., and Tillman, R. W., editors. *Incised Valleys in Time and Space*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2006. ISBN 978-1-56576-122-3. doi : 10.2110/pec.06.85. URL <http://sp.sepmonline.org/content/sepspecpub/sepspivt/1.toccontent/85>. (Cité en page 2.)
- De Castro, S. and Lobo, F. J. Sedimentary infilling of bedrock-controlled palaeo-embayments off Cape Trafalgar, Strait of Gibraltar (Gulf of Cadiz). *Geo-Marine Letters*, 38(1) :47–62, February 2018. ISSN 1432-1157. doi : 10.1007/s00367-017-0508-4. URL <https://doi.org/10.1007/s00367-017-0508-4>. (Cité en pages 13 et 15.)
- De Castro, S., Lobo, F. J., and Puga-Bernabéu, Headland-associated banner banks generated during the last deglaciation near the Strait of Gibraltar (Gulf of Cadiz, SW Spain). *Marine Geology*, 386 :56–75, April 2017. ISSN 00253227. doi : 10.1016/j.margeo.2017.02.007. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322716303413>. (Cité en pages 11, 75, 76 et 78.)
- Del Estal, N., Mathew, M. J., Menier, D., Gensac, E., Delanoe, H., Le Gall, R., Joostens, T., Rouille, A., Guillement, B., and Lemaitre, G. Chapter 11 - An Assessment of the Administrative-Legal, Physical-Natural, and Socio-Economic Subsystems of the Bay of Saint Brieuc, France : Implications for Effective Coastal Zone Management. In Ramkumar, M., James, R. A., Menier, D., and Kumaraswamy, K., editors, *Coastal Zone Management*, pages 251–276. Elsevier, January 2019. ISBN 978-0-12-814350-6. doi : 10.1016/B978-0-12-814350-6.00011-2. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128143506000112>. (Cité en page 22.)
- Desjardins, P. R., Gabriela Mángano, M., Buatois, L. A., and Pratt, B. R. Skolithos pipe

- rock and associated ichnofabrics from the southern rocky mountains, canada : colonization trends and environmental controls in an early cambrian sand-sheet complex. *Lethaia*, 43(4) :507–528, 2010. (Cité en pages 133 et 134.)
- Desjardins, P. R., Buatois, L. A., and Mángano, M. G. Chapter 18 - Tidal Flats and Subtidal Sand Bodies. In Knaust, D. and Bromley, R. G., editors, *Developments in Sedimentology*, volume 64 of *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*, pages 529–561. Elsevier, January 2012. doi : 10.1016/B978-0-444-53813-0.00018-6. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780444538130000186>. (Cité en pages 134, 135 et 160.)
- Dyer, K., Christie, M., Feates, N., Fennessy, M., Pejrup, M., and Van der Lee, W. An investigation into processes influencing the morphodynamics of an intertidal mudflat, the dollard estuary, the netherlands : I. hydrodynamics and suspended sediment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50(5) :607–625, 2000. (Cité en page 97.)
- Emery, K. O. Continental shelf sediments of southern california. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11) :1105–1108, 1952. (Cité en page 5.)
- Emery, K. Positions of empty pelecypod valves on the continental shelf. *Journal of Sedimentary Research*, 38(4) :1264–1269, 1968. (Cité en page 5.)
- Flemming, B. W. Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (southeast African continental margin). *Sedimentary Geology*, 26(1) :179–205, 1980. ISSN 0037-0738. doi : [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(80\)90011-1](https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90011-1). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0037073880900111>. (Cité en page 6.)
- Flemming, B. W. *Siliciclastic Back-Barrier Tidal Flats*, pages 231–267. Springer Netherlands, Dordrecht, 2012a. ISBN 978-94-007-0123-6. doi : 10.1007/978-94-007-0123-6_10. URL https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_10. (Cité en page 28.)

