



**HAL**  
open science

# Dynamiques sédimentaires d'avant-côte en Bretagne occidentale

Déborah Belleney

► **To cite this version:**

Déborah Belleney. Dynamiques sédimentaires d'avant-côte en Bretagne occidentale. Géographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2023. Français. NNT : 2023BRES0041 . tel-04386739

**HAL Id: tel-04386739**

**<https://theses.hal.science/tel-04386739>**

Submitted on 11 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 DE BRETAGNE OCCIDENTALE

ECOLE DOCTORALE N° 598  
*Sciences de la Mer et du Littoral*  
Spécialité : *Géographie*

Par  
**Déborah Belleney**

## Dynamiques sédimentaires d'avant-côte en Bretagne occidentale

Thèse présentée et soutenue à Plouzané, le 13 septembre 2023  
Unité de recherche : laboratoire LETG-UMR 6554

### Rapporteurs avant soutenance :

Raphaël CERTAIN    Maître de Conférences, Université de Perpignan  
Bernadette TESSIER    Directrice de Recherche CNRS, Université de Caen-Normandie

### Composition du Jury :

Président :	Éric CHAUMILLON	Professeur des Universités, Université de La Rochelle
Examineurs :	Raphaël CERTAIN	Maître de Conférences, Université de Perpignan
	Sophie LE BOT	Maître de Conférences, Université de Rouen-Normandie
	Catherine MEUR-FEREC	Professeure des Universités, Université de Bretagne Occidentale
	Bernadette TESSIER	Directrice de Recherche CNRS, Université de Caen-Normandie
Dir. de thèse :	Alain HENAFF	Professeur des Universités, Université de Bretagne Occidentale
Co-enc. de thèse :	Nicolas LE DANTEC	Chargé de Recherche, UMR 6535, UMS 3113
	Pascal LE ROY	Maître de Conférences, Université de Bretagne Occidentale

### Invité

Axel EHRHOLD    Chercheur, Ifremer (Brest)



## Remerciements

Mes premiers remerciements vont tout d'abord, à mon Directeur de thèse, Alain Hénaff et mes encadrants Pascal Le Roy et Nicolas Le Dantec. Leurs expertises complémentaires ont apporté un regard pluridisciplinaire essentiel à l'aboutissement de ce travail doctoral. Plus spécifiquement et dans un registre plus personnel, merci : à Alain, pour la confiance qu'il m'a accordé tout au long de ces années et pour sa bienveillance dans la réorientation de mon travail quand c'était nécessaire ; à Nicolas, pour son dynamisme et pour m'avoir toujours poussée plus loin ; à Pascal qui m'a permis de passer certaines étapes avec plus de sérénité grâce à son calme et son positivisme toujours présents. Merci à tous les trois pour ces fructueuses discussions, j'espère vivement que cette collaboration est le début d'une plus longue aventure, tant les perspectives de travail sont grandes!

Je tiens aussi à remercier les membres du jury, et plus particulièrement les rapporteurs, Bernadette Tessier et Raphaël Certain ainsi que les examinateurs Catherine Meur-Ferec, Éric Chaumillon et Sophie Le Bot qui ont accepté d'évaluer ce travail doctoral.

Je souhaite également remercier les membres de mon comité de suivi, Sophie Le Bot, Alain Trentesaux, Arnaud Héquette et Pierre Weill, pour leur intérêt porté à ce sujet et leurs très bons conseils.

Merci également à tous les membres du Laboratoire du LETG, notamment aux « SIGistes » Laurence et Julie, pour leur précieuse aide en matière de cartographie. Merci aussi à Marie pour son aide apportée lors de son stage.

De même, je remercie les membres de l'UMR Géo-Océan et notamment, Laure Simplet, Axel Ehrhold et Gwenaél Jouet pour leurs échanges instructifs. Je tiens aussi à remercier Pauline Dupond pour son aide sur le traitement sismique ; France Floc'h et Stéphane Bertin pour leur aide et les nombreuses discussions sur une thématique plus hydro.

À toutes les personnes qui me suivent et me soutiennent depuis longtemps dans mon avancée professionnelle: Je tiens à remercier Anne Murat, pour m'avoir initiée aux Géosciences marines et avec qui j'ai toujours eu plaisir à travailler. Un remerciement aussi à Samuel Toucanne, qui ne s'en doute peut-être pas, mais qui m'a redonné le goût pour la recherche, à un moment où j'étais un peu égarée.

Je souhaite vivement remercier les équipages qui ont participé aux différentes missions Dysacote, notamment Jérôme et Quentin de l'Haliotis, Franck et Robin de l'Albert Lucas ainsi que Stéphanie et Noël du Néomysis. Je remercie aussi Christophe Prunier pour son soutien technique et bien sûr Axel Ehrhold pour avoir accepté de m'accompagner pour une journée d'échantillonnages « à la bretonne ». Je n'oublie pas non plus Marcaurello Franzetti qui m'a formée au sondeur multifaisceaux et qui m'a permis d'aborder les missions en mer plus sereinement. Merci aussi pour son soutien et ses conseils.

Merci aussi à tous les doctorants, post-doctorants et stagiaires du LETG et autre, pour la bonne ambiance et les nombreuses pauses, qui nous ont permis de nous échapper un peu de notre travail. Un grand merci et un clin d'œil particulier à mes collègues de bureau, de plus ou moins longue date : Jeanne, Julie, Manu et Gillian. J'emporte en tout cas, un beau souvenir de chacun.e et j'espère qu'ils ne m'en voudront pas pour ce qui suit : « Le mariage, c'est la vie », « Le foot, c'est tout pourri », « J'aime pas les gens, mais toi, oui » et enfin « elle n'a plus de genoux et elle voit pas le rapport ». Un autre grand merci à Aneta et Eugénie, pour leur soutien de tous les moments.

Je tiens aussi à remercier tous les anciens thésards de Géo-Océan : Arthur, Farah, Gwendoline, Marta, Mathieu et tous les autres, qui par leur motivation et leur réussite m'ont inspirée.

Il y a bien sûr dans tous ces remerciements, une grande part qui revient à tous les ami.e.s proches, d'ici et d'ailleurs qui m'ont soutenue et qui ont eu confiance en moi. Merci aussi pour leurs nombreux messages de soutien et les moments de détente qui m'ont permis finalement de prendre du recul. Autre clin d'œil particulier au trio de choc qui me suit depuis longtemps et dont la devise pourrait être : « Je suis fière d'être ton amie » !!!

Enfin et bien sûr, un grand merci à toute ma famille, à mes parents qui m'ont toujours soutenue et encouragée dans mes choix personnels et professionnels. Et surtout, « surtout merci » à Gwendo et Matmat (le musicien) ainsi qu'à Matéo (le fondeur) et à Virginie, sans oublier toute la « marmaille ». Nous avons de nombreuses heures de partages et de rigolades à rattraper et je compte bien y remédier.

Un grand merci à mon p'tit bout de grand homme, Thibaut : Mersi dit evi ar pokoù bras, ar moumoun hag an all tresadennoù. Va heolig out bet. Da garout a ran.

Pour finir, à Jérémy, dit « Papayou », pour son soutien sans failles, malgré mon humeur sautillante au gré des jours de travail. Voici un cap de passé ! Hâte que l'on se replonge dans des aventures communes.



# SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION.....</b>	<b>21</b>
<b>CHAPITRE I LE SYSTÈME HYDRO-MORPHO-SÉDIMENTAIRE DU DOMAINE CÔTIER.....</b>	<b>27</b>
<b>I.1. Introduction.....</b>	<b>28</b>
<b>I.2. Notion de budget sédimentaire et de cellule littorale .....</b>	<b>29</b>
<b>I.3. Facteurs environnementaux contrôlant la dynamique morpho-sédimentaire à différentes échelles de temps et d'espace .....</b>	<b>33</b>
I.3.1. Les facteurs anthropiques.....	36
I.3.2. L'héritage géologique: facteur clé de l'espace d'accommodation .....	36
I.3.3. Forçages externes .....	39
I.3.4. Les sédiments .....	44
<b>I.4. La houle comme limite externe de l'avant-côte .....</b>	<b>47</b>
<b>I.5. Les formes sédimentaires comme indicateurs de l'hydrodynamisme.....</b>	<b>52</b>
I.5.1. Les dunes, figures sédimentaires générées par les courants de marée.....	56
I.5.2. Les sillons d'érosion, figures sédimentaires générées par la houle .....	59
<b>I.6. Bilan.....</b>	<b>62</b>
<b>CHAPITRE II PRÉSENTATION DES SITES D'ÉTUDE .....</b>	<b>63</b>
<b>II.1. Contexte géologique et géomorphologique .....</b>	<b>64</b>
<b>II.2. Stock sédimentaire actuel et hérité.....</b>	<b>70</b>
<b>II.3. Un littoral soumis à de fortes conditions météo-marines.....</b>	<b>72</b>
<b>II.4. Choix des sites d'étude .....</b>	<b>76</b>
II.4.1. L'anse des Blancs-Sablons .....	78
II.4.2. La baie de Bertheaume .....	79
II.4.3. L'Anse de Dinan .....	82
II.4.4. La Baie de Bénodet.....	84
<b>II.5. Bilan .....</b>	<b>86</b>
<b>CHAPITRE III MÉTHODOLOGIES ET DONNÉES UTILISÉES .....</b>	<b>87</b>
<b>III.1. La méthodologie d'étude .....</b>	<b>88</b>
<b>III.2. Les données .....</b>	<b>90</b>
III.2.1. Les campagnes antérieures .....	90
III.2.2. Les campagnes DYSACOTE .....	93
<b>III.3. Les outils .....</b>	<b>100</b>
III.3.1. Les sondeurs pour la mesure topo-bathymétrique et la réflectivité .....	100
III.3.2. Appareils connexes aux sondeurs bathymétriques et interférométriques .....	102
III.3.3. Sondeurs bathymétriques utilisés dans le cadre de ces travaux de thèse. ....	104
III.3.4. Les systèmes d'acquisition Laser bathymétrique: Le LiDAR (Light Detection And Ranging) .....	105
III.3.5. La sismique réflexion pour déterminer les épaisseurs sédimentaires et imager les strates géologiques. .	106
III.3.6. Caractérisation de la nature des fonds .....	108
<b>III.4. Chaîne de traitement des données acquises lors des missions Dysacote .....</b>	<b>109</b>
III.4.1. Traitement de la bathymétrie .....	109
III.4.2. Traitement et interprétation des données sismiques .....	111
III.4.3. Mesure de la granulométrie et du taux de carbonate .....	115
<b>III.5. Détermination des incertitudes verticales des données topo-bathymétriques.....</b>	<b>116</b>

<b>III.6. Méthode de calcul du bilan sédimentaire</b> .....	<b>118</b>
<b>III.7. Calculs de corrélation</b> .....	<b>119</b>
<b>III.8. Conclusion</b> .....	<b>120</b>
<b>CHAPITRE IV PROFONDEUR DE FERMETURE Á L'ÉCHELLE DE LA BRETAGNE OCCIDENTALE</b> .....	<b>121</b>
<b>IV.1. Introduction</b> .....	<b>122</b>
<b>IV.2. Article</b> .....	<b>123</b>
IV.2.1. Abstract .....	123
IV.2.2. Introduction .....	124
IV.2.3. Regional setting.....	126
IV.2.4. Data and methods .....	128
IV.2.5. Results .....	136
IV.2.6. Discussion .....	151
IV.2.7. Conclusion .....	158
<b>IV.3. Principaux résultats</b> .....	<b>158</b>
<b>CHAPITRE V ÉTUDES MORPHODYNAMIQUES ET SÉDIMENTAIRES Á L'ÉCHELLE DES SITES D'ÉTUDE</b> .....	<b>161</b>
<b>V.1. Introduction</b> .....	<b>162</b>
<b>V.2. L'anse de Dinan</b> .....	<b>163</b>
V.2.1. Caractéristiques générales .....	163
V.2.2. Analyses morphologiques.....	164
V.2.3. La nature des fonds .....	166
V.2.4. Dynamique des structures sédimentaires .....	169
V.2.5. Remplissage sédimentaire .....	172
V.2.6. Bilans sédimentaires .....	176
V.2.7. Bilan morphodynamique de l'anse de Dinan.....	181
<b>V.3. L'anse des Blancs-Sablons</b> .....	<b>182</b>
V.3.1. Caractéristiques générales .....	182
V.3.2. Analyses morphologiques.....	182
V.3.3. Nature des fonds .....	184
V.3.4. Dynamique des structures sédimentaires .....	187
V.3.5. Épaisseurs sédimentaires .....	190
V.3.6. Bilans sédimentaires .....	194
V.3.7. Bilan morphodynamique de l'anse des Blancs-Sablons .....	198
<b>V.4. La baie de Bertheaume</b> .....	<b>199</b>
V.4.1. Caractéristiques générales .....	199
V.4.2. Analyses morphologiques.....	201
V.4.3. La nature des fonds .....	202
V.4.4. Les structures sédimentaires .....	207
V.4.5. Épaisseurs sédimentaires .....	210
V.4.6. Bilans sédimentaires .....	213
V.4.7. Bilan morphodynamique de la baie de Bertheaume .....	222
<b>V.5. La baie de Bénodet</b> .....	<b>223</b>
V.5.1. Caractéristiques générales .....	223
V.5.2. Analyses morphologiques.....	223
V.5.3. La nature des fonds.....	226
V.5.4. Les structures sédimentaires .....	231
V.5.5. Épaisseurs sédimentaires .....	233
V.5.6. Bilans sédimentaires .....	237
V.5.7. Bilan morphodynamique de la baie de Bénodet .....	240

<b>V.6. Marges d'erreur .....</b>	<b>241</b>
<b>V.7. Conclusion .....</b>	<b>242</b>
<b>CHAPITRE VI SYNTHÈSE DES TRANSFERTS SÉDIMENTAIRES Á L'ÉCHELLE DES SITES D'ÉTUDE ET IMPLICATION Á L'ÉCHELLE RÉGIONALE .....</b>	<b>245</b>
<b>VI.1. Evolutions de l'avant-côte et connexion avec la plage.....</b>	<b>246</b>
VI.1.1. L'anse de Dinan .....	246
VI.1.2. L'anse des Blancs-Sablons.....	247
VI.1.3. La baie de Bertheaume .....	247
VI.1.4. La baie de Bénodet.....	248
<b>VI.2. Les facteurs géologiques structuraux : implication de la morphologie du substratum rocheux ....</b>	<b>250</b>
VI.2.1. La morphologie du socle hérité sous-jacent et les paléo-vallées influencent-elles le volume du stock sédimentaire ? .....	250
VI.2.2. Influence de l'épaisseur sédimentaire sur la mobilité sédimentaire récente. ....	252
VI.2.3. Influence du substrat sur la formation des formes sédimentaires .....	254
<b>VI.3. Les facteurs hydrologiques (houles et marée) .....</b>	<b>254</b>
VI.3.1. L'influence des régimes de houles sur les bilans sédimentaires des avant-côtes. ....	254
VI.3.2. L'impact des houles sur les formes sédimentaires de type RSD-L et RSD-P .....	259
VI.3.3. L'influence de la marée.....	261
<b>VI.4. Schéma de fonctionnement morphodynamique et sédimentaire du compartiment de l'avant-côte des baies enclavées et ouvertes.....</b>	<b>262</b>
VI.4.1. La morphologie et la mise en place des sillons d'érosion .....	262
VI.4.2. La migration des sillons d'érosion .....	264
<b>VI.5. L'extension du prisme sédimentaire littoral .....</b>	<b>269</b>
VI.5.1. Des évolutions sédimentaires significatives observables à court et très court termes. ....	269
VI.5.2. La limite des mouvements sédimentaires par les houles de beau temps. ....	270
VI.5.3. Des transferts sédimentaires possibles vers le large et au-delà des caps rocheux lors de conditions hydrodynamiques extrêmes.....	272
<b>VI.6. Le stock sédimentaire à l'échelle régionale .....</b>	<b>274</b>
<b>VI.7. L'importance du jeu de données sur les plans qualitatif et quantitatif pour les études littorales ..</b>	<b>281</b>
VI.7.1. La prise en compte des erreurs relatives.....	281
VI.7.2. La prise en compte de l'échelle spatio-temporelle .....	282
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES .....</b>	<b>285</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>	<b>297</b>
<b>ANNEXES .....</b>	<b>319</b>

## Table des figures

Figure 1 : Interconnexion des compartiments avant-dune/plage/avant-côte du système côtier (modifié d'après Battiau-Queney, 2019). Les flèches rouges indiquent les transferts cross-shore entre les différents compartiments. Le cadre bleu représente les fluctuations du trait de côte (TC). .....	22
Figure 2 : Synthèse des paramètres relatifs aux forçages naturels et anthropiques intervenant dans le bilan sédimentaire littoral (Komar, 1996). .....	29
Figure 3 : Principaux composants du système côtier pris en compte dans une approche morphodynamique intégrant son contrôle par les facteurs environnementaux (sans tenir compte de l'aspect temporel des conditions environnementales et des processus associés) (d'après Cowell et Thom, 1994 et Masselink et al., 2014). ..	30
Figure 4 : Synthèse des différents types de relations entre le trait de côte et le bilan sédimentaire d'avant-côte pour le Languedoc-Roussillon (Brunel et al., 2014); TC (Trait de côte) ; BSAC (Bilan sédimentaire de l'avant-côte). .....	31
Figure 5 : Schéma type du découpage longitudinal des cellules littorales : a) fermée avec baie et caps b) ouverte (Cohen et al., 2002). .....	32
Figure 6 : Paramètres géométriques utilisés pour calculer l'encassement d'une plage comprenant la profondeur ou indexation (a), la largeur entre les caps (Cl), le périmètre d'échancrure (S1) et la longueur de la plage (S2) (Quilfen, 2016, d'après Bowman et al., 2009). .....	38
Figure 7 : Exemple de photographie aérienne de chaque type de classe au nord-ouest de l'Australie. Avec $\gamma_e = a / Ae$ et $\delta$ paramètre morphologique adimensionnel (d'après Short, 1999, dans Fellowes et al., 2019). .....	39
Figure 8 : Les différentes zones d'action des vagues et les principaux courants associés pouvant agir sur le littoral (d'après Cowell et al., 1999 ; Short et Jascson, 2013 et Anthony et Aagaard, 2020). .....	41
Figure 9 : mouvements apparents des astres (SHOM, journées REFMAR, Voineson et Jan, 2013). .....	43
Figure 10 : Classification de Folk (1954, 1980). .....	44
Figure 11 : Seuil de déplacement des sédiments sous l'effet des vagues et/ou des courants (Soulsby, 1997) superposé à la limite de Shields. Axe des ordonnées : contrainte critique de mise en mouvement. Axe des abscisses : paramètre de mobilité $D^*$ ( $D^* = D(g(s-1)v^2)^{1/3}$ ; avec $D$ : diamètre moyen des particules ; $g$ : accélération de la pesanteur ; $s$ : densité relative des particules dans l'eau et $v$ : la viscosité de l'eau). .....	46
Figure 12 : Zone de stabilité des structures sédimentaires en fonction de la granulométrie et de l'intensité des courants (modifié par Baas et al., 2016, d'après Southard et Boguchwal, 1990). .....	47
Figure 13 : Classification des baies en fonction de la profondeur de fermeture du profil de plage ( $D_c$ : DoC enveloppe) par rapport aux caps : Ouvert = La $D_{c1}$ est située au large des deux caps ; Semi-fermé = La $D_{c2}$ est située au large d'un des caps ; Fermé = La $D_{c3}$ est située à l'intérieur des deux caps (Bowman et al., 2014). .....	50
Figure 14 : Positionnement des différentes profondeurs de fermeture le long de la plateforme continentale interne. HMVE : Haute mer de vives-eaux ; BMVE : Basse mer de vives-eaux (d'après Hallermeier, 1978-1981 ; Reading, 1996 ; Nichols, 2009 ; Valiente et al., 2019). .....	51

Figure 15 : Distribution des formes sédimentaires en fonction de la vitesse des courants (cm/s) sur le fond et de la quantité de sédiments disponible avec : a) une faible quantité sédimentaire, b) une forte quantité sédimentaire (Belderson et al., 1982 dans Dalrymple, 2022). Les chiffres encerclés à droite de chaque croquis correspondent à la vitesse maximale approximative du courant proche de la surface (cm/s) pendant les marées de vives-eaux. ....	53
Figure 16 : Modèle des figures sédimentaires en fonction de la taille des grains et de la vitesse des courants de fond rencontrés dans le Golfe de Cadiz (Stow et al., 2013). ....	55
Figure 17 : Forme transversale des dunes en fonction de la pente et la longueur des flancs. A) Asymétriques ; B) Symétrique ou tronchoïdale ; C) Asymétrique en dos de chat (d'après Le Bot, 2001).....	58
Figure 18 : Rôle des typhons de la mousson du printemps dans le mécanisme de formation des RSD au Japon (Yoshikawa et Nemoto, 2014).....	60
Figure 19 : Schéma du mécanisme de migration du RSD - dans la baie de Monterey - résultant de la combinaison d'un flux de sédiments fins vers le large dans la direction de la pente (A) et d'un flux orbital asymétrique induit par les vagues sur la côte (B), entraînant une migration nette des RSD vers la côte (assemblées d'après Rosenberger et al., 2019).....	61
Figure 20 : Diagramme 3D des limites longitudinales et transversales de la cellule hydro-sédimentaire.....	62
Figure 21 : Carte bathymétrique de la Bretagne occidentale avec la mise en évidence des platiers rocheux (source : SHOM et EMODnet) ; localisation des profils P1, P2 et P3 de la Figure 22. Les traits en pointillés représentent les limites des différentes façades nord/ouest/sud. ....	64
Figure 22 : Profils bathymétriques et pentes (°, traits pointillés noirs) associées pour les sites de Guisseny (Profil 1) au nord-ouest de la pointe bretonne, d'Audierne (Profil 2) au sud-ouest et de Concarneau (Profil 3) au sud. Voir la Figure 21 pour la localisation des profils. ....	66
Figure 23 : Carte géologique simplifiée du domaine armoricain (Menier et al., 2014, adaptée d'après Thinon et al., 2008).....	68
Figure 24 : Carte de l'évolution (recul ou avancée) du trait en côte (Cerema et MTES, 2017) superposée aux limites des cellules littorales d'après Hénaff et Le Berre (2003) ; Exemple d'accumulations sédimentaires visibles sur les différentes façades : A) Dunes de Guisseny (Suanez et al., 2012) ; B) Banc du Four (Franzetti, 2014) ; C) Dunes sous-marines de Bannec (Le Dantec et al., 2022) ; D) Ile de Beniguet en forme de queue de comète (Stéphan et al., 2019) ; E) Ile de Saint Nicolas (Stéphan et al., 2019). ....	69
Figure 25 : Rose de hauteurs et de directions des houles (Base HOMERE de 1994-2016) superposées aux lignes d'isomarnage ( <a href="http://data.shom.fr">data.shom.fr</a> ) et aux réseaux hydrographiques. Les ronds bleus représentent les débits fluviaux moyens annuels ( <a href="http://www.hydro.eaufrance.fr">www.hydro.eaufrance.fr</a> ). ....	74
Figure 26 : Localisation des 4 sites d'étude. Les polygones noirs représentent les limites externes des zones étudiées. Les traits en pointillés représentent les limites des différentes façades nord/ouest/sud. (Source Litto3D : SHOM). Les isobathes représentés sont ceux situés à -20 m et -50 m. Le carré noir et bleu représente respectivement la baie d'Audierne (non explorée), et le site de Guisseny dont les données servent pour la partie sur l'épaisseur sédimentaire à l'échelle régionale.77	77

Figure 27 : Présentation de la zone des Blancs Sablons, des dunes de la Helle (A), du massif dunaire (B) et des évolutions remarquables observées en zone d'avant-côte (C : polygone 1) (Jabbar, 2016). Le polygone noir représente la zone étudiée dans le cadre de cette thèse. Les isobathes représentés sont ceux à -20 m et -50 m de profondeur. ....	79
Figure 28 : Etat des connaissances de la baie de Bertheaume : A) Bilan annuel des volumes sédimentaires charriés sur le fond au cours d'une année (Grégoire, 2016) ; B) Evolutions des grandes dunes tidales à la sortie du Goulet (Belleney et al.,2022) ; C) Caractérisation des sillons observés dans la baie (Grégoire, 2016) ; D) Changement d'élévation (m) et bilan sédimentaire volumique de 2004 (m <sup>3</sup> ) sur la plage de Porsmilin 2004 (Dehouck, 2006). ....	81
Figure 29 : Localisation et géomorphologie (Hallégouët et Hénaff, 1995) de l'anse de Dinan. Evolution remarquable d'après Jabbar (2016) sur les plages situées au nord (A) et au sud (B) de l'anse de Dinan. Le polygone noir représente la zone étudiée dans le cadre de cette thèse. L'isobathe représenté est celui à -20 m de profondeur. La légende de la carte géomorphologique est présentée en Annexe 2 . ....	83
Figure 30 : Présentation de la zone de Bénodet et localisation des bancs de maërl (Grall, 2009). Les isobathes représentés sont ceux à -20 m et -50 m de profondeur. Le polygone noir représente la zone étudiée dans le cadre de cette thèse. A) Altimétries différentielles observées dans le compartiment de l'avant-côte (Jabbar, 2016) entre 2014 et 2013 ; B) Nature des fonds de 2013 (Jabbar, 2016). ....	84
Figure 31 : Méthodologie théorique définie pour la détermination des profondeurs de fermeture. ....	89
Figure 32 : Méthodologie appliquée à la détermination des évolutions morphodynamiques à partir de données de terrain à l'échelle des sites d'étude. ....	90
Figure 33 : Données bathymétriques, sismiques et localisation des prélèvements par benne des missions de 2014 (Géobrest), 2016 (IUEM) ,2017 (Lidar), 2018 (IUEM) ,2020 (Dysacote), 2021 (ENSTA) pour la zone de Bertheaume et d'Audierne. ....	95
Figure 34 : Données bathymétriques des missions Fissel 2015 et Dysacote 2021 (Haliotis), sismiques de type Sparker (Dysacote 2021) ainsi que la localisation des prélèvements par benne (Dysacote 2021) et du profil vidéo pour l'anse de Bénodet. ....	96
Figure 35 : Données bathymétriques des missions de l'IUEM (2011 et 2016) et Dysacote 2020 ainsi que les lignes sismiques Sparker et localisation des prélèvements par benne de la mission Dysacote 2020 pour la zone des Blancs-Sablons. ....	97
Figure 36 : Données bathymétriques des missions Dysacote 2020 (Albert Lucas) et 2021 (Haliotis), sismiques de type Sparker (2020) et Sondeur de Sédiment (SdS - 2021) ainsi que la localisation des prélèvements par benne et des profils vidéo pour l'anse de Dinan. ....	98
Figure 37 : Données bathymétriques, sismiques et localisation des prélèvements par benne de la mission Dysacote 2021 pour la zone de Guisseny. ....	99
Figure 38 : Principe des faisceaux croisés du sondeur multifaisceaux et axes autour desquels sont mesurés les mouvements du bateau par la centrale inertielle pour les corrections d'attitudes (Bisquay, 2006). ....	101
Figure 39 : Fréquences des sondeurs multifaisceaux suivant les gammes de profondeurs à imager associées aux résolutions spatiales obtenues (dans Franzetti, 2014). ....	101
Figure 40 : Comparaison de la bathymétrie avec le sonar interférométrique Géoswath et le sondeur multifaisceaux EM3002 (Ifremer, génavir). ....	102

Figure 41 : Positionnement des différentes altitudes mesurées et références utilisées pour corriger les données bathymétriques de la marée (H. Bisquay, 2006). .....	103
Figure 42 : Pénétration et résolution de la source sismique en fonction de la fréquence utilisée en sismique réflexion (Nouzé et Chauchot, 1999). .....	106
Figure 43 : Schéma de la chaîne de sismique réflexion Sparker monotrace. ....	107
Figure 44 : Chaîne de traitement bathymétrique (chaîne centrale) et logiciels associés (en noir et gras) pour le sondeur EM3002 (à gauche) et le sondeur Géoswath (à droite). MNT : Modèle Numérique de Terrain. ....	110
Figure 45 : Chaîne de traitement sismique (chaîne centrale) et logiciels associés (en noir et gras) pour le Sparker de l'IUEM (chaîne de gauche) et le Sondeur de Sédiment de l'Haliotis (chaîne de droite). ....	111
Figure 46 : Exemples de motifs caractéristiques des faciès sismiques (Mitchum et al., 1977). .....	113
Figure 47 : Limites supérieure (A) et inférieure (B) de la séquence stratigraphique (Mitchum et al., 1977). ....	113
Figure 48 : Volumes perdus et/ou gagnés (bilan sédimentaire), par rapport à un seul plan de référence (0 ou $\pm$ la marge d'erreur des MNT différentiels ), obtenus à partir de 2 MNT à t0 et t1. ....	119
Figure 49 : Western Brittany study area (France). Wave roses (Hs) represent a 23 year (1994-2016) record from WAVEWATCH III <sup>®</sup> model for the three blue dots. Black solid lines represent mean spring tidal range (cm) from Data Shom (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). Numbers (1) to (22) correspond to the location of the specific areas studied. ....	127
Figure 50 : Seabed substrate and sediment data from The European Marine Observation and Data Network (EMODnet, Geology, 2016); 1/ 250 000 scale, using Folk 5 class classification. Isobaths -30 m, -50 m and -100 m are indicated with black lines. The numbers correspond to the location of the specific areas studied. ....	128
Figure 51 : Schematic of the methodology for the calculation of the Depths of Closure (DoC <sub>envelope</sub> and DoC <sub>motion</sub> ) and Depth of Transport (DoT <sub>motion</sub> and DoT <sub>up</sub> - upper plane bed) from hydrodynamic and sedimentary databases. LST (Large Spring Tide) and LWS (Low water spring). $\tau_{wave}$ ( $\tau_w$ ) and $\tau_{tide}$ ( $\tau_t$ ) correspond respectively to wave and tide bed shear stress. $\tau_{mean}$ ( $\tau_m$ ) and $\tau_{comb}$ correspond respectively to mean and combined bed shear stress. ....	133
Figure 52 : Left panel: map of the HOMERE nodes extent for wave parameters (black and grey dots) and MARS3D grid extent for tide parameters. White dots indicate nodes selected for DoCs (DoC <sub>env</sub> and DoC <sub>motion</sub> ) formulations and grey dots indicate the selected nodes for DoT formulation. Right panel: Identification numbers of the HOMERE nodes (WAVEWATCH III <sup>®</sup> model) for DoCs (DoC <sub>env</sub> and DoC <sub>motion</sub> ) calculations. ....	135
Figure 53 : Depth of closure envelope and motion for 68 nodes along the western Brittany coast (D) with associated wave heights and periods, and grain sizes (D50) (A, B, C). Blues lines indicate the DoC <sub>motion</sub> results and associated parameters Hs, Ts, and D50. Black lines indicate the DoC <sub>env</sub> results and associated parameters He and Te. Grey dashes represent wave heights and periods year by year from 1994 to 2016. See Figure 52 for location of nodes. ....	138
Figure 54 : Significant wave heights (m) exceeded for 12 hours (He) and wave heights for the 10th percentile (Q10) for February 2014 and associated direction (A and B). Friction velocity (m/s) and direction of maximum tidal currents near the bottom	

- (C). Data from WAVEWATCH III<sup>®</sup> model (HOMERE database) and MARS3D models, respectively. The numbers correspond to the name of the specific area studied; see Figure 49 for location. Thin black lines are isobaths -20 m, -50 m, -100 m. Grey dotted lines represent the north/west/south limits. .... 140
- Figure 55 : Western Brittany bed shear stress due to extreme waves (A), tide (B), combined bed shear stress during extreme wave conditions He (C), and combined bed shear stress during moderated wave conditions Hq10 (D). Grey dotted lines represent the north/west/south limits. The numbers correspond to the name of the specific area studied; see Figure 49 for location. .... 142
- Figure 56 : Areas of no motion, sediment transport with and without possible sediment deposition (from DoT formulation) for a grain size of 0.5 mm, for wave He (A), wave Hq10 (B), and tide (C). Thin black lines are isobaths -20 m, -50 m, -100 m. The numbers correspond to the name of the specific area studied; see Figure 49 for location. Grey dotted lines represent the north/west/south limits. .... 144
- Figure 57 : Areas of no motion, sediment transport with and without possible sediment deposition (from DoT formulation), for mud (A), sand (B), and coarse sand (C), during storm periods (He). Area of transport and possible deposition, lost or gained, by the addition of tide bed shear stress for combined bed shear stress ( $\tau_{CombHe}$ ) for mud (D), sand (E), and coarse sand (F), during storm period (He). Thin black lines are isobaths -20 m, -50 m, -100 m. The numbers correspond to the name of the specific area studied; see Figure 49 for location. Grey dotted lines represent the north/west/south limits. .... 146
- Figure 58 : Areas of no motion, sediment transport with and without possible sediment deposition (from DoT formulation), for mud (A), sand (B) and coarse sand (C) during moderated periods (Hq10). Area of transport and possible deposition, lost or gained, by the addition of tide bed shear stress for combined bed shear stress ( $\tau_{CombHq10}$ ) for mud (D), sand (E) and coarse sand (F) during moderated periods (Hq10). Thin black lines are isobaths -20 m, -50 m, -100 m. The numbers correspond to the name of the specific area studied; see Figure 49 for location. Grey dotted lines represent the north/west/south limits. .... 148
- Figure 59 : Zooms on ATD obtained following the DoT approach for Goulven (4), Guisseny (5), Sein (16), and Penmarc'h (18) areas (localisation in left panels). Profiles represent the morphology of the seabed (SHOM, 2015) with DoC limits (red and blue lines represent the DoC<sub>motion</sub> and the DoC<sub>env</sub> respectively) and ATDc (purple line). Black cross symbols represent the rocky areas from EMODnet data. .... 150
- Figure 60 : Scenario from I to IV of the sediment mobility sequence in accordance with grain sizes (0.5 mm and 2 mm), depth of closure motion (DoC<sub>motion</sub>) and rock from EMODnet, during the moderated period (I and III) and the storm period (II and IV). .... 154
- Figure 61 : Definition of the shoreface (modified after Reading, 1996 and Cowell et al., 1999) associated with the depths of closure DoC (Hallermeier, 1978 and 1981) and DoT<sub>upb</sub> (Valiente et al., 2019). Dashed black lines represent the spatial variability of DoC<sub>motion</sub> and transport without deposit area. The brown line represents the seabed and the grey envelope represents the significant changes in beach profile. MLTL (Mean Low Tide Level) and upb (upper plan bed). .... 156
- Figure 62 : Morphologie générale de l'anse de Dinan. Présentation des MNT bathymétriques des missions DYSACOTE 2020 et 2021 et du Litto3D de 2013. Localisation des

profils longitudinaux et transversaux de la Figure 63. Localisation des plages de : .....	165
Figure 63 : Profils topographiques longitudinaux (haut) et transversaux (bas) de l'anse de Dinan. Les couleurs représentent les différentes extractions réalisées à partir des MNT de 2020 et de 2021, ainsi que du Litto3D(2013). .....	166
Figure 64 : Localisation et caractéristiques des 14 échantillons sédimentaires des missions DYSACOTE 2020 et 2021 superposés à l'imagerie de 2021. ....	168
Figure 65 : Médianes granulométriques en fonction de la profondeur d'échantillonnage pour les échantillons sédimentaires fins à grossiers de l'anse de Dinan. ....	168
Figure 66 : Nature des fonds dans l'anse de Dinan, interprétée à partir des échantillons sédimentaires et de l'imagerie de 2021. ....	169
Figure 67 : Morphologie des sillons d'érosion de l'anse de Dinan entre octobre 2020 et juin 2021. La zone 2 présente le zoom des sillons patchy situés les plus au large avec le sens de mesure de leur largeur (l) et leur longueur (L). ....	171
Figure 68 : Profil sismique Sparker transversal, DYSACOTE-W-13 de l'anse de Dinan (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation : cf. Figure 70.....	174
Figure 69 : Profil sismique Sparker longitudinal, DYSACOTE-W-22 de l'anse de Dinan (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation : Figure 70.....	175
Figure 70 : Epaisseurs sédimentaires dans l'anse de Dinan (valeurs en mètres). Localisation des profils sismiques Dysacote W-13 (P13) et W-22 (P22). ....	176
Figure 71 : Différentiels bathymétriques de l'anse de Dinan entre 2013 (Litto3D)-2020, 2020-2021 et 2013 (Litto3D) - 2021. ....	179
Figure 72 : Bilan sédimentaire de l'anse de Dinan .....	181
Figure 73 : MNT bathymétriques de novembre 2011, d'avril 2016, d'octobre 2020 et du Litto3D (2013). ....	183
Figure 74 : Profil longitudinal (P1) et transversal (P2) de l'anse des Blancs-Sablons (Les couleurs représentent les différentes extractions des MNT). Les axes vertical et horizontal du profil représentent respectivement la profondeur et la distance(m). ....	184
Figure 75 : Médianes granulométriques en fonction de la profondeur pour les prélèvements sédimentaires de l'anse des Blancs-Sablons. ....	185
Figure 76 : Localisation et caractéristiques des 12 échantillons sédimentaires superposés à l'imagerie de la mission DYSACOTE 2020. ....	186
Figure 77 : Nature des fonds de l'anse des Blancs-Sablons, interprétée à partir des échantillons sédimentaires et de l'imagerie de la mission DYSACOTE 2020 ainsi que des MNT bathymétriques de 2011 et 2016.....	187
Figure 78 : Evolutions morphodynamiques des sillons d'érosion linéaire (RSD-L) et patchy (RSD-P) des zones 1 (Z.1), 2 (Z.2) et 3 (Z.3), et des grandes morphologies (par pointage des ruptures de pente) de l'anse des Blancs-Sablons, pour les années 2011, 2013 (Litto3D), 2016 et 2020.....	189
Figure 79 : Migrations des sillons d'érosion et forme en « langue de chat » de la zone 2 de l'anse des Blancs-Sablons entre 2011 et 2016. ....	189
Figure 80 : Profil sismique Sparker transversal, Dysacote-W-12 de l'anse des Blancs-Sablons (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation cf :Figure 82. ....	191
Figure 81 : Profil sismique Sparker longitudinal, Dysacote-W-07 de l'anse des Blancs-Sablons (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation cf : Figure 82. ....	192

Figure 82 : Epaisseurs sédimentaires dans l'anse des Blancs-Sablons. Localisation des profils sismiques Dysacote W-12 (P12) et W-22 (P22). .....	193
Figure 83 : Différentiels bathymétriques de l'anse des Blancs-Sablons entre 2011-2013 (Litto3D), 2013 (Litto3D)-2016, 2011-2016 et 2016-2020. ....	196
Figure 84 : Bilan sédimentaire de l'anse des Blancs-Sablons.....	198
Figure 85 : MNT bathymétriques des missions de l'IUEM de novembre 2015, d'octobre 2016 et 2018, de la mission Lidar de 2017, de la mission DYSACOTE de juillet 2020 et de la mission de l'ENSTA en février 2021. ....	200
Figure 86 : Fusion topo-bathymétrique (Litto3D et sondeurs multifaisceaux) de la baie de Bertheaume (en haut) et profils transversaux associés (en bas). Les axes vertical et horizontal des profils représentent respectivement la profondeur et la distance en mètres. Les carrés représentent les zones des sillons d'érosion « linéaire » (RSD-L) et « patchy » (RSD-P). D. : Dépression. ....	203
Figure 87 : Médiane granulométrique en fonction de la profondeur pour les prélèvements sédimentaires dans la baie de Bertheaume. ....	204
Figure 88 : Distribution granulométrique des échantillons sédimentaires de la mission DYSACOTE 2020, superposée à l'imagerie (DYSACOTE 2020). Les traits noir et bleu représentent respectivement la DoC-enveloppe et la DoC-motion. ....	204
Figure 89 : Taux de CaCO <sub>3</sub> des échantillons sédimentaires de la mission DYSACOTE 2020, superposés à l'imagerie (DYSACOTE 2020). ....	205
Figure 90 : Nature des fonds de la baie de Bertheaume, fusionnée à partir de l'interprétation de la mission DYSACOTE 2020 et de l'interprétation simplifiée de Grégoire et al., 2016. ....	206
Figure 91 : Imagerie (juillet 2020) et comparaison des profils bathymétriques (juillet 2020 et février 2021) des RSD-patchy de la baie de Bertheaume. Les numéros de 1 à 8 représentent les principaux RSD-P. Les diagrammes représentent les analyses granulométriques des prélèvements n°53 (intérieure du sillon) et n°25 (espace inter-sillon). ....	208
Figure 92 : Pointage des RSD-L de la baie de Bertheaume pour les années 2013 (interprétation réalisée par Grégoire et al., 2016), 2015, 2016 et 2018. ....	210
Figure 93 : Profil sismique « cross-shore » Sparker, Geobrest 12-38 de la baie de Bertheaume (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation : Figure 95.....	211
Figure 94 : Profil longitudinal obtenu à partir de la soustraction d'épaisseur sédimentaire (Grégoire, 2016) à la bathymétrie du Litto3D. Localisation Figure 95. ....	212
Figure 95 : Epaisseurs sédimentaires dans la baie de Bertheaume, d'après Grégoire (2016). Localisation du profil sismique transversal Geobrest 12-38 et longitudinal.....	213
Figure 96 : Différentiels bathymétriques de la zone des RSD-patchy en baie de Bertheaume entre 2013(Litto3D)-2020 et 2020-2021. ....	216
Figure 97 : Différentiels bathymétriques de la zone des RSD linéaires en baie de Bertheaume entre 2013(Litto3D)-2015, 2015-2016 et 2016-2018.....	218
Figure 98 : Différentiels bathymétriques des rentrants de Déolen et de Dalbosc, en baie de Bertheaume, entre 2013(Litto3D)-2016, 2016-2017, 2017-2020 et 2013-2020. ....	221
Figure 99 : Bilan sédimentaire de la baie de Bertheaume.....	222
Figure 100 : MNT bathymétriques de la mission DYSACOTE de juin 2021, de la mission FISSEL de juin 2015 et du Litto3D (2013). ....	224

Figure 101 : Profils transversal (P1) et longitudinal (P2) de l'anse de Bénodet, issus du Litto3D (2013). Le trait en pointillés rouge représente la limite entre les deux jeux de données Lidar du Litto3D. Localisation : voir Figure 100.....	225
Figure 102 : Distribution granulométrique des échantillons sédimentaires de la mission DYSACOTE 2021, superposés à l'imagerie (DYSACOTE 2021) de l'anse de Bénodet.....	227
Figure 103 : Médianes granulométriques des échantillons de la mission DYSACOTE 2021 en baie de Bénodet en fonction de la profondeur (A) et du taux de CaCO <sub>3</sub> (B).....	228
Figure 104 : Captures d'image vidéo des mégarides (photos de gauche) localisées aux points de prélèvements 32 et 32 bis (photos de droite).....	229
Figure 105 : Nature des fonds de l'anse de Bénodet, interprétée à partir de l'imagerie et des prélèvements sédimentaires de la mission DYSACOTE 2021. ....	230
Figure 106 : Les figures sédimentaires de la baie de Bénodet d'après les données d'imagerie des missions DYSACOTE (2021) et FISSEL (2014). Le pointage a été réalisé pour 2013-(Litto3D) (en vert), 2015 (en rouge) et 2021 (en bleu).....	231
Figure 107 : Vue 3D des dunes barkhanes pour 2015 (à gauche) et 2021 (à droite) localisées au niveau du zoom A de la Figure 106. Les flèches indiquent le sens de migration des dunes vers la côte. Le trait noir correspond au profil 1 (Figure 106, Figure 108). ....	233
Figure 108 : Profils 1) des dunes barkhanes 2) des sillons d'érosion de la baie de Bénodet. Localisation cf : Figure 106.....	233
Figure 109 : Profil sismique Sparker transversal DYSACOTE 1305-005 (P1) (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation : cf. Figure 111. ....	235
Figure 110 : Profil sismique Sparker longitudinal DYSACOTE 1305-009 (P2) (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation : cf. Figure 111. ....	235
Figure 111 : Epaisseur sédimentaire de la baie de Bénodet suivant les profils sismiques Sparker de la mission Dysacote (2020). Localisation des profils sismiques transversal (P1 : Dysacote-1305-005) et longitudinal (P2 : Dysacote-1305-009). ....	236
Figure 112 : Différentiels bathymétriques de l'anse de Bénodet pour 2015-2021 et 2013-2021. ....	239
Figure 113 : Bilan sédimentaire de la baie de Bénodet.....	240
Figure 114 : Altitude différentielle (m) pour les MNT bathymétriques en fonction de l'épaisseur sédimentaire totale pour l'anse des Blancs-Sablons. Les traits rouges représentent $\pm 1$ m d'altitude différentielle.....	253
Figure 115 : Altitude différentielle (m) pour les MNT bathymétriques en fonction de l'épaisseur sédimentaire pour l'anse de Dinan. Les traits rouges représentent $\pm 1$ m d'altitude différentielle. ....	253
Figure 116 : Ratio sédimentaire (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> , non cumulé) des avant-côtes en fonction du nombre d'heures de tempête, ou du ratio de tempête (nombre d'heures de tempête / nombre d'heures totales de mesure) dans la période considérée.....	257
Figure 117 : Ratio sédimentaire en fonction du nombre d'heures de tempête pour la baie de Bertheaume. En bleu sont représentés les deux ratios réalisés avec le Lidar de 2017, considérés comme des valeurs aberrantes (Outlier). ....	259
Figure 118 : Hauteurs des houles significatives (m) pour les baies de Bertheaume (courbe verte) et de Bénodet (courbe orange) de 01/2013 à 08/2021. Voir le chapitre DoC, Figure 52 (p.135) pour la localisation des points de houles correspondants (46938 et 41217).....	260

Figure 119 : Périodes des houles significatives (m) pour les baies de Bertheaume (courbe verte) et de Bénodet (courbe orange) de 01/2013 à 08/2021. Voir le chapitre DoC, Figure 52 (p.135) pour la localisation des points de houles correspondants (46938 et 41217).....	261
Figure 120 : Formes et caractéristiques des sillons d'érosion (RSD), linéaire (A) et patchy (B), en fonction du type d'enclavement de la baie. Profils des sillons d'érosion C) patchy, soumis à la houle seule ; D) en « dos de chat », soit patchy soumis à la houle et à un courant secondaire (combiné fluvial et marée), soit linéaire soumis à l'alternance des courants de marée (flot et jusant). .....	265
Figure 121 : Schéma de fonctionnement morphodynamique des baies très à assez enclavées. Les profils sont ceux de l'étude morphodynamique de l'anse de Dinan (bleu, p149) et des Blancs-Sablons (noir, p168).....	267
Figure 122 : Schéma de fonctionnement morphodynamique des baies moyennement à assez peu enclavées . Les profils sont ceux de l'étude morphodynamique de la baie de Bertheaume (noir, p203) et des Blancs-Sablons(bleu, p225).....	268
Figure 123 : Comparaison des différentes valeurs de DoC-enveloppe.....	270
Figure 124 : Comparaison des différentes valeurs de DoC-motion avec les houles moyennes. La DoC-motion granulométrique correspond à la limite entre sables fins à moyens et sables grossiers. ....	271
Figure 125 : Localisation des bancs sableux et des dunes tidales en fonction des aires de mobilités sédimentaires pour des particules de 2 mm, et de la profondeur de fermeture DoC-motion (trait rouge) sur la plateforme interne de la Bretagne occidentale.....	273
Figure 126 : Localisation des figures sédimentaires de types bancs sableux, dunes tidales, sillons d'érosion et dunes barkhanes, sur la plateforme interne de la Bretagne occidentale jusqu'à environ -120 m, en fonction des différents compartiments de la plage vers le large.....	274
Figure 127 : Épaisseurs sédimentaires le long de 12 profils dont l'interprétation est issue de profils sismiques des missions DYSACOTE et de l'IUEM ainsi que des couches d'isopaques de l'inventaire des ressources en matériaux marins (Gautier et al., 2012).....	277
Figure 128 : Épaisseur du prisme sédimentaire d'avant-côte (inférieure à la DoC-motion, trait rouge), interpolée à l'échelle régionale de la Bretagne occidentale.....	279
Figure 129 : Zones d'accumulation ou d'érosion au niveau des RSD-P de la baie de Bertheaume, avec la prise en compte de la marge d'erreur (carton de gauche) et sans la marge d'erreur (carton de droite), et les ratios sédimentaires associés. ....	282
Figure 130 : Protocole de suivi des levés bathymétriques dans la zone d'avant-côte en vue d'une étude de gestion du littoral. ....	284

## Liste des tableaux

Tableau 1 : Associations des échelles temporelles et spatiales et implications pour la gestion des risques côtiers (Litto'Risques, A. Hénaff). .....	35
Tableau 2 : Indice de confinement des plages sableuses bretonnes (Quilfen, 2016). .....	38
Tableau 3 : Récapitulation des formes sédimentaires rencontrées dans la zone de l'avant-côte (modifié d'après Stow et al., 2013). .....	54
Tableau 4 : Classification des dunes en fonction de leur amplitude et de longueur d'onde (Berné et al, 1989 et Ashley, 1990).....	56
Tableau 5 : Hauteurs et périodes moyennes, minimales et maximales autour de la Bretagne occidentale pour la période de 1994 à 2016. Voir Figure 25 pour la localisation des points. ....	73
Tableau 6 : Récapitulation des caractéristiques des sites d'étude .....	86
Tableau 7 : Campagnes bathymétriques et sismiques antérieures à ces travaux de thèse. ....	91
Tableau 8 : Systèmes bathymétriques et sismiques et bennes à sédiments utilisés lors des Campagnes DYSACOTE. ....	94
Tableau 9 : Caractéristiques des sondeurs utilisées pour acquérir les données bathymétriques dont les MNT sont utilisés dans cette étude. ....	105
Tableau 10 : Incertitudes probabilistes et maximales en « Z » pour les MNT différentiels. .	117
Tableau 11 : Threshold bed shear stress(N/m <sup>2</sup> ) for different grain sizes and for the two values of Shields mobility numbers indicating transport initiation and transition to the upper plane bed. ....	132
Tableau 12 : EMODnet Seabed substrate and associated grain size (D50) used in this study. ....	135
Tableau 13 : Maximum, minimum, and mean values of DoCenv and DoCmotion with associated wave parameters and grain sizes.....	136
Tableau 14 : DoCenv and DoCmotion (Hallermeier 1978 and 1981) and input parameters (height and period of wave and grain size) for several studies of the macro to micro tidal environment.....	152
Tableau 15 : Caractéristiques morphodynamiques des sillons d'érosion pour le mois d'octobre 2020 et le mois de juin 2021. ....	170
Tableau 16 : Caractéristiques des différentes unités sismiques rencontrées pour tous les sites d'étude. ....	173
Tableau 17 : Caractéristiques prises en compte pour le calcul du volume du stock sédimentaire total.....	176
Tableau 18 : Bilans sédimentaires de l'anse de Dinan entre 2013 (Litto3D)-2020, 2020-2021 et 2013 (Litto3D)-2021. ....	180
Tableau 19 : Bilans sédimentaires de la zone « nord » entre 2013 (Litto3D)-2020, 2020-2021. ....	180
Tableau 20 : Bilans sédimentaires entre l'avant-côte supérieure et inférieure entre 2013 (Litto3D) et 2021.....	180
Tableau 21 : Caractéristiques prises en compte pour le calcul du volume du stock sédimentaire total. Les zones sont issues de la carte de nature des fonds. ....	193
Tableau 22 : Bilans sédimentaires de l'avant-côte de l'anse des Blancs-Sablons entre 2011-2013 (Litto3D), 2013 (Litto3D)-2016, 2011-2016 et 2016-2020. ....	197

Tableau 23 : Bilans sédimentaires de la zone comprise entre -5 m et -10 m de l'anse des Blancs-Sablons entre 2011-2013 (Litto3D), 2013 (Litto3D)-2016, 2011-2016 et 2016-2020.....	197
Tableau 24 : Caractéristiques prises en compte pour le calcul du volume du stock sédimentaire total. Les secteurs sont issus de la carte de la nature des fonds. ....	213
Tableau 25 : Bilans sédimentaires de la zone des RSD-P de la baie de Bertheaume entre 2013(Litto3D)-2020 et 2020-2021. ....	214
Tableau 26 : Bilans sédimentaires de la zone des RSD-L en baie de Bertheaume entre 2013(Litto3D)-2015, 2015-2016 et 2016-2018.....	217
Tableau 27 : Bilans sédimentaires pour les rentrants côtiers de Déolen et de Dalbosc en baie de Bertheaume entre 2013(Litto3D)-2016, 2016-2017 et 2017-2020 et 2013(Litto3D)-2020.....	220
Tableau 28 : Caractéristiques prises en compte pour le calcul du volume du stock sédimentaire total. Les secteurs sont issus de la carte des épaisseurs sédimentaires.....	237
Tableau 29 : Bilans sédimentaires de l'anse de Bénodet entre 2013 (Litto3D)-2021 pour la zone totale, la zone NE et la zone SO, ainsi qu'entre 2015-2021.....	238
Tableau 30 : Marges d'erreur maximales appliquées aux ratios sédimentaires (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> ). ....	241
Tableau 31 : Caractéristiques des 4 sites d'étude : pente, épaisseurs et volumes sédimentaires, hauteurs de vagues (Hs et Hs12), DoC théorique et de terrain. ....	242
Tableau 32 : Bilans sédimentaires (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> ) de l'avant-côte des 4 sites d'étude.....	243
Tableau 33 : Caractéristiques des sillons d'érosion linéaire et patchy, et des dunes par sites d'étude. ....	244
Tableau 34 : Schémas de fonctionnement du système plage/avant-côte (d'après Brunel et al., 2014) pour chaque site d'étude classé suivant leur type d'enclavement. TC : Trait de Côte ; BSAC : Bilan sédimentaire de l'Avant-Côte.....	249
Tableau 35 : Coefficient de corrélation entre les houles de tempête (Hs12 et HsQ95) et les bilans sédimentaires pour l'anse des Blancs-Sablons et la baie de Bertheaume. ....	258
Tableau 36 : Comparaison des volumes sédimentaires obtenus à partir des données régionales ou de terrain interpolées pour les 4 sites d'étude. ....	278
Tableau 37 : Comparaison des volumes sédimentaires de l'avant-côte, des bancs sableux et des paléo-vallées sur la plateforme interne de la Bretagne occidentale. ....	280

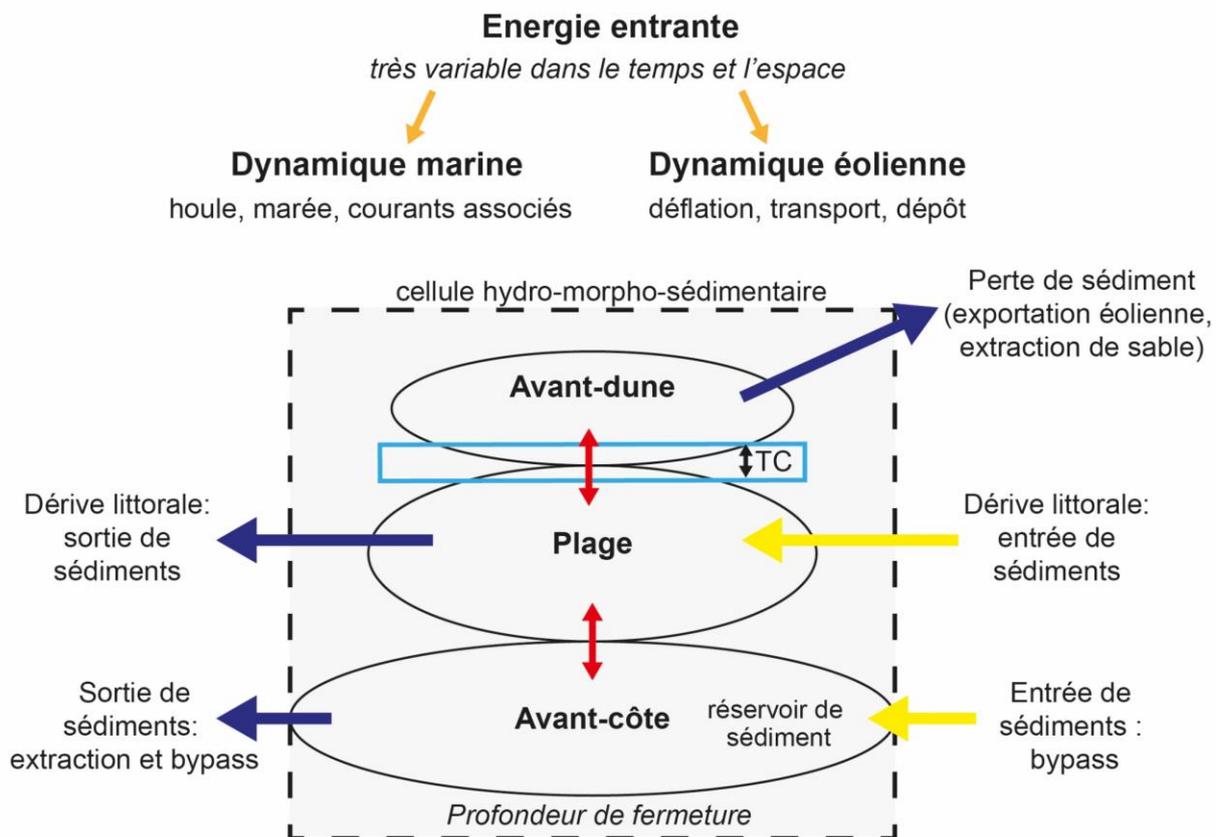
# INTRODUCTION

Le fonctionnement morpho-sédimentaire de l'espace littoral est étroitement dépendant des facteurs environnementaux tels que la géologie, les effets anthropiques, l'apport sédimentaire et les facteurs océano-météorologiques (le vent, la houle, la marée et la pression atmosphérique), qui s'exercent à différentes échelles de temps depuis l'échelle plurimillénaire à l'échelle instantanée. Ces facteurs engendrent notamment des variations du niveau moyen de la mer et génèrent des transferts sédimentaires longitudinaux (long-shore) et transversaux (cross-shore) qui opèrent au sein des cellules sédimentaires littorales (Figure 1) (Komar, 1996 ; Pinot 1998 ; Certain, 2002 ; Cowell et al., 2003 ; Héquette et Aernouts, 2010 ; Aagaard, 2011 ; Billy et al., 2013 ; Hénaff et al., 2015). Les transits sableux associés modèlent ainsi les évolutions morphologiques des compartiments subtidaux d'avant-côte et inter-tidaux de plage contrôlant en retour la position du trait de côte. Ils sont donc en partie responsables des risques de submersion et d'érosion marines, problématique sociétale majeure au regard de la pression anthropique et des processus de littoralisation contemporaine s'exerçant sur cet espace restreint. L'objectif de la présente étude est précisément d'améliorer les connaissances sur les déplacements sédimentaires dans la partie sous-marine littorale en connexion directe avec la partie intertidale et dunaire, afin de mieux appréhender ces problématiques d'érosion côtière qui touchent près d'un quart du linéaire côtier sableux mondial (Luijendijk et al., 2018). En Bretagne, dont l'extrémité occidentale fait l'objet de cette étude, ce sont près de 35 % du linéaire côtier qui enregistrent aujourd'hui un recul bien identifié (Stéphan et al., 2019) avec, dans certaines situations, divers types d'enjeux directement exposés aux évolutions du rivage.

L'essentiel de la connaissance actuelle des transferts sédimentaires et des évolutions morphodynamiques s'appuie sur l'analyse à court, moyen et long termes des dynamiques inter- et supra-tidales, compartiments pour lesquels les observations peuvent être pratiquées fréquemment et facilement à terre. En Bretagne, plusieurs études ont ainsi déjà été menées sur la caractérisation et la résilience du système sédimentaire côtier, en se focalisant essentiellement sur la dynamique des espaces dunaires et intertidaux (par exemple : Hallégouët et Hénaff, 1995 ; Suanez, 2009 ; Blaise et al., 2015 ; Stéphan et al., 2019).

Néanmoins, il est clair que la compréhension de la dynamique littorale ne peut être entière en l'absence d'une bonne connaissance des bilans sédimentaires côtiers sur l'ensemble des

compartiments incluant l'avant-côte, zone de stockage sédimentaire (Guilcher, 1979). Ces bilans sédimentaires s'établissent au sein d'une entité spatiale appelée « cellule littorale ». Ce compartiment est délimité latéralement par des obstacles géomorphologiques (Paskoff, 1994, dans Hénaff et Le Berre, 2003) et s'étend vers le large le long de la plateforme continentale interne jusqu'à une limite appelée profondeur de fermeture (Depth of Closure, DoC). Cette dernière est considérée comme une frontière majeure séparant une région morphodynamiquement active vers la terre et une région considérée comme inactive vers la mer et marque ainsi la base du prisme littoral actuel. Connaître sa position est essentielle car elle permet de délimiter la cellule littorale vers le large afin de déterminer les budgets sédimentaires côtiers sur le long terme (Allen, 1968 ; Swift, 1974; Barnard et al., 2013b ; Preston et al., 2018 ; Valiente et al., 2019 ; Klein et al., 2020 ; Silva et al., 2021 ; King et al., 2021 ; McCarroll et al., 2018 et 2021).



**Figure 1 : Interconnexion des compartiments avant-dune/plage/avant-côte du système côtier (modifié d'après Battiau-Queney, 2019). Les flèches rouges indiquent les transferts cross-shore entre les différents compartiments. Le cadre bleu représente les fluctuations du trait de côte (TC).**

Accroître les connaissances de ces transferts sédimentaires subtidaux d'avant-côte contribue ainsi à lever les verrous de compréhension sur la relation entre les évolutions morphodynamiques des plages et les stocks sédimentaires situés au large. Cela est possible par une étude approfondie des compartiments d'avant-côte, à l'image de celles récemment menées en France dans le Languedoc-Roussillon (Aleman, 2013), en Charente (Chaumillon et al., 2011), dans le Nord et le Pas de Calais (Héquette et al., 2009 ; Héquette et Aernouts, 2010) ainsi qu'en Manche occidentale (Ehrhold, 1999 ; Ehrhold et al., 2011 ; Augris et Simplet, 2011) ou en Normandie (Grenard-Grand et al., 2019). Une étude récente réalisée en Bretagne-Sud montre également l'importance d'améliorer nos connaissances du stock et des transferts sédimentaires afin de déterminer les limites de remobilisation du sédiment susceptible de pouvoir réapprovisionner le haut de plage (Menier et al., 2019).

C'est dans ce contexte que ces travaux de thèse sur la DYnamique Sédimentaire de l'Avant-COTE en Bretagne occidentale (DYSACOTE) s'attachent à dresser un bilan morphodynamique de l'avant-côte en Bretagne occidentale afin de proposer un schéma de fonctionnement du prisme sédimentaire côtier. Le contexte péninsulaire de cette zone d'étude diversifie l'exposition des côtes et de la plateforme continentale interne aux conditions hydrodynamiques. Ces forçages, parfois extrêmes, liés aux houles de l'Atlantique nord et aux fortes amplitudes de marée ( $> 4\text{m}$ ), caractérisant les côtes de Bretagne occidentale en font un cadre privilégié pour comprendre la mise en place et le fonctionnement des accumulations sableuses littorales. Ce type d'études est, par ailleurs, rendu possible suite aux progrès récents des systèmes de positionnement et d'acquisitions bathymétriques multifaisceaux haute-résolution. Ils sont désormais adaptés aux petits fonds et permettent une approche quantitative des stocks sédimentaires. Ces travaux s'appuient donc sur des suivis géophysiques réguliers du stock sédimentaire subtidal aux échelles saisonnières et pluriannuelles et permettront, notamment, à terme, d'aider les collectivités territoriales à intégrer diverses possibilités de gestion des stocks sédimentaires côtiers dans leur gestion des risques côtiers.

Trois grandes questions sous-tendent et organisent ce travail focalisé sur le fonctionnement du prisme littoral :

1) Quelles sont les évolutions morphodynamiques et sédimentaires de l'avant-côte aux échelles saisonnières et pluriannuelles et quels sont leurs principaux facteurs de contrôle ?

2) La limite externe théorique de l'avant-côte est-elle en concordance avec les variations morphodynamiques déterminées par les observations de terrain acquises lors des suivis réguliers ?

3) Quelles sont les corrélations observables entre les évolutions morphodynamiques du stock sédimentaire subtidal et les variations (accumulation ou érosion) enregistrées au niveau du trait de côte ?

Afin de répondre à ces questions, ces travaux se baseront sur l'analyse des données bathymétriques, sismiques et sédimentaires des missions à la mer DYSACOTE 2020 et 2021 couplées aux données acquises antérieurement. Les évolutions saisonnières, annuelles et pluriannuelles, des accumulations littorales seront étudiées à l'échelle de plusieurs sites d'étude répartis sur le long de la façade de la Bretagne occidentale avec : i) à l'ouest, les anses des Blancs-Sablons et de Dinan ainsi que la baie de Bertheaume ; ii) au sud, la baie de Bénodet.

Ce mémoire s'articule ainsi en six chapitres :

Le chapitre 1 expose l'état des connaissances sur les caractéristiques morpho-sédimentaires de la zone de l'avant-côte en contexte macrotidal. Il présente un rappel des différents concepts en matière d'étude littorale, en particulier les notions de bilan sédimentaire et de cellule littorale. Sont aussi exposés les processus hydrodynamiques et les évolutions morphodynamiques et sédimentaires associés.

Le chapitre 2 dresse un état de l'art des connaissances hydro-sédimentaires de la plateforme continentale interne de la Bretagne occidentale et du littoral qui présentent une diversité de morphologies constituées de côtes d'accumulation d'extension limitée (baies, anses, rades) et de côtes d'ablation (falaises meubles et rocheuses, promontoires et pointes plus ou moins saillantes) souvent associées à une avant-côte à écueils, ou à des îles et des îlots. Ce chapitre présente notamment une description des apports sédimentaires et des processus hydrodynamiques propres à cette avant-côte. De plus, il justifie le choix des sites d'étude, en précisant l'état des connaissances antérieures sur le fonctionnement de ces systèmes.

Le chapitre 3 vise à expliquer la méthodologie, les techniques et les données utilisées pour la réalisation de ces travaux. Sont présentés : 1) les campagnes à la mer antérieures et nouvellement réalisées (missions DYSACOTE) ; 2) les instruments de mesure géophysiques et

sédimentaires et les chaînes de traitements associées ; 3) les incertitudes relatives aux données afin de mieux appréhender les résultats obtenus en matière de changements morphodynamiques significatifs.

Le chapitre 4 s'attache à déterminer l'étendue spatiale théorique de l'avant-côte en Bretagne occidentale. Trois formulations sont utilisées dans cette étude permettant de localiser différentes limites morphodynamiques (Hallermeier, 1978 et 1981 ; Soulsby, 1997), en particulier : i) la limite à partir de laquelle il n'y a plus de mouvements sédimentaires significatifs (profil de plage) ; ii) la limite à partir de laquelle il n'y a plus de mouvements sédimentaires ; iii) la limite externe d'activité ou de transport sur le fond. Ces analyses et les résultats qui en découlent ont fait l'objet d'une soumission dans la revue *Geomorphology*.

Le chapitre 5 fait l'état des analyses morphodynamiques et sédimentaires de quatre sites d'étude spécifiques : 1) l'anse de Dinan ; 2) l'anse des Blancs-Sablons ; 3) la baie de Bertheaume ; 4) la baie de Bénodet. Pour chacun d'entre eux, les analyses aboutissent à un schéma de fonctionnement morpho-sédimentaire et morphodynamique aux échelles saisonnière, annuelles ou pluri-annuelle.

Le chapitre 6 présente une synthèse réalisée à l'échelle régionale de la Bretagne occidentale. Elle englobe spécifiquement : 1) une comparaison entre les évolutions de l'avant-côte et celles du trait de côte ou de la plage ; 2) une discussion sur l'influence des facteurs géologiques et hydrodynamiques ; 3) un bilan du fonctionnement morphodynamique et sédimentaire du compartiment de l'avant-côte des baies enclavées et ouvertes ; 4) une comparaison entre les profondeurs de fermeture théoriques et les observations morphodynamiques de terrain ; 5) une présentation des épaisseurs sédimentaires et des grandes morphologies à l'échelle de la Bretagne occidentale ; 6) une discussion autour de la qualité des données géophysiques ; 7) une proposition de protocole de suivis morpho-bathymétrique de l'avant-côte dans le cadre d'études sur la gestion du littoral.



---

# Chapitre I

## Le système hydro-morpho-sédimentaire du domaine côtier

<b>INTRODUCTION.....</b>	<b>21</b>
<b>CHAPITRE I LE SYSTÈME HYDRO-MORPHO-SÉDIMENTAIRE DU DOMAINE CÔTIER .....</b>	<b>27</b>
<b>I.1. Introduction .....</b>	<b>28</b>
<b>I.2. Notion de budget sédimentaire et de cellule littorale .....</b>	<b>29</b>
<b>I.3. Facteurs environnementaux contrôlant la dynamique morpho-sédimentaire à différentes échelles de temps et d'espace .....</b>	<b>33</b>
I.3.1. Les facteurs anthropiques.....	36
I.3.2. L'héritage géologique: facteur clé de l'espace d'accommodation .....	36
I.3.3. Forçages externes .....	39
I.3.4. Les sédiments .....	44
<b>I.4. La houle comme limite externe de l'avant-côte .....</b>	<b>47</b>
<b>I.5. Les formes sédimentaires comme indicateurs de l'hydrodynamisme.....</b>	<b>52</b>
I.5.1. Les dunes, figures sédimentaires générées par les courants de marée.....	56
I.5.2. Les sillons d'érosion, figures sédimentaires générées par la houle .....	59
<b>I.6. Bilan.....</b>	<b>62</b>

## I.1. Introduction

Ces travaux de thèse visent à qualifier et pour partie à quantifier les mouvements sédimentaires dans la zone constamment immergée du littoral. Pour y parvenir, nous utilisons ici le concept de bilan sédimentaire qui permet de synthétiser les entrées et les sorties du matériel sédimentaire au niveau des cellules hydro-sédimentaires qui structurent et cadrent l'espace d'étude. Bien sûr, nous cherchons aussi à identifier les facteurs environnementaux à l'origine des évolutions morphodynamiques observées aux échelles saisonnière et pluriannuelle. Pour y arriver, nous nous intéressons aux figures sédimentaires, nombreuses sur la zone d'étude et qui donnent des indices sur les processus qui les génèrent. Ce chapitre a pour but d'exposer les connaissances établies en matière de dynamique côtière correspondant à l'interaction entre facteurs environnementaux, transports sédimentaires et évolutions morphodynamiques littorales.

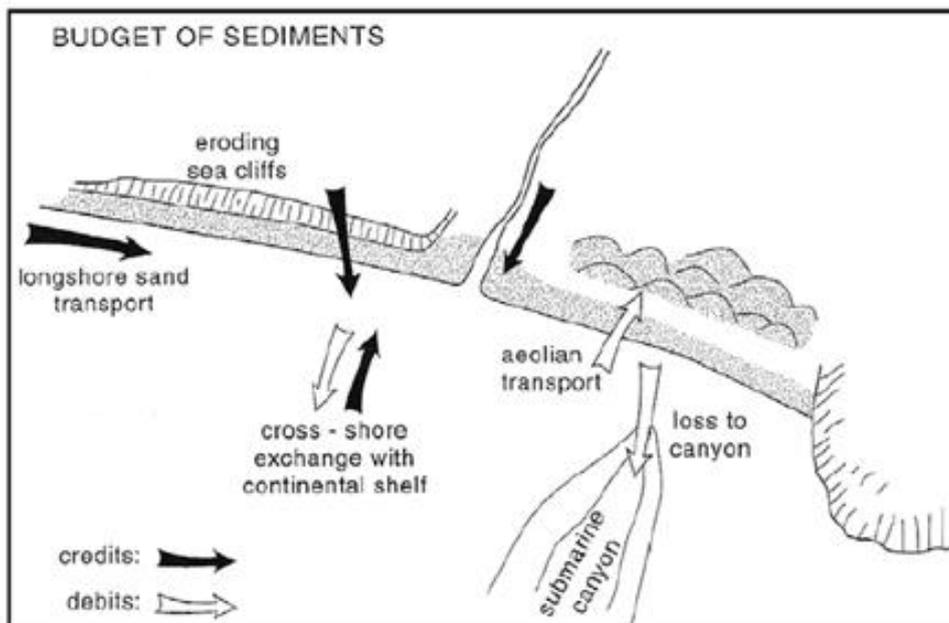
Dès le début du XXe siècle apparaissent les premières études géomorphologiques du domaine littoral. Les plus anciennes classifications des côtes sont alors réalisées par Gulliver (1899) et Johnson (1919, dans Guilcher, 1954). Des développements plus importants marquent les années 1950 puis, dans les années 1980, apparaît le terme de « coastal dynamic ». En 1954, Guilcher est l'auteur du premier ouvrage français de morphologie littorale et sous-marine, et le terme de « géomorphologie du littoral » est utilisé pour la première fois par Berthois et al. (1953, dans Pors, 1956) afin de caractériser les falaises littorales. En 1962, les travaux de Ottmann montraient déjà la relation morpho-sédimentaire entre les profils de plage et la plateforme continentale et, c'est à cette époque, qu'apparaissent les notions de  $\frac{1}{2}$  longueur d'onde des houles de beau temps comme limite externe de la bande littorale présentant une dynamique sédimentaire (Guilcher, 1979).

Dès cette période, en France, les études menées sur la partie littorale, au sens large, se répartissent entre revues de géographie et de géologie. « La géographie du littoral étudie un espace dont la spécificité résulte d'un fait de nature : la présence de l'interface terre-mer au contact entre l'hydrosphère marine et la lithosphère émergée » Corlay (1995). Pour l'essentiel, cependant, ces études vont se concentrer sur les compartiments émergés des littoraux (estrans, trait de côte, formes supratidales), au détriment des compartiments immergés en permanence, difficiles d'accès aux observations et à la mesure.

## I.2. Notion de budget sédimentaire et de cellule littorale

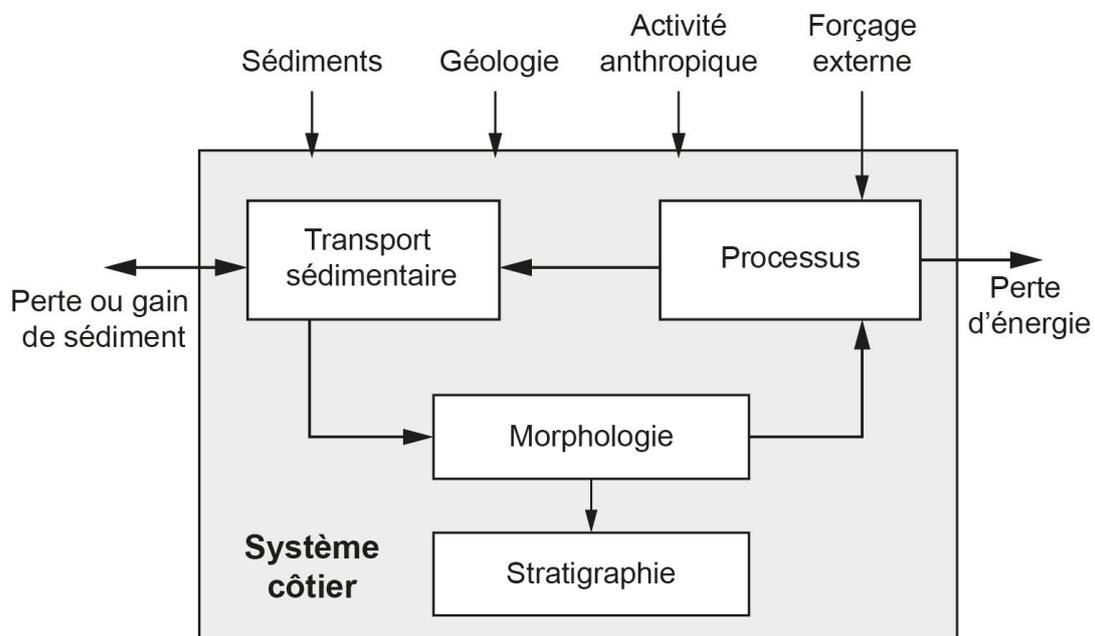
« La défense des zones côtières sableuses dans des conditions hydrodynamiques érosives nécessite des informations détaillées sur les bilans sédimentaires impliqués. » Van Rijn (1997).

À partir des années 1960, apparaissent les termes de budget sédimentaire et de conservation de masse, qui font référence aux variations de volumes sédimentaires - gains (crédits) et pertes (débits) - qui opèrent dans les compartiments littoraux (Bowen et Inman, 1966 ; Komar, 1996). Le budget sédimentaire est défini par les volumes de sédiments entrants (depuis des sources) et sortants (vers des puits) (Figure 2). Les sources correspondent aux apports fluviaux, aux produits de l'érosion du littoral et des falaises, aux productions biodétritiques, aux apports anthropiques le cas échéant (confortement dunaire, réengraissement artificiel de plage), tandis que les puits correspondent aux pertes de sédiments dans les canyons sous-marins et les transferts vers les accumulations sableuses subtidales comme les bancs sableux ou les dunes. Établir un bilan sédimentaire revient à faire un "bilan comptable" du stock sédimentaire à différentes échelles de temps et d'espace d'un secteur côtier donné. C'est une étape clé dans le cadre de projets d'ingénierie littorale (renforcement et fixation du trait de côte, installations portuaires) ou d'exploitation de sables marins (Dolan, 1971).



*Figure 2 : Synthèse des paramètres relatifs aux forçages naturels et anthropiques intervenant dans le bilan sédimentaire littoral (Komar, 1996).*

Le terme de budget sédimentaire - perte et gain de sédiment - rejoint le contexte plus large de la « morphodynamique littorale ». En effet, le système côtier est façonné par un ensemble de facteurs environnementaux qui conditionnent les processus hydrodynamiques et, par conséquent, les évolutions morphodynamiques (Wright et Thom, 1977). Ces facteurs qui contrôlent le système côtier sont la géologie, les forçages externes, les sédiments et les activités humaines (Figure 3). La géologie (lithologie et structure) conditionne la résistance du substratum rocheux littoral à l'érosion et détermine la morphologie (système de pentes entre la plateforme et le continent, profondeur du toit rocheux, limites latérales) du "réceptacle" des sédiments côtiers, c'est-à-dire l'espace d'accommodation des sédiments et par extension le type de côte (d'ablation ou d'accumulation). Les forçages externes correspondent aux types d'énergie capables de créer des processus hydrodynamiques (Masselink et al., 2014b). Ces énergies peuvent être atmosphériques (vent), subaériennes (débits fluviaux, nappe d'eau souterraine) ou marines (climat de houle, amplitude et courants de marée, variations du niveau moyen de la mer). La lithologie et la quantité de sédiments disponibles en entrée vont conditionner la morphologie du fond marin (ex : mise en place des figures sédimentaires) et du trait de côte. Ces facteurs environnementaux sont développés dans la partie I.3.



**Figure 3 : Principaux composants du système côtier pris en compte dans une approche morphodynamique intégrant son contrôle par les facteurs environnementaux (sans tenir compte de l'aspect temporel des conditions environnementales et des processus associés) (d'après Cowell et Thom, 1994 et Masselink et al., 2014).**

Il est admis, aujourd'hui, que les évolutions morpho-sédimentaires d'un système côtier englobent à la fois les évolutions du trait de côte, de la plage et de l'avant-côte (Wright and Short, 1984 ; Van Rijn, 1998 ; McNinch and Wells, 1999 ; Aagaard et al., 2004 ; Héquette et Aernouts, 2010 ; Aagaard, 2011). Les travaux de Brunel et al. (2014) (rapport REVOLSED) tentent, à ce titre, d'établir un lien entre les évolutions à long terme du trait de côte et le budget sédimentaire de l'avant-côte. Ils ont ainsi établi plusieurs modèles conceptuels de ces évolutions à l'échelle du Languedoc-Roussillon (Figure 4). Leur étude a ainsi permis de déterminer 9 types de relations et montre ainsi le rapport complexe entre l'évolution du trait de côte et celle de l'avant-côte qui n'est pas linéaire et même parfois opposée. Ces 9 types d'évolution peuvent se décliner en quatre grands types de modèles : i) le modèle standard : lorsque l'évolution du trait de côte (TC) est proportionnelle au bilan sédimentaire de l'avant-côte (BSAC) avec  $1 TC = \pm 4 BSAC$  (Figure 4, modèles 3 et 1) ; ii) le modèle  $TC < BSAC$  en mode érosion ou accumulation (Figure 4, modèles 3b et 1b) ; iii) le modèle  $TC > BSAC$  en mode érosion ou accumulation (Figure 4, modèles 3a et 1a) ; iiiii) le modèle d'opposition entre TC et BSAC en mode rétrogradation/accumulation ou à l'inverse progradant/érosif (Figure 4, modèles 2 et 4).

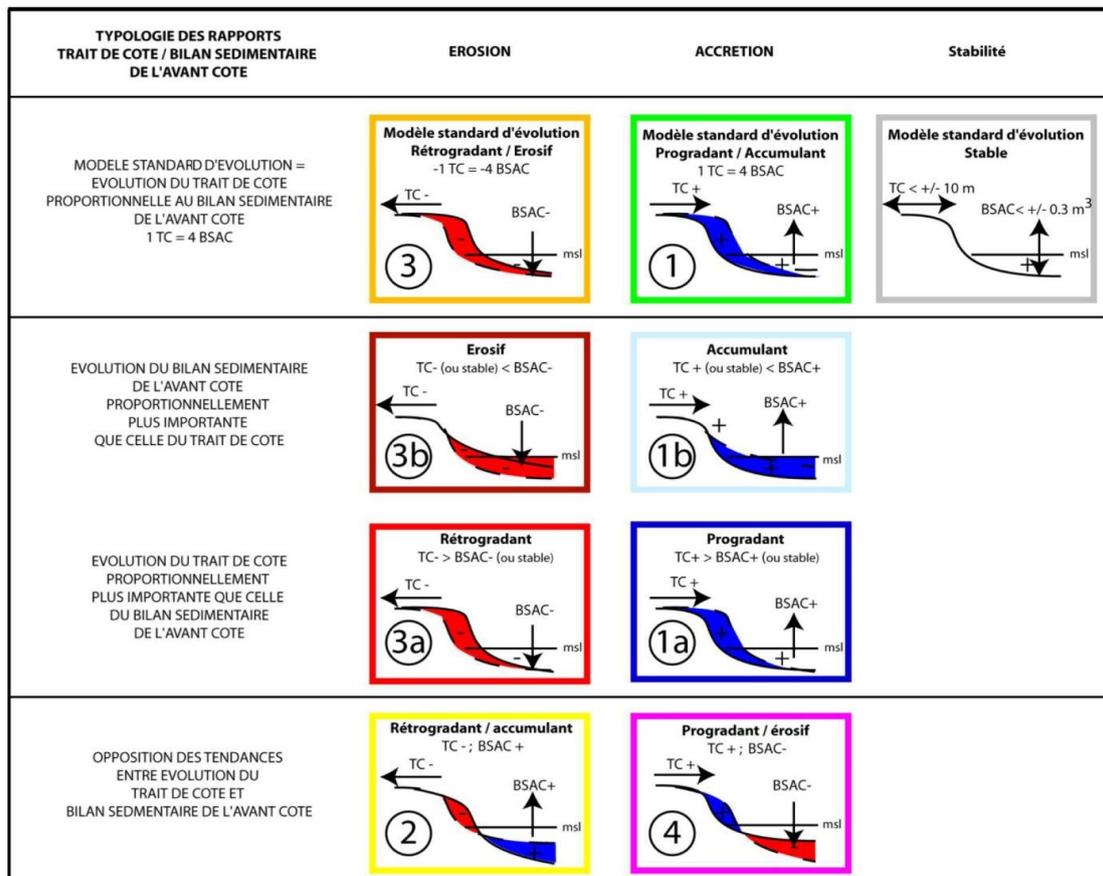
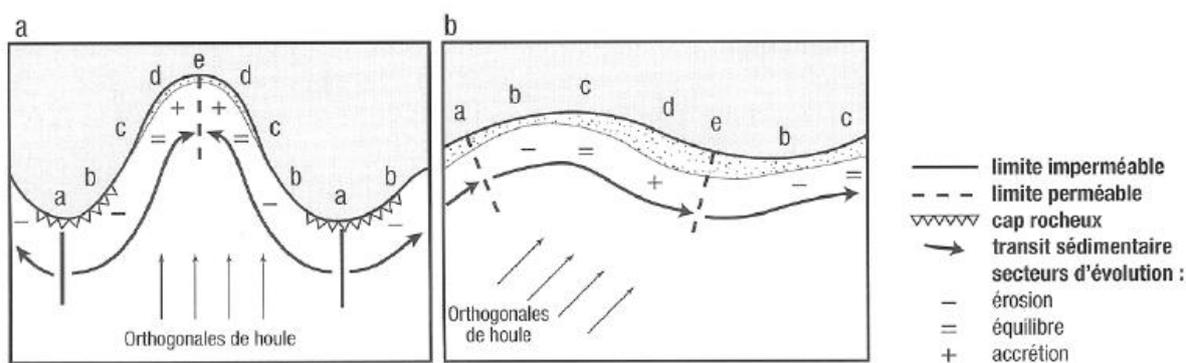


Figure 4 : Synthèse des différents types de relations entre le trait de côte et le bilan sédimentaire d'avant-côte pour le Languedoc-Roussillon (Brunel et al., 2014); TC (Trait de côte) ; BSAC (Bilan sédimentaire de l'avant-côte).

Au regard de ces différentes configurations littorales, il est très clair qu'un des points clés dans l'établissement des bilans sédimentaires repose sur la délimitation et la compartimentation de l'espace littoral. Cette compartimentation a été en partie définie par les travaux de Inman et Frautschy (1965) ainsi que par Bowen et Inman (1966) sur la côte Californienne et a conduit au concept de la cellule littorale. C'est donc tout naturellement que ce concept apparaît au même moment que le terme de bilan sédimentaire. Ce compartiment est aussi communément appelé cellule sédimentaire, cellule hydro-sédimentaire ou cellule morpho-sédimentaire. Elle est aussi parfois nommée par extension cellule de dérive littorale (littoral or longshore drift), car souvent associée à la « dérive littorale », courant longitudinal induit par la propagation oblique des houles (May et Tanner, 1980). Le schéma classique d'une cellule hydro-sédimentaire se traduit par une zone en érosion proche de la source de sédiment, une zone centrale en équilibre et une zone en accumulation en sortie (Hénaff et Le Berre, 2003). Latéralement, elle est délimitée par des obstacles géomorphologiques tels que des caps, des embouchures de cours d'eau, des têtes de canyons sous-marins ou par une inversion du sens de la dérive littorale déterminée par un changement d'orientation de la côte ou de la bathymétrie (Paskoff, 1994, dans Hénaff et Le Berre, 2003). Ces cellules peuvent être aussi définies à partir du gradient granulométrique observé sur les plages, indicateur de sens de transit sédimentaire dominant. De la zone source à la zone puits, on peut classiquement observer un granoclassement des sédiments littoraux en lien avec une diminution progressive de l'intensité des courants. Si le matériel sédimentaire transite d'une cellule à l'autre, alors la limite latérale est dite perméable et la cellule est ouverte. À l'inverse, si le sédiment se trouve bloqué par un obstacle, naturel ou anthropique, elle est considérée comme imperméable et est dite fermée (Figure 5) (Bray et al., 1995).



**Figure 5 : Schéma type du découpage longitudinal des cellules littorales : a) fermée avec baie et caps b) ouverte (Cohen et al., 2002).**

Plusieurs études suggèrent, en effet, une perméabilité latérale de la cellule littorale au niveau des caps ou des promontoires rocheux, en particulier le long des côtes où les conditions hydrodynamiques sont très intenses, et soulignent l'importance des transferts inter-cellules dans l'estimation des budgets sédimentaires côtiers (Jabbar, 2016 ; Valiente et al., 2019 ; Klein et al., 2020 ; Silva et al., 2021 ; King et al., 2021 ; McCarroll et al., 2018 et 2021). Ce phénomène de contournement des caps par les sédiments est plus connu sous sa traduction anglaise de « headland bypassing ».

Enfin, dans sa section transversale à la côte, la cellule hydro-sédimentaire s'étend de la partie supratidale - zone immergée seulement lors des vives-eaux ou des tempêtes - jusqu'à la limite externe de l'avant-côte. « Ces cellules littorales offrent ainsi un cadre conceptuel, c'est-à-dire qu'elles constituent les « entités spatiales » au sein desquelles des bilans sédimentaires peuvent être estimés » (Hénaff et Le Berre, 2003 ; Jabbar, 2016).

Les travaux de thèse présentés ici se focalisent sur les évolutions morpho-sédimentaires observables dans la partie constamment immergée, c'est-à-dire l'avant-côte, unité encore peu étudiée contrairement aux compartiments émergés ou immergés au moins une partie du temps. La définition de l'avant-côte, qui est au centre du travail de recherche mené ici est développée dans la partie I.4.

### **I.3. Facteurs environnementaux contrôlant la dynamique morpho-sédimentaire à différentes échelles de temps et d'espace**

Dans notre cas d'étude, correspondant à la Bretagne occidentale, aucun facteur n'est à négliger. En effet, cet espace côtier présente des spécificités associées à : 1) la présence de nombreux écueils et une diversité de types de côte liée à l'héritage géologique ; 2) des conditions hydrodynamiques intenses combinant les effets de la houle et la marée de type macrotidal ; 3) l'absence d'une couverture sableuse importante et un mélange de faciès sédimentaires (galets, sables, vases, sédiments biogènes et terrigènes) ; 4) les facteurs anthropiques de par l'expansion des infrastructures, de défense, portuaires ou l'urbanisation, le long du littoral depuis plus d'un siècle.

Avant de développer plus en détail chaque facteur environnemental, nous rappelons ici que dans chaque compartiment (plage intertidale et avant-côte), le fond marin enregistre des réponses sédimentaires et morphologiques, liées dans le temps et dans l'espace, suivant le couplage de ces facteurs (morphologie, courant et transport de sédiments). C'est ce qu'on appelle l'emboîtement des échelles spatiales et temporelles des processus (Short et Jackson, 2013). À partir des années 1990, plusieurs auteurs proposent une représentation schématique

des découpages temporels associés aux échelles spatiales dans lesquelles les processus évoluent (par exemple : Stive et al., 1990 ; Fenster et Dolan, 1993 ; Cowell et Tom, 1994 ; Hénaff et al., 2013). Ainsi, Hénaff et al. (2013), proposent trois échelles temporelles associées aux processus : 1) l'échelle géologique de la mise en place des côtes actuelles, associées aux variations eustatiques, climatiques et isostatiques ; 2) l'échelle séculaire de l'évolution historique des traits de côte, associée aux agents morphogènes (par exemple : fréquence de tempêtes, conditions marégraphiques) et anthropiques ; 3) l'échelle météorologique associée aux événements tempétueux.