- Flemming, B. W. Siliciclastic back-barrier tidal flats. In *Principles of tidal sedimentology*, pages 231–267. Springer, 2012b. (Cité en pages 77 et 133.)
- Flocks, J. G., Kindinger, J. L., and Kelso, K. W. Geologic control on the evolution of the inner shelf morphology offshore of the Mississippi barrier islands, northern Gulf of Mexico, USA. *Continental Shelf Research*, 101 :59–70, June 2015. ISSN 0278-4343. doi : 10.1016/j.csr.2015.04.008. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434315000898>. (Cité en page 75.)
- Franzetti, M., Le Roy, P., Garlan, T., Graindorge, D., Sukhovich, A., Delacourt, C., and Le Dantec, N. Long term evolution and internal architecture of a high-energy banner ridge from seismic survey of Banc du Four (Western Brittany, France). *Marine Geology*, 369 :196–211, November 2015. ISSN 0025-3227. doi : 10.1016/j.margeo.2015.08.019. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322715300244>. (Cité en pages 12, 13, 15, 75 et 142.)
- Gao, S. Chapter 10 - Geomorphology and Sedimentology of Tidal Flats. In Perillo, G. M. E., Wolanski, E., Cahoon, D. R., and Hopkinson, C. S., editors, *Coastal Wetlands*, pages 359–381. Elsevier, January 2019. ISBN 978-0-444-63893-9. doi : 10.1016/B978-0-444-63893-9.00010-1. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780444638939000101>. (Cité en page 98.)
- Goff, J. A. Seismic and core investigation off Panama city, Florida, reveals sand ridge influence on formation of the shoreface ravinement. *Continental Shelf Research*, 88 :34–46, October 2014. ISSN 0278-4343. doi : 10.1016/j.csr.2014.07.006. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434314002349>. (Cité en page 75.)
- Graviou, P. Reconnaissance d’une suture majeure au sein de la chaîne cadomienne. *Comptes rendus de l’Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l’univers, Sciences de la Terre*, 315(13) :1799–1802, 1992. ISSN 0764-4450. (Cité en page 24.)

- Greensmith, J. T. and Tucker, E. V. The origin of Holocene shell deposits in the chenier plain facies of Essex (Great Britain). *Marine Geology*, 7(5) :403–425, October 1969a. ISSN 0025-3227. doi : 10.1016/0025-3227(69)90015-2. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322769900152>. (Cité en page 134.)
- Greensmith, J. and Tucker, E. The origin of holocene shell deposits in the chenier plain facies of essex (great britain). *Marine Geology*, 7(5) :403–425, 1969b. (Cité en page 133.)
- Gregoire, G. *Dynamique sédimentaire et évolution holocène d'un système macrotidal semi-fermé : l'exemple de la rade de Brest*. thesis, Brest, December 2016. URL <http://www.theses.fr/2016BRES0103>. (Cité en page 70.)
- Gregoire, G., Le Roy, P., Ehrhold, A., Jouet, G., and Garlan, T. Control factors of Holocene sedimentary infilling in a semi-closed tidal estuarine-like system : the bay of Brest (France). *Marine Geology*, 385 :84–100, March 2017. ISSN 0025-3227. doi : 10.1016/j.margeo.2016.11.005. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322716303103>. (Cité en page 2.)
- Guilcher, A. L'île de Béniguet (Finistère), exemple d'accumulation en queue de comète. *Bulletin d'Information du Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, II (7) : 243–250, 1950. URL <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-02276865>. (Cité en pages 12 et 70.)
- Guillocheau, F., Brault, Thomas, Barbarand, J., Bonnet, S., Bourquin, S., J, E.-C., Guennoc, P., Menier, D., Néraudeau, D., Proust, J.-N., and Wyns, R. Histoire géologique du Massif Armoricaïn depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). *Association des Géologues du Bassin de Paris*, 40 :13–28, January 2003. (Cité en pages 69 et 76.)
- Head, M. J. and Gibbard, P. L. Early-middle pleistocene transitions : an overview and recommendation for the defining boundary. *Geological Society, London, Special Publications*, 247(1) :1–18, 2005. (Cité en pages 17, 18 et 154.)

- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E., Ramsey, C. B., Grootes, P. M., Hughen, K. A., Kromer, B., et al. Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal bp). *Radiocarbon*, 62(4) :779–820, 2020. (Cité en page 58.)
- Houbolt, J. Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Geologie en mijnbouw*, 47(4) :245–273, 1968. (Cité en pages 12, 13, 71 et 152.)
- Hulscher, S. J. M. H., Swart, H. E. d., and Vriend, H. J. d. The generation of offshore tidal sand banks and sand waves. *Continental Shelf Research*, 13(11) :1183 – 1204, 1993. ISSN 0278-4343. doi : [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(93\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0278-4343(93)90048-3). URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0278434393900483>. (Cité en page 11.)
- Hurrell, J. W. Decadal trends in the north atlantic oscillation : Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224) :676–679, 1995. (Cité en page 31.)
- Hurrell, J. W. and Van Loon, H. Decadal variations in climate associated with the north atlantic oscillation. *Climatic change at high elevation sites*, pages 69–94, 1997. (Cité en page 31.)
- Huthnance, J. M. On the formation of sand banks of finite extent. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 15(3) :277–299, September 1982. ISSN 0272-7714. doi : 10.1016/0272-7714(82)90064-6. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0272771482900646>. (Cité en page 11.)
- Jeanson, M., Etienne, S., and Collin, A. Wave attenuation and Coastal Protection by Shelly Ridges : Mont-Saint-Michel Bay, France. *Journal of Coastal Research*, (75 (10075)) :398–402, March 2016. ISSN 0749-0208. doi : 10.2112/SI75-080.1. URL <https://doi.org/10.2112/SI75-080.1>. (Cité en page 28.)
- Johnson, D. W. Shore processes and shoreline development,. *Library of Congress, Wa-*

- shington, D.C. 20540 USA, 1919. URL <https://lccn.loc.gov/19008228>. ISSN : 1900-8228. (Cité en page 5.)
- Johnson, M. and Belderson, R. The tidal origin of some vertical sedimentary changes in epicontinental seas. *The Journal of Geology*, 77(3) :353–357, 1969. (Cité en page 6.)
- Jonhson, H. and Baldwin, C. *Shallow clastic seas*, pages 229–282. Blackwell Science Ltd, London, 1986. ISBN 9780632012237. URL <https://www.biblio.com/book/sedimentary-environments-facies-reading-hg/d/1296833787>. (Cité en pages 4 et 151.)
- Jonhson, H. and Baldwin, C. *Shallow clastic seas*, pages 232–280. Blackwell Science Ltd, London, 1996. ISBN 978-0-632-03627-1. URL <https://www.wiley.com/en-eg/9780632036271>. (Cité en pages 5, 7, 10 et 152.)
- Keigwin, L. D. The little ice age and medieval warm period in the sargasso sea. *Science*, 274(5292) :1504–1508, 1996. (Cité en page 19.)
- Kenyon, N. H., Belderson, R. H., Stride, A. H., and Johnson, M. A. Offshore tidal sandbanks as indicators of net sand transport and as potential deposits. *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*, 5 :257–268, 1981. (Cité en page 12.)
- Klein, G. d. Intertidal flats and intertidal sand bodies. *Coastal sedimentary environments*, pages 187–224, 1985. (Cité en pages 97 et 98.)
- Lambeck, K. 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, March 1997. ISSN 0031-0182. doi : 10.1016/S0031-0182(96)00061-2. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018296000612>. (Cité en pages 22, 76, 78 et 141.)
- Lambeck, K. Sea-level change through the last glacial cycle : geophysical, glaciological and palaeogeographic consequences. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(7-8) :677–689, June

2004. ISSN 16310713. doi : 10.1016/j.crte.2003.12.017. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1631071304000896>. (Cité en pages 22, 76, 77 et 78.)
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., and Purcell, T. Into and out of the last glacial maximum : sea-level change during oxygen isotope stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3) :343–360, 2002. (Cité en page 77.)
- Larsonneur, C., Auffret, J.-P., Caline, B., Gruet, Y., and Lautridou, J.-P. The Bay of Mont-Saint-Michel : A sedimentation model in a temperate macrotidal environment. *Senckenbergiana Maritima. Frankfurt/Main*, 24(1) :3–63, 1994. ISBN : 0080-889X. (Cité en pages 28 et 37.)
- Lericolais, G., Auffret, J.-P., and Bourillet, J.-F. The Quaternary Channel River : seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4) :245–260, March 2003. ISSN 0267-8179, 1099-1417. doi : 10.1002/jqs.759. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/jqs.759>. (Cité en pages 2, 25 et 77.)
- Liao, H.-R., Yu, H.-S., and Su, C.-C. Morphology and sedimentation of sand bodies in the tidal shelf sea of eastern Taiwan Strait. *Marine Geology*, 248(3) :161–178, February 2008. ISSN 0025-3227. doi : 10.1016/j.margeo.2007.10.013. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322707002484>. (Cité en page 75.)
- Liu, Z., Berné, S., Saito, Y., Yu, H., Trentesaux, A., Uehara, K., Yin, P., Paul Liu, J., Li, C., Hu, G., and Wang, X. Internal architecture and mobility of tidal sand ridges in the East China Sea. *Continental Shelf Research*, 27(13) :1820–1834, July 2007. ISSN 0278-4343. doi : 10.1016/j.csr.2007.03.002. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434307000842>. (Cité en pages 11, 15 et 75.)
- Long, A. J. and Hughes, P. D. M. Mid- and late-Holocene evolution of the Dungeness foreland, UK. *Marine Geology*, 124(1) :253–271, May 1995. ISSN 0025-