Cependant, lors de l'établissement des bilans sédimentaires, la prise en compte d'échelles intermédiaires, c'est-à-dire à des pas de temps annuels, décennaux et pluri-décennaux, demeure nécessaire car elles permettent de mieux évaluer l'impact de certains processus anthropiques ou naturels. On peut ainsi distinguer 5 échelles de temps (Tableau 1) : 1) très court terme ; 2) court terme ; 3) moyen terme ; 4) long terme ; 5) très long terme (Litto'Risques, <https://www.risques-cotiers.fr>). De plus, il apparaît que le moyen terme, c'est-à-dire de la décennie à plusieurs décennies, est l'échelle la mieux adaptée afin d'évaluer les évolutions morphodynamiques pour la gestion du trait de côte. Ce sont ainsi, ces 5 échelles de temps qui seront considérées par la suite dans cette étude.

**Tableau 1 : Associations des échelles temporelles et spatiales et implications pour la gestion des risques côtiers (Litto'Risques, A. Hénaff).**

	<b>Très court terme : Saisonnier ou plus court</b>	<b>Court terme : 1 à qq années</b>	<b>Moyen terme : 1 à qq décennies</b>	<b>Long terme : 50-100 ans</b>	<b>Très long terme : Milliers d'années</b>
<b>Facteurs naturels</b>	<p>Dépendance aux conditions <b>météorologiques</b> (vent, pression, précipitations) et <b>marines</b> (houle et mer de vent)</p> <p><b>Energie</b> météo-marine dissipée: tempêtes et périodes calmes</p> <p><b>Niveau marin instantané</b> (grandes marées, petits coefficients) et concomitance avec période d'agitation Apport ponctuel des côtes d'ablation</p>	<p>Dépendant de <b>l'alternance agitation hivernale</b> et conditions <b>calmes</b> (niveau d'énergie) annuellement</p> <p><b>Moyenne</b> de l'énergie atmosphérique et marine dissipée sur la côte</p> <p><b>Conditions marégraphiques</b></p> <p>Apports des cours d'eau Apports des côtes d'ablation Dynamiques végétales</p>	<p>Dépendance aux <b>conditions climato-océaniques</b> (variabilité interannuelle de la météo et climat de houle)</p> <p><b>Moyenne</b> de l'énergie atmosphérique et marine dissipée sur la côte</p> <p><b>Conditions marégraphiques</b></p> <p>Apport des côtes d'ablation Apports des cours d'eau Dynamiques végétales</p>	<p>Variations des conditions climatiques et océanographiques</p> <p>Elévation du niveau marin Alternances des circulations zonale/méridienne</p>	<p>Conditions climato-océaniques et variations du niveau de la mer (eustatisme) Glacio-hydro-isostasie Changements climatiques Rhéxistatie / Biostasie (dynamiques végétales, altérations et dynamiques pédologiques)</p>
<b>Facteurs anthropiques</b>	<p>Piétinement Extraction Rechargement</p>	<p>Impact d'ouvrage Extraction Rechargement Artificialisation des BV</p>	<p>Impact d'ouvrage Extraction Rechargement Artificialisation des BV</p>	<p>Impact d'ouvrage Extraction Artificialisation des BV</p>	-
<b>Gestion</b>	<b>0</b>	<b>+</b>	<b>+++</b>	<b>++</b>	<b>0</b>

### **I.3.1. Les facteurs anthropiques**

L'occupation humaine des littoraux a introduit un conflit entre les processus naturels et les activités humaines (Short et Jackson, 2013). C'est en voulant fixer le littoral que des boucles de rétroactions négatives se sont mises en place : "toucher en amont, c'est modifier en aval".

Les principales causes anthropiques de l'érosion côtière sont les ouvrages côtiers, l'assèchement des bassins versants, les barrages et travaux d'irrigations, le dragage de sédiment, le défrichement à des fins agricoles ou encore l'extraction de gaz et d'eau en mer (EUROSION, 2014).

Dans le contexte d'augmentation des enjeux exposés aux aléas d'érosion et de submersion marine donc de croissance des risques côtiers (Meur-Ferec et Morel, 2004 ; Meur-Ferec et al., 2013) au cours des dernières décennies de nombreux ouvrages de protection ont été construits, principalement sur le trait de côte et parfois sur l'avant-côte. Malheureusement, les ouvrages de défense, tout comme les infrastructures, ont souvent un impact négatif sur les processus naturels de transports sédimentaires. Ils peuvent induire des changements morphodynamiques des plages et des avant-côtes (érosion/accumulation) en réduisant l'apport sédimentaire et en changeant ou en arrêtant les transports longitudinaux et transversaux (compartimentage de l'accumulation, arrêt des échanges sédimentaires entre dune, plage et avant-côte) (Dolan et Lins, 1987 ; Daniel, 1988 ; Paskoff, 1998 ; Pupier-Dauche, 2002 ; Augris et al., 2004 ; Costa et al., 2005 ; Faye et al., 2007).

D'autres facteurs anthropiques comme les extractions de sables ou de galets, ou bien encore les rechargements de plage peuvent avoir un impact sur la remise en suspension des sédiments et le transport sédimentaire (Cayocca et du Gardin, 2003 ; Hallégouët et Hénaff, 2006 ; Le Bot et al., 2010 ; Duclos, 2013 ; Jabbar et al., 2015).

Cette problématique de l'impact anthropique est d'autant plus importante que le contexte contemporain comme la pénurie de sédiments, la hausse du niveau marin et la variabilité des conditions climato-océaniques, favorise la tendance érosive des côtes d'accumulation et d'ablation et la tendance submersive des zones basses littorales.

### **I.3.2. L'héritage géologique: facteur clé de l'espace d'accommodation**

Le substratum rocheux ou cristallin est défini comme la semelle basale formée dans les roches indurées sur laquelle reposent les sédiments plus récents. Il influence les processus côtiers par la forme et le volume de l'espace d'accommodation qu'il crée (par exemple, Hine et Snyder, 1985 ; Boss et al., 2002 ; McNinch, 2004 ; Browder et McNinch, 2006 ; Schupp et al.,

2006 ; Bowman et al., 2009 ; Fellowes et al., 2019 ; Gallop et al., 2020). Ce socle détermine ainsi la morphologie contemporaine du littoral, c'est-à-dire celle des plages et des avant-côtes (Jackson et al., 2005 et Jackson et Cooper, 2010), notamment en raison de la configuration (largeur et orientation) des plages et de la présence des affleurements rocheux qui modifient la rugosité du fond et influencent la réfraction, l'atténuation et le déferlement des vagues à travers la plage (Storlazzi et Field, 2000 ; McNinch, 2004 ; Short, 2010 ; Short et Jackson, 2013). Enfin, il a aussi été démontré que le soubassement rocheux est un des facteurs de contrôle des évolutions morphologiques des figures sédimentaires de surface, de types barres sableuses (McNinch, 2004).

Dans certains cas, les relations théoriques entre les forçages dynamiques et la réponse morphologique des plages (Dean, 1973 ; Wright et al., 1982 ; Wright et Short, 1984 ; Gourlay, 1985 ; Masselink et Short, 1993 ; Aleman et al., 2015) notamment calculées par le paramètre d'échelonnement de la barre (surf scaling parameter,  $\Omega$ ) et le marnage relatif (relative tidal range, RTR), n'ont pas été confirmées par les mesures in situ (Jackson et al., 2005 ; Gómez-Pujol et al., 2007). Ceci a été notamment expliqué par le fait que le volume de sable peut être limité par le socle affleurant (Browder et McNinch, 2006 ; Schupp et al., 2006 ; Hapke et al., 2010).

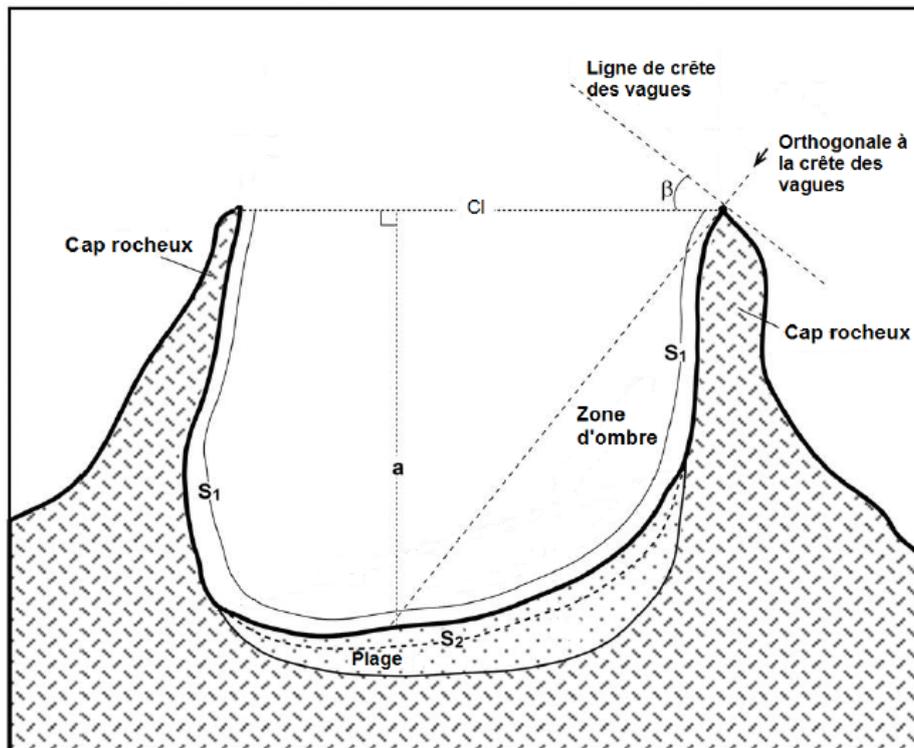
Ainsi, la lithologie et la morphologie du substratum, de même que l'histoire du remplissage sédimentaire - conditionnant la pente et plus largement la morphologie 3D des baies et des plages - sont autant de facteurs entrants en compte dans la dynamique des transports sédimentaires (Short et Jackson, 2013).

Les plages peuvent ainsi être classées suivant leur morphologie transversale et longitudinale respectivement en fonction du type de pente du toit rocheux et du degré d'encaissement entre les promontoires rocheux qui l'encadrent (Hsu et al., 1989 ; Hsu et al., 1993 ; Short, 1999 ; Klein and Menezes, 2001 ; Dai et al., 2004 ; Bownan et al., 2009 ; Fellowes et al., 2019).

Un classement a notamment été proposé par Quilfen (2016) dans le cadre de ses travaux de thèse sur la « Dynamique des plages sableuses enclavées à la pointe Bretagne ». En utilisant le rapport  $a/CI$  (avec  $a$ , la profondeur ou indexation de la baie et  $CI$ , la largeur entre les caps), cinq indices de confinement ont été établis et classent les plages de peu enclavées à très enclavées (Figure 6 et Tableau 2). La Bretagne compte ainsi 26 % de plages peu enclavées, 18 % assez enclavées, 32% moyennement enclavées, 13% assez enclavées et 11% très enclavées.

**Tableau 2 : Indice de confinement des plages sableuses bretonnes (Quilfen, 2016).**

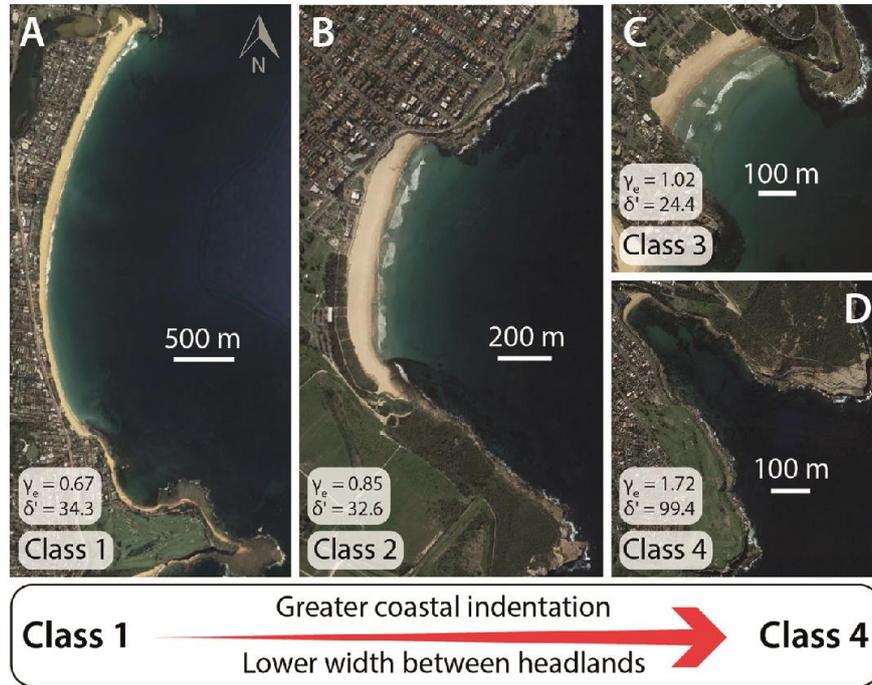
Indice de confinement (IC)	Degré de confinement	Valeurs de $\frac{a}{C_l}$
1	“peu enclavée”	0 - 0,30
2	“assez peu enclavée”	0,31 - 0,40
3	“moyennement enclavée”	0,41 - 0,70
4	“assez enclavée”	0,71 - 1
5	“très enclavée”	> 1



**Figure 6 : Paramètres géométriques utilisés pour calculer l'encastement d'une plage comprenant la profondeur ou indexation ( $a$ ), la largeur entre les caps ( $C_l$ ), le périmètre d'échancrure ( $S_1$ ) et la longueur de la plage ( $S_2$ ) (Quilfen, 2016, d'après Bowman et al., 2009).**

Récemment, Fellowes et al. (2019) proposent une classification en fonction de la longueur (ou indexation) de la plage au droit des caps ( $a$ ), de leur écartement ( $R_o$ , équivalant à  $C_l$ ) et de l'aire associée ( $A_e$ ) à partir de l'étude de 168 plages soumises aux houles dans le monde. Ils définissent ainsi quatre classes (Figure 7) regroupées en deux grandes catégories : i) les classes 1 et 2, les moins encaissées, présentent une morphologie qui implique une plus grande dynamique. ii) Les plages de classes 3 et 4, plus encaissées, sont naturellement plus protégées des houles par une plus forte dissipation de l'énergie. Ainsi, les plages de classe 3 peuvent parfois présenter des courants de retours importants (mega-rip currents) tandis que celles de classes 4, plus protégées encore, ne présentent pas de courant d'arrachement dans la zone de

surf et sont moins soumises à l'érosion lors des tempêtes. De plus, ces dernières sont seulement soumises aux effets directs des houles suivant une orientation assez limitée.



**Figure 7 : Exemple de photographie aérienne de chaque type de classe au nord-ouest de l'Australie. Avec  $\gamma_c = a/Ae$  et  $\delta'$  paramètre morphologique adimensionnel (d'après Short, 1999, dans Fellowes et al., 2019).**

### I.3.3. Forçages externes

Les forçages externes, comme, la houle, la marée, le vent, à l'origine des évolutions morphologiques du littoral (Masselink, 2004), génèrent différents types de courants mobilisant les particules sédimentaires entre la plage et l'avant-côte (Dean, 1991 ; Komar, 1998 ; Paskoff, 1998 ; Héquette, 2001).

#### I.3.3.1. La houle

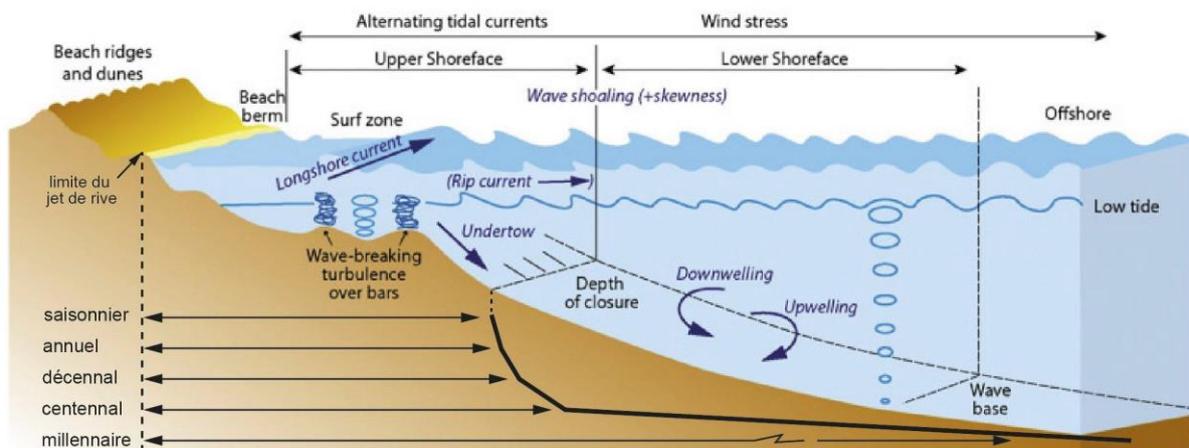
Les vagues “représentent la principale source d'énergie transmise à la zone littorale et constituent un agent essentiel de la dynamique littorale” (Héquette, 2001). La houle est le principal agent de transport des particules sédimentaires en zone immergée ou au moins une partie du temps. Nous distinguons plus communément les houles dites de « beau temps » et les houles de tempêtes. Ces dernières, forcées par la mer de vent, sont plus hautes et plus courtes (resserrées). Elles contribuent ainsi à l'érosion des profils de plages, contrairement aux houles longues de beau temps (non couplées à une agitation supplémentaire due au vent local) qui permettent un engraissement de la plage (Komar, 1976 ; Héquette et Hill, 1993 ; Lee et al.,

1998). L'appellation du terme “tempête” s’applique aux vents moyens atteignant au moins 89 km/h et des rafales supérieures à 110 km/h, soit force 10 sur l’échelle de Beaufort (METEO FRANCE). En ingénierie, lorsque l’on calcule la profondeur de fermeture du prisme sédimentaire, les houles de tempêtes sont définies par les hauteurs extrêmes ne dépassant pas 12h/an soit 0,137 % du temps annuel (ou inversement, différent des hauteurs de houles correspondant à 99,86 % du temps annuel). Le régime de tempête est ainsi défini comme un événement au cours duquel la hauteur significative des houles a dépassé le quantile 0,9986 ; tandis que les houles de beau temps sont considérées comme étant les houles moyennes (Hs) annuelles (quantile 0,5, e.g. Hallermeier, 1978 et 1981). Ce sont ces seuils qui sont utilisés dans ce travail.

D’autres seuils de houle de tempêtes sont néanmoins aussi utilisés comme le Hs 95 % (Bruun, 1988 ; Masselink et al., 2014a ; Castelle et al., 2015 ; Héquette et al., 2019 ; Castelle et Harley, 2020), le Hs 99% (Ciavola et Coco, 2017) ou encore le Hs 99,5% (Luceño et al., 2006 ; Almeida et al, 2010 ; Castelle et al., 2018). Quoi qu’il en soit, la houle en période de tempête est à l’origine de phases très morphogènes pour le littoral (Paskoff, 1998 ; Gervais et al., 2012 ; Blaise et al., 2015 ; Stéphan et al., 2019). De plus, une forte houle associée à de forts coefficients tidiaux (vives-eaux), est plus à même d’entraîner des effets de bypass (King et al., 2021). Ces processus extrêmes sont notamment capables d’inverser la dérive littorale (Fattal et al., 2010), d’entailler les cordons littoraux et dunaires (e.g. Morton, 1988 ; Morton et Sallenger, 2003 ; Masselink et van Heteren, 2014 ; Blaise et al., 2015), d’augmenter le niveau d’eau à la côte (set-up et run-up) (Bell et al., 2000 ; Kim et al., 2010 ; Cariolet, 2011). C’est aussi le cas pour les compartiments immergés de l’avant-côte par l’action des courants sur le fond (Aleman et al., 2015 ; Héquette, 2001) et *a fortiori* des contraintes de cisaillement (Do et al., 2019), mais aussi l’accélération ou l’inversion de la migration des formes sédimentaires de types dunes (e.g. Le Bot et Trentesaux, 2004 ; Ferret et al., 2010) et sillons d’érosion (e.g. Yoshikawa et Nemoto, 2014).

Au large, la houle se propage de façon sinusoïdale sans être affectée par le fond tandis qu’à l’approche de la côte, sa longueur d’onde diminue et sa hauteur augmente. Ainsi, au fur et à mesure que la profondeur d’eau diminue, les mouvements orbitaux circulaires deviennent de plus en plus elliptiques entraînant une oscillation des particules sur le fond. L’arrivée de la houle dans les petits fonds induit de nombreux courants opérant à différentes échelles spatiales et temporelles (Figure 8). Dans la zone de jet de rive, partie tantôt recouverte tantôt découverte par le mouvement des vagues, les particules sont soumises au jet de rive (swash) lors du flux et

à la nappe de retrait (backswash) lors du reflux à l'échelle instantanée de chaque déferlement (Carter, 1988). Dans la zone de surf, l'énergie des houles incidentes se dissipe progressivement et les vagues déferlantes engendrent des courants transversaux et longitudinaux à la côte aux échelles saisonnière, annuelle voire décennale. Le courant longitudinal est dû à l'arrivée oblique de la houle sur le littoral et transporte le sédiment parallèlement à la côte ; il est communément appelé la dérive littorale. À l'inverse, les courants transversaux de retour (undertow) et sagittaux (d'arrachement ou rip current) emportent le sédiment vers le large. Le courant de retour se développe dans la tranche d'eau inférieure en compensation du courant orienté vers la côte sous l'action du déferlement des vagues. Les courants sagittaux entraînent quant à eux une grande quantité de sédiments à travers des chenaux très étroits. Ils sont principalement observés lorsque les conditions de houle sont intenses et agissent sur toute la colonne d'eau contrairement au courant de retour. Lorsque les conditions hydrodynamiques sont intenses, ils sont appelés « méga-rip » et peuvent entraîner le sédiment au-delà de la zone d'action des vagues (Héquette, 2001) jusqu'à plus de 1 km au large (Short, 1985 ; Loureiro et al., 2012a) en formant des barres plus au large « outer bar » (par exemple : Masselink et al., 2014b ; Castelle et al., 2016 ; Porcile et al., 2020).



**Figure 8 : Les différentes zones d'action des vagues et les principaux courants associés pouvant agir sur le littoral (d'après Cowell et al., 1999 ; Short et Jascson, 2013 et Anthony et Aagaard, 2020).**

### I.3.3.2. Surcote barométrique (pression) et anémométrique (vent)

Une baisse de pression atmosphérique peut se répercuter sur le plan d'eau. Ainsi une baisse de 1 hectopascal augmente de 1 cm le niveau d'eau (surcote barométrique). Outre son implication dans la formation de la mer de vent, de la houle et des vagues, le vent est capable de générer des courants de surface et *a fortiori* des courants de fonds capables de mettre en mouvement des particules sédimentaires. Le vent transfère de l'énergie à la surface de l'eau par

contrainte de cisaillement ce qui provoque un déplacement de la masse d'eau de surface dans la même direction que le vent. En association avec une baisse de pression, les vents peuvent ainsi être à l'origine d'une surélévation du plan d'eau (surcote anémométrique), par rapport à la marée prédite lors d'épisodes de tempête. Ce phénomène est alors appelé « onde de tempête ». Cette surcote peut-être de quelques centimètres ou dépasser le mètre. Par exemple, une surcote de 1,60 m (surcote anémométrique et barométrique) a été mesurée à Brest (France, Atlantique) au passage de l'ouragan du 16 octobre 1987 (Hénaff et Philippe, 2014). Ces surcotes associées à de fortes vagues sont à l'origine des événements très morphogènes, car le haut de plage se voit être entaillé plus qu'à la normale.

De plus, cet apport d'eau à la côte finit par s'écouler à proximité du fond en direction du large et génère un courant appelé « downwelling ». Il agit sur toute l'avant-côte contrairement au courant d'arrachement qui est très étroit (Figure 8). Il peut ainsi entraîner le sédiment de la plage loin vers le large et est responsable de l'érosion du sédiment meuble sous forme de chenaux ou de sillons linéaires (Héquette, 2001).

### **I.3.3.3. La marée**

La marée est un mouvement oscillatoire (montée ou baisse) du plan d'eau généré par les mouvements orbitaux de la terre et par l'attraction exercée par la lune et, dans une moindre mesure, par le soleil. Sur les côtes françaises métropolitaines, la marée est de type semi-diurne correspondant à deux marées hautes et deux marées basses par jour. L'amplitude de marée fluctue selon trois principales périodicités en fonction de la rotation de la terre et de l'alignement Terre/Lune/Soleil:

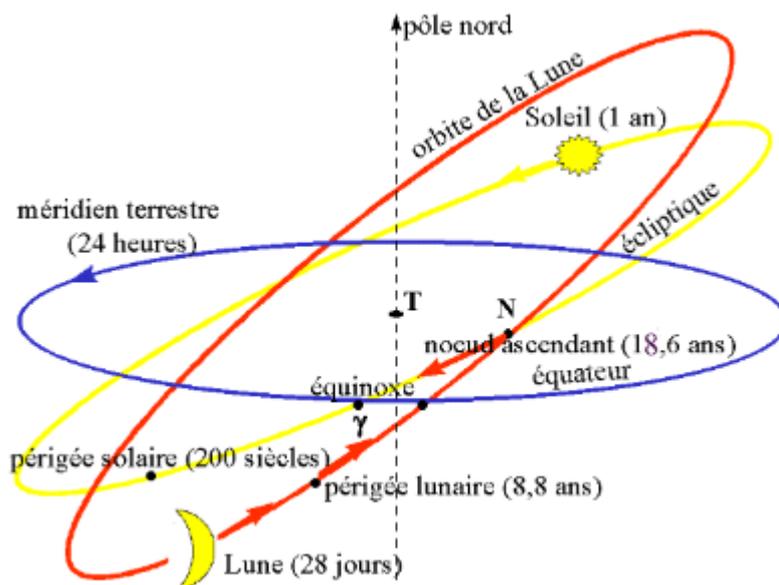
1) Les marées hautes/basses journalières sont induites par la rotation de la Lune autour de la Terre.

2) Les marées de vives-eaux et de morte-eau sont induites par la position Terre/Lune/Soleil. Lorsque les trois astres sont alignés (Syzygie) en conjonction ou en opposition, l'amplitude du plan d'eau est plus importante entre la haute et la basse mer (vives-eaux). À l'inverse, lorsque les trois astres forment un angle droit, l'amplitude est plus faible (mortes-eaux).

3) L'amplitude de marée est maximale deux fois par an, aux équinoxes de printemps et d'hiver lorsque le soleil passe dans le plan de l'équateur.

Deux cycles dits de basse fréquence font varier l'amplitude des cycles mortes-eaux/vives-eaux (Figure 9). Un premier cycle de 8,8 ans est dû à un périégée lunaire coïncidant avec une période d'équinoxe. Le deuxième cycle de 18,6 ans (cycle nodal) dit SAROS, correspond au

nœud ascendant ou descendant lorsque l'orbite de la Lune croise le plan écliptique (plan de l'orbite quasi circulaire de la terre autour du Soleil) (SHOM, journées REFMAR, Voineson et Jan, 2013). Durant cette période, l'amplitude des marées est plus forte (e.g Haigh et al., 2011) et est plus communément appelée « marée du siècle » ; les deux dernières étant enregistrées en 1997 et 2015.



*Figure 9 : mouvements apparents des astres (SHOM, journées REFMAR, Voineson et Jan, 2013).*

L'amplitude de hauteur d'eau dépend aussi de la morphologie et de la profondeur du plan d'eau et des dimensions du bassin que rencontre l'onde de marée durant sa progression. On parle alors de marnage microtidal (< 2 m), mésotidal (2-4 m), macrotidal (4-8 m) et mégatidaux (> 8 m). Par exemple, le marnage sera très important au niveau d'un plan d'eau de faible profondeur en forme d'entonnoir comme en Manche où il peut atteindre 15 m dans la baie du Mont-Saint-Michel. L'amplitude de marée et la pente de la plage déterminent ainsi la largeur de l'estran et le point de déferlement des vagues. Lorsque l'estran est de taille réduite, les vagues sont moins dissipées et plus efficaces pour mobiliser le matériel sédimentaire. À l'inverse lorsque l'estran est plus grand, la dissipation des houles permet aux particules fines de se déposer conjointement à l'amortissement des courants de marée à l'approche du rivage.

La spécificité des courants de marée réside notamment dans leur réversibilité. On distingue ainsi les courants de flot (marée montante) et de jusant (marée descendante). La direction des courants entre le flot et le jusant dans les zones très resserrées est alternative, c'est-à-dire qu'elle est « strictement » opposée entre les deux phases. En revanche, lorsque le courant

est moins contraint, les directions de courants entre la basse et la haute mer, forment une ellipse plus ou moins régulière qui tourne dans le sens horaire dans l'hémisphère nord.

Près des côtes, au cours d'un cycle de marée, les vitesses des courants de marée sont maximales lorsque l'on se rapproche de la mi-marée descendante. Régionalement, les vitesses des courants de marée sont aussi dépendantes des caractéristiques de l'onde de marée et de la géométrie du littoral. Elles sont notamment renforcées dans les zones de constrictions (entrée de bassin fermé ou semi-fermé), ou lorsque le littoral présente une convexité prononcée (cap) qui tend à resserrer les lignes de courant. Les courants de marée tendent aussi à s'accélérer au passage de seuil bathymétrique afin de conserver le débit initial. Cela va donc influencer la contrainte de cisaillement sur le fond et par conséquent le seuil de mobilité des particules sédimentaires.

### I.3.4. Les sédiments

Au cours du XXe siècle, de nombreuses classifications des particules sédimentaires, qui peuvent être d'origine terrestre, fluviale et biologique, ont vu le jour dans le monde académique (Wentworth, 1922 ; Folk, 1954 et 1980 ; Larsonneur et al., 1982, modifiée par Ehrhold, 2014) et en ingénierie (Campus, 1941). Les plus couramment utilisées dans le monde de la recherche aujourd'hui sont celles de Folk (1954, 1980) (Figure 10) et Wentworth (1922) (Annexe 1).

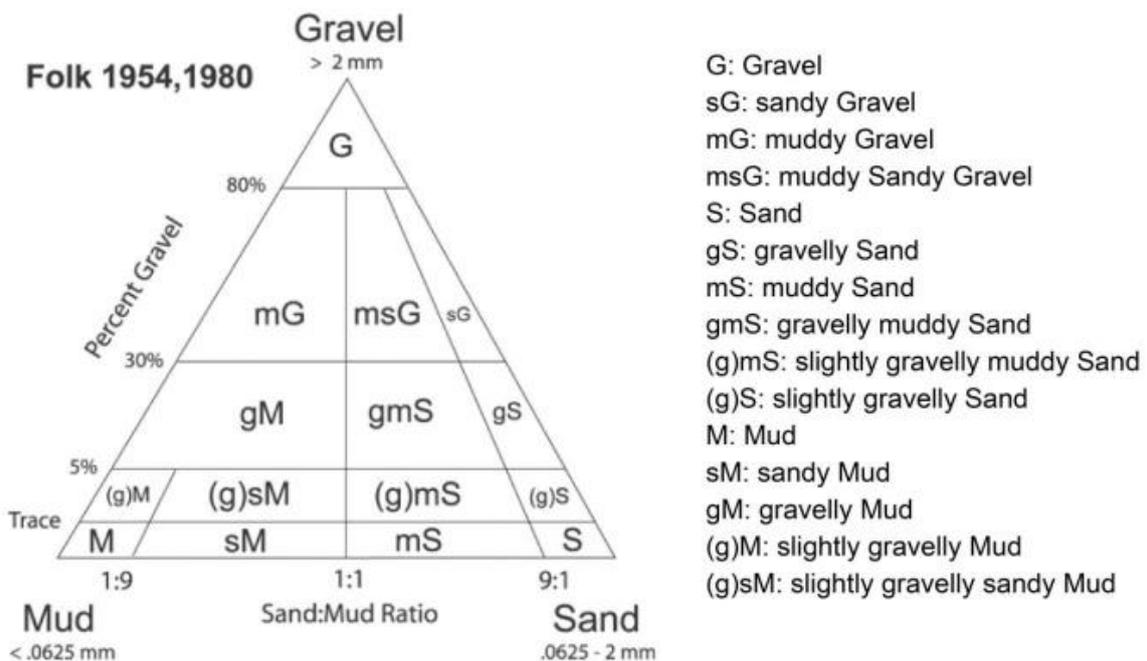
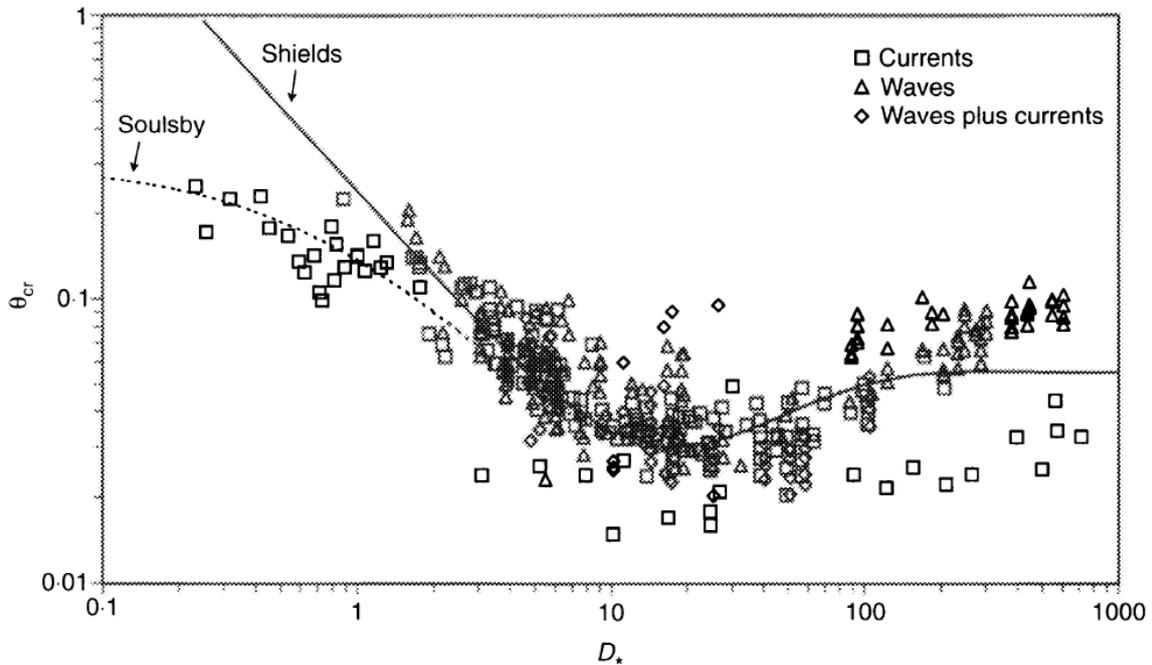


Figure 10 : Classification de Folk (1954, 1980).

La prédiction du transport des particules sédimentaires est importante dans les études de gestion de l'environnement, des aménagements portuaires ou pour la gestion des risques côtiers.

Dans un premier temps, le transport sédimentaire peut être prédit à partir de l'analyse granulométrique. En effet, celle-ci permet d'obtenir des indices sur leur origine, leur sens et leur mode de transport ainsi que leur mode de dépôt (Pinot, 1992 ; Latteux, 2008). Des modèles de transports sédimentaires de type GSTA (grain-size trend analysis) (Gao and Collins, 1992 ; Yamashita et al., 2018 ; Baux et al., 2022) ont été ainsi développés afin d'établir les directions préférentielles des transferts sédimentaires. Le principe est basé sur le fait que les vitesses de courant et la quantité de transport contribuent à un tri granulométrique.

Dans un deuxième temps, le transport sédimentaire peut être déterminé à partir du seuil de mise en mouvement des particules qui est fonction de leur taille et de la vitesse d'écoulement du fluide. C'est ainsi que Hjulström (1935) a publié un diagramme montrant la vitesse d'écoulement-seuil capable d'engendrer le transport en fonction du diamètre des particules pour un écoulement de 100 cm de hauteur d'eau. Shields (1936) présente un nombre adimensionnel, le nombre de Shields, qui indique le ratio entre le forçage (contrainte du fluide) et la masse des particules dans le fluide (diamètre granulométrique). Lorsque les forces exercées par le fluide dépassent les forces liées au poids des particules et leurs imbrications, ces dernières peuvent être transportées ; c'est le début d'entraînement. C'est à ce moment précis que le nombre additionnel de Shields est dit « critique ». Cette expression adimensionnelle peut être traduite en contrainte de cisaillement critique qui sert de base à la plupart des calculs de mise en mouvement des particules sur le fond (e.g Soulsby, 1997) (Figure 11).

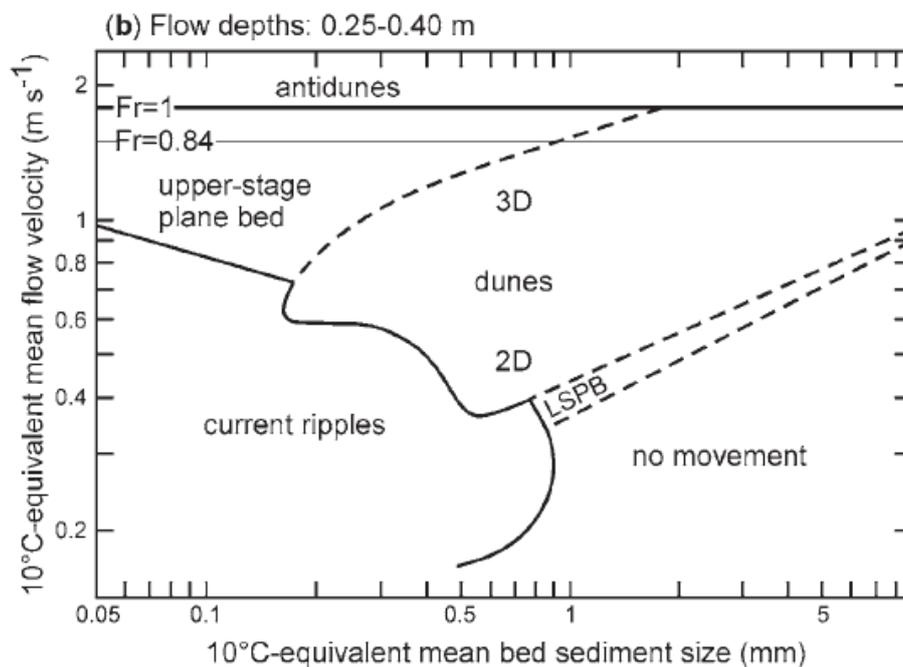


**Figure 11 : Seuil de déplacement des sédiments sous l'effet des vagues et/ou des courants (Soulsby, 1997) superposé à la limite de Shields. Axe des ordonnées : contrainte critique de mise en mouvement. Axe des abscisses : paramètre de mobilité  $D^*$  ( $D^*=D(g(s-1)v^2)^{1/3}$  ; avec  $D$  : diamètre moyen des particules ;  $g$  : accélération de la pesanteur ;  $s$  : densité relative des particules dans l'eau et  $v$  : la viscosité de l'eau).**

La limite de mise en mouvement est atteinte lorsque la contrainte de cisaillement sur le fond est égale à la contrainte critique théorique calculée à partir du nombre adimensionnel de Shields critique -  $\theta_{cr}$  - de 0,06. Cette valeur a longtemps servi de référence, mais, depuis, de nombreux auteurs ont proposé des valeurs différentes. Par exemple, Meyer-Peter et Muller (1948) proposent  $\theta_{cr} = 0,047$ , Soulsby (1997) donne comme référence  $\theta_{cr} = 0,055$  et Parker et al. (2003) proposent  $\theta_{cr} = 0,03$ . Dans les travaux récents de Valiente et al. (2019), c'est la référence de Grant et Madsen (1982), correspondant à  $\theta_{cr} = 0,048$  qui est utilisée. La limite d'absence de relief ou de dépression d'amplitude supérieure à la taille maximum des particules (Cojan et Renard, 2013) correspond à la transition en lit plan supérieur. Elle est généralement atteinte lorsque la contrainte de cisaillement sur le fond est égale à la contrainte théorique calculée avec un nombre de Shields de 1 ( $\theta=1$ ). Bien qu'au-delà de cette transition en lit plan supérieur le transport des particules au contact du fond soit encore possible, cette limite qui correspond avant tout à un transport sans dépôt, est considérée comme étant la profondeur maximale de transport sur le fond par Valiente et al. (2019).

Entre ces deux seuils ( $\theta_{cr}$  et  $\theta=1$ ), de nombreux auteurs ont établi des diagrammes de stabilité des formes sédimentaires (rides, dunes) en fonction de la taille des grains et de la

vitesse ou de la contrainte de l'écoulement (Figure 12) (Simons et Richardson, 1966 ; Middleton et Southard, 1978 ; Allen 1985 ; Southard et Boguchwal, 1990). Les travaux de Baas et al. (2016) présentent et examinent l'état actuel des connaissances sur la stabilité des structures sédimentaires générées par les courants et les vagues et leur stratification primaire par les courants (Figure 12). Ce diagramme de « Shields étendu » a permis ainsi d'établir des aires de formation des rides, des dunes (2D et 3D), des structures en lit plan supérieur et des anti-dunes, en fonction de l'augmentation conjointe de la granulométrie et de la force de l'écoulement. Il existe aussi une région dite de lit plan inférieur où les sédiments grossiers (diamètre médian  $D_{50} > 0,6-0,7$  mm) sont transportés à de faibles vitesses d'écoulement ( $< 0,5$  m/s) (Allen, 1968).



**Figure 12 : Zone de stabilité des structures sédimentaires en fonction de la granulométrie et de l'intensité des courants (modifié par Baas et al., 2016, d'après Southard et Boguchwal, 1990).**

#### **I.4. La houle comme limite externe de l'avant-côte**

Il est important d'avoir une définition précise des limites de l'avant-côte afin de disposer d'un cadre spatial pour établir les bilans sédimentaires. Depuis le début du XXe siècle, les auteurs se sont attachés à donner une définition de l'avant-côte (shoreface), aussi nommée l'avant-plage et d'en déterminer ces limites sans qu'une définition propre soit vraiment arrêtée aujourd'hui. Johnson (1919) (dans Swift, 1974) définit le terme « Shoreface » comme étant la zone entre la limite de marée basse et la surface aplanie au large. Par la suite, elle a été définie

comme la partie du plateau continental dominée par la houle permanente (« houle de beau temps ») jusqu'à une limite au large non définie (e.g., Swift et al., 1972 ; Niedoroda et al., 1984 ; Cowell et al., 2003). Wright et Thom (1977) montrent que la morphodynamique de cet espace résulte pour partie des rétroactions possibles entre la morphologie, les processus hydrodynamiques et le transport sédimentaire. Une autre approche aborde l'avant-côte comme zone de stockage des sédiments qui ont été retirés des plages après les tempêtes (Guilcher, 1979). Pinot (1998) précise, pour sa part, que les limites de l'avant-côte, partie toujours submergée, commencent au niveau des plus basses mers possibles et se terminent à la profondeur à laquelle cessent les échanges de sables avec la plage. Enfin, Reading (1996) et Nichols (2009) proposent une compartimentation supplémentaire entre l'offshore et l'avant-côte correspondant à la zone de transition-offshore (ou « offshore supérieur ») limitée à sa base par l'action épisodique des vagues de tempêtes et à son sommet par l'action permanente des houles de beau temps. Parallèlement, la notion de « profondeur de fermeture » (Depth of Closure : DoC) marquant la limite des changements morphologiques significatifs du profil de plage est définie par Hallermeier (1978). Cette notion est reprise par Nicholls et al. (1997) comme étant la limite en mer marquée par des changements significatifs de profondeur (« the seaward limit of significant depth changes »). Elle est considérée comme une frontière séparant une région morphodynamiquement active vers la terre et inactive vers la mer, et marque ainsi la base du prisme littoral actuel. En complément, la théorie linéaire de la houle permet aussi de qualifier une profondeur limite d'action des houles ( $z$ ) sur le sédiment suivant sa longueur d'onde ( $L$ ). En effet, à l'approche de la côte, le mouvement orbital de la houle, influencé par le fond, devient elliptique et provoque un déplacement des particules sédimentaires. La profondeur d'action des houles est généralement fixée à  $z = L/2$  (Guilcher, 1979) ou de manière plus significative à partir de  $z = L/4$  (Komar, 1998 ; Short, 1999). Par mesures empiriques de la houle, Hallermeier (1978) propose une première équation (équ. 1) prenant en compte la hauteur et la période de la houle afin d'obtenir la limite morphologique du profil de plage à l'échelle annuelle (DoC-enveloppe). Elle sépare l'avant-côte supérieure de l'avant-côte inférieure.

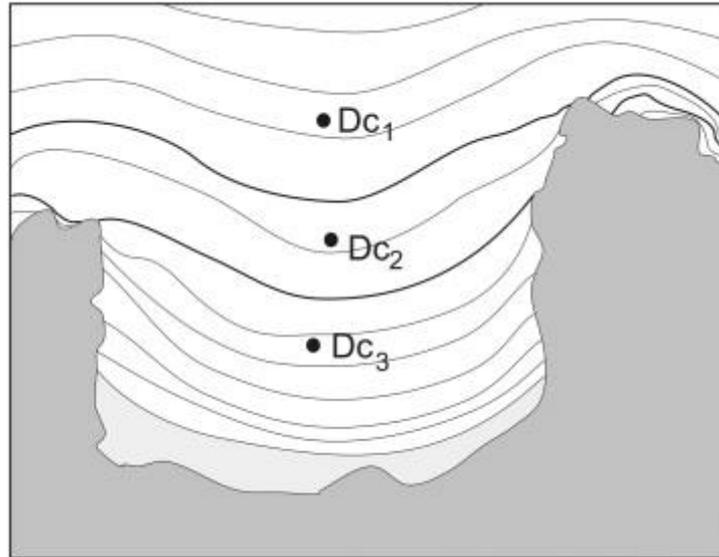
$$\text{éq. 1 : DoC-enveloppe} = 2.28 H_e - 68.5(H_e^2 / (g T_e^2))$$

Avec,  $H_e$  (m) les hauteurs de houle significative ne dépassant pas 12h/an,  $T_e$ (s) les périodes de houles associées et  $g$  ( $m/s^2$ ) l'accélération de la gravité.

Cette limite morphologique significative est aussi déterminée à partir d'une série comparative des profils de plages (par exemple, Rozynski et al., 1998 ; Roberston et al., 2008 ; Jabbar et al., 2015 ; Aragonés et al., 2019). Certain et al. (2015) complètent cette limite morphologique en déterminant la transition entre l'avant-côte supérieure et inférieure par un changement de pente avec des valeurs inférieures à 1% dans la partie distale.

Cette profondeur de fermeture est aussi associée à une taille granulométrique minimale des particules sédimentaires suivant le profil cross-shore. C'est-à-dire que de la plage jusqu'à la DoC-enveloppe, la taille des grains diminue jusqu'à un minimum, en lien avec une diminution de l'énergie des houles lorsque la profondeur augmente, puis la tendance s'inverse en allant vers le large (Bowmann et al., 2014 ; Aragonés et al., 2018). En effet, les vagues de faible énergie déplacent les sédiments les plus fins vers le large jusqu'à une profondeur à laquelle ces vagues n'auront plus d'effet (décroissance granulométrique de la côte jusqu'à la DoC-enveloppe), tandis que les vagues extrêmes déplacent les sédiments plus grossiers en les accumulant au-delà de cette profondeur (croissance granulométrique de la DoC-enveloppe vers le large) (Aragonés et al., 2018).

Les travaux de Bowman et al. (2014) proposent une classification des anses sur la base de la position de la profondeur de fermeture par rapport aux promontoires (caps). Il en ressort 3 types de baies (Figure 14) : i) ouverte (Open) où la DoC-enveloppe (Dc1) est positionnée au large des promontoires. ii) semi-ouverte (Semi-closed) où la DoC-enveloppe est positionnée au droit d'un des promontoires. iii) Fermée (Closed) où la DoC-enveloppe est positionnée en milieu de baie. L'emplacement de la profondeur de fermeture dépend du climat de houle et de la pente: plus les vagues sont énergétiques et plus la pente est faible, plus la profondeur de fermeture est éloignée du rivage. L'emplacement de la profondeur de fermeture, qu'elle soit positionnée dans l'anse ou au large au-delà des promontoires, peut indiquer l'état des échanges sédimentaires entre l'anse et les cellules hydro-sédimentaires adjacentes, révélant si les anses sont des unités fermées ou si elles sont des systèmes partiellement ouverts qui s'alimentent entre elles.



**Figure 13 : Classification des baies en fonction de la profondeur de fermeture du profil de plage (Dc : DoC enveloppe) par rapport aux caps : Ouvert = La Dc1 est située au large des deux caps ; Semi-fermé = La Dc2 est située au large d'un des caps ; Fermé = La Dc3 est située à l'intérieur des deux caps (Bowman et al., 2014).**

En 1981, Hallermeier propose une seconde formule impliquant la granulométrie du sédiment et correspondant à la limite vers le large où l'on n'observe plus de mouvements sédimentaires (DoC-motion, éq.2) (Figure 14).

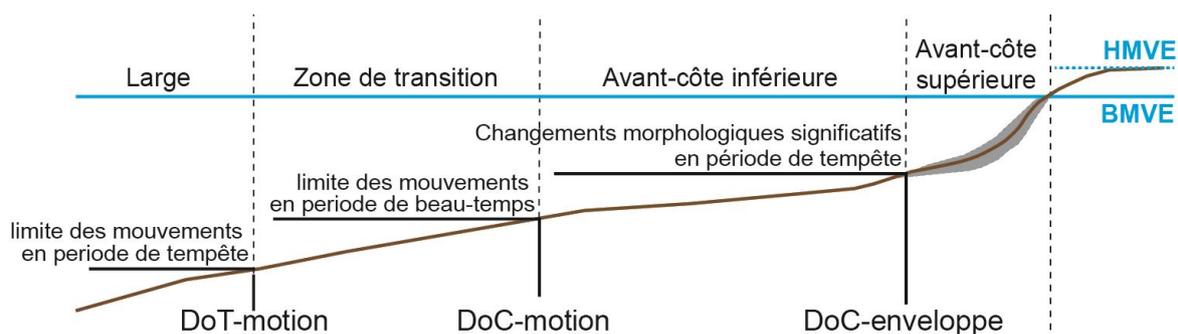
$$\text{éq. 2 : DoC-motion} = (H_s - 0.3\sigma_s) T_s \left( \frac{g}{5000 \cdot D_{50}} \right)^{0.5}$$

Avec  $H_s$  (m) les houles significatives annuelles,  $\sigma_s$  l'écart type associé,  $T_s$  (s) la période de houle associée et  $D_{50}$  (m) la médiane granulométrique.

Ces équations donnent ainsi une profondeur de fermeture théorique pour une côte sableuse méso-tidale dominée par les vagues (Marsh et al., 1998). Par la suite, d'autres auteurs se basent sur les travaux de Hallermeier (1978 et 1981) et adaptent ou simplifient les formulations (Birkemeier, 1985 et Capobianco et al., 1997).

Récemment, Valiente et al. (2019) proposent d'utiliser les équations théoriques de cisaillement sur le fond (Soulsby, 1997) induit par les agents hydrodynamiques, afin de déterminer la profondeur limite de transport sédimentaire (DoT : Depth of Transport).

L'avant-côte va donc correspondre à la zone immergée qui subit une transformation (accumulation ou érosion) par le biais des courants engendrés par la houle, le vent et la marée et ayant comme limite supérieure le niveau des plus basses mers de vives-eaux et comme limite inférieure la profondeur de transport (Figure 14). Cependant, la délimitation de l'avant-côte, des compartiments adjacents, et des limites de profondeurs de fermeture associées, reste controversée en raison de la complexité des méthodes de détermination (Anthony et Aagard, 2020). Les compartimentations retenues ici sont (Figure 14) : i) l'avant-côte inférieure qui s'étend entre la limite d'action des houles de beau temps et celle des vagues de tempête ; ii) l'avant-côte supérieure qui s'étend entre la limite d'action des vagues de tempête et les basses mers de vives-eaux (changements significatifs du profil de plage (Cowell et al., 1999). Par conséquent, l'avant-côte supérieure enregistre les changements morphologiques saisonniers, tandis que l'avant-côte inférieure ne présente pas de tels changements, même si une agitation intense du fond marin peut se produire lors de fortes vagues (Valiente et al., 2019). Enfin, pour la partie plus au large, nous considérons ici la zone de transition-offshore entre la limite d'action des houles de beau temps et celle des vagues de tempête de la limite proximale (Reading, 1996 ; Nichols, 2009).



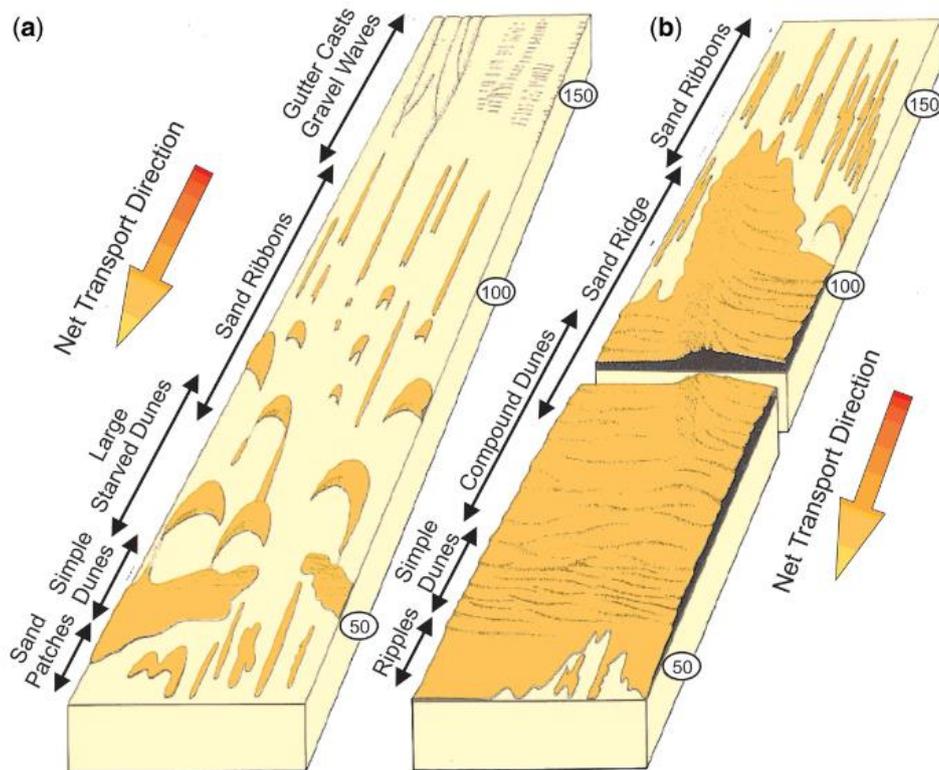
**Figure 14 : Positionnement des différentes profondeurs de fermeture le long de la plateforme continentale interne. HMVE : Haute mer de vives-eaux ; BMVE : Basse mer de vives-eaux (d'après Hallermeier, 1978-1981 ; Reading, 1996 ; Nichols, 2009 ; Valiente et al., 2019).**

## **I.5. Les formes sédimentaires comme indicateurs de l'hydrodynamisme**

Les particules sédimentaires transportées par les courants, se déposant lorsque la force de ces derniers diminue, peuvent s'accumuler sous la forme de structures sédimentaires. Les caractéristiques morphologiques de ces formes dépendent de la taille des grains, de la disponibilité sédimentaire et de la vitesse des courants.

Ainsi, en réponse aux contraintes générées par les courants agissant sur les avant-côtes, une diversité de formes sédimentaires est à même de rendre compte qualitativement, mais aussi quantitativement, de leurs actions respectives. Ces formes sédimentaires sont de bons indicateurs de directions et d'intensité des courants associés à leur formation (Swift et al., 1979 ; Clifton et Dingler, 1984 et Ruessink et Terwindt, 2000). La présence de plusieurs formes sédimentaires dans la zone de l'avant-côte peut donc donner des indications de directions préférentielles des transferts sédimentaires qui se produisent dans la bande côtière (Barnard et al., 2013a ; Elias et Hansen, 2013 ; Fraccascia et al., 2016 ; Cruz and Noernberg, 2020 et Belleney et al., 2022).

Une classification à partir de la disponibilité sédimentaire et de la vitesse des courants a été développée afin de reconstruire notamment les types et les directions des paléo-courants et des flux particuliers, à partir des enregistrements sédimentaires (Figure 15) (Belderson et al., 1982 ; Dalrymple, 2022). Lorsque la plateforme est dite maigre - à faible quantité de sédiments - les rubans sableux deviennent plus allongés et les dunes dites « affamées » adoptent des formes en barkhanes. À l'inverse, lorsque la plateforme est enrichie en sédiment, la couverture sableuse est continue et permet un développement généralisé des dunes et potentiellement des bancs sableux.

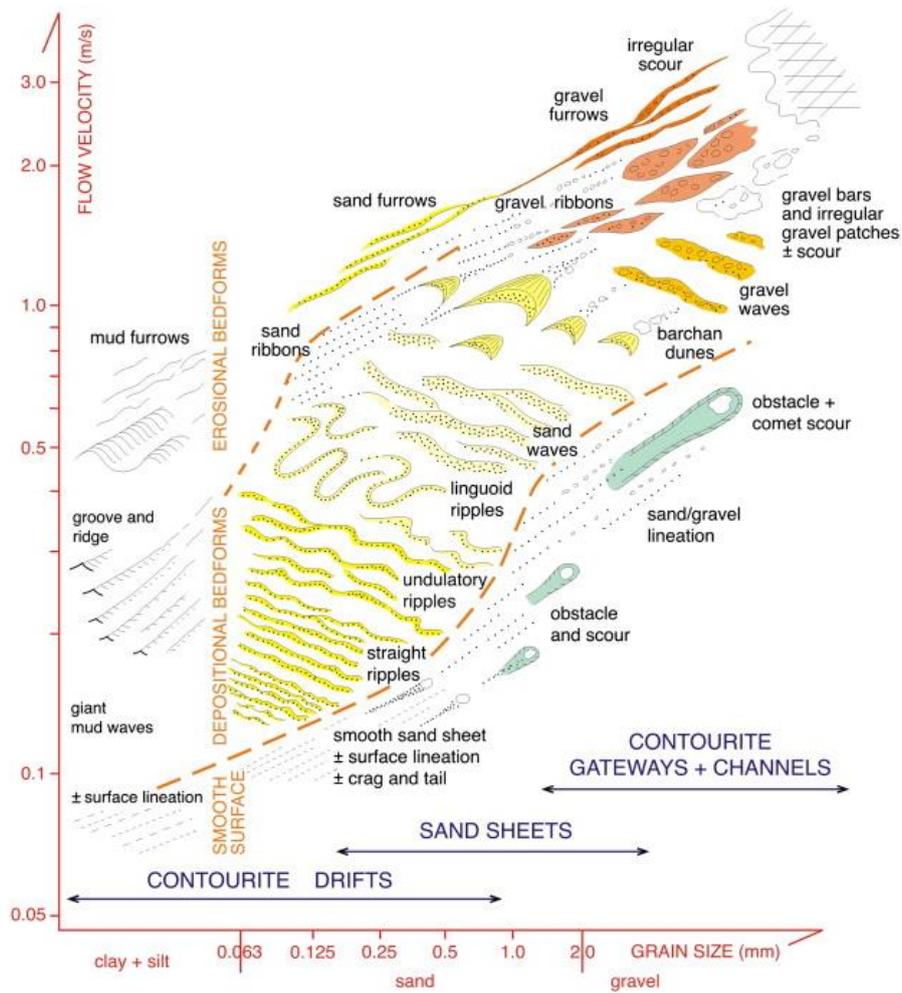


**Figure 15 : Distribution des formes sédimentaires en fonction de la vitesse des courants (cm/s) sur le fond et de la quantité de sédiments disponible avec : a) une faible quantité sédimentaire, b) une forte quantité sédimentaire (Belderson et al., 1982 dans Dalrymple, 2022). Les chiffres encadrés à droite de chaque croquis correspondent à la vitesse maximale approximative du courant proche de la surface (cm/s) pendant les marées de vives-eaux.**

Stow et al. (2013), ont compilé 69 publications sur les formes sédimentaires et leurs caractéristiques afin d'obtenir leur classification en fonction de la taille des grains et de la vitesse des courants de fond (Figure 16 et Tableau 3) sur le modèle des diagrammes de stabilité (Simons et Richardson, 1966 ; Middleton et Southard, 1978 ; Allen 1985 ; Southard et Boguchwal, 1990).

**Tableau 3 : Récapitulation des formes sédimentaires rencontrées dans la zone de l'avant-côte (modifié d'après Stow et al., 2013).**

Coastal Bedforms	Nomenclature française	Orientation	Granulométrie	Largeur/ Longueur d'onde	Hauteur	Longueur	Conditions hydrodynamiques	Erosion ou Accumulation	Commentaires	
Linear Bedforms	Surface lineation	linéations	parallèle à subparallèle	vases à graviers	mm - cm	mm - cm	-	Vase: 0.1 - 0.2 m/s Sable: > 0.3 m/s Gravier : 0.5 m/s	Faible accumulation	Figures de surface sédimentaire lisse avec des stries linéaires à faible relief
	Groove and ridge	linéations	parallèle à subparallèle	vases	dm - m	dm - m	-	dm: 0.15 - 0.3 m/s m: > 0.4 m/s	Erosion/ Accumulation	Figures linéaires dans un substrat boueux cohésif, substrat vaseux cohésif, où les rainures ont une origine érosive distincte entre des crêtes qui sont typiquement plus étroites
	Crag and tail	-	parallèle	sables	cm - dm	cm - dm	-	< 0.4 m/s	Accumulation	Monticules allongés (queue) déposés immédiatement en aval d'un obstacle sur la trajectoire du courant en association avec des queues de comètes
	Obstacles and comet scour	queue de comètes	sinueux à parallèle	sables à graviers	-	-	m - 100 m	0.4 - 1 m/s	Erosion	Marques d'affouillement de forme en croissant à allongé autour et en aval d'un obstacle situé sur la trajectoire de l'eau
	Ribbon marks	petit sillons espacés	sinueux à parallèle	sables à graviers	10 - 100 m	-	5 - 50 km	0.7 à 1.5 m/s	Erosion	Filaments allongés de sable (et/ou de gravier) régulièrement espacés. Impliquent le vannage et l'érosion d'un substrat de sable ou de gravier, associées à la re-déposition du matériel en ruban
	Furrows : Ripple scour Depression	sillons d'érosions	sinueux à parallèle	vases à graviers	5 - 150 m	-	1 - 10 km	Vase: > 0.3 m/s Sable: 0.6 - 1.5 m/s Gravier : > 0.75 m/s	Erosion	Dépôts grossiers et rides à l'intérieur du sillon, contrastant avec des dépôts plus fins entre les sillons
	Other bedforms	-	-	-	-	-	-	> 0.8 m/s	Erosion/ Accumulation	Formes de lit créées à des vitesses encore plus élevées (> 0,8 m/s) Sillons d'érosion allongés ou de forme irrégulière, des affouillements linéaires, des dépôts étendus de gravier
Transversal Bedforms	ripples	rides	transverse	sables fins à moyens	0.1 - 0.6 m	0.02 - 0.1 m	-	0.1 - 0.6 m/s	Accumulation	Plus petites formes transverses ; plutôt asymétriques
	mega-ripples	mégarides	transverse	sables fins à moyens	5 - 20 m	0.5 - 1m	-	0.75 - 1 m/s	Accumulation	< 300 µm
	Dunes	petites à moyennes dunes	sinueuse à barchanoïde	sables	0.6 - 10 m	0.1 - 1 m	-	0.4 - 1.2 m/s	Accumulation	-
	Sandwaves (very large dunes)	grandes à très grandes dunes	sinueuse 2D	-	5 - 500 m	0.5 - 5 m	-	0.3 - 0.75	Accumulation	-
	Gravel waves and sand and/or gravel bars	barres sableuses ou graveleuses	transverse	sables à graviers	-	-	-	> 1.5 m/s	Accumulation	Reconnues dans les canaux de courants de turbidité
	Giant sediment waves (or mudwaves)	dunes géantes	transversale à oblique	sables	0.5 à 10 km	10 à 80 m	-	0.05 - 0.25 m/s	Accumulation	Reconnues dans les systèmes de courants de turbidité et de courants de fond, représentant des dépôts dans des conditions de courant stables à long terme, à de faibles profondeurs
	Sandbanks	bancs tidaux	< 30° à droite de l'axe du courant de marée résultant	sables	1 km	10 m	-	-	Accumulation	-



**Figure 16 : Modèle des figures sédimentaires en fonction de la taille des grains et de la vitesse des courants de fond rencontrées dans le Golfe de Cadiz (Stow et al., 2013).**

Nous nous attacherons par la suite à détailler le fonctionnement des dunes, et les sillons d'érosion puisque ces formes sédimentaires sont nombreuses sur la plateforme continentale interne de la Bretagne occidentale (Boillot, 1960 ; Debyser et al., 1976 ; Augris et Cressard, 1984 ; Fichaut, 1989 ; Ehrhold et al., 2011 ; Franzetti et al., 2013 ; Grégoire et al., 2013 ; Ehrhold, 2014 ; Franzetti, 2014 ; Hénaff et al., 2015 ; Jabbar, 2016 ; Grégoire, 2016 ; Grégoire et al., 2016 ; Ehrhold et al., 2017 ; Stéphan et al., 2017 ; Belleney et al., 2022).

### I.5.1. Les dunes, figures sédimentaires générées par les courants de marée

Le terme de « dune » est largement employé pour définir les grands corps sédimentaires, transversaux au courant, compris entre les rides et le lit plan supérieur. Elles peuvent être classées en quatre catégories selon leur amplitude et leur longueur d'onde (Berné et al, 1989 ; Ashley, 1990) (Tableau 4).

**Tableau 4 : Classification des dunes en fonction de leur amplitude et de longueur d'onde (Berné et al, 1989 et Ashley, 1990)**

Ashley, 1990	small	medium	large	giant
Berné et al. 1989	petite	moyenne	grande	très grande
Amplitude (m)	0,06 - 0,25	0,25 - 0,5	0,5 - 3	> 3
Longueur d'onde (m)	0,6 - 5	5 - 10	10 - 100	> 100

Les dunes sont générées par les interactions entre fluide et sédiment non cohésif sous l'influence de processus hydrodynamiques unis ou bidirectionnels comme ceux de la marée (la plupart des cas), des courants océaniques ou l'écoulement d'une rivière (Dalrymple, 1984 et Amos et King, 1984 ; Flemming, 2000). Plus précisément, l'évolution morphodynamique des dunes résulte de l'interaction complexe entre les conditions hydrodynamiques (courants de marée, houle, vagues internes et de tempête), les caractéristiques sédimentaires intrinsèques (lithologie, granulométrie, quantité de sédiments disponibles) et les variations du substratum et du niveau de la mer (Allen, 1968 ; Belderson et al., 1982 ; Berné et al., 1989, 1993 ; Ashley, 1990 ; Idier et al., 2002 ; Le Bot et Trentesaux, 2004 ; Ferret et al., 2010 ; Belleney et al., 2022). Évaluer leurs morphologies en considérant leurs indices caractéristiques (hauteur, longueur d'onde, asymétrie) permet d'extraire des informations sur le milieu environnant (Langhorne, 1973 ; Allen, 1980 ; Berné et al., 1989 et 1993 ; Beck et al., 1991). Par exemple, ces mesures ont été effectuées sur plusieurs champs de dunes en mer d'Irlande pour déterminer leurs mécanismes de croissance en relation avec l'énergie marémotrice (Van Landeghem et al., 2009 et 2012).

### **I.5.1.1. Les petites dunes**

Les petites dunes sont aussi communément appelées des mégarides (megaripples). Ce sont des structures sédimentaires de taille décimétrique pouvant avoir une grande extension horizontale. Dalrymple (1984) décrit 2 types de mégarides : i) les mégarides de type I, formées à faible vitesse, droite à légèrement sinueuse, sans fosses d'affouillement ; ii) les mégarides de type II, formées à vitesse plus élevée, sinueuse à lunaire, avec des fosses d'affouillement bien développées. Au début de la formation des mégarides, celles-ci ont une crête rectiligne qui devient ondulée lorsque l'intensité du courant augmente et lorsque la quantité de sédiments est suffisante. Les mégarides ont une longueur d'onde d'une à quelques dizaines de mètres et jusqu'à plus de 100 m dans les chenaux de marée profonds ou les lits de rivière (Cojan et Renard, 2013). Leur amplitude peut varier de quelques décimètres à 2 m (Berné, 1991). Le rapport longueur d'onde/hauteur pour ces structures de tailles plurimétriques varie entre 20 et 40. Elles sont constituées d'un sable de diamètre moyen de 0,1 mm - 0,2 mm.

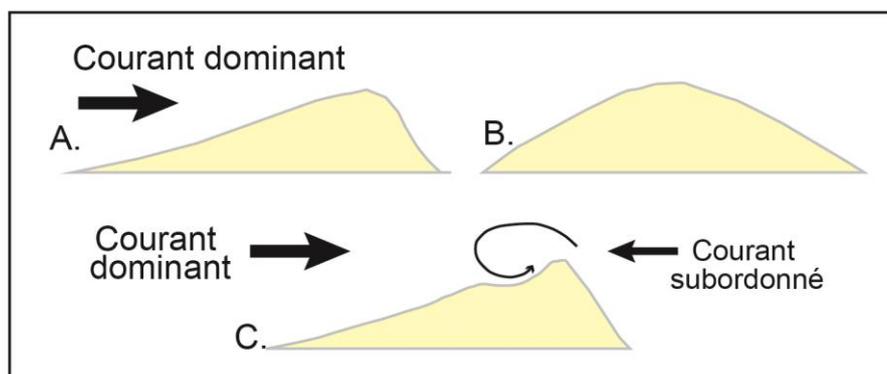
La plupart des petites dunes sont dissymétriques et traduisent ainsi le sens du transit sédimentaire résiduel. Cependant, elles peuvent être également de formes symétriques, formées par des courants oscillatoires induits par la houle ; on parle ici de mégarides de houle ou de wave megaripples (Cirac et al., 2000). Swift et al. (1979) montrent que, sur le plateau continental interne du nord-est des États-Unis (Middle Atlantic Bight), les mégarides ont tendance à se former en période de tempête et à disparaître pendant les mois d'été plus calmes. Elles peuvent être formées soit à partir des petites rides de courants (particules <0,6 mm), soit à partir du lit plan supérieur lorsque le courant diminue pour des particules (>0,6 mm). Les petites dunes affectent l'écoulement près du fond en augmentant la rugosité de surface, qui est de l'ordre de 2 à 5 fois la rugosité du lit plat inférieur (Ngusaru et Hay, 2004, dans Larsen et al., 2015).

### **I.5.1.2. Les dunes moyennes, grandes à très grandes**

Les premières figures sédimentaires, assimilées à des dunes ou "sand waves", ont été identifiées dans le Mississippi par Hider (1982, dans Berné, 1991) puis par Lüders (1929, dans Berné, 1991) dans l'estuaire de la Jade (Allemagne). Ce sont des structures dites transversales, étant donné l'orientation de leur crête, quasiment perpendiculaire au courant, bien que des variations angulaires de 20° peuvent être fréquemment observées (Le Bot, 2001). Leur taille augmente avec la vitesse des courants (donc avec les forces de frottement sur le fond), mais elles sont aussi influencées par la profondeur, le type et la quantité de sédiments disponibles

(Cojan et Renard, 2013). Comme les petites dunes, elles sont constituées d'un sable de diamètre moyen de 0,1 mm - 0,2 mm (Berné, 1991).

Ces ondulations sont composées d'une crête, d'un flanc doux (long), d'un flanc raide (court) et d'un pied de dune marquant une rupture de pente par rapport au substrat environnant. La morphologie transversale de ces structures sédimentaires varie en fonction de la pente et de la longueur des flancs longs et courts. La caractérisation morphologique permet de classer les dunes en trois catégories : i) les dunes sont dites symétriques quand les pentes des deux flancs sont identiques. Elles sont souvent associées à des courants tidaux opposés et de force égale ; ii) les dunes asymétriques présentent des pentes de flancs longs plus faibles que celles des flancs courts. Elles sont généralement formées suivant la prédominance d'une direction des flux exercés dans la zone (Le Bot, 2001) ; iii) les dunes en « dos de chat » ont été observées par McCave (1971) et seraient dues à la présence d'un courant subordonné en haut de crête provoquant un remaniement du sédiment sommital (Figure 17). À l'image d'un tapis roulant, les dunes migrent dans le sens du courant et leurs taux de migration sont variables, pouvant aller de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres par année. Ces structures sableuses, plus ou moins étendues et mobiles, représentent des zones d'intérêt au regard des activités humaines. En effet, elles peuvent entraver la navigation en eau peu profonde ou représenter un stock sédimentaire pour l'exploitation des granulats marins (Augris et Cressard, 1984).



**Figure 17 : Forme transversale des dunes en fonction de la pente et la longueur des flancs. A) Asymétriques ; B) Symétrique ou tronchoïdale ; C) Asymétrique en dos de chat (d'après McCave, 1971).**

### **I.5.2. Les sillons d'érosion, figures sédimentaires générées par la houle**

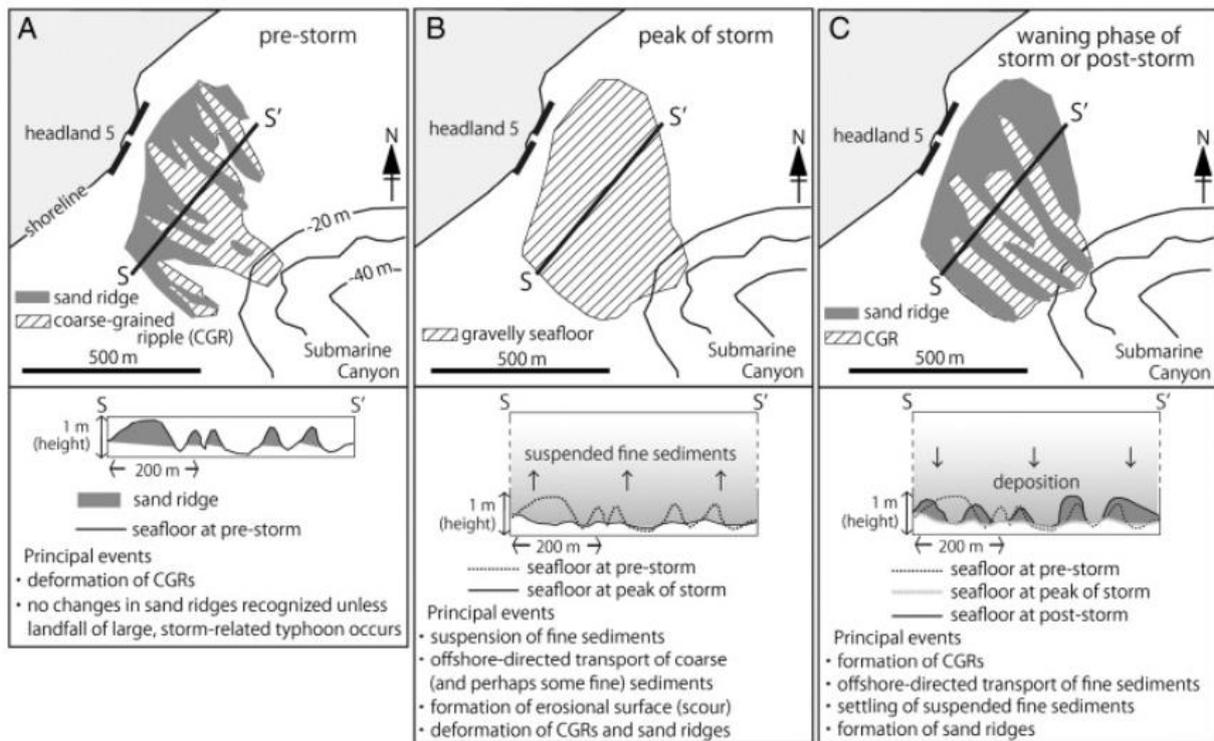
Les sillons d'érosion - Rippled Scour Depressions (RSD) ou Sorted Bedform - sont caractérisés par des dépressions longitudinales de faibles hauteurs (0,5 m à 1 m) qui viennent entailler une couche de sédiment plus fin en exposant ainsi des sédiments plus grossiers basaux (Cacchione et al., 1984). Ce sédiment grossier est organisé en mégarides perpendiculaires à obliques par rapport à l'orientation générale du sillon. Les orientations de ces figures sédimentaires sont transversales, obliques ou subparallèles (Mazières et al., 2015) au trait de côte, et peuvent être obliques à perpendiculaires à la pente (Cacchione et al., 1984). Elles se positionnent sur toute la plateforme continentale interne de 5 m à 150 m de profondeur et leurs tailles varient entre 10 m et 100 m de large et jusqu'à 3 km de long (Rosenberger et al., 2019). À la sortie du delta du Mississippi, Twichell et al. (2009) montrent que les sillons d'érosion se forment préférentiellement au niveau des chenaux qui présentent une granulométrie plus grossière que les dépôts du delta. Ils mettent ainsi en avant le contrôle de la stratigraphie dans l'érosion de la plateforme interne.

La sismique très haute résolution permet d'imager les couches de subsurface et de mettre en évidence les différentes imbrications des unités sédimentaires et leur épaisseur. À partir de l'imagerie des RSD, de nombreuses études ont permis de mettre en évidence le recouvrement de la nappe de sables grossiers sous-jacente par un drapage de sédiment fin (Bellec et al., 2010a ; Goff et al., 2005 ; Schwab et al., 1996 ; Schwab et al., 2013 ; Anderson et al., 1994 ; Tauber et Emeis, 2005 ; Mazières et al., 2015). Ainsi, au sud-ouest du Golfe de Gascogne, en Aquitaine, Mazières et al. (2015) ont mis en évidence une couche de sédiments fins à moyens de 0,5 m à 2 m d'épaisseur entaillée par des dépressions de sables grossiers (parallèles au trait de côte) qui persistent sur le temps long à hauteur de 29 ans. Les RSD semblent ainsi impliquer un mécanisme de rétroaction du tri granulométrique, auto-organisé et contemporain, en lien avec l'action de la houle à l'échelle de la couche limite sur le fond (Murray et Thielert, 2004 ; Green et al., 2004 ; Trembanis et Hume, 2011) induisant une alternance de sédiments grossiers et fins dans les séquences sédimentaires.

Le fonctionnement des sillons d'érosion paraît complexe de par leur migration souvent multidirectionnelle dans le temps et leur forme générale qui peut rester stable dans le temps (Diesing et al., 2006 ; Mazières et al., 2015). La migration peut être identique à la direction de propagation des vagues incidentes et opposée au flux tidal (Rosenberger et al., 2019) ou, à l'inverse, perpendiculaire à la direction de propagation des vagues, et en direction du flux tidal (Ferrini et Flood, 2005 ; Bellec et al., 2010b).

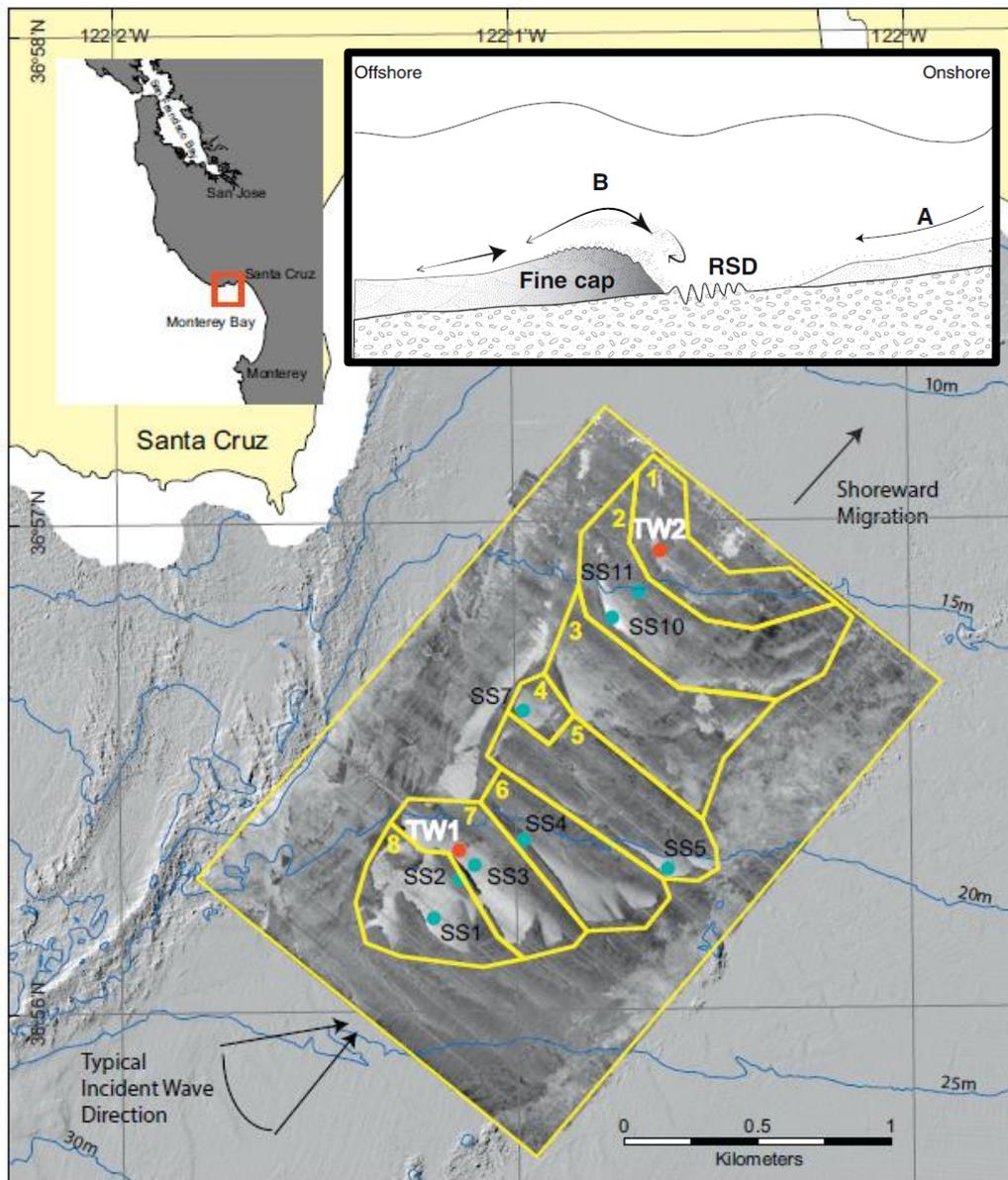
Gutierrez et al. (2005) expliquent la persistance des RSD dans le temps, par la présence de sédiments grossiers induisant une augmentation de la rugosité sur le fond et *a fortiori* une augmentation des contraintes de cisaillement ne permettant le dépôt des sédiments fins qu'à l'extérieur des dépressions. La récurrence des événements de tempête semble être aussi une des conséquences de la persistance de ces formes (Mazières et al., 2015).

La variété de morphologies, de compositions sédimentaires, ainsi que des environnements géologiques et océanographiques dans lesquels se trouvent les RSD, indique qu'aucun processus unique n'est susceptible d'être responsable de leur formation et de leur évolution (Rosenberger et al., 2019). Par exemple, les variations morphologiques des RSD, perpendiculaires au trait de côte dans la région de Shimizu au Japon, sont clairement corrélées aux événements météorologiques saisonniers (Figure 18) (Yoshikawa et Nemoto, 2014). En effet, les événements de tempêtes - ici de type typhon - seraient susceptibles de remettre la totalité de la couverture de sédiments fins en suspension et de déformer les sillons. Pendant la phase décroissante de la tempête, le régime de houle est de nouveau générateur des RSD et les sédiments plus fins sont de nouveau déposés.



**Figure 18 : Rôle des typhons de la mousson du printemps dans le mécanisme de formation des RSD au Japon (Yoshikawa et Nemoto, 2014).**

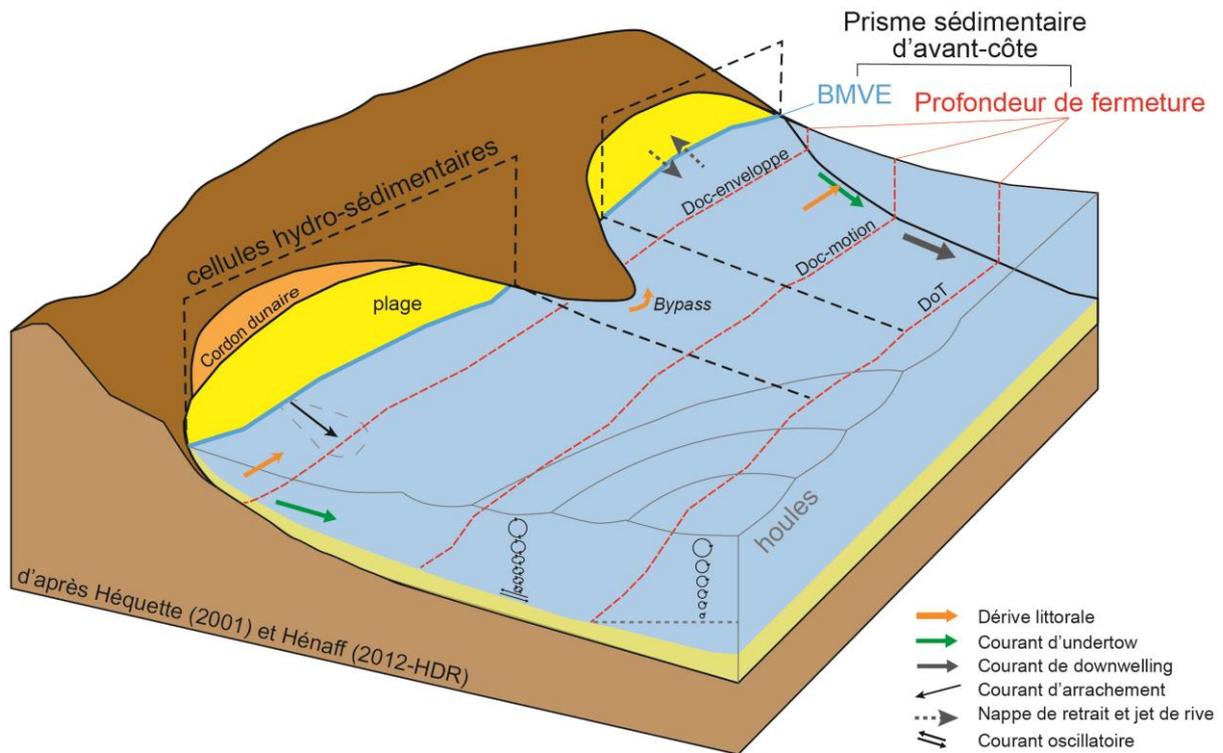
Rosenberger et al. (2019) observent deux mécanismes responsables de la migration des sillons parallèles à la plage dans la baie de Monterey (côte ouest des États-Unis). Ainsi, le flux cross-shore des sédiments fins (provenant de la plage), de la même façon que la remise en suspension et le transport par les vagues depuis l'offshore, semblent être les principaux mécanismes responsables de la migration des RSD, que ce soit de manière indépendante ou combinée (Figure 19).



**Figure 19 : Schéma du mécanisme de migration du RSD - dans la baie de Monterey - résultant de la combinaison d'un flux de sédiments fins vers le large dans la direction de la pente (A) et d'un flux orbital asymétrique induit par les vagues sur la côte (B), entraînant une migration nette des RSD vers la côte (assemblées d'après Rosenberger et al., 2019).**

## I.6. Bilan

L'avant-côte est le compartiment immergé compris entre les plus basses mers de vives-eaux et la profondeur de fermeture. Son évolution morphodynamique aux échelles annuelle à pluri-décennale est contrainte principalement par la géologie du substratum et la combinaison des effets de la houle et de la marée et présente une interdépendance avec les évolutions de la plage et de la partie intertidale. La morphologie du fond varie en fonction des échelles spatio-temporelles des processus allant de l'instantanée au millénaire et du mètre à la dizaine de kilomètres. En outre, définir la limite externe de ce compartiment est un élément essentiel afin de déterminer le budget sédimentaire des cellules littorales. Les paramètres (en particulier la houle et la granulométrie) pris en compte dans les calculs théoriques de la profondeur de fermeture induisent des limites différentes exprimant chacune des bases du prisme sédimentaire bien distinctes. Enfin, l'avant-côte, zone de stockage sédimentaire, apparaît avoir un fonctionnement complexe en particulier pour des plateformes dispersives à forts processus hydrodynamiques à l'instar de celle de la Bretagne occidentale.