3227. doi : 10.1016/0025-3227(95)00044-Y. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002532279500044Y>. (Cité en page 78.)
- Luján, M., Lobo, F. J., Bruno, M., and de Castro, S. Morpho-stratigraphic features of the northern shelf of the Strait of Gibraltar : Tectonic and sedimentary processes acting at different temporal scales. *Continental Shelf Research*, 162 :13–26, June 2018. ISSN 0278-4343. doi : 10.1016/j.csr.2018.04.005. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434317301218>. (Cité en page 75.)
- Marcott, S. A., Shakun, J. D., Clark, P. U., and Mix, A. C. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *science*, 339(6124) :1198–1201, 2013. (Cité en pages 20 et 154.)
- Marsset, T., Tessier, B., Reynaud, J. Y., De Batist, M., and Plagnol, C. The Celtic Sea banks : an example of sand body analysis from very high-resolution seismic data. *Marine Geology*, 158(1) :89–109, June 1999. ISSN 0025-3227. doi : 10.1016/S0025-3227(98)00188-1. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322798001881>. (Cité en page 11.)
- Mathew, M. J., Sautter, B., Ariffin, E. H., Menier, D., Ramkumar, M., Siddiqui, N. A., Delanoe, H., Del Estal, N., Traoré, K., and Gensac, E. Total vulnerability of the littoral zone to climate change-driven natural hazards in north Brittany, France. *Science of The Total Environment*, 706 :135963, March 2020. ISSN 0048-9697. doi : 10.1016/j.scitotenv.2019.135963. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969719359583>. (Cité en page 22.)
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., et al. Holocene climate variability. *Quaternary research*, 62(3) :243–255, 2004. (Cité en page 20.)
- Menier, D. *Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apports*

- de la stratigraphie sismique*. These de doctorat, Lorient, January 2003. URL <https://www.theses.fr/2003LORIS025>. (Cité en page 47.)
- Menier, D. GEOSAINTBRIEUC18 croise,Thalia R/V. 2018. doi : 10.17600/18000412. URL <https://campagnes.flotteoceanographique.fr/campagnes/18000412/>. Publisher : Sismar. (Cité en page 46.)
- Menier, D., Reynaud, J.-Y., Proust, J.-N., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Tessier, B., and Goubert, E. Basement Control on Shaping and Infilling of Valleys Incised at the Southern Coast of Brittany, France. 2006. URL http://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP85/Basement_Control_on_Shaping_and_Infilling.htm. Publisher : Special Publications of SEPM. (Cité en page 2.)
- Menier, D., Augris, C., and Briend, C. *Les réseaux fluviatiles anciens du plateau continental de Bretagne Sud*. Editions Quae, 2014. (Cité en pages 56, 57 et 156.)
- Menier, D., Estournès, G., Mathew, M. J., Ramkumar, M., Briend, C., Siddiqui, N., Traini, C., Pian, S., and Labeyrie, L. Relict geomorphological and structural control on the coastal sediment partitioning, North of Bay of Biscay. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 60(1) :67–74, 2016. ISSN 0372-8854. Publisher : E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. (Cité en page 75.)
- Menier, D. D., Mathew, M., Cherfils, J.-B., Ramkumar, M., Estournès, G., Koch, M., Guillocheau, F., Sedrati, M., Goubert, E., Gensac, E., Le Gall, R., and Novico, F. Holocene Sediment Mobilization in the Inner Continental Shelf of the Bay of Biscay : Implications for Regional Sediment Budget Offshore to Onshore. *Journal of Coastal Research SI*, 88 :110 – 121, 2019. URL <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02382247>. (Cité en page 75.)
- Mhammdi, N. *Architecture du banc sableux tidal de Sercq (Iles Anglo-Normandes)*. PhD thesis, Université des sciences et technologies de Lille, July 1994. URL <https://archimer.ifremer.fr/doc/00034/14501/>. (Cité en page 75.)

- Milankovitch, M. Kanon der erdbestrahlung und seine anwendung auf das eiszeitenproblem. *Royal Serbian Academy Special Publication*, 133 :1–633, 1941. (Cité en page 17.)
- Mury, A., Jeanson, M., Collin, A., James, D., and Etienne, S. High Resolution Shoreline and Shelly Ridge Monitoring over Stormy Winter Events : A Case Study in the Megatidal Bay of Mont-Saint-Michel (France). *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(4) :97, April 2019. doi : 10.3390/jmse7040097. URL <https://www.mdpi.com/2077-1312/7/4/97>. Number : 4 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute. (Cité en page 98.)
- Off, T. Rhythmic Linear Sand Bodies Caused by Tidal Currents. *AAPG Bulletin*, 47(2) :324–341, February 1963. ISSN 0149-1423. doi : 10.1306/BC743989-16BE-11D7-8645000102C1865D. URL <https://pubs.geoscienceworld.org/aapgbull/article-abstract/47/2/324/36209/Rhythmic-Linear-Sand-Bodies-Caused-by-Tidal>. Publisher : GeoScienceWorld. (Cité en page 11.)
- Pachauri, R. K., Allen, M. R., Barros, V. R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., Church, J. A., Clarke, L., Dahe, Q., Dasgupta, P., et al. *Climate change 2014 : synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ipcc, 2014. (Cité en page 98.)
- Poncelet, C., Billant, G., and Corre, M.-P. Globe (global oceanographic bathymetry explorer) software. 2019. (Cité en page 51.)
- Quesney, A. *Manche occidentale et Mer Celtique : étude des paléovallées, des fosses et des formations surperficielles*. PhD thesis, 1983. URL 162. (Cité en page 70.)
- Rabineau, M., Berné, S., Ledrezen, E., Lericolais, G., Marsset, T., and Rotunno, M. 3d architecture of lowstand and transgressive quaternary sand bodies on the outer shelf of the gulf of lion, france. *Marine and Petroleum Geology*, 15(5) :439–452, 1998. (Cité en page 15.)

- Reading, H. G. *Sedimentary environments : processes, facies and stratigraphy*. John Wiley & Sons, 2009. (Cité en pages 4, 5, 6, 70 et 151.)
- Reynaud, J.-Y. *Architecture et évolution d'un banc sableux de mer celtique méridionale*. thesis, Lille 1, January 1996. URL <http://www.theses.fr/1996LIL10199>. (Cité en pages 11, 12, 13, 15, 75 et 142.)
- Reynaud, J.-Y., Tessier, B., Proust, J.-N., Dalrymple, R., Marsset, T., Batist, M. D., Bourillet, J.-F., and Lericolais, G. Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology*, 46(4) :703–721, 1999. ISSN 1365-3091. doi : 10.1046/j.1365-3091.1999.00244.x. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1046/j.1365-3091.1999.00244.x>. (Cité en page 11.)
- Reynaud, J.-Y., Tessier, B., Auffret, J.-P., Berné, S., Batist, M. D., Marsset, T., and Walker, P. The offshore Quaternary sediment bodies of the English Channel and its Western Approaches. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4) :361–371, 2003. ISSN 1099-1417. doi : <https://doi.org/10.1002/jqs.758>. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/jqs.758>. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/jqs.758>. (Cité en pages 25 et 77.)
- Shackleton, N. J., Berger, A., and Peltier, W. An alternative astronomical calibration of the lower pleistocene timescale based on odp site 677. *Earth and environmental science transactions of the royal society of Edinburgh*, 81(4) :251–261, 1990. (Cité en pages 18 et 154.)
- Shepard, F. P. Sediments of the continental shelves. *Bulletin of the Geological Society of America*, 43(4) :1017–1040, 1932. (Cité en page 5.)
- Snedden, J. and Dalrymple, R. Modern shelf sand ridges : From historical perspective to a unified hydrodynamic and evolutionary model. *Isolated Shallow Marine Sand Bodies : Sequence Stratigraphic Analysis and Sedimentologic Interpretation*, 64, January 1999. ISSN 1-56576-057-3. doi : 10.2110/pec.99.64.0013. (Cité en pages 11, 13, 15, 71 et 76.)