**Figure 20 : Diagramme 3D des limites longitudinales et transversales de la cellule hydro-sédimentaire.**

---

# Chapitre II

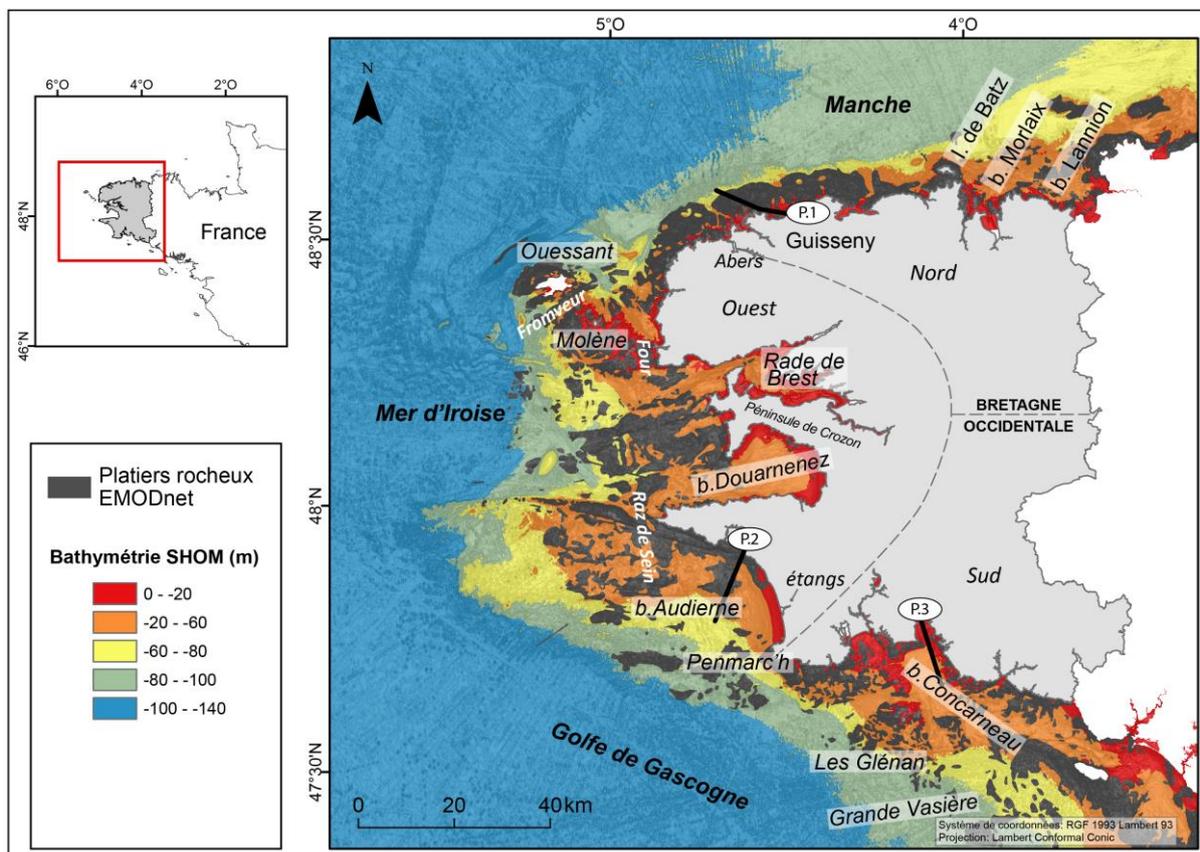
## Présentation des sites d'étude

<b>CHAPITRE II PRÉSENTATION DES SITES D'ÉTUDE.....</b>	<b>63</b>
<b>II.1. Contexte géologique et géomorphologique .....</b>	<b>64</b>
<b>II.2. Stock sédimentaire actuel et hérité.....</b>	<b>70</b>
<b>II.3. Un littoral soumis à de fortes conditions météo-marines.....</b>	<b>72</b>
<b>II.4. Choix des sites d'étude .....</b>	<b>76</b>
II.4.1. L'anse des Blancs-Sablons .....	78
II.4.2. La baie de Bertheaume .....	79
II.4.3. L'Anse de Dinan .....	82
II.4.4. La Baie de Bénodet.....	84
<b>II.5. Bilan .....</b>	<b>86</b>

## II.1. Contexte géologique et géomorphologique

L'objectif de cette partie est de présenter l'aspect hydro-morpho-sédimentaire général de la Bretagne occidentale, et des sites d'étude sélectionnés pour mener ces travaux de thèse.

Les contextes péninsulaire, géologique et hydrodynamique de la Bretagne occidentale offrent une grande diversité dans la morphologie des côtes et de la plateforme interne, rendant particulièrement intéressante l'étude du prisme sédimentaire littoral à l'échelle régionale. La région est bordée au nord par la Manche, à l'ouest par la mer d'Iroise et au sud par le Golfe de Gascogne. Le littoral présente une diversité de morphologies constituées de côtes d'accumulation d'extension limitée (baies, anses, rades) entre des côtes d'ablation (falaises meubles et rocheuses, promontoires et pointes plus ou moins saillants) souvent associées à une avant-côte à écueils rocheux et des îles (Batz, Ouessant, Molène, Sein, Les Glénan) (Figure 21).



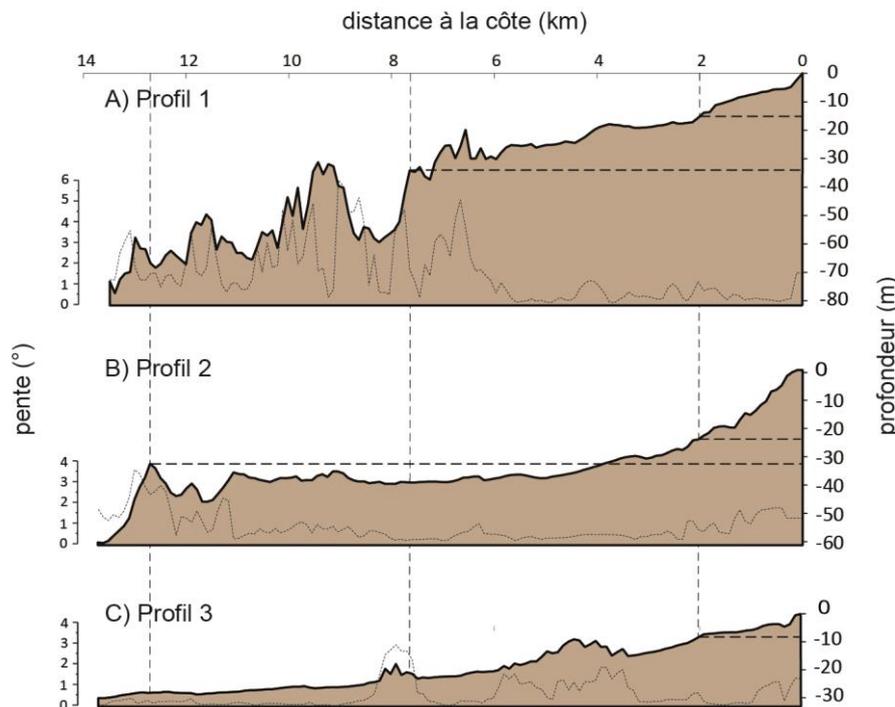
**Figure 21 : Carte bathymétrique de la Bretagne occidentale avec la mise en évidence des platiers rocheux (source : SHOM et EMODnet) ; localisation des profils P1, P2 et P3 de la Figure 22. Les traits en pointillés représentent les limites des différentes façades nord/ouest/sud.**

Plus spécifiquement, au nord, la côte présente une alternance de grandes baies sableuses et de ria (Abers) dont les vallées ennoyées et profondes ont été entaillées lors des dernières régressions marines. Elle est aussi caractérisée par une plateforme rocheuse d'érosion marine qui s'étend jusqu'à -80 m et 15 km au large, contribuant à la dissipation de la houle incidente (Hallégouët, 1971). La côte ouest, très découpée, présente des falaises moyennes à hautes (100 m pour la presqu'île de Crozon) (Hallégouët et Hénaff, 1995) ainsi que des anses et des baies sableuses parfois de tailles importantes (baie de Douarnenez, Rade de Brest, baie d'Audierne). L'érosion, au cours des temps géologiques, est à l'origine d'une alternance de rentrants, de promontoires et d'écueils rocheux qui s'étendent jusqu'à 20 km au large comme au niveau de l'archipel de Molène ou de l'île de Sein (Guilcher, 1949 ; Guilcher et al., 1959 ; Morzadec-Kerfourn, 1999). Ces reliefs « appalachiens » ennoyés, forment des constriction morphologiques à l'origine de couloirs à forts courants tidaux comme le chenal du Four, du Fromveur ou le Raz de sein. Au sud de ce dernier, la baie d'Audierne correspond à une côte basse à falaises (< 20 m), présentant une accumulation de sable et de galets plus importante, barrant l'embouchure des cours d'eau et des étangs (Guilcher, 1948 ; Hallégouët et Bodéré, 1993 ; Hallégouët et Hénaff, 2006 ; Faye et al., 2007). La partie méridionale correspond à un affaissement (tertiaire) du socle armoricain (Raimbault et al., 2018a), et induit des côtes basses inférieures à 5 m (Guilcher, 1948 ; Pian, 2010) et une « dépression littorale » en mer (Vanney, 1977a) suivie de hauts fonds (Les Glénan). Cette ceinture rocheuse d'origine tectonique fait partie de la « chaussée bretonne » de direction nord-ouest/sud-est. Elle a influencé le creusement et le remblaiement des vallées incisées de la dépression pré-littorale au cours des cycles climatiques et joue encore un rôle majeur dans la dynamique actuelle (Vanney, 1977a ; Menier, 2004) en dissipant l'énergie des houles.

La plateforme de la Bretagne occidentale présente trois grands types de profils bathymétriques qui se distinguent suivant le degré de la pente et la position des ruptures de pente par rapport à la distance à la côte (Figure 22) : 1) le profil 1 présente une pente faible < 0,5°, jusqu'à 8 km au large, interrompue par une forte rupture de pente marquant un fort dénivelé et passant alors de -35 m à -60 m, correspondant au début de la plateforme rocheuse (EMODnet). 2) Le profil 2 présente une pente comprise entre 1° et 2° jusqu'à 2,5 km au large où une rupture marque la fin de la plateforme rocheuse à -25 m. Il s'en suit une pente plus faible < 0,5° jusqu'à 11 km et une nouvelle rupture de pente à environ 13 km de la côte marquant un fort dénivelé passant de -30 m à -60 m. 3) Le profil 3 présente une pente comprise entre 1° et 2° jusqu'à 1 km au large puis une pente très faible < 0,2° jusqu'à 2 km au large où une première rupture de pente est marquée à -10 m. Entre 2 km et 3,5 km, la pente est légèrement plus forte

et varie entre  $0,2^\circ$  et  $0,5^\circ$  jusqu'à une plateforme rocheuse isolée. Au-delà, la pente s'adoucit progressivement jusqu'à 14 km de la côte, où la profondeur atteint seulement -30 m, sans rupture de pente importante.

Ces types de profil montrent une diversité de configurations morphologiques de la plateforme interne de la Bretagne occidentale. Cela laisse supposer une variation régionale du mode de dissipation des houles, le long du plateau interne, contrôlée *a fortiori* par la morphologie du socle et, en particulier, par l'affleurement des plateformes rocheuses, hérité de l'histoire géologique du Massif armoricain.

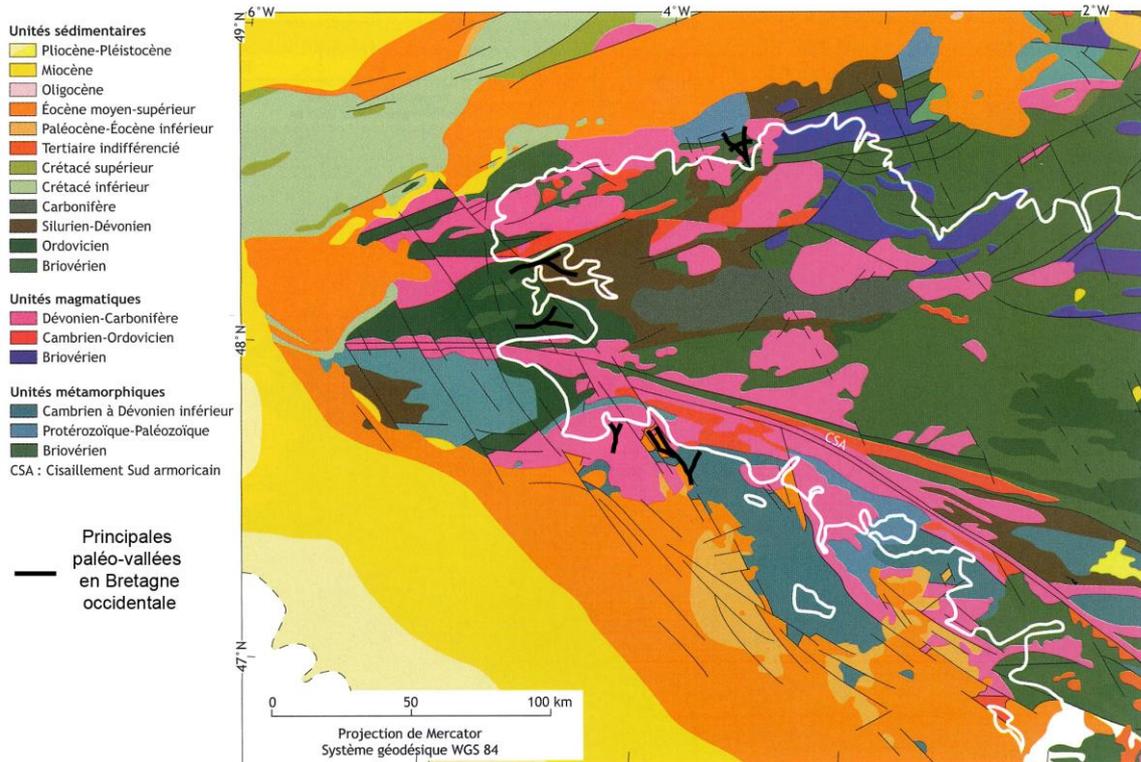


**Figure 22 : Profils bathymétriques et pentes ( $^\circ$ , traits pointillés noirs) associées pour les sites de Guisseny (Profil 1) au nord-ouest de la pointe bretonne, d'Audierne (Profil 2) au sud-ouest et de Concarneau (Profil 3) au sud. Voir la Figure 21 pour la localisation des profils.**

L'histoire géologique du Massif armoricain (Figure 23) et les cycles eustatiques de glaciation/déglaciation du Quaternaire expliquent ainsi la diversité morphologique actuelle. Le bâti structural fortement tectonisé selon des orientations préférentiellement ouest-est, nord-ouest et sud-est, est principalement composé d'un socle sédimentaire antécambrien (Briovérien). Localement, il est surmonté d'une épaisse série sédimentaire ordovicienne à carbonifère principalement clastique, et de massifs granitiques intrusifs paléozoïques (Ballèvre et al., 2009). Ce socle hétérogène affleure largement dans le domaine d'avant-côte jusqu'à plus de -80 m. Il est recouvert, à la côte, d'un prisme littoral actuel principalement constitué de

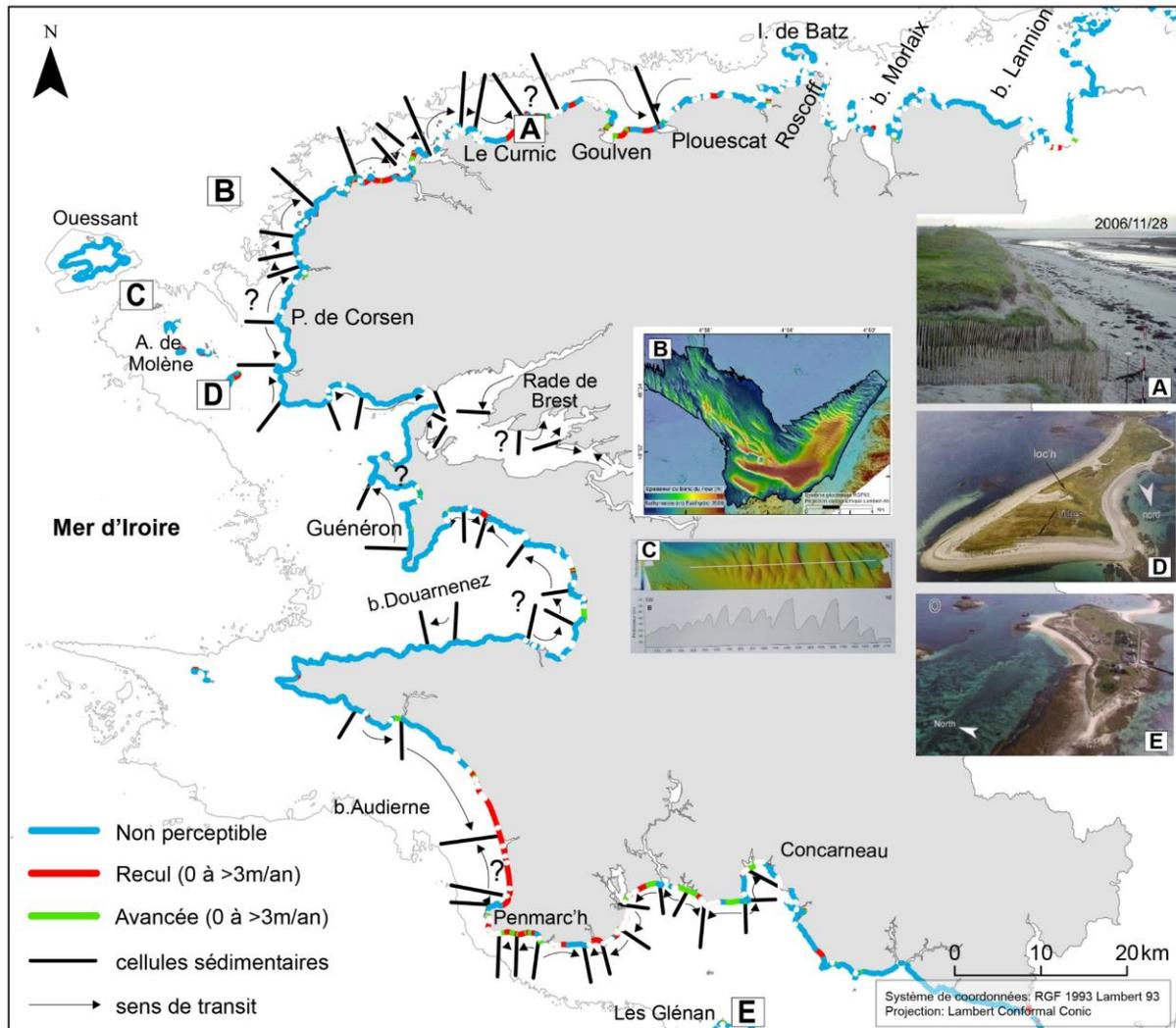
sables fins à grossiers essentiellement biogènes, d'âge holocène et, pour partie, issus de la remobilisation des sédiments pendant la dernière transgression flandrienne et de l'accumulation des produits de l'érosion des falaises côtières rocheuses hercyniennes de nature granitique ou métamorphique (Cagnard, 2008). Au nord, la côte est majoritairement rocheuse, magmatique (granitique) et métamorphique, délimitant des rias encaissées (abers) et de grandes baies sableuses (Morlaix et Lannion) entre des secteurs à falaises. Au nord-ouest et au sud-ouest, la côte est composée de roches métamorphiques, tandis qu'au centre, les roches sont plutôt sédimentaires paléozoïques (ordovicien - carbonifère) et précambriennes (Briovérien) (presqu'île de Crozon, baie de Douarnenez). Les promontoires rocheux formés dans les grès armoricains paléozoïques (presqu'île de Crozon) ou les granites hercyniens résistant à l'érosion sont entaillés en falaises (pointe du Raz) ou en basse plateforme littorale (pointe de Penmarc'h). Ils contrastent avec les rentrants de la rade de Brest, de la baie de Douarnenez et de la baie d'Audierne formés respectivement de schistes et micaschistes (silurien ; dévonien et briovérien). La côte méridionale est pour sa part structurellement affaissée et principalement constituée d'un socle cristallin hercynien à la longitude de l'archipel des Glénan.

L'héritage géologique et la remontée marine holocène est à l'origine du comblement de nombreuses paléo-vallées incisées dont les plus grandes de la péninsule bretonne (Figure 23) sont celles de la baie de Lannion (Pinot, 1995 ; Augris et Simplet, 2011), de la rade de Brest (Hinschberger et Saint-Réquier, 1970 ; Fichaut, 1989 ; Hallégouët et al., 1994 ; Baltzer et al., 2010 ; Grégoire et al., 2016), de Douarnenez (Jouet et al., 2003 ; Augris, 2005), de Bénodet (Vanney, 1977a ; Menier, 2004 ; Menier et al., 2014) et de Concarneau (Vanney, 1977a ; Menier, 2004 ; Menier et al., 2014) dans lesquelles les volumes sédimentaires représentent un total de 455 millions de m<sup>3</sup> (minimum) et 702 millions de m<sup>3</sup> (maximum) (Inventaire des ressources en matériaux marins, Gautier et al., 2012).



**Figure 23 : Carte géologique simplifiée du domaine armoricain (Menier et al., 2014, adaptée d'après Thinon et al., 2008).**

Les barrières géomorphologiques tels que les caps, les exutoires de cours d'eau, les têtes de canyons sous-marins ou l'inversion du sens de la dérive littorale déterminée par un changement de bathymétrie ou d'orientation de la côte, permettent de compartimer les cellules littorales. Sur le pourtour de la Bretagne occidentale, une soixantaine de cellules littorales ont ainsi été définies (Figure 24) (Hénaff et Le Berre, 2003) dont treize sur la façade méridionale (de la baie de Concarneau à la pointe de Penmarc'h), vingt-huit sur la façade occidentale (entre la pointe de Penmarc'h et la pointe de Corsen, y compris la rade de Brest) et vingt sur la façade nord-ouest, entre la pointe de Corsen et Plouescat. Ces auteurs montrent que malgré ce découpage prononcé, des directions de transits préférentiels sont observées entre cellules adjacentes. Ainsi, dans la partie méridionale, il existe un transit sédimentaire généralisé est-ouest malgré son inversion au niveau de 3 cellules sédimentaires. Sur la façade occidentale et septentrionale, un transit généralisé est orienté vers le nord-nord-est malgré les pointes rocheuses qui peuvent séparer les cellules entre elles. On note cependant quelques exceptions comme au sud de la baie d'Audierne et de la pointe de Corsen où la dérive littorale est inversée. Ainsi, plusieurs unités seraient susceptibles de fonctionner conjointement, toutefois, il reste des secteurs mal différenciés qui nécessiteraient des études et des informations complémentaires afin de mieux les contraindre.



**Figure 24 : Carte de l'évolution (recul ou avancée) du trait en côte (Cerema et MTES, 2017) superposée aux limites des cellules littorales d'après Hénaff et Le Berre (2003) ; Exemple d'accumulations sédimentaires visibles sur les différentes façades : A) Dunes de Guisseny (Suanez et al., 2012) ; B) Banc du Four (Franzetti, 2014) ; C) Dunes sous-marines de Bannec (Le Dantec et al., 2022) ; D) Ile de Beniguet en forme de queue de comète (Stéphan et al., 2019) ; E) Ile de Saint Nicolas (Stéphan et al., 2019).**

La côte n'est pas seulement délimitée par les unités morpho-sédimentaires, elle peut aussi être classée par typologie comme le type de sédiment (sable, grossier), le type de côte (basses, rocheuses, moyennes à falaises ou encore sableuses, anthropisées), le recul ou l'avancée du trait de côte, la sensibilité à l'érosion et à la submersion marine. Dans le classement morphologique du type de côte, Quilfen (2016) propose une autre catégorisation en fonction du caractère enclavé ou non des plages bretonnes à partir des travaux de Bowman et al. (2009). Sur l'ensemble des plages de la pointe Bretonne, 26 % sont peu enclavées, 18 % assez peu enclavées, 32 % moyennement enclavées, 13 % assez enclavées et 11 % très enclavées (Quilfen, 2016).

## II.2. Stock sédimentaire actuel et hérité

La plateforme continentale interne de la Bretagne occidentale est dite maigre, car elle est généralement couverte d'une couche sédimentaire récente peu fournie d'environ 2 mètres d'épaisseur (Van Vliet-Lanoë et al., 1994) et composée à la fois de sédiments détritiques et biogènes. Les sédiments détritiques proviennent plus généralement de l'érosion continentale tandis que les accumulations biogènes peuvent être de deux origines : phycogènes de type terrasses à maërl et zoogènes de type bancs de sillages et dunes hydrauliques. Ces accumulations de types bancs de sillages et dunes tidales parsèment la plateforme (Figure 24) sur une large gamme de profondeurs, entre -10 m et -90 m, représentant des stocks sédimentaires fossiles hérités de la dernière remontée marine (Hinschberger et Guilcher, 1962 ; Berné, 1999 ; Franzetti et al., 2013 ; Franzetti, 2014).

Ces structures se forment souvent aux sorties des constriction morphologiques (chenaux tidaux) où le changement de relief vient modifier les courants de marée. En effet, la vitesse des courants de marée, amplifiée par les constriction, diminue progressivement à leur débouché en formant des gyres tidales à l'origine du dépôt des particules sédimentaires (Belderson et al., 1982 ; Berné, 1999 ; Reynaud et Dalrymple, 2012 ; Franzetti et al., 2013 ; Franzetti, 2014). En Bretagne occidentale, des champs de dunes ont été observés au large de Roscoff, dans la baie de Morlaix et de Lannion, en mer d'Iroise et à la sortie de la rade de Brest, à des profondeurs entre -10 m et -70 m (Berné et al., 1989 ; Pinot, 1995 ; Augris et Simplet, 2011 ; Ehrhold et al., 2011 ; Grégoire, 2016 ; Grégoire et al., 2016 ; Ehrhold et al., 2017 ; Belleney et al., 2022) tandis que les quatre principaux bancs sableux ont été observés entre -60 m et -90 m en mer d'Iroise (Augris et Cressard, 1984 ; Franzetti et al., 2013 ; Franzetti, 2014). Un banc sableux coquillier a aussi été identifié au sein de la rade de Brest en amont de la constriction morphologique appelée « le Goulet » (Grégoire, 2016 et Grégoire et al., 2017). Certaines de ces structures ont fait l'objet d'exploitation de granulats marins (Augris et Simplet, 2013) dont un était encore exploité en baie de Lannion en 2020 (Dreal Bretagne, 2020). Sur ces formes sédimentaires imposantes (plusieurs kilomètres de long et de large) se surimposent des dunes ou des rides, indices d'une dynamique tidale récente importante (Berné, 1999 ; Franzetti et al., 2013 et Franzetti, 2014). Les bancs sableux en mer d'Iroise font l'objet des travaux de thèse de Paul Daguinos, actuellement en cours, dont le sujet porte sur : « *Bancs sableux et transferts sédimentaires à l'échelle d'une plate-forme à faibles apports : l'exemple de la plate-forme ouest-bretonne* ».

Les accumulations sédimentaires sont aussi présentes sur la bordure côtière en arrière des plages sous la forme de dunes côtières. Ces structures littorales représentent 297 km du linéaire côtier soit 10,6% du littoral breton, principalement localisées sur la côte nord-ouest et au sud de la Bretagne (Figure 24) (Guilcher et Hallégouët, 1991). Elles sont situées sur les zones basses et reposent souvent sur des dépôts de solifluxion pléistocènes masquant en partie les falaises inactives. Les dunes bretonnes se sont érigées durant la deuxième moitié de la remontée marine holocène lors de sa phase de ralentissement. Leurs sédiments proviennent ainsi du vannage de dépôts périglaciaires, dans des zones aujourd'hui immergées (Hallégouët et al., 1986 ; Guilcher et Hallégouët, 1991) et leur extension vers les terres s'est produite lors de 4 grands épisodes d'activité éolienne qui se sont produits entre 4 250 cal. B.P. et 110 cal. B.P. (Van Vliet-Lanoë et al., 2016 ; Gorczynska et al., 2022).

D'autres structures sédimentaires de type queue de comètes sont représentatives de la dynamique hydrologique et généralement installées dans l'alignement de la propagation des houles (Hénaff, 2008). Deux types de ces formes ont été identifiés sur la plateforme de Bretagne occidentale : 1) des formes plus imposantes correspondant à une accumulation immergée en arrière d'île et îlot, comme au niveau de l'archipel de Molène (Guilcher et al., 1959 ; Suanez et al., 2011) et de la côte nord (exemple de l'île de Batz et dans la baie de Goulven) (Guilcher et al., 1959 ; Hénaff, 2008). Lorsque ces accumulations relient deux parties immergées, elles sont alors dénommées tombolo. Ils sont, par exemple, présents aussi bien en rade de Brest (Guilcher et al., 1957 ; Stéphan, 2008), qu'au sein de l'archipel des Glénan (Hénaff et al., 2015), et au niveau de Guénéron et du Curnic (Hénaff, 2008) ; 2) des formes plus petites immergées qui se forment en arrière de blocs isolés ou des affleurements rocheux comme dans le domaine externe de la rade de Brest (Grégoire et al., 2016 ; Grégoire, 2016).

Sur cette plateforme, la répartition granulométrique des sédiments varie de sables fins à silto-sableux dans les zones protégées et de sables moyens, grossiers à cailloutis dans les baies plus exposées et, au large, au niveau des bancs de sillages. À l'ouest et au sud de la Bretagne occidentale, des patchs de sédiments vaseux sont présents, plus particulièrement au sud de l'archipel de Molène, dans la baie de Douarnenez, au large de baie d'Audierne et dans la baie de Concarneau, où ils se raccordent à l'extrémité nord-ouest de la grande ceinture vaseuse (*Grande Vasière*) de la plateforme médiane du Golfe de Gascogne (Hinschberger et Saint-Réquier, 1970). Ces patchs semblent mis en place en relation avec un bas niveau marin (Hinschberger et Saint-Réquier, 1970). A l'heure actuelle, au vu des faibles conditions d'érosion continentale en période de stabilité (biostasie), l'apport détritique apparaît peu

favorable (Hénaff, 1998). La seule sédimentation active aujourd'hui serait ainsi les sables coquilliers (apport biogène) et les vases détritiques (Pinot, 1974 ; Hénaff, 1998). L'analyse à long terme des évolutions du trait de côte en Bretagne a permis de mettre en évidence que 35 % des plages de sables et de galets sont en érosion, 38 % sont stables et 27 % sont en accrétion (Stéphan et al., 2019).

Entre les années 2000 et 2009, un inventaire des ressources en matériaux marins a été réalisé par l'IFREMER, visant notamment à caractériser les zones d'extractions de granulats marins par l'analyse des données géophysiques des campagnes à la mer antérieures (Gautier et al., 2012). Au nord et à l'ouest, dans les grandes baies de Morlaix, Lannion et Douarnenez, l'épaisseur sédimentaire reste inférieure à 10 m (hors vallées incisées) tandis qu'elle peut être supérieure à 40 m au niveau de certains bancs sableux (Franzetti et al., 2013 ; Franzetti, 2014). Au sud de la Bretagne occidentale, la couverture sédimentaire est généralement inférieure à 5 m hors des vallées incisées.

### **II.3. Un littoral soumis à de fortes conditions météo-marines**

La propagation des houles est contrainte par la morphologie du socle, en particulier la présence des nombreuses îles et archipels à l'origine de la réfraction ou de la diffraction des houles à leur passage. En règle générale, les hauteurs de houles moyennes sur 23 ans (1994-2016 d'après le modèle WAVEWATCH III<sup>®</sup>) sont inférieures à 2 m au large de la Bretagne occidentale (Tableau 5 et Figure 25). Elles sont, plus généralement, comprises entre 0,9 m et 1,1 m (Tableau 5), sauf au large de la pointe de Penmarc'h (point n° 44079) où les hauteurs moyennes sont presque 2 fois plus grandes que celles enregistrées au large de l'Aber Ildut (point n° 48912). Les façades nord et ouest, entre l'Aber Ildut et Morlaix (point n° 52134), sont soumises à des hauteurs de houles moyennes de 0,9 m à 1,1 m et de direction nord-ouest. Tandis que les façades occidentale et méridionale (Points n° 46938 à 40914) sont soumises à des hauteurs de houles moyennes de 1,1 m à 1,8 m et de directions sud-ouest. Les périodes moyennes associées restent faibles, entre 4,5 s et 6 s alors que les périodes maximales varient entre 14 s et 17 s.

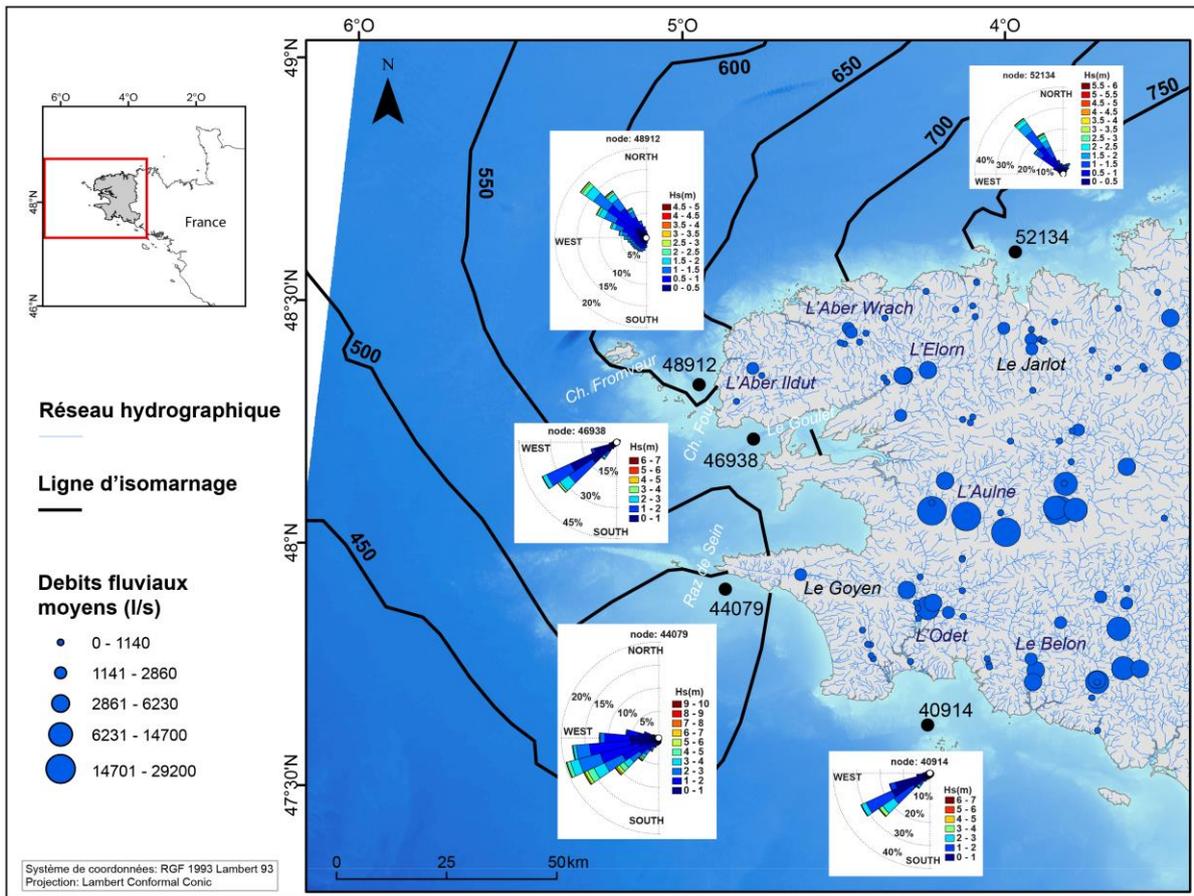
**Tableau 5 : Hauteurs et périodes moyennes, minimales et maximales autour de la Bretagne occidentale pour la période de 1994 à 2016. Voir Figure 25 pour la localisation des points.**

Façade	Nom	N° du point	Hs moy	Hs min	Hs max	T02 moy	T02 max
<b>Nord</b>	Morlaix	52134	1,1	0,1	5,5	5	15
<b>Ouest</b>	Aber Ildut	48912	0,9	0,1	4,7	4,5	14
<b>Ouest</b>	Bertheaume	46938	1,1	0,2	6,2	5	15
<b>Ouest</b>	Penmarc'h	44079	1,8	0,1	9,5	6	17
<b>Sud</b>	Bénodet	40914	1,1	0,1	6,7	5	17

La plateforme de la Bretagne occidentale est soumise à une marée macrotidale semi-diurne. Le marnage, pour un coefficient de vives-eaux (95), croît du sud vers le nord, de 4,5 m à 7,5 m (Figure 25). Alors que les lignes d'isomarnage, entre les façades ouest et nord, sont réparties de façon homogène, la façade méridionale ne montre pas de changement d'amplitude de hauteur d'eau qui reste de 4,5 m. Les courants de marée sont faibles dans les baies (< 0,5 m/s) et forts au niveau des constriction ou des caps (chenal du Fromveur, chenal du Four, Raz de sein, Le Goulet) où ils peuvent atteindre des valeurs supérieures à 7 nœuds, soit 3 m/s (Garreau, 1993 ; [data.shom.fr](http://data.shom.fr)).

Les principaux fleuves de la Bretagne occidentale sont l'Aulne et l'Elorn qui se jettent dans la rade de Brest (Figure 25). Au nord, l'Aber Wrach et le Jarlot représentent des fleuves aux débits moyens inférieurs à 3 000 (l/s). Au sud, l'Odet (7 800 l/s) est la principale source d'apport fluvial dont les débits moyens annuels sont assez proches de l'Elorn (5 640 l/s) cependant largement inférieurs à l'Aulne (29 200 l/s) ([www.hydro.eaufrance.fr](http://www.hydro.eaufrance.fr)).

La direction et la force des vents diffèrent suivant les trois façades (nord/ouest/sud) de la Bretagne. Entre 2003 et 2013, sur la façade ouest, les vents sont en moyenne plus forts que sur les deux autres façades. Ils proviennent principalement du secteur nord-ouest et, dans une moindre mesure, du sud-ouest et peuvent dépasser les 10 m/s. Sur les façades septentrionales et méridionales, les vents plus modérés soufflent principalement de secteurs sud-sud-ouest sans dépasser les 10 m/s (Blaise, 2017).



**Figure 25 : Rose de hauteurs et de directions des houles (Base HOMERE de 1994-2016) superposées aux lignes d'isomarnage ([data.shom.fr](http://data.shom.fr)) et aux réseaux hydrographiques. Les ronds bleus représentent les débits fluviaux moyens annuels ([www.hydro.eaufrance.fr](http://www.hydro.eaufrance.fr)).**

Ce n'est pas tant chaque processus (houles, marée, vent) qui va modifier indépendamment et de manière significative la morphologie du littoral, mais leur combinaison et l'augmentation de la fréquence des événements extrêmes (Blaise et al., 2015 ; Stéphan et al., 2019).

Les travaux de Stéphan et al. (2019) montrent un lien étroit entre les périodes d'érosion du littoral breton et les événements tempétueux à court terme. Les périodes d'accrétion ou de stabilité du trait de côte sont, quant à elles, associées à des périodes plus calmes. De 1962 à 2014, six événements tempétueux majeurs et très érosifs ont été identifiés (1962-1968, 1977-1978, 1980-1985, 1987-1990, 1993-1997, et 2013-2014) et ce sont les tempêtes de l'hiver 2013-2014 qui apparaissent comme les plus morphogènes de la série. À moyen terme (ici, c'est-à-dire, pluri-annuel à décennal), les changements du trait de côte sont intimement liés aux variations météo-océaniques (augmentation de la fréquence des niveaux marins extrêmes) et à la raréfaction des apports en matériel sédimentaire tandis qu'à court terme (ici, variations saisonnières) les évolutions des accumulations littorales sont liées aux événements tempétueux significatifs. L'identification des processus, qui jouent un rôle dans les variations de la position

du littoral, est une clé de compréhension pour une meilleure gestion des évolutions des accumulations littorales bretonnes. Cette connaissance devient particulièrement importante dans un contexte de changement climatique associé à l'élévation du niveau de la mer et à l'augmentation des événements tempétueux morphogènes.

Il a été démontré que les évolutions positives (accrétion) ou négatives (érosion) du trait de côte et des accumulations littorales sont fortement dépendantes des transferts sédimentaires longitudinaux et transversaux qui opèrent de la plage jusqu'à la limite inférieure de l'avant-côte de la plateforme continentale interne (Komar, 1998 ; Héquette et Aernouts, 2010). Ainsi, la compréhension du système ne peut être complète sans la prise en compte du prisme sédimentaire dans sa globalité, c'est-à-dire en intégrant l'étude de la morphodynamique et des transits sédimentaires subtidaux (Guilcher, 1979). C'est bien ici tout l'enjeu de ces travaux de thèse qui visent à caractériser les évolutions morphodynamiques et sédimentaires de l'avant-côte. C'est dans la partie synthèse générale (chapitre VI) de ce manuscrit que les résultats sur les évolutions des avant-côtes seront comparés aux travaux déjà réalisés sur les évolutions du trait de côte et des accumulations sableuses. À l'instar des travaux de Brunel et al. (2014) (cf : état de l'art, p.31), pourrions-nous, à l'issue de ces travaux de thèse, relier les évolutions Plage/Avant-côte afin d'avoir une vision globale du système sédimentaire en Bretagne occidentale ?

## II.4. Choix des sites d'étude

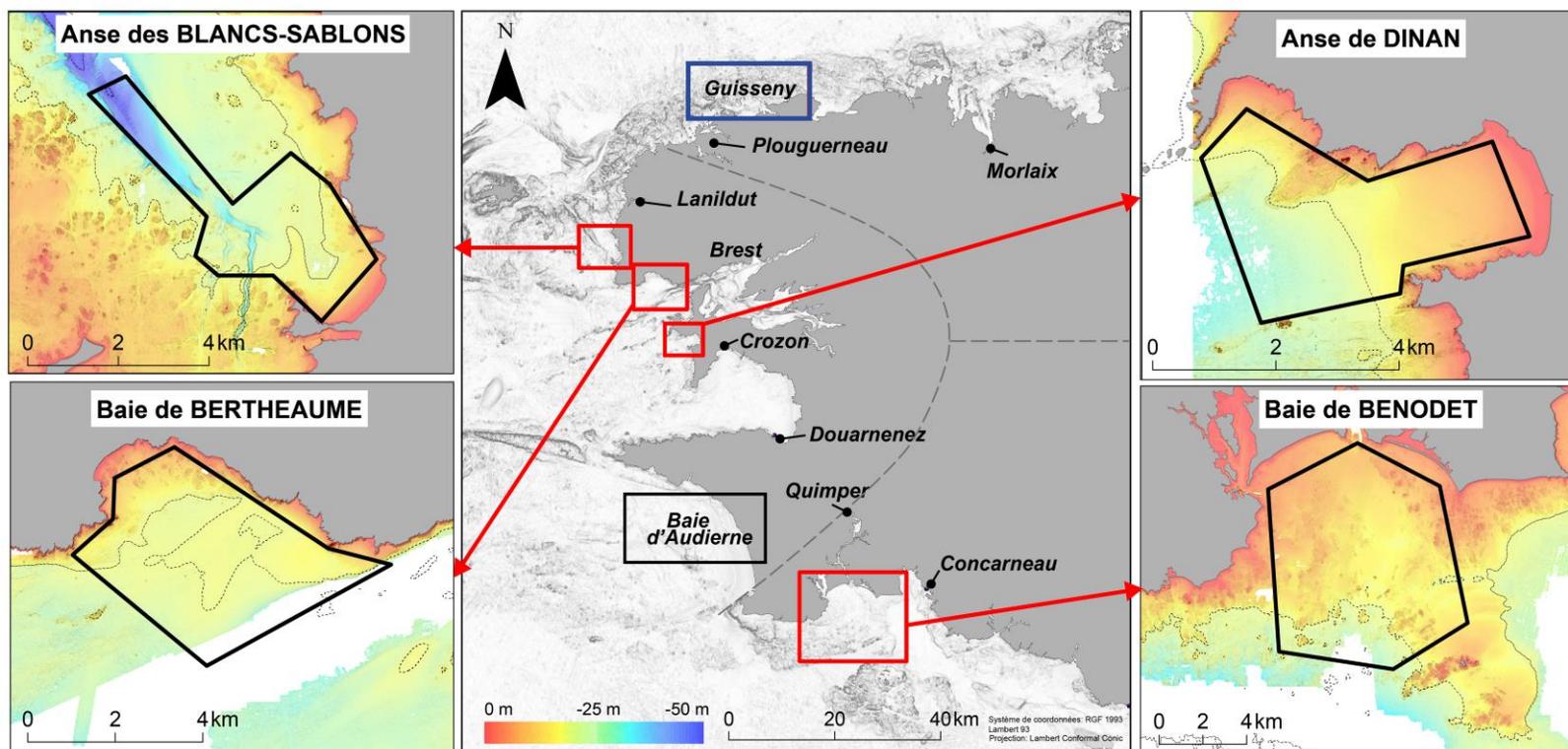
Cette partie vise à présenter le caractère morphodynamique de chaque site d'étude en incluant notamment les évolutions remarquables déjà observées. Le choix des sites d'étude s'est fait suivant plusieurs critères : i) les évolutions antérieures déjà observées ; ii) les caractères morphologiques et les conditions hydrodynamiques auxquels ils sont soumis ; iii) les données géophysiques disponibles pour de nouvelles analyses (cf partie : III.2).

Six sites d'étude avaient fait l'objet d'une demande de campagne dans le cadre de ces travaux de thèse : la baie de Guisseny, l'anse des Blancs-Sablons, la baie de Bertheaume, l'anse de Dinan, la baie d'Audierne et la baie de Bénodet (Figure 26). Cependant, seulement 5 sites d'étude ont pu être explorés. En effet, la mission en baie d'Audierne n'a pas été réalisée en raison de mauvaises conditions météo-marines.

Enfin, tenant compte du peu de répétabilité de données géophysiques dans la baie de Guisseny, ce site d'étude ne fait pas l'objet d'une analyse morphodynamique et son interprétation sismique est réservée pour l'étude des épaisseurs à l'échelle régionale (partie VI.6).

Nous retiendrons donc seulement 4 sites d'étude pour la partie analyses morphodynamiques (chapitre V) :

- L'anse des Blancs-Sablons
- La baie de Bertheaume
- L'anse de Dinan
- La baie de Bénodet



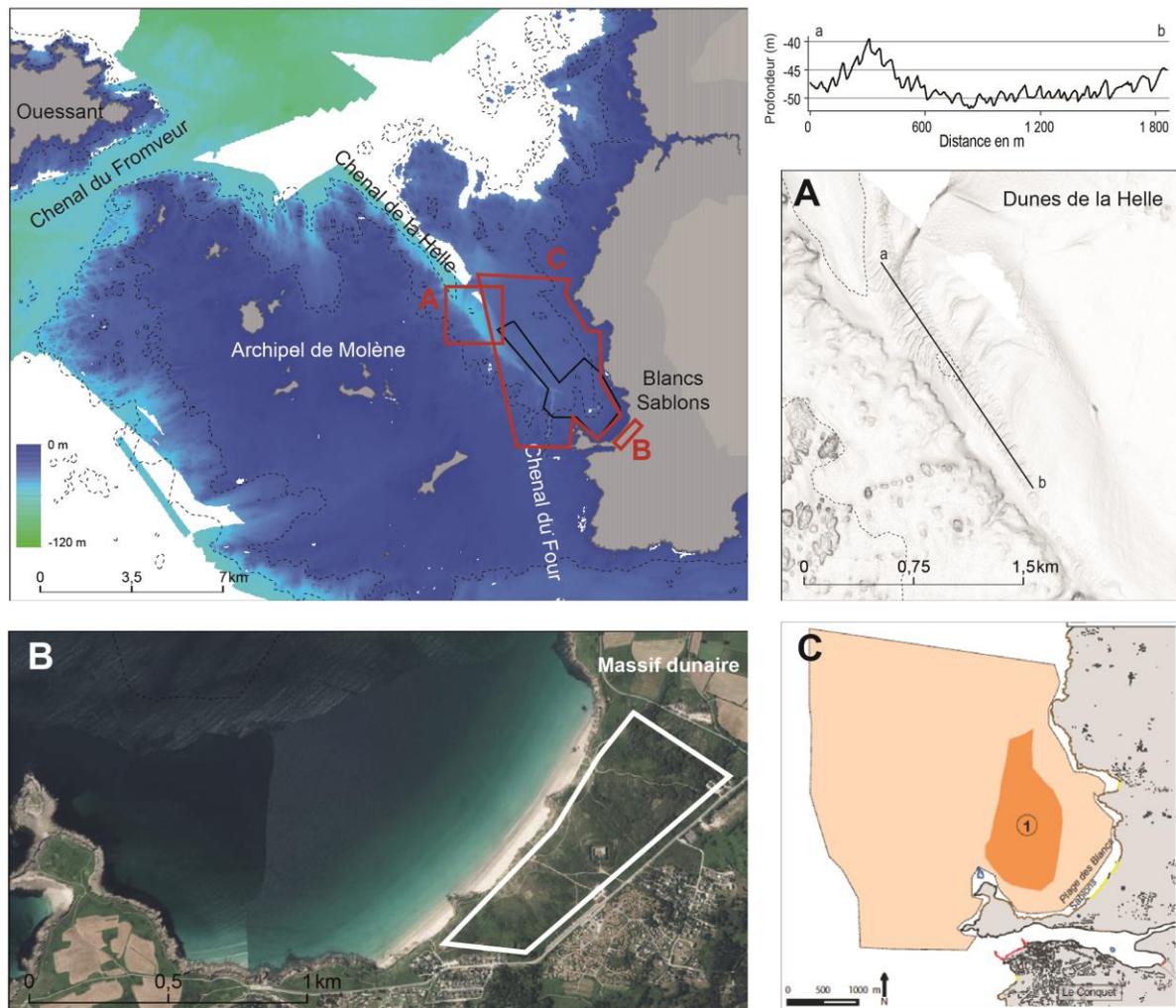
**Figure 26 : Localisation des 4 sites d'étude. Les polygones noirs représentent les limites externes des zones étudiées. Les traits en pointillés représentent les limites des différentes façades nord/ouest/sud. (Source Litto3D : SHOM). Les isobathes représentés sont ceux situés à -20 m et -50 m. Le carré noir et bleu représente respectivement la baie d'Audierne (non explorée), et le site de Guisseny dont les données servent pour la partie sur l'épaisseur sédimentaire à l'échelle régionale.**

### II.4.1. L'anse des Blancs-Sablons

Le site des Blancs-Sablons, situé sur la côte ouest dans l'axe du chenal de la Helle, est enclavé par des falaises pouvant atteindre 30 m de haut (Figure 27). Globalement, sa largeur est de 2 km tandis que son extension longitudinale entre la plage et l'extrémité des caps, est de 1,4 km. D'après Quilfen (2016), la baie est classée comme assez enclavée avec un indice de confinement de 4. En arrière littoral, un massif dunaire important s'étend sur plus d'un kilomètre dans les terres. Cette baie ouverte à l'ouest est relativement protégée des grandes houles d'ouest par l'archipel de Molène et l'île de Ouessant. De la plage vers le large, son avant-côte, présente une granulométrie croissante de sables fins à graveleux (carte mondiale de nature des fonds - EMODnet).

Les études antérieures montrent la présence de dunes sous-marines mobiles dans le chenal de la Helle indiquant un haut lieu de transferts sédimentaires importants (Hinschberger et Corlay, 1967 ; Franzetti, 2014 ; Ehrhold et al., 2017) (Figure 27-A). Entre novembre 2003 et juin 2005, les travaux de Dehouck (2006) montrent un déficit sédimentaire généralisé de la plage avec environ 21 000 m<sup>3</sup> de sédiment d'origine dunaire qui auraient été transportés vers le large. Ces travaux confirment bien le modèle classique saisonnier de profil de plage (Lee et al., 1995), avec un engraissement de la partie haute de plage durant l'été qui, à des échelles de temps plus longues, peut être interrompue par des événements extrêmes amenant à un déficit plus généralisé. Ces travaux soulignent donc un transport transversal actif et l'intérêt d'intégrer le suivi bathymétrique de l'avant-côte au suivi topographique de la plage pour une meilleure connaissance générale du système sédimentaire. De plus, le bilan général réalisé à partir de l'étude de photographies aériennes entre 1952 et 2005, montre que le grand massif dunaire est déficitaire, malgré la restauration/réhabilitation de la dune dans les années 1980-90 avec des taux de recul de l'ordre de -0,5 m/an à -2 m/an. En effet, Bodéré et al. (1991) soulignaient déjà le recul et la vulnérabilité de cet espace dunaire en lien avec l'activité touristique.

Les travaux de Jabbar (2016) ont permis de mettre en évidence des évolutions remarquables au large de la plage entre 1959 et 2012 avec une tendance à l'érosion et une perte de sédiment de l'ordre de  $-1\,879.10^3\text{ m}^3$  sur une surface de  $1\,634.10^3\text{ m}^2$  (Figure 27-C) en relation notamment avec les variations de régime de houle sur la période considérée (Hénaff, 2008).



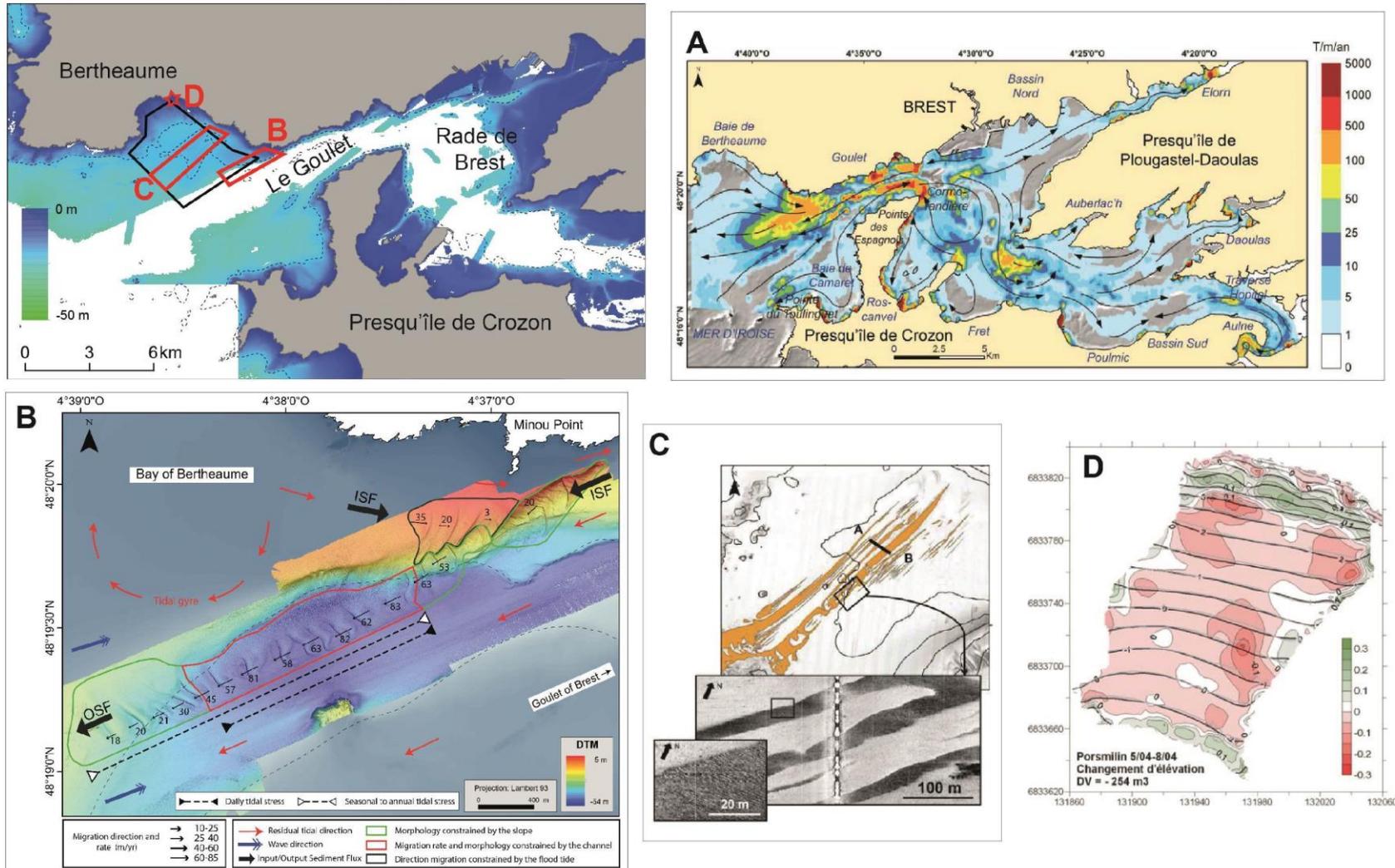
**Figure 27 : Présentation de la zone des Blancs Sablons, des dunes de la Helle (A), du massif dunaire (B) et des évolutions remarquables observées en zone d'avant-côte (C : polygone 1) (Jabbar, 2016). Le polygone noir représente la zone étudiée dans le cadre de cette thèse. Les isobathes représentés sont ceux à -20 m et -50 m de profondeur.**

#### II.4.2. La baie de Bertheaume

La baie de Bertheaume, ouverte au sud, est située à l'exutoire de la rade de Brest (Figure 28). Globalement sa largeur est de 2,7 km tandis que son extension longitudinale est de 1,2 km au droit des falaises. D'après Quilfen (2016), la baie est ainsi classée comme moyennement enclavée, avec un indice de confinement de 3. Elle a notamment fait l'objet des travaux de thèse de Grégoire (2016), tant sur le plan de la caractérisation lithologique que sur la dynamique sédimentaire. Cette baie est ainsi composée de sables fins à grossiers avec des taux de carbonates allant jusqu'à 90 % (Grégoire et al., 2016). Les modélisations hydrodynamiques indiquent que la circulation résiduelle est régie par des gyres tidales avec un contrôle prédominant des courants de jusant guidés par l'héritage morphologique (Grégoire, 2016). Il est estimé que 50 106 t/an de sédiments sont évacués de la rade en passant par le Goulet sur un

total de 86 106 t/an de sédiment en transit. Trois grandes directions des transports sédimentaires ont été établies à partir des modèles numériques (Figure 28-A) : 1) vers l'ouest-sud-ouest dans l'axe du Goulet ; 2) vers le sud-est le long de la côte (nord-est) exposée aux houles ; 3) vers le nord-est dans la partie centrale de la baie. Ces tendances sont corrélées avec la présence de structures sédimentaires dans cette zone (Grégoire, 2016), telles des sillons d'érosion et des dunes sous-marines distribuées de -15 m à -50 m (Grégoire, 2016, Grégoire et al., 2016 ; Belleney et al., 2022). De probables transferts sédimentaires entre ces structures ont été envisagés sans qu'il ait été possible pour autant de définir des directions préférentielles de transferts par manque de données (Belleney et al., 2022).

De plus, le choix de ce site d'étude est aussi lié aux suivis topo-bathymétriques réguliers réalisés sur la plage connexe de Porsmilin (site DYNALIT). En effet, les résultats obtenus lors de ces travaux de thèse, en matière de dynamique morfo-sédimentaire de la baie de Bertheaume, couplés aux données de la plage de Porsmilin, permettront d'obtenir une image du fonctionnement morfo-sédimentaire au niveau du continuum terre-mer jusqu'à la profondeur de fermeture. Les travaux de Dehouck (2006) montrent qu'entre 2003 et 2005, le bilan sédimentaire global est largement positif (+ 50 à 60 m<sup>3</sup>/mètre linéaire) selon la longueur de fermeture du profil). À l'inverse, sur une plus courte période d'un mois, c'est-à-dire entre 9/03/2004 et 8/04/2004, le bilan sédimentaire est déficitaire et peu significatif de 200 m<sup>3</sup> avec un transport sédimentaire probable vers la plage subtidale. Sur le site de Porsmilin, la dune d'arrière plage, qui a été reconstruite après les tempêtes de 2013/2014, montre, jusqu'à 2020, une tendance à l'accumulation (Bertin et al., 2022a). Cette étude montre aussi qu'avant les tempêtes de 2013-2014, le volume du stock sédimentaire atteignait presque 40 m<sup>3</sup>/m. Après ces épisodes tempétueux, le stock était descendu à environ -80 m<sup>3</sup>/m (résultante érosive), tandis qu'aujourd'hui, ce dernier est pratiquement revenu à l'état initial (~20 m<sup>3</sup>/m).



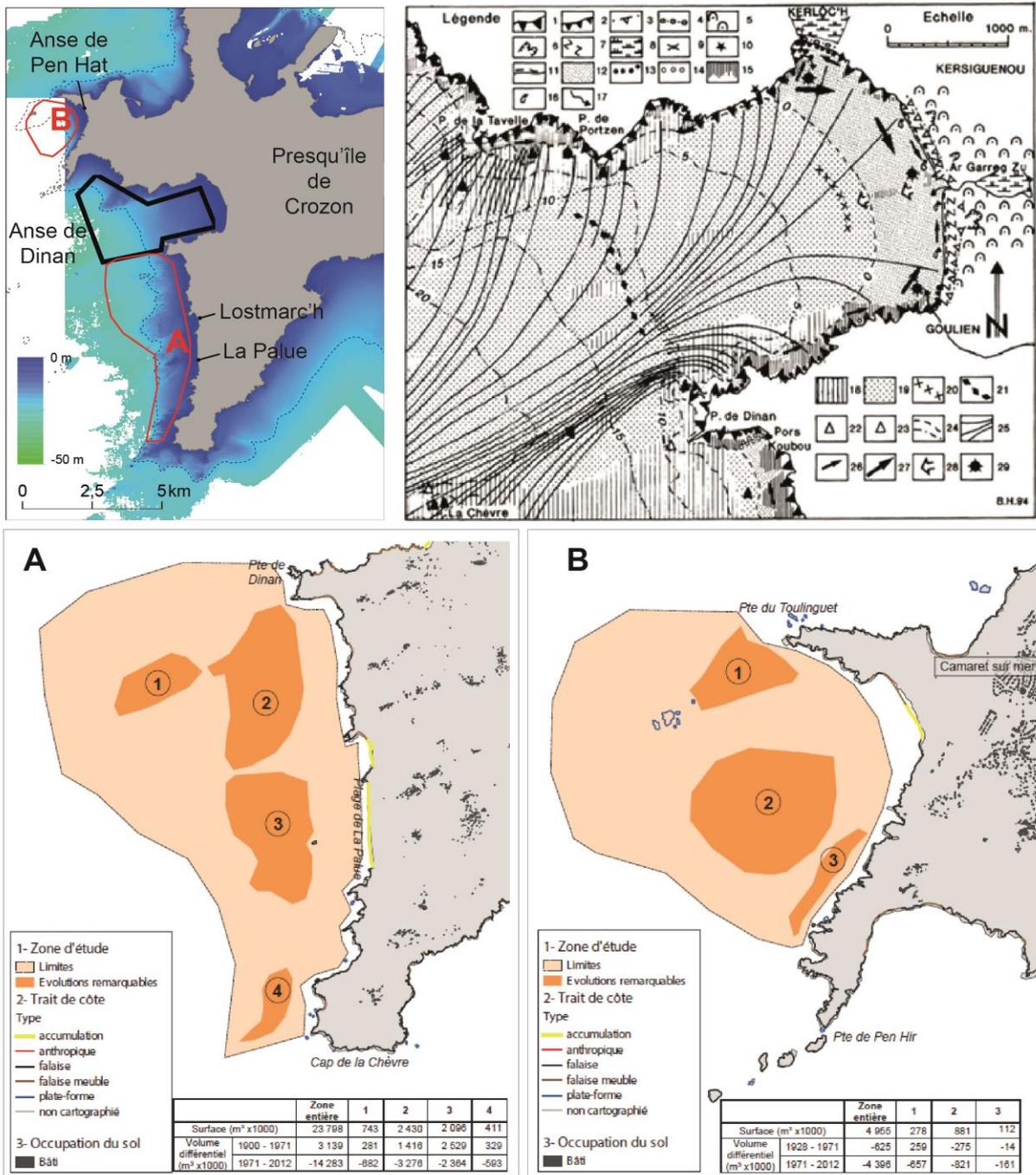
**Figure 28 : Etat des connaissances de la baie de Bertheaume : A) Bilan annuel des volumes sédimentaires charriés sur le fond au cours d'une année (Grégoire, 2016) ; B) Evolutions des grandes dunes tidales à la sortie du Goulet (Belleney et al., 2022) ; C) Caractérisation des sillons observés dans la baie (Grégoire, 2016) ; D) Changement d'élévation (m) et bilan sédimentaire volumique de 2004 ( $m^3$ ) sur la plage de Porsmilin 2004 (Dehouck, 2006).**

### II.4.3. L'Anse de Dinan

L'anse de Dinan, située à l'extrémité occidentale de la presqu'île de Crozon, est bordée à la côte par de hautes falaises de grès armoricains (quartzites)(Figure 29).

Cette anse présente une extension longitudinale et transversale identique de 2,4 km sur 2,4 km. D'après Quilfen (2016), la baie est classée comme très enclavée avec un indice de confinement maximal de 5. Elle présente des fonds sableux alimentant un rivage dunaire qui tend à s'engraisser depuis les 50 dernières années (Hallégouët et Hénaff, 1995). Encadrée par deux crêtes rocheuses faiblement immergées, cette anse apparaît plus protégée des houles que les grandes plages sableuses de La Palue et de Lostmarc'h, situées au sud de la presqu'île. D'après ces auteurs, les sédiments, engagés par les courants, dans « la nasse » que représentent ces écueils, ont peu de chance de pouvoir s'en échapper. De plus, ils avaient déjà constaté que la production coquillière n'était pas suffisante pour compenser le volume d'extraction d'amendements qui y étaient opérés et qu'il fallait donc envisager des apports sédimentaires plus lointains pour comprendre l'engraissement des plages et massifs dunaires. Hénaff (1999) explique par ailleurs que la forte production d'éléments bioclastiques et le fort taux de transport par déflation peuvent être à l'origine d'une partie de l'engraissement des dunes littorales du fond de l'anse. Les travaux plus récents de Jabbar (2016), sur la partie de l'avant-côte de La Palue (Figure 29-A), montrent une forte évolution de l'épaisseur sédimentaire, passant d'une tendance à l'accrétion (1 m à 6 m) entre 1900 et 1971, à une tendance érosive entre 1971 et 2012. De même, du côté nord de la presqu'île, l'anse de Pen-Hat présente un fort démaigrissement à partir de la moitié du XXe siècle (Figure 29-B).

L'étude de l'anse de Dinan en matière de caractérisation sédimentaire (épaisseur et morphodynamique) apparaît ainsi essentielle afin d'améliorer la compréhension de la dynamique sédimentaire globale au niveau de la façade occidentale de la presqu'île de Crozon.

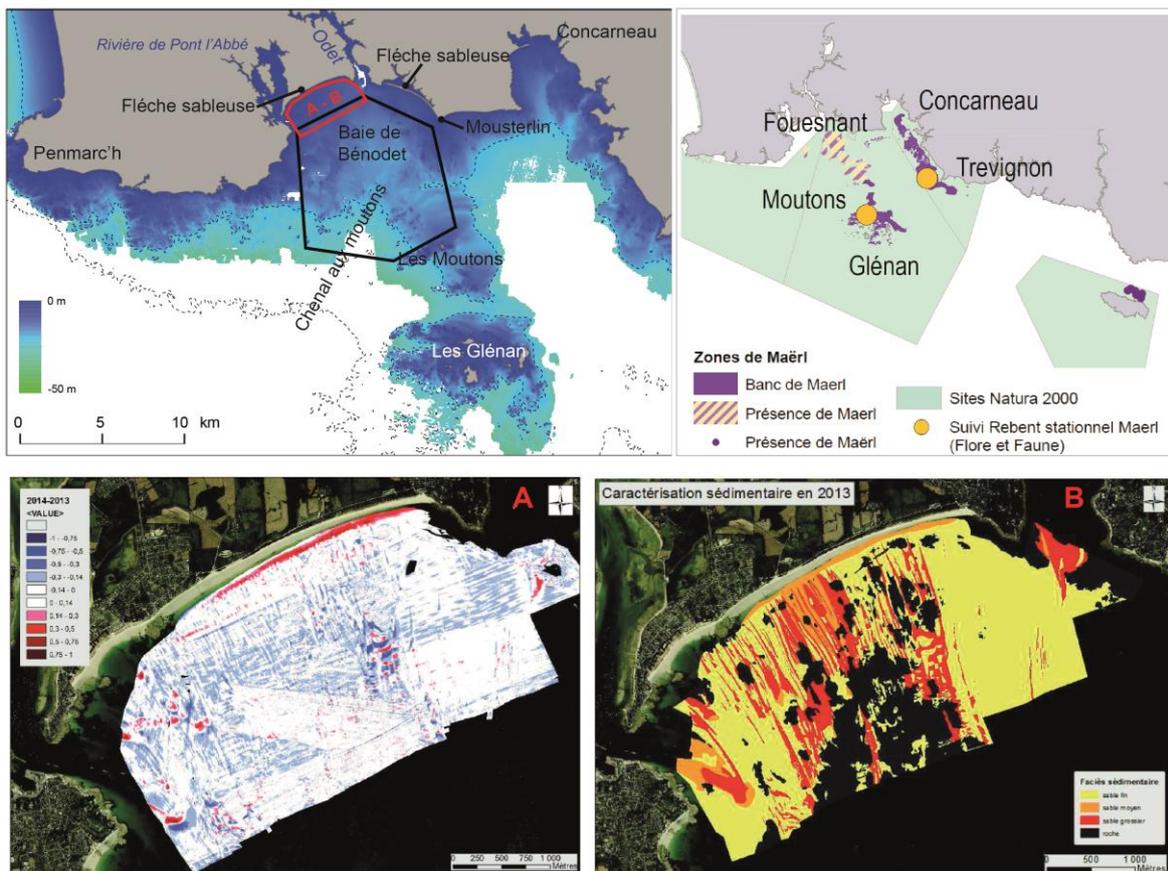


**Figure 29 : Localisation et géomorphologie (Hallégouët et Hénaff, 1995) de l'anse de Dinan. Evolutions remarquables d'après Jabbar (2016) sur les plages situées au nord (A) et au sud (B) de l'anse de Dinan. Le polygone noir représente la zone étudiée dans le cadre de cette thèse. L'isobathe représenté est celui à -20 m de profondeur. La légende de la carte géomorphologique est présentée en Annexe 2 .**

#### II.4.4. La Baie de Bénodet

La baie de Bénodet est située dans la partie méridionale de la Bretagne occidentale. Globalement sa largeur est de 12,7 km et son extension longitudinale entre la plage et l'extrémité des caps est d'environ 4,7 km. D'après Quilfen (2016), la baie est classée comme assez peu enclavée, avec un indice de confinement de 2.

Cette côte basse présente dans sa partie ouest, un étroit cordon dunaire qui progresse à l'exutoire de la rivière de Pont-l'Abbé (Figure 30). Au centre de la baie, le paléo-chenal de la rivière de l'Odet, forme une rampe sédimentaire associée au chenal de l'île aux Moutons (Vanney, 1977b). À l'est de l'embouchure, une flèche sableuse dunifiée s'est construite sous l'influence des houles et des vents dominants du sud-ouest et s'étend vers le nord-ouest. La couverture sédimentaire de cette avant-côte est éparse, caractérisée par un vaste platier rocheux se prolongeant en mer quasiment jusqu'à l'archipel des Glénan situé au sud (Pinot, 1974 ; Hénaff, 1998).



**Figure 30 : Présentation de la zone de Bénodet et localisation des bancs de maërl (Grall, 2009). Les isobathes représentés sont ceux à -20 m et -50 m de profondeur. Le polygone noir représente la zone étudiée dans le cadre de cette thèse. A) Altimétries différentielles observées dans le compartiment de l'avant-côte (Jabbar, 2016) entre 2014 et 2013 ; B) Nature des fonds de 2013 (Jabbar, 2016).**

Les fonds marins de l'anse de Bénodet ont déjà fait l'objet d'études géophysiques (bathymétrique, sismique) ainsi que sédimentaires (prélèvements) (Jabbar et al., 2015 ; Jabbar, 2016). Ces travaux ont notamment permis de mettre en évidence une dynamique morpho-sédimentaire à long et moyen termes de l'avant-côte, avec une relation marquée entre la plage et la zone immergée. Entre 2013 et 2014, plusieurs tendances ont été identifiées : 1) à l'ouest, la plage présente un amaigrissement suite aux prélèvements de sables pour l'entretien annuel du cordon dunaire. À l'inverse, les petits fonds montrent des signes d'accrétion ; 2) au centre, la plage est en amaigrissement et le cordon recule tandis que les petits fonds, présentant une couverture sédimentaire faible, restent stables ; 3) à l'est enfin, la plage et les petits fonds enregistrent une accumulation sédimentaire. Ces travaux tendent aussi à conclure qu'une faible épaisseur sédimentaire favoriserait une tendance à l'érosion sédimentaire, c'est-à-dire qu'« en dessous d'une valeur seuil, l'accumulation se trouve plutôt dans une situation favorable à son érosion. » (Jabbar, 2016). Enfin, le nombre de sillons d'érosion observés dans cette zone, semble stable à l'échelle pluriannuelle et dans l'espace et seraient ainsi contraints par la roche affleurante.

À l'ouest de l'anse de Bénodet, en direction de la pointe de Penmarc'h, l'épaisseur sédimentaire est quasiment nulle laissant place à une plateforme granitique d'érosion (Raimbault et al., 2018 a et b). À l'est de l'anse de Bénodet, la baie de Concarneau laisse apparaître un large réseau de paléo-vallées qui sont recouvertes d'une importante couche sédimentaire de sables fins à vaseux sur laquelle se développent des terrasses à maërl (Grall, 2009 ; Menier, 2004 ; Menier et al., 2014 et Ehrhold, 2014). Des bancs de maërl ont aussi été observés dans la baie de Bénodet et sont présents au sein de l'archipel des Glénan.

Il reste donc une zone « blanche » entre les Moutons et le fond de l'anse de Bénodet où très peu de données géophysiques ont été acquises. C'est dans ce contexte que ces travaux de thèse visent à améliorer les connaissances morphodynamique et sédimentaire, par l'acquisition et l'interprétation de nouvelles données afin de lever les verrous sur la dynamique globale de ce système.

## II.5. Bilan

Afin d'améliorer nos connaissances sur la dynamique morpho-sédimentaire de l'avant-côte en Bretagne occidentale, ces travaux se focalisent sur l'analyse de quatre sites d'étude, dont les caractères structuraux, l'exposition aux houles et l'amplitude de marnage différent (Tableau 6).

Les résultats en matière de fonctionnement morpho-sédimentaire sont exposés dans le Chapitre V qui est organisé suivant le caractère enclavé des sites d'étude. Au regard des données antérieures et nouvellement acquises (Partie III.2), seuls 4 sites (Anse des Blancs-Sablons, l'anse de Dinan, l'anse de Bénodet et de Bertheaume) feront l'objet d'une analyse complète.

**Tableau 6 : Récapitulation des caractéristiques des sites d'étude**

Nom du site	Façade	Houle au large Hs max (m)	Marnage	Taux de confinement (Quilfen, 2006)	Particularités retenues
Anse des Blancs Sablons	ouest	4,7	Fort (> 5 m)	Assez enclavée	Accumulations sableuses dans la zone d'avant-côte et massif dunaire. L'anse est orientée dans l'axe du paléo-chenal de la Helle
Baie de Bertheaume	ouest	6,2	Fort (> 5 m)	Moyennement enclavée	Placée à la sortie de la rade de Brest, au nord du Goulet, elle présente de nombreuses figures sédimentaires
Anse de Dinan	ouest	9,5	Fort (> 5 m)	Très enclavée	Secteur à falaises moyennes à hautes. Tendances érosives observées dans les anses au nord et au sud
Baie de Bénodet	sud	6,7	Faible (< 5 m)	Assez peu enclavée	Côte basse, présentant des évolutions remarquables. Présence d'un cordon dunaire et d'une flèche sableuse de part et d'autre des exutoires de l'Odet et de la rivière de Pont-L'Abbé

---

# Chapitre III

## Méthodologies et données utilisées

<b>CHAPITRE III MÉTHODOLOGIES ET DONNÉES UTILISÉES .....</b>	<b>87</b>
<b>III.1. La méthodologie d'étude .....</b>	<b>88</b>
<b>III.2. Les données .....</b>	<b>90</b>
III.2.1. Les campagnes antérieures .....	90
III.2.2. Les campagnes DYSACOTE .....	93
<b>III.3. Les outils .....</b>	<b>100</b>
III.3.1. Les sondeurs pour la mesure topo-bathymétrique et la réflectivité .....	100
III.3.2. Appareils connexes aux sondeurs bathymétriques et interférométriques .....	102
III.3.3. Sondeurs bathymétriques utilisés dans le cadre de ces travaux de thèse. ....	104
III.3.4. Les systèmes d'acquisition Laser bathymétrique: Le LiDAR (Light Detection And Ranging) .....	105
III.3.5. La sismique réflexion pour déterminer les épaisseurs sédimentaires et imager les strates géologiques. ....	106
III.3.6. Caractérisation de la nature des fonds .....	108
<b>III.4. Chaîne de traitement des données acquises lors des missions Dysacote .....</b>	<b>109</b>
III.4.1. Traitement de la bathymétrie .....	109
III.4.2. Traitement et interprétation des données sismiques .....	111
III.4.3. Mesure de la granulométrie et du taux de carbonate .....	115
<b>III.5. Détermination des incertitudes verticales des données topo-bathymétriques.....</b>	<b>116</b>
<b>III.6. Méthode de calcul du bilan sédimentaire .....</b>	<b>118</b>
<b>III.7. Calculs de corrélation .....</b>	<b>119</b>
<b>III.8. Conclusion.....</b>	<b>120</b>

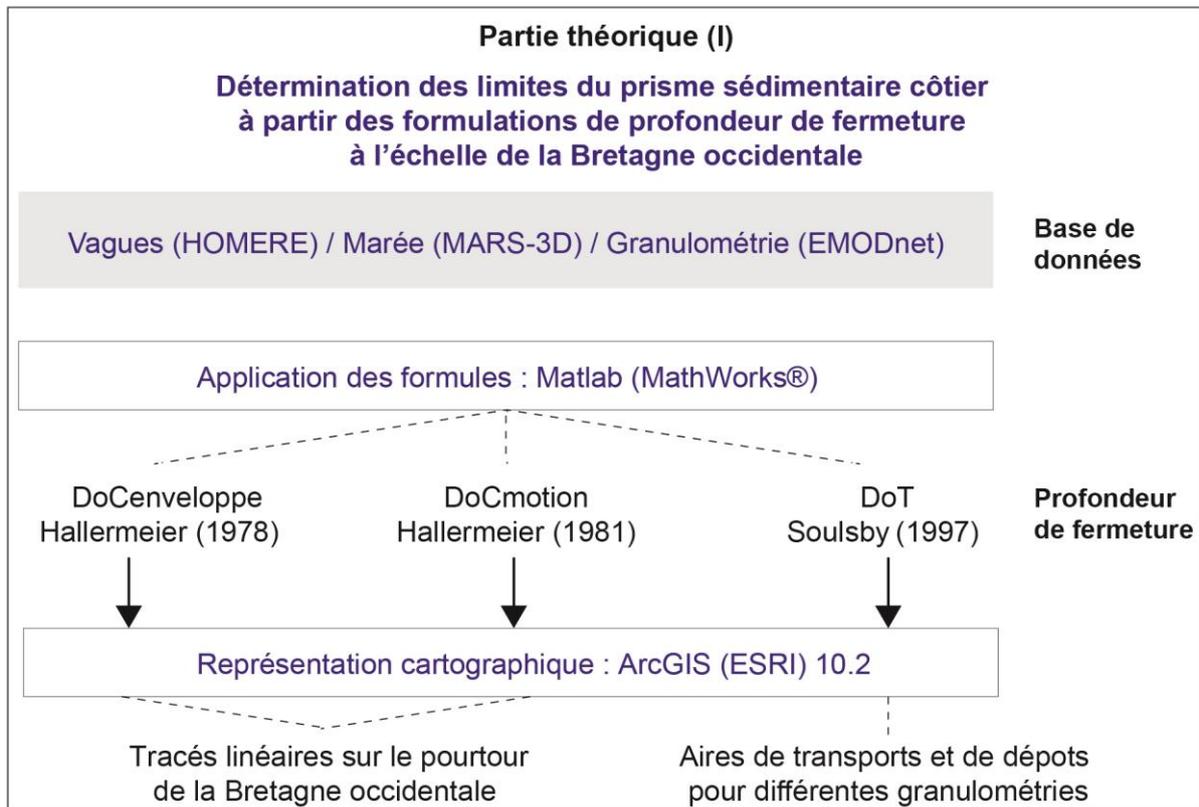
### III.1. La méthodologie d'étude

Pour apporter les réponses à la question générale du fonctionnement des avant-côtes et des transferts sédimentaires qui s'y opèrent, la réflexion préalable et l'état de l'art des connaissances réalisé par la revue bibliographique présentée précédemment ont conduit à retenir deux méthodes de travail complémentaires, devant être mises en œuvre en parallèle. L'une est fondée sur l'utilisation de modèles théoriques (partie théorique I), l'autre s'appuie sur les observations de terrain (partie appliquée II). Ces deux méthodes supposent d'être appliquées en utilisant des données déjà existantes et disponibles, complétées par de nouvelles acquisitions sur l'avant-côte pour la partie appliquée. Chacune nécessite donc des outils propres d'acquisition et des protocoles d'analyse spécifiques ainsi que l'utilisation de techniques diversifiées qu'il est nécessaire de présenter.

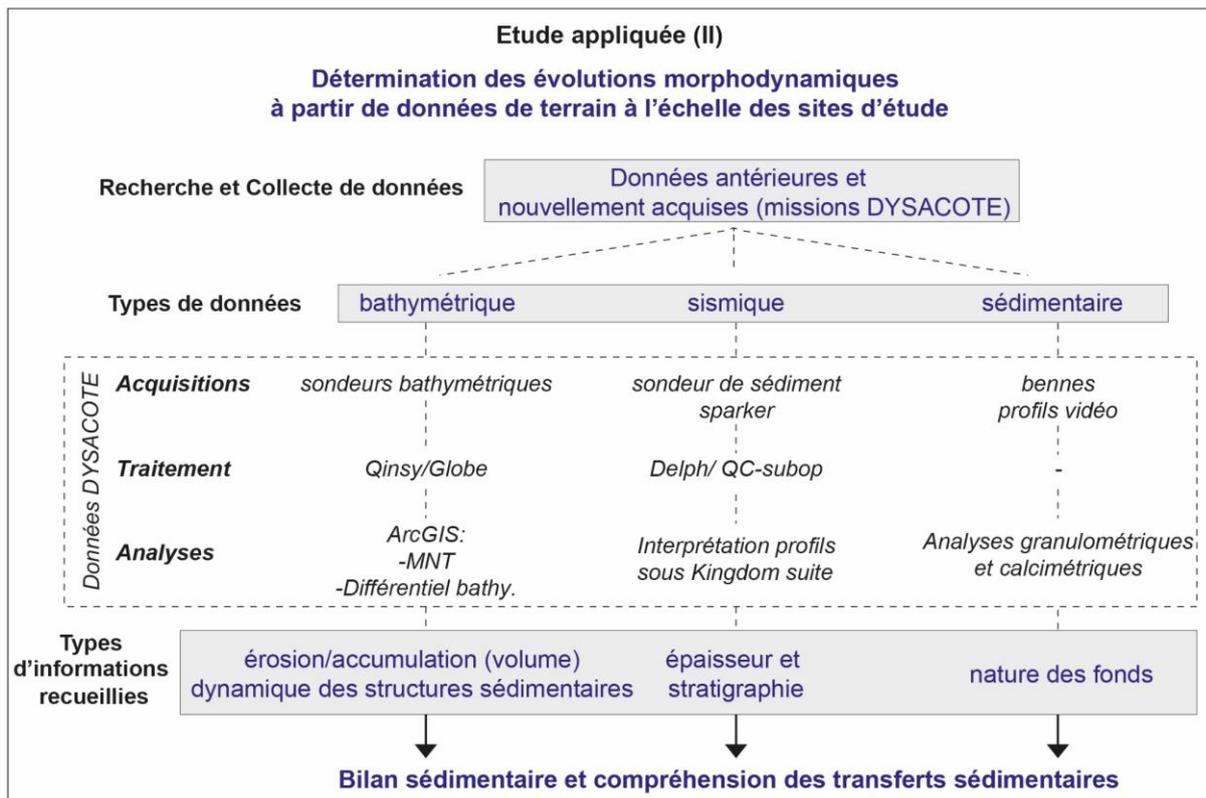
La partie théorique (I) consiste à déterminer la profondeur de fermeture, limite externe de la cellule hydro-sédimentaire, pour tout le pourtour de la Bretagne occidentale. Pour cela, la méthode s'appuie sur des formulations prenant en compte les conditions hydrodynamiques (houles et marée) et sédimentaires dont les paramètres sont extraits à partir de bases de données (HOMERE, MARS3D et EMODnet) (Figure 31). Les limites externes définies à partir de cette méthodologie théorique (Chapitre IV) serviront ainsi de bases (cadre spatial) pour établir les bilans sédimentaires. Ces bilans, réalisés dans la partie appliquée (Chapitre V), sont nécessaires à la compréhension du fonctionnement des avant-côtes.

La partie appliquée (II) consiste à caractériser les mouvements sédimentaires à partir de données et observations de terrain à l'échelle des quatre sites d'étude répartis sur la façade de la Bretagne occidentale (Figure 32). La méthode consiste à analyser des données topobathymétriques, sismiques et sédimentaires, de données antérieures et nouvellement acquises afin d'obtenir des informations sur la morphodynamique du fond marin (bilan sédimentaire), l'épaisseur sédimentaire et la nature des fonds (comme l'indiquent par exemple Augris et Clabaut, 2001 ou Ehrhold et al., 2017). La combinaison de ces trois types d'informations, couplée aux données théoriques de l'extension du prisme sédimentaire, permettra *in fine* d'améliorer nos connaissances générales du fonctionnement des avant-côtes et des transferts sédimentaires qui s'y produisent et ainsi, à terme apporter des éléments de réflexion dans les stratégies opérationnelles de gestion des stocks sédimentaires côtiers.

Cette partie se focalise plus particulièrement sur les données et la méthodologie de la méthode appliquée (II). Les bases de données utilisées et la méthodologie mise en place pour les calculs théoriques (partie théorique I), des profondeurs de fermetures sont développées dans le Chapitre IV.



*Figure 31 : Méthodologie théorique définie pour la détermination des profondeurs de fermeture.*



**Figure 32 : Méthodologie appliquée à la détermination des évolutions morphodynamiques à partir de données de terrain à l'échelle des sites d'étude.**

## III.2. Les données

Les données utilisées afin d'étudier le fonctionnement morpho-sédimentaire de chaque site d'étude sont des mesures et observations bathymétriques, sismiques et sédimentaires. Elles sont issues de missions océanographiques antérieures et des missions récentes DYSACOTE, réalisées spécifiquement dans le cadre de ces travaux de thèse, afin de compléter les jeux de données anciens d'un point de vue spatial ou/et quantitatif. Ainsi, l'acquisition et le traitement des données des missions DYSACOTE font partie des actions effectuées dans le cadre de cette thèse.

### III.2.1. Les campagnes antérieures

Les données bathymétriques et sismiques antérieures, utilisées pour cette thèse, sont issues des campagnes océanographiques réalisées par les équipes scientifiques de l'IUEM (Institut Universitaire Européen de la Mer) et de l'ENSTA Bretagne (École nationale supérieure de techniques avancées) (Tableau 7). Des données topo-bathymétriques Lidar (light detection and ranging), issus des campagnes LIDAR 2017 (campagne Hyp-Li-IS 2017) et du Litto3D (2013-2014) viennent compléter le jeu de données (Tableau 7).

**Tableau 7 : Campagnes bathymétriques et sismiques antérieures à ces travaux de thèse.**

	Nom de la campagne	lieux	date	navire	organisme	Sondeur bathymétrique
<b>Bathymétrie</b>		Blancs-Sablons	01-05/04/2016	Albert-Lucas	IUEM	EM3002
		Blancs-Sablons	22/11/2011	Albert-Lucas	IUEM	Reson SeaBat8101
	-	Bertheaume	08/02/2021	La Panopée	Ensta	EM2040P
		Bertheaume	22-25/10-15/11/2018	Albert-Lucas	IUEM	EM3002
	Hyp-Li-Si- 2017	Bertheaume	2017	-		Lidar
		Bertheaume	03-06/11/2016	Albert-Lucas	IUEM	EM3002
	Géolucas2015	Bertheaume	05/10/2015 et 03/11/2015	Albert-Lucas	IUEM	EM3002
	Fissel	Bénodet	2015	Haliotis	IUEM	Geoswath
	LITTO-3D	Blancs-Sablons Anse de Dinan Bertheaume Bénodet	2013-2014		SHOM et IGN	Laser aéroporté et sondeur multifaisceaux
<b>Sismique</b>	Géobrest	Bertheaume	2012	Côte de la manche	IUEM	Sparker
	Géobrest	Audierne	2014	Côte de la manche	IUEM	Sparker

### III.2.1.1. Les campagnes Géobrest (2012-2014) et Géolucas (2015).

Les campagnes Géobrest et Géolucas, sont effectuées chaque année dans le cadre des enseignements de Master 1, Géosciences Océan à l'IUEM. Les missions Géobrest permettent de former les étudiants à la technique de la sismique réflexion (Sparker) tandis que les missions Géolucas visent à montrer un panel d'outils de type sonar latéral (Starfish), sondeur multifaisceaux (EM3002), benne (Van Veen) et vidéo tractée (Sea Viewer). Les données bathymétriques de la mission Géolucas (2015) (Figure 33) sont utilisées pour l'analyse morphodynamique du site d'étude de Bertheaume (partie V.4) et les profils sismiques des missions Géobrest 2012 et 2014 (Figure 33) sont utilisés dans la partie sur l'analyse de l'épaisseur sédimentaire à l'échelle régionale (Partie VI.6).

### III.2.1.2. La campagne de l'ENSTA

Chaque année, les étudiants de 3<sup>e</sup> cycle de l'ENSTA Bretagne réalisent un projet d'acquisition, traitement et analyse de données autour du lac de Guerlédan. En 2021, nous avons proposé aux étudiants de travailler sur le projet DYSACOTE dans l'anse de Bertheaume et plus particulièrement sur une zone identifiée en 2020 comme étant dynamique (Figure 33). Cette mission s'est déroulée le 8 février 2021 à l'aide de la vedette hydrographique de l'ENSTA, La

Panopée, et les acquisitions bathymétriques ont été réalisées à l'aide d'un sondeur multifaisceaux EM2040P.

#### **III.2.1.3. La campagne Fissel 2015**

La campagne Fissel 2015 a été réalisée dans le cadre de la thèse de doctorat de Marie Jabbar sur les « Dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages et impacts sur les stocks sableux : vers une meilleure stratégie de gestion des risques côtiers » et connexe au projet ANR COCORISCO (Jabbar, 2016). Cette campagne est la dernière d'une série réalisée sur 4 années (2012-2013-2014-2015) sur les secteurs de Combrit- île-Tudy (Bénodet) et de Guidel. Elles se sont déroulées à bord du N/O Haliotis (Génavir/Ifremer) équipé notamment d'un sondeur interférométrique (Géoswash) et d'un sondeur de sédiment. Les données bathymétriques de 2015 (Figure 34) sont utilisées pour l'analyse morphodynamique du site d'étude de Bénodet (partie V.5).