- Sobel, I. An isotropic 3×3 image gradient operator. *Machine vision for three-dimensional scenes*, pages 376–379, 1990. (Cité en page 61.)
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N., and Mouazé, D. Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quaternary Science Reviews*, 28(5-6) :499–516, March 2009. ISSN 02773791. doi : 10.1016/j.quascirev.2008.11.009. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0277379108003363>. (Cité en page 2.)
- Stanley, D. J. and Swift, D. J. *Marine sediment transport and environmental management*. Wiley, 1976. (Cité en page 6.)
- Stride, A. Offshore tidal deposits : sand sheet and sand bank facies. In *Offshore tidal sands*, pages 95–125. Springer, 1982. (Cité en page 6.)
- Stride, A. H. Current-swept sea floors near the southern half of Great Britain. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 119(1-4) :175–197, April 1963. ISSN 0370-291X. doi : 10.1144/gsjgs.119.1.0175. URL <https://jgs.lyellcollection.org/content/119/1-4/175>. Publisher : Geological Society of London. (Cité en pages 6, 27 et 154.)
- Stéphan, P. and Goslin, J. Évolution du niveau marin relatif à l’Holocène le long des côtes françaises de l’Atlantique et de la Manche : réactualisation des données par la méthode des ”sea-level index points”. *Quaternaire*, 25(4) :295–312, 2014. doi : 10.4000/quaternaire.7269. URL <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01148328>. Publisher : Centre National de la Recherche Scientifique. (Cité en pages 22, 76 et 78.)
- Swift, D. and Thorne, J. Sedimentation on continental margins, I : a general model for shelf sedimentation. *Shelf sand and sandstone bodies : Geometry, facies and sequence stratigraphy*, 14 :3–31, 1991. Publisher : International Association of Sedimentologists. (Cité en pages 5, 7, 8, 9, 138 et 151.)
- Swift, D. J. P. Response of the Shelf Floor to Flow. January 1985. doi : 10.2110/scn.85.13.0135. URL <https://pubs.geoscienceworld>.

- <https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/1151/chapter/10573522/Response-of-the-Shelf-Floor-to-Flow>. (Cité en page 12.)
- Swift, D. J. and Field, M. E. Evolution of a classic sand ridge field : Maryland sector, north american inner shelf. *Sedimentology*, 28(4) :461–482, 1981. (Cité en page 13.)
- Swift, D. J. and Kofoed, J. W. Holocene evolution of the shelf surface, central and southern atlantic shelf of north america. *IN : SHELF SEDIMENT TRANSPORT : PROCESS AND PATTERN*, 1972. (Cité en page 6.)
- Tessier, B. Stratigraphy of Tide-Dominated Estuaries. In Davis Jr., R. A. and Dalrymple, R. W., editors, *Principles of Tidal Sedimentology*, pages 109–128. Springer Netherlands, Dordrecht, 2012. ISBN 978-94-007-0123-6. doi : 10.1007/978-94-007-0123-6_6. URL https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_6. (Cité en page 70.)
- Tessier, B., Delsinne, N., and Sorrel, P. Holocene sedimentary infilling of a tide-dominated estuarine mouth. The example of the macrotidal Seine estuary (NW France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181 (2) :87–98, March 2010. ISSN 0037-9409. doi : 10.2113/gssgfbull.181.2.87. URL <https://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-abstract/181/2/87/123106/Holocene-sedimentary-infilling-of-a-tide-dominated>. Publisher : GeoScienceWorld. (Cité en page 2.)
- Tessier, B., Billeaud, I., Sorrel, P., Delsinne, N., and Lesueur, P. 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, November 2012. ISSN 00370738. doi : 10.1016/j.sedgeo.2011.02.003. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0037073811000571>. (Cité en pages 2 et 146.)
- Tessier, B., Poirier, C., Weill, P., Dezileau, L., Rieux, A., Mouazé, D., Fournier, J., and