#### **III.2.1.4. Les missions de l'IUEM**

Les projets scientifiques, notamment ceux du SNO Dynalit (<https://www.dynalit.fr/>), menés par les équipes de chercheurs de l'IUEM, ont permis de réaliser des campagnes à la mer sur les sites des Blancs-Sablons (2011 et 2016) (Figure 35) ainsi que dans l'anse de Bertheaume (2016-2018) (Figure 33). Elles ont été réalisées avec le N/O Albert-Lucas et les données bathymétriques ont été acquises à partir du sondeur Seabat 8101 (Reson) et EM3022 (kongsberg). Les données ont été traitées par Romain Cancouët et Marcaurélio Franzetti.

#### **III.2.1.5. Le Lidar 2017**

La campagne Hyp-Li-Si est issue d'une collaboration entre le laboratoire de Géosciences océan et l'OSU (Observatoire des Sciences de l'Univers) de Rennes. L'objectif était essentiellement de tester la méthodologie de leur Lidar topo-bathymétrique afin d'évaluer ses performances et de comparer cette méthode avec l'imagerie hyperspectrale. Lors de cette campagne le Lidar utilisé était un Optech TITAN DW, avec une pénétration de 1,7 fois la profondeur de Secchi (profondeur de disparition du disque de Secchi dans l'eau). L'altitude du vol était comprise entre 300 m et 400 m, pour une résolution en surface de 20 cm à 30 cm. Cette campagne Lidar vient donc compléter le jeu de données disponibles sur le site de Bertheaume (Figure 33).

#### **III.2.1.6. Le Litto 3D-2013**

Le Litto3D est un produit topo-bathymétrique issu d'un partenariat entre les collectivités territoriales (dont le département du Finistère), le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) et l'IGN (L'Institut National de l'Information Géographique et

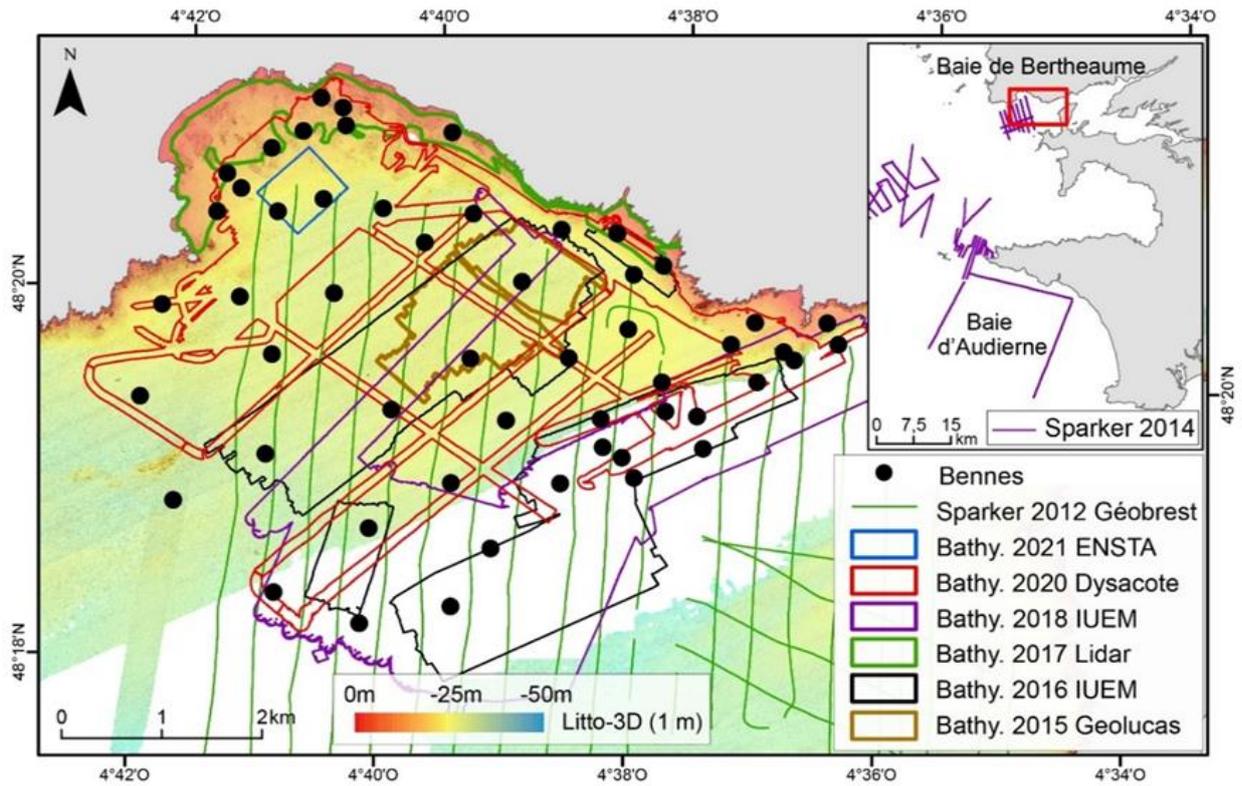
forestière). C'est une base de données altimétriques du continuum terre-mer réalisée sur le territoire français métropolitain et des départements d'Outre-Mer. Pour la France métropolitaine, le système géodésique de référence est le RGF93 et l'Ellipsoïde l'IAG GRS 80 (projection Lambert 93). Les acquisitions sont de type Lidar topographique, bathymétrique ou mixte. Les produits sont accessibles sous forme de semis de points ou de MNT résolus à 1 m ou 5 m. Dans le cadre de cette thèse, ce sont les MNT résolus à 1 m qui ont été utilisés pour produire les différentiels bathymétriques. Les précisions altimétriques sont de 0,2 m pour la partie laser aéroporté topographique, de 0,5 m pour la partie laser bathymétrique et de 0,40 m pour la partie sondeur multifaisceaux.

### **III.2.2. Les campagnes DYSACOTE**

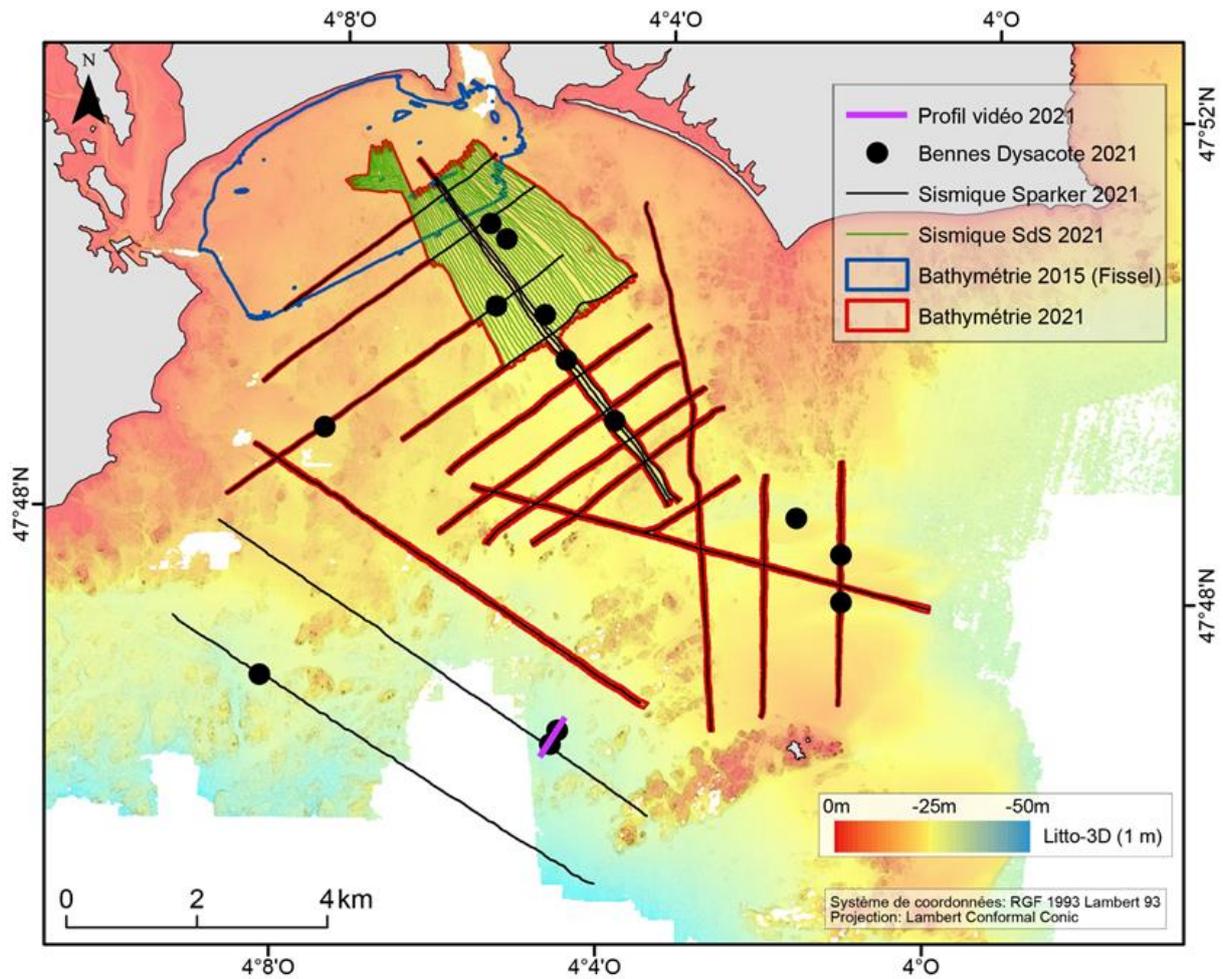
Les missions DYSACOTE ont, quant à elles, été réalisées spécialement pour ces travaux de thèse et ont fait l'objet de 3 demandes de campagnes à la mer auprès de la Flotte Océanographie Côtière. Les missions DYSACOTE-Ouest (Tableau 8) avaient pour but de compléter le jeu de données géophysiques et sédimentaires des sites de Bertheaume (Figure 33) et des Blancs-Sablons (Figure 35), et d'imager, pour la première fois, l'Anse de Dinan (Figure 36). Elle a été réalisée à bord du navire de station l'Albert Lucas, armé par le CNRS-INSU, entre juillet et novembre 2020. Les outils mis en oeuvre sur ce navire étaient le sondeur multifaisceaux EM3002, le Sparker (sismique) et la benne Van Veen. La mission DYSACOTE-Nord (Tableau 8) avait pour but d'explorer la zone d'avant-côte de Guisseny (Figure 37). Elle a été réalisée au mois de juin 2021, avec le navire de station de Roscoff, le Néomysis, armé par le CNRS-INSU. Les outils bathymétriques et sismiques qui ont servi étaient les mêmes que sur l'Albert Lucas. En revanche, c'est la benne Smith qui a servi à réaliser les prélèvements sédimentaires. Enfin les missions DYSACOTE-Sud (Tableau 8) ont été réalisées à partir de la vedette océanographie de l'Ifremer, l'Haliotis, opérée par les équipes de « Génavir », au cours des mois de mai et juin 2021. Elles avaient pour but de compléter les données existantes de l'anse de Dinan (Figure 36) et de la baie de Bénodet (Figure 34). Cette vedette est équipée du sondeur Géoswash pour l'imagerie et la bathymétrie et du sondeur de sédiment pour imager les couches de subsurface. Les prélèvements ont été effectués avec la benne Peterson et les profils vidéos par une caméra de modèle « GoPro ». En complément, des profils sismiques Sparker ont été réalisés dans la baie de Bénodet pour compléter les informations du sondeur de sédiment dans les zones plus profondes.

**Tableau 8 : Systèmes bathymétriques et sismiques et bennes à sédiments utilisés lors des Campagnes DYSACOTE.**

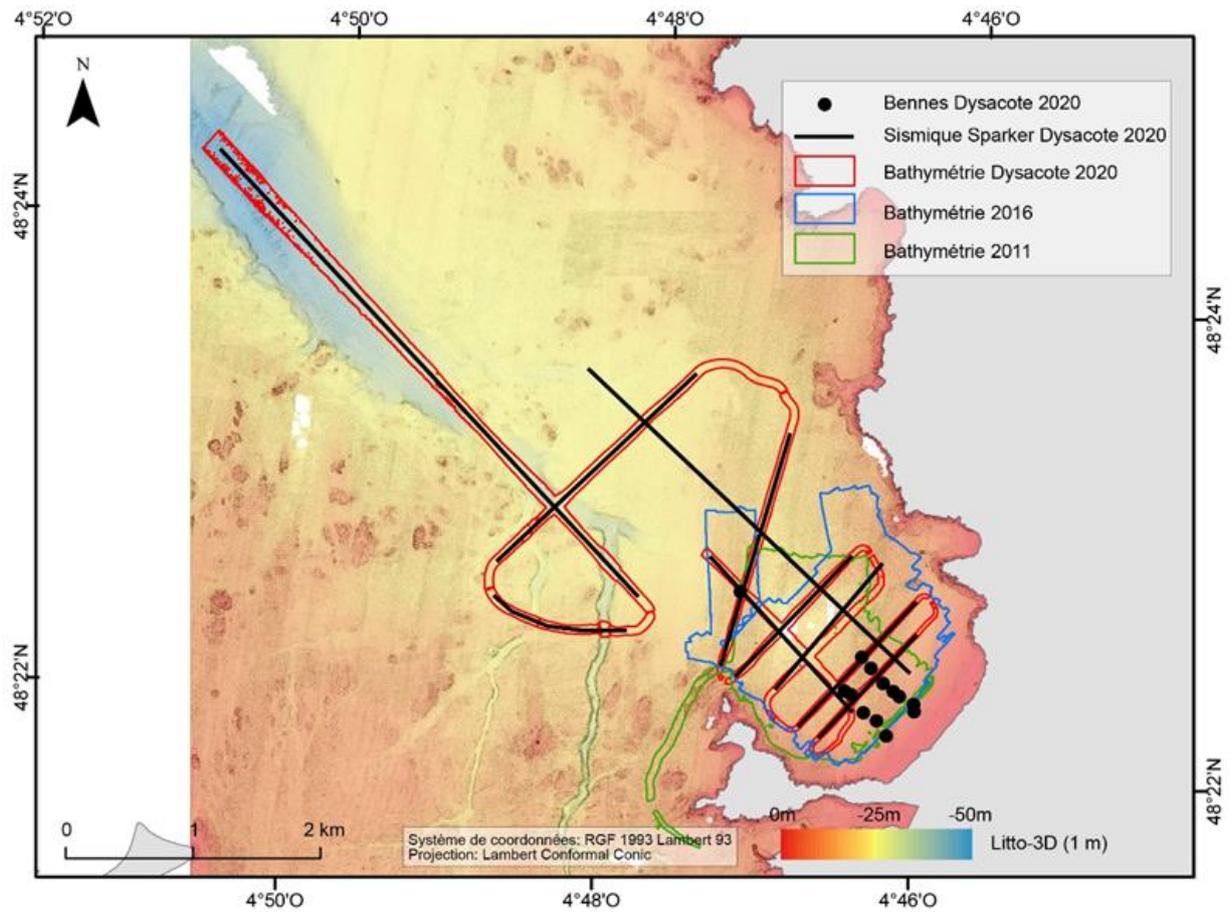
Nom de la campagne	Site d'étude	Date	Navire	Sondeur bathymétrique	Type de sismique (nombre de profils)	Type de benne (nombre)	Vidéo
Dysacote ouest	Blancs-Sablons	16/10/20	Albert Lucas	EM3002	Sparker (10)	Van Veen (12)	
Dysacote ouest	Bertheaume	16-17-20-21/07/2020 et 15/10/2020	Albert Lucas	EM3002		Van Veen (53)	
Dysacote ouest	Anse de Dinan	19-21-22/10/2020 et 20/11/2020	Albert Lucas	EM3002	Sparker (11)	Van Veen (10)	
Dysacote sud	Bénodet	13-14-19-26-27-28/05/2021	Haliotis	Geoswath	Sparker (18) et Sondeur de sédiment (29)	Pertersen (13)	1 profil
Dysacote sud	Anse de Dinan	31/05/2021 et 01-02-03-04/06/2021	Haliotis	Geoswath	Sondeur de sédiment (116)	Pertersen (4)	7 profils
Dysacote nord	Guisseny	23-24-25/06/2021	Néomysis	EM3002	Sparker (13)	Smith (11)	



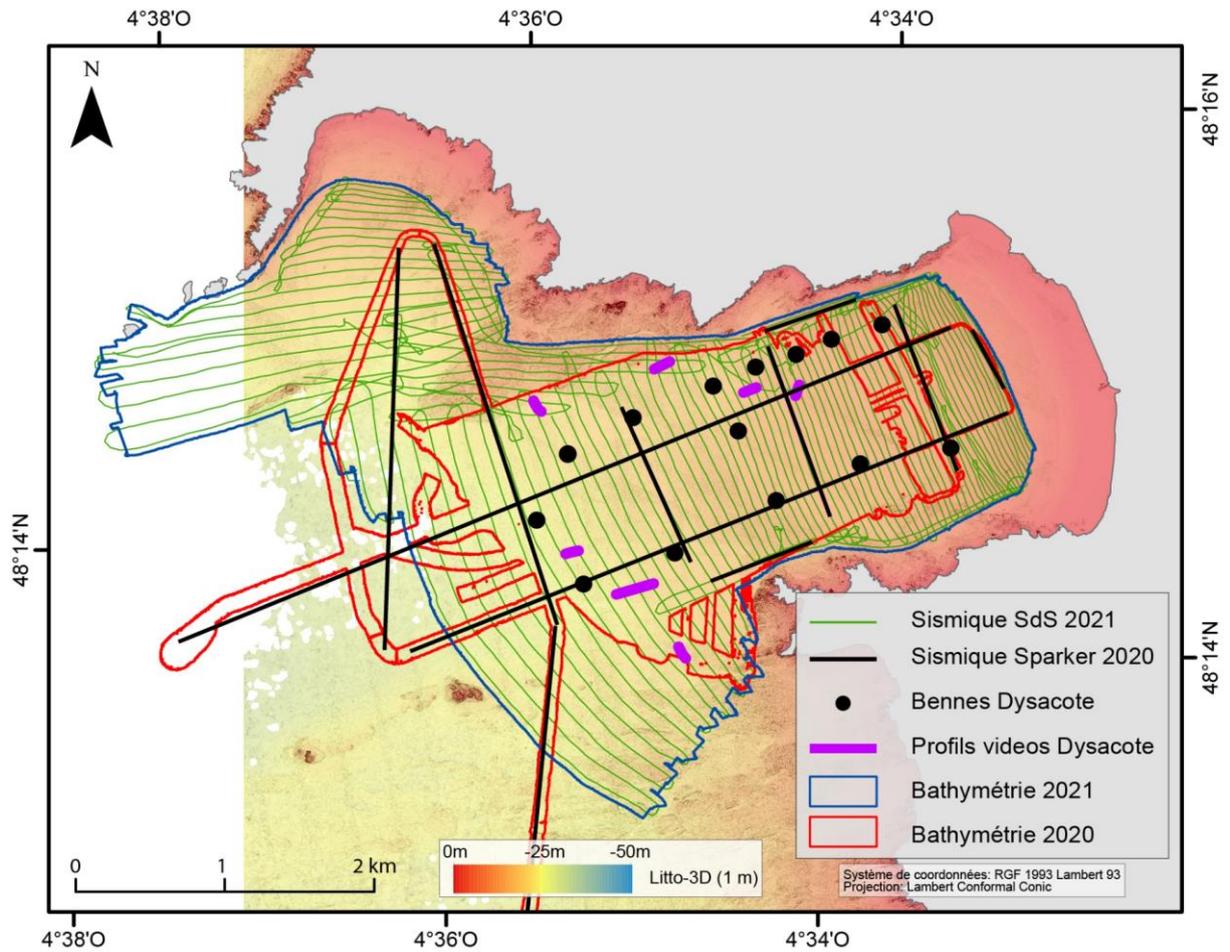
**Figure 33 : Données bathymétriques, sismiques et localisation des prélèvements par benne des missions de 2014 (Géobrest), 2016 (IUEM), 2017 (Lidar), 2018 (IUEM), 2020 (Dysacote), 2021 (ENSTA) pour la zone de Bertheaume et d'Audierne.**



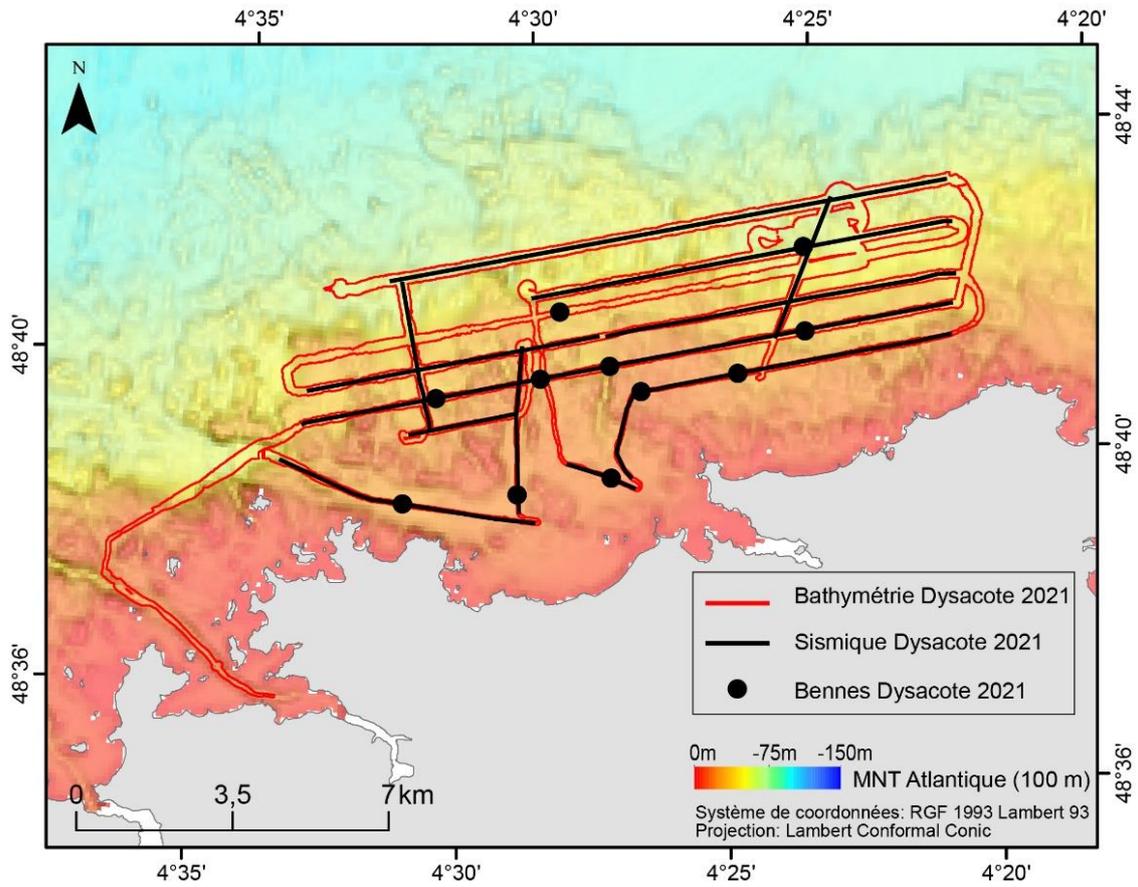
**Figure 34 :** Données bathymétriques des missions Fissel 2015 et Dysacote 2021 (*Haliotis*), sismiques de type Sparker (Dysacote 2021) ainsi que la localisation des prélèvements par benne (Dysacote 2021) et du profil vidéo pour l'anse de Bénodet.



**Figure 35 : Données bathymétriques des missions de l'IUEM (2011 et 2016) et Dysacote 2020 ainsi que les lignes sismiques Sparker et localisation des prélèvements par benne de la mission Dysacote 2020 pour la zone des Blancs-Sablons.**



**Figure 36 : Données bathymétriques des missions Dysacote 2020 (Albert Lucas) et 2021 (Haliotis), sismiques de type Sparker (2020) et Sondeur de Sédiment (SdS - 2021) ainsi que la localisation des prélèvements par benne et des profils vidéo pour l'anse de Dinan.**



*Figure 37 : Données bathymétriques, sismiques et localisation des prélèvements par benne de la mission Dysacote 2021 pour la zone de Guisseny.*

### III.3. Les outils

#### III.3.1. Les sondeurs pour la mesure topo-bathymétrique et la réflectivité

##### III.3.1.1. Le sondeur multifaisceaux pour l'acquisition de la bathymétrie et de l'imagerie

Un sondeur multifaisceaux (SMF) est un système acoustique actif qui déduit la profondeur dans plusieurs directions en mesurant le temps de propagation d'une onde acoustique rétrodiffusée sur le fond (Hughes-Clarke et al., 1996). Le signal d'émission balaye le fond en suivant une large fauchée perpendiculaire à l'axe du navire, généralement équivalente à 5 fois la profondeur d'eau. Ces systèmes bathymétriques haute résolution sont composés de plusieurs transducteurs qui transforment l'énergie électrique en énergie acoustique lors de l'émission et inversement lors de la réception du signal.

Les SMF fonctionnent selon la technique des faisceaux croisés (Figure 38). L'impulsion sonore, émise à travers le lobe d'émission, est étroite dans l'axe longitudinal ( $1^\circ$  à  $5^\circ$ ) et large dans l'axe transversal ( $120^\circ$  à  $150^\circ$ ). *A contrario*, le signal de réception est composé de faisceaux étroits dans le plan transversal ( $1^\circ$  à  $2^\circ$ ) et larges dans le plan longitudinal ( $20^\circ$ ). Sur le fond, la zone mesurée dite "pastille insonifiée" correspond à l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception (Figure 38). La gamme de fréquences d'émission généralement utilisée s'étend de 10 kHz à 100 kHz (Lurton, 1994) pour l'exploration des grands fonds jusqu'au plateau continental et de 200 kHz à 400 kHz pour les études en zone littorale (Figure 39). Cette fréquence va déterminer la résolution spatiale de la zone insonifiée et la portée du sondeur ; plus cette fréquence sera grande, meilleure sera la résolution (Lurton, 2001 et 2003). La détection du fond se fait selon deux méthodes : i) par amplitude où le fond correspond au centre de gravité du pic d'amplitude du signal. Cette méthode est adaptée pour les faisceaux verticaux ; ii) par interférométrie (phase) qui utilise le principe du déphasage (retard) entre deux signaux. Les sondeurs multifaisceaux sont ainsi capables d'exploiter l'amplitude du signal rétrodiffusé de façon à déterminer la réflectivité du fond (imagerie sonar).

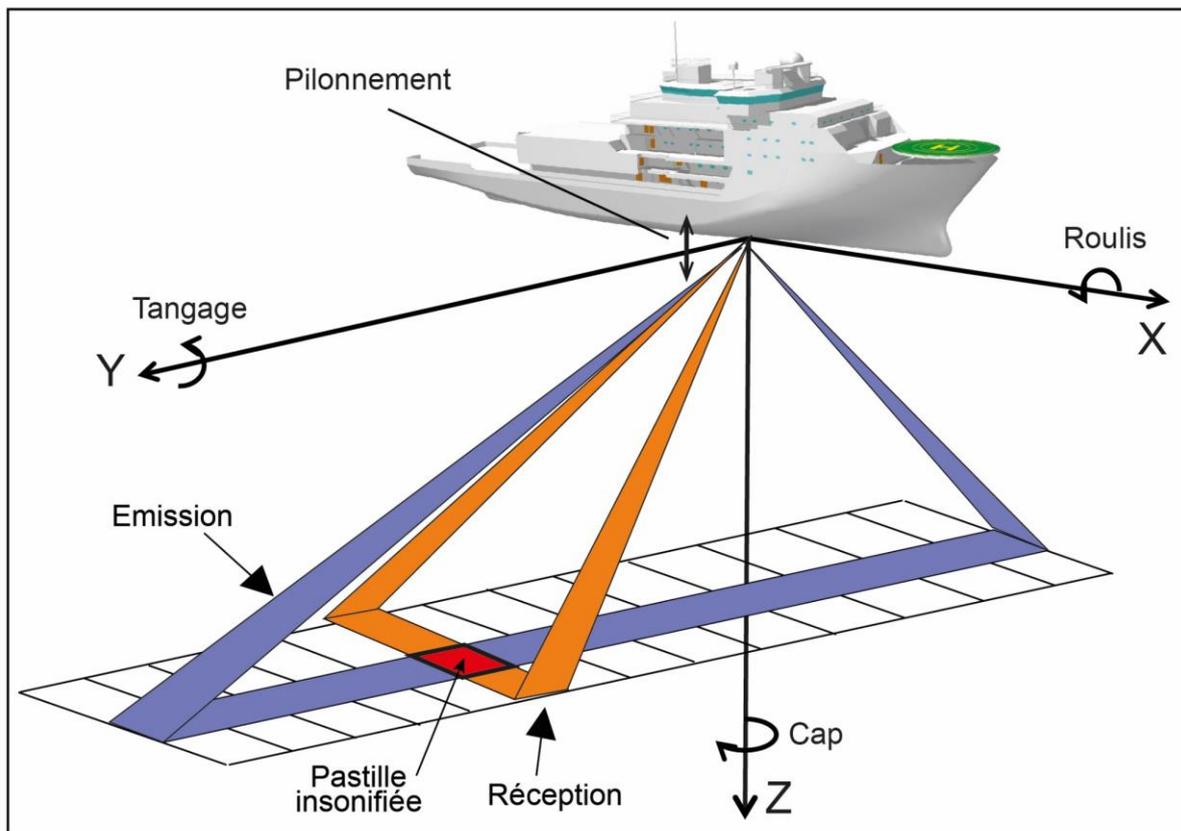


Figure 38 : Principe des faisceaux croisés du sondeur multifaisceaux et axes autour desquels sont mesurés les mouvements du bateau par la centrale inertielle pour les corrections d'attitudes (Bisquay, 2006).

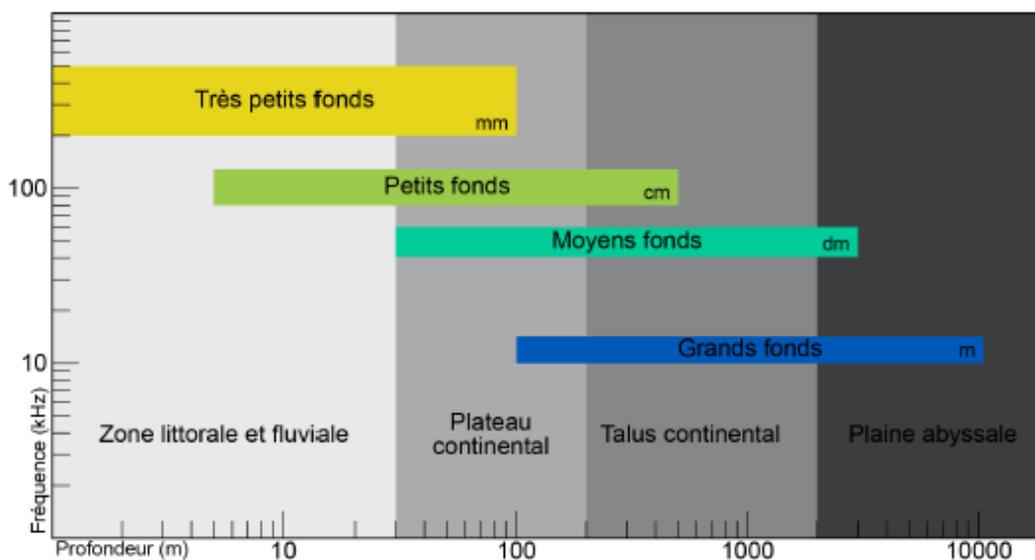
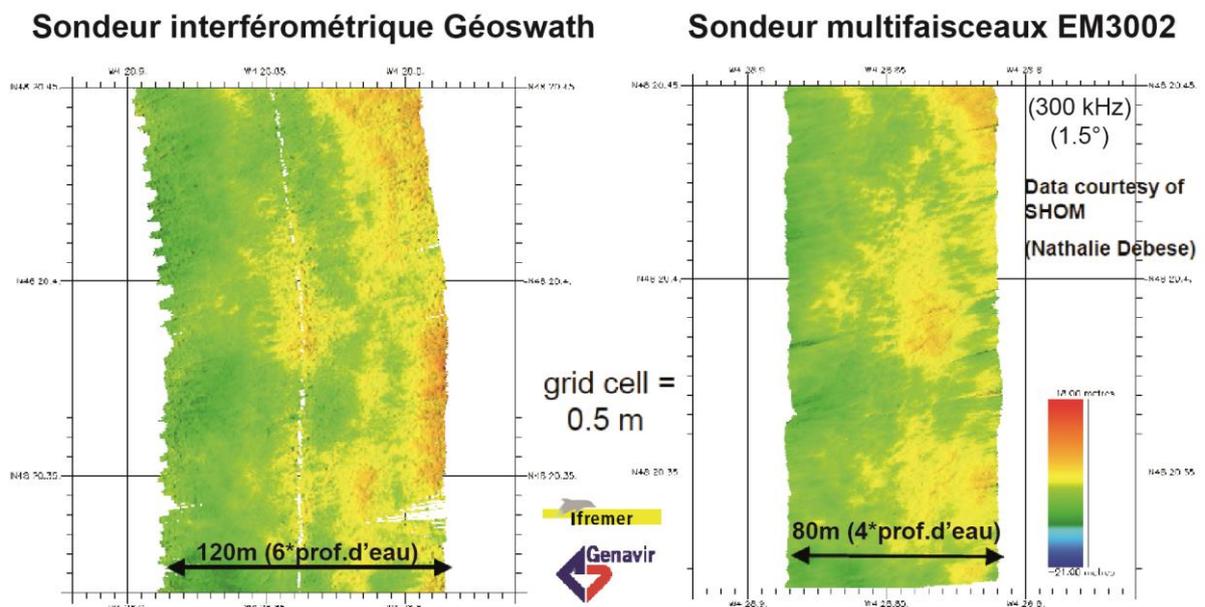


Figure 39 : Fréquences des sondeurs multifaisceaux suivant les gammes de profondeurs à imager associées aux résolutions spatiales obtenues (dans Franzetti, 2014).

### III.3.1.2. Sonar latéral interférométrique pour l'acquisition de l'imagerie et de la bathymétrie

Le sonar interférométrique utilise l'amplitude du signal reçu pour obtenir la réflectivité sur le fond en fonction d'un coefficient de rugosité/dureté qui est imagé par un dégradé de couleur. Par convention, la couleur claire correspond à un substrat meuble, tandis que la couleur foncée laisse apparaître un substrat dur de type roche. A l'aide de « vérités terrain » obtenues par des prélèvements sédimentaires, l'interprétation de la réflectivité permet d'obtenir une carte de la nature du fond qualitative. En complément, cet outil permet d'obtenir une image bathymétrique (détermination par déphasage entre deux signaux reçus). Toutefois sa résolution est moins bonne en l'absence de données à la verticale. La fauchée de l'imagerie obtenue est généralement deux fois supérieure à celle de la bathymétrie (soit jusqu'à 10 fois la profondeur d'eau) avec une résolution autour de 10 cm (Figure 40).



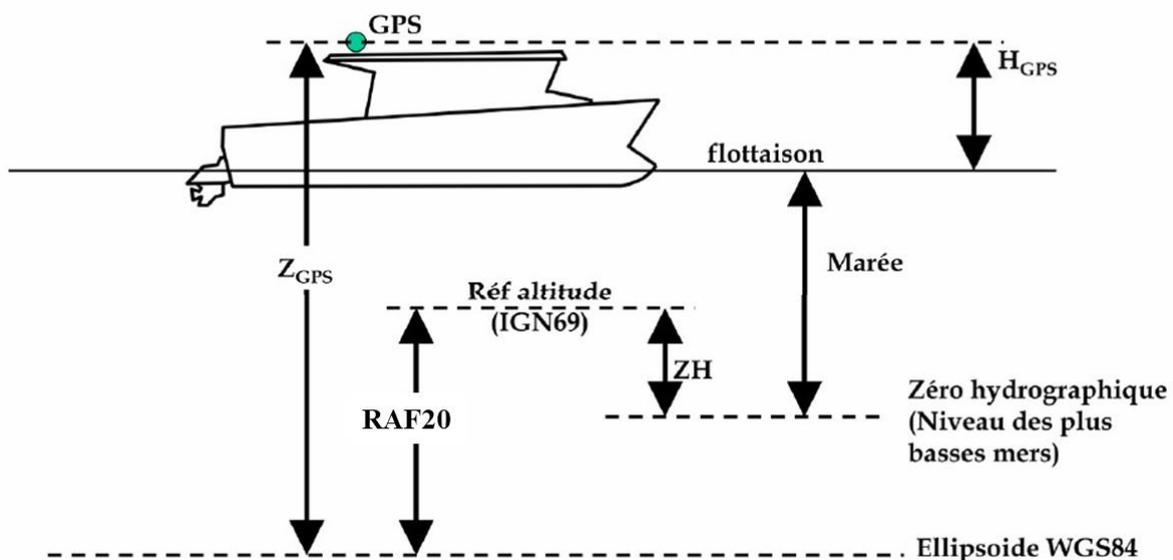
**Figure 40 : Comparaison de la bathymétrie avec le sonar interférométrique Géoswath et le sondeur multifaisceaux EM3002 (Ifremer, Génavir).**

### III.3.2. Appareils connexes aux sondeurs bathymétriques et interférométriques

Les sondeurs doivent être accompagnés de différents capteurs afin de positionner le navire, de compenser les mouvements du bateau et de corriger la vitesse de propagation des ondes acoustiques dans l'eau.

Le positionnement du navire se fait à l'aide d'un GPS (Global Positioning System) si possible en mode RTK (real time kinematic ou cinématique temps réel) en zone côtière, afin

d'avoir la correction instantanée de la hauteur d'eau sous la coque, et de compenser, en direct, les effets de la marée. Le GPS en mode RTK, permet de corriger la position du navire par rapport à une station fixe en utilisant le principe de triangulation par satellite. Cette méthode permet d'avoir une résolution centimétrique voir millimétrique. Si les données de station ne sont pas accessibles en temps réel, les données GPS peuvent être corrigées en post traitement (PPK ou Post Processed Kinematic ou cinématique post-traitée) avec le réseau de données GNSS permanent (Global Navigation Satellite System). La position GPS reçue par satellite est donnée par rapport à l'Ellipsoïde de référence IAG GRS80 associé au système géodésique WGS84. Une réduction des sondes est ensuite appliquée afin d'obtenir des données bathymétriques à la référence altimétrique NGF IGN69 (référence altimétrique terrestre) ou au Zéro hydrographique (ZH-référence commune aux cartes marines et aux annuaires des marées) (Figure 41). La réduction entre ellipsoïde et ZH se fait via la grille BATHYELLI du SHOM. La réduction ellipsoïde/Réf.IGN69 est effectuée à partir de la grille altimétrique RAF20 (anciennement RAF98) en France métropolitaine (hors Corse).



**Figure 41 : Positionnement des différentes altitudes mesurées et références utilisées pour corriger les données bathymétriques de la marée (H. Bisquay, 2006).**

Les attitudes (mouvements) du bateau (cap, roulis, tangage et pilonnement) doivent être corrigées afin d'améliorer la précision de la mesure. C'est le rôle de la centrale inertielle dont les gyroscopes à fibre optique (FOG : Fiber optic Gyroscope) sont configurés dans les trois axes (X, Y, Z) pour mesurer les mouvements du bateau en temps réel. Le bon fonctionnement de ce système demande une calibration annuelle en cap, en roulis et en tangage ainsi qu'au début de chaque campagne océanographique (Ehrhold, 2004). Plus concrètement, la correction du roulis

se détermine par un aller/retour sur fond plat, celle du tangage se fait par un aller/retour sur une pente forte et celle du cap se détermine par deux allers-retours de part et d'autre d'un relief ponctuel comme une tête de roche. Elle permet d'améliorer la précision de l'attitude de  $0,001^\circ$  et  $0,01^\circ$  respectivement pour le roulis et le tangage, de 2 % pour le cap et de 10 cm pour le pilonnement (Bisquay et al., 2007).

La vitesse de propagation des ondes acoustiques dépend des conditions de température, de salinité et de pression de la colonne d'eau qu'elles traversent. Il est donc nécessaire de réaliser des profils de célérité régulièrement au cours de la mission (en règle générale au début et à la fin de la journée d'acquisition) afin de corriger la réfraction des rayons sonores. Cela peut être effectué à partir d'un célérimètre de coque pour la surface, d'un bathycélérimètre (mesure de pression et de célérité) et de sondes perdables de type SIPPICAN pour la colonne d'eau.

Tous les instruments de mesure (sondeur, GPS, centrale d'attitude) sont synchronisés entre eux par une horloge de référence calée à partir de données GPS. Cette synchronisation permet d'éviter les décalages temporels entre les différentes prises de mesures.

### **III.3.3. Sondeurs bathymétriques utilisés dans le cadre de ces travaux de thèse.**

Les missions océanographiques qui permettent de produire les MNT utilisés dans cette thèse ont ainsi été réalisées sur quatre navires équipés de différents sondeurs multifaisceaux et interférométriques (Tableau 9). Les caractéristiques d'utilisation diffèrent d'un appareil à l'autre, avec une fréquence d'utilisation qui varie de 240 kHz à 400 kHz, une largeur de fauchée comprise entre  $130^\circ$  à  $170^\circ$  et une largeur de faisceaux s'étendant de  $0,9^\circ \times 0,9^\circ$  à  $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ .

**Tableau 9 : Caractéristiques des sondeurs utilisées pour acquérir les données bathymétriques dont les MNT sont utilisés dans cette étude.**

Navire	Sondeur bathymétrique	Caractéristiques des sondeurs bathymétriques	
		Fréquence (kHz)	Largeur de la fauchée et du faisceau émission/réception
Albert-Lucas avant 2013	Reson SeaBat8101	240	fauchée de 150° pour une pastille insonnifiée de 1,5°*1,5°
Albert-Lucas après 2013	EM3002	300	fauchée de 130° pour une pastille insonnifiée de 1,5°*1,5°
Haliotis	Geoswath	250	fauchée de 5 fois la profondeur pour une pastille insonnifiée de 0,9°*0,9°
Néomysis	EM3002	300	fauchée de 130° pour une pastille insonnifiée de 1,5°*1,5°
La Panopée	EM2040P	400	fauchée de 170° pour une pastille insonnifiée de 1°*1°

### III.3.4. Les systèmes d'acquisition Laser bathymétrique: Le LiDAR (Light Detection And Ranging)

La technique du LiDAR (mesure de distance par détection de lumière) est basée sur l'émission d'impulsions d'ondes lumineuses à partir d'un laser. Elle permet de mesurer les profondeurs d'eau en mode aéroporté. Les profondeurs sont calculées en fonction du temps mis par le signal réfléchi pour parvenir au récepteur. La source laser bathymétrique émet suivant deux longueurs d'onde correspondant à un rayonnement visible dans le vert à 532 nm et un rayonnement dans le proche infrarouge à 1064 nm. Le signal infrarouge ne pénètre quasiment pas dans l'eau et est directement réfléchi en surface tandis que le signal émis dans le vert, à plus faible coefficient d'atténuation dans l'eau, permet de détecter les fonds marins. L'unique faisceau émis est dévié par un système de balayage, souvent par miroir oscillant, afin d'obtenir une large fauchée au droit de l'avion.

Les principaux paramètres du système qui influent sur la densité de points obtenus au sol, sont les suivants : 1) la vitesse et la hauteur de vol ; 2) l'angle maximal et la fréquence de balayage ; 3) la fréquence des impulsions laser. Par exemple, pour un vol à 80 m/s et à 900 m, avec une fréquence de balayage de 45 Hz à  $\pm 22^\circ$  et des impulsions à 100 kHz, on obtient une densité au sol de 2 points/m<sup>2</sup> (Litto3D ®, 2015).

### III.3.5. La sismique réflexion pour déterminer les épaisseurs sédimentaires et imager les strates géologiques.

La sismique réflexion permet d'imager les couches géologiques en profondeur. Le principe de la réflexion acoustique est une méthode de prospection géophysique dans laquelle une source émet des ondes élastiques qui pénètrent dans le sol, s'y propagent et se réfléchissent sur les différents milieux à vitesses de propagation différentes (Dubois et Diament, 2001). L'énergie des signaux réfléchis recueillie par des récepteurs acoustiques est proportionnelle à l'amplitude du signal émis et au contraste d'impédance acoustique entre les couches géologiques. Les dispositifs de prospection marine sont donc composés d'une source d'émission, d'un récepteur, d'un amplificateur de signal et d'un ensemble destiné à traiter les signaux ; le tout est appelé « chaîne sismique ».

Les chaînes d'acquisition diffèrent par leur type de couplage source/récepteur et la fréquence utilisée qui varie de la sismique conventionnelle (5 Hz - 80 Hz) à la très haute résolution (300 Hz - 5 000 Hz). Plus la fréquence d'émission est élevée, meilleure est la résolution verticale. En revanche, la profondeur de pénétration diminue (Figure 42).

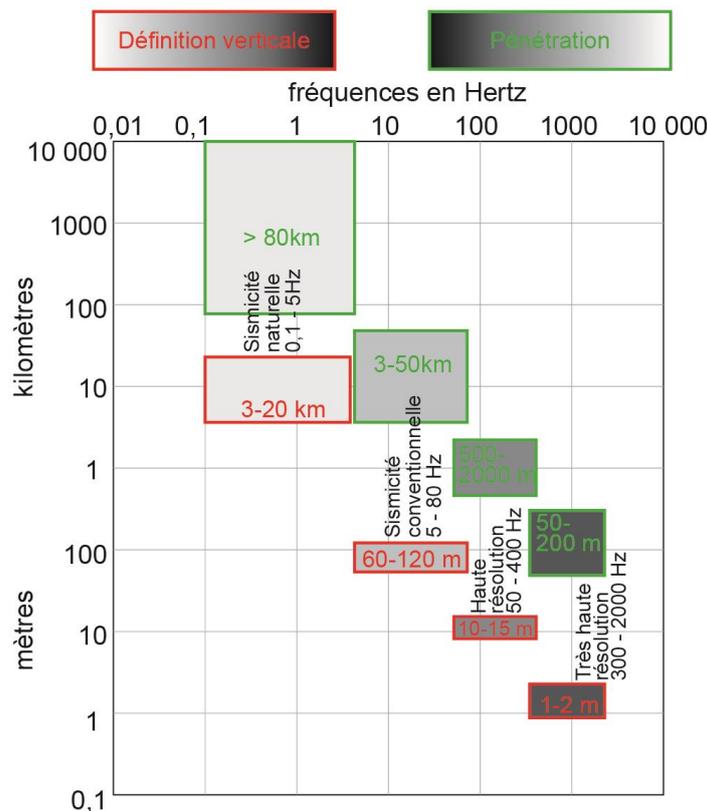
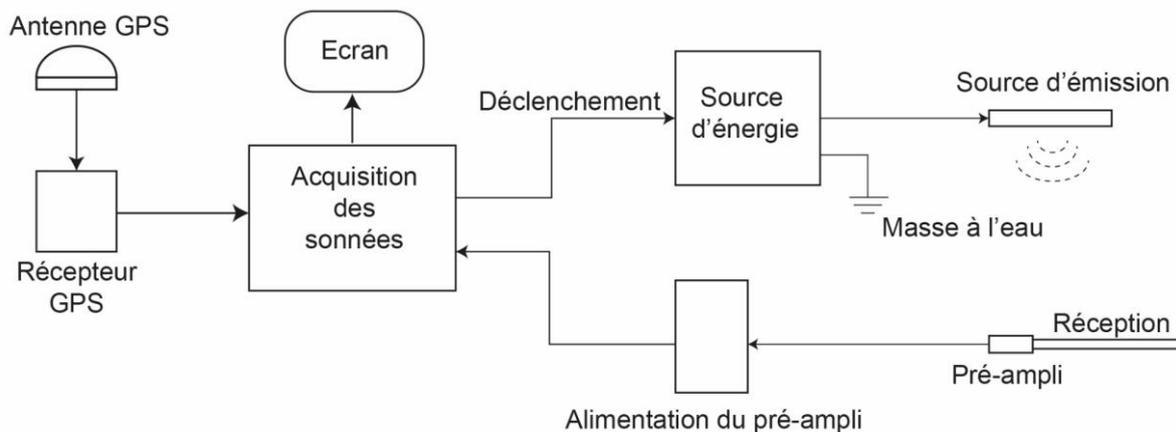


Figure 42 : Pénétration et résolution de la source sismique en fonction de la fréquence utilisée en sismique réflexion (Nouzé et Chauchot, 1999).

### III.3.5.1. La sismique THR (Très Haute Résolution) de type Sparker

La source d'émission du Sparker (ou étinceleur) est un peigne composé de brins d'électrodes et d'une cathode positionnée en tête (Figure 43). La décharge électrique, à haut voltage, envoyée par la source d'énergie génère un arc électrique entre l'anode et la cathode formant des bulles par cavitation. En s'agrégeant, elles forment une bulle plus volumineuse qui génère une onde acoustique par implosion. Le système de réception est une flûte sismique composée d'un ou plusieurs récepteurs contenant plusieurs hydrophones. Lorsqu'il n'y a qu'un récepteur, la sismique est configurée en monotrace et permet d'obtenir des données en temps double avec une estimation de la profondeur. Lorsqu'il y a plusieurs récepteurs, la sismique est configurée en multitrace (chaque point du sous-sol est imagé autant de fois qu'il y a de récepteur) et permet de convertir le temps en profondeur.

La chaîne d'acquisition Sparker SIG, utilisée dans le cadre des missions DYSACOTE, était composée : d'un peigne de 50 brins, d'une unité d'alimentation SIG Energos 160 (25-160 J), d'une flûte monotrace SIG, d'une unité d'acquisition DELPH (iXBlue). La fréquence centrale était voisine de 1 kHz et la résolution verticale théorique de longueur d'onde / 4, soit de 0,37 m avec une vitesse de 1500 m/s (résolution verticale = vitesse / 4\*fréquence) (Briti et al., 1996).



*Figure 43 : Schéma de la chaîne de sismique réflexion Sparker monotrace.*

### III.3.5.2. La sismique THR (Très Haute Résolution) de type sondeur de sédiment

Le sondeur de sédiment est un système émetteur/récepteur acoustique (piézo-électrique ou magnétostrictif) et « fortement audible par l'homme ». Il émet des signaux modulés en fréquence linéaire d'une durée de 10 ms - 100 ms qui donnent une bonne résolution verticale, en particulier dans les couches de sédiments meubles. La profondeur de pénétration diffère

suivant les modèles de sondeur et les fréquences utilisées (de 1,5 kHz à 7 kHz). Certains sondeurs sont adaptés aux très petits fonds (< 20 m) et donnent une image des formations superficielles (structures internes des accumulations sableuses) avec une pénétration de l'ordre de 25 m. Le sondeur (Chirp) installé sur l'Haliotis, émet selon une gamme de fréquences comprises entre 1,7 kHz et 5,5 kHz qui est adaptée aux petits fonds.

Dans le cadre des missions DYSACOTE, des acquisitions ont aussi été réalisées avec le sondeur de sédiment de type CHIRP Echoes 5000 (iXBlue) du laboratoire Geo-Ocean, mais sa faible pénétration dans les dépôts sableux n'a pas permis d'exploiter les résultats.

### **III.3.6. Caractérisation de la nature des fonds**

#### **III.3.6.1. Prélèvements sédimentaires**

Des prélèvements sédimentaires sont nécessaires afin d'obtenir une vérité terrain. L'analyse des échantillons permet d'obtenir des informations sur la lithologie et la granulométrie (e.g. la composition minéralogique, la dureté ou la taille des grains), première étape vers la détermination des sources et la compréhension des processus sédimentaires. Elle apporte ainsi des indices sur le mode de dépôt, la provenance des grains et donc sur la direction préférentielle des transferts sédimentaires (McLaren et Bowles, 1985 ; Gao et Collins, 1992 et 1994 ; Ehrhold, 1999 ; Pedreros et al., 1996 ; Yamashita et al., 2018). La texture du sédiment conditionne également ses propriétés physiques et *a fortiori* son impédance acoustique (réflectivité). L'imagerie couplée aux prélèvements de terrain permet ainsi de réaliser des cartes de la nature des fonds.

En mer, les prélèvements sédimentaires peuvent se faire par benne pour obtenir une donnée de surface ou par carottage pour avoir des informations verticales jusqu'à plusieurs dizaines de mètres en profondeurs. Dans le cadre des missions Dysacotes, les 103 prélèvements ont été effectués à l'aide de différentes bennes selon le navire utilisé : 1) La benne Van-Veen sur l'Albert-Lucas ; 2) la Benne Smith sur le Néomysis ; 3) la benne Peterson sur l'Haliotis (Tableau 8).

Cependant, on peut noter que lors de l'arrivée des bennes sur le fond et de leur actionnement, il peut y avoir une remise en suspension des sédiments fins, donc une perte d'information du pourcentage de ces particules dans les calculs granulométriques, ce qui peut créer un biais dans les résultats (Bhaud et Duchêne, 1977).

### III.3.6.2. Vidéo

Comme pour les prélèvements sédimentaires, les profils vidéos permettent de calibrer et d'interpréter les données géophysiques et les faciès acoustiques (Ehrhold, 2004). Il existe de nombreux systèmes utilisés soit : i) les caméras tractées, non géolocalisées de type « GoPro » permettant un visionnage en différé ; ii) les caméras de visionnage en direct tractées et fixées sur un bâti avec des pointeurs laser permettant d'avoir une information d'échelle spatiale ; iii) les caméras dirigeables, car embarquées sur ROV (Remotely Operated underwater Vehicle) permettant notamment d'imager les grandes profondeurs.

Dans le cadre des missions Dysacotes sur l'Haliotis, les 8 profils vidéo ont été réalisés à partir d'une GoPro (en visionnage différé). Ils ont été nécessaires pour confirmer la présence de sédiments fins à moyens avant d'effectuer les prélèvements.

## III.4. Chaîne de traitement des données acquises lors des missions Dysacote

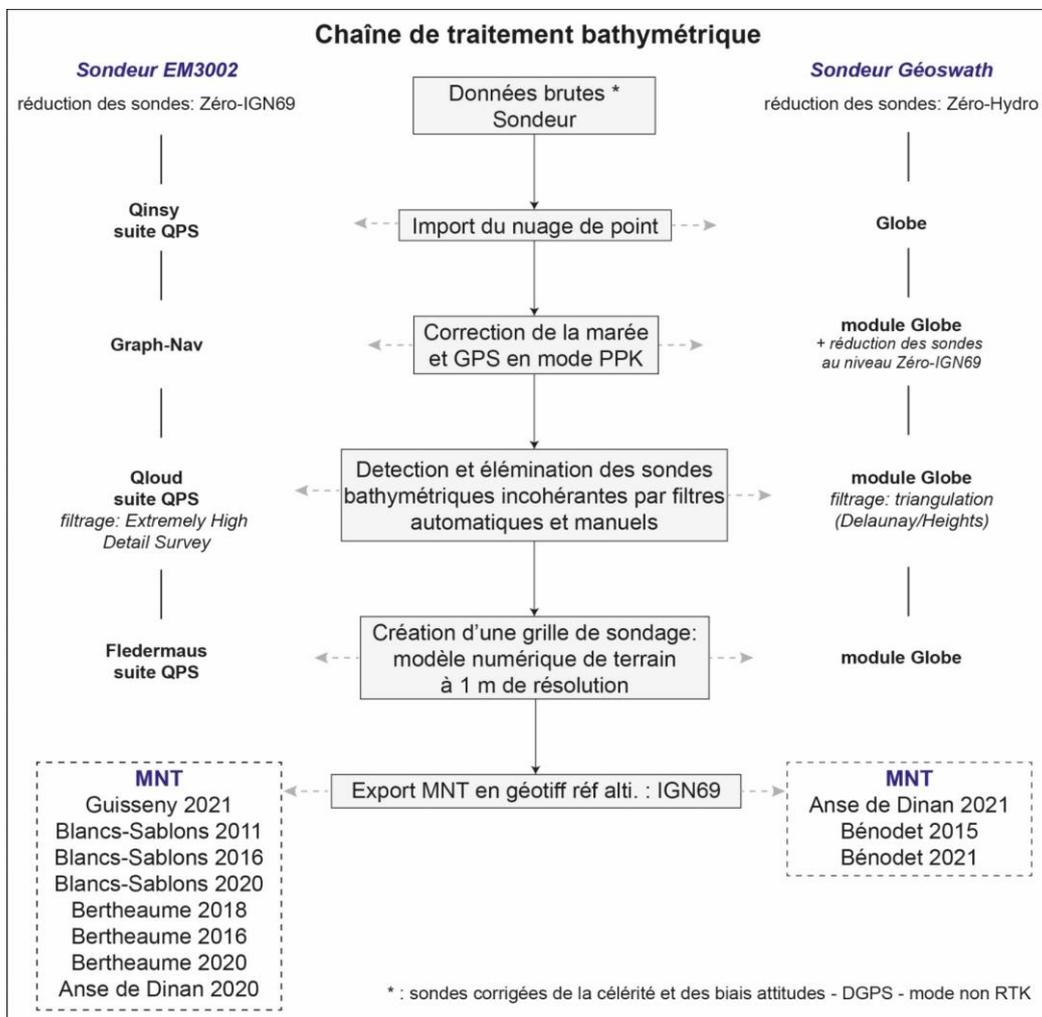
### III.4.1. Traitement de la bathymétrie

Les données bathymétriques sont traitées selon deux étapes principales : 1) la correction de la marée et des données GPS ; 2) le nettoyage des points de sondes. Les corrections sont réalisées à partir de logiciels différents suivant le type de sondeurs bathymétriques (Figure 44).

Les données obtenues à partir du sondeur Géoswath de l'Ifremer sont traitées sous le logiciel Globe (GLobal Oceanographic Bathymetry Explorer) (Poncelet et al., 2023, <https://doi.org/10.17882/70460>), tandis que celles obtenues par le sondeur EM3002 de l'IUEM sont traitées avec la suite QPS-Qinsky (<https://qps.nl/qinsky/>). Une fois les sondes bathymétriques traitées, celles-ci sont interpolées pour créer un MNT par mission. Ensuite, ces MNT sont analysés à l'aide au logiciel de cartographie ArcGIS selon différentes méthodes : 1) création de différentiels bathymétriques (MNT récent - MNT ancien) qui indiquent les évolutions altimétriques (érosion et/ou accumulation) et permettent de calculer les volumes de sédiments déplacés entre 2 dates ; 2) création, pour toutes les dates, de profils bathymétriques qui, superposés, permettent d'analyser la morphologie et les vitesses de migration des structures sédimentaires.

Dans le cadre des missions DYSACOTE, une étape d'homogénéisation de la référence altimétrique des données GPS, a été nécessaire entre celles acquises à bord de l'Haliotis, et celles de l'Albert Lucas et du Néomysis. En effet, la réduction des sondes à bord de l'Haliotis

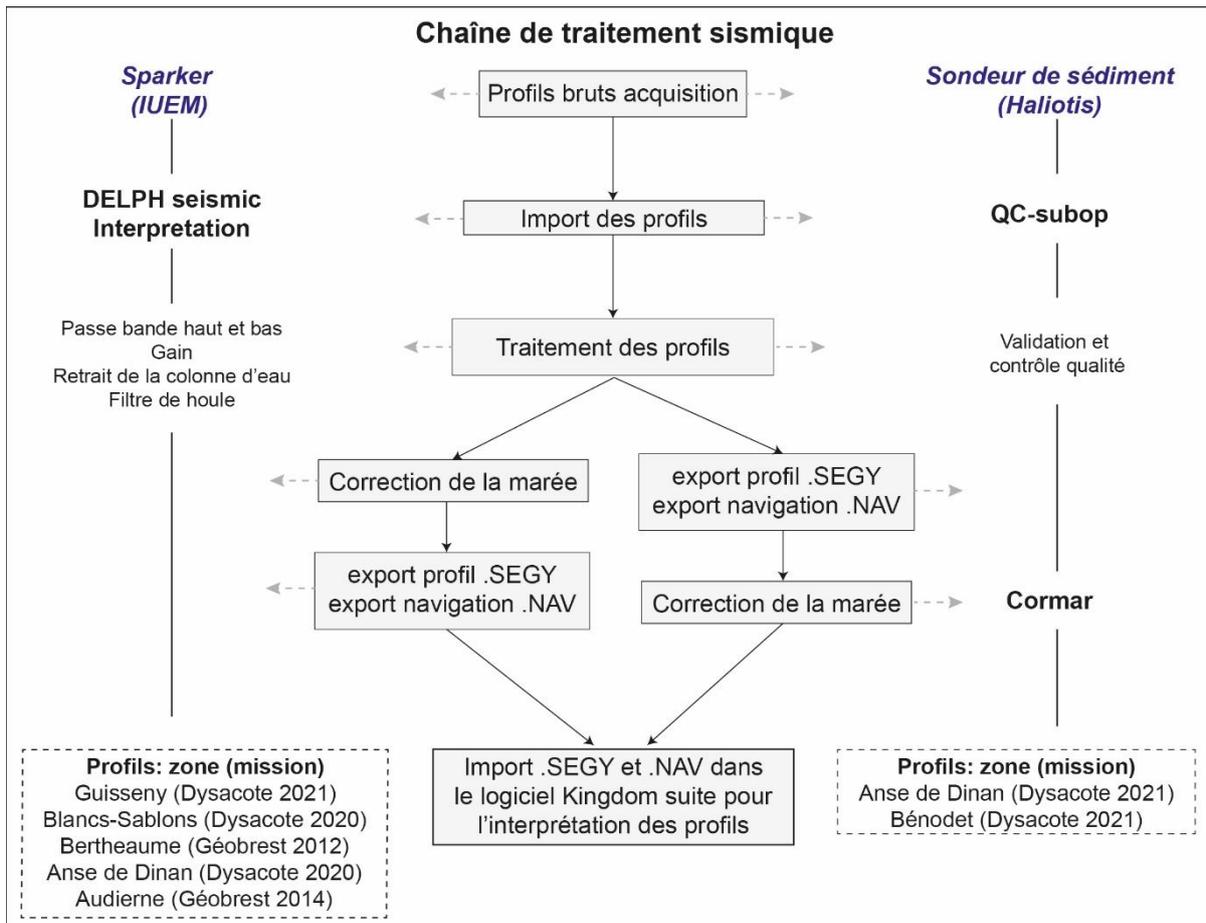
est faite par rapport à la référence du Zéro hydrographique tandis qu'à bord de l'Albert Lucas et du Néomysis, elle est faite par rapport à la référence IGN69-RAF98. Il a été choisi de garder la référence altimétrique IGN69, car c'est aussi la référence du Litto3D, MNT topobathymétrique utilisé pour compléter le jeu de donnée. Les données de l'Haliotis, référencées par rapport au Zéro Hydrographique, ont été réduites à l'IGN69 sur les zones de Bénodet et de l'anse de Dinan pour les MNT de 2021. Les grilles de références ZH/refIGN69 du guide RAM (Références Altimétriques Maritimes) aux ports de références les plus proches des zones d'étude ont été utilisées pour corriger les sondes bathymétriques. Les données acquises à Bénodet ont été corrigées de la cote 2,694 du port de Bénodet (47° 53 N - 04° 07 W) tandis que les données de l'anse de Dinan ont été corrigées de la cote 3,314 du port de Camaret-sur-mer (48° 17 N - 04° 35 W).



**Figure 44 : Chaîne de traitement bathymétrique (chaîne centrale) et logiciels associés (en noir et gras) pour le sondeur EM3002 (à gauche) et le sondeur Géoswath (à droite). MNT : Modèle Numérique de Terrain.**

### III.4.2. Traitement et interprétation des données sismiques

Comme pour les données bathymétriques, les données sismiques doivent être corrigées de la marée (Figure 45). Ensuite, un traitement de filtrage et de gain est appliqué à chaque profil obtenu. Toute la chaîne de traitement des données Sparker a été réalisée à partir du logiciel DELPH Seismic interpretation (iXBlue) (Figure 45). Le traitement des données acquises à partir du sondeur de sédiment de l'Haliotis a été réalisé avec le logiciel QC-SUBOP (SUB-Bottom Profiler) développé par l'Ifremer-Génavir et la marée a été corrigée à partir du programme Cormar, développé sous Matlab par l'Ifremer.



**Figure 45 : Chaîne de traitement sismique (chaîne centrale) et logiciels associés (en noir et gras) pour le Sparker de l'IUEM (chaîne de gauche) et le Sondeur de Sédiment de l'Haliotis (chaîne de droite).**

Une fois les profils sismiques traités, leur interprétation a été faite *via* le logiciel Kingdom Suite. Il permet de pointer chaque horizon sédimentaire et de réaliser des cartes d'isopaques géo-référencées.

L'ensemble des dépôts sédimentaires mis en place à l'échelle des temps longs dans un bassin donné est représentatif de la variation du niveau marin relatif combinée aux fluctuations des apports sédimentaires. L'analyse par stratigraphie sismique puis séquentielle permet de retrouver ces grandes phases de variations du niveau marin qui sont matérialisées par la mise en place de cortèges de dépôts au sein de l'enregistrement sédimentaire (Brown et Fisher, 1977). Les réflecteurs sismiques sont interprétés en termes d'amplitude, de continuité et de fréquences. L'amplitude plus ou moins forte est fonction des contrastes de vitesses de propagation des ondes acoustiques et de densité entre les différentes formations traversées. La continuité des réflexions est fonction de l'extension des dépôts uniformément stratifiés. La fréquence traduit l'espacement en temps entre les réflexions. Les variations de fréquence peuvent résulter des différences d'espacement des strates, mais aussi des variations latérales de lithologie ou de vitesses de propagation des ondes acoustiques. La combinaison des trois caractères précédemment définis, continuité, amplitude et fréquence, permet de définir des faciès sismiques caractérisant des lithologies, des stratifications et environnements de dépôts. L'extension spatiale des faciès permet de caractériser des unités sismiques définies par des ensembles de réflecteurs présentant des faciès sismiques semblables (chaotique, parallèle, divergent, progradant avec des cliniformes sigmoïdes, obliques) (Figure 46). Les dépôts correspondant à ces unités sismiques sont génétiquement liés. L'analyse des formes externes des unités et des relations géométriques entre les différentes unités permet d'interpréter ces dernières en termes de lithologie et de processus et milieux de dépôts. Ces unités ou leur assemblage peuvent ensuite définir des séquences sismiques sur la base de l'identification de discordances érosives ou de leur prolongement latéral. Ces discordances sont identifiées à partir des terminaisons des réflecteurs internes (troncature d'érosion, « onlap », « toplap » ou « downlaps » concordants) (Figure 47). Les réflecteurs révèlent ainsi des discordances ou des limites de strates associées à des variations de conditions environnementales et sédimentaires.

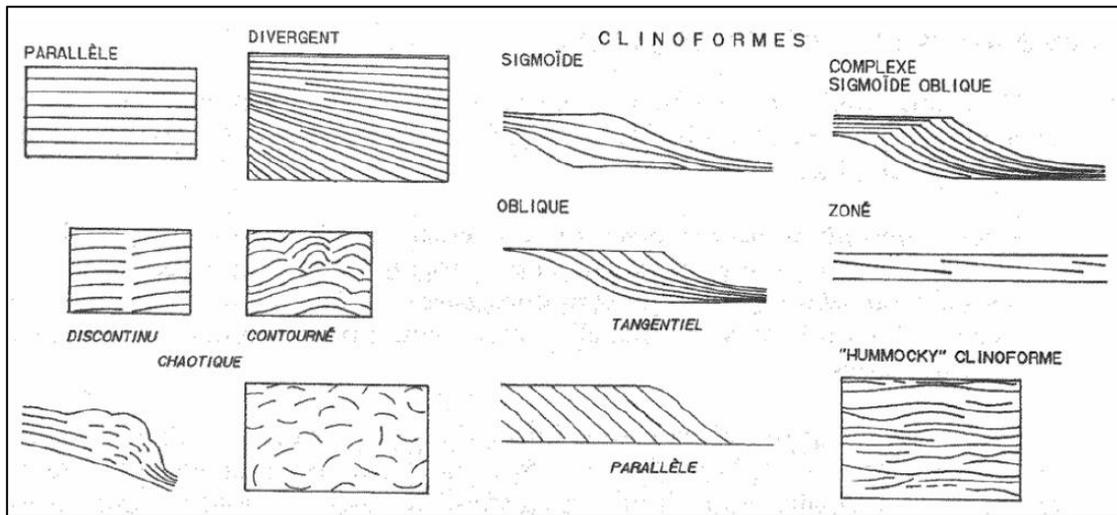


Figure 46 : Exemples de motifs caractéristiques des faciès sismiques (Mitchum et al., 1977).

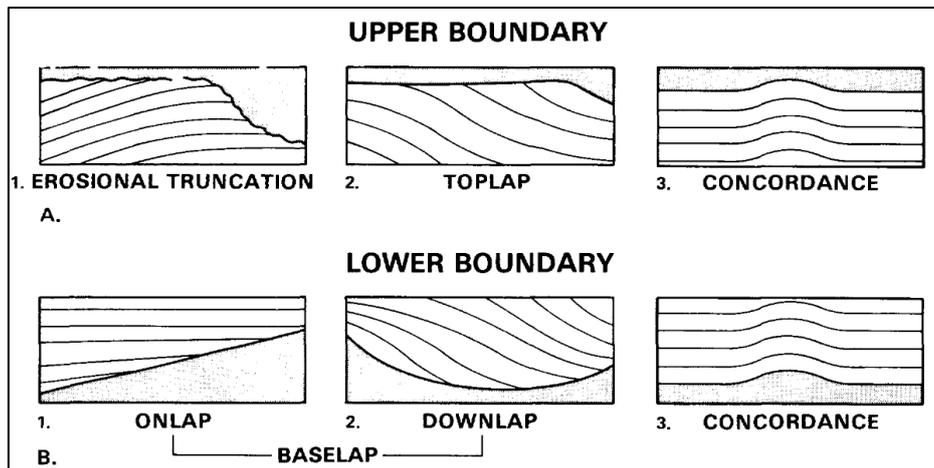


Figure 47 : Limites supérieure (A) et inférieure (B) de la séquence stratigraphique (Mitchum et al., 1977).

Ces séquences sismiques peuvent être interprétées comme des séquences de dépôts sur la base de l'identification des cortèges de dépôts associés aux unités internes identifiées. Ces cortèges composent un enchaînement typique au sein d'un cycle complet du niveau marin permettant de définir les séquences de dépôts définies par un « assemblage de dépôts génétiquement liés et limités par des surfaces érosives ou leur prolongement et associés à un cycle de variation du niveau marin relatif (chute puis hausse) » (Van Wagoner, 1988). Trois cortèges de dépôts sont ainsi classiquement décrits dans les zones côtières de faibles profondeurs au cours d'un cycle de variations du niveau marin : un cortège de bas niveau et

deux lors de la remontée (Mitchum et al., 1977 ; Haq et al., 1987 ; Posamentier et Vail, 1988 ; Catuneanu et al., 2011) :

- En période de bas niveau marin, un cortège sédimentaire dit de « bas niveau » est déposé et se développe surtout vers le large, au-delà de la plateforme continentale (Lowstand System Tract : LST). La plateforme et l'espace littoral sont alors largement érodés.
- En période de remontée du niveau marin, un cortège sédimentaire « transgressif » se dépose au-dessus du cortège de bas niveau marin (Transgressive System Tract : TST) à partir d'une surface d'inondation. Le cortège matérialise la rétrogradation de la ligne de rivage vers le continent et se met en place sous la forme de biseaux d'aggradation (onlaps côtiers). Il se matérialise, dans les embouchures côtières, par un remblaiement fluvio-estuarien surmonté de dépôts marins francs. Ces derniers sont souvent marqués à leur base par la surface interne de ravinement causée par la marée (Tidal Ravinement Surface : TRS) ou la houle (Wave Ravinement Surface : WRS). Le toit de ce cortège est, quant à lui, marqué par une surface dite d'inondation maximum correspondant à l'avancée maximum de la ligne de rivage vers l'espace continental.
- En période de ralentissement de la remontée marine et de début de chute, un cortège de haut niveau se met en place (Highstand System Tract : HST). Ce cortège marque une reprise de la progradation des dépôts vers le large avec des géométries en biseaux de progradation (downlap) conduisant localement à des systèmes deltaïques si les flux sédimentaires terrigènes sont importants ou plus simplement à un prisme littoral. Il aboutit à une diminution progressive de l'espace d'accommodation littoral par comblement et diminution du niveau marin relatif.

Il est à noter que dans la très grande majorité des cas observés au cours des études menées sur la plate-forme atlantique française (cf synthèse Chaumillon et al., 2010). Seuls sont conservés en domaine côtier les cortèges associés au dernier cycle de variation du niveau marin depuis le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) autour de 20 ka BP. Dans le domaine côtier et à l'échelle de l'Holocène, ne sont souvent ainsi conservés que les cortèges TST et HST, bien que certains cortèges de bas niveau marin puissent encore être observés dans certaines vallées incisées où ils correspondent aux dépôts continentaux (fluviaux ou périglaciaires). Ces vallées incisées prolongent les réseaux fluviaux pour rattraper les rivages associés à la chute du niveau marin (-120 m au cours du DMG) et peuvent préserver à la base des dépôts reliques grossiers continentaux 'Channel lag' (Chaumillon et al., 2010 ; Tessier, 2012 ; Grégoire et al., 2016).

### III.4.3. Mesure de la granulométrie et du taux de carbonate

La mesure granulométrique a été réalisée sur 100 échantillons sur les 103 prélèvements sédimentaires des missions DYSACOTE (trois d'entre eux étant des cailloutis). Ces mesures vont nous permettre : 1) d'aider à l'interprétation de l'imagerie afin de créer les cartes de la nature des fonds ; 2) de considérer des directions préférentielles de transports en observant le gradient granulométrique entre les échantillons.

Les analyses granulométriques ont été réalisées à partir de l'échantillon brut selon le protocole suivant :

- 3 cycles de rinçage à l'eau claire pour éliminer le sel et les impuretés.
- Séchage à l'étuve (60°) pendant 48 h.
- Tamisage à sec par colonne de tamis (sur tamiseuse vibrante) de 150 g d'échantillon pendant 10 minutes (19 tamis utilisés de mailles (unité en  $\mu\text{m}$ ) suivantes : 2500, 2000, 1600, 1250, 1000, 800, 630, 500, 400, 315, 250, 200, 160, 125, 100, 80, 63, 50, 40).
- Pesée de chaque refus de tamis sur une balance de précision.

Les résultats du tamisage (pesée de chaque refus de tamis) sont analysés à partir du programme Gradistat (sous EXCEL) qui calcule les indices granulométriques (diamètre moyen, tri, asymétrie, kurtosis, mode et médiane) suivant la méthode de Folk et Ward (1957) et dont les résultats pour chaque échantillon sont récapitulés en Annexe 3, 5, 6 et 7, complétés par le taux de  $\text{CaCO}_3$ , les photographies et l'imagerie correspondante. Ce programme utilise sa propre classification modifiée d'après celle de Udden (1914) et Wentworth (1922) (Annexe 1) (les galets > 64 mm ; les graviers : 64 mm - 2 mm ; les sables : 2 mm - 63  $\mu\text{m}$  dont les sables très grossiers : 2 mm - 1 mm; les sables grossiers : 1 mm - 0,5 mm ; les sables moyens : 0,5 mm - 0,25 mm ; les sables fins : 0,25 mm - 0,125 mm et les sables très fins : 0,125 mm - 63  $\mu\text{m}$  ; les silts < 63  $\mu\text{m}$ ).

En complément, des analyses calcimétriques ont été réalisées pour chacun des échantillons à l'aide du Calcimètre Bernard. Cette méthode consiste à déterminer la teneur en carbonate de calcium ( $\text{CaCO}_3$ ) contenu dans le sédiment en mesurant le volume de  $\text{CO}_2$  gazeux émis lors de la réaction de l'échantillon avec de l'acide chlorhydrique (HCL). Cette approche permet ainsi de définir le pourcentage biogène/détritique de l'échantillon et d'avoir une

information sur sa provenance. Les analyses calcimétriques ont été réalisées selon le protocole suivant à partir de l'échantillon brut:

#### 1) Préparation de l'échantillon

- Broyage de 15 g de sédiment par échantillon préalablement lavé.
- Pesée du broyat à 0,2 g (balance de précision au millième de gramme).

#### 2) Analyse de l'échantillon au Calcimètre et d'un « blanc » (0,2 g de 100% carbonate)

- Incorporation de 10 ml de HCl dans l'échantillon (système fermé du calcimètre Bernard).
- Lecture du niveau du dégagement gazeux → Volume de gaz (ml).
- Les « blancs » à 100% de carbonates permettent de calibrer les résultats.

### **III.5. Détermination des incertitudes verticales des données topobathymétriques**

#### **Calcul des incertitudes verticales associées aux différentiels bathymétriques**

L'examen des mouvements sédimentaires dans la zone submergée est déduit de la topographie du fond marin observée à différents pas de temps. Les comparaisons sont effectuées à partir d'une analyse diachronique des levés bathymétriques ou Lidar. Cependant, chaque jeu de données intègre les erreurs liées à la mesure, aux systèmes d'acquisitions et au positionnement GPS (Chaumillon et al., 2002). Ainsi, il est nécessaire de calculer l'incertitude verticale relative de chaque MNT et de l'appliquer aux MNT différentiels.

Dans cette étude, les erreurs verticales liées aux mesures du sondeur, du système GPS et de la centrale inertielle sont prises en compte. D'autres erreurs relatives aux variations du plan d'eau, aux variations du niveau marin, ou encore aux conditions environnementales et morphologiques lors du levé, ont été utilisées par de nombreux auteurs (e.g. Suanez et al., 1998 ; Aernouts et Héquette, 2006) pour estimer les incertitudes des MNT mais ne sont pas abordées dans cette étude. Les erreurs verticales des trois instruments cités ci-dessus sont additionnées pour donner une erreur totale de chaque MNT obtenu lors des campagnes d'acquisition bathymétrique (Annexe 7).

Afin de caractériser les erreurs verticales des MNT différentiels, deux méthodes de calcul d'incertitude ont été utilisées (Tableau 10) :

- La première approche utilisée est celle de Brasington et al., (2003) qui correspond à la mesure de l'erreur probabiliste ou l'erreur quadratique moyenne RMSE (root-mean-square error) du delta Z entre deux MNT, suivant la formule suivante :

$$\delta MNT_{diff} = \sqrt{(\delta Z_{MNT_{récent}})^2 + (\delta Z_{MNT_{ancien}})^2}$$

Avec  $\delta MNT_{diff}$  l'incertitude propagée dans le MNT différentiel et  $\delta Z_{MNT}$  les incertitudes individuelles (précision verticale) des MNT, respectivement le plus récent et le plus ancien.

- La deuxième approche, utilisée est celle de Brunel (2010) dans laquelle il convient d'additionner les erreurs verticales des 2 MNT utilisés pour créer le MNT différentiel. Elle est considérée comme l'erreur relative verticale maximale.

**Tableau 10 : Incertitudes probabilistes et maximales en « Z » pour les MNT différentiels.**

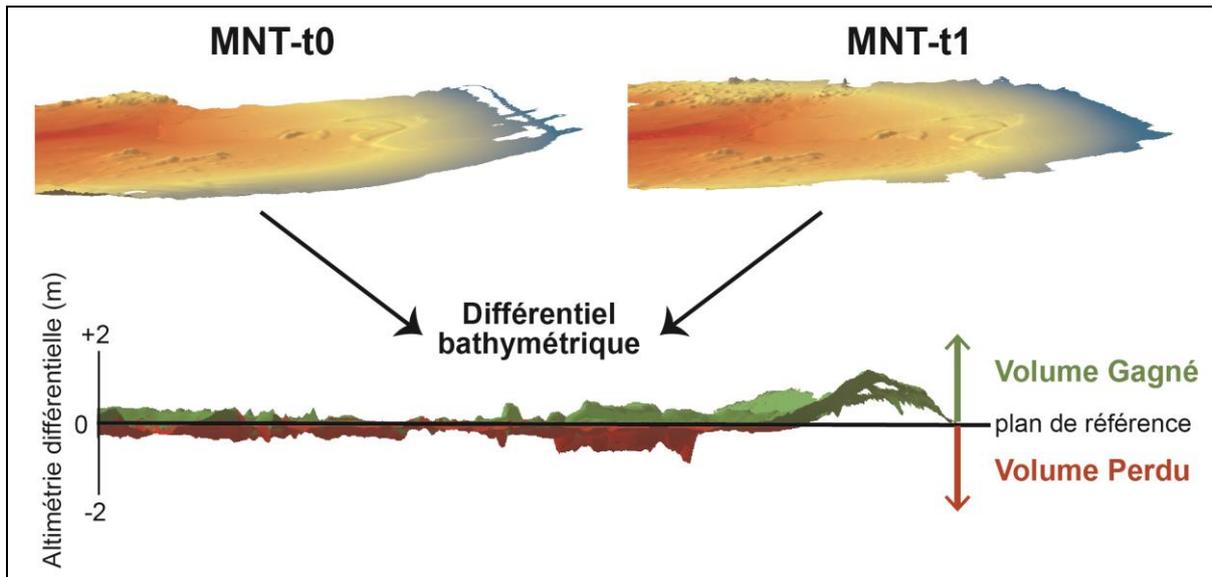
Zone d'étude	Nom du différentiel	$\delta Z$ « récent » (cm)	$\delta Z$ « ancien » (cm)	Incertitude probabiliste (cm)	Incertitude maximale (cm)
Anse de Dinan	2021-2020	14	5,5	15	20
	2020-Litto3D(2013)	5,5	5	7	11
	2021-Litto3D(2013)	14	5,5	15	20
Blancs sablons	2020-2016	5,5	5,5	8	11
	2016-2011	5,5	5,5	8	11
	Litto3D (2013)-2011	5,5	5	7	11
	2016-Litto3D (2013)	5,5	5	7	11
Bertheaume	2021-2020	8	5,5	10	14
	2020-Lidar (2017)	5	5,5	7	11
	2020-Litto3D (2013)	5,5	5	7	11
	2018-2016	5,5	5,5	8	11
	Lidar (2017)-2016	5	5,5	7	11
	2016-Litto3D(2013)	5,5	5	7	11
	2016-2015	5,5	5,5	8	11
2015- Litto3D(2013)	5,5	5	7	11	
Bénodet	2021-2015	14	14	20	28
	2021-Litto3D	14	5	15	19

L'incertitude probabiliste la plus élevée est de 20 cm tandis que la plus basse est de 7 cm. Les incertitudes maximales varient entre 11 et 28 cm. Pour ne pas interpréter, outre mesure, les résultats provenant de l'analyse des MNT et des différentiels bathymétriques, la représentation cartographique intégrera les marges d'erreur précédemment calculées, c'est-à-dire que les variations altimétriques inférieures à  $\pm 10$  ou 20 cm, suivant les sites, apparaîtront en couleurs claires dans les résultats exposés.

### III.6. Méthode de calcul du bilan sédimentaire

La méthode la plus couramment utilisée pour calculer un volume se fait, pour chaque MNT, sur la base d'un plan de référence défini comme la profondeur maximale rencontrée sur la zone. Cependant, les MNT de chaque zone d'étude ne présentent pas toujours une emprise identique et les profondeurs maximales peuvent être différentes. C'est pourquoi les volumes de déplacements sédimentaires entre deux dates ont été calculés à partir des différentiels. Ces derniers représentent une couche (raster) comprenant les variations de hauteurs entre deux dates, c'est-à-dire le gain ou la perte de sédiment par rapport au MNT le plus ancien. L'outil « Surface - Volume » d'ArcGIS permet ainsi de calculer le volume (en  $m^3$ ) gagné ou perdu de ce MNT différentiel, lorsque le plan de référence appliqué est égal à 0 (Figure 48). Afin de comparer des bilans sédimentaires entre eux, le volume (en  $m^3$ ) est alors ramené à un ratio exprimé en  $m^3/m^2$ .

De plus, en vue d'intégrer les marges d'erreur liées aux MNT différentiels dans le calcul des bilans sédimentaires, le plan de référence est alors ajusté en fonction de la valeur de l'erreur (par exemple  $\pm 0,11$ ). Les ratios des bilans sédimentaires, qui intègrent des marges d'erreur sont ainsi présentés à la fin de la partie morphodynamique des sites d'étude (partie V.6). Les variations entre les bilans sédimentaires calculés avec ou sans la prise en compte de la marge d'erreur sont présentées dans la partie morphodynamique des sites d'étude (V.6) et discutées dans la partie (VI.7.1).



**Figure 48 : Volumes perdus et/ou gagnés (bilan sédimentaire), par rapport à un seul plan de référence (0 ou  $\pm$  la marge d'erreur des MNT différentiels), obtenus à partir de 2 MNT à t0 et t1.**

### III.7. Calculs de corrélation

Dans la partie synthèse (VI), nous faisons appel au calcul d'indice de corrélation de « Pearson » (EXCEL) afin d'évaluer l'impact des différents climats de houles sur les évolutions des bilans sédimentaires et pour comparer les différentes profondeurs de fermeture (théoriques et de terrain).

L'indice de corrélation de « Pearson » est un indice sans dimension, compris entre -1 et +1 qui reflète l'étendue d'une relation linéaire entre deux séries de données, selon la formule suivante :

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2 \sum (y - \bar{y})^2}}$$

Avec x et y représentant les moyennes d'échantillon MOYENNE(matrice1) et MOYENNE(matrice2).

### III.8. Conclusion

Au total, cette partie a permis de poser les principes méthodologiques de la recherche réalisée. On rappelle que les objectifs de cette recherche doctorale sont d'améliorer la compréhension des dynamiques morfo-sédimentaires des avant-côtes. Indirectement, il s'agit aussi de contribuer, dans la mesure du possible, à l'amélioration de la connaissance de la mobilité des stocks sédimentaires côtiers en vue d'une possible utilisation ultérieure des acquis pour la gestion des littoraux voire la gestion des risques côtiers d'érosion et de submersion au travers de la gestion de ces stocks. Il s'agit donc, dans ce travail de recherche, de parvenir à établir les éléments-clés de délimitation des cellules hydrosédimentaires, en particulier les limites de fermeture des accumulations littorales à l'échelle régionale de la Bretagne occidentale et à l'échelle des quatre sites considérés comme représentatifs de ces dynamiques d'avant-côte régionalement. Les deux manières par lesquelles il a été choisi de répondre à cette question sont de comparer les résultats obtenus par une approche théorique à ceux obtenus, par l'observation géomorphologique et les mesures bathymétrique, sismique et sédimentaire. Dans cette dernière, nous cherchons principalement à nous appuyer sur la comparaison diachronique de la morphologie des avant-côtes et des bilans sédimentaires des sites étudiés. La mise en œuvre de ces deux méthodologies nécessite cependant l'utilisation de jeux de données acquis antérieurement à ce travail et l'utilisation de techniques d'acquisition diversifiées. Divers instruments de mesure, notamment pour l'observation et les mesures géomorphologiques sont donc employés. L'instrumentation est certes d'usage courant pour collecter les nouvelles données indispensables aux analyses. Il paraissait cependant nécessaire de détailler l'instrumentation spécifique, propre aux travaux en mer, qui a été exploitée, d'autant plus que, pour diverses raisons, ces outils ne sont pas nécessairement standardisés sur les navires océanographiques. Il convenait donc de présenter et de détailler ces outils, de préciser leurs atouts et leurs limites respectives ainsi que de bien mettre en évidence les sources potentielles d'incertitudes et les manières de les réduire au mieux afin de disposer, pour l'analyse à venir (chap IV et V), de jeux de données et de résultats intercomparables.

---

# Chapitre IV

## Profondeur de fermeture à l'échelle de la Bretagne occidentale

<b>CHAPITRE IV PROFONDEUR DE FERMETURE Á L'ÉCHELLE DE LA BRETAGNE OCCIDENTALE</b>	<b>121</b>
<b>IV.1. Introduction</b>	<b>122</b>
<b>IV.2. Article</b>	<b>123</b>
IV.2.1. Abstract	123
IV.2.2. Introduction	124
IV.2.3. Regional setting	126
IV.2.4. Data and methods	128
IV.2.5. Results	136
IV.2.6. Discussion	151
IV.2.7. Conclusion	158

## IV.1. Introduction

Dans ce chapitre, nous allons exposer le premier axe de recherche développé au cours de ce travail doctoral qui vise à lever les verrous sur la profondeur de fermeture à l'échelle de la Bretagne occidentale. En effet, à l'heure actuelle, les connaissances en matière de profondeur de fermeture déterminée par calcul théorique sont peu abondantes sur le pourtour de la Bretagne occidentale, et n'ont fait l'objet que de mesures ponctuelles (Dehouck, 2006 ; Bertin et al., 2022a).

L'objectif principal de ce chapitre est de déterminer la profondeur de fermeture théorique des cellules hydro-sédimentaires, à partir de formulations tirées de la littérature afin de pouvoir calculer les bilans sédimentaires des sites d'étude présentés dans le chapitre V. Un deuxième objectif est de comparer 3 méthodes de calculs établies par la littérature, qui diffèrent selon les paramètres d'entrées à prendre en compte et qui marquent l'extension des échanges sédimentaires à différentes échelles de temps et d'espaces. *In fine*, ces limites théoriques pourront être comparées aux limites morphodynamiques observées à partir de données terrains pour les quatre sites d'étude dont les résultats sont présentés dans le Chapitre V.

La méthodologie consiste à calculer cette profondeur à partir des trois formulations :

1) Depth of Closure enveloppe (DoC-enveloppe) calculée à partir de la formulation d'Hallermeier (1978) en utilisant les caractéristiques de houle (hauteur et période). La DoC-enveloppe correspond à l'enveloppe annuelle des changements morphologiques significatifs du profil de plage.

2) Depth of Closure motion (DoC-motion) calculée à partir de la formulation d'Hallermeier (1981) en utilisant les caractéristiques de houle (hauteur et période) et les données granulométriques. La DoC-motion correspond à la profondeur de mobilité sédimentaire.

3) Depth of Transport (DoT) mesurée à partir des vitesses de frottement sur le fond, combinées houles et de la marée (Soulsby, 1997 et Valiente et al., 2019). À partir de cette dernière, nous avons pu déterminer trois zones de mobilité des particules sédimentaires à l'échelle de la Bretagne occidentale : i) une aire de non-transport (no motion) ; ii) une aire de transport et de dépôts ; iii) une aire de transport sans dépôt possible.