- Bonnot-Courtois, C. Evolution of a Shelly Beach Ridge System over the Last Decades in a Hypertidal Open-coast Embayment (Western Mont-Saint-Michel Bay, NW France). *Journal of Coastal Research*, 88 :77–88, December 2019. doi : 10.2112/SI88-007.1. (Cité en pages 28, 98, 133 et 144.)
- Tisnérat-Laborde, N., Paterne, M., Métivier, B., Arnold, M., Yiou, P., Blamart, D., and Raynaud, S. Variability of the northeast atlantic sea surface $\delta^{14}C$ and marine reservoir age and the north atlantic oscillation (nao). *Quaternary Science Reviews*, 29(19-20) : 2633–2646, 2010. (Cité en page 58.)
- Traoré, K., Menier, D., Gensac, E., Le Roy, P., Lambert, C., Bessin, P., Pedoja, K., Duperret, A., and Le Gall, R. Evolution of a Holocene banner bank controlled by morphodynamics and structural setting of a macrotidal coast : Saint-Brieuc Bay (NW-Europe). *Geoscience Frontiers*, 12(5) :101183, September 2021. ISSN 1674-9871. doi : 10.1016/j.gsf.2021.101183. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987121000475>. (Cité en pages 28, 46 et 133.)
- Trentesaux, A. Structure et dynamique sédimentaire du Middelkerke Bank, Mer du Nord méridionale. 1993. (Cité en pages 12, 13, 14, 15, 57, 70, 142, 152 et 156.)
- Trentesaux, A. *Enregistrement de processus sédimentaires pléistocènes Exemples de plates-formes détritiques et de bassins profonds Mer du Nord et mers de Chine*. Habilitation à diriger des recherches, Université des Sciences et Technologie de Lille - Lille I, December 2005. URL <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00140889>. (Cité en pages 14 et 15.)
- Trentesaux, A., Stolk, A., and Berne, S. Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern north sea. *Marine Geology*, 159(1-4) :253–272, 1999a. (Cité en page 14.)
- Trentesaux, A., Stolk, A., and Berné, S. Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea. *Marine Geology*, 159(1) :253–272, July 1999b. ISSN

- 0025-3227. doi : 10.1016/S0025-3227(99)00007-9. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322799000079>. (Cité en page 15.)
- Van Veen, J. Sand waves in the North Sea. *Hydrographic review*, Vol. XII, No. 1 (May 1935), 1935. URL <http://resolver.tudelft.nl/uuid:be27faa7-c09c-4e98-a1b5-1ddcaaea23e1>. (Cité en pages 5 et 6.)
- Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Hallégouët, B., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Franzetti, M., Le Cornec, E., Le Roy, P., and Penaud, A. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France) : Part I – morphological impact and stratigraphical record. *The Holocene*, 24(4) :413–433, April 2014a. ISSN 0959-6836. doi : 10.1177/0959683613519687. URL <https://doi.org/10.1177/0959683613519687>. Publisher : SAGE Publications Ltd. (Cité en page 78.)
- Van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Goslin, J., Hallégouët, B., and Le Cornec, E. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France) : Part II – The chronology of events and climate forcing. *The Holocene*, 24(4) :434–453, April 2014b. ISSN 0959-6836. doi : 10.1177/0959683613519688. URL <https://doi.org/10.1177/0959683613519688>. Publisher : SAGE Publications Ltd. (Cité en page 79.)
- Walker, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., Lowe, J. J., Newnham, R. M., Rasmussen, S. O., and Weiss, H. 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, 2012. (Cité en page 19.)
- Walker, R. G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *Facies models response to sea-level change*, pages 1–14, 1992. (Cité en page 70.)
- Weill, P., Tessier, B., Mouazé, D., Bonnot-Courtois, C., and Norgeot, C. Shelly cheniers

on a modern macrotidal flat (mont-saint-michel bay, france)—internal architecture revealed by ground-penetrating radar. *Sedimentary Geology*, 279 :173–186, 2012. (Cité en pages 28, 98 et 133.)

Wheaton, J. M., Brasington, J., Darby, S. E., and Sear, D. A. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys : improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(2) :136–156, 2010. ISSN 1096-9837. doi : <https://doi.org/10.1002/esp.1886>. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.1886>. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/esp.1886>. (Cité en page 66.)

Zhuo, H., Wang, Y., Shi, H., Zhu, M., He, M., Chen, W., and Li, H. Seismic geomorphology, architecture and genesis of Miocene shelf sand ridges in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 54 : 106–122, June 2014. ISSN 0264-8172. doi : 10.1016/j.marpetgeo.2014.03.002. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264817214000610>. (Cité en page 75.)

Résumé : La morphologie et la structure interne du banc de sillage de la Horaine sont décrites à partir de données obtenues par sondeur multifaisceaux et sismique réflexion haute résolution, couplées à des données de vibrocarottage et datations au radiocarbone. La structure interne du banc révèle 4 unités sismiques (U1-U4) sur un socle protérozoïque (U0). L'unité basale U1 est interprétée comme des sédiments fluviatiles de bas niveau marin remaniés pour remplir les micro-incisions du socle protérozoïque, lors la transgression holocène. Cette unité est recouverte par l'unité U2, mise en place par dérive littorale à la manière des flèches sableuses, dans un contexte de remontée rapide du niveau marin. L'unité U3 progradante est interprétée comme des dépôts d'inondation marine en continuité avec l'unité U2. L'unité U4 est caractérisée par des réflecteurs obliques orientés dans 2 directions opposées. Cette dernière unité, datée entre 3800 et 3500 BP, correspond à des dunes migrantes surimposées au banc et observables également à partir des données bathymétriques. La forte corrélation entre les courants tidaux et la direction apparente de migration des dunes dans le sens horaire, suggère la présence d'un gyre tidal contrôlant la dynamique actuelle de la plupart des dunes associées au banc. Un comblement important de la zone intertidale de la baie par migration de barres sableuses (100m/an en moyen), et régime de flux dispersif est observé grâce de l'imagerie satellitaire et photogrammétrie SfM par drone. Le recoupement avec l'analyse exploratoire des données climatiques ERA5 du programme Copernicus a permis de préciser qu'à moyen terme (échelle décennale), la migration des barres est contrôlée par la dynamique tidale (puissance hydraulique, temps d'immersion des barres) et à court terme (échelle saisonnière) le contrôle de la dynamique intertidale semble être assuré par la houle, et les tempêtes. Cette étude propose une nouvelle approche intégrée (mer-terre / long-moyen à court terme) pour le suivi de la dynamique sédimentaire de baie.

Mots clés : Dynamique de bancs sédimentaires, remontée du niveau marin, courants tidaux, télédétection, Photogrammétrie SfM.

**Architecture de la couverture sédimentaire et enregistrement des
fluctuations climatique, Baie de Saint Briec, NW France**

Abstract :

The morphology and internal structure of the Horaine banner bank are described using multibeam and high-resolution seismic reflection data, coupled with vibro-coring and radiocarbon dating. The internal structure of the bank reveals 4 seismic units (U1-U4) on a proterozoic basement (U0). The basal unit U1 is interpreted as reworked lowstand fluvial sediments those infilled micro incised valleys during a rise in sea level. This unit is overlain by paleo-coastal barrier sand-spit (U2) whose development was controlled by swell in the context of a rapid rise in sea level. The successive prograding unit (U3) is interpreted as flooding deposits in continuity with unit U2. The unit U4 is characterized by oblique reflectors oriented in two opposite directions. This last unit, dated between 3800 and 3500 yr BP, corresponds to migrating dunes superimposed on the bank and observable in the high-resolution bathymetric data. The strong correlation between tidal currents and the apparent clockwise migration of dune crests suggests the presence of a tidal gyre controlling the present-day dynamics of most of the Horaine bank dunes. A significant filling of the bay intern part by sand bar migration (100m/year on average), and dispersive flood regime is observed thanks to satellite imagery and UAV SfM photogrammetry. The cross-check with the exploratory analysis of the ERA5 climate data of the Copernicus program allowed to specify that in the medium term (decadal scale), the migration of the bars is controlled by the tidal dynamics (hydraulic power, immersion time of the bars) and in the short term (seasonal scale) the control of the intertidal dynamics seems to be ensured by the swell, and the storms. This study proposes a new integrated approach (sea-land) for monitoring bay dynamics.

Keywords : Holocene climate, Banner banks, onshore Shelly rigde, sedimentology