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique rédigé en anglais et qui a fait l'objet d'une soumission dans la revue *Geomorphology*.

## IV.2. Article

### **Sediment mobility over a dispersive inner shelf from combined wave and tide bed shear stress**

**Déborah Belleney, Nicolas Le Dantec, Pascal Le Roy, Alain Hénaff**

#### IV.2.1. Abstract

The sediment transfers that take place between the beach and the depth of closure on the inner continental shelf within nearshore accumulations play a major role in the evolution of sandy shores at different time scales. The depth of closure of the foreshore sedimentary prism, which is generally dependent on wave conditions, remains poorly constrained in the context of an internal macrotidal platform. This work aims to define and evaluate this theoretical depth, which delimits the extension of sedimentary exchanges, in particular by including the constraints applied on the sea bottom by the tidal circulation, which are very strong on the inner continental shelf of western Brittany. The use of wave (WAVEWATCH III<sup>®</sup>), tidal (MARS-3D), and bottom sediment (EMODnet) databases allows us to follow an original cartographic approach to study closure depths, based on the formulations of Hallermeier (1978 and 1981) and Soulsby (1997). This cartographic approach is adapted to a spatial analysis of sediment mobility on a regional scale. First, the depth of closure shows a regional spatialisation of the seaward extension of the sediment mobility zone according to exposure to different wave climates and tidal ranges. Secondly, the method for calculating the depth of closure with the combined shear stresses (wave and tide), applied at the scale of the internal platform of western Brittany, allows the identification of three areas of movement of sedimentary particles according to critical mobility thresholds: 1) Area of no motion; 2) Area of transport and deposition; 3) Area of transport without deposition. The most significant result of this mobility area approach is the possibility of transport and deposition of sand particles at depths greater than 100 m in the most hydrodynamically intense areas, which implies the possibility of interconnections between hydro-sedimentary cells, through bypassing of headlands and crossing over rocky outcrops.

### IV.2.2. Introduction

The evolution and functioning of sedimentary coastal areas are strongly dependent on long-shore and cross-shore sediment transfers that operate within hydro-sedimentary cells (Komar, 1996; Pinot, 1998; Cowell et al., 2003; Héquette et Aernouts, 2010; Aagaard, 2011; Hénaff et al., 2015). These cells extend seaward over the inner continental shelf to the depth of closure. They are laterally delimited by geomorphological obstacles, such as headlands, river outlets, and submarine canyon heads, or by an inversion of the direction of the littoral drift determined by changes in the orientation of the coastline or the bathymetry.

The depth of closure is considered as a morpho-sedimentary boundary separating an active shoreface area from a more inactive offshore area, thus delineating the base of the nearshore prism. Determining its location is fundamental for assessing the long-term sediment budget of coastal systems (Allen, 1968; Swift, 1974; Barnard et al., 2013b ; Preston et al., 2018; Anthony and Aagaard, 2020; Hamon-Kerivel et al., 2020). Its application in coastal engineering is also used to delineate potential source areas of sedimentary material for beach nourishment operations, or for dredging waste. However, a number of recurring questions remain open. To what extent is the foreshore sedimentary prism actually closed? Can sediments of a littoral cell bypass headlands toward an adjacent cell, thus establishing a connection between cells? Several studies have confirmed this possibility, in particular along coastlines with intense hydrodynamic conditions, and underline the role of sediment transfers between littoral cells when assessing coastal sediment budgets (Valiente et al., 2019 ; Klein et al., 2020 ; Silva et al., 2021 ; King et al., 2021 and McCarroll et al., 2018 and 2021). Therefore, estimation of the depth of closure is critical to understand sediment dynamics in littoral cells and predict how coastal areas will respond to sea-level rise induced by climate change, as well as for the management of nearshore sediment resources.

The delineation of the shoreface, adjacent compartments, and associated depths of closure is still discussed due to the complexity of the determination methods (Anthony and Aagaard, 2020). The definition of these boundaries is also subject to debate. For this study, the compartments considered between the external limit of the lower shoreface and the beach are: i) the lower shoreface extending between the fair weather wave base and the base of the storm wave significant changes in the beach profile; ii) the upper shoreface extending between the base of the storm wave significant changes in the beach profile and the mean low tide level (Cowell et al., 1999). Hence, the upper shoreface records significant seasonal morphological changes, while the lower shoreface does not, even if intense seabed agitation occurs under large

wave conditions. For offshore compartments, this study considers the offshore-transition zone as extending between the fair weather wave base of the lower shoreface external limit and the storm wave base offshore proximal limit (Reading, 1996 and Nichols, 2009).

Worldwide, many authors have worked on the determination of this depth of closure, especially on coasts exposed to waves and/or subject to strong tidal ranges (e.g. Hallermeier, 1978 and 1981 ; Birkemeier, 1985; Nicholls et al., 1997 and 1998 ; Capobianco et al., 2002 ; Robertson et al., 2008 ; Cerkowniak et al., 2015 ; Ortiz and Ashton, 2016 ; De Figueiredo et al., 2020 ; Valiente et al., 2019 ; Hamon-Kerivel et al., 2020 ; Hamon-Kerivel et al., 2022). Two main methods are used to locate it: field observations or calculation by empirical formulations. Field observations are based on the repeated acquisition of numerous cross-shore topo-bathymetric profiles of the beach and, above all, of the bathymetry of the foreshore, yielding an envelope of significant morphological changes of the littoral accumulations on annual to multi-year scales (e.g. Rozynski et al., 1998 ; Roberston et al., 2008 ; Jabbar et al., 2015 ; Aragonés et al., 2019). The observations can also incorporate a geostatistical approach, combining median sediment size, D50, and textural parameters (Aragonés et al., 2018). On the basis of these field observations, empirical formulations have also been developed. They take into account the wave conditions, the nature of the bottom or the shear stresses exerted on the bottom by tidal currents and wave orbital velocities (Hallermeier, 1978 and 1981 ; Birkemeier, 1985 ; Wright, 1995 ; Soulsby, 1997 ; Valiente et al., 2019 ; Coughlan et al., 2021 ; Hamon-Kerivel et al., 2022). Wave data, which are the main input parameters of the formulations, can be obtained from in situ measurements (e.g., nearbed current velocity profiles) or from model outputs (e.g., WAVEWATCH III<sup>®</sup>, simulating nearshore wave propagation).

The depth of closure is expressed using different formulations, and is also associated with two different interpretations in terms of sediment mobility: i) DoC-envelope is computed using statistics of wave height and period from hindcast simulations and is interpreted as the limit of significant changes in beach profiles on a seasonal scale caused by storm wave action (Hallermeier, 1978); ii) DoC-motion is computed using statistics of wave height and period from hindcast simulations as well as grain-size parameters from seabed classification and is interpreted as the outer limit of sediment movements generated by fair weather waves (Hallermeier, 1981); iii) Depth of Transport (DoT) is based on wave and tide bed shear stress from hindcast simulations and was introduced by Valiente et al. (2019) who defined it as the limit of bed agitation corresponding to the upper plane bed transition under extremes

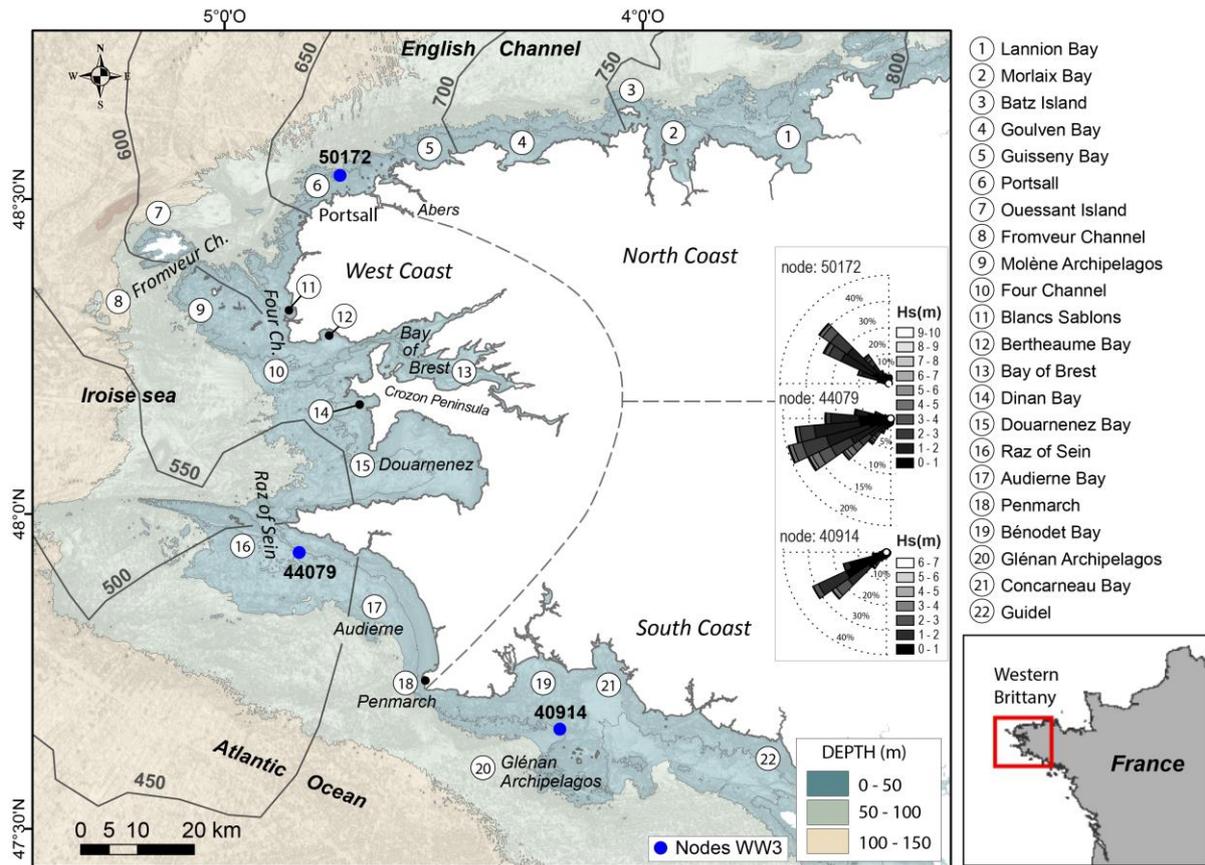
hydrodynamic conditions. It is therefore of interest given the hydro-sedimentary conditions typical of the western Brittany platform.

This study examines the depth of closure at the regional scale of the western Brittany coastline, which is exposed to highly energetic hydrodynamic conditions. The study is based on the combined use of hydrodynamic (HOMERE for wave and MARS3D for tidal currents) and sedimentary (EMODnet) databases, allowing an innovative spatial analysis of DoC and DoT based on the formulations of Hallemeier (1978, 1981) and Soulsby (1997).

### **IV.2.3. Regional setting**

The peninsula of western Brittany provides great diversity in the exposure of the coasts and the inner continental shelf, and this context is particularly interesting for the study of the limits of the coastal sedimentary prism at a regional scale. Northward, the peninsula is exposed to the conditions of the English Channel, westward to the Iroise Sea, and southward to conditions in the Bay of Biscay. The coastline exhibits diverse morphologies, consisting of coastal accumulations of limited extension (bays, inlets, pocket beaches) developed between rocky and soft cliffs, promontories, and variously prominent headlands often associated with reefs and islands offshore (Figure 49).

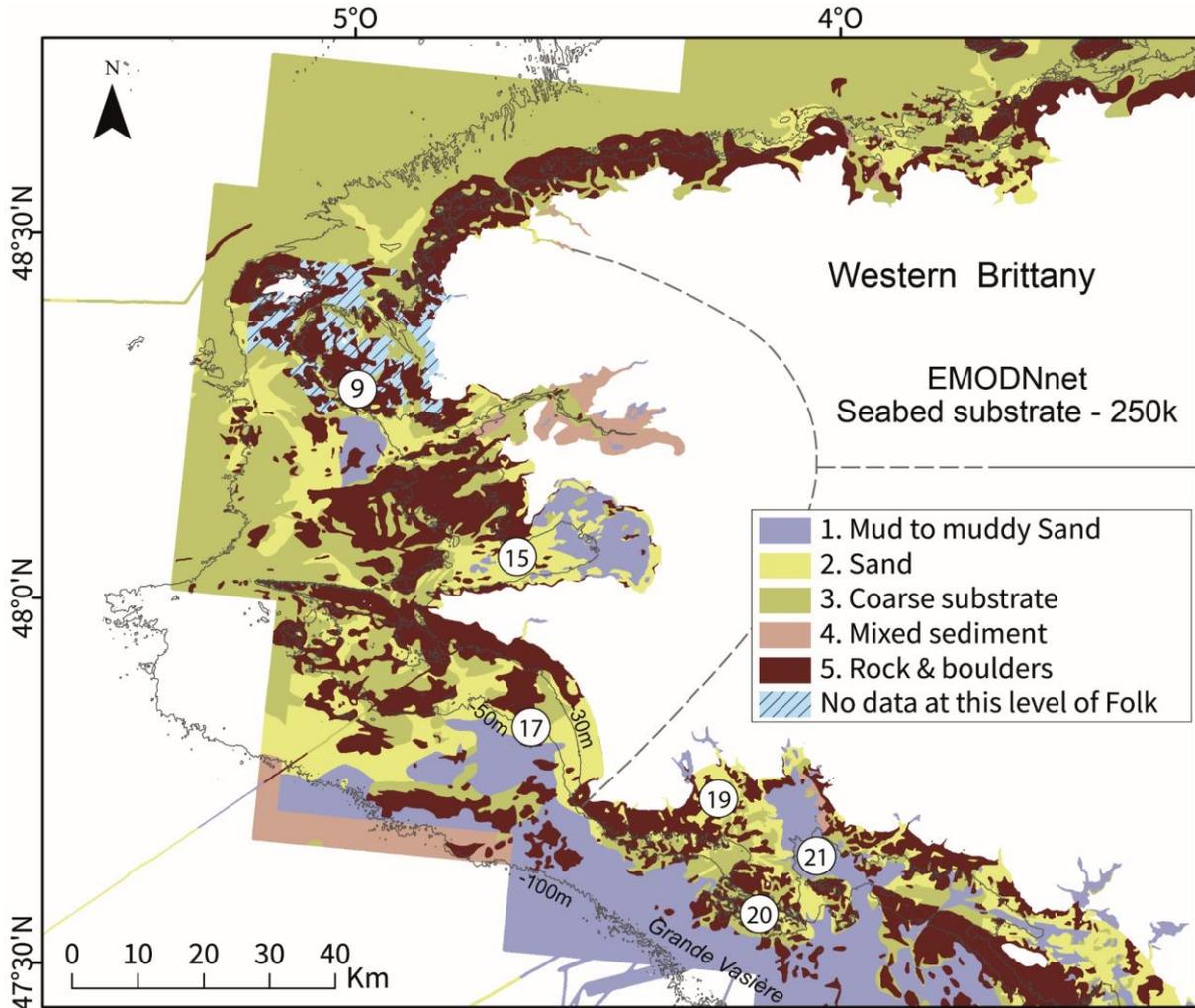
Tidal ranges vary from 450 cm to 800 cm from the south to the north of the study area (Figure 49). Tidal surface currents can reach a maximum speed of 4.2 m/s in the Fromveur Channel. Mean speeds are less than 0.5 m/s over the entire inner shelf (< 30 m) and less than 0.25 m/s in the coves (DATA-SHOM- <https://data.shom.fr>). Three representative wave profiles were selected according to the exposure of each exposed coastal area to the north, west, and south, and incorporate data extracted from a 23-year time series (Data from HOMERE, WAVEWATCH III® model; from 1994 to 2016; <https://marc.ifremer.fr>) (Figure 49): 1) on the northern coast, the prevailing wave is oriented from the north-west, its average significant height (Hs) is 1.5 m, reaching a maximum of 9.2 m; 2) on the western coast, the prevailing wave is from the west-south-west, with an Hs of 1.5 m and a maximum of 9.5 m; 3) on the southern coast, the prevailing wave is from the west-south-west, with an average Hs of 0.8 m with a maximum of 6.8 m.



**Figure 49 : Western Brittany study area (France). Wave roses ( $H_s$ ) represent a 23 year (1994-2016) record from WAVEWATCH III<sup>®</sup> model for the three blue dots. Black solid lines represent mean spring tidal range (cm) from Data Shom (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). Numbers (1) to (22) correspond to the location of the specific areas studied.**

Along the coasts it is covered by the current coastal prism mainly made up of fine to coarse sands, mostly biogenic, of Holocene age, and resulting both from the remobilization of continental shelf deposits during the last transgression (Flandrian) and from the accumulation of products of the erosion of Hercynian rocky coastal cliffs of a granitic or metamorphic nature (Cagnard, 2008). The EMODnet (2016) classification of the nature of the seabed into five classes (Figure 50) shows a variable distribution according to the three ocean coasts: 1) the northern coast is mainly composed of outcropping bedrock at the edge of the coastline and is punctuated by coarse to medium sands, mostly arranged in a coastal strip; 2) the seabed of the western coastline is more heterogeneous in nature, alternating between fine and coarse sands, but leaving large rocky outcrops. Patches of muddy sediment are present in the south of the Molène archipelago (9), in the Bay of Douarnenez (15), and off Audierne Bay (17); 3) the southern coast also has a rocky basement dotted with patches of coarse to medium sediments,

in particular in the alignment of the Bay of Bénodet (19) and the Glénan archipelago (20). Fine sediments dominate offshore and in Concarneau Bay (21), which connect to the north-western end of the large muddy belt (*Grande Vasière*) of the median platform of the Bay of Biscay.



**Figure 50 :** Seabed substrate and sediment data from *The European Marine Observation and Data Network (EMODnet, Geology, 2016)*; 1/ 250 000 scale, using Folk 5 class classification. Isobaths -30 m, -50 m and -100 m are indicated with black lines. The numbers correspond to the location of the specific areas studied.

#### IV.2.4. Data and methods

This study focuses on the position (distance from the coast and depth) of the outer boundary of the coastal sedimentary prism of western Brittany. Its position is determined using three formulations: 1) DoC-envelope calculated from Hallermeier (1978); 2) DoC-motion

calculated from Hallermeier (1981); 3) DoT measured from the combined wave and tidal bottom friction velocities (Soulsby, 1997) (Figure 51).

#### IV.2.4.1. Depth of closure formulations: DoC-envelope and DoC-motion

To calculate the outer limit of significant changes in beach profiles on an annual time scale, Hallermeier (1978 and 1981) proposes a formulation (eq. 1) based on wave climate parameters. It is considered as the outer limit of the upper shoreface and represents the depth of the equilibrium envelope of profile change - DoC<sub>env</sub> (Hallermeier, 1978).

$$DoC_{env} = 2.28 He - 68 (He^2/g Te^2) \quad (1)$$

Where  $He$  (m) is the significant wave height exceeded for 12 hours per year,  $Te$  (s) is the associated wave period and  $g$  ( $m/s^2$ ) is acceleration of gravity (Figure 51).

Hallermeier (1981) suggests a second formulation to take into account a longer time scale (applicable for  $10^2$ - $10^3$  years or longer) (Stive and de Vriend, 1995). It defines the lower shoreface limit or Depth of Closure motion (DoC<sub>motion</sub>). It takes into account the grain size and is defined as follows:

$$DoC_{motion} = (Hs - 0.3 \sigma_s) Ts (g/5000 D_{50})^{0.5} \quad (2)$$

Where  $Hs$  (m) is the annual mean significant wave height,  $\sigma_s$  is the associated standard deviation,  $Ts$  (s) is the mean significant wave period and  $D_{50}$  (m) represents the median grain size (Figure 51).

Hallermeier (1978) recommends that tidal effects could be taken into account by using the mean low water level as a reference instead of the mean water level, thus allowing the consideration of the maximum extension of DoC (envelope and motion) towards the open sea. Therefore, all the wave parameters necessary for the DoC<sub>env</sub> and DoC<sub>motion</sub> calculations were extracted by considering only the periods of low water spring tides (LWS). The depth of closure refer to the hydrographic zero.

#### IV.2.4.2. Depth of transport: DoT

The DoT is determined by comparing the combined bed shear stress and the threshold of motion, which is defined using the Shields mobility number. To account for the nonlinear interaction between wave and current boundary layers, Soulsby (1997) proposes the following expression to define the maximum bed shear stress, herein referred to as the “combined bed shear stress :  $\tau_{comb}$  (N/m<sup>2</sup>)” (eq. 3) :

$$\tau_{comb} = [(\tau_m + \tau_w |\cos \phi|)^2 + (\tau_w \sin \phi)^2]^{1/2} \quad (3)$$

where  $\tau_m$  (N/m<sup>2</sup>) is the mean bed shear stress (eq. 4) ,  $\tau_w$  (N/m<sup>2</sup>) is the wave bed shear stress and  $\phi$  is the angle between the directions of wave propagation and current.

The mean combined bed shear stress  $\tau_m$  (N/m<sup>2</sup>) is derived from the current bed shear stress  $\tau_t$  (N/m<sup>2</sup>) and the wave bed shear stress  $\tau_w$  (N/m<sup>2</sup>) (eq. 4):

$$\tau_m = \tau_t [1 + 1.2 (\tau_w / \tau_t + \tau_w)^{3.2}] \quad (4)$$

The tidal current bed shear stress  $\tau_t$  (N/m<sup>2</sup>) (eq. 5) is derived from the near-bed friction velocity  $U_*$  (m/s) which is estimated using logarithmic profile method by considering a turbulent regime (eq. 6).

$$\tau_t = \rho U_*^2 \quad (5)$$

$$U_* = U(z) k / \ln (Z/Z_0) \quad (6)$$

Where:  $\rho$  (1025 kg/m<sup>3</sup>) is the density of water;  $k$  is the Karman constant (0.4);  $Z_0$  (m) is the bottom roughness parameter related directly to the median grain size  $D_{50}$  with the relation  $Z_0 = D_{50}/12$ ;  $Z$  (m) is the height above sea bed, and  $U(z)$  (m/s) is current velocity at height  $Z$  (Figure 51).

The wave shear stress is associated with the orbital velocity of the wave on the bottom and is expressed as:

$$\tau_w = 1/2 f_w \rho U_w^2 \quad (7)$$

Where  $f_w$  is the wave friction parameter ( $f_w = 1.39 (A/Z_0)^{-0.59}$ ) which depends on the semi-orbital excursion under waves ( $A = U_w T / 2\pi$ ), and  $U_w = \sqrt{2} U_{rms}$  with  $U_{rms}$  (m/s) as the root-mean-square wave orbital velocity at the sea bed.

The initial motion of a sediment occurs when the bed shear stress exceeds the critical stress  $\tau_{cr}$  corresponding to the threshold for initiation of movement. Following the approach developed by Shields (1936), the Shields mobility number ( $\theta$ ) is the ratio of the shear stress ( $\tau$ ) acting on a grain to move it and the immersed grain weight:

$$\theta = \tau / (g (\rho_s - \rho) D_{50}) \quad (8)$$

Where:  $\rho_s$  (2650 kg/m<sup>3</sup>) is the density of sediment

The threshold of initial motion is given as a critical value  $\theta_{cr}$  of the Shields number, which depends on the grain size (eq. 8). This critical value is determined from observations. For large non-cohesive sediments (greater than a few mm), the value  $\theta_{cr} = 0.06$  proposed by Shields (1936) has long been used as a reference. Since then, many authors have proposed different values such as  $\theta_{cr} = 0.047$  (Meyer-Peter and Muller, 1948),  $\theta_{cr} = 0.048$  (Grant and Madsen, 1982) or  $\theta_{cr} = 0.055$  (Soulsby, 1997). In this study, the critical threshold of 0.048 for the Shields mobility number is used.

From this critical threshold of motion, sediment transport rapidly leads to the emergence of bedforms, the size of which depends on flow velocity. The length and morphological characteristics of these sedimentary structures reflect the equilibrium with the sediment transport capacity of the flow towards which they have evolved, and which depends on the grain size and flow velocity (Moss, 1972; Southard and Boguchwal, 1990). Once the current increases until it reaches the upper bed transition, the bedforms crests are trimmed and then flattened and the seabed becomes more flat. The particles are scarcely deposited on the bottom anymore and are mainly transported in suspension. The value of the Shields number corresponding to this transition is  $\theta=1$ .

In this study, the DoT calculated with  $\theta_{cr} = 0.048$  is designated as DoTmotion and the DoT calculated with  $\theta_{cr} = 1$  is designated as DoTupb. Moreover, three areas of movement of sedimentary particles are considered, according to critical mobility thresholds: 1) Area of no motion when  $\tau_{comb} < 0.048$ ; 2) Area of Transport and Deposition (ATD) when  $0.048 < \tau_{comb} < 1$ ; 3) Area of Transport Without Deposition when  $\tau_{comb} > 1$  (Figure 51).

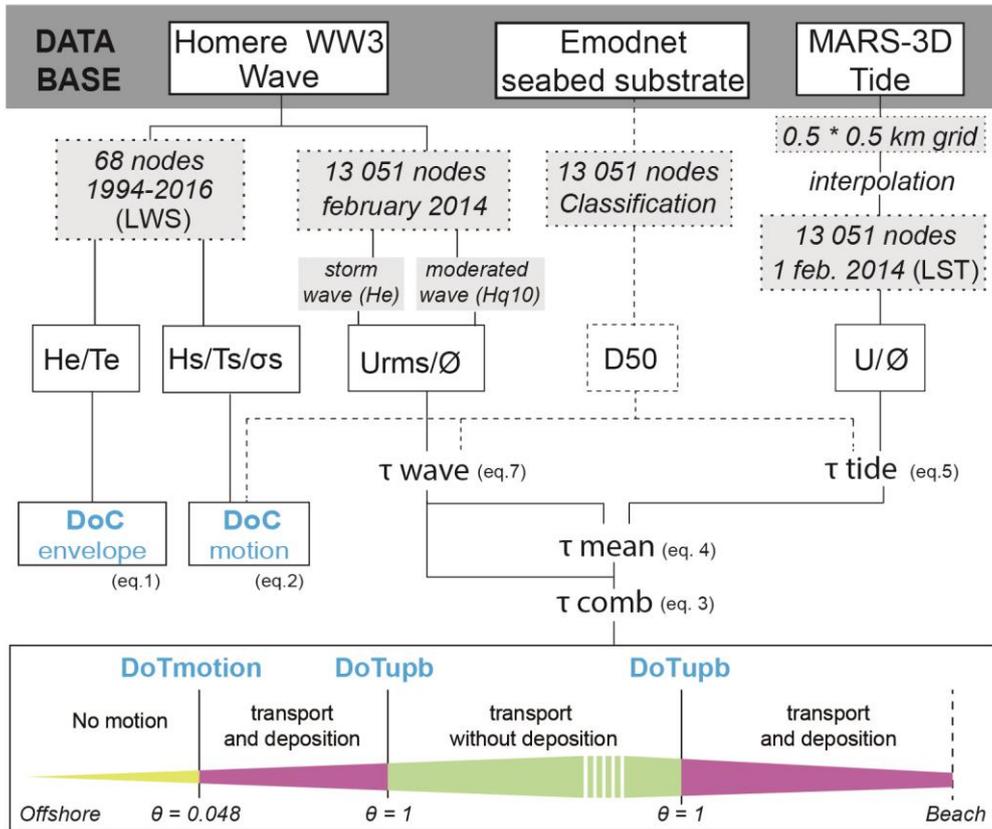
The bed shear stress increases shoreward, often reaching a maximum before decreasing closer to the beach. This is typically the case in more protected coastal environments (i.e., embayments, as opposed to rocky coasts that are more directly exposed to waves), where the bed shear stress goes under the upper plane bed threshold, allowing the existence of a second, internal, DoTupb limit and of a second, internal, ATD.

The depth of closure is meant to represent the furthest extent of sediment displacement. Consistently, when exploiting the DoT calculations and the sequence of areas of movement that are derived in this approach, we retain the limit of sediment motion (DoTmotion) as the depth of transport. This definition differs from Valiente et al. (2019) who define the DoT as the upper plane bed transition DoTupb. To further exploit the advantage of the spatial representation of sediment mobility that is offered with the DoT approach, we analyze the sediment transport in the inner shelf in terms of the areas of sediment movement as defined above.

The two depths of transport (DoTmotion and DoTupb) and three associated areas (no motion, ATD and ATWD) are calculated for different grain sizes (0.05, 0.5 and 2 mm), using equations (3) and (8) with the corresponding “critical” bed shear stress values for initial motion and upper plane bed (Tableau 11).

**Tableau 11 : Threshold bed shear stress ( $N/m^2$ ) for different grain sizes and for the two values of Shields mobility numbers indicating transport initiation and transition to the upper plane bed.**

<b>Grain size (mm)</b>	<b>0.05</b>	<b>0.5</b>	<b>2</b>
<b><math>\tau_{cr}</math> for <math>\theta_{cr} = 0.048</math></b> (DoT motion)	0.038	0.38	1.5
<b><math>\tau</math> for <math>\theta = 1</math></b> (DoT upper plane bed)	0.79	7.9	31.8



**Figure 51 :** Schematic of the methodology for the calculation of the Depths of Closure (DoC envelope and DoC motion) and Depth of Transport (DoTmotion and DoTupb - upper plane bed) from hydrodynamic and sedimentary databases. LST (Large Spring Tide) and LWS (Low water spring).  $\tau_{wave}$  ( $\tau_w$ ) and  $\tau_{tide}$  ( $\tau_t$ ) correspond respectively to wave and tide bed shear stress.  $\tau_{mean}$  ( $\tau_m$ ) and  $\tau_{comb}$  correspond respectively to mean and combined bed shear stress.

#### IV.2.4.3. Numerical modelling data

The databases used to obtain wave parameters, tidal current, and granulometry, required for these calculations at the scale of western Brittany, are respectively the HOMERE database (developed by Ifremer, Boudière et al., 2013), the MARS3D database (Lazure and Dumas, 2008) and the EMODnet-Geology seabed substrate (European Marine Observation and Data Network initiated by the European Commission in, 2009) (Figure 51 and Figure 52).

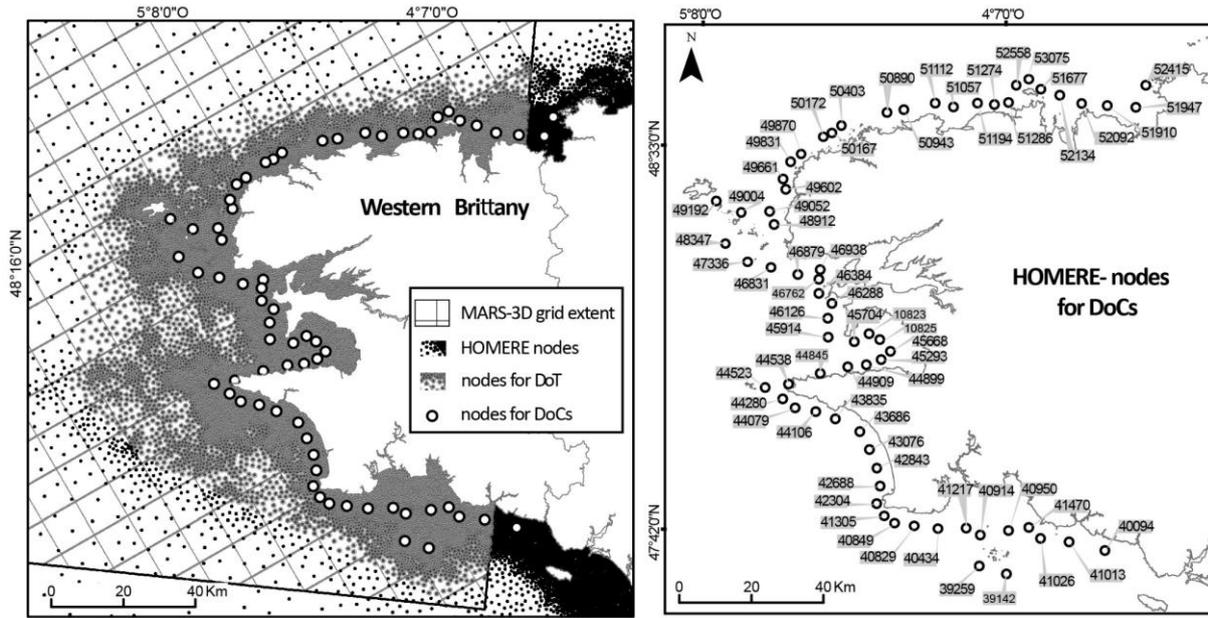
The HOMERE database (<http://doi.org/10.12770/cf47e08d-1455-4254-955e-d66225c9dc90>), newly accessible from the Resourcecode marine data toolbox, was built from the WAVEWATCH III® model. The de-structured triangular grid of the WAVEWATCH III® model allows the resolution of the grid to be adapted to different scales ranging from the coastal

zone (refined meshes at ~200 m) to offshore (meshes of ~10 km) (Christophe et al., 2017) (Figure 51 and Figure 52). For the DoCenv and DoCmotion methods, wave heights ( $H_s$  and  $H_e$ ) and associated periods ( $T_s$  and  $T_e$ ) were extracted over the period 1994 to 2016 at the isobath -30 m, as comparable way of Valiente et al. (2019) and Udo et al. (2020), and in accordance with using offshore waves (Birkemeier, 1985). For DoT method, bottom friction velocities ( $U_{rms}$ , rms of bottom velocity) were extracted under two wave conditions: extreme (or « storm ») and moderated. Extreme conditions are represented by the significant wave height exceeded for 12 hours ( $H_e$ ) during February 2014, since it is the month during which the coastline was the most impacted in the last decade (Blaise et al., 2015 ; Stéphan et al., 2019). Moderated wave conditions correspond to the "10" quantile ( $H_{q10}$ ) over the month of February 2014.

The MARS3D (Model for Applications at Regional Scales) database was used to compute the near-bed friction velocity  $U_*$  associated with the tide-induced current, used for the calculation of the DoT. The resolution of the square grid of the MARS3D model is 500 m for western Brittany (Figure 52). The near-bed friction velocity  $U_*$  is derived from the velocity in the bottom layer and the roughness scale provided in the model output, using equation (6). Tidal current bed shear stress was computed over only one tidal cycle, during the largest spring tide, on 1 February 2014, again, retaining the maximum value at each node.

Tide and wave bed shear stress are calculated during extreme conditions (February 2014 and Largest spring tide), however this is not frequently encountered in real conditions (the peak of the storm may not necessarily coincide with the maximum tidal current).

The two models of MARS3D and WAVEWATCH III® do not have the same grid size. In order to solve this problem for the DoT calculations, the points of the WAVEWATCH III® node, which are denser near the coast, are used as a reference (this represents 13 051 points). From the values calculated using the MARS3D outputs, the shear values due to the tidal current  $U$  are assigned to each node of the WAVEWATCH III® model using the nearest neighbour method. The final grid including wave, tidal, and grain size data is therefore that of the WAVEWATCH III® model. Final DoT maps are generated using nearest neighbour interpolation to a 10 m regular grid.



**Figure 52 :** *Left panel: map of the HOMERE nodes extent for wave parameters (black and grey dots) and MARS3D grid extent for tide parameters. White dots indicate nodes selected for DoCs (DoCenv and DoCmotion) formulations and grey dots indicate the selected nodes for DoT formulation. Right panel: Identification numbers of the HOMERE nodes (WAVEWATCH III® model) for DoCs (DoCenv and DoCmotion) calculations.*

The EMODnet seabed substrate (Figure 50) was used to obtain a grain size class considered as the value of D50 for each node of the HOMERE database (WAVEWATCH III® model) over the whole area considered (for "No data at this level of Folk" and "mixed sediment" a D50 of 0.5 mm was used) (Tableau 12).

**Tableau 12 :** *EMODnet Seabed substrate and associated grain size (D50) used in this study.*

D50 (mm)	Seabed substrate Edmonet
0.05	Mud to muddy Sand
0.5	Sand
2	Coarse substrate
20	Rock-boulders

## IV.2.5. Results

### IV.2.5.1. Wave height and grain size as factors of depth of closure variabilities along the western Brittany coastline

The  $DoC_{env}$  and  $DoC_{motion}$  were calculated for 68 points along the western Brittany coast, using 23 years of WAVEWATCH III<sup>®</sup> wave model (height and period) and EMODnet grain size data, at the -30 m. The period  $T_e$  vary between 6.6 s and 15.4 s while  $T_s$  vary between 3.7 s and 7.9 s (Figure 53-A and Tableau 13). The mean wave periods are 10.8 s for  $T_e$ , with a standard deviation of 0.9 s, and 5.8 s for  $T_s$  with a standard deviation of 0.7 s. The values of  $T_e$  are approximately twice as large as the values of  $T_s$ . Extreme wave heights ( $H_e$ ) vary between 1 m and 6.8 m, while mean wave heights ( $H_s$ ) vary between 0.5 m and 2.5 m along western Brittany (Figure 53-B and Tableau 13). The minimum difference between  $H_e$  and  $H_s$  values is around 2 m and is observed in the less exposed areas: Concarneau (21), Douarnenez (15), east of Ouessant (7), and Lannion Bay (1). The maximum difference between the values of  $H_e$  and  $H_s$  is of the order of 4.5 m and is observed in most exposed areas: Glénan (20), north of Audierne Bay (17), Portsall (6), and Batz Island (3).

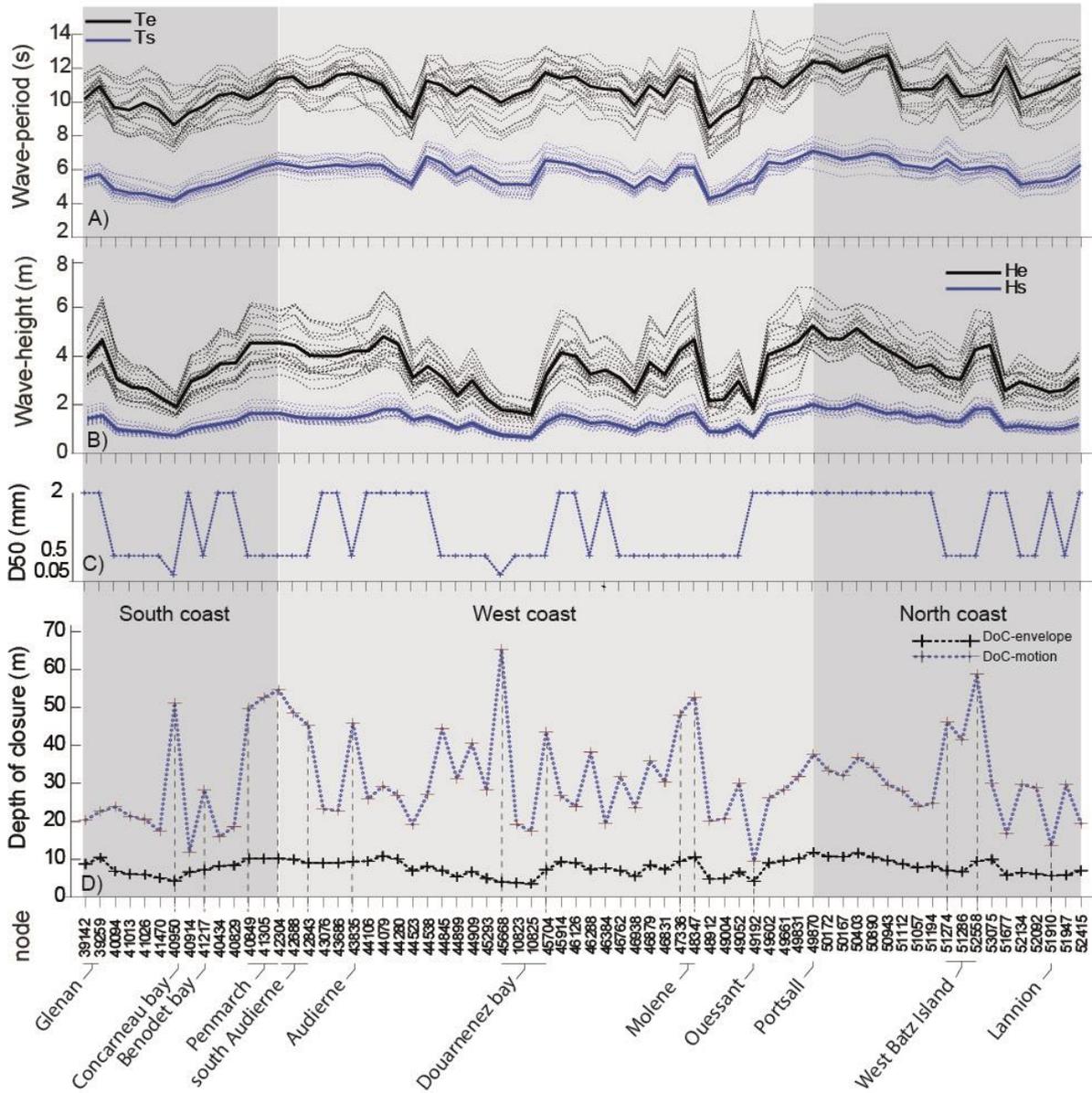
**Tableau 13 : Maximum, minimum, and mean values of  $DoC_{env}$  and  $DoC_{motion}$  with associated wave parameters and grain sizes.**

	<b>DoC<sub>env</sub></b> (m)	<b>H<sub>e</sub></b> (m)	<b>T<sub>e</sub></b> (s)	<b>DoC<sub>motion</sub></b> (m)	<b>H<sub>s</sub></b> (m)	<b>T<sub>s</sub></b> (s)	<b>D50</b> (mm)
<b>Max</b>	12	6.8	15.4	65	2.5	7.9	0.05
<b>Min</b>	4	1	6.6	9.5	0.5	3.7	0.5
<b>Mean</b>	8	3.5	10.8	31	1.3	5.8	-

Half of the nodes were associated with a D50 of 2 mm, mostly in the northern area. The other half were associated with D50 of 0.5 mm. Concarneau Bay and Douarnenez Bay were associated with a D50 of 0.05 mm (Figure 53-C).

The results obtained for the  $DoC_{env}$  along the west coast vary between 4 m and 12 m with minimum values of 4 m to 5 m in the bays of Concarneau (21) for the south coast, Douarnenez (15), and in the shelter of Ouessant Island (7) for the west coast (Figure 53-D and Tableau 13). On the contrary, high values of  $DoC_{env}$ , greater than 10 m depth, are registered around the Glénan archipelago (20), north of Audierne Bay (17), south of the Molène archipelago (9), towards Portsall (6), and around Batz Island (3). Along the northern coast (excluding Batz Island), the  $DoC_{env}$  gradually decreases from west to east, from 12 m to 6 m.

The  $DoC_{motion}$  is much higher, and has a much greater variability than the  $DoC_{env}$ , ranging from 9.5 m to 65 m (Figure 53-D and Tableau 13). The western coastline shows particularly strong fluctuations in  $DoC_{motion}$ , with values ranging from 9.5 m to 65 m (i.e. the whole range of western Brittany). However, the relative evolution of the  $DoC_{motion}$  along the coasts of western Brittany is similar to that of the  $DoC_{env}$ , with minimum values in the bays of Concarneau (21), Douarnenez (15), and in the shelter of Ouessant Island (7), and high values around the Glénan archipelago (20), north of Audierne Bay (17), south of the Molène archipelago (9), towards Portsall (6) and around Batz Island (3). Along the northern coast (excluding Batz Island), the  $DoC_{motion}$  also shows a progressive decrease from west to east, from 30 m to 25 m.  $DoC_{motion}$  variability is partly related to the changes in sediment grain size, to which it is sensitive, and which induces discontinuities, unavoidable with the methodology followed for this study. The high  $DoC_{motion}$  values in Concarneau Bay and at the southern limit of Douarnenez Bay are due to a small grain size (0.05 mm).



**Figure 53 :** Depth of closure envelope and motion for 68 nodes along the western Brittany coast (D) with associated wave heights and periods, and grain sizes (D50) (A, B, C). Blues lines indicate the  $DoC_{motion}$  results and associated parameters  $H_s$ ,  $T_s$ , and  $D_{50}$ . Black lines indicate the  $DoC_{env}$  results and associated parameters  $H_e$  and  $T_e$ . Grey dashes represent wave heights and periods year by year from 1994 to 2016. See Figure 52 for location of nodes.

**IV.2.5.2. Contributions of waves and tide to combined bed shear stress**

During the DoT analysis period of February 2014, the wave heights ( $H_e$ ) exceeded for 12 hours over this period (Figure 54-A), are strong offshore (between 9 m and 12 m) and gradually decrease to generally less than 4 m at the coast ( $< -20$  m depth). The well-sheltered bays, where wave heights are less than 4 m (9, 15 and 21). The wave heights ( $H_{q10}$ ) range from 4 m to 7 m offshore and decrease progressively to be generally less than 1.5 m at the coast ( $< -20$  m/-30 m depth) (Figure 54-B). The wave heights ( $H_{q10}$ ) are 2.7 lower than  $H_e$  in the south and west and 3.1 lower in the north. Tide-induced bottom current velocities ( $U_{\text{tide}}$ ) reaching 3.43 m/s in the straits, such as around the islands of Ouessant (7) and Batz (3), as well as in the channels of Four (10), Fromveur (8), and the Raz of Sein (16) (Figure 54-C). In general, the offshore friction velocities increase from south to north, from 0.16 m/s to 1.5 m/s, in line with the increase in tidal range. Approaching the coast, friction velocities remain below 0.5 m/s over the entire part of western Brittany and below 0.15 m/s in the Bays of Concarneau (21) and Douarnenez (15).

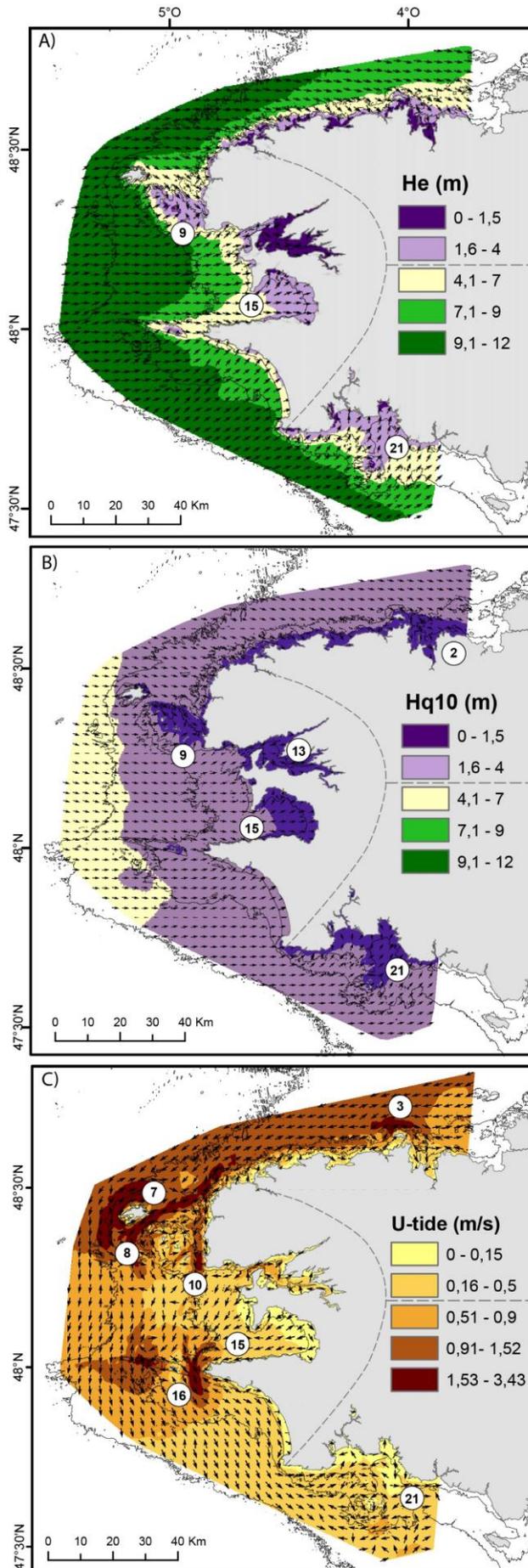


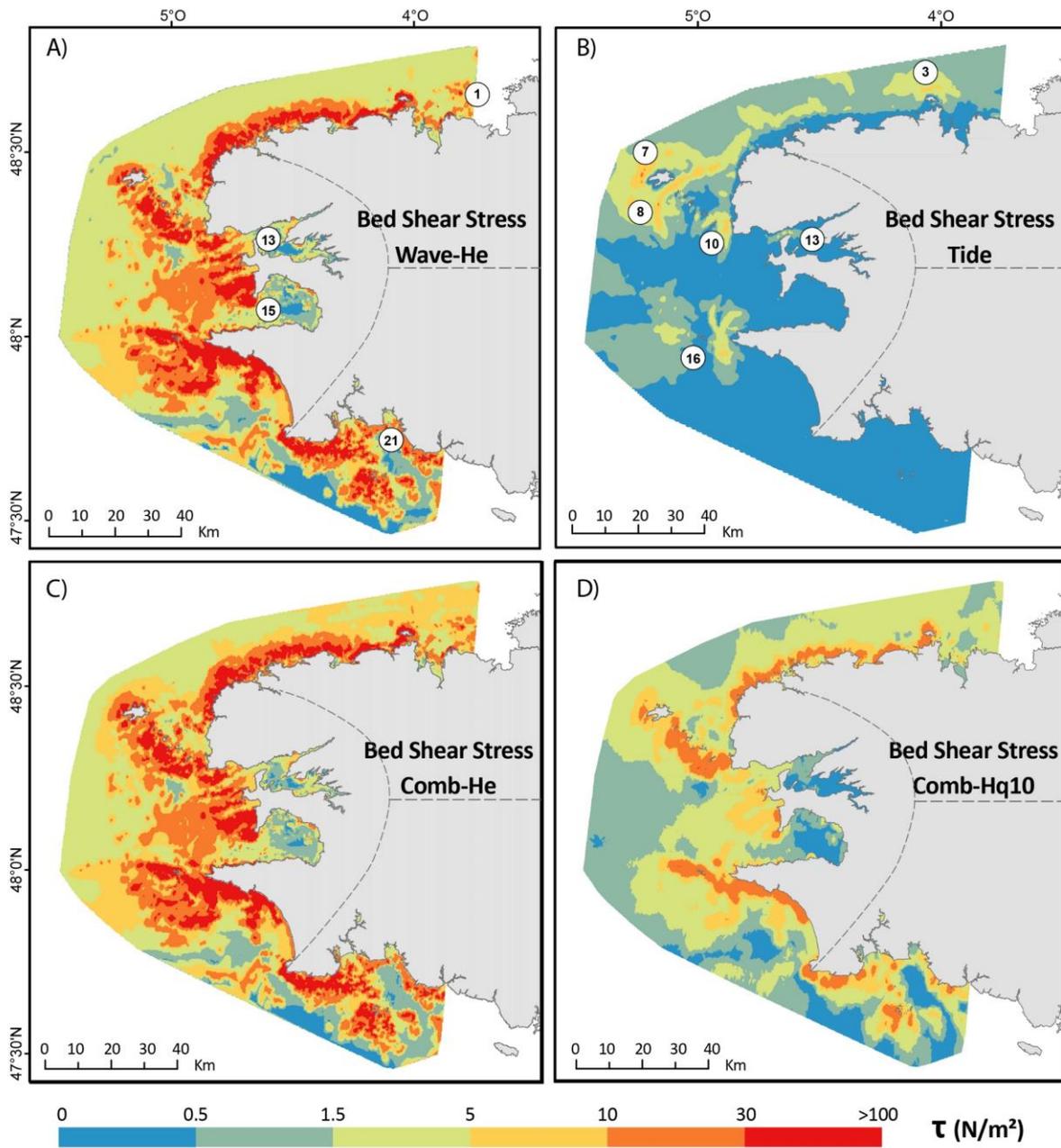
Figure 54 : Significant wave heights (m) exceeded for 12 hours ( $H_e$ ) and wave heights for the 10th percentile ( $Q_{10}$ ) for February 2014 and associated direction (A and B). Friction velocity (m/s) and direction of maximum tidal currents near the bottom (C). Data from WAVEWATCH III® model (HOMERE database) and MARS3D models, respectively. The numbers correspond to the name of the specific area studied; see Figure 49 for location. Thin black lines are isobaths - 20 m, -50 m, -100 m. Grey dotted lines represent the north/west/south limits.

The mean extreme wave bed shear stress ( $\tau_{\text{waveHe}}$ ) is 11.1 N/m<sup>2</sup> with higher values > 30 N/m<sup>2</sup> around capes, islands, and near the coastline, particularly close to the rocky outcrops that extend offshore (beyond -50 m) (Figure 55-A). Otherwise,  $\tau_{\text{waveHe}}$  logically decreases in the most sheltered areas, with minimum values < 3 N/m<sup>2</sup> in the Bay of Brest (13) as well as in the Douarnenez (15) and Concarneau (21) bays.

The tidal bed shear stress ( $\tau_{\text{tide}}$ ) is lower by a factor of 35 than those induced by the extreme waves with a mean value of 0.4 N/m<sup>2</sup> (Figure 55-B). The maximum  $\tau_{\text{tide}}$  reach 13 N/m<sup>2</sup> in straits (16, 10 and 13) and around islands (3, 7 and 8). They correlatively increase relative to the tidal currents with values lower than 0.5 N/m<sup>2</sup> in the south, from 0.5 N/m<sup>2</sup> to 1 N/m<sup>2</sup> in the west, and up to 7 N/m<sup>2</sup> in the north.

The combined bed shear stress during extreme waves ( $\tau_{\text{combHe}}$ ), is high over the entire shelf, with a median value of 7.6 N/m<sup>2</sup> (Figure 55-C). The difference with  $\tau_{\text{waveHe}}$  is more pronounced in the north, with values higher by + 0.5 N/m<sup>2</sup> to + 5 N/m<sup>2</sup>, while in the west and south, values are higher by + 0 N/m<sup>2</sup> to + 0.5 N/m<sup>2</sup>. Specifically, combined bed shear stress ( $\tau_{\text{combHe}}$ ) tends to be significantly higher than the stresses induced by the waves alone ( $\tau_{\text{waveHe}}$ ) in the tidal channels or straits (+5 N/m<sup>2</sup> to +10 N/m<sup>2</sup>).

In comparison, the combined bed shear stress obtained from Hq10 ( $\tau_{\text{waveHq10}}$ ) are lower less than  $\tau_{\text{combHe}}$  with maximum value of 39 N/m<sup>2</sup> (Figure 55-D) and mean value of 3.45 N/m<sup>2</sup>. Therefore,  $\tau_{\text{waveHq10}}$  is 10 times higher than  $\tau_{\text{tide}}$  nevertheless 2.8 times lower than  $\tau_{\text{combHe}}$ .

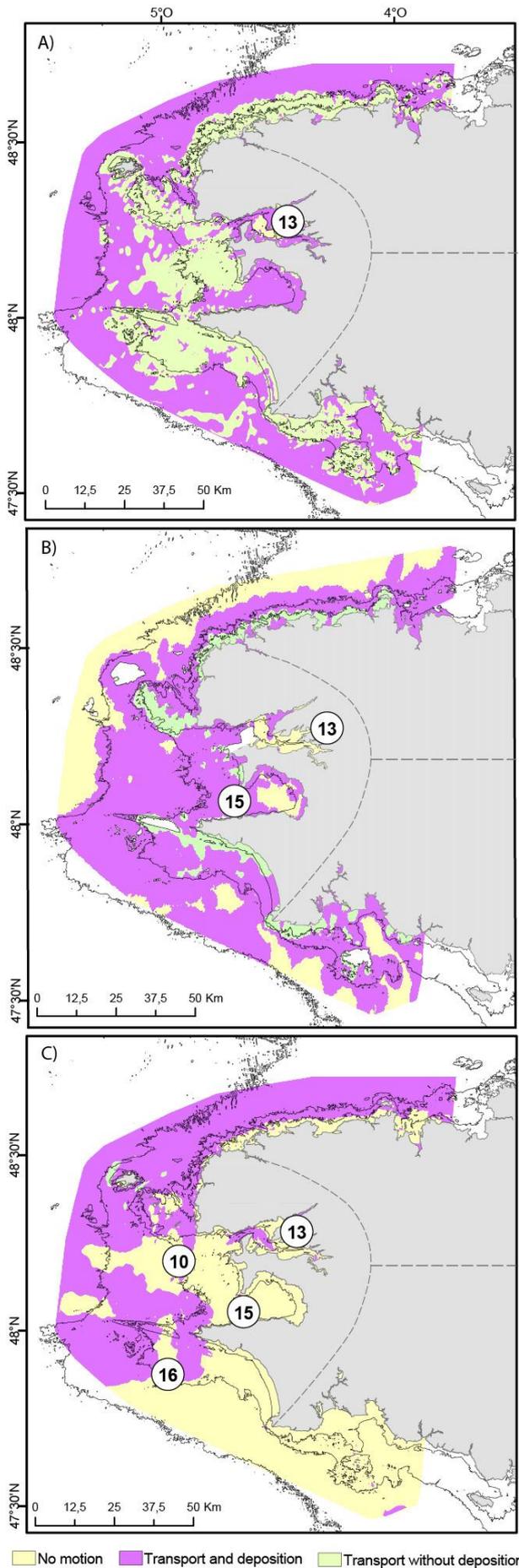


**Figure 55 : Western Brittany bed shear stress due to extreme waves (A), tide (B), combined bed shear stress during extreme wave conditions He (C), and combined bed shear stress during moderated wave conditions Hq10 (D). Grey dotted lines represent the north/west/south limits. The numbers correspond to the name of the specific area studied; see Figure 49 for location.**

### IV.2.5.3. Threshold of motion (DoT)

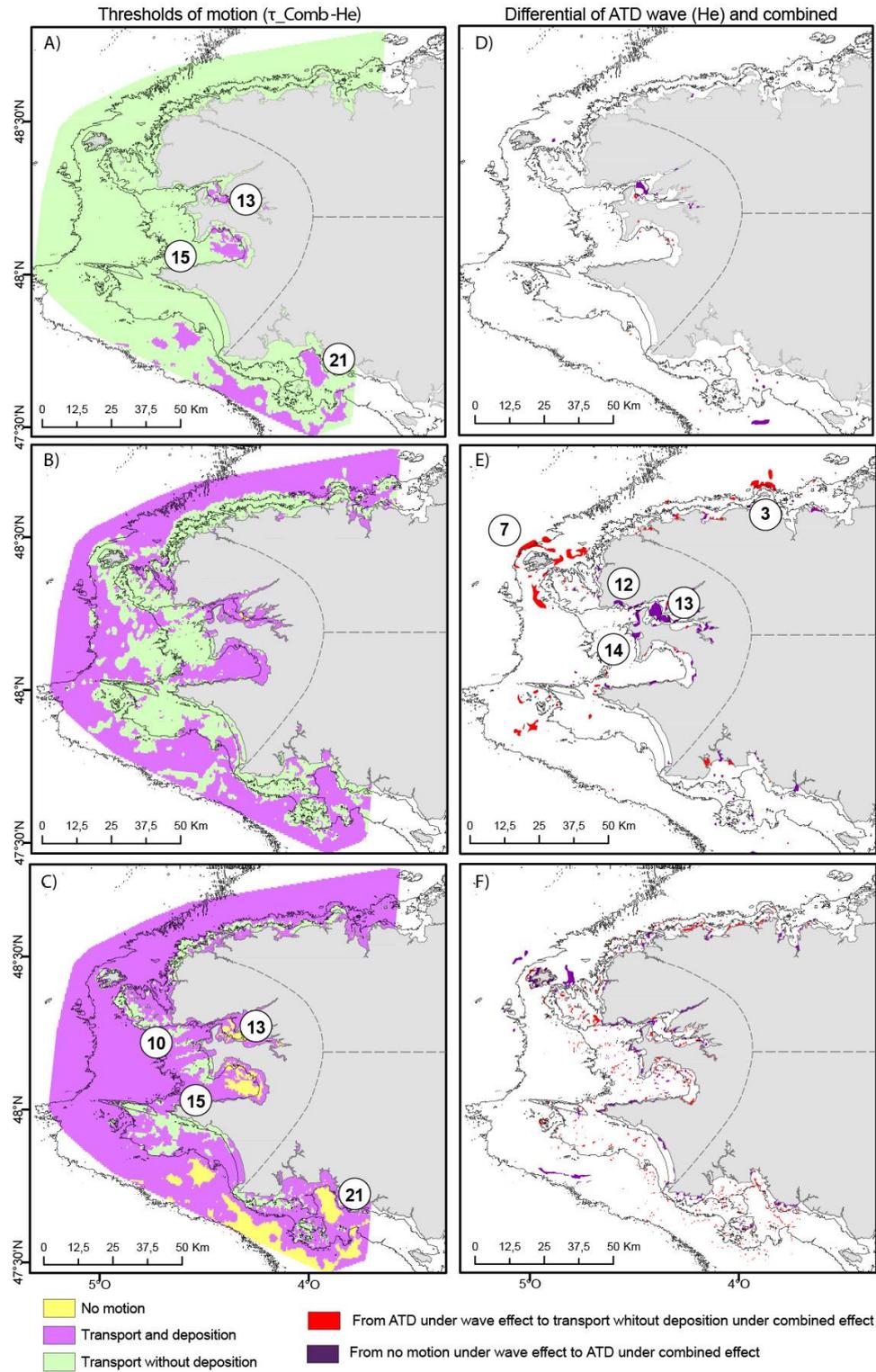
In the first part of this section, the results for the areas of sediment mobility (no motion, transport and deposition and transport without deposition) are shown for bed shear stress induced by wave during extreme and moderated conditions ( $H_e$  and  $H_{q10}$ ) and by tide separately, and for sandy particles (0.5 mm). In the second part, the results for the areas of sediment mobility are shown for combined bed shear stress during extreme and moderated wave conditions, for three grain sizes (0.05, 0.5 and 2 mm).

Under the influence of only the extreme waves ( $H_e$ ), the  $ATD_{WH_e}$  (Figure 56-A) shows that sandy particles (0.5 mm) can be transported and deposited over the entire study area, except on rocky outcrops where the particles are only transported without being deposited. The sand particles are not set in motion only in the Bay of Brest (13). Furthermore, under the moderated wave conditions ( $H_{q10}$ ) (Figure 56-B), the sandy particles (0.5 mm) cannot be set in motion over the entire study area, particularly in bays (13 and 15), in part of the southern area as well as offshore, to the west (beyond the -30 m), and to the north. In addition, the area of transport without deposition on the rocky outcrops is reduced in favour of the  $ATD_{WH_{q10}}$ . Under the influence of only tide,  $ATD_T$  (Figure 56-C) shows that, sandy particles (0.5 mm) can be only transported and deposited on the western (beyond -50 m) and northern (beyond -20 m) part of the area, and in the tidal channels or straits (10, 13 and 16).



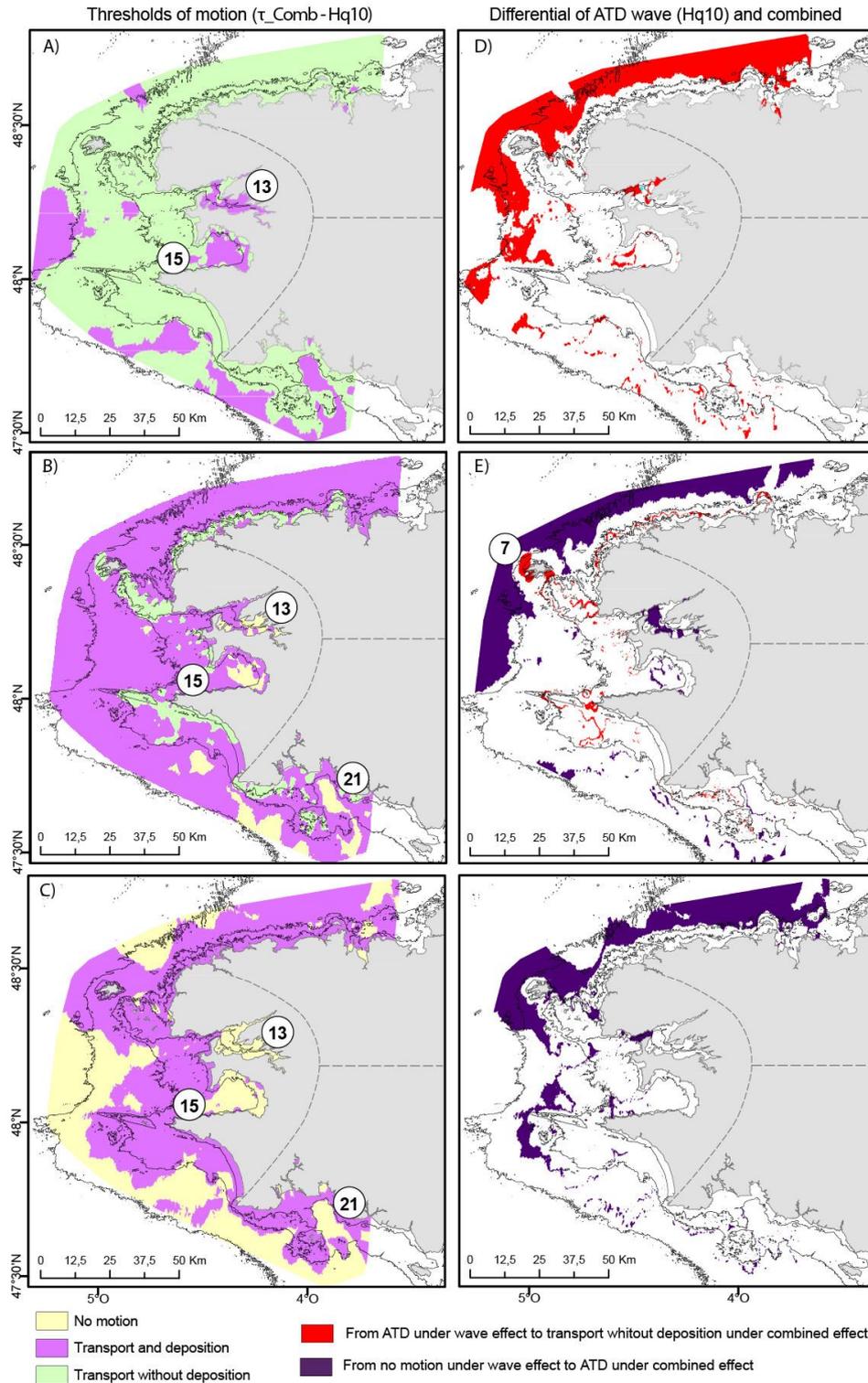
*Figure 56 : Areas of no motion, sediment transport with and without possible sediment deposition (from DoT formulation) for a grain size of 0.5 mm, for wave He (A), wave Hq10 (B), and tide (C). Thin black lines are isobaths -20 m, - 50 m, -100 m. The numbers correspond to the name of the specific area studied; see Figure 49 for location. Grey dotted lines represent the north/west/south limits.*

Under extreme combined bed shear stress, fine particles (0.05 mm) can be transported over the entire study area (Figure 57-A - green colour). The areas of transport and deposition ( $ATD_{CombHe}$ ) are very minor and located in three large bays to the west and south (13, 15, and 21). Thus, in periods of extreme hydrodynamic conditions, combined tide and wave friction velocities are too high to allow the deposition of fine sediments. However, medium sand particles (0.5 mm) can be transported and deposited over most of the study area (Figure 57-B). The areas of transport without deposition mainly correspond to the rocky outcrops of the inner shelf platform. Coarse particles (2 mm) can be transported and deposited over practically the entire study area, except for specific sectors (Bay of Brest (13), the Douarnenez (15) and Concarneau (21) bays, and the edge of the *Grande Vasière*) (Figure 57-C). For these particles, areas where deposition is not possible are very limited and located near the capes (10 and 15) and on the rocky outcrops. The combined transport and deposition areas observed in extreme conditions exhibit minimal change as compared to the wave transport and deposition areas (Figure 57- D, E, and F). This variability represents only 0.4% of the study area for fine sands (0.05 mm), 2.5% for medium sands, and 2.9% of the study area for coarse sands. For medium sands, the  $ATD_{WHe}$  areas "changed to" transport without deposition areas under combined conditions (Figure 57-E-red area) where the tidal currents are strong around the islands (3 and 7). The areas of no motion in only wave conditions "changed to" transport and deposition areas under combined conditions (Figure 57-E-purple area) especially in and out of the Bay of Brest (13).



**Figure 57 : Areas of no motion, sediment transport with and without possible sediment deposition (from DoT formulation), for mud (A), sand (B), and coarse sand (C), during storm periods (He). Area of transport and possible deposition, lost or gained, by the addition of tide bed shear stress for combined bed shear stress ( $\tau_{CombHe}$ ) for mud (D), sand (E), and coarse sand (F), during storm period (He). Thin black lines are isobaths -20 m, - 50 m, -100 m. The numbers correspond to the name of the specific area studied; see Figure 49 for location. Grey dotted lines represent the north/west/south limits.**

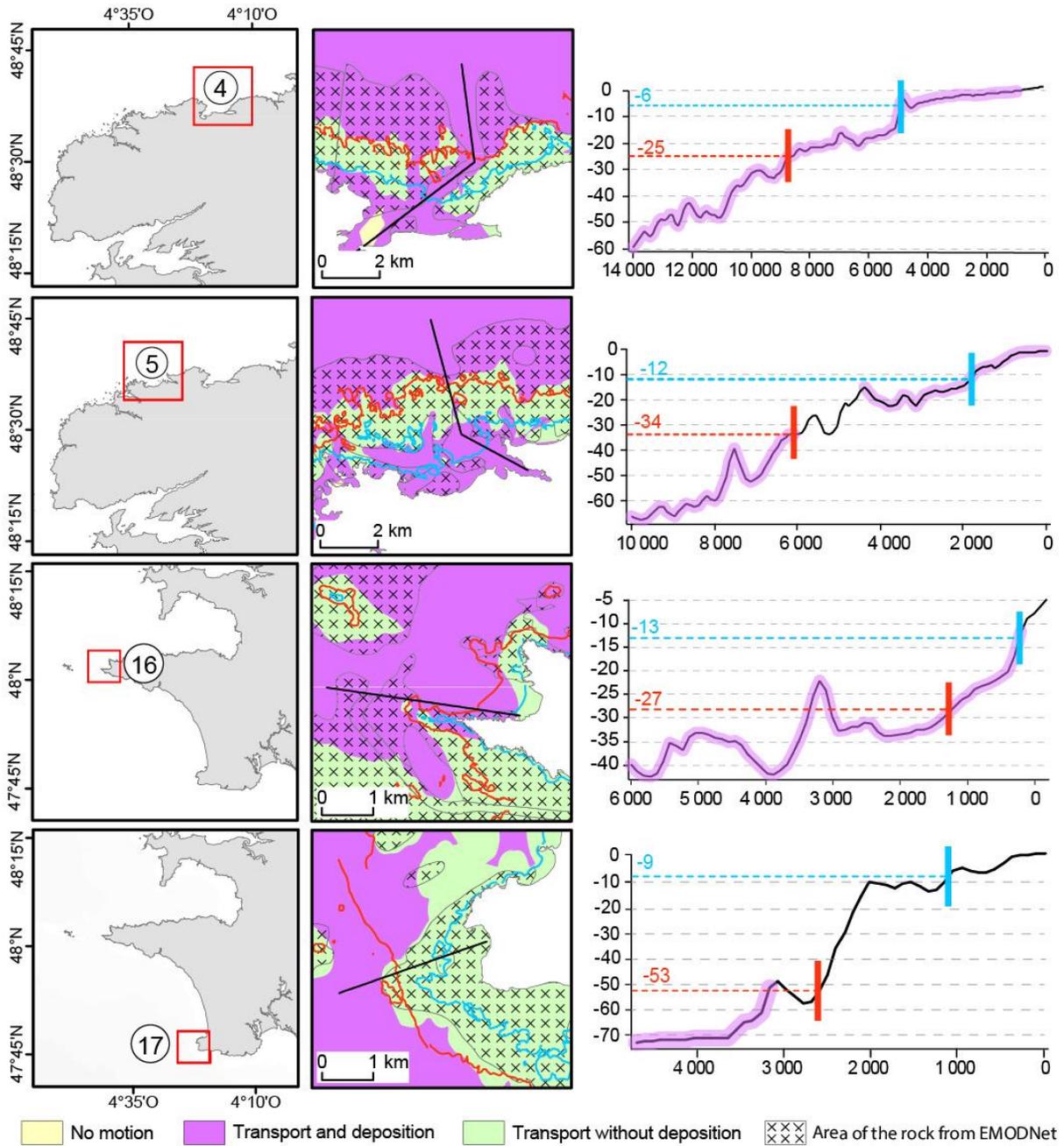
Under moderate conditions (Hq10), the areas of possible deposition of fine particles (0.05 mm) are more extensive than during extreme wave conditions (Figure 58-A). For medium sand particles (0.5 mm), the areas of transport and deposition are more extensive under moderate condition (Figure 58-B). There also appear some areas where medium sediment mobility is no more sustainable in the bays (13, 21). With the decrease in bed shear stress, coarse particles that were transported but not deposited in agitated periods can be deposited in moderated conditions (Figure 58-C). Furthermore, in moderated conditions (Hq10 and large spring tide), the combined transport and deposition areas exhibit more change as compared to the wave transport and deposition areas (Hq10) (Figure 58-D, E and F). The largest variations are recorded to the north and west beyond 50 m for all three grain sizes and vary between 20% and 25% of the total area, which is a factor of 10 compared to the variations recorded in extreme periods. For fine sediments, the  $ATD_{wHq10}$  areas (induced by only wave) "changed to" transport without deposition areas in combined conditions. For medium and coarse sediments (0.5 mm and 2 mm), the areas of no motion in only wave conditions "changed to" transport and deposition areas in combined conditions ( $ATD_{wHq10}$ ). For example, around Ouessant Island (7), where bed shear stress is almost the highest, the  $ATD_{wHq10}$  changes to a transport area without possible deposition, for a combined effect.



**Figure 58 : Areas of no motion, sediment transport with and without possible sediment deposition (from DoT formulation), for mud (A), sand (B) and coarse sand (C) during moderated periods (Hq10). Area of transport and possible deposition, lost or gained, by the addition of tide bed shear stress for combined bed shear stress ( $\tau_{CombHq10}$ ) for mud (D), sand (E) and coarse sand (F) during moderated periods (Hq10). Thin black lines are isobaths - 20 m, - 50 m, -100 m. The numbers correspond to the name of the specific area studied; see Figure 49 for location. Grey dotted lines represent the north/west/south limits.**

#### IV.2.5.4. Comparison between DoT and DoCs for headland bypassing

In addition, to further enhance the assessment of sediment mobility at the scale of littoral drift, it is necessary to move from a regional to a local scale. By focusing on an embayment or cape (Figure 59), it is notably easier to compare the different depth of closures (DoTs and DoCs). This approach was carried out for four representatives of the rocky promontories and headlands encountered in western Brittany. The DoC<sub>env</sub> is positioned between -6 m and -13 m depth, at the level of the first or second slope break, and could be equivalent to the internal DoT<sub>upb</sub> for certain coastal configurations, such as Goulven (4), Guisseny (5), and Sein (16). To the north, in the cases of Goulven (4) and Guisseny (5), the DoC<sub>motion</sub>, located in the middle of the rocky outcrops at a depth of 25 m (Goulven) and 34 m (Guisseny), is shallower than the DoT, which extends to depths greater than 60 m, beyond this rocky outcrop. To the west, at the Penmarc'h cape (18) and at the Raz de Sein (16), the DoC<sub>motion</sub> is located at 53 m and 27 m, respectively, while the transport and deposition area extends well beyond the rocky outcrops, beyond 70 m (Penmarc'h) and 45 m deep (Raz de Sein). Thus the determination of the ATD for these two areas, calculated following the DoT approach, reveals that sediment transport, which is supposed to be blocked by rocky headlands according to the DoC<sub>motion</sub> approach, would in fact be possible during extreme conditions. Thus, the DoC<sub>motion</sub> shows a limitation of bypass effects and transport and deposition possibilities on the rocky outcrops and beyond. As previously stated, in storm conditions the DoT method indicates that there is no deposition of sediment in the upper shoreface for some beaches, as in the north of the Raz de Sein and near Penmarc'h Cape. This raises questions about the capacity of the beaches to accumulate sediment.



**Figure 59 : ZOOMS on ATD obtained following the DoT approach for Goulven (4), Guisseny (5), Sein (16), and Penmarc'h (18) areas (localisation in left panels). Profiles represent the morphology of the seabed (SHOM, 2015) with DoC limits (red and blue lines represent the DoC<sub>motion</sub> and the DoC<sub>env</sub> respectively) and ATDc (purple line). Black cross symbols represent the rocky areas from EMODnet data.**

## IV.2.6. Discussion

### IV.2.6.1. DoC-envelope (significant changes) vs DoC-motion (fair weather wave base)

The results show a spatial distribution of the  $DoC_{env}$ , which closely follows the configuration of the coastline (north, west and south): lower values correspond to the inner bays and higher values to headlands. In accordance with its calculation method (eq. 1), the variations in the  $DoC_{env}$  are directly linked to the sheltered or exposed nature of the point where the wave parameters ( $H_e$ ) are measured. The  $DoC_{motion}$  also follow the wave height characteristics. Thus, the greater the wave height, the deeper the  $DoC_{motion}$ , except for certain isolated points, particularly on the western side. Overall, the  $DoC_{motion}$  is 3.6 times higher than the  $DoC_{env}$ . Specifically, the difference is greater (5 to 6 times) around headlands and islands exposed to waves. It clearly shows the potential remobilisation of sediments and the capacity of bypassing the headlands in the example of western Brittany, representative of a dispersive platform with reefs.

The  $DoC_{motion}$  values show a significant standard deviation of 11.8 m, revealing heterogeneity between the main coastal cells on the western coastline. These fluctuations in  $DoC_{motion}$  are linked to both spatial variability of the wave conditions and the granulometry without the apparent possibility of discriminating them. Nevertheless, the control of grain size appears clearly in a few bays (Concarneau and Douarnenez) where, considering a constant low value of wave height, the depth of closure is doubled or even tripled according the transition of a sandy grain size (0.5 mm) to a muddy grain size (0.05 mm). The same sensitivity can be observed on the north coast, around the island of Batz, where the change from coarse sand (2 mm) to medium sand (0.5 mm) increases the  $DoC_{motion}$  by half or more. The calculation of the outer limit of the shoreface is therefore very sensitive to grain size, which indeed strongly modifies sand mobility. For muddy sediments, a better consideration of the effect of cohesion on sediment mobility will mitigate the increased effect of the DoC. Although changes in sedimentary cover (grain sizes) can sometimes be very marked in results, more gradual changes should be expected in reality. The methodology followed, which is linked to the sedimentological data available, where the grain size is accounted for with discretization by classes, does not allow this gradual nature to be taken into account. Having input data that more accurately represents gradual changes in sediment cover would help to mitigate spatial discontinuities in the assessment of DoC. This would require more sampling data (dense grid of grab samples) and improved performance of automated sonar image data classification software.

#### IV.2.6.2. DoCs comparison with previous international studies

In order to take in account the macrotidal context, the DoC calculations were computed for the MLLW (Mean Lower Low Water). However, whatever the tidal regime, the DoC data obtained in this study are consistent with those obtained on continental shelves exposed to storm waves (Tableau 14). Nevertheless, the tidal component related to the macrotidal regime could not be ignored as a contributing factor to sediment motion. This component, which is not taken into account by Hallermeier's (1978, 1981) formulations, is therefore considered in our study by the DoT calculations, via the combined shear stress (Soulsby, 1997).

*Tableau 14 : DoC<sub>env</sub> and DoC<sub>motion</sub> (Hallermeier 1978 and 1981) and input parameters (height and period of wave and grain size) for several studies of the macro to micro tidal environment.*

<b>Autors</b>	<b>Study area</b>	<b>Tide</b>	<b>Mean wave height (m)</b>	<b>Wave period (s)</b>	<b>D50 (mm)</b>	<b>DoC-envelope (m)</b>	<b>DoC-motion (m)</b>
<b>This study</b>	Western Brittany	macro	Hs: 2.1 He: 5.3	Ts: 5 Te: 10	0.5	7.2	35.3
<b>Valiente et al (2019)</b>	South West England	macro	Hs: 1.6 He: 8.8	Ts: 10 Te: 18.2	0.4	from 18.8 to 23.3	from 33.7 to 50.1
<b>Menier et al (2019)</b>	South Brittany	meso	Hs < 2.5	Ts < 9	0.5	7	20
<b>De Figueiredo et al (2020)</b>	Southern Brazil	micro	Hs: 1.07 He: 3.45	Ts: 9.8 Te: 13.8	0.8	from 4.7 to 6.2	from 35.7 to 42.1
<b>Do et al (2019)</b>	South Korea	micro	He: 3.9	Te: 9.6		7.7	-
<b>Robertson et al (2008)</b>	South Florida Atlantic Coast	micro	He : from 6 to 9	Te: from 9 to 10		from 12 to 16	-
<b>Nicholls et al (1998)</b>	North Carolina - USA	micro	He: $1 \pm 0.6$	Te: $8.3 \pm 2.6$		from 2.7 to 7.8	-

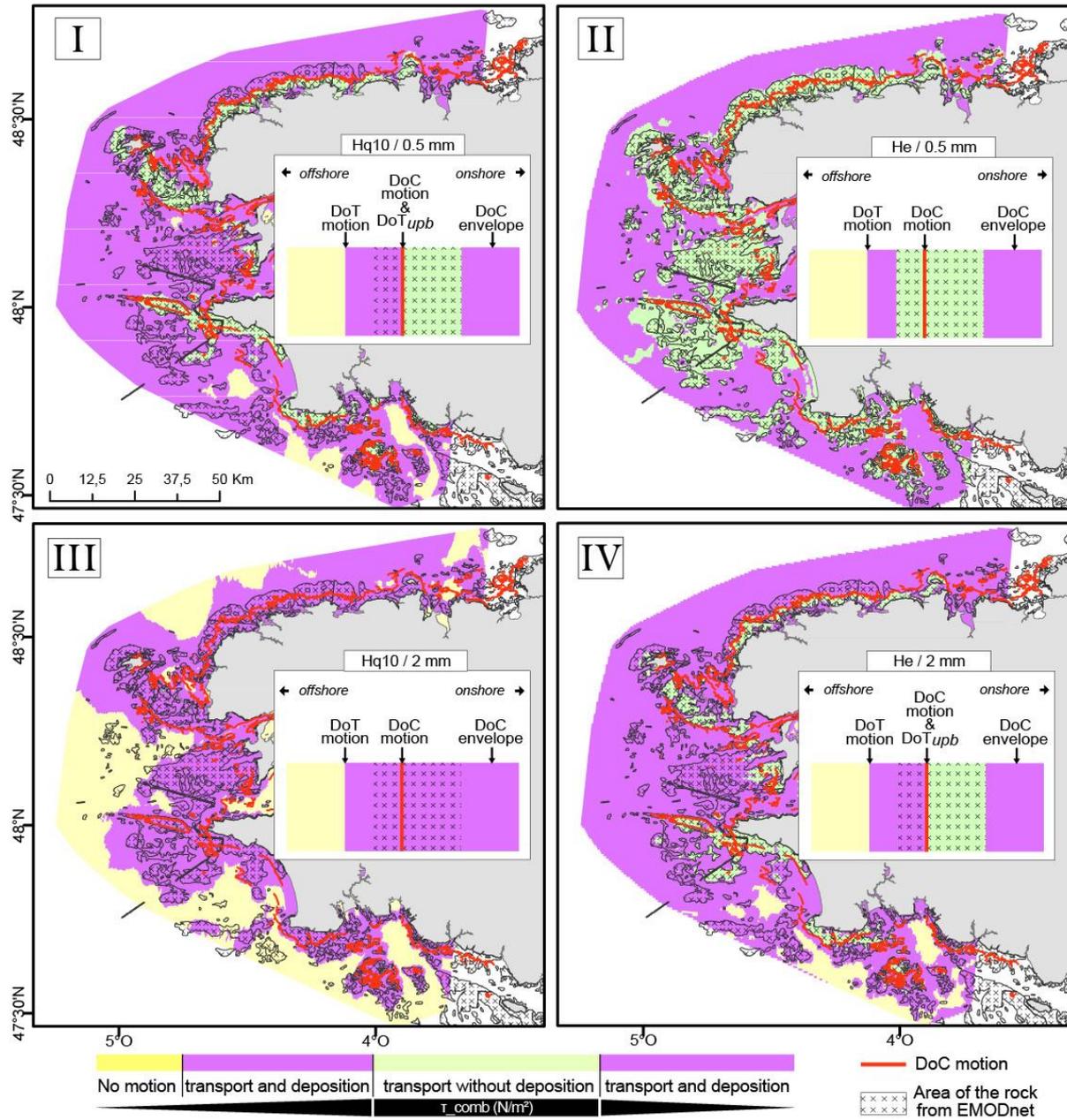
The previous study of Menier et al. (2019) on the relatively sheltered coast of south Brittany (mean significant wave < 2.5 m), shows a minimum DoC<sub>env</sub> of 7 m and a maximum DoC<sub>motion</sub> of 20 m. The values of DoC<sub>env</sub> data are quite consistent at a yearly scale between west and south Brittany. In contrast, the mean DoC<sub>motion</sub> values representative of sediment mobility on a decadal, or even centennial, scale are about 10 m deeper in west Brittany for medium sands (0.5 mm). The results suggest that storm waves induce relatively homogeneous DoC<sub>env</sub> at

seasonal and annual time scales when considering the regions of west and south Brittany. In contrast,  $DoC_{motion}$  vary more significantly at a decadal time scale in response to the exposure to dominant wave and grain size variability.

#### **IV.2.6.3. Consideration of conditions of sediment transport and deposition across a macrotidal platform by the DoT calculation**

The different formulations of depths of closure (DoCs and DoTs) allow us to investigate the behaviour of the distribution of sediment across the western Brittany shelf (Figure 60).

In cases I and IV, the  $DoT_{motion}$  and the  $DoT_{upb}$  limits, are both located at the same place, i.e. halfway along the rocky basement outcrop. This configuration is valid for medium sands in moderated periods (Hq10 period) and for coarse sands during storm periods (He). In case II, the  $DoT_{upb}$  is deeper than the  $DoC_{motion}$  and matches with the offshore limits of rocky outcrops to the north and south. This configuration is valid for medium sands in storm periods. In case III, the  $DoT_{motion}$  matches approximately with the offshore rock basement boundary at about -50 m. This configuration corresponds to coarse sands in moderated periods, and the decrease in bed shear stress makes the  $DoT_{upb}$  disappear. However, in less turbulent periods, the remobilized coarse sands can be redeposited on the platform. Thus, previous results suggest that changes of roughness and bathymetry corresponding to the transition between rocky and sediments outcrops will therefore have an impact on the location of the different boundaries of sediment behaviour areas in addition to the combined effects of hydrodynamic conditions and the grain size.



**Figure 60 : Scenario from I to IV of the sediment mobility sequence in accordance with grain sizes (0.5 mm and 2 mm), depth of closure motion (DoCmotion) and rock from EMODnet, during the moderated period (I and III) and the storm period (II and IV).**

In accordance with Valiente et al. (2019), the deposition and transport area obtained with the DoT approach at a regional scale shows that during extreme hydrodynamic conditions, sediments composed of medium to coarse sands are susceptible to transport and deposition over a great distance from the coastline, up to 25 km to 40 km offshore (maximum of the targeted study area), i.e. at depths > 100 m, on the contrary of DoC<sub>motion</sub>. This pushes the theoretical extension of the lower shoreface far offshore, as confirmed by the study conducted in SO

England, where the depths of sediment motion are exceeded across the entire domain. These results are also consistent with Mengual et al. (2019), who show that sandy sedimentary fluxes are possible all across the southern part of the inner continental shelf of western Brittany up to depths greater than 130 m, particularly in autumn and winter. These results raise questions about the relevance of  $DoT_{motion}$  as an external marker of the extension of the coastal domain in the present case of a highly dispersive macrotidal platform. It appears that  $DoT_{motion}$  rather corresponds to the lower limit of the upper offshore domain (offshore transition), limited at the top by the action of fair weather waves and at the base by the action of storm waves (Reading, 1996). The results suggest that high depth values of  $DoT_{motion}$  limits are perhaps not suitable for characterizing coastal sandy movements in macrotidal domains. It is therefore more appropriate to consider  $DoC_{env}$  alone as representative of the extension of the coastal domain (i.e the shoreface). The results also allow one to refine the depth of closures according to the compartmentalisation of the inner continental shelf previously established (Reading, 1996 ; Cowell et al., 1999) (Figure 61) :

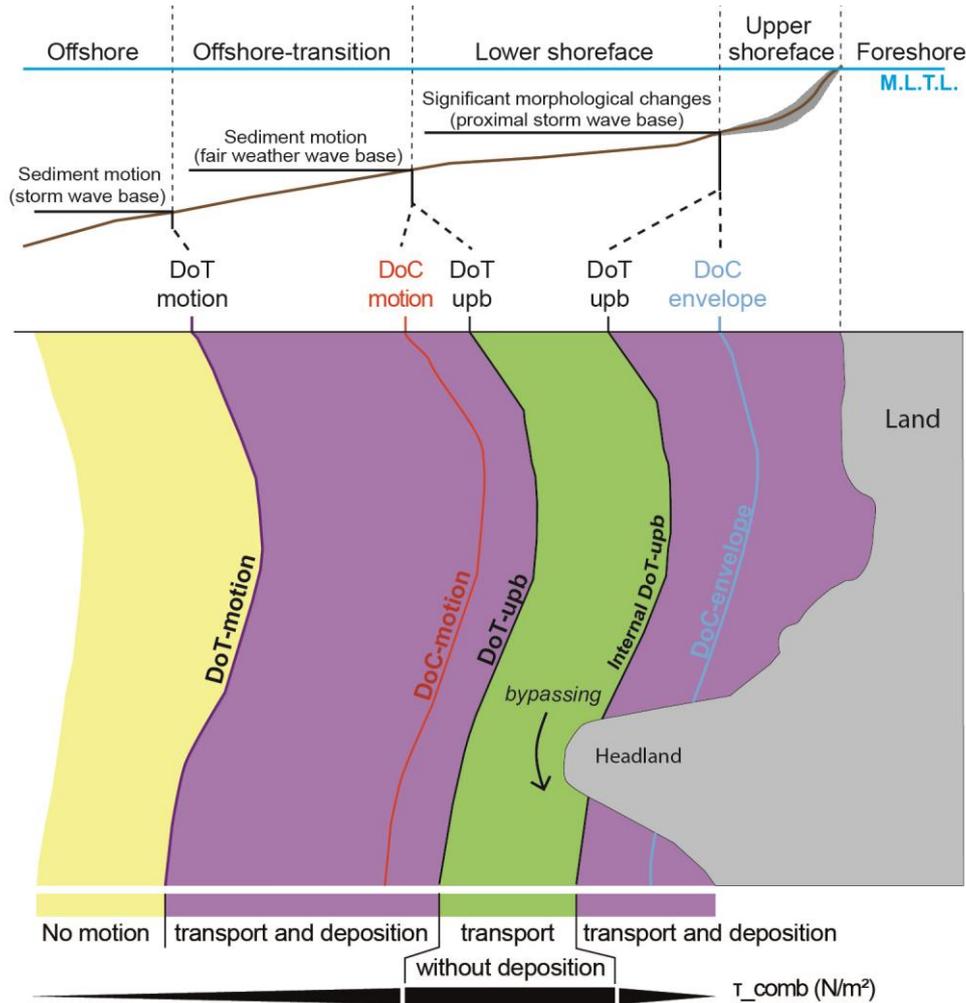
- The  $DoC_{env}$ , i.e. the outer limit of significant movement considered as the envelope of the beach profile, and calculated from the formulation of Hallermeier (1978), is positioned between the upper and lower shoreface. It corresponds to the proximal storm wave base (Hallermeier, 1978) and shows variations on seasonal to annual scales.

- The internal  $DoT_{upb}$  could be equivalent to the  $DoC_{env}$ , in coastal environments where the offshore termination of the envelope of the beach profile would be controlled by the internal upper-plane-bed transition: the envelope ends where sediment deposition is no longer possible under energetic conditions.

- The  $DoC_{motion}$  boundary of the sedimentary movements, determined from the fair weather waves (Hallermeier, 1981) corresponds to the boundary between the lower shoreface and the transition-offshore zone, and shows decadal-scale changes.

- The  $DoT_{upb}$  can be equivalent to the  $DoC_{motion}$ , depending on the wave climate and the size of the grains considered, as already noted by Valiente et al. (2019).

- The  $DoT_{motion}$  boundary, determined from the maximum shear stresses under extreme conditions, corresponds to the boundary between the transition-offshore zone and the offshore. It corresponds to the distal storm wave base and displays changes related to centennial storm events.



**Figure 61 : Definition of the shoreface (modified after Reading, 1996 and Cowell et al., 1999) associated with the depths of closure DoC (Hallermeier, 1978 and 1981) and DoTupb (Valiente et al., 2019). Dashed black lines represent the spatial variability of DoC<sub>motion</sub> and transport without deposit area. The brown line represents the seabed and the grey envelope represents the significant changes in beach profile. MLTL (Mean Low Tide Level) and upb (upper plan bed).**

Finally, under extreme conditions, the areas where the sediment cover consists of fine particles as given by EMODnet are not fully included in the ATDCombHe (Figure 57). These results suggest that these patches of fine particles would not be in hydrodynamic equilibrium conditions as the combined extreme waves and tidal shear stresses are too strong to allow the deposition of fine sediments at these sites. The cohesive character of these fine sediments could explain their preservation under extreme waves and these deposits are probably fossilized in nature, linked to different setting conditions in relation to a lower sea level as suggested by previous studies by Hirschberger and Saint-Réquier (1970) for the site located to the south of the Molène archipelago (9). In contrast, the ATDCombHe of sandy and coarse particles are

identical to the distribution areas given by EMODnet (Figure 57). Thus, it suggests that areas with accumulations or coverage of medium and coarse sands are in equilibrium with the extreme hydrodynamic conditions.

In moderated periods, all areas of fine (0.05 mm) and medium (0.5 mm) particles defined by EMODnet are included in ATDCombHq10, meaning that these areas are also in equilibrium with these less intense hydrodynamic conditions (Figure 58). Nevertheless, the coarse particles (EMODnet) located offshore to the west and south of the study area are not included in ATDCombHq10 and therefore cannot be mobilised or deposited. This means that their possible evolution is therefore associated with extreme events.

#### **IV.2.6.4. Tidal contribution to the DoT method**

During extreme conditions, the difference in bed shear stress between waves and tide is very large with a much larger values for the waves. Consequently, considering the combined stress yields very little change in the areas of sediment mobility compared to those for waves alone. Conversely, under more moderate wave conditions, the changes in sediment mobility are greater when comparing combined bed shear stresses with shear stress from waves only, specifically in areas of largest tidal stress, i.e. offshore and in tidal channels.

Thus, when assessing the depth of closure with the DoT method, considering extreme wave conditions will tend to mask the effect of tidal stresses. However, due to the monthly recurrence of spring tides, it is relevant to consider the effect of tidal stresses on sediment remobilization to account for the cumulated effect over time. This is why, in the context of a macrotidal platform, it is preferable to calculate the DoT in moderated wave periods (wave height equal to 3 times  $H_e$  or 1.6 times  $H_s$ ).

#### **IV.2.6.5. Headland bypassing highlighted by the DoT**

In this study, the results about  $DoT_{motion}$ , indicate that sediment transfer can bypass rocky promontories/rocky reefs during extreme and moderate wave conditions as has already been highlighted in many recent publications (Valiente et al., 2019; Klein et al., 2020; Silva et al., 2021; King et al., 2021; McCarroll et al., 2018 and 2021). More locally, this study confirms the work of Jabbar (2016), which suggests that deep transits could occur between the western and southern parts of western Brittany. In addition, in north Brittany, the ATDcomb shows that sediment can transit over a nearshore rocky basement outcrop, notably via the presence of a palaeochannel, and deposited offshore. These transfers have been previously detailed by Chauris (1987), who mentioned that stormy waves were capable of remobilizing sands trapped

in these "depressions of the littoral platform", and could then feed the eastward longshore littoral drift.

#### IV.2.7. Conclusion

This study presents a comparison of the depth of closure calculated from wave parameters (height and period) and wave and tide bed shear stress for both stormy and moderated conditions on the western Brittany macrotidal continental shelf.

This study confirms that the DoT approach shows that sediment transfer can occur between two littoral cells separated by a rocky outcrop or headland, deeper than 50 m. Compared to the depth of closure (DoC<sub>motion</sub>) approach, which seems to have more limited applicability particularly on platforms with low sediment cover and rocky outcrops, the DoT method using spatialization of the combined bed shear stress offers the advantage of taking into consideration possible bypass effects between littoral cells in extreme conditions.

However, the DoT<sub>motion</sub> limit, when calculated under extreme hydrodynamic conditions, extends very far offshore. This limit does not appear to be optimal for establishing the outer extent of the sedimentary prism, and rather corresponds to the transition-offshore limit and the distal storm wave base. The analysis under different wave conditions shows that the DoT<sub>motion</sub> is closer to the coast and that the sediment can be deposited more widely on the upper shoreface during moderated conditions while in extreme conditions the areas of transport without deposits are more extensive. Furthermore, it appears that applying the DoT method with moderated wave conditions allows for a better understanding of the effects of tidal currents on the remobilisation of sediment over a short time scale.

One of the extensions of this work will be to compare the theoretical transport and deposition area with the presence of dynamic sedimentary debforms (sand dunes, megaripples) on the continental shelf. The first observations in this regard show strong correlations.

### IV.3. Principaux résultats

Les résultats en matière de profondeurs de fermeture dont les calculs sont basés sur les formulations d'Hallermeier (1978, 1981), montrent une distribution spatiale de la DoC-enveloppe (mouvements significatifs) qui suit de près la configuration du littoral (nord, ouest et sud). Les valeurs les plus faibles (entre 4 m et 8 m) correspondent aux baies et les valeurs les plus élevées proches des caps (entre 8 m et 12 m). Les valeurs de DoC-motion, 3,6 fois plus élevées que la DoC-enveloppe, présentent un écart-type significatif de 11,8 m, révélant une

hétérogénéité sur le pourtour de la Bretagne occidentale. Ces fluctuations de DoC-motion sont liées à la fois à la variabilité spatiale des conditions de vagues et à la granulométrie sans qu'il soit apparemment possible de les discriminer. Ces résultats en matière de DoC-enveloppe et DoC-motion sont cohérents avec ceux obtenus sur les plateaux continentaux exposés aux vagues de tempête (Nicholls et al., 1998 ; Robertson et al., 2008 ; Do et al., 2019 ; De Figueiredo et al., 2020 ; Menier et al., 2019 ; Valiente et al., 2019).

Les résultats obtenus sur la profondeur de fermeture déterminée à partir des formulations de contraintes de cisaillement (Soulsby, 1997) montrent que, lors de conditions hydrodynamiques extrêmes, les sédiments composés de sables moyens à grossiers sont susceptibles d'être transportés et déposés sur une grande distance depuis le trait de côte, jusqu'à 25 km à 40 km au large (maximum de la zone d'étude ciblée), c'est-à-dire à des profondeurs > 100 m, à l'inverse de la DoC-motion. De plus, les résultats ont mis en évidence des effets de contournement des caps (headland bypassing) que ce soit en condition de vagues extrêmes ou modérées, comme cela a déjà été souligné dans des publications récentes (Valiente et al., 2019 ; Klein et al., 2020 ; Silva et al., 2021 ; King et al., 2021 ; McCarroll et al., 2018 et 2021). Enfin, ces présents travaux sur la profondeur de fermeture ont permis d'affiner les différentes limites de l'avant-côte :

- La DoC-enveloppe, c'est-à-dire la limite des mouvements significatifs considérée comme l'enveloppe du profil de plage, calculée à partir de la formulation de Hallermeier (1978), est positionnée entre l'avant-côte supérieure et inférieure. Elle correspond à la base proximale des vagues de tempête (Hallermeier, 1978) et présente des variations aux échelles saisonnière et annuelle.

- La limite DoC-motion des mouvements sédimentaires déterminée à partir des vagues de beau temps (Hallermeier, 1981) correspond à la limite entre l'avant-côte inférieure et la zone de transition vers le large, et montre des changements à l'échelle décennale. Elle peut être équivalente à la DoTupb (lit plan supérieur), comme l'ont déjà noté Valiente et al. (2019).

- La limite DoT-motion, déterminée à partir des contraintes de cisaillement maximales dans des conditions extrêmes, correspond à la limite entre la zone de transition-offshore et l'offshore. Elle correspond à la base distale des vagues de tempête et présente des changements liés aux événements de tempête centennaux.



---

# Chapitre V

## Études morphodynamiques et sédimentaires à l'échelle des sites d'étude

<b>CHAPITRE V ÉTUDES MORPHODYNAMIQUES ET SÉDIMENTAIRES À L'ÉCHELLE DES SITES D'ÉTUDE.....</b>	<b>161</b>
<b>V.1. Introduction.....</b>	<b>162</b>
<b>V.2. L'anse de Dinan.....</b>	<b>163</b>
V.2.1. Caractéristiques générales .....	163
V.2.2. Analyses morphologiques.....	164
V.2.3. La nature des fonds.....	166
V.2.4. Dynamique des structures sédimentaires .....	169
V.2.5. Remplissage sédimentaire .....	172
V.2.6. Bilans sédimentaires .....	176
V.2.7. Bilan morphodynamique de l'anse de Dinan.....	181
<b>V.3. L'anse des Blancs-Sablons.....</b>	<b>182</b>
V.3.1. Caractéristiques générales .....	182
V.3.2. Analyses morphologiques.....	182
V.3.3. Nature des fonds .....	184
V.3.4. Dynamique des structures sédimentaires .....	187
V.3.5. Épaisseurs sédimentaires .....	190
V.3.6. Bilans sédimentaires .....	194
V.3.7. Bilan morphodynamique de l'anse des Blancs-Sablons .....	198
<b>V.4. La baie de Bertheaume .....</b>	<b>199</b>
V.4.1. Caractéristiques générales .....	199
V.4.2. Analyses morphologiques.....	201
V.4.3. La nature des fonds.....	202
V.4.4. Les structures sédimentaires .....	207
V.4.5. Épaisseurs sédimentaires .....	210
V.4.6. Bilans sédimentaires .....	213
V.4.7. Bilan morphodynamique de la baie de Bertheaume .....	222
<b>V.5. La baie de Bénodet.....</b>	<b>223</b>
V.5.1. Caractéristiques générales .....	223
V.5.2. Analyses morphologiques.....	223
V.5.3. La nature des fonds.....	226
V.5.4. Les structures sédimentaires .....	231
V.5.5. Épaisseurs sédimentaires .....	233
V.5.6. Bilans sédimentaires .....	237
V.5.7. Bilan morphodynamique de la baie de Bénodet .....	240
<b>V.6. Marges d'erreur .....</b>	<b>241</b>
<b>V.7. Conclusion .....</b>	<b>242</b>

## V.1. Introduction

Le chapitre précédent nous a permis de définir les limites théoriques de la dynamique sédimentaire d'avant-côte à l'échelle de la Bretagne occidentale. Cette analyse a notamment mis en évidence que des transferts sédimentaires sont possibles sur toute la plateforme interne, de la plage jusqu'à -100 m, ainsi qu'entre cellules hydro-morpho-sédimentaires adjacentes, par contournement des caps.

Ce nouveau chapitre présente une étude des transferts sédimentaires d'avant-côte, basée, cette fois, sur des vérités terrain, c'est-à-dire sur les observations et les acquisitions bathymétriques et sismiques réalisées sur les quatre cas d'étude considérés comme représentatifs des types de côtes rencontrées en Bretagne occidentale. Pour chacun de ces cas, une analyse diachronique des évolutions sédimentaires est réalisée à partir de données bathymétriques, sismiques et sédimentaires permettant ainsi d'informer : 1) la morphologie générale de l'avant-côte ; 2) la nature des fonds ; 3) la dynamique des structures sédimentaires qui témoignent des processus et des transferts sédimentaires ; 4) l'épaisseur de la couche sédimentaire ; 5) les bilans sédimentaires localisés et globaux pour chaque secteur. Selon la disponibilité des données, l'assemblage de ces informations permet d'établir, *in fine*, un schéma de fonctionnement morphodynamique de chaque site d'étude à différentes échelles de temps.

De plus, l'analyse morpho-sédimentaire réalisée par les acquisitions de terrain, permet d'établir des profondeurs de fermeture appliquées comme : 1) la DoC-enveloppe granulométrique, interprétée comme la limite du profil de plage et déterminée à partir du minimum granulométrique des particules sédimentaires suivant un profil transversal (Aragonés et al., 2018) ; 2) la DoC-enveloppe pente, caractérisée par un changement de pente entre l'avant-côte supérieure et inférieure, avec des valeurs inférieures à 1% dans la partie distale (Certain et al., 2005) ; 3) la DoC-enveloppe morphologique déterminée à partir des observations bathymétriques ; 4) la DoC-motion granulométrique déterminée à partir d'un changement de granulométrie, plus au large, entre sédiments fins à moyens et sédiments grossiers.

Ces limites appliquées peuvent ainsi être comparées avec les limites théoriques définies précédemment. Pour rappel, les limites théoriques pour la Bretagne occidentale sont : i) la DoC-enveloppe, inférieure à -12 m, qui correspond aux changements morphologiques significatifs annuels du profil de plage et donc à la limite entre la BMVE et l'avant-côte supérieure ; ii) la DoC-motion, comprise entre -9,5 m et -65 m, qui correspond à la limite de mobilité des sédiments et à la transition entre l'avant-côte supérieure et l'avant-côte inférieure ;

iii) la DoT, correspondant à la limite entre l'avant-côte supérieure et l'offshore-transition, qui s'étend ainsi considérablement vers le large.

Ce chapitre est organisé en sous-parties où sont présentés successivement les sites par degré d'enclavement décroissant selon les critères définis par Quilfen (2016). Le premier site décrit est ainsi celui de l'anse de Dinan (très enclavée), puis celui de l'anse des Blancs-Sablons (assez enclavée), suivi de l'anse de Bertheaume (moyennement enclavée) et, enfin, celui de l'anse de Bénodet (assez peu enclavée). Chacune des sous-parties se termine par un schéma récapitulatif du fonctionnement morfo-sédimentaire de la zone d'étude.

Pour rappel, toutes les profondeurs établies et décrites dans ce chapitre sont exprimées par rapport à la référence altimétrique terrestre IGN69. La comparaison des sites, ainsi que les facteurs de contrôle seront présentés dans le dernier chapitre de synthèse et discussion (Chapitre VI). Enfin, les marges d'erreur relatives aux MNT et aux MNT différentiels (cf. Partie III.5), appliquées aux bilans sédimentaires sont présentées à la fin de ce chapitre (V.6) et discutées dans la partie (VI.7.1).

## **V.2. L'anse de Dinan**

### **V.2.1. Caractéristiques générales**

Située en presqu'île de Crozon, l'anse de Dinan est la baie la plus enclavée des quatre sites d'étude (Figure 29, Figure 62). Ce rentrant est l'expression morphologique d'un anticlinal évidé formé de schistes briovériens érodés et encadrés de hautes falaises de quartzites ordoviciens (i.e les Grès Armoricains) (Hallégouët et Hénaff, 1995). Elle est balayée par les houles de SO mais relativement protégée de celles du NO par une crête rocheuse faiblement immergée s'étendant jusqu'à plus de quinze kilomètres au large, dans le prolongement de la pointe de Pen-Hir. Cette anse fonctionne ainsi comme un piège à sédiments et les plages (Kerloc'h, Kerziguéno et Goulien), situées en fond de baie, sont en engraissement depuis le début du XXe siècle, contrairement aux autres massifs dunaires de la presqu'île (Hallégouët et Hénaff, 1995 ; Hénaff, 1998).

La profondeur de fermeture théorique des changements morphologiques significatifs (DoC-enveloppe), marquant la limite entre l'avant-côte supérieure et inférieure, se situe à -7 m (Figure 63). La profondeur des mouvements sédimentaires théoriques (DoC-motion), marquant la limite entre l'avant-côte inférieure et la transition-offshore, se situe bien au-delà de la zone couverte par les MNT bathymétriques, à -38 m.

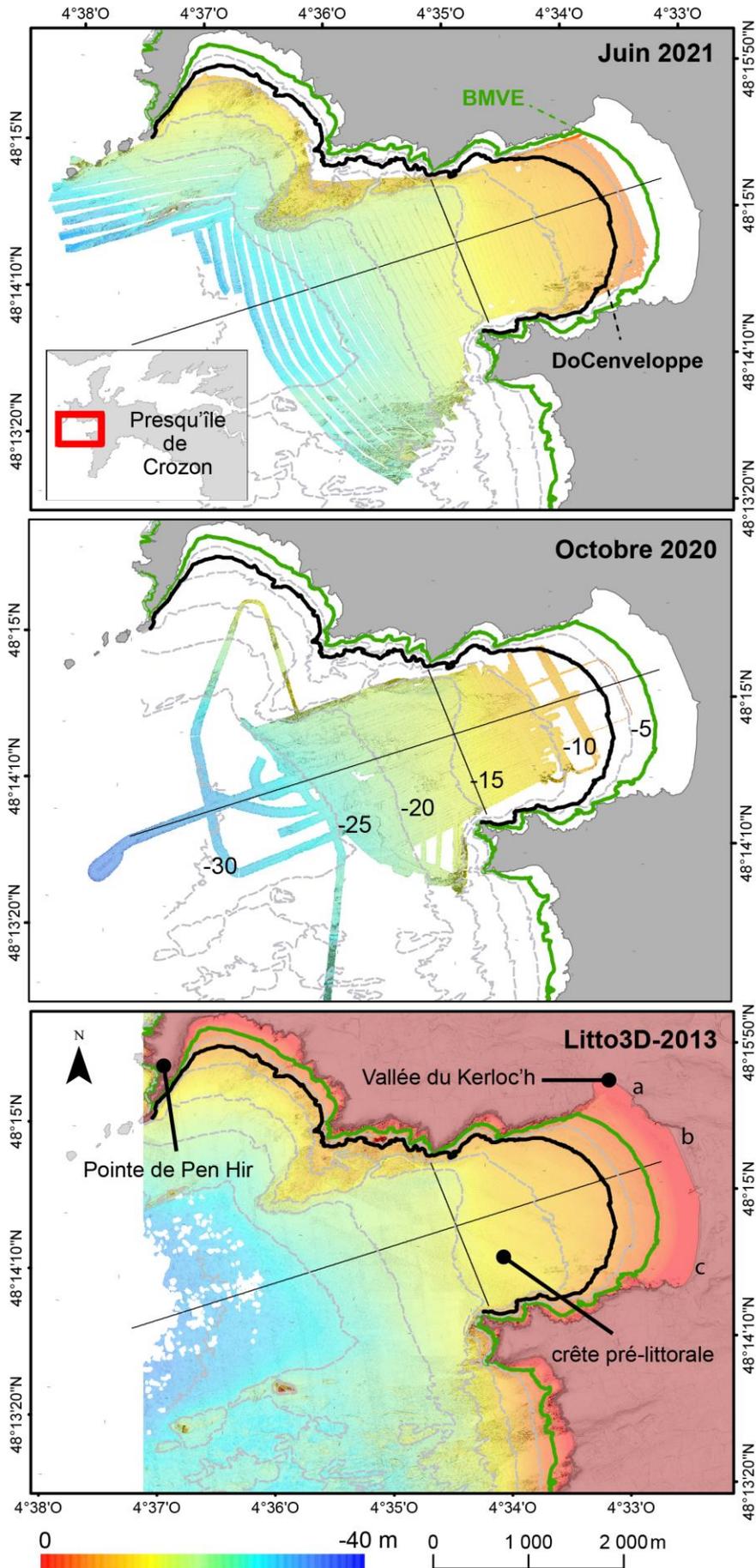
L'analyse morphodynamique de l'anse de Dinan est réalisée à partir des données géophysiques et sédimentaires acquises lors des missions DYSACOTE d'octobre 2020 et de juin 2021. Ce jeu de données est complété par le MNT du Litto3D de 2013.

### V.2.2. Analyses morphologiques

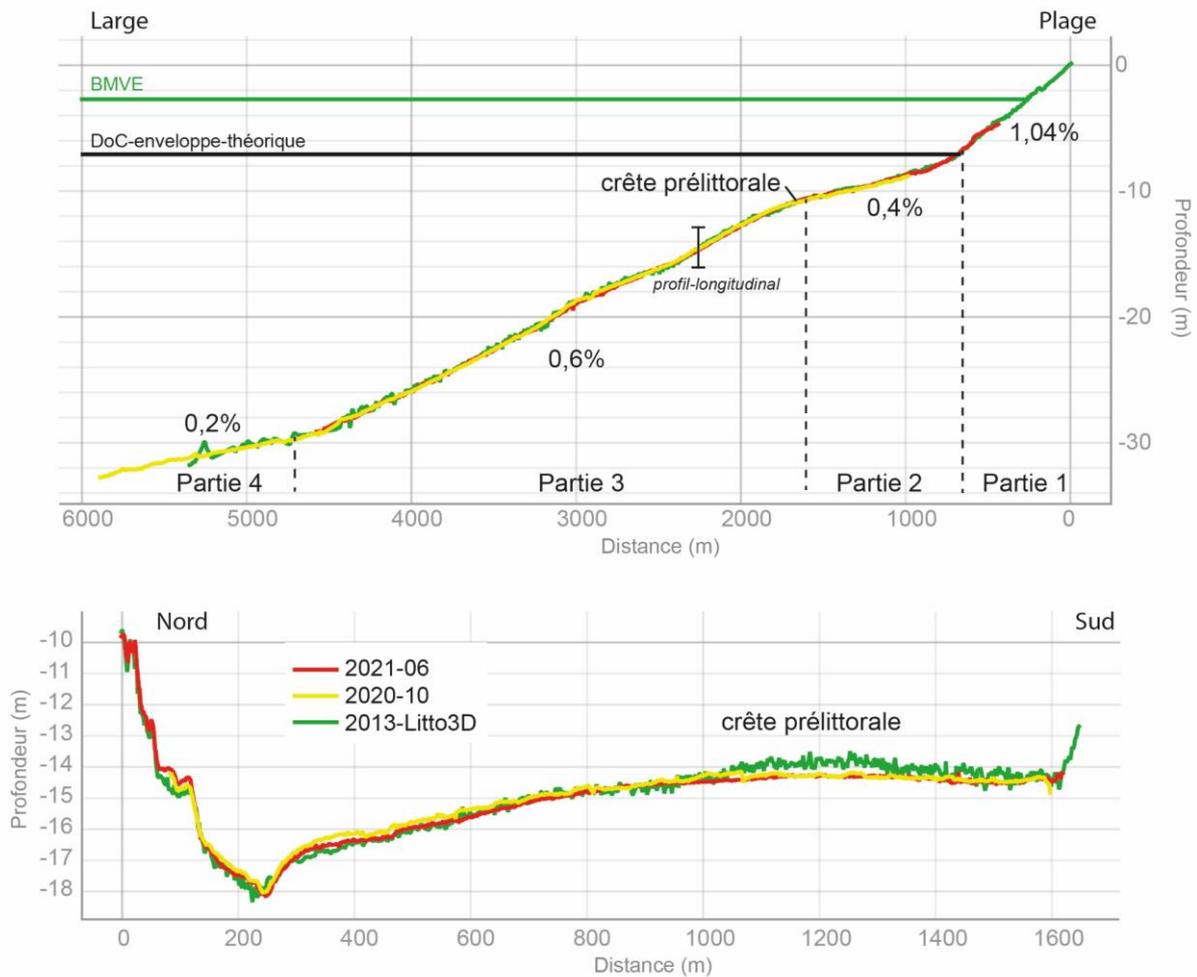
Le profil morphologique transversal (cross-shore) de l'anse de Dinan est divisé en 4 parties séparées par 3 principales ruptures de pente qui se situent à -6,5 m et -11 m puis -30 m (Figure 63).

- La première partie présente une pente moyenne de 1,04%, soit 0,6°. Elle s'étend entre 0 m et -6,5 m, cette dernière profondeur correspondant à la première rupture de pente. La limite des BMVE (Basse Mer de Vive-Eau), limite entre la plage et l'avant-côte supérieure, se situe à -2,3 m en dessous du Zéro IGN69 pour ce site d'étude. Cette première partie du profil morphologique est donc, pour moitié, constamment immergée.
- La deuxième partie présente une pente plus faible de 0,4%, soit 0,2°. Elle s'étend entre -6,5 m et -11 m, cette dernière profondeur correspondant à la deuxième rupture de pente.
- Dans la continuité, la troisième partie présente une pente presque identique de 0,6%, soit 0,3°. Elle s'étend entre -11 m et -30 m, cette dernière profondeur correspondant à la troisième rupture de pente. Au-delà de -30 m, la quatrième partie, située à plus de 5 km de la côte, présente une pente très faible de 0,2%, soit 0,1°.

L'observation des isobathes et du profil longitudinal (NO/SE), montre que le fond de la baie n'est pas homogène dans sa largeur (Figure 62, Figure 63). Entre -5 et -10 m, l'anse est renflée du côté nord. A l'inverse, entre -10 m et -15 m, au pied des écueils et de la falaise nord, le fond marin est caractérisé par une dépression (creusement progressif de 4 m) alors que le centre de la baie est caractérisé par un bombement bathymétrique. Ce dernier correspond au relief d'orientation méridienne de 4 m de haut déjà décrit par Hallégouët et Hénaff (1995) et qui correspondrait à une crête pré-littorale dont l'édification serait induite par une décélération de la houle à l'entrée de l'anse. Au-delà de -20 m de profondeur, la surface de la baie dans sa largeur redevient plus constante.



**Figure 62 :** Morphologie générale de l'anse de Dinan. Présentation des MNT bathymétriques des missions DYSACOTE 2020 et 2021 et du Litto3D de 2013. Localisation des profils longitudinaux et transversaux de la Figure 63. Localisation des plages de : a) Kerloc'h, b) Kersiguénoù, c) Goulien. BMVE : Basse Mer de Vives-Eaux.



**Figure 63 : Profils topographiques longitudinaux (haut) et transversaux (bas) de l'anse de Dinan. Les couleurs représentent les différentes extractions réalisées à partir des MNT de 2020 et de 2021, ainsi que du Litto3D(2013).**

### V.2.3. La nature des fonds

L'analyse des 14 échantillons de sédiments des missions DYSACOTE (2020 et 2021) montre trois principales classes granulométriques (Figure 64, Figure 65, Annexe 3). Entre -5 m et -20 m, la nature des fonds est ainsi composée de sables fins (D50 moyen de 130  $\mu\text{m}$  pour 10 échantillons) avec 55% de  $\text{CaCO}_3$  (carbonates). De plus, on remarque que les échantillons fins, prélevés dans la partie nord (1-2-3-4-6), sont plus grossiers que ceux situés au sud (10-11-9-12). L'anse de Dinan présente ainsi deux profils granulométriques transversaux distincts entre le sud et le nord, indiquant des conditions plus calmes dans la partie sud.

Un seul échantillon est composé de sables grossiers coquilliers (D50 de 865  $\mu\text{m}$ ) avec un taux de carbonates de 83 %. Il s'agit de l'échantillon numéro 5 qui est situé au nord de la zone, dans la dépression. Les échantillons numéro 7, 13 et 14, les plus au large, sont composés de galets.

L'analyse de la taille des grains (D50) en fonction de la profondeur pour le profil nord (échantillons 1-2-3-4-8-6) montre des fluctuations de la médiane granulométrique avec une valeur minimale de 128  $\mu\text{m}$  à -13 m (éch.4) (Figure 65). Au niveau du profil sud (échantillons 10-11-9-12), la médiane granulométrique montre une diminution de la médiane granulométrique aussi, à partir de -13 (éch. 9). Ainsi, la limite du prisme sédimentaire déterminée à partir de la granulométrie se trouve ainsi à -13 m.

La carte de la nature des fonds issue de l'interprétation de l'imagerie associée aux prélèvements sédimentaires (Figure 66) met en évidence que les sédiments fins occupent majoritairement l'anse. Ils s'étendent ainsi jusqu'à -25 m où l'on observe une séparation nette avec les sédiments composés de graviers et de cailloutis. Cette séparation nette des sédiments fins et des cailloutis, peut être interprétée comme une profondeur limite de mouvements sédimentaires, à l'image de la DoC-motion. Cette limite est ainsi appelée par la suite DoC-motion granulométrique. Enfin, la nappe de sables grossiers coquilliers s'étend sur presque 2 km, le long de la côte nord, dans une dépression de type sillon d'érosion située entre -10 m et -25 m.

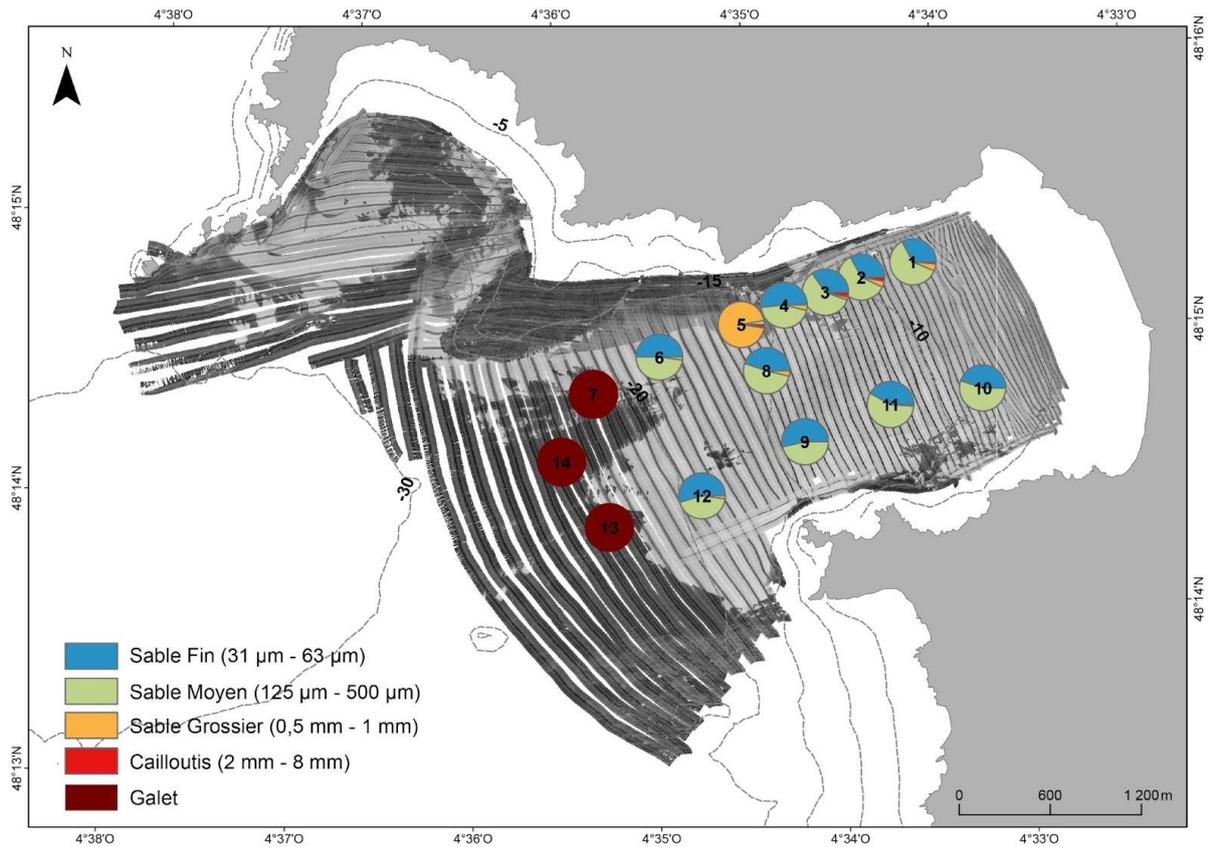


Figure 64 : Localisation et caractéristiques des 14 échantillons sédimentaires des missions DYSACOTE 2020 et 2021 superposés à l'imagerie de 2021.

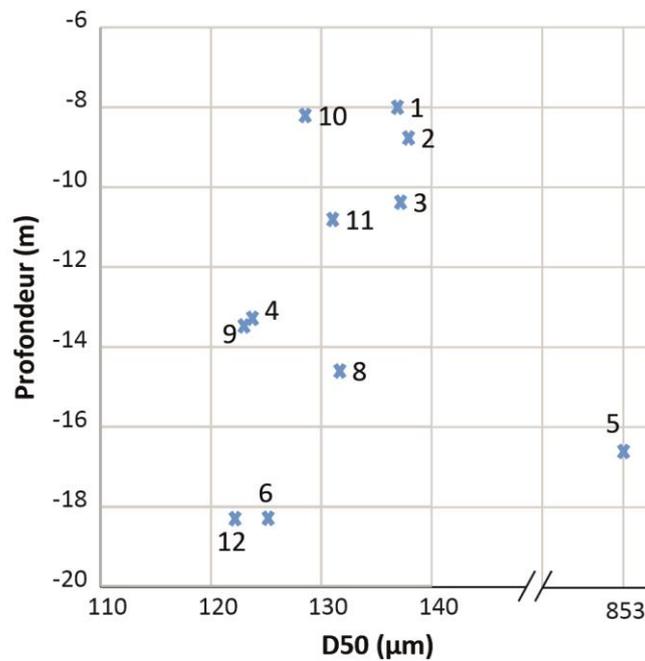
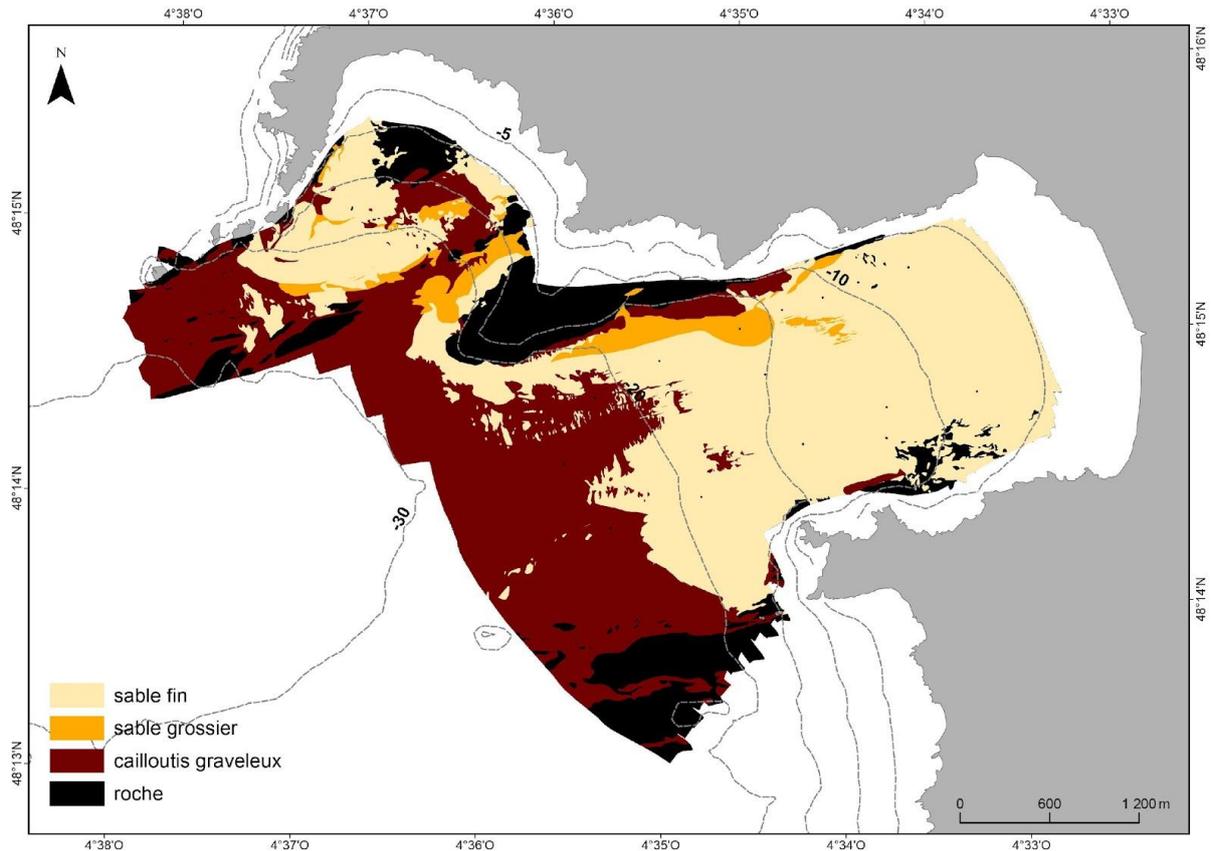


Figure 65 : Médianes granulométriques en fonction de la profondeur d'échantillonnage pour les échantillons sédimentaires fins à grossiers de l'anse de Dinan.



**Figure 66 : Nature des fonds dans l'anse de Dinan, interprétée à partir des échantillons sédimentaires et de l'imagerie de 2021.**

#### V.2.4. Dynamique des structures sédimentaires

Des structures sédimentaires sont présentes dans l'anse de Dinan, entre -10 m et -25 m, c'est-à-dire jusqu'à la transition avec la zone de cailloutis graveleux (Figure 67). Ces structures s'apparentent à des sillons d'érosion bien qu'aucune ride n'ait été observée à l'intérieur. Dans la zone 1 (Figure 67), les sillons sont composés de sables grossiers coquilliers et, d'après leur forme perpendiculaire et parallèle à la côte, nous les classons ici, respectivement, comme des RSD « patchy » (RSD-P) et « linéaire » (RSD-L) (Coco et al., 2007) (cf. Partie I5 et Figure 14). Dans les zones 2 et 3 (Figure 67), des sillons de forme « patchy » sont composés de graviers et de cailloutis.

Les MNT bathymétriques, nous ont permis de pointer ces sillons d'érosion entre 2020 et 2021 et d'observer ainsi leur dynamique. Entre octobre 2020 et juin 2021, des changements dans la morphologie et la dynamique des sillons sont observés (Tableau 15).

Dans la zone 1, au mois d'octobre 2020, les sillons apparaissent relativement étendus vers le sud et vers le nord-est, c'est-à-dire en direction de la plage, contrairement au mois de juin

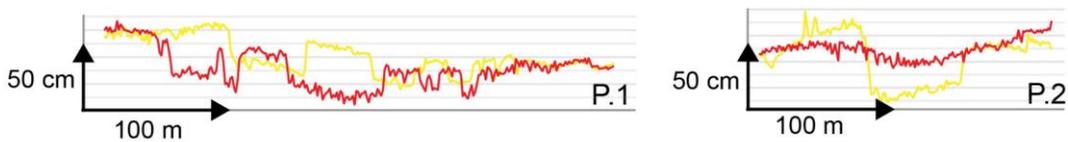
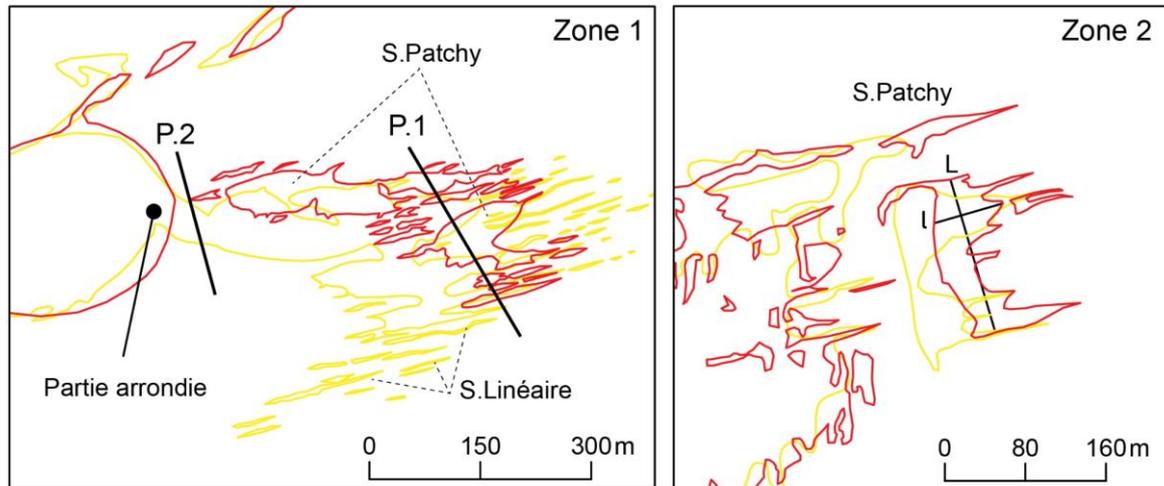
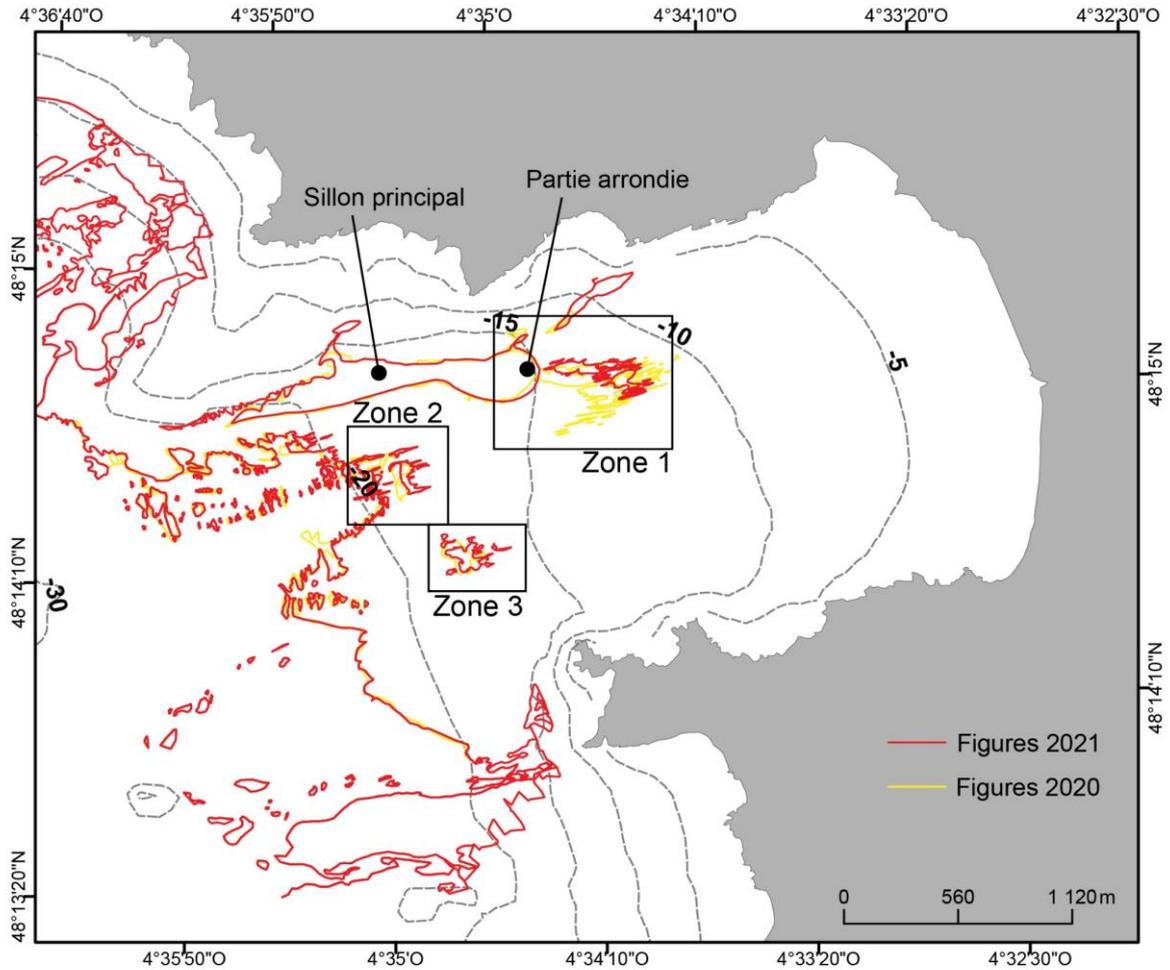
2021, où leur taille est plus réduite. De plus, au mois de juin 2021, les sillons « linéaires » localisés en amont du sillon principal arrondi, se sont désolidarisés de ce dernier, indiquant un apport de sable fin important. Enfin, nous pouvons observer que la bordure arrondie du sillon principal a migré vers la plage d'une trentaine de mètres en 8 mois. Pour les RSD « linéaires », il est difficile d'estimer une distance de migration tant les formes ont changé.

Dans les zones 2 et 3, la morphologie des structures a aussi évolué, sans qu'il soit réellement possible de décrire les changements morphologiques tant leurs formes sont déstructurées. Cependant, il est possible d'estimer des vitesses de migration suivant leurs bords francs. Ces sillons « patchy » ont ainsi migré jusqu'à 40 m en direction de la plage (ONO) en 8 mois, entre octobre 2020 et juin 2021.

La limite entre cailloutis graveleux et sables fins, considérée comme la limite externe des mouvements sédimentaires, reste constante dans sa forme mais présente des variations localisées de  $\pm 5$  à 15 m.

**Tableau 15 : Caractéristiques morphodynamiques des sillons d'érosion pour le mois d'octobre 2020 et le mois de juin 2021.**

Zone	Année	Largeur (m)	Longueur (m)	Forme\ migration
Zone 1	2020	1 - 90	10 - 500	Plus étendue vers le sud, vers le large et la plage
	2021	1 - 210	20 - 400	Moins étendue
Zone 2 et 3	2020	30 - 170	50 - 150	Migration jusqu'à 40 m en direction de la plage
	2021	1 - 160	60 - 180	



**Figure 67 : Morphologie des sillons d'érosion de l'anse de Dinan entre octobre 2020 et juin 2021. La zone 2 présente le zoom des sillons patchy situés les plus au large avec le sens de mesure de leur largeur (l) et leur longueur (L).**

### V.2.5. Remplissage sédimentaire

L'analyse des limites inférieures et supérieures des réflecteurs et des faciès sismiques nous permet de donner une hypothèse sur le mode et l'environnement de dépôt. L'analyse des sections sismiques, tous sites d'étude confondus, permet de définir trois unités sismiques sur la base de leurs enveloppes externes et de leurs faciès internes (Tableau 16).

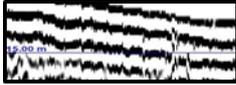
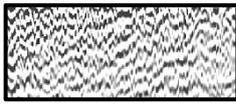
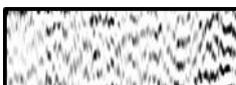
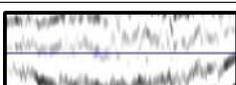
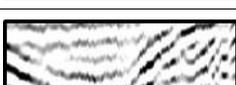
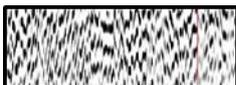
Dans l'anse de Dinan, les unités et faciès reconnus sont les suivants (Figure 68, Figure 69) :

- L'unité U0, à la base des sections, présente un faciès chaotique de faible amplitude et continuité (faciès U0b). Elle correspond au substratum acoustique formé du socle rocheux.

- L'unité U1 est définie sur la base de sa géométrie externe en remplissage de chenaux. Ces chenaux où incisions présentent localement des caractères nets et assez étroits. La profondeur d'incision reste néanmoins modeste et ne dépasse guère 10 ms temps-double (entre 7,5 et 10 m). Une incision antérieure, très fruste, semble néanmoins visible avec un remplissage U.1.1 qui apparaît faiblement contrasté au regard de U0. Le remplissage correspond alors à l'unité U.1.2 sur la base de cette base érosive nette. Le faciès de remplissage de U1.2 présente, dans l'anse de Dinan, un faciès marqué par des réflecteurs discontinus de continuités et de fréquences moyennes avec une géométrie « cut and fill » - faciès f1.2b - associée à des petites surfaces incisées à caractère aggradant.

- L'unité U2 présente une géométrie générale drapante tendant à développer un prisme à l'approche de la côte. Son épaisseur reste modeste (<5 ms temps-double). Si l'épaisseur du signal Sparker nécessite d'être prudent dans l'interprétation de cette unité de surface, il est néanmoins possible d'y observer des réflecteurs continus de faible amplitude et présentant des terminaisons en downlaps vers le large.

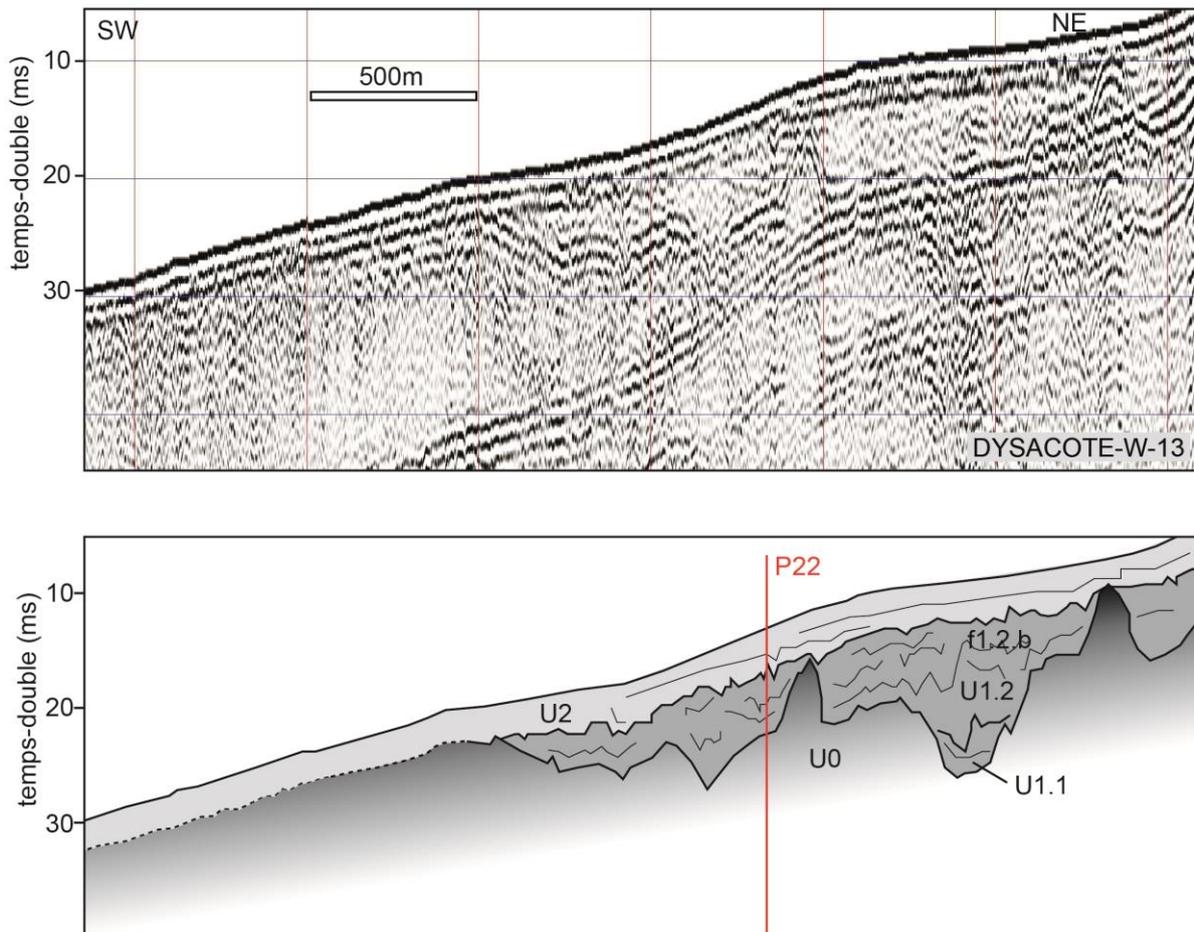
**Tableau 16 : Caractéristiques des différentes unités sismiques rencontrées pour tous les sites d'étude.**

Unité	Géométrie externe	faciès	Caractéristiques Des faciès			Géométrie réflecteurs	Extrait sismique
			continuité	amplitude	fréquence		
U2	Drapante à prisme	f2	bonne	moyenne à forte	faible	parallèle à légèrement oblique	
U1	Remplissage incisions	f1.2d	moyenne	faible à moyenne	faible	sigmoïde parallèle	
		f1.2c	moyenne à bonne	moyenne	moyenne	parallèle, en aggradation	
		f1.2b	faible à moyenne	moyenne	moyenne	« cut and fill »	
		f1.2a	moyenne	moyenne	moyenne	oblique à parallèle	
	U1.1	Remplissage incision (?) (première génération)	f1.1	faible à moyenne	moyenne	faible à moyenne	divergente
U0	Substratum acoustique	f0a	faible	faible	faible	chaotique	
		f0b	faible à moyenne	faible	faible	chaotique avec quelques réflecteurs identifiables	

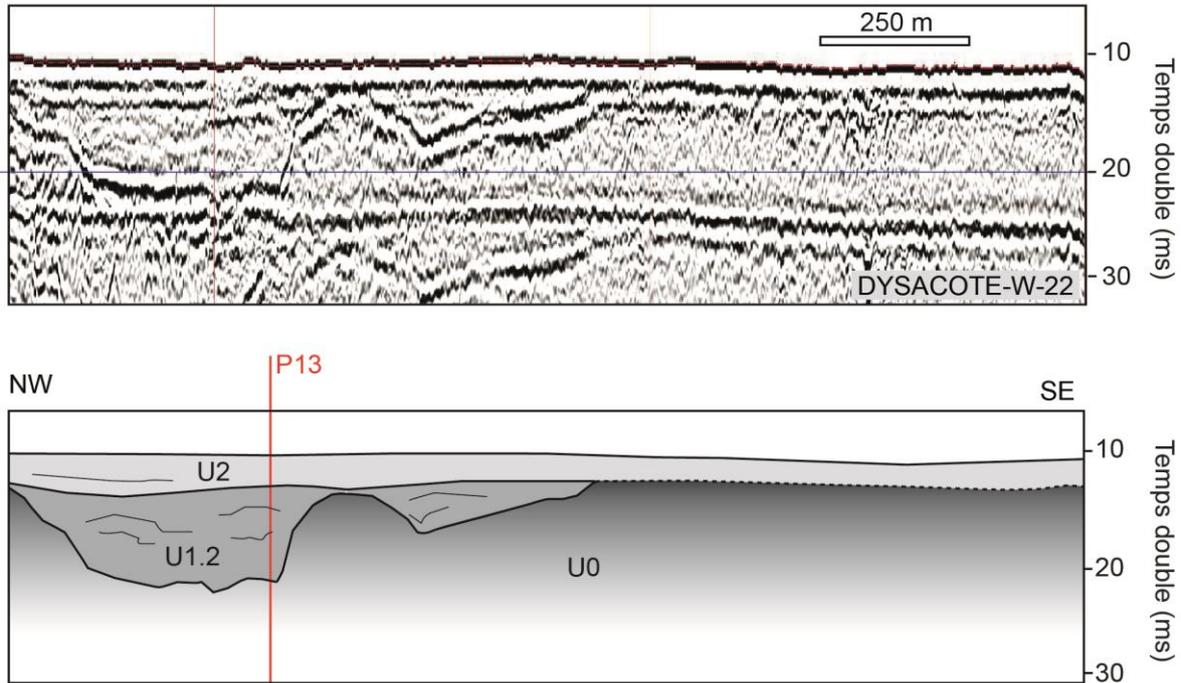
Le remplissage des paléo-vallées incisées sur la plateforme proximale de Bretagne et, en particulier, du Finistère ont fait l'objet de plusieurs travaux au cours des vingt dernières années (exemple pour la Rade de Brest, Grégoire et al., 2017, et synthèse pour les incisions à l'échelle de la plateforme française, Chaumillon et al., 2010) et il ne s'agit pas ici de proposer de nouvelles interprétations, mais de contraindre l'extension actuelle du prisme littoral avec ces remplissages. L'interprétation des remplissages reprend ainsi les éléments géométriques largement documentés.

Sur la base de l'interprétation des sections et du caractère très net de l'incision à la base de l'unité U1.2, celle-ci peut être retenue comme l'expression du remplissage des incisions réactivées durant le dernier bas niveau marin (Dernier Maximum Glaciaire). Le faciès f1.2b peut alors être interprété comme l'expression de dépôts fluvio-estuariens de bas niveau et/ou de début de transgression marquant le remblaiement des dépressions littorales. L'Unité U1.1, très peu visible, est très probablement à rapporter à une incision ancienne et ne présentant pas de lien génétique avec U1.2.

L'installation du prisme littoral, qui ne présente pas de caractère progradant très net aux profondeurs d'investigation, peut être interprétée comme l'expression d'un cortège de haut-niveau. S'il est admis qu'il se développe à partir de la dernière stabilisation du niveau marin (Chaumillon et al., 2010 ; Tessier, 2012), il apparaît étroitement lié au remblaiement sous-jacent et apparaît très peu épais, au-delà d'une bathymétrie actuelle de la dizaine de mètres.



**Figure 68 : Profil sismique Sparkler transversal, DYSACOTE-W-13 de l'anse de Dinan (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation : cf. Figure 70.**

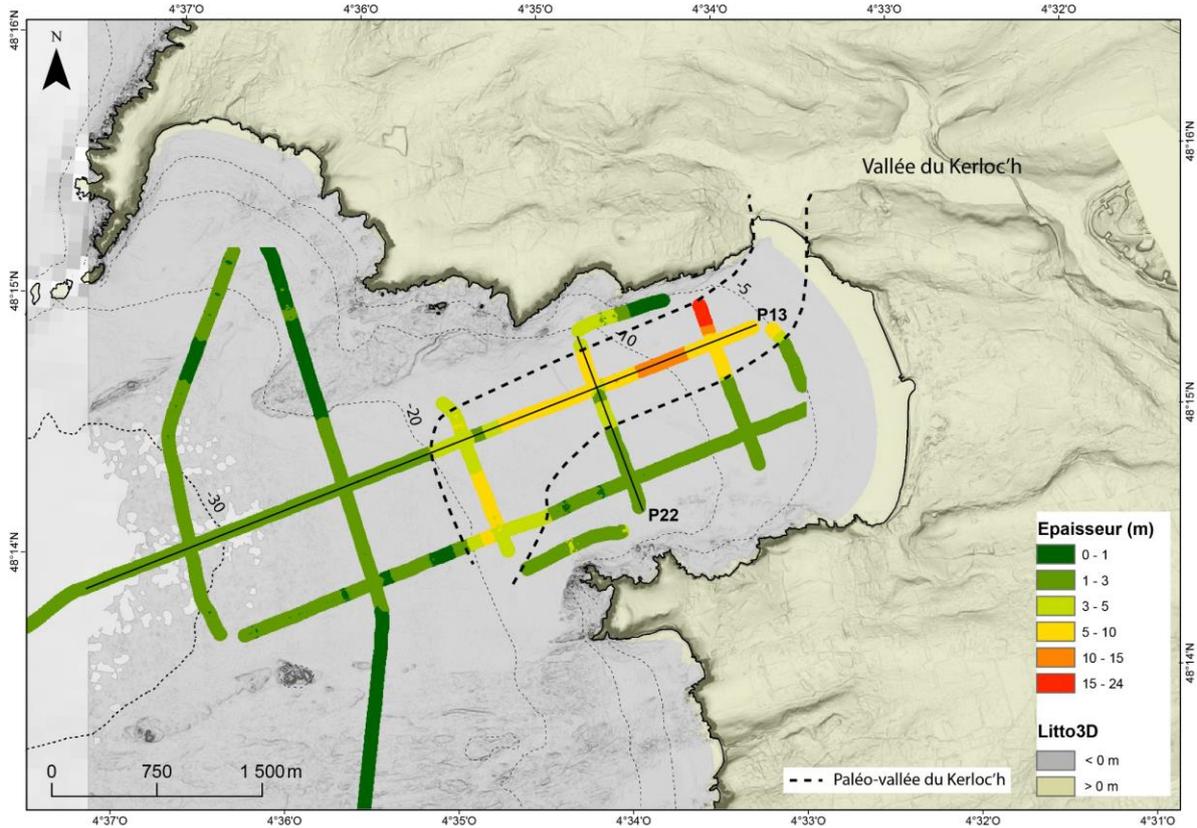


**Figure 69 : Profil sismique Sparker longitudinal, DYSACOTE-W-22 de l'anse de Dinan (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation : Figure 70.**

Le profil longitudinal (P22) montre un socle plat entaillé par les paléo-vallées dans la partie nord de la baie, sans que l'unité 3 de bas niveau marin soit conservée (Figure 69).

L'interprétation des profils sismiques a aussi permis de mettre en évidence la paléo-vallée du ruisseau de Kerloc'h dont l'épaisseur du remplissage sédimentaire varie entre 6 m et 24 m de profondeur. Cette paléo-vallée longe les falaises nord avant de bifurquer vers le sud au niveau de l'isobathe (actuel) -20 m puis se dissipe rapidement (Figure 70). En dehors de la vallée incisée, l'épaisseur de la couverture sédimentaire varie entre 1 m et 3 m.

Par interpolation des épaisseurs sédimentaires moyennes, le stock sédimentaire est estimé à  $18,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  pour une surface de  $7,7 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ , soit  $2,36 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  par  $\text{km}^2$  (Tableau 17 et Figure 70).



**Figure 70 : Epaisseurs sédimentaires dans l'anse de Dinan (valeurs en mètres). Localisation des profils sismiques Dysacote W-13 (P13) et W-22 (P22).**

**Tableau 17 : Caractéristiques prises en compte pour le calcul du volume du stock sédimentaire total.**

Zone	Epaisseur (m) prise en compte	Aire (m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )
Paléo-vallée du Kerloc'h	8	1,5.10 <sup>6</sup>	12.10 <sup>6</sup>
Zone en dehors de la paléo-vallée	1	7,7.10 <sup>6</sup>	6,2.10 <sup>6</sup>

### V.2.6. Bilans sédimentaires

Les bilans sédimentaires de l'anse de Dinan sont établis à partir des MNT d'octobre 2020, de juin 2021 et du Litto3D de 2013. Nous pouvons donc analyser les différentiels suivants : 1) 2013 (Litto3D) - 2020 ; 2) 2020 - 2021 ; 3) 2013 - 2021, ce dernier permettant, contrairement aux deux autres différentiels, d'obtenir un bilan entre la DoC-enveloppe et la limite de BMVE, c'est-à-dire au niveau de l'avant-côte supérieure.

### V.2.6.1. Bilan sédimentaire de 2013 (Litto3D) à 2020

Les variations altimétriques, entre 2013 (Litto3D) et octobre 2020, montrent que la partie nord de l'anse est en accumulation, tandis que la partie sud semble en érosion, avec des valeurs comprises entre  $\pm 0,2$  à  $0,5$  m (Figure 71, Tableau 18). Le bilan sédimentaire général est négatif avec un volume de  $-382\,377\text{ m}^3$  soit un ratio de  $-0,07\text{ m}^3/\text{m}^2$ . Il montre que l'érosion domine l'ensemble de l'anse. Cette tendance à l'érosion est dans la continuité de celle observée par Jabbar (2016) au niveau de la presqu'île de Crozon au cours de la deuxième moitié du XX<sup>e</sup> siècle. Cependant, deux secteurs apparaissent nettement en accumulation. La zone dite « nord », incluant le sillon principal de forme arrondie, est en accumulation avec un volume gagné de  $+86\,272\text{ m}^3$ , soit un ratio de  $+0,18\text{ m}^3/\text{m}^2$  (Tableau 19). De même, la bordure externe est marquée par une forte accumulation indiquant son extension de  $50\text{ m}$  à  $70\text{ m}$  vers le large, de 2013 à 2020.

### V.2.6.2. Bilan sédimentaire d'octobre 2020 à juin 2021

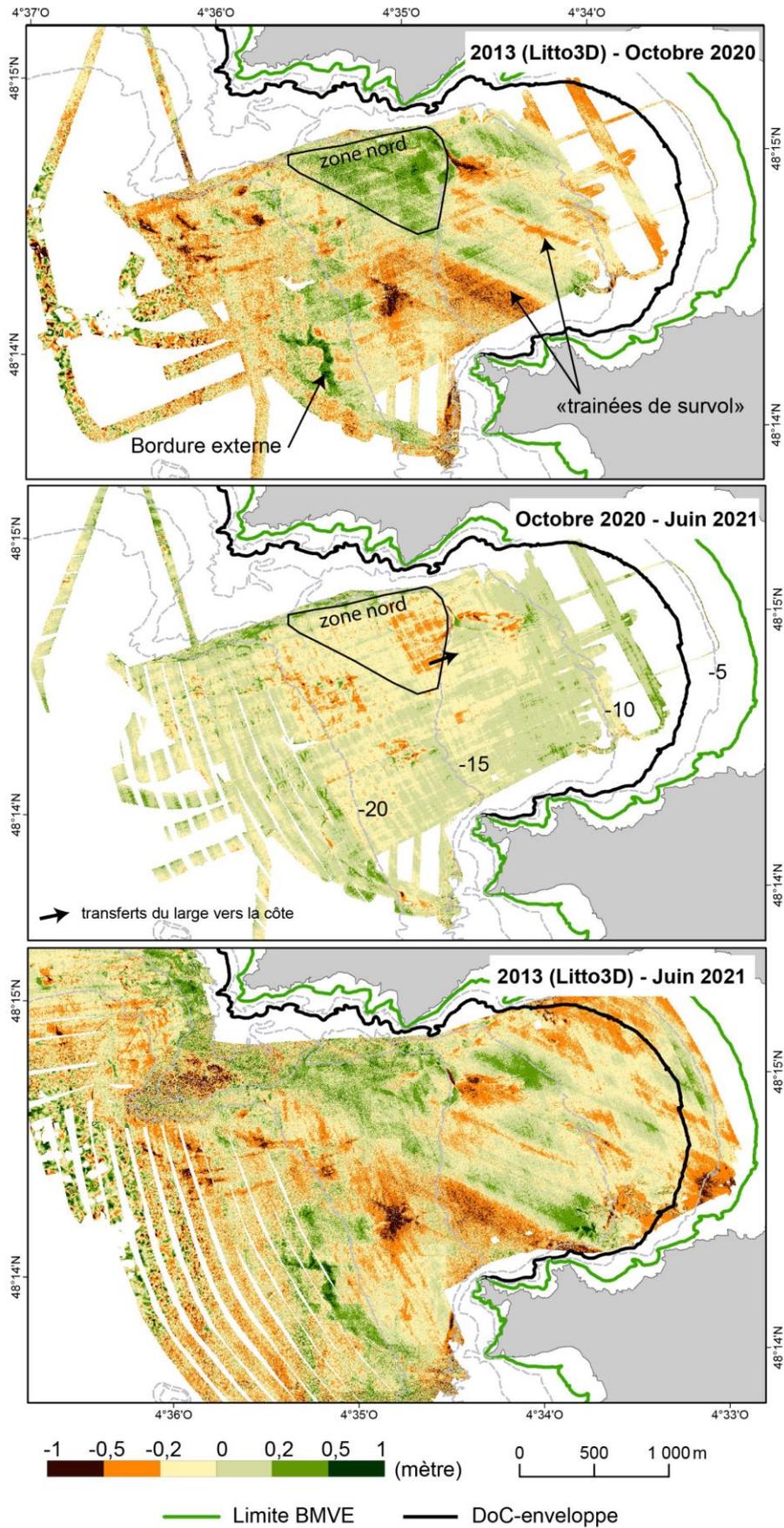
Les variations altimétriques, entre octobre 2020 et juin 2021, sont principalement comprises entre  $0$  et  $\pm 0,2$  m (Figure 71, Tableau 18), sauf dans certaines zones où les variations sont plus élevées et comprises entre  $\pm 0,2$ - $0,5$  m. Le bilan sédimentaire sur la zone totale est positif avec un volume de  $43\,293\text{ m}^3$ , soit un ratio de  $+0,01\text{ m}^3/\text{m}^2$ . Cependant, certains secteurs présentent une érosion importante. Ainsi, dans la zone dite « nord », le bilan sédimentaire est négatif avec un volume perdu de  $-42\,323\text{ m}^3$ , représentant un ratio de  $-0,09\text{ m}^3/\text{m}^2$  (Tableau 19). *A contrario*, à l'est de cette zone « nord », la tendance est à l'accumulation, avec un recouvrement des sillons de la zone 1 par une nappe de sédiments fins et une désolidarisation du sillon principal. Ce sont donc des transferts sédimentaires de direction ouest/est (large/côte) qui opèrent dans cette partie de la baie (Figure 71). Enfin, nous pouvons aussi observer que la bordure externe est aussi marquée par une alternance érosion/accumulation de  $\pm 0,2$  à  $0,5$  m.

### V.2.6.3. Bilan sédimentaire (2013 -2021) entre l'avant-côte inférieure et supérieure

Le différentiel bathymétrique entre 2013 et 2021 permet d'observer les variations entre la partie inférieure et supérieure de l'avant-côte dont la limite correspond à la DoC-enveloppe. Tout d'abord, le bilan sédimentaire global (avant-côte supérieure et inférieure), entre 2013 et 2021, est négatif avec un volume perdu de  $-587\,326\text{ m}^3$ , soit un ratio de  $-0,06\text{ m}^3/\text{m}^2$  (Tableau 18). Dans le détail (Tableau 20), l'avant-côte supérieure (entre la BMVE et  $-7\text{ m}$ ) est marquée par une érosion avec un volume perdu de  $-106\,211\text{ m}^3$ , soit un ratio de  $-0,18\text{ m}^3/\text{m}^2$ , tandis que

l'avant-côte inférieure (-7 m à -30 m) est marquée par une érosion plus faible avec un volume perdu de  $-481\,115\text{ m}^3$  mais sur une surface plus étendue, représentant un ratio de  $-0,04\text{ m}^3/\text{m}^2$ .

Il est par ailleurs important de mentionner que les différentiels réalisés à partir du Litto3D (2013) laissent apparaître de grandes traces orientées selon une direction NO/SE et qui sont interprétées comme des trainées de survols (Figure 71). Ces dernières pourraient ainsi entraîner un biais d'interprétation des bilans sédimentaires. Nous restons ainsi prudents quant aux résultats obtenus à partir du Litto3D pour cette zone d'étude.



**Figure 71 : Différentiels bathymétriques de l'anse de Dinan entre 2013 (Litto3D)-2020, 2020-2021 et 2013 (Litto3D) - 2021.**

**Tableau 18 : Bilans sédimentaires de l'anse de Dinan entre 2013 (Litto3D)-2020, 2020-2021 et 2013 (Litto3D)-2021.**

Différentiel	Période	GAIN SEDIMENTAIRE			PERTE SEDIMENTAIRE			BILAN		
		Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
Oct.2020-juin.2021	8 mois	246064	2678261	0,05	-202771	2219308	-0,04	43293	4897569	0,01
2013-Oct.2020	8 ans et 10 mois	333850	2102501	0,06	-716227	3639725	-0,12	-382377	5742226	-0,07
2013 - juin 2021	9 ans et 7 mois	661094	3886383	0,06	-1248420	6573625	-0,12	-587326	10460008	-0,06

**Tableau 19 : Bilans sédimentaires de la zone « nord » entre 2013 (Litto3D)-2020, 2020-2021.**

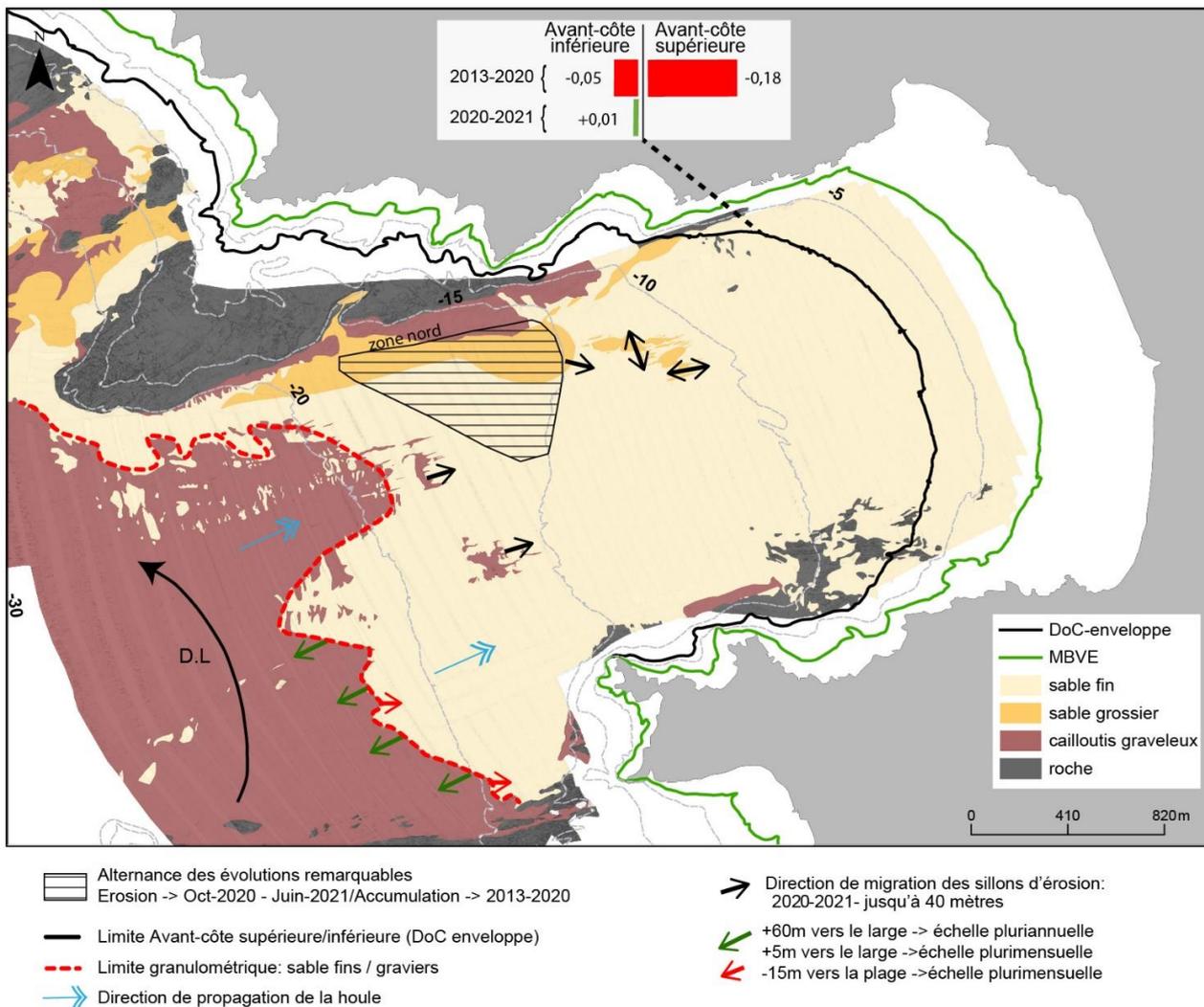
Différentiel	Période	GAIN SEDIMENTAIRE			PERTE SEDIMENTAIRE			BILAN		
		Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
Oct.2020-juin.2021	8 mois	5451	89281	0,01	-47774	392342	-0,10	-42323	481624	-0,09
Oct.2020-2013	8 ans et 10 mois	90900	418715	0,19	-4627	63203	-0,01	86272	481919	0,18

**Tableau 20 : Bilans sédimentaires entre l'avant-côte supérieure et inférieure entre 2013 (Litto3D) et 2021.**

2013-2021	GAIN SEDIMENTAIRE			PERTE SEDIMENTAIRE			BILAN		
	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
Avant-côte Supérieure	9672	87115	0,01	-115883	488029	-0,17	-106211	575144	-0,18
Avant-côte Inférieure	651422	3799268	0,07	-1132537	6085596	-0,11	-481115	9884864	-0,05

### V.2.7. Bilan morphodynamique de l'anse de Dinan

- L'anse de Dinan est une baie très enclavée avec des houles moyennes annuelles de 1,4 m pouvant atteindre une hauteur de 6 m en période extrême.
- L'épaisseur sédimentaire est en moyenne de 6 m à 10 m dans la partie nord de la baie (au-dessus de la paléo-vallée) et de 1 m à 2 m au sud de la baie.
- La DoC-enveloppe théorique se situe à -7 m tandis que celle estimée à partir des indices granulométriques est de -13 m.
- La DoC-motion se situe à -38 m, bien au-delà de la zone couverte par les MNT. Il apparaît une limite de DoC-motion granulométrique bien marquée entre des sables fins et des graviers entre -20 m et -25 m, qui est ici interprétée comme la limite du prisme sédimentaire.
- Les figures sédimentaires de types sillons d'érosion peuvent migrer jusqu'à 40 m en 8 mois, en direction de la plage.
- Le bilan sédimentaire général de l'avant-côte (inférieure et supérieure) est négatif (-382 377 m<sup>3</sup>, soit -0,07 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>) à l'échelle pluriannuelle (2013-2020).
- Il apparaît aussi une inversion des tendances sur la zone « nord », avec une érosion à l'échelle plurimensuelle (oct. 2020- juin 2021) et une accumulation à l'échelle pluriannuelle (2013-2020).



## V.3. L'anse des Blancs-Sablons

### V.3.1. Caractéristiques générales

L'anse des Blancs-Sablons est orientée NE-SO et encadrée par deux pointes rocheuses et s'ouvre, au sud, sur le chenal du Four et, à l'ouest, sur le chenal de la Helle (Figure 27, Figure 73). Cette anse est classée comme « assez enclavée » d'après Quilfen (2016) et sa plage est ultra-dissipative avec une pente moyenne de 0,02% (Dehouck, 2006). Un massif dunaire important recouvre la partie centrale de l'arrière-plage et s'étend sur une largeur de plusieurs centaines de mètres. Sa mise en place est considérée comme postérieure à l'Âge du Fer (Chauris et Hallégouët, 1989). La vallée sous-marine de la Helle, large de 5 m à 600 m, prolongeant l'anse à l'Ouest, se situe entre -30 m à -50 m et est contrôlée structurellement par le système de failles de Kerforne. Cette vallée contient une série de dunes sableuses hautes de 1,5 m et d'une longueur d'onde de 50 m en moyenne, qui migrent en direction de la plage, vers le SE (Ehrhold et al., 2017).

Dans l'anse des Blancs-Sablons, la profondeur de fermeture théorique, correspondant aux changements morphologiques significatifs (DoC-enveloppe) et marquant la limite entre l'avant-côte supérieure et inférieure, se situe à -5 m. La profondeur des mouvements sédimentaires théoriques (DoC-motion) se situe, pour sa part, à -20 m. La profondeur de transport (DoT) se prolonge vers le large, au-delà de la vallée de la Helle.

L'analyse morphodynamique de l'anse des Blancs-Sablons est réalisée à partir des données géophysiques et sédimentaires acquises lors des missions de l'IUEM de novembre 2011, d'avril 2016 et des missions DYSACOTE d'octobre 2020. Ce jeu de données est complété par le MNT du Litto3D de 2013 (Figure 73).

### V.3.2. Analyses morphologiques

De la plage vers le large, le profil morphologique transversal de l'anse des Blancs-Sablons est divisé en quatre parties marquées par deux ruptures de pente (Figure 74). La première partie présente une pente moyenne de 2% soit  $1,3^\circ$  et s'étend entre 0 m et -5 m. La première rupture de pente correspond ainsi à l'isobathe -5 m. La ligne des BMVE, limite entre la plage et l'avant-plage, se situe à -2,4 m pour ce site d'étude. Cette première partie du profil morphologique est donc pour moitié constamment immergée. La deuxième partie, comprise entre -5 m et -15 m, présente une pente légèrement plus forte, en moyenne de 3,4%, soit  $1,9^\circ$ . Au sein de cette partie, le profil bathymétrique laisse apparaître la présence de figures sédimentaires mobiles. La troisième partie, commence à partir de la deuxième rupture de pente

(-15 m). Elle est marquée par une diminution nette de la déclivité (inférieure à 0,7 %, soit 0,4°) s'étendant jusqu'à l'isobathe -22 m. La quatrième partie est celle qui inclut le banc sableux. Ce dernier est situé dans le prolongement de la presqu'île de Kermorvan au sud de l'anse, et se développe selon une direction N/S, parallèlement au rivage, sur environ 1000 m de long et 300 m de large. Son orientation fermant l'anse des Blancs-Sablons est très oblique voire complètement transversale aux houles rentrantes et semble ainsi jouer le rôle de « brise lame ».

Au-delà de ce dispositif morphologique, la pente côtière décroît vers le large, jusqu'à l'isobathe -30 m situé à 4 km de la côte. Enfin, la couverture du Litto3D laisse apparaître une paléo-vallée au nord de la baie, correspondant à l'actuelle anse d'Illien où aboutit un cours d'eau dont le bassin versant actuel ne fait que 4 km de long.

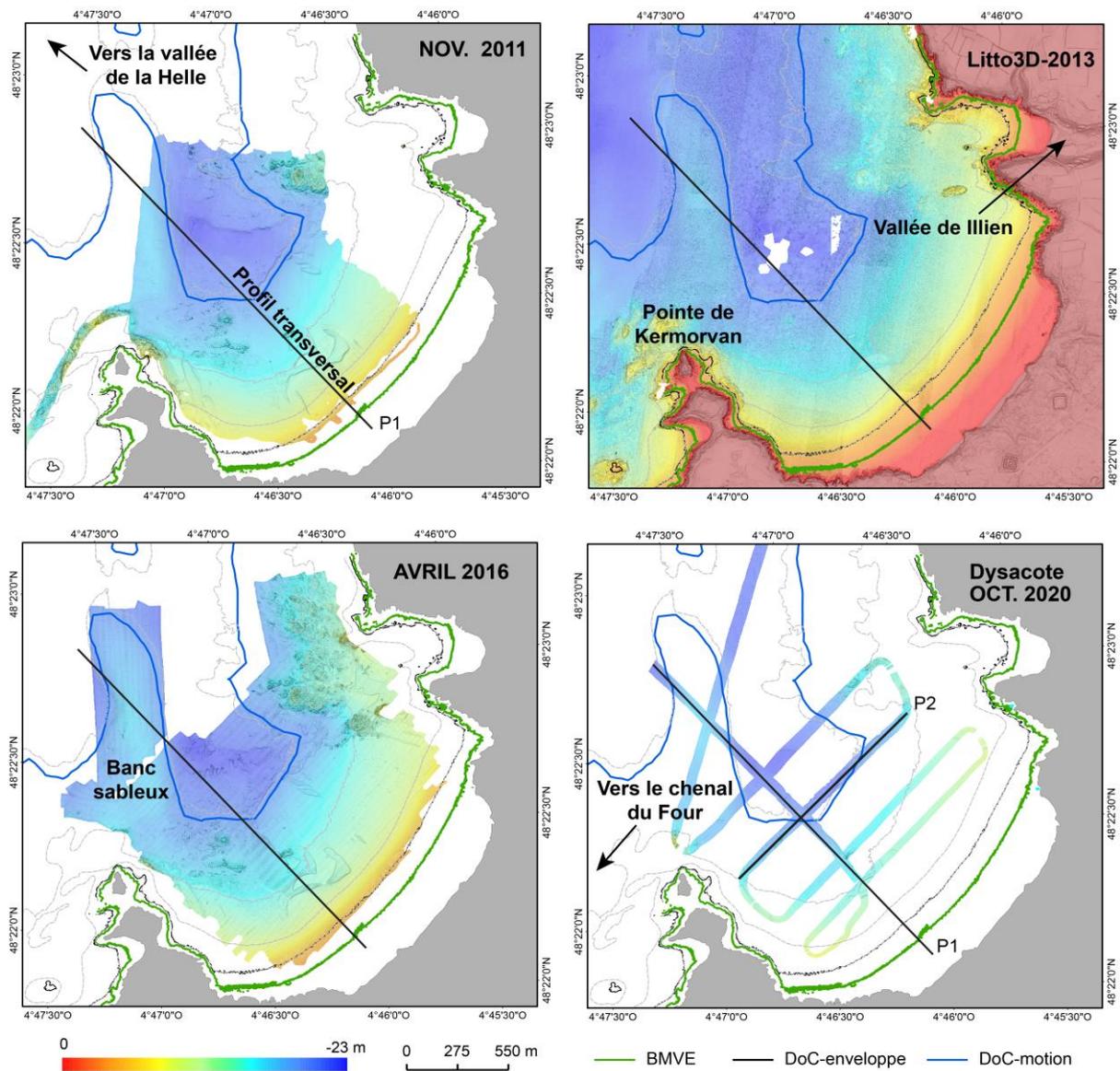
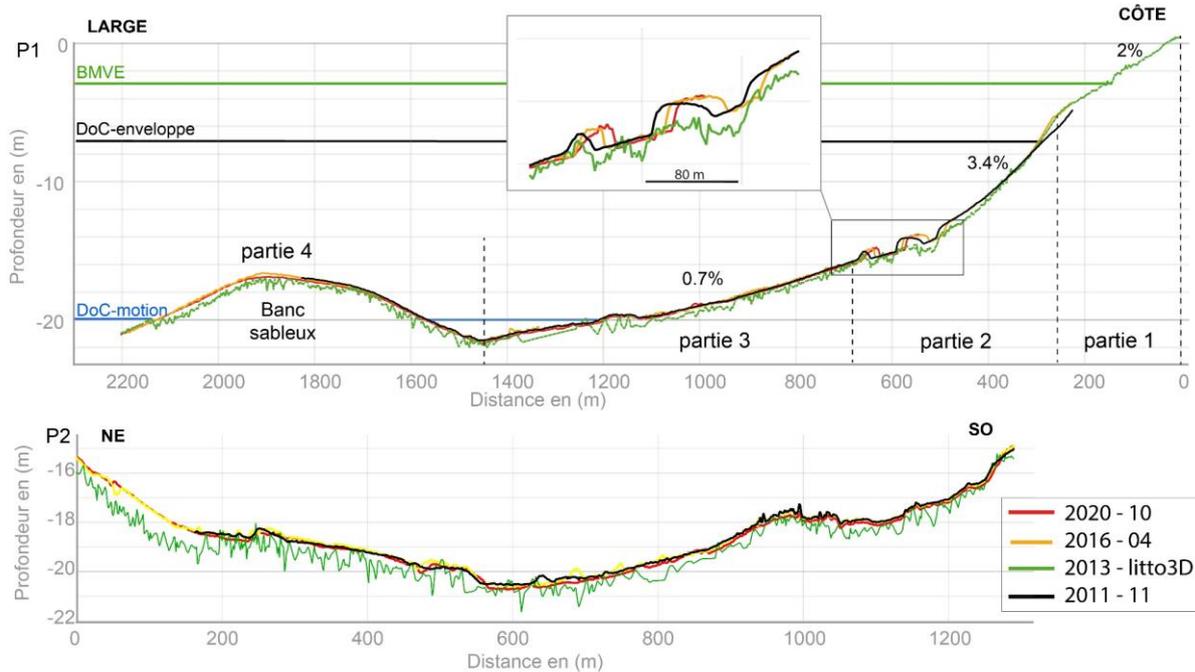


Figure 73 : MNT bathymétriques de novembre 2011, d'avril 2016, d'octobre 2020 et du Litto3D (2013).

Dans le sens transversal (Figure 74), le profil (P2) met en évidence un creusement au centre de la baie. La profondeur de creusement, entre le centre de la baie et les extrémités bordées de falaises, est de 4 m au maximum. Le profil transversal de l'anse des Blancs-Sablons reste symétrique, avec cependant une pente plus importante du côté SO, et un bombement plus fort autour de 1000 m de distance sur le profil qui est interprété comme un affleurement du socle.



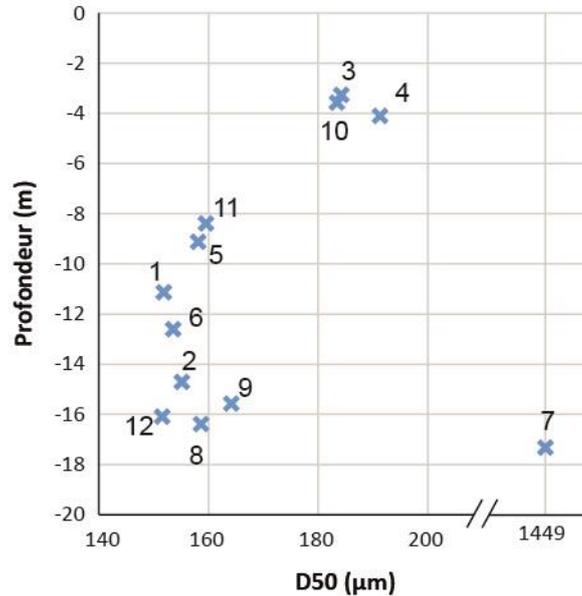
**Figure 74 : Profil longitudinal (P1) et transversal (P2) de l'anse des Blancs-Sablons (Les couleurs représentent les différentes extractions des MNT). Les axes vertical et horizontal du profil représentent respectivement la profondeur et la distance(m).**

### V.3.3. Nature des fonds

Deux principales classes granulométriques constituent les 12 échantillons de la mission DYSACOTE (2020), l'une de sables fins, l'autre de sables très grossiers (Figure 75, Figure 76, Annexe 4). Entre -5 m et -20 m, la nature des fonds est ainsi composée de sables fins, avec un grain médian moyen de 164  $\mu\text{m}$ , bien trié à distribution unimodale et avec en moyenne 22% de  $\text{CaCO}_3$ . Vers le large, le banc de sable, orienté nord/sud, est, quant à lui, composé de sables très grossiers (D50 : 1448  $\mu\text{m}$ -échantillon 7), mal triés et composés de 12 % de  $\text{CaCO}_3$  (expliqué par une très forte proportion de cailloutis).

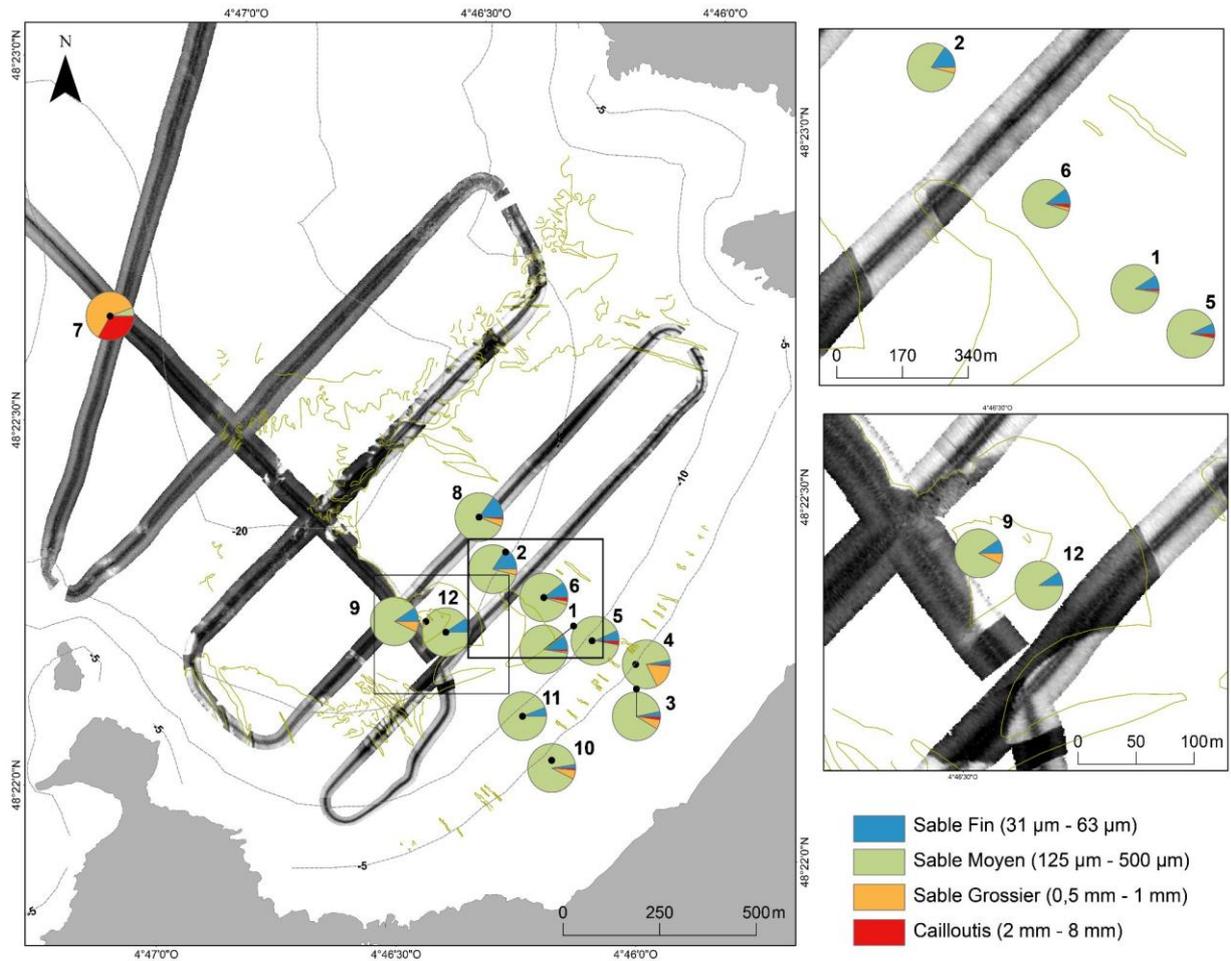
L'analyse fine de la médiane granulométrique (D50) en fonction de la profondeur montre une diminution de la taille des grains entre -3 m (202  $\mu\text{m}$  - échantillon n°3) et -11 m

(155  $\mu\text{m}$  - échantillon n°1). Au-delà, entre -11 m et -17 m, on peut observer une augmentation de la médiane granulométrique, hormis pour le point d'échantillonnage numéro 12. D'après Aragonès et al. (2018), la limite du prisme sédimentaire déterminée par la plus petite valeur granulométrique se trouve à -11 m.

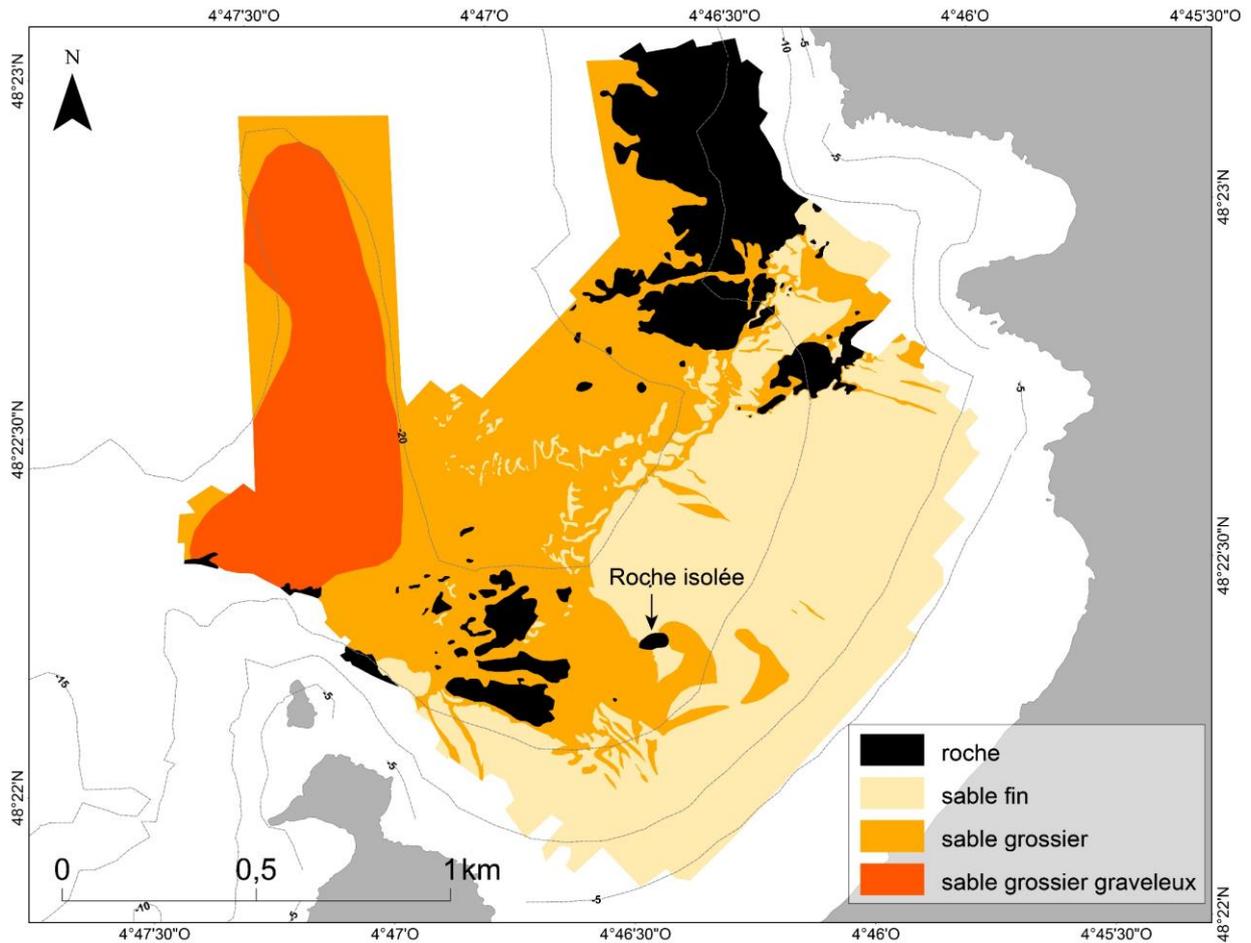


**Figure 75 : Médianes granulométriques en fonction de la profondeur pour les prélèvements sédimentaires de l'anse des Blancs-Sablons.**

La zone couverte par l'imagerie (DYSACOTE 2021) est peu étendue et ne donne la réflectivité que selon quelques profils (Figure 76). Sa superposition avec la bathymétrie de 2011 et de 2016, complétée par les données granulométriques, a permis d'interpréter la nature des fonds (Figure 77). Dans le cas présent, la couleur gris clair de l'imagerie caractérise bien le sédiment fin. En revanche, le seul point de prélèvement effectué au niveau de la couleur foncée est situé au niveau du banc sableux que nous considérons ici comme une structure sédimentaire constituant une entité granulométrique à part, marquée par la présence des sables graveleux. Les travaux de Le Berre (1999) avaient mis en évidence 3 faciès granulométriques dans l'anse des Blancs-Sablons dont des sables fins, grossiers et graveleux. Nous interprétons ainsi l'ensemble des couleurs foncées de l'imagerie, hors du banc sableux, comme étant des sables grossiers. La carte de la nature des fonds met aussi en évidence la présence du socle rocheux de chaque côté de l'anse, entre -10 m et -20 m. De plus, on peut observer une roche isolée, au centre de la baie, à environ -15 m, entourée de part et d'autre de sables fins et grossiers.



**Figure 76 : Localisation et caractéristiques des 12 échantillons sédimentaires superposés à l'imagerie de la mission DYSACOTE 2020.**



**Figure 77 : Nature des fonds de l'anse des Blancs-Sablons, interprétée à partir des échantillons sédimentaires et de l'imagerie de la mission DYSACOTE 2020 ainsi que des MNT bathymétriques de 2011 et 2016.**

#### V.3.4. Dynamique des structures sédimentaires

La bathymétrie et l'imagerie ont permis d'identifier des structures sédimentaires de type sillons d'érosion (RSD) et de grandes morphologies en couplant les données de réflectivité et les ruptures de pente (Figure 78). De plus, une analyse diachronique de ces structures a été réalisée à partir des différents MNT de 2011, 2013, 2016 et 2020 afin d'évaluer leurs évolutions morphodynamiques. De ces analyses se dégagent trois zones (Z1, Z2, Z3, Figure 78) d'étude présentant des structures sédimentaires légèrement différentes de par leurs formes et leurs vitesses et directions de migration.

- Dans la zone 1, les sillons d'érosion (RSD) sont de type « patchy » et s'étendent entre -15 m et -20 m. Ils sont composés de sables grossiers et sont orientés sud-ouest/nord-est, perpendiculairement à la plage. Cependant, aucune mégaride n'a été identifiée dans les sillons, comme cela est parfois observé dans la littérature (cf. partie Etat de l'art : I.5.2). Entre novembre 2011 et avril 2016, ces structures se sont étendues d'une vingtaine de mètres en direction du

sud-sud-est, vers la plage. Leur longueur est en moyenne d'une centaine de mètres et leur largeur d'une trentaine de mètres, pour une profondeur moyenne de 0,5 m et inférieure à 1 m.

- Dans la zone 2, entre -10 et -17 m, les sillons d'érosion sont de type « patchy », obliques à parallèles à la plage et profonds de 0,5 m. Leur longueur est en moyenne de 300 m et leur largeur varie entre 8 m et 80 m tandis que la largeur inter-sillons (correspondant aux sédiments fins) varie entre 100 m et 200 m. Cette partie inter-sillons forme une « langue » de sables fins qui peut être assimilée à une petite dune dont la forme rappelle celle des barkhanes (Figure 79). Ce système de sillons d'érosion est adossé à une roche dépourvue de couverture sédimentaire, isolée et située du côté opposé à la direction de propagation des houles provenant majoritairement du NO. Ces structures tendent à migrer en direction de la plage et se sont déplacées d'environ 30 m vers l'est-sud-est entre novembre 2011 et avril 2016. Cette migration est à l'origine de la scission d'un sillon en deux parties distinctes et donc *a fortiori* d'une jointure entre « la dune barkhane » et la large couverture de sable fin (Figure 79).

- Dans la zone 3, des RSD allongés, de type « linéaire », sont parallèles aux falaises adjacentes, mais restent perpendiculaires à la plage. Leur migration, entre 2011 et 2020, est dirigée vers l'est. Ces sillons s'étendent sur quelques mètres à 270 m et mesurent entre 1 m et 10 m de largeur pour une profondeur moyenne de 0,5 m.

Plus généralement, une grande limite morphologique formée par une rupture de pente, se dessine autour de -20 m (peu marquée sur le profil bathymétrique longitudinal P1, cf : V.3.2). Cette limite morphologique est le point d'ancrage des sillons d'érosion et correspond à la limite entre sables grossiers et sables fins (limite DoC-motion granulométrique). Entre 2011 et 2016, cette limite présente une certaine mobilité, jusqu'à 10 m par endroit, avec une alternance de directions orientées soit vers la plage, soit vers le large. Cette limite peut être assimilée à la limite externe des mouvements sédimentaires.

Enfin, nous pouvons observer, sur le pointage des figures sédimentaires de 2016 (Figure 78), entre -5 m et -7 m, de petits sillons perpendiculaires à la plage. Ces sillons sont interprétés, ici, comme étant en lien avec une nappe de retrait plus énergétique, induite par des conditions de mer agitées, générant des courants vers le large au-delà de la BMVE. Ces sillons sont appelés ici sillons de « retrait ».

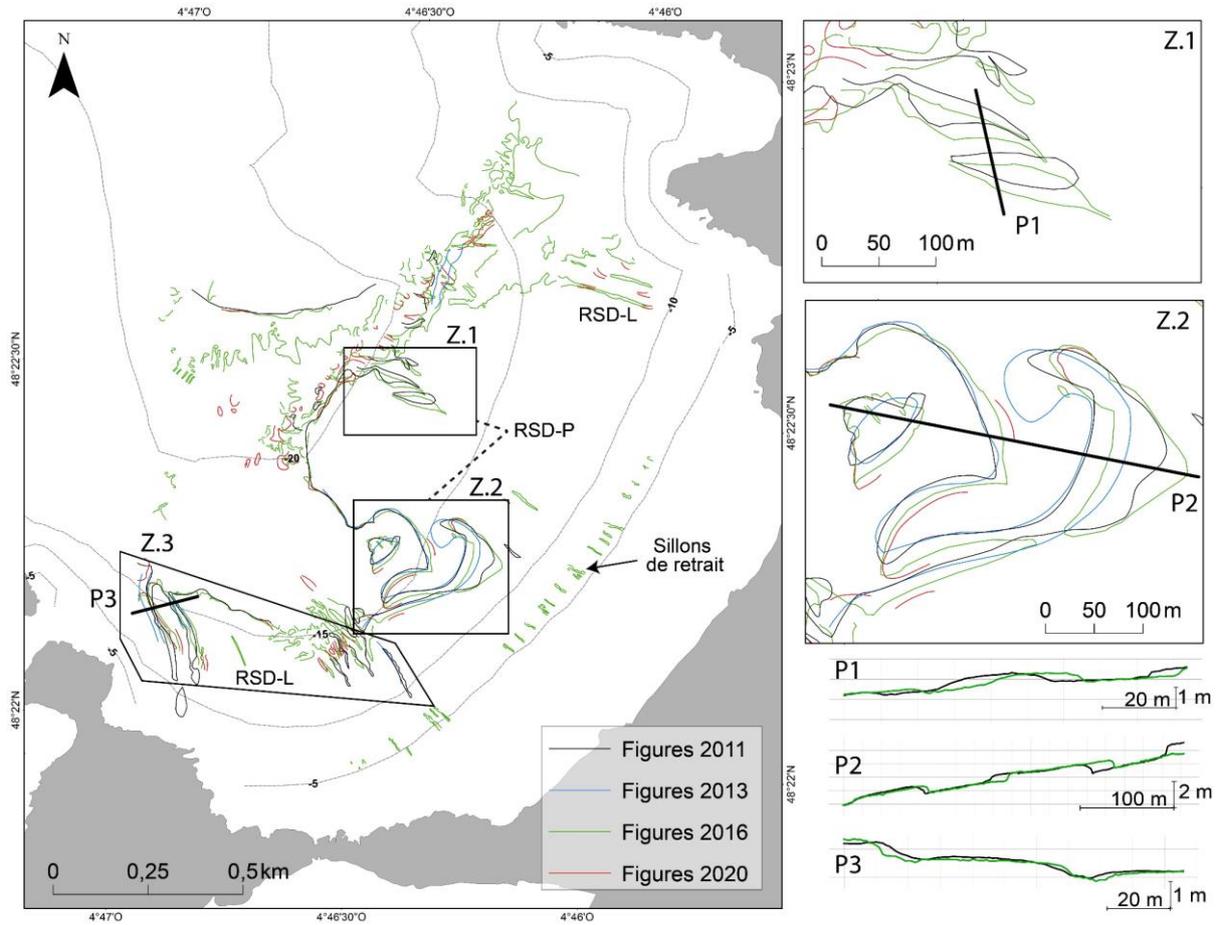


Figure 78 : Evolutions morphodynamiques des sillons d'érosion linéaire (RSD-L) et patchy (RSD-P) des zones 1 (Z.1), 2 (Z.2) et 3 (Z.3), et des grandes morphologies (par pointage des ruptures de pente) de l'anse des Blancs-Sablons, pour les années 2011, 2013 (Litto3D), 2016 et 2020.

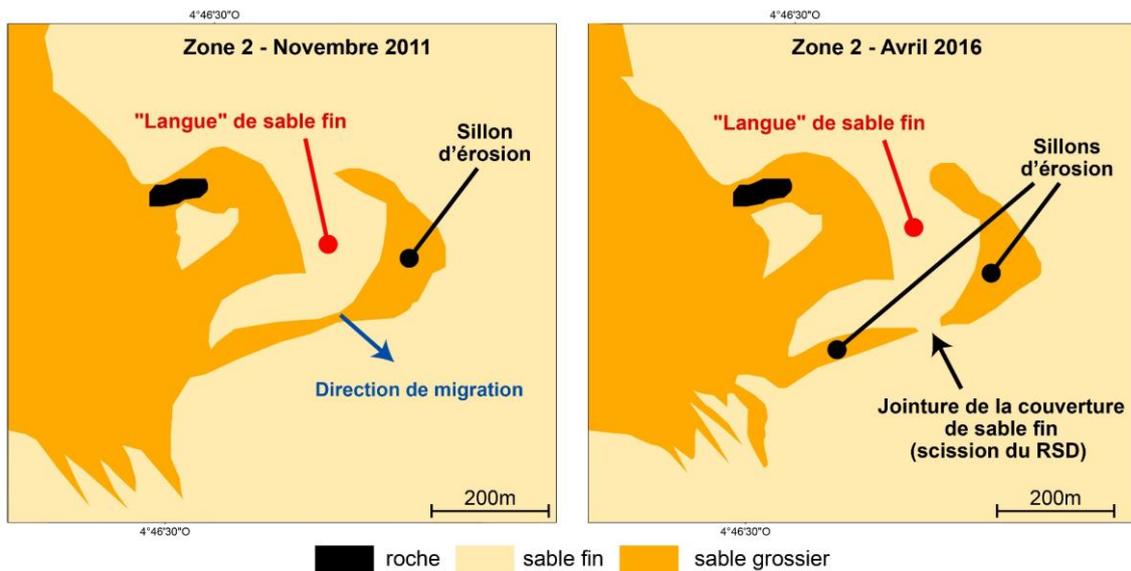


Figure 79 : Migrations des sillons d'érosion et forme en « langue de chat » de la zone 2 de l'anse des Blancs-Sablons entre 2011 et 2016.

### V.3.5. Épaisseurs sédimentaires

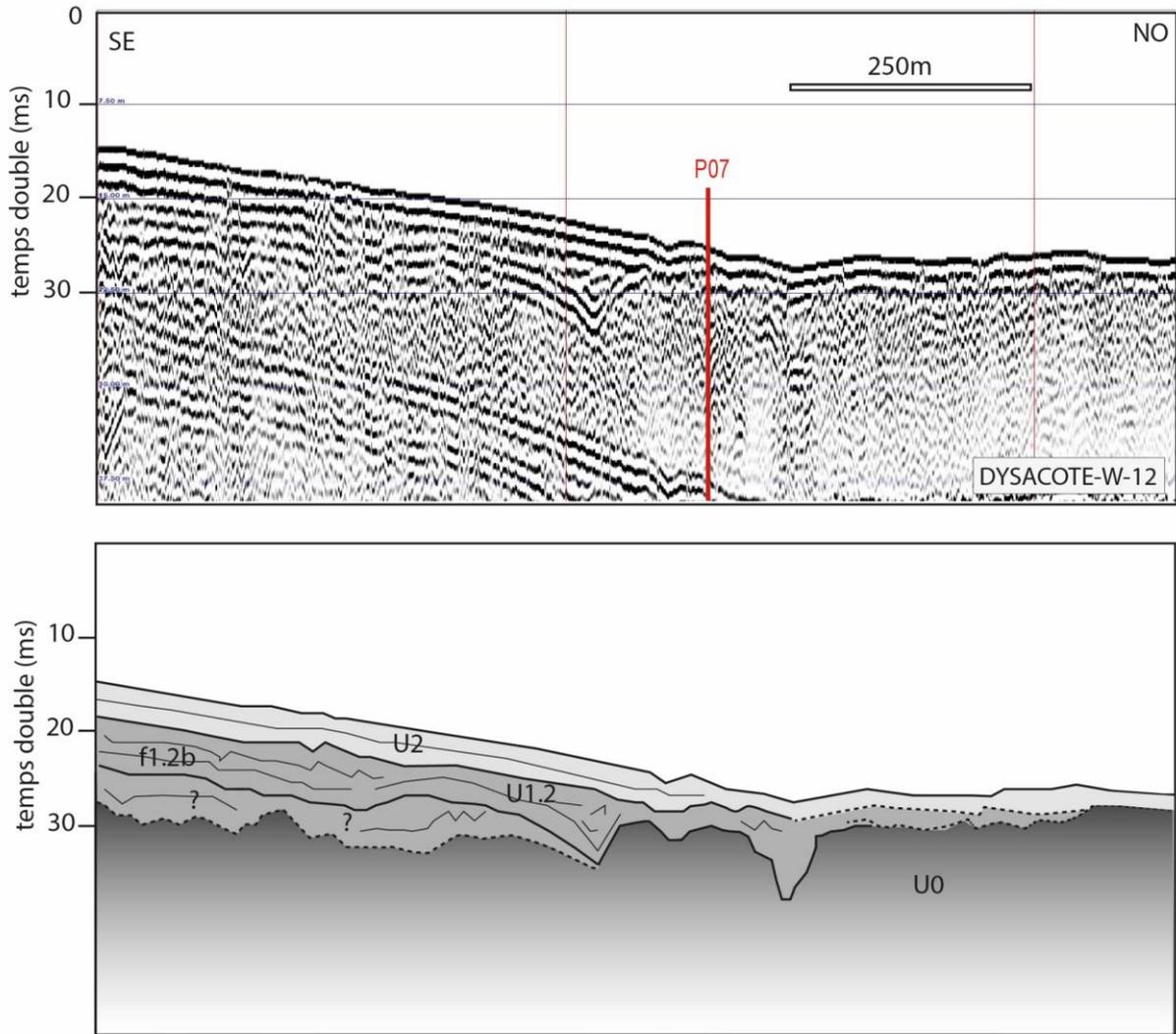
Comme pour l'anse de Dinan, l'interprétation des profils sismiques est basée sur l'analyse des limites inférieures et supérieures des réflecteurs et des faciès sismiques qui nous ont permis de définir trois unités sismiques (Figure 80, Figure 81). Le tableau détaillant les caractéristiques des unités (Tableau 16, p.173), communs à tous les sites, est présenté dans la partie « remplissage sédimentaire » du premier site d'étude analysé, l'anse de Dinan.

-L'unité U0 à la base des sections présente un faciès chaotique de faible amplitude et continuité (faciès U0b). Elle correspond au substratum acoustique formé du socle rocheux. Celui-ci présente un faciès parfaitement sourd où il présente une nature cristalline dans l'anse des Blancs-Sablons. Au large, il est en revanche possible d'observer des réflecteurs internes de continuités diffuses (faciès f0b) et limitées au sein de U0. Ces réflecteurs ne sont pas contraints ; ils pourraient, pour partie au moins, correspondre à des plans de schistosités du socle rocheux.

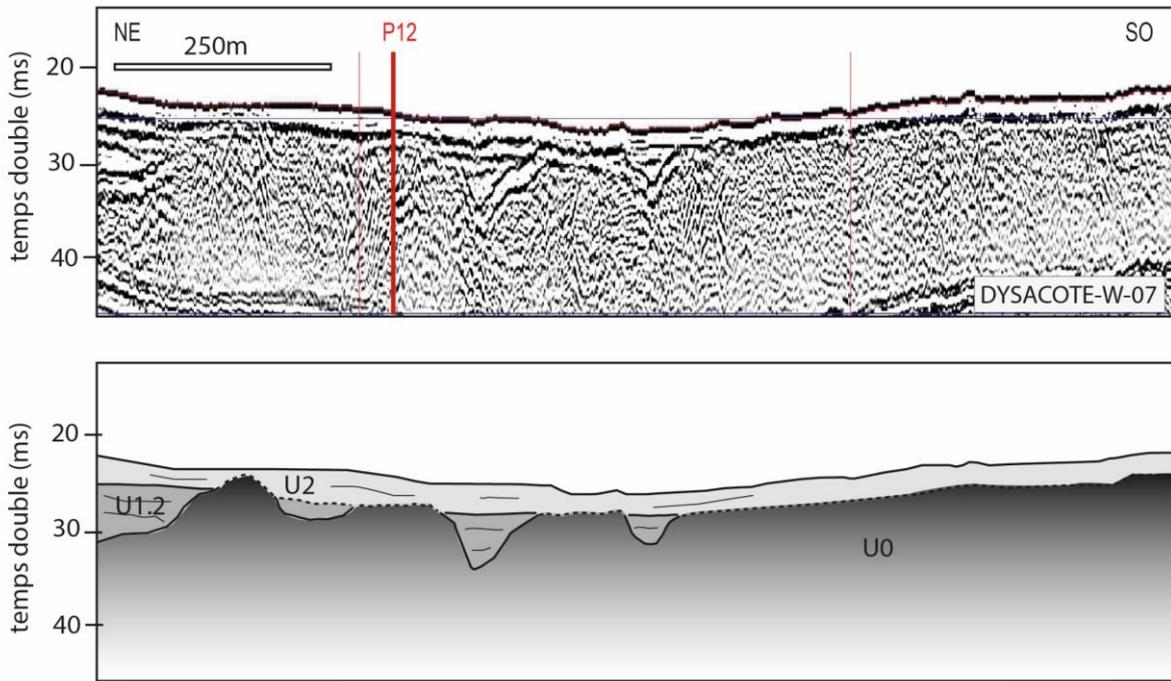
- L'unité U1 est définie sur la base de sa géométrie externe en remplissages de chenaux. Elle présente un caractère continu avec des réflecteurs très légèrement obliques -faciès f1.2c- plus particulièrement visibles sur le profil longitudinal (W-07-Figure 81).

- L'unité U2 présente une géométrie générale drapante tendant à développer un prisme à l'approche de la côte. Son épaisseur reste modeste sur les profils (<5 ms temps-double). Si l'épaisseur du signal Sparker nécessite d'être prudent dans l'interprétation de cette unité de surface, il est néanmoins possible d'y observer des réflecteurs continus de faible amplitudes et présentant des terminaisons en downlaps vers le large.

Sur la base de l'interprétation des profils et du caractère très nette de l'incision à la base de l'unité U1.2, celle-ci peut être retenue comme l'expression du remplissage des incisions réactivées durant le dernier bas niveau marin. Le faciès f1.2.c peut, pour sa part, être interprété comme l'expression d'une sédimentation plus marine succédant à une surface de ravinement (marée ou houle).



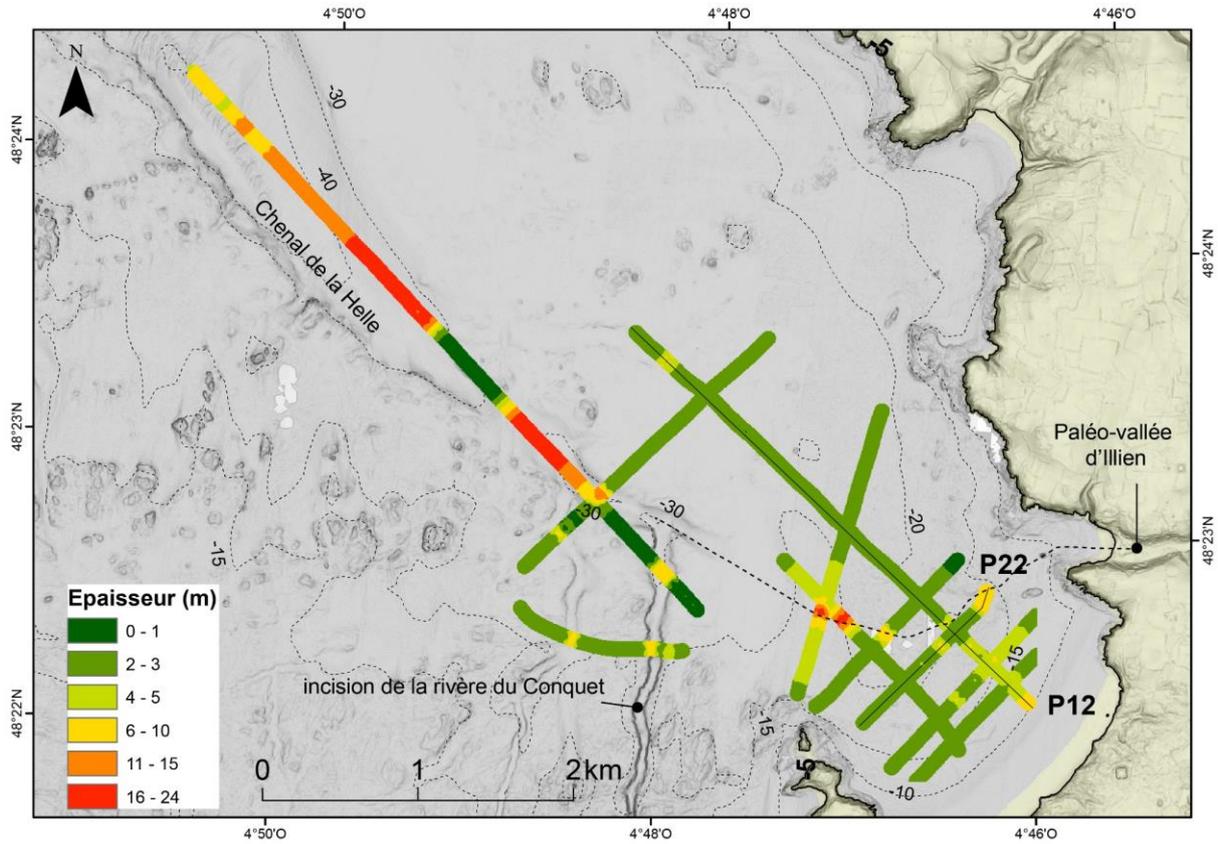
**Figure 80 : Profil sismique Sparker transversal, Dysacote-W-12 de l'anse des Blancs-Sablons (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation cf :Figure 82.**



**Figure 81 : Profil sismique Sparker longitudinal, Dysacote-W-07 de l'anse des Blancs-Sablons (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation cf : Figure 82.**

L'épaisseur de la couverture sédimentaire de l'anse des Blancs-Sablons peut être divisée en deux grandes zones (Figure 82). Le sud/ouest de l'anse présente des épaisseurs entre 2 m et 3 m, tandis que la partie nord/est présente des épaisseurs comprises entre 4 m et 5 m. La partie proche de la plage a une épaisseur de presque 7 m au-dessus de la paléo-vallée. Ce prisme sédimentaire de plus forte épaisseur s'étend jusqu'à l'isobathe -20 m, c'est-à-dire jusqu'au pied du corps sableux.

La paléo-vallée d'Illien rejoint celle de la rivière du Conquet en passant sous le banc sableux actuel qui est d'environ 4 m d'épaisseur. Elle s'étend ensuite en direction du nord/ouest, dans le prolongement du chenal de la Helle où elle peut atteindre des épaisseurs supérieures à 16 m.



**Figure 82 : Epaisseurs sédimentaires dans l'anse des Blancs-Sablons. Localisation des profils sismiques Dysacote W-12 (P12) et W-22 (P22).**

Par interpolation des épaisseurs sédimentaires moyennes, le stock sédimentaire, incluant le banc sableux, est estimé à  $9,8.10^6 \text{ m}^3$  pour une surface de  $2,8.10^6 \text{ m}^2$  soit  $3,5.10^6 \text{ m}^3$  par  $\text{km}^2$  (Tableau 21). Sans le banc sableux, le stock sédimentaire est estimé à  $8,1.10^6 \text{ m}^3$  pour une surface de  $2,4.10^6 \text{ m}^2$  soit  $3,4.10^6 \text{ m}^3$  par  $\text{km}^2$ . Le volume de la paléo-vallée est estimé à  $2,7.10^6 \text{ m}^3$  (en considérant seulement la partie imagée entre -15 m et -20 m).

**Tableau 21 : Caractéristiques prises en compte pour le calcul du volume du stock sédimentaire total. Les zones sont issues de la carte de nature des fonds.**

Zone	Epaisseur (m) prise en compte	Aire ( $\text{m}^2$ )	Volume ( $\text{m}^3$ )
zone de sable fin	3	$1,6.10^6$	$4,7.10^6$
zone sable moyen	2	$0,36.10^6$	$0,92.10^6$
banc sableux	5	$0,35.10^6$	$1,7.10^6$
Paleo-vallée	6	$0,45.10^6$	$2,7.10^6$

### V.3.6. Bilans sédimentaires

Les évolutions altimétriques et les bilans sédimentaires ont été calculés à partir des MNT de novembre 2011, d'octobre 2016, d'octobre 2020 et le Litto3D (2013). Les différentiels établis à partir de ces MNT sont les suivants : 2011-2013 (Litto3D), 2011-2016, 2013 (Litto3D)-2016 et 2016-2020 (Figure 83). L'emprise des MNT réalisés dans l'anse des Blancs-Sablons est généralement comprise entre -5 m et -20 m, c'est-à-dire entre la DoC-enveloppe et la DoC-motion. La comparaison entre les évolutions de l'avant-côte supérieure et inférieure ne pourra pas être réalisée à l'inverse du cas d'étude de l'anse de Dinan.

#### V.3.6.1. Bilan sédimentaire de 2011-2013 (Litto3D)

Les variations altimétriques entre novembre 2011 et 2013 (Litto3D) sont principalement comprises entre  $\pm 0,1$  à  $0,5$  m (Figure 83). Le bilan sédimentaire sur la zone totale est négatif avec un ratio de  $-0,28 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (Tableau 22). Les principaux secteurs en érosion sont situés au large, au-delà de -10 m, ainsi qu'au niveau des sillons d'érosion de la zone 2. À l'inverse, la partie plus proche de la plage, entre -5 m (DoC-enveloppe) et -10 m, est fortement en accumulation avec un ratio de  $+0,17 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (Tableau 23).

#### V.3.6.2. Bilan sédimentaire de 2013 (Litto3D) - 2016

Les variations altimétriques entre 2013 (Litto3D) et avril 2016 sont aussi principalement comprises entre  $\pm 0,1$  à  $0,5$  m (Figure 83). En revanche, contrairement à la période précédente, le bilan sédimentaire sur la zone totale est positif avec un ratio de  $+0,33 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (Tableau 22). La partie plus proche de la plage, entre -5 m (DoC-enveloppe) et -10 m, apparaît aussi en accumulation, avec un ratio de  $+0,30 \text{ m}^3/\text{m}^2$ , soit 2 fois plus grand que durant la période précédente (Tableau 23).

#### V.3.6.3. Bilan sédimentaire de 2011-2016

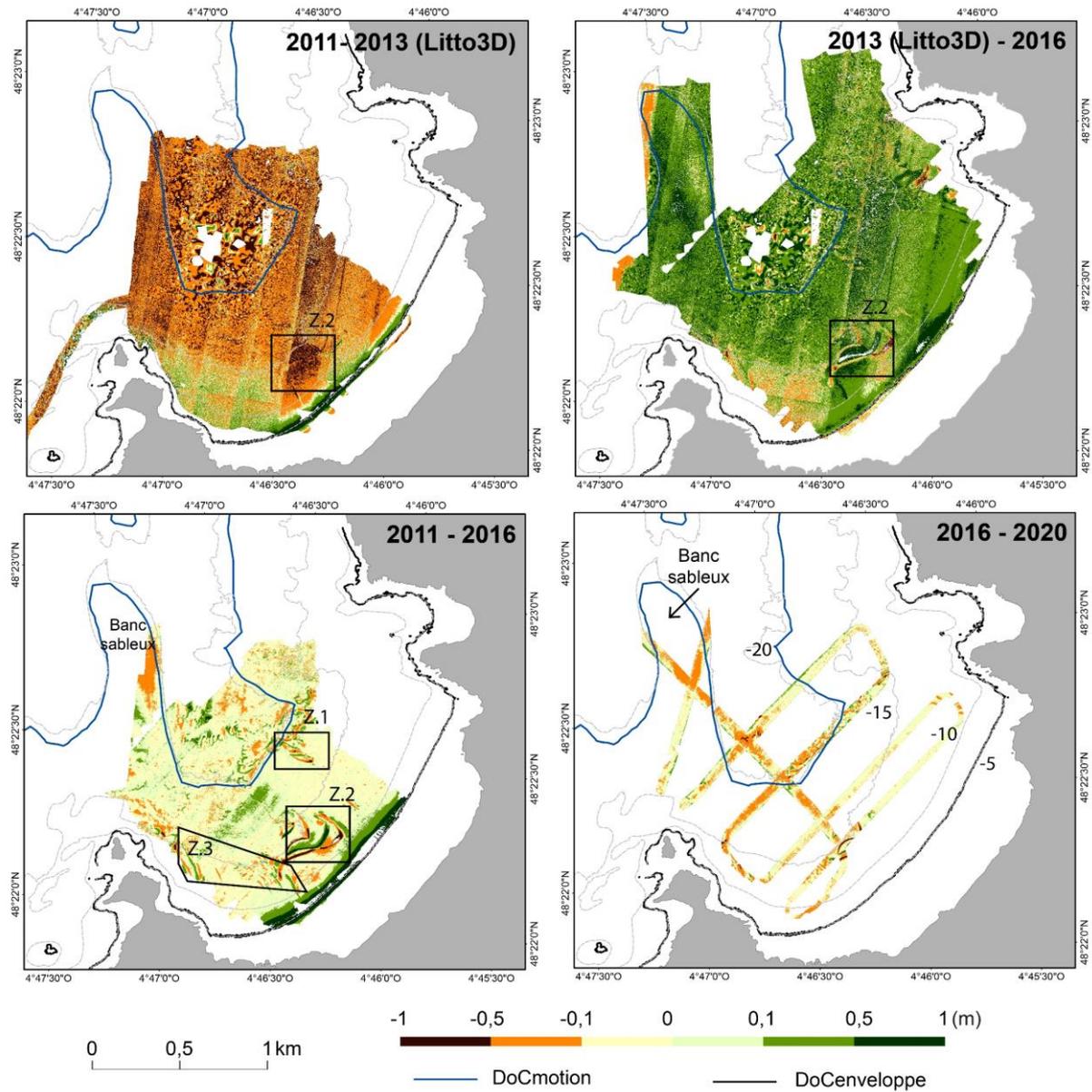
Le différentiel de 2011-2016, réalisé à partir de données de sondeur bathymétrique, recouvre les deux périodes précédentes (2011-2013 et 2013-2016). Le bilan sédimentaire sur la zone totale entre 2011 et 2016 est positif avec un ratio de  $+0,02 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (Tableau 22). Les principaux secteurs qui subissent des variations altimétriques supérieures à  $\pm 0,1$  m, sont les 3 zones de sillons d'érosion et le banc sableux. La partie plus proche de la plage, entre -5 m (DoC-enveloppe) et -10 m, apparaît aussi en accumulation, avec un ratio de  $+0,47 \text{ m}^3/\text{m}^2$ , représentant les plus fortes variations enregistrées par rapport aux différentiels de 2011-2013 et 2013-2016 (Tableau 23).

#### V.3.6.4. Bilan sédimentaire de 2016-2020

Le différentiel de 2016-2020 présente un faible recouvrement de l'anse des Blancs-Sablons mais il donne, quand même, des informations sur les mouvements sédimentaires dans la partie comprise entre -10 m et -25 m. Le bilan sédimentaire y est négatif avec un ratio de  $-0,06 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (Tableau 22). Les secteurs présentant les plus grandes parties en érosion ( $-0,1$  à  $-0,5$  m) sont situés au large à partir de -15 m et au niveau du banc sableux.

#### V.3.6.5. Bilan sédimentaire général

L'anse des Blancs-Sablons montre 3 secteurs de mobilités sédimentaires différentes : 1) le banc sableux apparaît majoritairement en érosion, sauf entre 2013 et 2016, au niveau des parties qui ont été imagées ; 2) les trois zones de sillons d'érosion présentent des marques d'érosion et d'accumulation sur chaque différentiel, témoignant ainsi de la migration des structures sédimentaires ; 3) la zone entre -5 m (DoC-enveloppe) et -10 m, montre les plus grandes variations altimétriques et elle apparaît continuellement en accumulation entre 2011 et 2016. Au regard de ces résultats nous pouvons, ici, considérer l'isobathe -10 m comme une limite de changements morphologiques significatifs. Cette DoC-enveloppe de -10 m, établie par la vérité terrain, est plus profonde que la DoC-enveloppe théorique calculée à -5 m sur la zone des Blancs-Sablons. Les différentiels réalisés à partir du Litto3D (2011-2013 et 2013-2016) montrent des variations altimétriques de  $\pm 0,5$  m en moyenne sur la zone d'étude, contrairement au différentiel réalisé avec des données de sondeurs multifaisceaux (2011-2016) qui montre des variations plutôt inférieures à  $\pm 0,1$  m. De plus, comme pour l'anse de Dinan, les différentiels établis à partir du Litto3D (2013) présentent des trainées de survols qui peuvent fausser l'interprétation. Ainsi, nous restons réservés quant à l'interprétation des différentiels établis à partir des données de Litto3D (2013). Néanmoins, nous gardons l'idée que la période de 2011-2013 est érosive alors que celle de 2013-2016 est accumulative. Enfin, les travaux de Jabbar (2016) montrent que, sur 53 ans (1959-2012), le bilan sédimentaire des Blancs-Sablons est de  $-1,1 \text{ m}^3/\text{m}^2$  soit  $-0,022 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{an}$ . À emprise presque identique, le bilan sédimentaire le plus proche dans notre étude est celui calculé entre 2016 et 2020, avec un ratio de  $-0,014 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{an}$ , bien que 2 fois plus petit. La partie comprise entre -10 m et -25 m (avant-côte inférieure) de l'anse des Blancs-Sablons présente donc une variation des mouvements sédimentaires importante à l'échelle pluri-annuelle (érosion/accumulation) depuis la moitié du XX<sup>e</sup> siècle.



**Figure 83 : Différentiels bathymétriques de l'anse des Blancs-Sablons entre 2011-2013 (Litto3D), 2013 (Litto3D)-2016, 2011-2016 et 2016-2020.**

**Tableau 22 : Bilans sédimentaires de l'avant-côte de l'anse des Blancs-Sablons entre 2011-2013 (Litto3D), 2013 (Litto3D)-2016, 2011-2016 et 2016-2020.**

Différentiel	Période	GAIN SEDIMENTAIRE			PERTE SEDIMENTAIRE			BILAN		
		Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
2011-Litto3D (2013)	2 ans	68645	276629	0,04	-602302	1596014	-0,32	-533657	1872643	-0,28
Litto3D (2013)-2016	3 ans et 6 mois	877114	2263501	0,35	-37851	249134	-0,02	839263	2512635	0,33
2011-2016	4 ans et 6 mois	99944	688495	0,06	-61335	864128	-0,04	38609	1552623	0,02
2016-2020	4 ans et 6 mois	7330	108048	0,02	-35952	348719	-0,08	-28622	456767	-0,06

**Tableau 23 : Bilans sédimentaires de la zone comprise entre -5 m et -10 m de l'anse des Blancs-Sablons entre 2011-2013 (Litto3D), 2013 (Litto3D)-2016, 2011-2016 et 2016-2020.**

Différentiel	Période	GAIN SEDIMENTAIRE			PERTE SEDIMENTAIRE			BILAN		
		Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup>	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
2011-Litto3D (2013)	2 ans	35618	103250	0,23	-9183	55016	-0,06	26435	158266	0,17
Litto3D (2013)-2016	3 ans et 6 mois	57178	156958	0,31	-3059	25267	-0,01	54119	182225	0,30
2011-2016	4 ans et 6 mois	56778	107935	0,48	-632	10 999	-0,01	56146	118934	0,47

### V.3.7. Bilan morphodynamique de l'anse des Blancs-Sablons

- L'anse des Blancs-Sablons est une baie assez enclavée avec des houles moyennes annuelles de 1,2 m pouvant atteindre une hauteur de 3,3 m en période extrême.
- L'épaisseur sédimentaire est en moyenne de 3 m à 5 m au-dessus de la paléo-vallée (jusqu'à 18 m) et de 1 m à 3 m dans le reste de la baie.
- La DoC-enveloppe se situe à -5 m tandis que celle calculée à partir des indices granulométriques est de -11 m. Une DoC-enveloppe morphologique, observée par vérité terrain, est définie à -10 m.
- La DoC-motion se situe à -20 m, au-delà des sillons d'érosion et du banc sableux. Une limite sédimentaire (DoC-motion sédimentaire) bien marquée apparaît entre des sables fins et des grossiers entre -15 m et -20 m qui correspondrait à la limite externe du prisme sédimentaire.
- Les figures sédimentaires de type sillons d'érosion peuvent migrer jusqu'à 30 m en 4 ans en direction de la plage.
- Le bilan sédimentaire général de l'avant-côte alterne entre érosion (2011-2013 et 2016-2020) et accumulation (2011-2016 et 2013-2016).
- La zone entre -5 m (DoC-enveloppe) et -10 m (DoC-enveloppe-morphologique), montre les plus grandes variations altimétriques et apparaît continuellement en accumulation entre 2011 et 2016 (+0,47 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>).

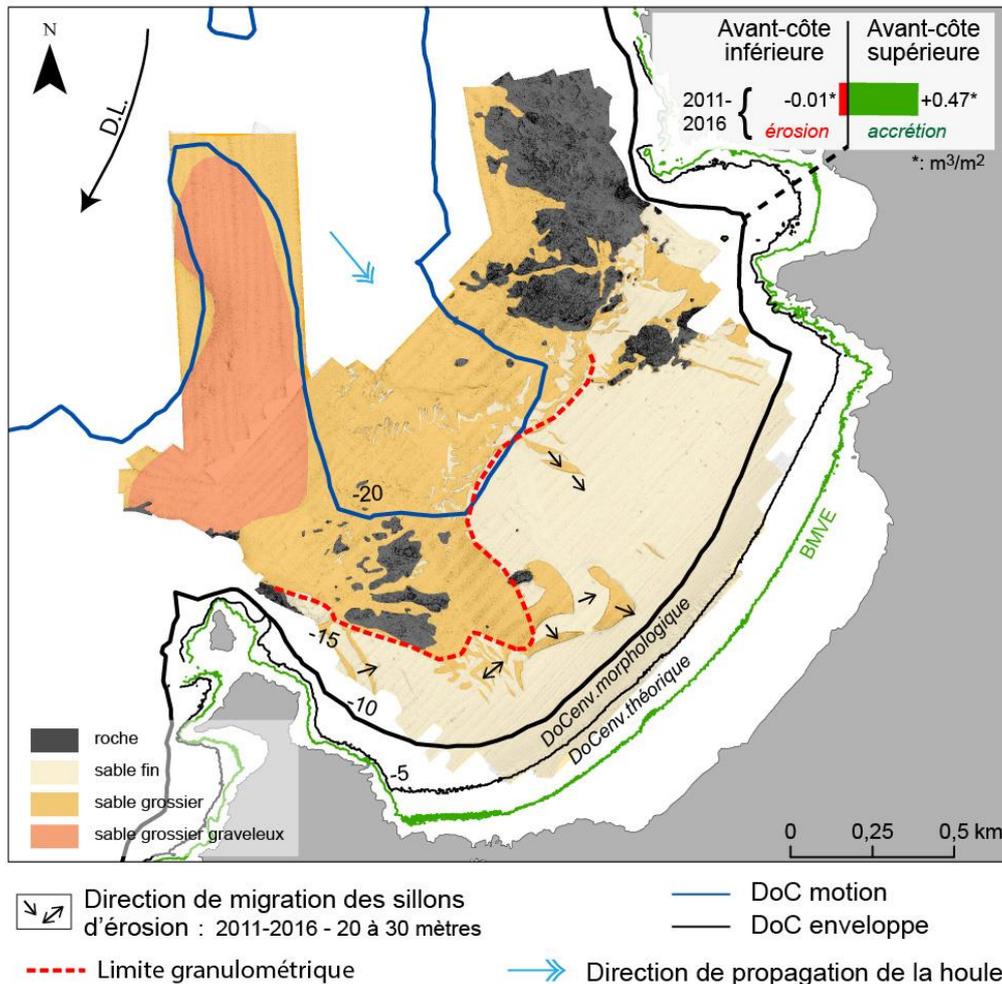


Figure 84 : Bilan sédimentaire de l'anse des Blancs-Sablons.

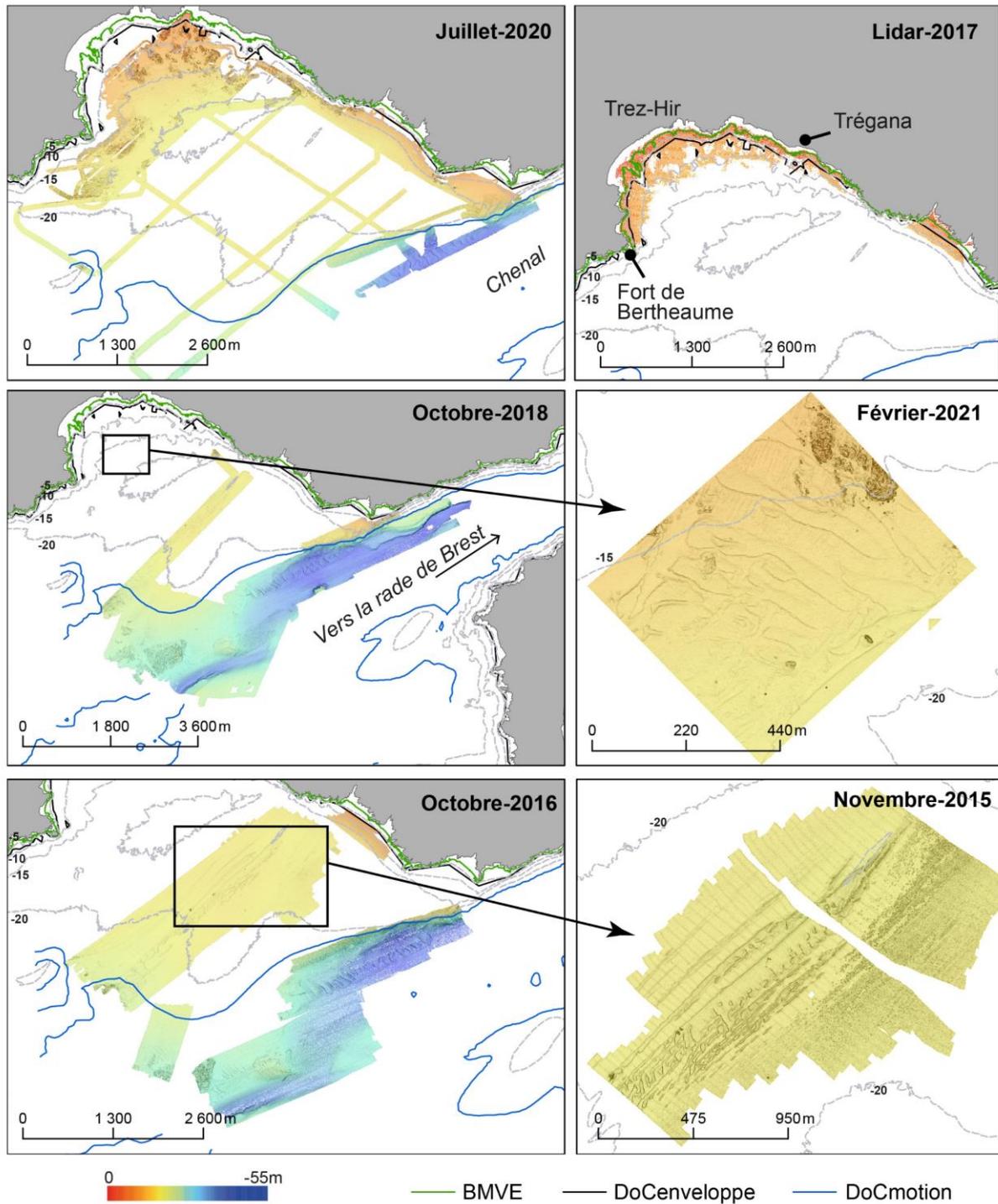
## V.4. La baie de Bertheaume

### V.4.1. Caractéristiques générales

La baie de Bertheaume, ouverte au sud, est située à l'exutoire de la rade de Brest (Figure 85). Sa largeur est de 2,7 km (entre le fort de Bertheaume et Trégana) tandis que son extension longitudinale vers le large est d'environ 1,2 km au droit de ces falaises. Cette baie est ainsi classée comme moyennement enclavée (Quiflen, 2016). Elle a notamment fait l'objet des travaux de thèse de Grégoire (2016), tant sur le plan de la caractérisation lithologique que sur la dynamique sédimentaire. Ainsi, trois grandes directions de transports sédimentaires ont été établies par les modèles numériques : 1) vers l'ouest-sud-ouest dans l'axe du chenal ; 2) vers le sud-est le long de la côte (nord-est) exposée aux houles ; 3) vers le nord-est dans la partie centrale de la baie. Ces tendances sont corrélées avec la présence de structures sédimentaires (Grégoire, 2016), telles des sillons d'érosion et des dunes sous-marines distribuées entre -15 m et -50 m (Grégoire, 2016 ; Grégoire et al., 2016 ; Belleney et al., 2022).

Dans l'anse de Bertheaume, la profondeur de fermeture théorique, correspondant aux changements morphologiques significatifs (DoC-enveloppe) et marquant la limite entre l'avant-côte supérieure et inférieure, se situe à -5,7 m. La profondeur des mouvements sédimentaires théoriques (DoC-motion) se situe à -23 m. Enfin, la profondeur de transport (DoT) s'étend vers le large, au-delà de la zone couverte par les MNT bathymétriques.

L'analyse morphodynamique de la baie de Bertheaume est réalisée à partir des données géophysiques et sédimentaires acquises lors des missions de l'IUEM de novembre 2015, d'octobre 2016 et 2018, de la mission Lidar de 2017, de la mission DYSACOTE de juillet 2020 et de la mission de l'ENSTA de février 2021. Ce jeu de données est complété par le MNT du Litto3D-2013 (Figure 85, Figure 86).



**Figure 85 : MNT bathymétriques des missions de l'IUEM de novembre 2015, d'octobre 2016 et 2018, de la mission Lidar de 2017, de la mission DYSACOTE de juillet 2020 et de la mission de l'ENSTA en février 2021.**

### V.4.2. Analyses morphologiques

Au nord et à l'ouest, le fond de la baie de Bertheaume est caractérisé par une grande plage sableuse et rocheuse, la plage du Trez-Hir (Figure 86). À l'est, la côte se découpe en deux parties: 1) au nord-est (en fond de baie), elle est composée de falaises basses et de plages sableuses (Porsmilin et Trégana) ; 2) au sud-est, les falaises sont plus hautes et les rentrants sont dépourvus de plage, comme à Déolen ou à Dalbosc. Au sud, la bathymétrie passe de -20 m à -50 m au niveau du chenal de sortie de la Rade de Brest.

Au vu de ces différentes caractéristiques, la baie de Bertheaume est présentée ci-dessous suivant trois profils (Figure 86) : 1) un long profil N/S ; 2) un profil E/W du rentrant associé à la plage de Porsmilin ; 3) un profil E/W du rentrant dépourvu de plage à Déolen.

#### V.4.2.1. Le profil NO/SE : P1

De la plage au chenal de sortie de la rade de Brest, le profil bathymétrique général NO-SE (P1) se divise en quatre parties principales. La première est comprise entre 0 et -6 m et comprend une pente forte d'environ 2,2 % ( $1,3^\circ$ ). La limite externe de cette première partie concorde avec la DoC-enveloppe théorique. La deuxième partie est comprise entre -6 m et -20 m, et la pente, plus faible, varie entre  $0,1^\circ$  et  $0,5^\circ$ . Elle se termine par une légère dépression située à 2 km de la côte. La troisième partie est caractérisée par une pente très faible (0,06% et  $0,03^\circ$ ) et s'étend sur 3 km autour de l'isobathe -20 m. C'est sur cette partie très plane que se sont développés des sillons d'érosion perpendiculaires à la côte (RSD-linéaire) (Grégoire et al., 2016). La quatrième partie correspond à l'entrée dans le chenal qui se traduit par une forte pente de 4,5% ( $2,6^\circ$ ). La bathymétrie passe ainsi de -20 m à -50 m sur une distance de 500 m. Ce chenal est composé d'une trentaine de grandes dunes apposées sur son flanc nord (Grégoire et al., 2016 ; Belleney et al., 2022).

#### V.4.2.2. Le profil NNE/SSO : P2 - rentrant associé à une plage

De la côte vers le large, le profil bathymétrique (P2) peut être divisé en trois parties. La première partie présente une pente forte de 2,1 % ( $1,2^\circ$ ) entre 0 et -9 m. La rupture de pente à -9 m est caractérisée par un affleurement rocheux. La deuxième partie présente une pente plus faible de l'ordre de 0,8% ( $0,5^\circ$ ) entre -9 m et -18 m. Cette partie présente un fond marqué par des irrégularités assimilées à des petites dunes ou des sillons d'érosion. Ces figures sédimentaires seront décrites par la suite. La troisième partie est caractérisée par la présence de roches affleurantes sur un fond relativement plat (0,21% et  $0,12^\circ$ ).

### V.4.2.3. Le profil NE/SW : P3- rentrant dépourvu de plage

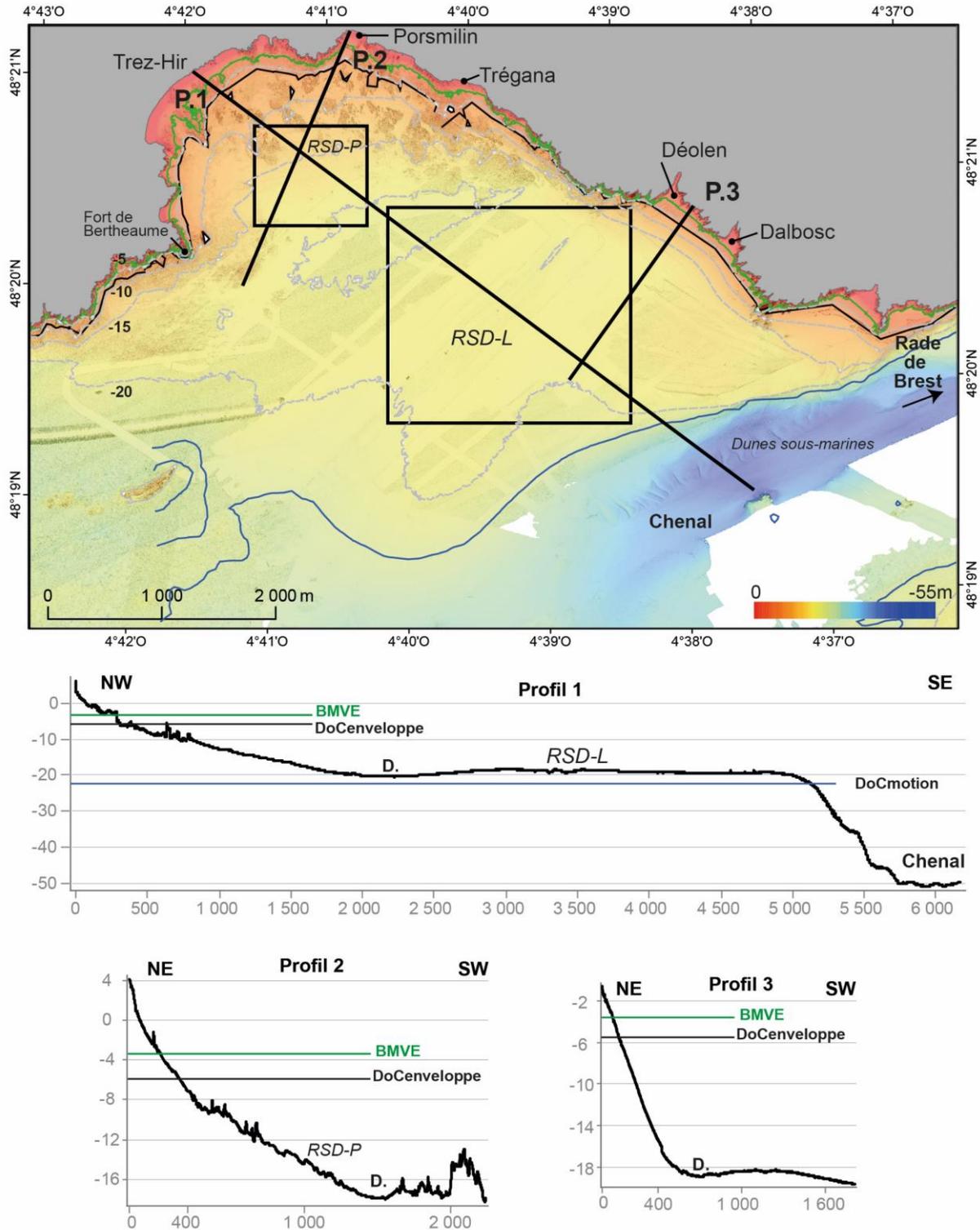
Le long des hautes falaises de la côte est au droit de Déolen, le profil bathymétrique (P3) se divise seulement en deux parties. La première est caractérisée par une pente forte de 3,7% (2,1°) entre 0 et -18 m se terminant par une petite dépression (1 m). La deuxième partie est caractérisée par un petit bombement puis par une pente faible comprise entre 0,10% (0,06°) et 0,17 % (0,09°) sur environ 2 km jusqu'à l'isobathe -18 m.

### V.4.3. La nature des fonds

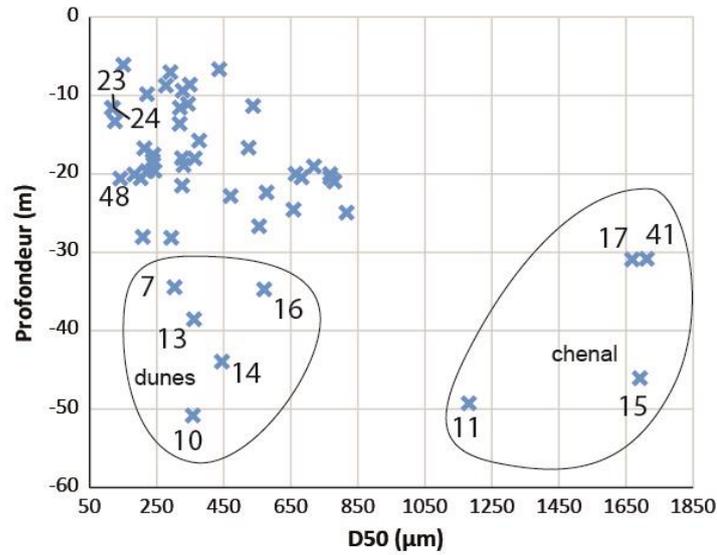
Les fonds de l'anse de Bertheaume sont composés de sables fins, moyens et grossiers avec une médiane granulométrique minimale de 116  $\mu\text{m}$  (éch. N°24) en fond de baie, et maximale de 1712  $\mu\text{m}$  (éch. N° 41) au fond du chenal (Figure 87, Figure 88, Annexe 5).

De la plage du Trez-Hir jusqu'à la dépression située à -20 m, alternent des sables fins entre -6 m et -15 m, puis des sables moyens à grossiers jusqu'à -18 m. Cette alternance de sables moyens et grossiers entre -15 m et -18 m, correspond à la présence de sillons d'érosion de type « patchy ». La dépression est composée des sables grossiers. La partie centrale, plus plate, est composée de sables moyens et de sables grossiers organisés en RSD-L. Entre cette zone de RSD-L et le chenal, les fonds sont constitués de sables fins puis de sables moyens.

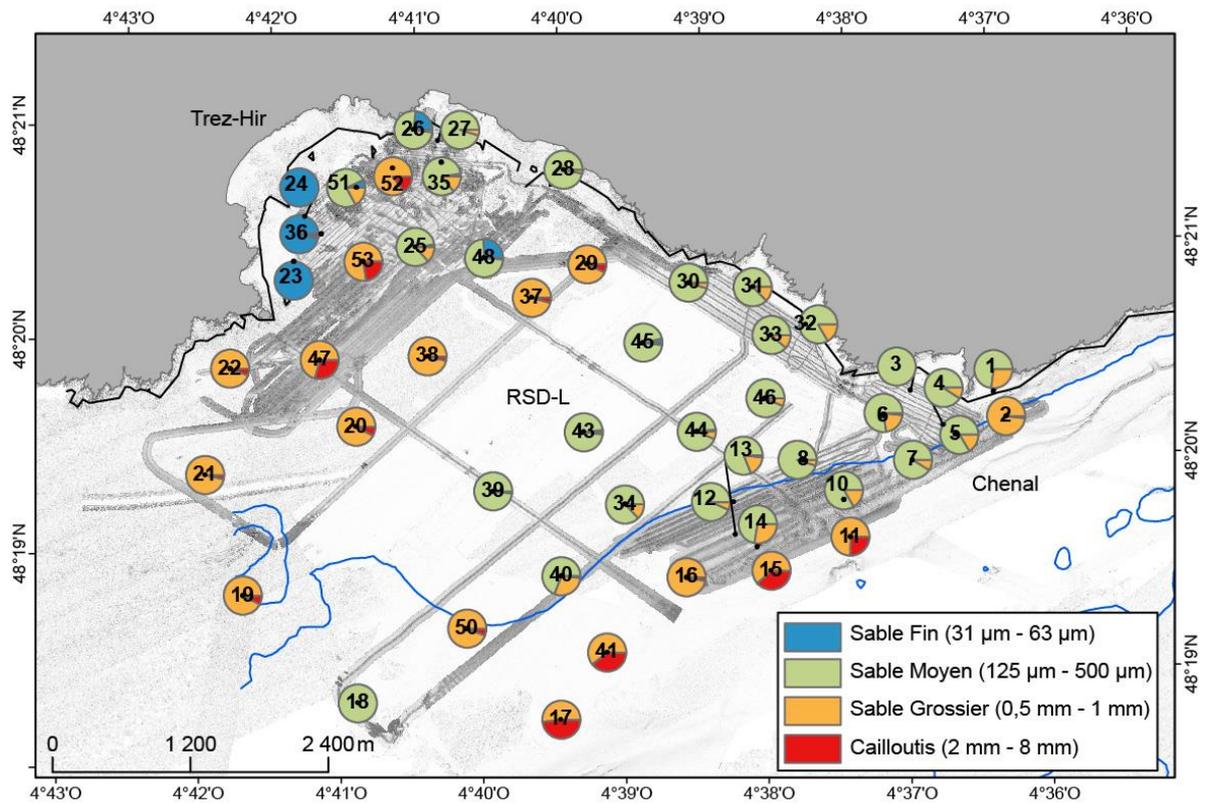
Les médianes granulométriques ne varient pas de manière linéaire en fonction de la profondeur (Figure 87). On peut ainsi observer deux groupements d'échantillons isolés. Le premier correspond aux échantillons sédimentaires (7-10-13-14-16) qui ont été prélevés au niveau des grandes dunes du chenal. Le deuxième correspond aux échantillons sédimentaires (11-15-41-17) les plus grossiers ( $D_{50} > 1050 \mu\text{m}$ ) qui ont été prélevés au fond du chenal, là où les courants sont les plus intenses. Les échantillons 23 et 24, avec les médianes granulométriques les plus faibles (119  $\mu\text{m}$  et 116  $\mu\text{m}$ ), sont situés à -12 m en face de la plage du Trez-Hir. Nous faisons correspondre cette limite à -12 m à la DoC-enveloppe granulométrique. De plus, l'échantillon 48, situé à -21 m, présente aussi une valeur granulométrique basse (141  $\mu\text{m}$ ). Il s'agit ainsi d'une deuxième limite à -21 m que nous faisons correspondre à une DoC-motion granulométrique.



**Figure 86 :** Fusion topo-bathymétrique (Litto3D et sondeurs multifaisceaux) de la baie de Bertheaume (en haut) et profils transversaux associés (en bas). Les axes vertical et horizontal des profils représentent respectivement la profondeur et la distance en mètres. Les carrés représentent les zones des sillons d'érosion « linéaire » (RSD-L) et « patchy » (RSD-P). D. : Dépression.

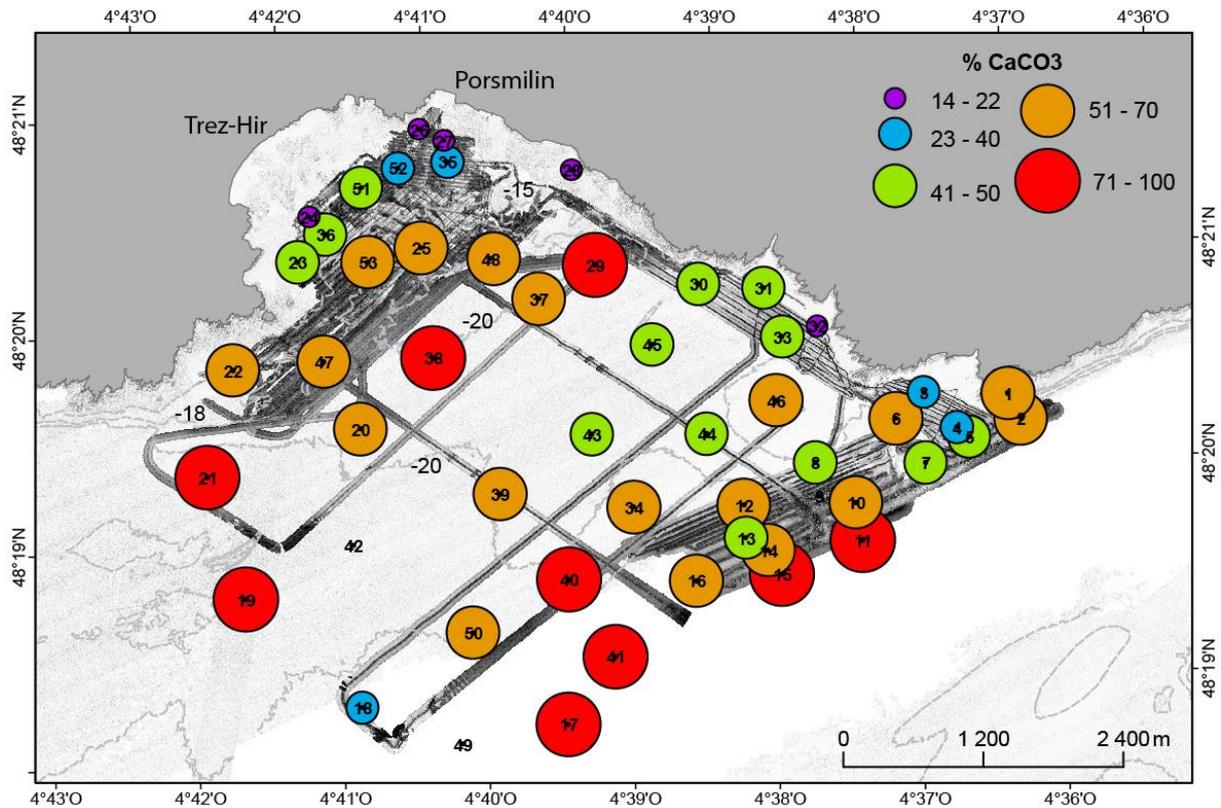


**Figure 87 : Médiane granulométrique en fonction de la profondeur pour les prélèvements sédimentaires dans la baie de Bertheaume.**



**Figure 88 : Distribution granulométrique des échantillons sédimentaires de la mission DYSACOTE 2020, superposée à l'imagerie (DYSACOTE 2020). Les traits noir et bleu représentent respectivement la DoC-enveloppe et la DoC-motion.**

Les sédiments les plus grossiers (>1000  $\mu\text{m}$ ) sont composés à plus de 60% de  $\text{CaCO}_3$  et sont situés dans la partie la plus profonde du chenal (41-15-17) (Figure 89). Des sédiments grossiers contenant plus de 71% de  $\text{CaCO}_3$  se localisent aussi dans un axe NE-SW (29-38-21) en milieu de baie dans la dépression entre -15 et -20 m. Les sédiments fins en fond de baie (24-26-27- 28-32) sont composés de moins de 22% de carbonates. Ainsi, entre -20 m (dépression) et la plage du Trez-Hir, on observe une diminution du taux de carbonates qui passe d'un taux compris entre 70% et 100% à un taux compris entre 14% et 22%. Enfin, les sédiments situés au centre de la baie ont un taux compris entre 41% et 50% de  $\text{CaCO}_3$ .

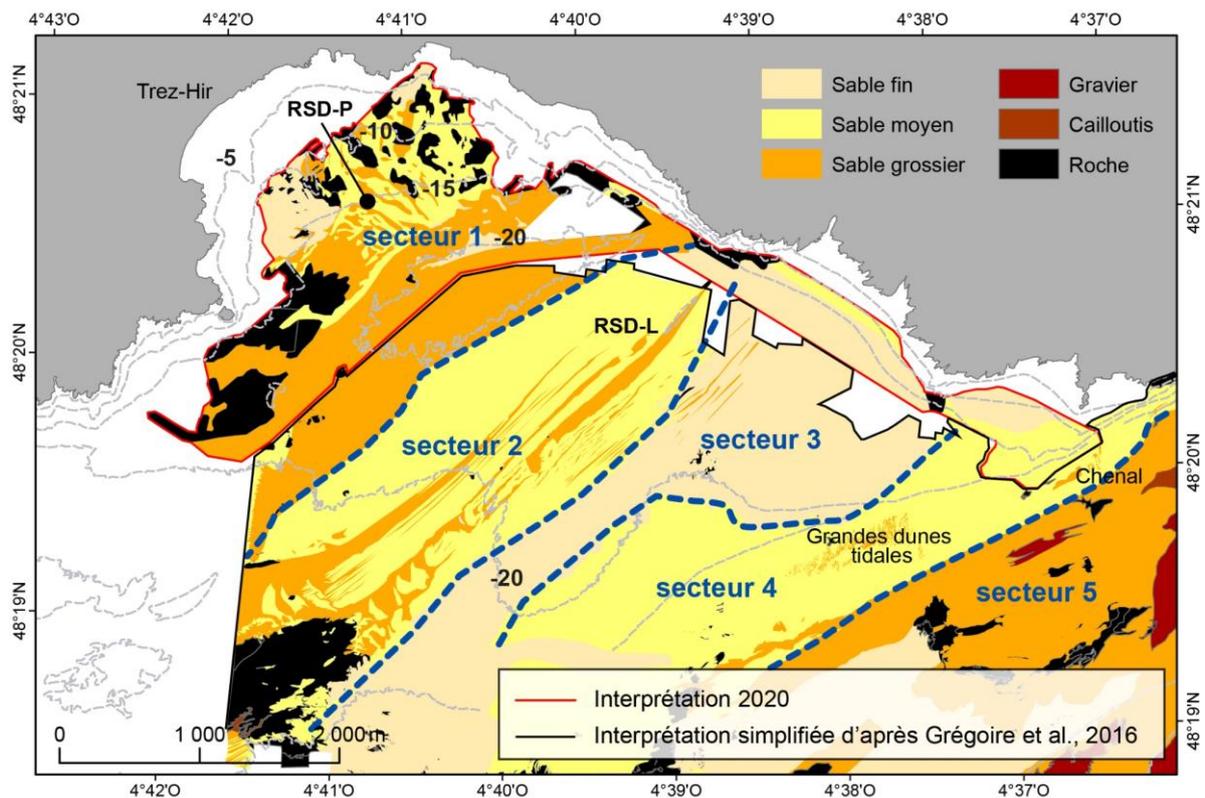


**Figure 89 : Taux de  $\text{CaCO}_3$  des échantillons sédimentaires de la mission DYSACOTE 2020, superposés à l'imagerie (DYSACOTE 2020).**

La carte de la nature des fonds a été réalisée à partir de l'interprétation des données d'imagerie et des prélèvements sédimentaires. La Figure 90 regroupe deux interprétations, celle réalisée lors de ces présents travaux de thèse à partir des données DYSACOTE 2020 et celle réalisée par Grégoire et al. (2016). Grégoire (2016) avait mis en lumière 2 sous cellules dans ce secteur d'étude : 1) une première cellule englobant les RSD-L, équivalente au secteur 2 et 3 de la Figure 90, décrite ci-dessous ; 2) Une deuxième cellule englobant les grandes dunes tidales

accolées aux flancs nord du chenal. Cette cellule correspondant au secteur numéro 4 de la Figure 90, est décrite ci-dessous.

La nature des fonds de la baie de Bertheaume peut ainsi être décomposée en 5 secteurs. Le secteur 1, compris entre -10 m et -20 m, est caractérisé par une granulométrie croissante en direction du large. Le secteur 2 correspond à la zone plane incluant les RSD-L. Ce secteur est caractérisé par la présence de sédiments grossiers dans les sillons et de sédiments moyens entre les sillons (inter-sillons). Le secteur 3 est défini entre les RSD-L et le bord du chenal et est caractérisé par des sédiments fins. Le secteur 4 inclut les grandes dunes tidales, accolées à la bordure nord du chenal et composées de sédiments moyens. Le secteur 5 inclut les sédiments grossiers présents dans le chenal. Enfin, les affleurements rocheux dépourvus de sédiments sont très présents en fond de baie, vers la plage du Trez-Hir jusqu'à -20 m. Deux autres zones de roches sont aussi observées au SE de la baie, l'une entre -15 m et -20 m (secteur 1) et l'autre au-delà de -25 m (secteur 2), à partir desquelles s'étendent les RSD-P et les RSD-L.



**Figure 90 : Nature des fonds de la baie de Bertheaume, fusionnée à partir de l'interprétation de la mission DYSACOTE 2020 et de l'interprétation simplifiée de Grégoire et al., 2016.**

#### V.4.4. Les structures sédimentaires

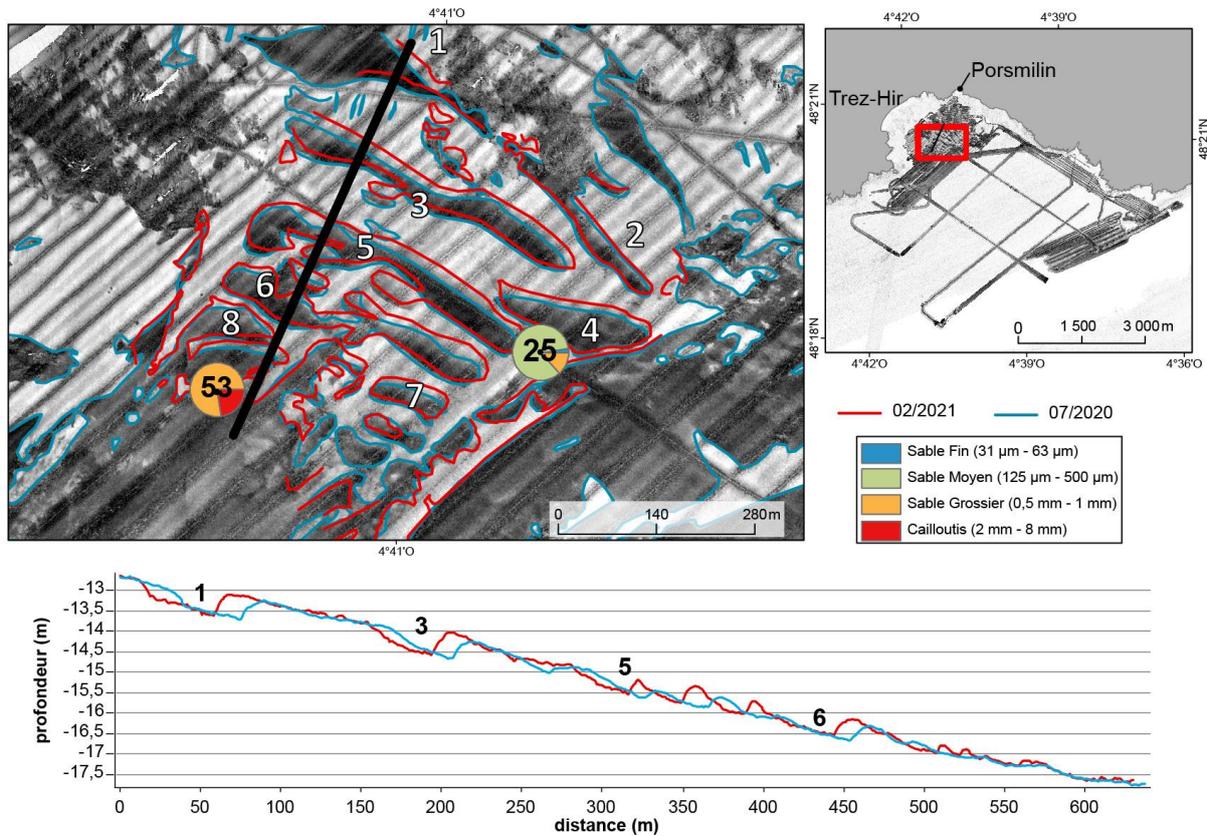
Plusieurs types de figures sédimentaires ont été observés dans la baie de Bertheaume (Figure 91, Figure 92). Dans le secteur 1, la mission DYSACOTE de juillet 2020 a permis de mettre en évidence la présence de RSD de type patchy (RSD-P). Dans le secteur 2, Grégoire et al. (2016), avaient mis en évidence la présence de RSD de type linéaire (RSD-L). Nous reviendrons sur la dynamique de ces RSD-L, dans la partie synthèse (VI), afin de mieux comprendre leur fonctionnement. Enfin dans le secteur 4, Grégoire et al. (2016) avaient mis en évidence la présence de grandes à très grandes dunes mobiles localisées sur le flanc nord du chenal migrant en direction du SO vers le large. Nous ne reviendrons pas ici sur la dynamique de ces dunes qui a fait l'objet d'une étude approfondie mettant en avant le courant de jusant et la pente du chenal comme principaux facteurs contrôlant leur morphologie et leur migration, et qui déterminent des vitesses de migration pouvant atteindre 70 m/an (Belleney et al., 2022).

##### V.4.4.1. RSD-patchy du secteur 1

Les RSD-patchy observés en fond de baie, dans le secteur 1, sont orientés parallèlement à la plage de Porsmilin mais perpendiculairement à la plage du Trez-Hir (Figure 91). Ils se situent entre -13 m et -20 m, là où la pente varie entre 0,2% et 0,8% ( $0,1^\circ$  à  $0,5^\circ$ ). Ces sillons sont bien marqués sur l'imagerie par une couleur très foncée correspondant à un sédiment grossier de taille supérieure à  $700 \mu\text{m}$  (échantillon n° 53 :  $719 \mu\text{m}$ ). L'espace inter-sillon est composé de sables fins de  $125 \mu\text{m}$  (éch. n°36) au nord et de  $141 \mu\text{m}$  (éch. n°48) au sud. Cette couverture de sable fin est organisée en dunes d'une hauteur moyenne de 0,5 m et de longueurs d'onde comprises entre 50 m et 150 m et jusqu'à 250 m pour les plus longues, avec par endroit, des faces d'avalanche bien marquées (Figure 91). D'après la classification de Berné et al. 1993, ces structures d'amplitude moyenne de 0,5 m et de longueurs d'onde comprise entre 50 et 100 m sont qualifiés de grandes dunes. Cependant, on n'observe pas une augmentation de l'amplitude en fonction de la longueur d'onde comme il est indiqué dans la littérature (e.g. Berné et al, 1989 ; Ashley, 1990).

L'imagerie de la mission DYSACOTE, de juillet 2020, et le MNT de la mission de l'ENSTA, de février 2021, ont permis d'observer la dynamique de ces RSD-P (Figure 91). Il a ainsi été déterminé que les RSD-P avaient migré vers le NE de 6 m à 15 m de distance entre juillet 2020 et février 2021. Comme on l'a vu précédemment, l'espace inter-sillon est caractérisé par des petites dunes avec un profil d'avalanche bien marquée. Nous pouvons ici

émettre l'hypothèse que c'est la couverture de sables fins qui se déplace sur le sable grossier comme le montrent les travaux de Rosenberger et al. (2019).



**Figure 91 : Imagerie (juillet 2020) et comparaison des profils bathymétriques (juillet 2020 et février 2021) des RSD-patchy de la baie de Bertheaume. Les numéros de 1 à 8 représentent les principaux RSD-P. Les diagrammes représentent les analyses granulométriques des prélèvements n°53 (intérieure du sillon) et n°25 (espace inter-sillon).**

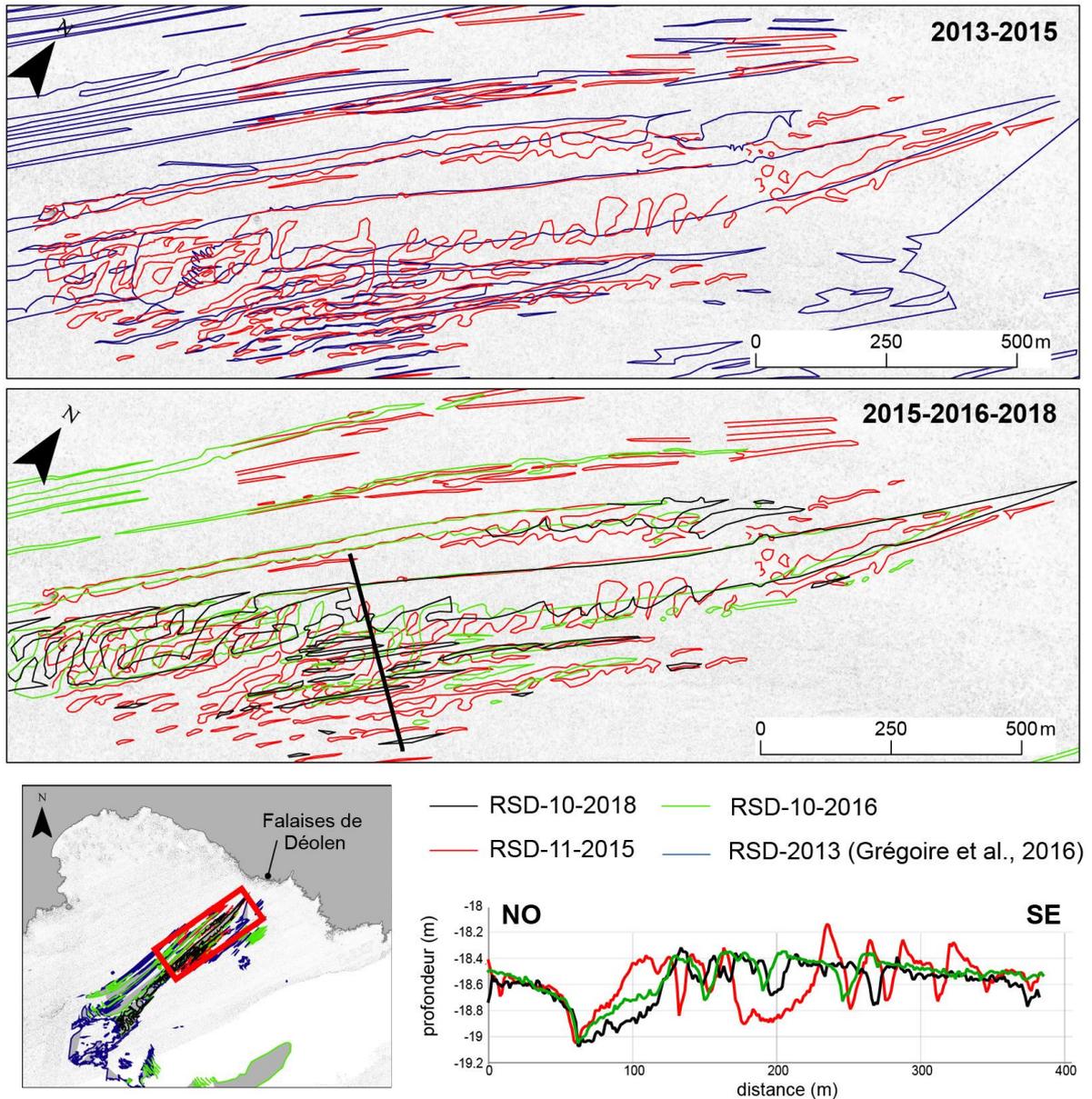
#### V.4.4.2. RSD-linéaire du secteur 2

Les RSD-L sont situés sur le replat à -20 m et sont orientés perpendiculairement aux falaises de Déolen, dans un axe SO-NE, et s'enracinent au SO d'un affleurement rocheux (Grégoire, 2016) (Figure 92). D'après Grégoire et al. (2016), ces sillons sont des dépressions peu profondes de 0,6 m à 1 m comprenant des rides régulières perpendiculaires à l'axe principal des sillons. Ces sillons peuvent atteindre une longueur maximale de 3500 m et une largeur maximale de 400 m au niveau de l'affleurement rocheux.

Le pointage des RSD-L réalisé par Grégoire et al. (2016), d'après les données géophysiques de la mission SERABEQ de 2013, et ceux réalisés au cours de ces présents travaux de thèse à partir des MNT des missions de l'IUEM 2015, 2016 et 2018, nous ont permis d'évaluer la morphodynamique de ces structures sédimentaires (Figure 92).

Les RSD-L sont organisés autour d'un RSD central de 100 m de large dont la bordure NO reste stable entre 2013 et 2018. La bordure SE présente des formes plus variables dans le temps. Les profils des sillons sont asymétriques, avec un flanc raide du côté NO et un flanc plus doux côté SE. Ces profils sont cependant très différents entre 2015 et 2016/2018. En 2015, les sillons sont plus profonds (entre 0,4 m et 0,7 m), avec un espace inter-sillon organisé en petites dunes aux flancs très raides. En 2016 et 2018, les sillons sont moins profonds (entre 0,2 m et 0,3 m) et l'espace inter-sillon est plus aplani. Au vu de la forme très changeante des sillons entre 2015 et 2016, il est difficile de définir une direction de migration entre ces deux dates. De plus, cela indique que les conditions hydrodynamiques (climat de houle ou de marée) étaient probablement bien différentes entre l'année 2015 et les années 2016 et 2018. Entre 2016 et 2018, les sillons de formes plus identiques se sont déplacés de plusieurs mètres vers le SE, dans le sens opposé à celui de 2013, déterminé par Grégoire et al. (2016).

Au vu des déplacements bi-directionnels des RSD-L (NO-SE), nous pouvons émettre l'hypothèse que ces RSD-L se déplacent de manière similaire à ceux observée par Yoshikawa et Nemoto (2014), c'est-à-dire que le sédiment fin est soulevé sous l'action des fortes houles, puis redéposé en formant des sillons de morphologies différentes (cf, Figure 18, partie I.5.2). Dans notre cas, la présence d'une bordure stable pourrait indiquer un autre facteur de contrôle à savoir les caractéristiques du socle sous-jacent. Malheureusement, les profils sismiques disponibles ne permettent pas de répondre à cette question.



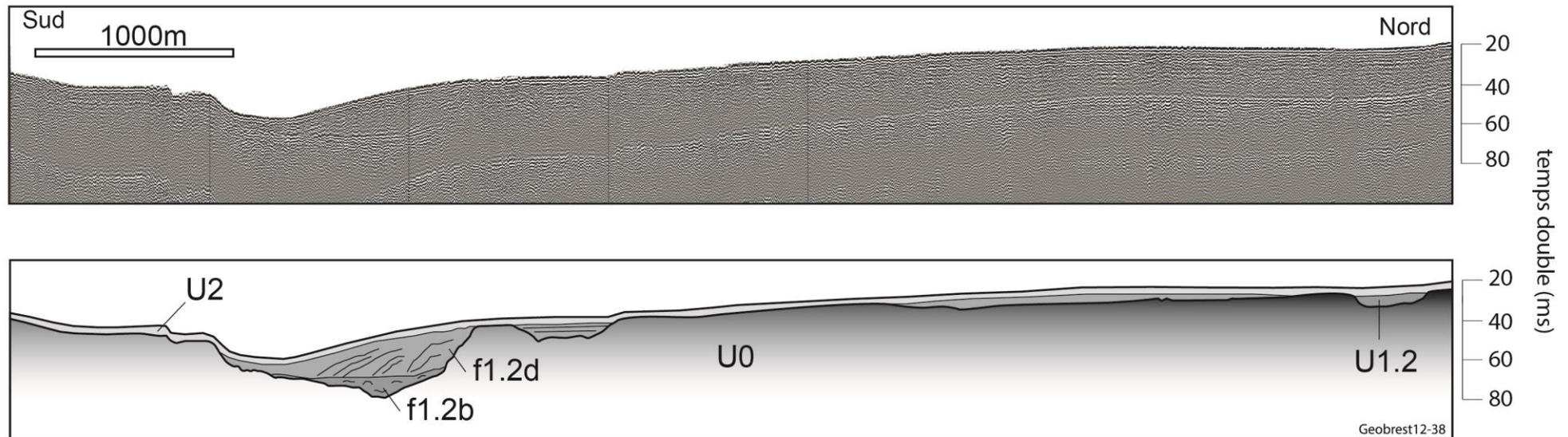
**Figure 92 : Pointage des RSD-L de la baie de Bertheaume pour les années 2013 (interprétation réalisée par Grégoire et al., 2016), 2015, 2016 et 2018.**

#### V.4.5. Épaisseurs sédimentaires

L'interprétation des profils sismiques est basée sur l'analyse des limites inférieures et supérieures des réflecteurs et des faciès sismiques qui nous ont permis de définir trois unités sismiques (Figure 93 et Tableau 16, p.173). Pour rappel, il ne s'agit pas ici de proposer de nouvelles interprétations, mais de contraindre l'extension actuelle du prisme littoral avec ces remplissages, car l'étude du remplissage de cette baie a largement été réalisée par Grégoire et al., (2017).

- L'unité U0 à la base des sections présente un faciès chaotique de faible amplitude et continuité (faciès U0b). Elle correspond au substratum acoustique formé du socle rocheux.

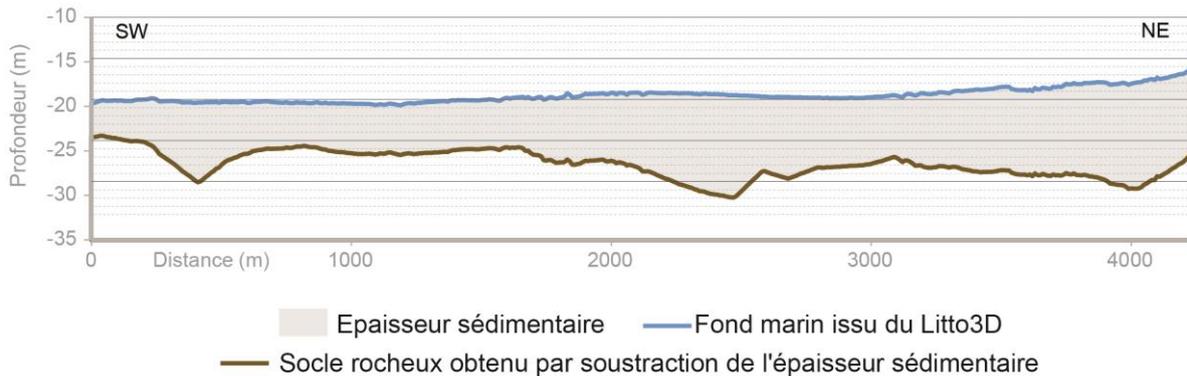
- L'unité U1 est définie sur la base de sa géométrie externe en remplissages de chenaux. La profondeur d'incision reste néanmoins modeste et ne dépasse guère 10 ms temps-double (entre 7,5 m et 10 m). Le remplissage correspond alors à l'unité U.1.2 sur la base de cette base érosive nette et présente un faciès marqué par des réflecteurs discontinus de continuités et de fréquences moyennes avec une géométrie « cut and fill » - faciès f1.2b. Le faciès U1.2 présente dans la baie de Bertheaume un faciès f1.2d très étendu et à caractère très oblique, apparenté à des barres tidales.



**Figure 93 : Profil sismique « cross-shore » Sparker, Geobrest 12-38 de la baie de Bertheaume (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation : Figure 95.**

Sur la base de l'interprétation des sections et du caractère très nette de l'incision à la base de l'unité U1.2, celle-ci peut être retenue comme l'expression du remplissage des incisions réactivées durant le dernier bas niveau marin (Dernier Maximum Glaciaire). Le faciès f1.2b peut alors être interprété comme l'expression de dépôts fluvio-estuariens de bas niveau et/ou de début de transgression marquant le remblaiement des dépressions littorales.

Le jeu de données sismiques disponible n'inclut pas de données Sparker permettant d'observer la forme du socle rocheux dans le sens longitudinal. Pour pallier ce manque, le profil longitudinal du socle a été obtenu en soustrayant l'épaisseur sédimentaire (Grégoire, 2016) à la bathymétrie Litto3D (Figure 94). Le profil longitudinal est légèrement en pente en direction de la côte, c'est-à-dire vers le nord-est, et le socle est entaillé par de petites paléo-vallées. De plus, l'épaisseur sédimentaire, comprise entre 4 m et 10 m, est plus importante vers la côte (NE) que vers le large (SO).

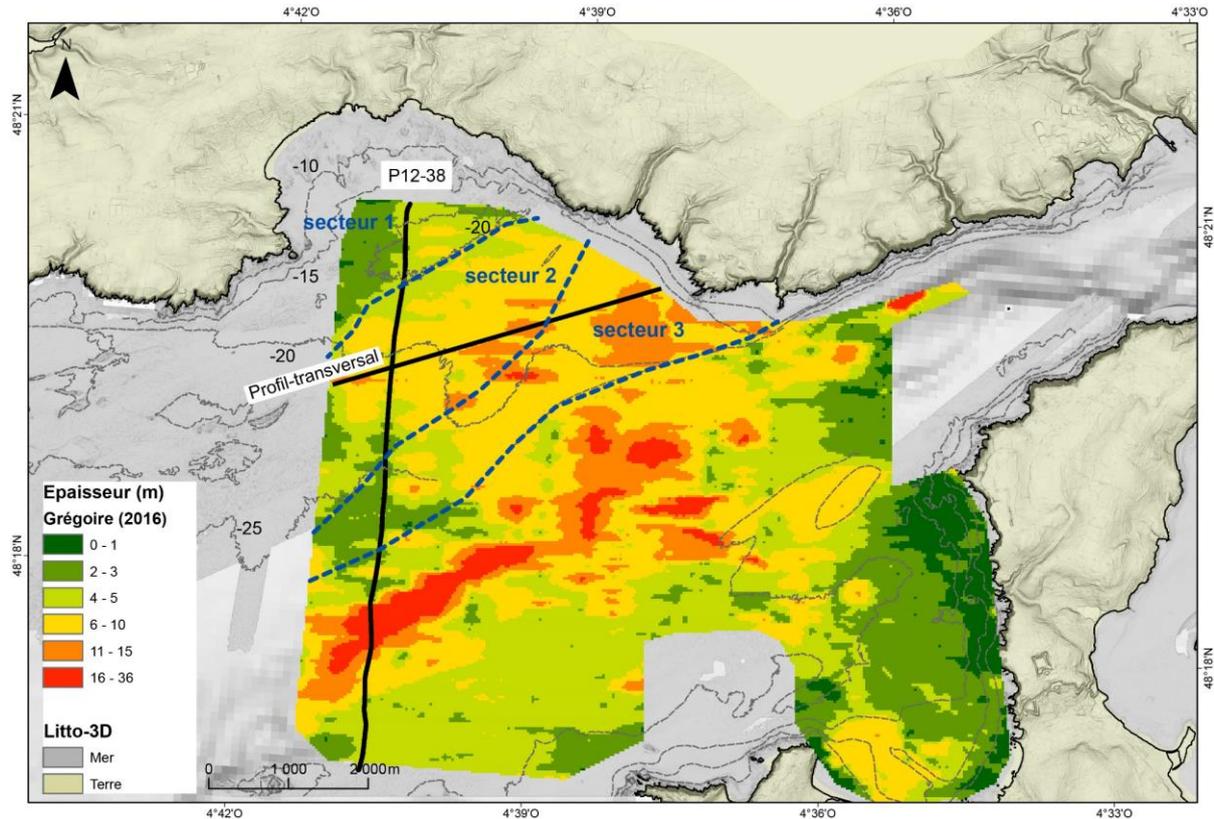


**Figure 94 : Profil longitudinal obtenu à partir de la soustraction d'épaisseur sédimentaire (Grégoire, 2016) à la bathymétrie du Litto3D. Localisation Figure 95.**

Par interpolation des épaisseurs sédimentaires moyennes, le stock sédimentaire pour les secteurs 1, 2 et 3 (Tableau 24 et Figure 95) sont respectivement de  $4,24 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ , de  $95,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  et de  $69,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  pour des surfaces de  $2,12 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ ,  $13 \cdot 10^6 \text{ m}^2$  et  $6,92 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ . Le stock sédimentaire global pour les trois zones est estimé à  $169 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  pour  $22,7 \cdot 10^6 \text{ m}^2$  ( $22,7 \text{ km}^2$ ) soit  $7,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  par  $\text{km}^2$ .

**Tableau 24 : Caractéristiques prises en compte pour le calcul du volume du stock sédimentaire total. Les secteurs sont issus de la carte de la nature des fonds.**

Zone	Epaisseur (m) prise en compte	aire (m <sup>2</sup> )	volume (m <sup>3</sup> )
Secteur 1	2	2,12.10 <sup>6</sup>	4,24.10 <sup>6</sup>
Secteur 2	7	13,6.10 <sup>6</sup>	95,4.10 <sup>6</sup>
Secteur 3	10	6,92.10 <sup>6</sup>	69,2.10 <sup>6</sup>



**Figure 95 : Epaisseurs sédimentaires dans la baie de Bertheaume, d'après Grégoire (2016). Localisation du profil sismique transversal Geobrest 12-38 et longitudinal.**

#### V.4.6. Bilans sédimentaires

Au regard de la variabilité des emprises bathymétriques disponibles pour la baie de Bertheaume, les bilans sédimentaires sont établis par zones et non par dates. Les bilans sédimentaires sont ainsi calculés pour : 1) la zone de RSD-patchy ; 2) la zone des RSD-Linéaire ; 3) la zone comprenant les rentrants de Déolen et de Dalbosc.

#### V.4.6.1. Bilans sédimentaires de la zone de RSD-patchy

Les données disponibles pour réaliser les bilans sédimentaires de la zone des RSD-patchy, sont le Litto3D de 2013, le MNT bathymétrique de la mission DYSACOTE de juillet 2020 et le MNT bathymétrique de la mission de l'ENSTA de février 2021. Les différentiels bathymétriques sont donc les suivants: 2013-2020 et 2020-2021 (Figure 96).

Les bilans sédimentaires sont réalisés pour 2 sous-zones (Figure 96, Tableau 25) : a) la zone « totale » : elle correspond à l'emprise de 2013-2020 et s'étend de la BMVE à -20 m.; b) un zoom sur les « RSD-patchy », qui correspond à l'emprise de 2021. Au niveau du zoom, les bilans sédimentaires peuvent être établis entre 2013-2020 et 2020-2021.

##### a) La zone « totale »

Le bilan sédimentaire entre 2013 et 2020, pour la zone totale, est positif avec un ratio de  $+0,37 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (Tableau 25). Entre -15 m et -20 m, les variations altimétriques sont majoritairement positives avec des valeurs comprises entre +0,5 et +1 m. En revanche, entre -15 m et la DoC-enveloppe (-5,7 m), les variations altimétriques sont à la fois positives et négatives avec des valeurs de  $\pm 1$  m. Enfin, dans la partie comprise entre la BMVE et la DoC-enveloppe (avant-côte supérieure- Porsmilin), le bilan est positif avec un ratio de  $+0,34 \text{ m}^3/\text{m}^2$ , équivalent à celui de la zone « totale ». Cette forte mobilisation sédimentaire observée entre la BMVE et la DoC-enveloppe, à partir des données de terrain, est en adéquation avec la définition de la DoC-enveloppe qui est considérée comme la limite des changements morphologiques significatifs.

**Tableau 25 : Bilans sédimentaires de la zone des RSD-P de la baie de Bertheaume entre 2013(Litto3D)-2020 et 2020-2021.**

Différentiel	Période	GAIN SEDIMENTAIRE			PERTE SEDIMENTAIRE			BILAN		
		Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
Litto3D (2013) - 07/2020 (zone totale)	7 ans et 7 mois	2624533	5988231	0,40	-184685	576765	-0,028	2439848	6564996	0,37
Litto3D (2013) - 07/2020 (Porsmilin)	7 ans et 07 mois	5049	11961	0,42	-363	1552	-0,23	4686	13 513	0,34
Litto3D (2013) - 07/2020 (zoom RSD-patchy)	6 ans et 07 mois	174436	377234	0,45	-1281	12635	-0,003	173155	389869	0,44
07/2020-02/2021 (zoom RSD-patchy)	6 mois	20149	217911	0,05	-11000	171951	-0,03	9149	389862	0,02

**b) Zoom sur les RSD-patchy**

Entre 2013 et 2020, le bilan sédimentaire des RSD-patchy est positif avec un ratio de  $+0,44 \text{ m}^3/\text{m}^2$ , et des variations altimétriques comprises entre  $-0,5 \text{ m}$  et  $+1 \text{ m}$  (Tableau 25).

Entre 2020 et 2021, le bilan sédimentaire des RSD-patchy est faible, en comparaison avec celui calculé à l'échelle pluri-annuelle, mais aussi positif avec un ratio de  $0,02 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Les plus fortes variations altimétriques sont de  $\pm 0,2$  à  $1 \text{ m}$  et représentent la migration des figures sédimentaires vers le NE. En dehors, les variations sont plus modérées et comprises entre  $0$  et  $\pm 0,2 \text{ m}$ .

La zone des RSD-patchy est ainsi en accumulation à l'échelle pluri-annuelle (2013-2020). Cependant, à l'échelle pluri-mensuelle, comme entre juillet 2020 et février 2021, cette zone peut, à l'inverse, être en érosion.

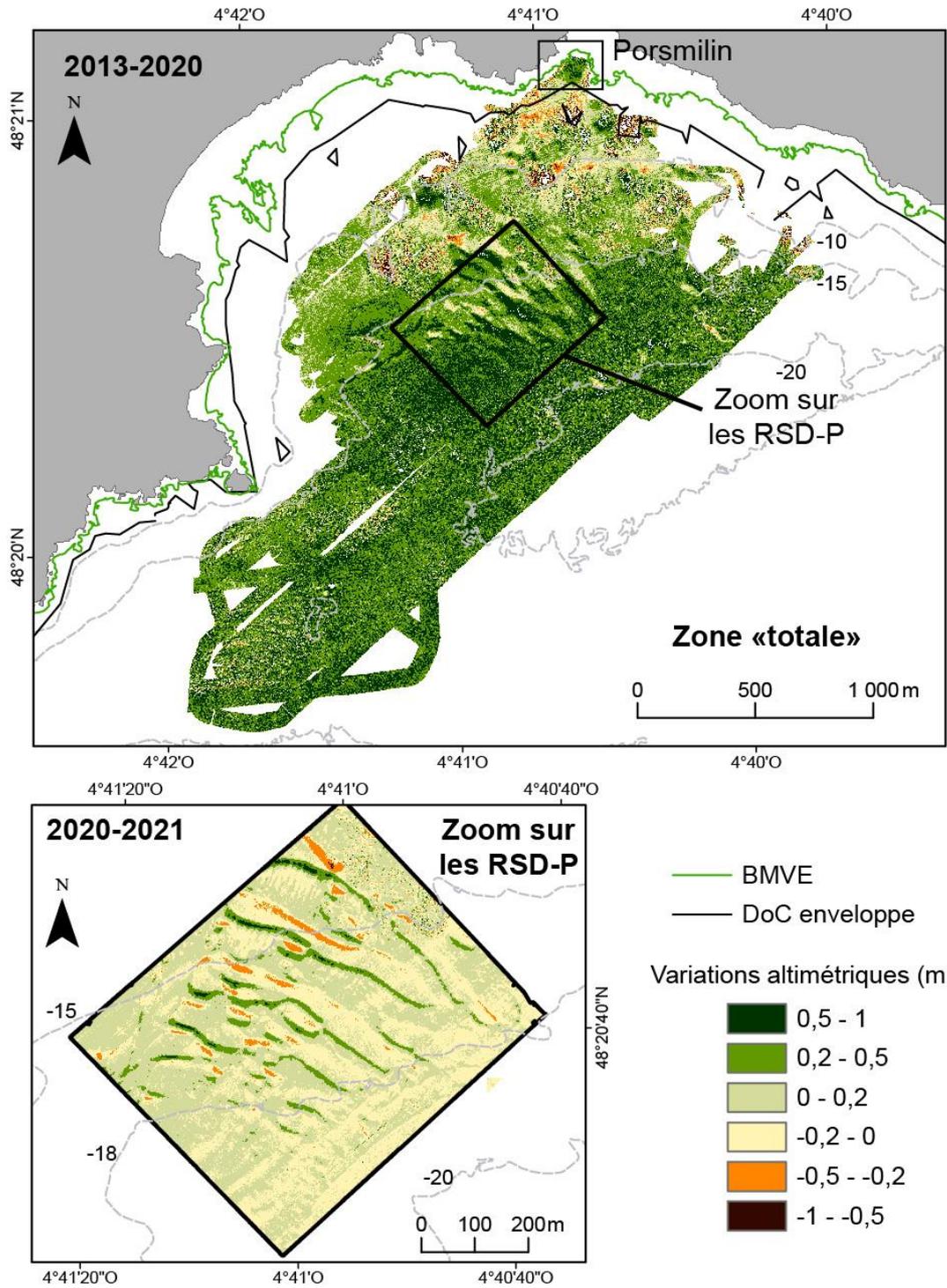


Figure 96 : Différentiels bathymétriques de la zone des RSD-patchy en baie de Bertheaume entre 2013(Litto3D)-2020 et 2020-2021.

#### V.4.6.2. Bilans sédimentaires de la zone de RSD-linéaire

Les données disponibles pour réaliser les bilans sédimentaires de la zone des RSD linéaires, sont le Litto3D de 2013, les MNT bathymétriques des missions de l'IUEM de novembre 2015, et d'octobre 2016 et 2018. Les différentiels bathymétriques sont donc les suivants : 2013 (Litto3D)-2015, 2015-2016 et 2016-2018 (Figure 97, Tableau 26).

Entre 2013 (Litto3D) et 2015, le bilan sédimentaire est positif avec un ratio de  $+0,28 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Cependant, on peut observer des variations altimétriques jusqu'à  $-1 \text{ m}$  dans le creux des sillons. Entre 2015 et 2016, le bilan sédimentaire est positif, avec un ratio de  $+0,05 \text{ m}^3/\text{m}^2$ , environ 6 fois plus faible qu'entre 2013 (Litto3D) et 2015. Les variations altimétriques, au niveau des sillons, alternent positivement et négativement avec des valeurs de  $\pm 1 \text{ m}$ . Entre 2016 et 2018, le bilan sédimentaire est négatif, avec un ratio de  $-0,06 \text{ m}^3/\text{m}^2$ , mais du même ordre qu'entre 2015 et 2016.

La zone des RSD linéaires enregistre ainsi une diminution des apports sédimentaires de  $+0,28 \text{ m}^3/\text{m}^2$  à  $+0,05 \text{ m}^3/\text{m}^2$  entre 2013 et 2016, puis une érosion ( $-0,06 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ) entre 2016 et 2018.

**Tableau 26 : Bilans sédimentaires de la zone des RSD-L en baie de Bertheaume entre 2013(Litto3D)-2015, 2015-2016 et 2016-2018.**

Différentiel	Période	GAIN SEDIMENTAIRE			PERTE SEDIMENTAIRE			BILAN		
		Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
Litto3D (2013)-11/2015	<b>2 ans et 11 mois</b>	550317	1762481	0,29	-17867	162083	-0,01	532451	1924564	0,28
11/2015-10/2016	<b>11 mois</b>	130695	1359852	0,07	-36514	529213	-0,02	94181	1889065	0,05
10/2016-10/2018	<b>2 ans</b>	33726	312630	0,02	-116272	1155507	-0,08	-82546	1468137	-0,06

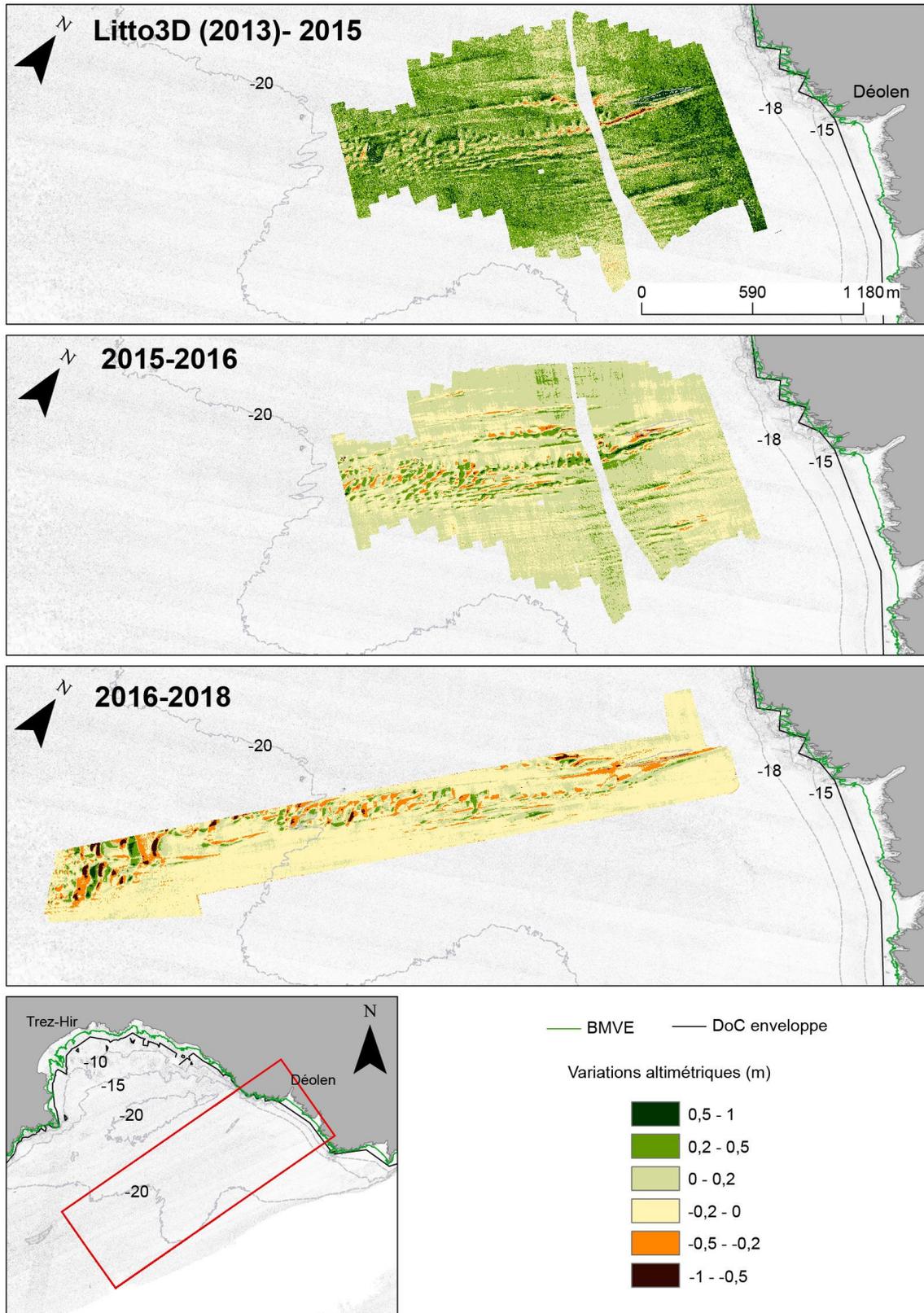


Figure 97 : Différentiels bathymétriques de la zone des RSD linéaires en baie de Bertheaume entre 2013(Litto3D)-2015, 2015-2016 et 2016-2018.

### V.4.6.3. Bilans sédimentaires de la zone des rentrants de Déolen et de Dalbosc

Les données disponibles pour réaliser les bilans sédimentaires de la zone de Déolen et de Dalbosc sont le Litto3D de 2013, le MNT bathymétrique de la mission de l'IUEM d'octobre 2016, le lidar de la mission de 2017 et le MNT bathymétrique de la mission DYSACOTE de juillet 2020. Les différentiels bathymétriques sont donc les suivants : 2013 (Litto3D)-2016, 2016-2017, 2017-2020 et enfin 2013 (Litto3D)-2020 (Figure 98, Tableau 27).

- Entre 2013 et 2016, le bilan sédimentaire est positif avec un ratio de  $+0,53 \text{ m}^3/\text{m}^2$  et des variations altimétriques comprises entre -1 m et +1,5 m. Plus spécifiquement, le secteur nord-ouest enregistre une forte accumulation (+1,5 m) tandis que le secteur sud-est enregistre une érosion.

- Entre 2016 et 2017, le bilan sédimentaire est négatif avec un ratio de  $-0,46 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Les variations altimétriques, comprises entre 0 et -1,5 m, indiquent que la zone est entièrement en érosion. Le secteur nord-est enregistre une forte érosion comprise entre -1 m et -1,5 m.

- Entre 2017 et 2020, le bilan sédimentaire est positif avec un ratio de  $+0,55 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Le secteur nord-ouest enregistre une forte accumulation de -1,5 m à -2 m tandis que la partie centrale enregistre une érosion jusqu'à -1 m.

-Entre 2013 et 2020, le bilan est positif avec un ratio de  $+0,45 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Entre -10 m et -15 m, le secteur enregistre des variations altimétriques positives qui sont comprises entre 0,5 m et 1,5 m. Comme le montrent les différentiels bathymétriques précédents, la partie comprise entre la DoC-enveloppe et -15 m présente de fortes variations altimétriques, soit en érosion soit en accumulation. Ainsi, nous définissons ici cette limite à -15 m comme étant la limite « DoC-enveloppe-morphologique », représentant la limite de l'avant-côte supérieure. De plus, cette alternance de sous-secteurs en érosion et en accumulation le long de la côte s'apparente à un système de barres/bâches formées par les courants d'arrachement (e.g. Porcile et al., 2020).

Sur l'ensemble de la période étudiée (2013-2020), les bilans sédimentaires sont alternativement positifs et négatifs avec des ratios de même grandeurs compris entre  $-0,46 \text{ m}^3/\text{m}^2$  et  $+0,55 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Cela indique que les volumes sédimentaires qui transitent (en dépôt ou en érosion) sont équivalents à l'échelle pluri-annuelle.

Enfin, le bilan sédimentaire global, calculé par addition des bilans de 2013-2016, 2016-2017 et 2017-2020, est positif avec un ratio de  $+0,62 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Ce dernier est plus élevé, mais du même ordre que le bilan global positif de  $+0,45 \text{ m}^3/\text{m}^2$ , calculé à partir du différentiel de

2013-2020. Ainsi, l'addition des bilans sédimentaires donne ici une valeur (+0,62 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>) supérieure de 0,17 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> à celle obtenue par un seul différentiel (+0,45 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>) couvrant la durée de l'étude, indiquant une marge d'erreur relativement importante de 27 %.

**Tableau 27 : Bilans sédimentaires pour les rentrants côtiers de Déolen et de Dalbosc en baie de Bertheaume entre 2013(Litto3D)-2016, 2016-2017 et 2017-2020 et 2013(Litto3D)-2020.**

Différentiel	Période	GAIN SEDIMENTAIRE			PERTE SEDIMENTAIRE			BILAN		
		Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
Litto3D (2013)-10/2016	<b>2 ans et 10 mois</b>	132895	226905	0,55	-2905	16560	-0,01	129991	243465	0,53
10/2016-06/2017	<b>9 mois</b>	21	298	0,00	-24500	53397	-0,46	-24479	53695	-0,46
06/2017-07/2020	<b>3 ans</b>	25716	33110	0,61	-2378	9262	-0,06	23338	42372	0,55
Litto3D (2013)-07/2020	<b>7 ans et 7 mois</b>	290333	575874	0,47	-9964	48327	0,02	300297	624202	0,45

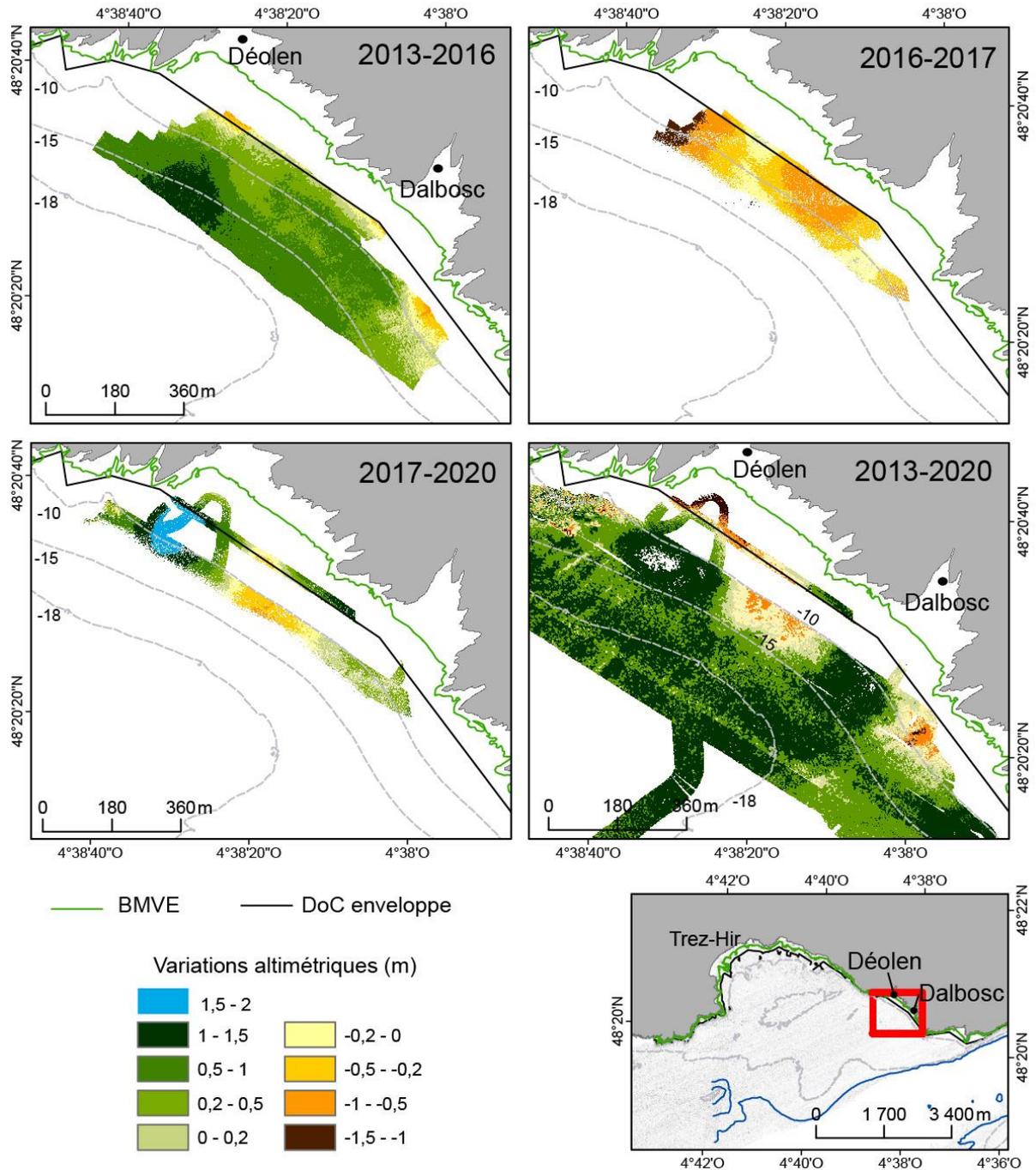


Figure 98 : Différentiels bathymétriques des rentrants de Déolen et de Dalbosc, en baie de Bertheaume, entre 2013(Litto3D)-2016, 2016-2017, 2017-2020 et 2013-2020.

### V.4.7. Bilan morphodynamique de la baie de Bertheaume

- La baie de Bertheaume est une baie moyennement enclavée avec des houles moyennes annuelles de 1,4 m pouvant atteindre une hauteur de 5,1 m en période extrême.
- L'épaisseur sédimentaire est comprise entre 5 m et 10 m entre les isobathes -15 m et -20 m.
- La DoC-enveloppe théorique se situe à -5,7 m tandis que celle calculée à partir des indices granulométriques est de -12 m. Une DoC-enveloppe morphologique, observée par vérité terrain, est définie à -15 m (Déolen).
- La DoC-motion se situe à -23 m, entre les sillons d'érosion et les grandes dunes tidales du chenal. Il apparaît une limite sédimentologique bien marquée entre des sables fins et grossiers à -20 m qui correspond à la DoC-motion granulométrique.
- Les figures sédimentaires de type RSD-P, situés entre -10 m et -15 m, peuvent migrer jusqu'à 15 m en 6 mois en direction de la côte. L'emplacement des RSD-L varie autour d'un RSD central fixe.
- Le bilan sédimentaire de l'avant-côte inférieure alterne entre périodes d'érosion et d'accumulation de 2013 à 2021.
- Le bilan sédimentaire de l'avant-côte supérieure est positif entre 2013 et 2020.
- Quatre grandes cellules ont été identifiées à partir des transferts sédimentaires opérant entre les figures sédimentaires.

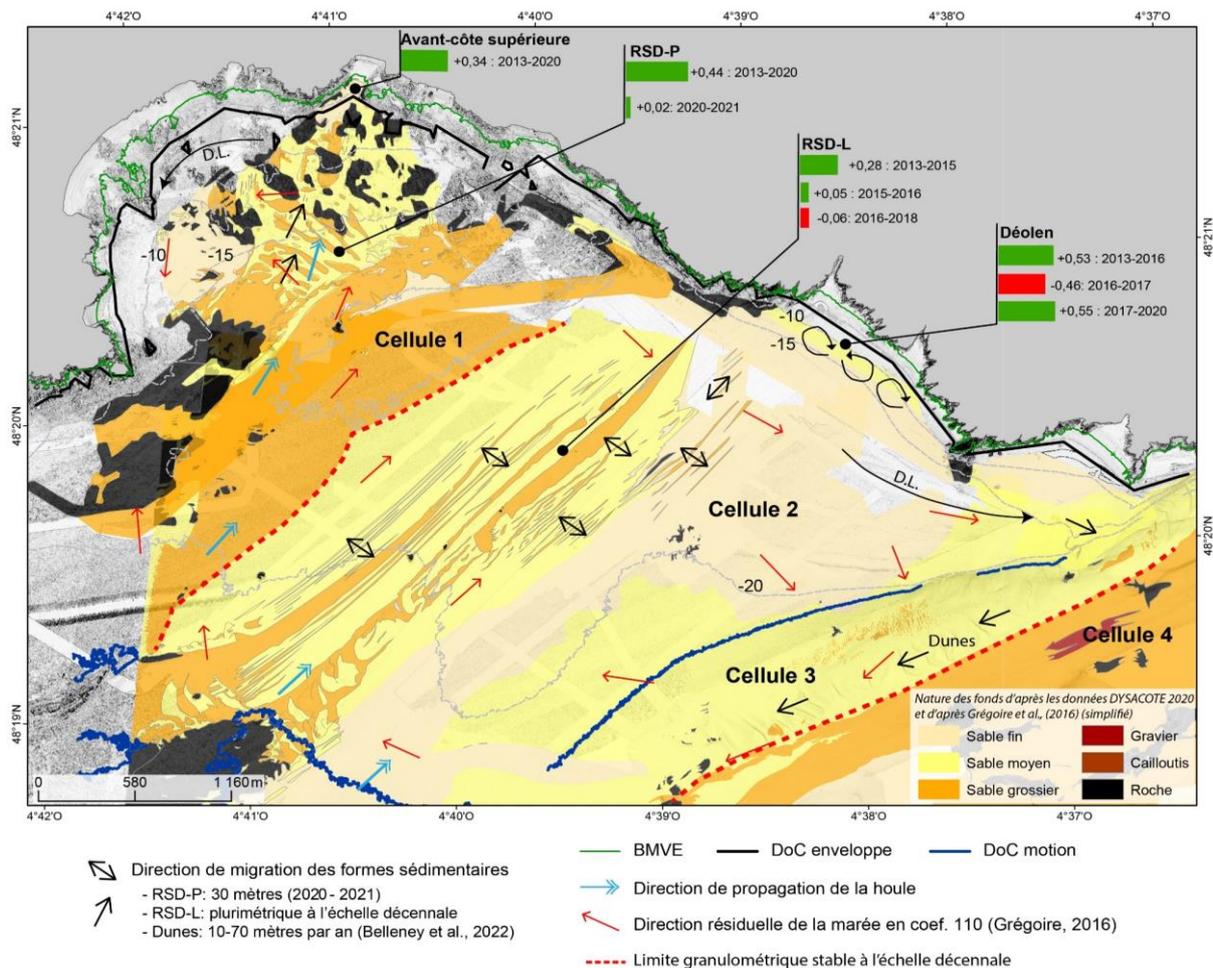


Figure 99 : Bilan sédimentaire de la baie de Bertheaume.

## V.5. La baie de Bénodet

### V.5.1. Caractéristiques générales

La baie de Bénodet, large d'environ 10 km, est assez peu enclavée (Quilfen, 2016) et soumise aux houles de sud-ouest. En fond de baie, la côte est composée d'une grande plage sableuse, la plage de Combrit, associée à un cordon dunaire (Figure 100). Dans la partie est de cette plage, les petits fonds (<-6m) enregistrent une accumulation sédimentaire significative entre 2013 et 2014 (Jabbar, 2016). Dans la partie est de la baie, on note la présence d'une flèche sableuse (flèche à pointe libre de Moustierlin) tandis qu'à l'ouest, la côte montre une alternance de plages et d'écueils rocheux.

Dans l'anse de Bénodet, la profondeur de fermeture théorique, correspondant aux changements morphologiques significatifs (DoC-enveloppe) et marquant la limite entre l'avant-côte supérieure et inférieure, se situe à -7 m. La profondeur des mouvements sédimentaires théoriques (DoC-motion) se situe à -28 m. Enfin, la profondeur de transport (DoT) s'étend vers le large, au-delà de la zone couverte par les MNT bathymétriques.

L'analyse morphodynamique de la baie de Bénodet est réalisée à partir des données géophysiques et sédimentaires acquises lors de la mission FISSEL de juin 2015, et de la mission DYSACOTE de juin 2021. Ce jeu de données est complété par le MNT du Litto3D-2013 (Figure 100).

### V.5.2. Analyses morphologiques

Le profil bathymétrique transversal à la plage (P1) (Figure 101) présente une pente forte de 3,17% de 0 à -5 m. Entre -5 m et -15 m, la pente est plus faible, comprise alors entre 0,16 % et 0,29%, avec une légère dépression autour de -8 m. La DoC-enveloppe théorique de -7 m se situe ainsi juste au-dessus de cette dépression. Au-delà de -15 m, la pente est très faible autour de 0,009%. Ce profil bathymétrique, issu du Litto3D (2013), présente une différence de résolution verticale dans sa longueur, avec des variations en « Z » plus fortes ( $\pm 1$  m) entre -5 m et -15 m, tandis qu'au large le profil est plus lissé. Cet effet est induit par le Litto3D (2013) qui, en baie de Bénodet, est issu de la fusion de deux campagnes Lidar (Figure 100, Figure 101).

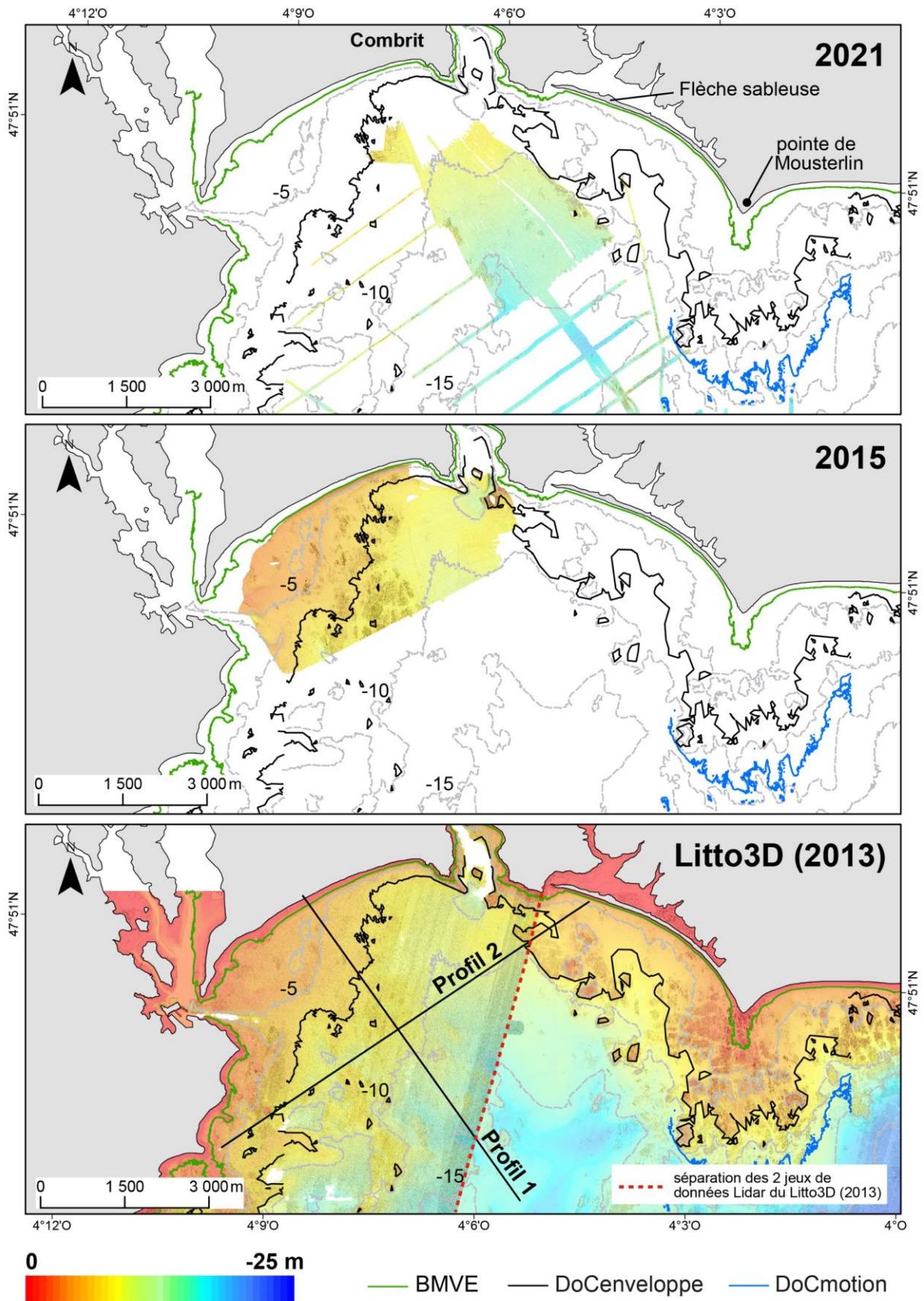
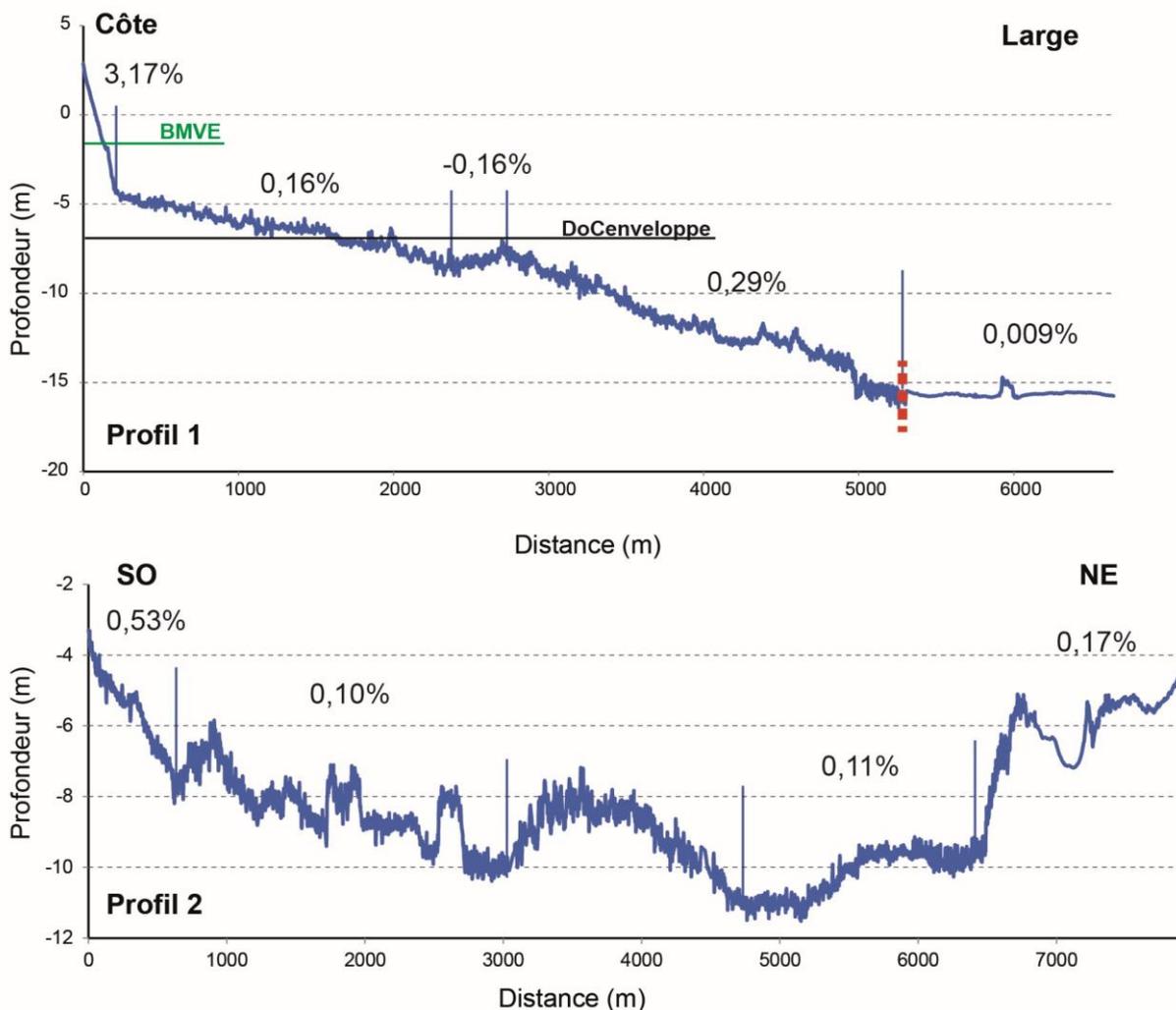


Figure 100 : MNT bathymétriques de la mission DYSACOTE de juin 2021, de la mission FISSEL de juin 2015 et du Litto3D (2013).

Le profil bathymétrique réalisé dans le sens longitudinal à la plage (P2) présente un fond marin façonné en « U », avec une surélévation, au centre, de 2 m de hauteur et de 1500 m de long. Les données bathymétriques et le profil de pente montrent que cette surélévation est due à l’affleurement du socle rocheux.

Enfin, les MNT bathymétriques (Figure 100) montrent qu’au nord-ouest de la baie, l’isobathe -5 m est plus distant de la côte et se situe à 2 km au large, tandis qu’à l’ouest, il se situe seulement à 400 m de la côte. Ce décalage est dû à une surélévation du socle rocheux et non à une accumulation sableuse (Jabbar, 2016).



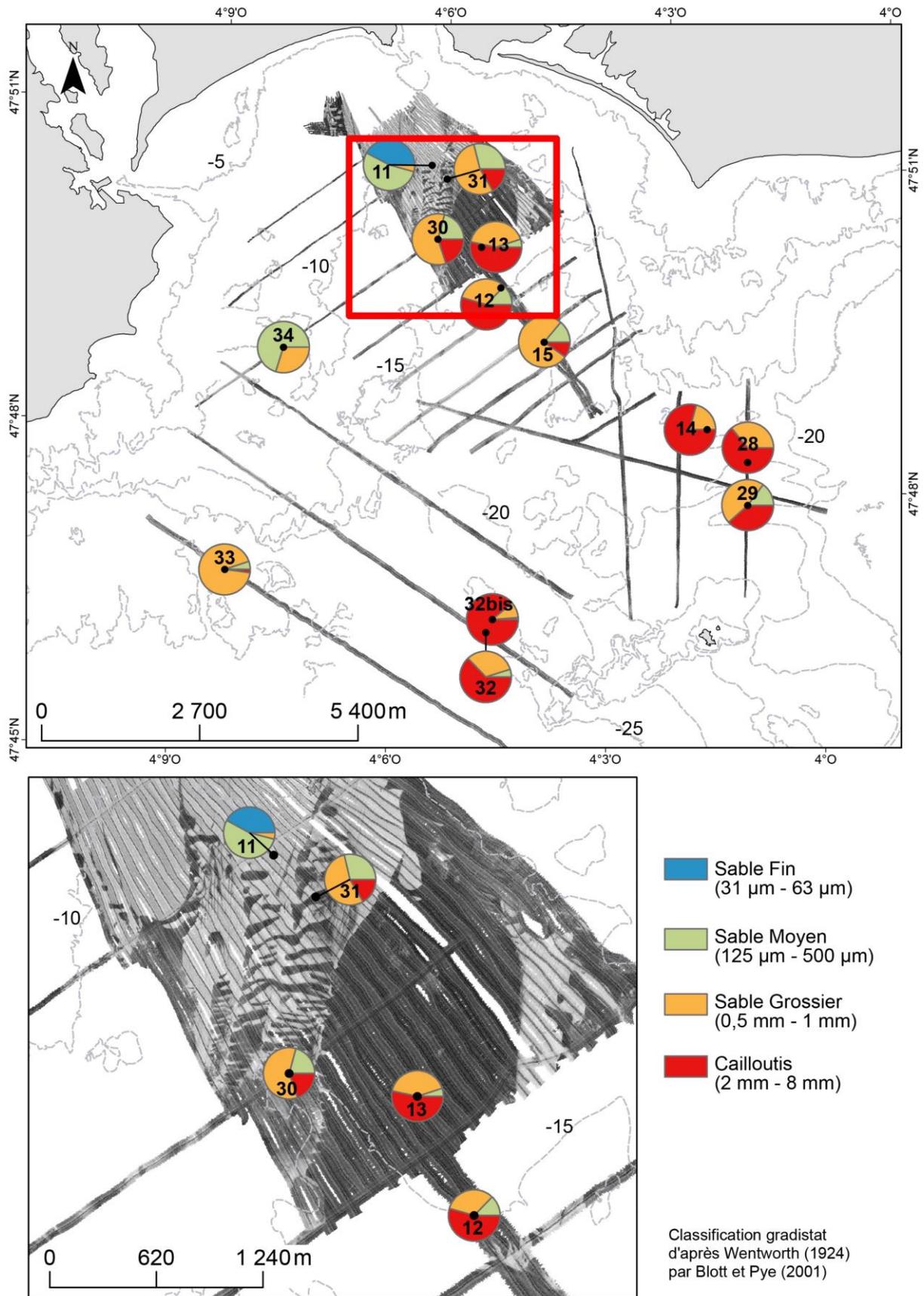
**Figure 101 : Profils transversal (P1) et longitudinal (P2) de l’anse de Bénodet, issus du Litto3D (2013). Le trait en pointillés rouge représente la limite entre les deux jeux de données Lidar du Litto3D. Localisation : voir Figure 100.**

### V.5.3. La nature des fonds

Les 13 échantillons sédimentaires de la campagne DYSACOTE de 2021 ont été prélevés au-delà de -10 m et 11 d'entre eux, ont une médiane moyenne de 2 mm (2040  $\mu\text{m}$ ) (Figure 102, Annexe 6). L'échantillon 32 bis, situé au large de la baie, est composé du sédiment le plus grossier (D50 de 5,2 mm) tandis que l'échantillon 11, situé le plus proche de la côte, est composé du sédiment le plus fin (D50 de 142  $\mu\text{m}$ ). Seul un échantillon (11) est composé de sables fins avec un D50 de 142  $\mu\text{m}$  et un seul est composé de sable moyen (34) avec un D50 de 403  $\mu\text{m}$ . Ces deux échantillons, très éloignés, correspondent aux couleurs claires observées sur l'imagerie. À l'inverse, les sédiments grossiers correspondent aux couleurs foncées. De plus, les échantillons 11 (D50 : 142  $\mu\text{m}$ ) et 31 (D50 : 637  $\mu\text{m}$ ), cette fois plus proches et correspondant respectivement aux couleurs claires et foncées de l'imagerie, indiquent la présence de figures sédimentaires de type sillons d'érosion.

L'analyse de la taille granulométrique en fonction de la profondeur montre une bonne corrélation, abstraction faite de deux points situés dans la partie la plus au sud-ouest de la baie (32 et 33) (Figure 103). Cependant, il n'apparaît pas, comme pour les trois autres sites d'étude, une diminution puis une remontée de la granulométrie en fonction de la profondeur. Partant de cette constatation, le nombre d'échantillons prélevés, dans les petits fonds, apparaît insuffisant pour définir une profondeur de fermeture par granulométrie et nous pouvons seulement émettre l'hypothèse qu'elle soit inférieure ou égale à -11 m.

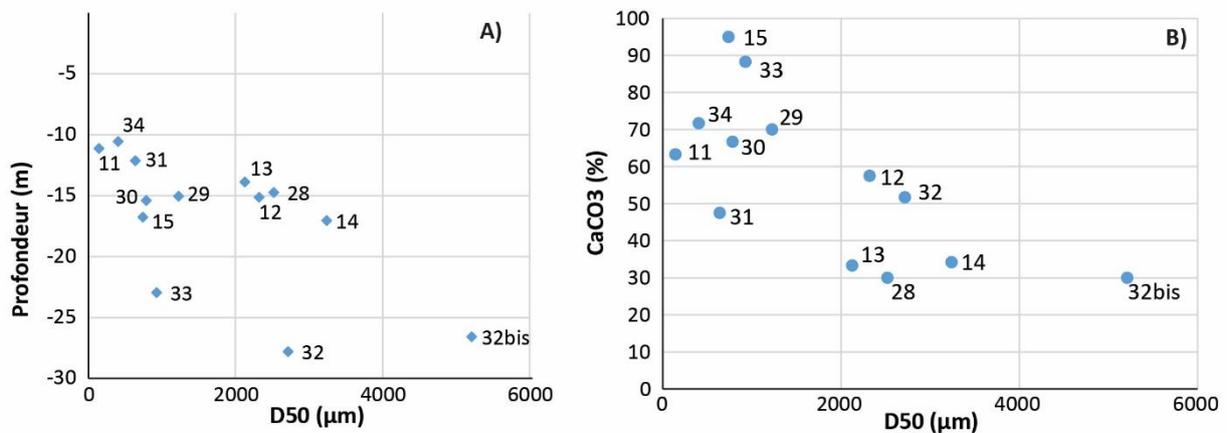
Le pourcentage de carbonates varie de 30% à 95% (Figure 103). Les sédiments de taille supérieure à 2000  $\mu\text{m}$  sont composés de moins de 60% de  $\text{CaCO}_3$  tandis que ceux de taille inférieure sont composés de plus de 60% de  $\text{CaCO}_3$ , excepté l'échantillon 31 qui est composé de 45% de  $\text{CaCO}_3$ . De plus, on peut observer un gradient du taux de  $\text{CaCO}_3$  en fonction de la taille granulométrique et de la profondeur (Figure 103). En effet, les échantillons 15, 12 et 13, prélevés dans un alignement N/S sont respectivement composés de 95 %, 57 % et 33% de  $\text{CaCO}_3$ . Le même phénomène est observé pour les échantillons 30 et 31, prélevés dans un alignement SO/NE, qui sont composés respectivement de 66 % et 47 % de  $\text{CaCO}_3$ . Ainsi, cette diminution du taux de  $\text{CaCO}_3$  du large vers la côte suivant les axes N/S et SO/NE, nous laisse à penser que des transferts sédimentaires opèrent dans ce sens.



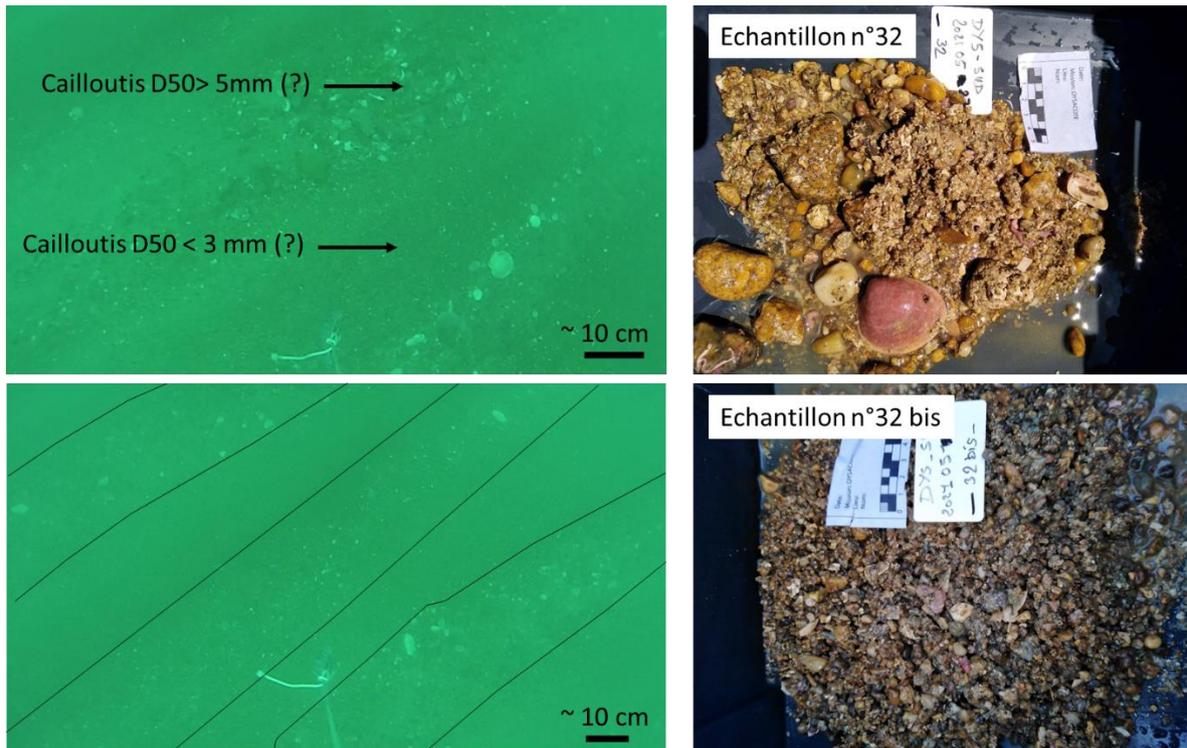
**Figure 102 : Distribution granulométrique des échantillons sédimentaires de la mission DYSACOTE 2021, superposés à l'imagerie (DYSACOTE 2021) de l'anse de Bénodet.**

Enfin, les échantillons 32 et le 32bis sont assez différents malgré leur relative proximité (Figure 102, Figure 104). En effet, l'échantillon 32 est composé d'un sédiment grossier ( $D_{50} < 3 \text{ mm}$ ) avec 51 % de  $\text{CaCO}_3$  tandis que l'échantillon 32-bis est composé d'un sédiment plus grossier ( $D_{50} > 5 \text{ mm}$ ) avec 30 % de  $\text{CaCO}_3$ . Cette différence peut s'expliquer par la présence de mégarides sous-marines observées à partir du profil vidéo réalisé au niveau de ces deux échantillons à plus de 20 m de profondeur (Figure 104). L'échantillon 32 correspondrait ainsi aux mégarides et le 32-bis à l'espace entre les dernières.

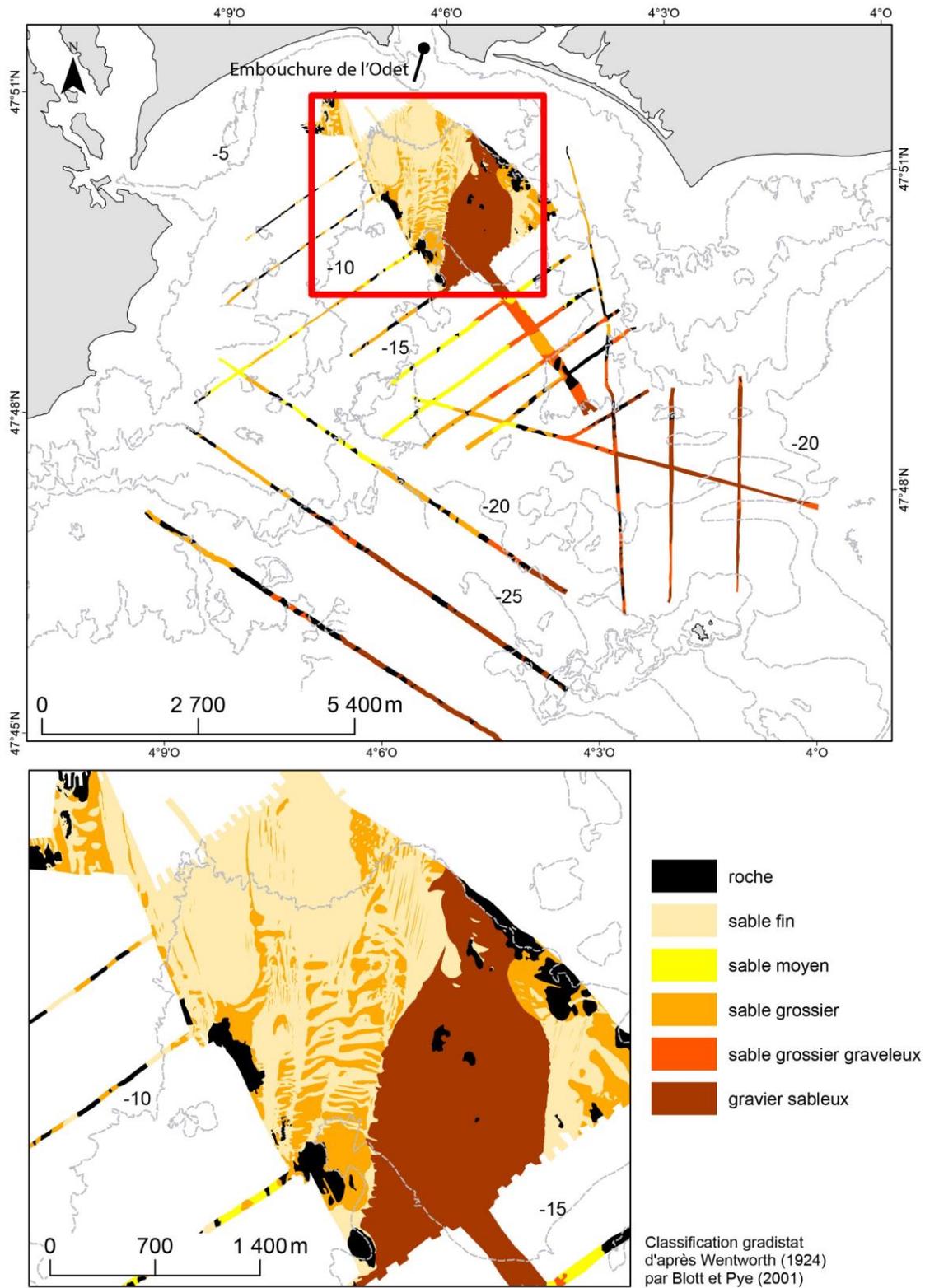
La carte de la nature des fonds, interprétée à partir des données d'imagerie et des prélèvements sédimentaires, montre trois classes granulométriques : fin, grossier et gravelo-sableux, entre -10 m et -15 m (Figure 102). La couverture de sables fins est interrompue par des bandes de sables grossiers qui sont interprétés comme des sillons d'érosion de type « patchy » et « linéaire ». Les RSD-P, ont une forme majoritairement parallèle au trait de côte (face à l'embouchure de l'Odet) et sont adossées à une grande nappe de sédiments gravelo-sableux. Elle est considérée ici comme la limite de DoC-motion sédimentaire.



**Figure 103 : Médianes granulométriques des échantillons de la mission DYSACOTE 2021 en baie de Bénodet en fonction de la profondeur (A) et du taux de  $\text{CaCO}_3$  (B).**



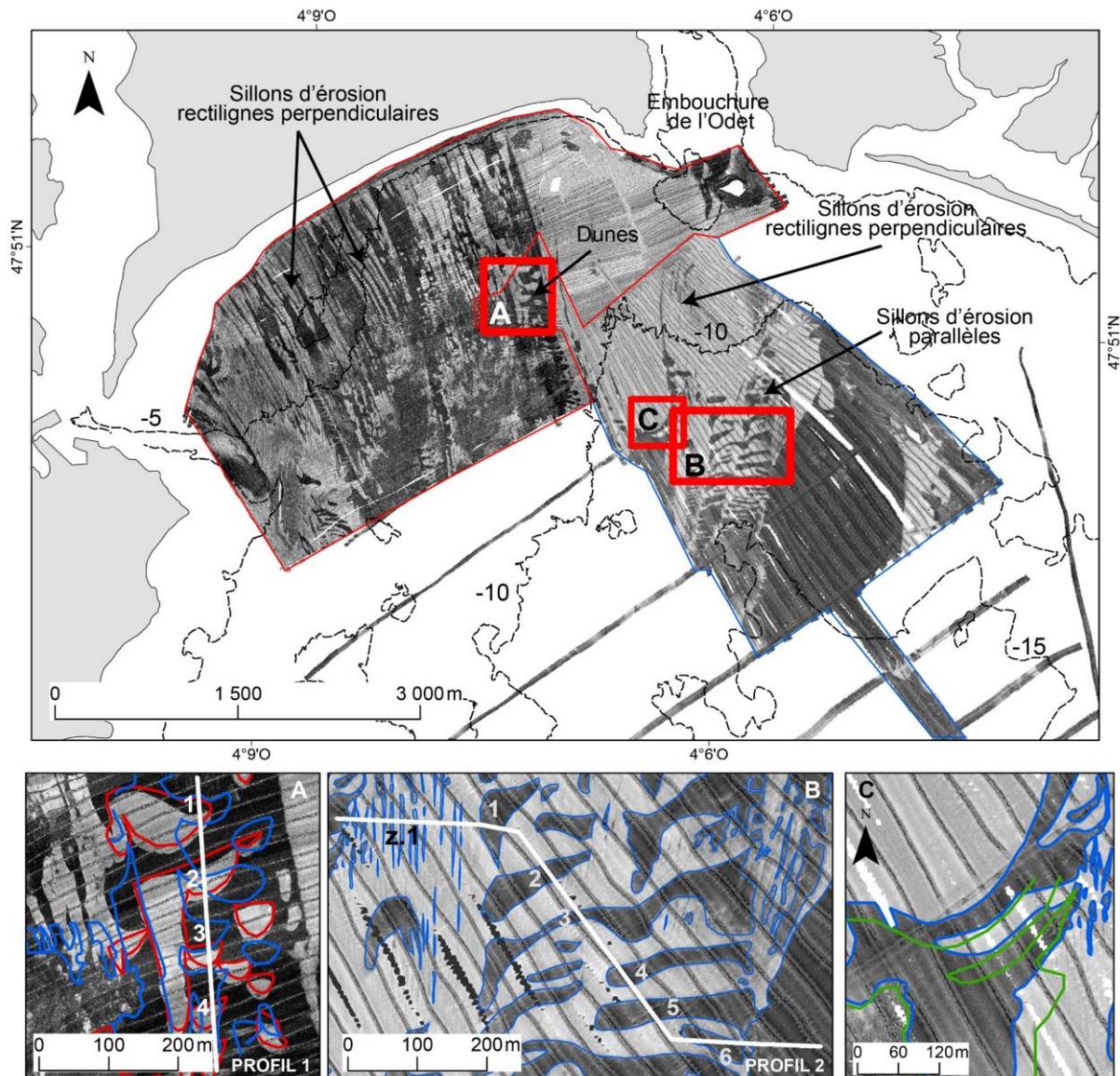
*Figure 104 : Captures d'image vidéo des mégarides (photos de gauche) localisées aux points de prélèvements 32 et 32 bis (photos de droite).*



**Figure 105 : Nature des fonds de l'anse de Bénodet, interprétée à partir de l'imagerie et des prélèvements sédimentaires de la mission DYSACOTE 2021.**

#### V.5.4. Les structures sédimentaires

De nombreuses structures sédimentaires se développent en baie de Bénodet, entre la BMVE et le large (Figure 106). Entre la plage (BMVE) et -10 m, l'anse de Bénodet présente des RSD linéaires et des dunes de type barkhane (Jabbar, 2016). Leur analyse est basée sur les données des missions FISSEL (2014 et 2015), leur interprétation par Jabbar (2016) ainsi que sur les données de la mission DYSACOTE (2021). Entre -10 m et -15 m, ces présents travaux de thèse ont mis en évidence des sillons d'érosion de types « linéaire » et « patchy ». Leur analyse est basée sur les données de la mission DYSACOTE (2021) et du Litto3D (2013).

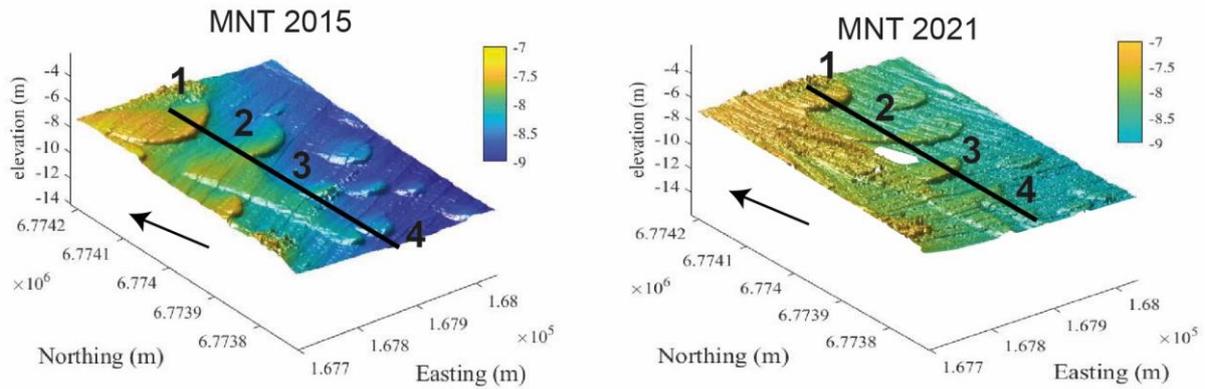


**Figure 106 : Les figures sédimentaires de la baie de Bénodet d'après les données d'imagerie des missions DYSACOTE (2021) et FISSEL (2014). Le pointage a été réalisé pour 2013-(Litto3D) (en vert), 2015 (en rouge) et 2021 (en bleu).**

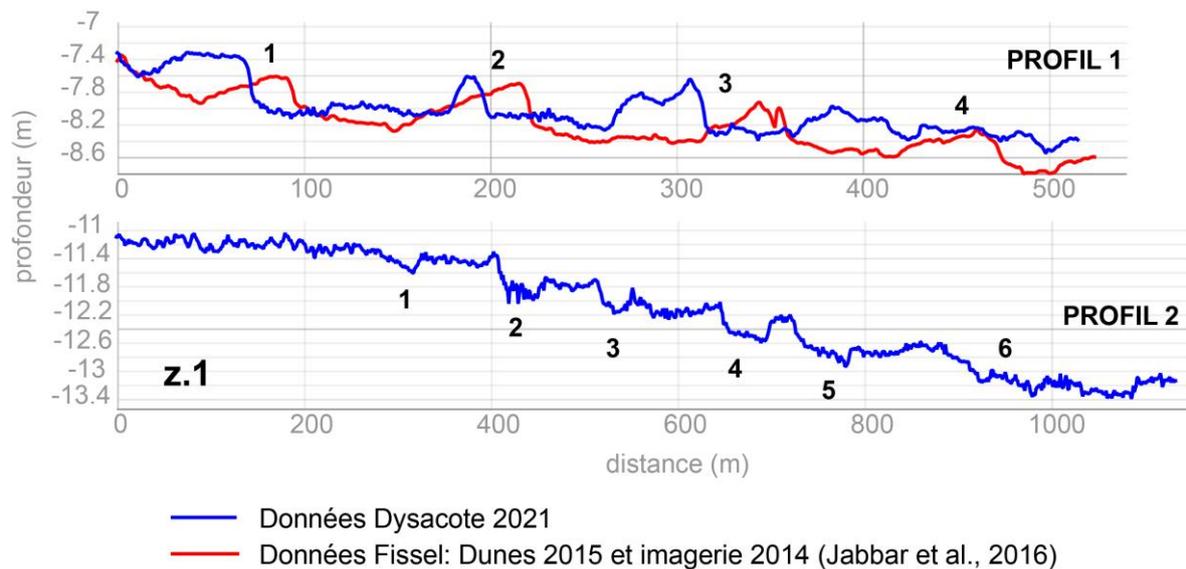
Entre la plage et -10 m, les sillons de type linéaire (RSD-L) s'étendent de façon variable entre 200 m et 2000 m vers le large et leur largeur varie entre 10 m et 100 m (Jabbar, 2016). Leur profondeur apparaît plus importante dans leur partie proche de la côte (20-30 cm) plutôt qu'au large (quelques cm). De plus, Jabbar (2016) montre que la forme des sillons évolue dans le temps sans que ceux-ci ne puissent se déplacer d'est en ouest, contraints par des marches bathymétriques successives. Ces sillons sont situés ainsi dans l'avant-côte supérieure, suggérant ainsi un « système d'évacuation des sédiments vers le large » (Jabbar, 2016).

Les dunes de type barkhane ont une faible hauteur (0,5 m) et une longueur moyenne de 50 m (Figure 106, profil 1, Figure 107, Figure 108). Jabbar (2016) a mis en évidence que leur flanc raide orienté au sud, était inversé par rapport au sens de migration des dunes dirigé vers le nord, c'est-à-dire vers la côte. Leur vitesse de migration est de l'ordre de 5 m/an à 10 m/an voire jusqu'à 50 m/an durant l'hiver 2013/2014. Elles sont ainsi caractéristiques d'un environnement sédimentaire déficitaire. Les données géophysiques (bathymétrie et imagerie) de la mission DYSACOTE 2021, recouvrant les dunes barkhanes, permettent une nouvelle comparaison de leur morphologie (Figure 106, Figure 108, profil 1). En 2014 et 2015, les dunes 1 et 2 sont isolées l'une de l'autre tandis qu'elles apparaissent reliées en 2021. Cela indiquerait un gain de sédiments fins dans cette zone entre 2015 et 2021.

Entre -10 m et -15 m de profondeur, s'établissent des sillons d'érosion, de types patchy (RSD-P) et linéaire (RSD-L), que l'interprétation des données de la mission DYSACOTE 2021 met en évidence. Les RSD-P ont une profondeur d'incision de 0,5 m maximale, une longueur comprise entre 24 m et 530 m et une largeur comprise entre 8 m et 258 m (Figure 106-B). Ils sont orientés parallèlement à la côte nord-est. Le Litto3D (2013) a permis de pointer quelques sillons d'érosion (Figure 106-C). Ainsi, la comparaison entre le pointage de 2013 et de 2021 montre qu'une partie des RSD-P a migré de 40 m vers le nord en 8 ans (Figure 106-C). Les sillons de type « linéaire », ont une longueur comprise entre 50 m et 300 m et une largeur qui varie entre 5 m et 15 m. Leur profondeur de creusement est toujours inférieure à 0,5 m. Ils sont ainsi beaucoup plus petits (jusqu'à un facteur 6 en longueur et en largeur) que ceux rencontrés à proximité de la plage entre la BMVE et -10 m.



**Figure 107 : Vue 3D des dunes barkhanes pour 2015 (à gauche) et 2021 (à droite) localisées au niveau du zoom A de la Figure 106. Les flèches indiquent le sens de migration des dunes vers la côte. Le trait noir correspond au profil 1 (Figure 106, Figure 108).**



**Figure 108 : Profils 1) des dunes barkhanes 2) des sillons d'érosion de la baie de Bénodet. Localisation cf : Figure 106.**

### V.5.5. Épaisseurs sédimentaires

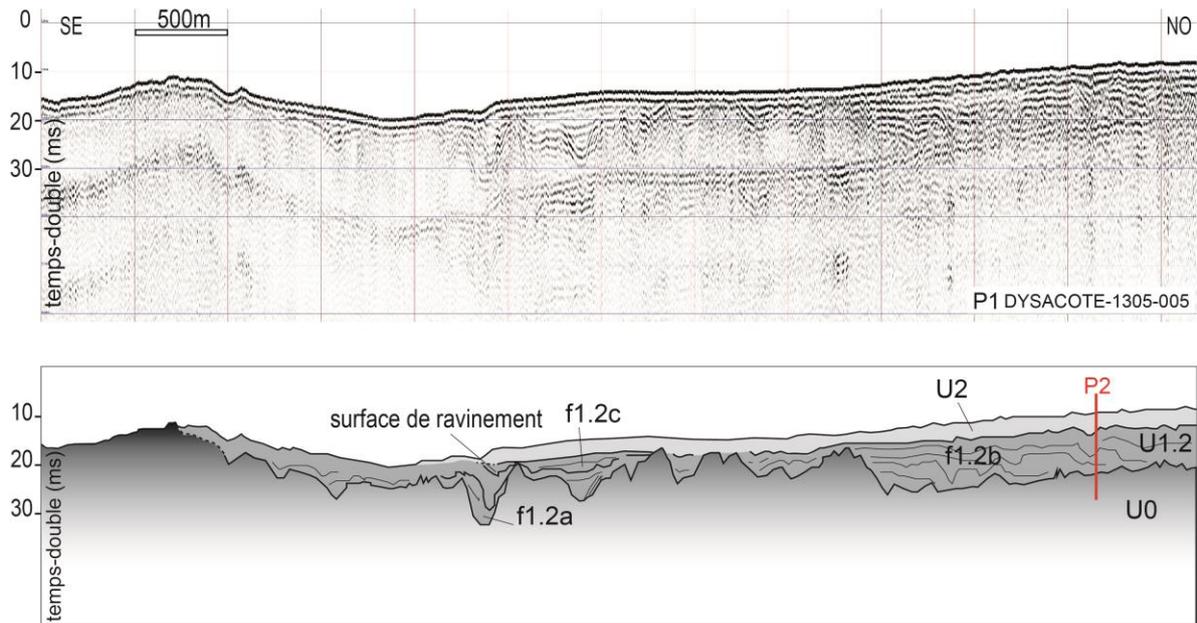
L'interprétation des profils sismiques est basée sur l'analyse des limites inférieures et supérieures des réflecteurs et des faciès sismiques qui nous ont permis de définir trois unités sismiques ( et Tableau 16, p.173).

-L'unité U0 à la base des sections présente un faciès chaotique de faible amplitude et continuité (faciès U0b). Elle correspond au substratum acoustique formé du socle rocheux. Dans la baie de Bénodet, celui-ci présente un faciès parfaitement sourd de nature cristalline.

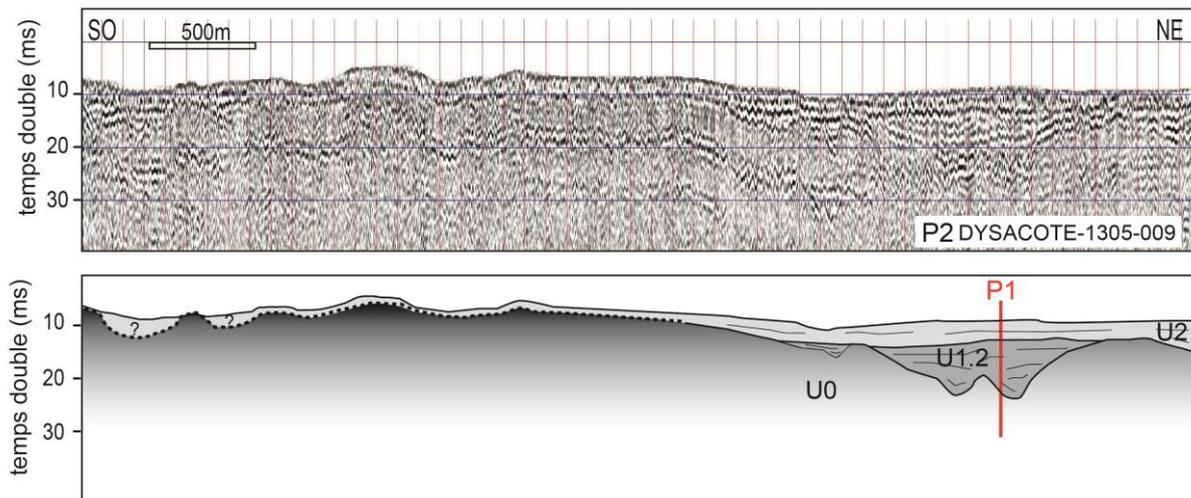
-L'unité U1 est définie sur la base de sa géométrie externe en remplissages de chenaux. Ces chenaux ou incisions présentent localement des caractères nets et assez étroits ou de larges cuvettes se développant sur plusieurs centaines de mètres. Les profondeurs des incisions restent néanmoins modestes sur la plupart des sections et ne dépassent guère 10 ms temps-double (entre 7,5 et 10 m). Le remplissage correspond alors à l'unité U.1.2 sur la base de cette base érosive nette. Le faciès f1.2a présente à la base de certains chenaux de la baie de Bénodet un caractère très oblique apparenté à des barres de méandres. Il présente aussi un faciès marqué par des réflecteurs discontinus de continuités et de fréquences moyennes avec une géométrie « cut and fill » - faciès f1.2b - associée à des petites surfaces incisées à caractère aggradant et peut se doubler d'une tendance progradante où le large chenal enregistre un remplissage oblique. Enfin, il présente localement un caractère plus continu avec des réflecteurs légèrement obliques (faciès f1.2c). Des discordances internes séparant ces faciès, rendent compte du caractère polyphasé du remplissage.

-L'unité U2 présente une géométrie générale drapante tendant à développer un prisme à l'approche de la côte. Son épaisseur reste modeste sur les profils (<5 ms temps-double).

Sur la base de l'interprétation des sections et du caractère très net de l'incision à la base de l'unité U1.2, celle-ci peut être retenue comme l'expression du remplissage des incisions réactivées durant dernier bas niveau marin (Dernier Maximum Glaciaire). Les faciès f1.2a et f1.2b peuvent alors être interprétés comme l'expression de dépôts fluvio-estuariens de bas niveau et/ou de début de transgression marquant le remblaiement des dépressions littorales. Le faciès f1.2.c peut, pour sa part, être interprété comme l'expression d'une sédimentation plus marine. L'installation du prisme littoral qui ne présente pas de caractère progradant très net aux profondeurs d'investigation peut être interprétée comme l'expression d'un cortège de haut-niveau.



**Figure 109 : Profil sismique Sparker transversal DYSACOTE 1305-005 (P1) (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation : cf. Figure 111.**

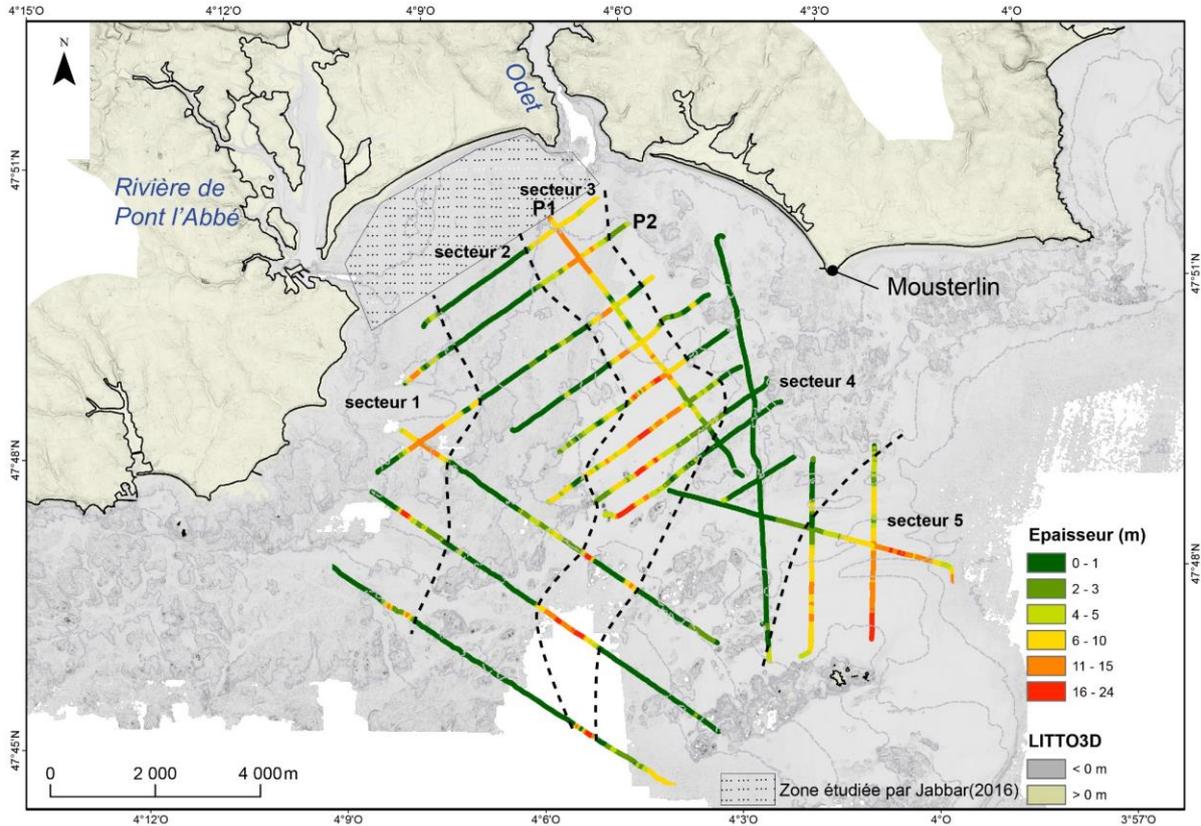


**Figure 110 : Profil sismique Sparker longitudinal DYSACOTE 1305-009 (P2) (en haut) et son interprétation (en bas). Localisation : cf. Figure 111.**

L'épaisseur sédimentaire en baie de Bénodet s'organise autour du socle rocheux et de la paléo-vallée de l'Odét selon 5 secteurs (Figure 111). Les secteurs 2 et 4 présentent des épaisseurs sédimentaires faibles, majoritairement inférieures à 1 m, correspondant à l'affleurement du socle rocheux. Les secteurs 1 et 3 correspondent respectivement aux paléo-vallées de la rivière de Pont-l'Abbé et de l'Odét. Ces paléo-vallées sont ainsi contraintes par le substratum dans des couloirs nord-sud. L'épaisseur sédimentaire y est majoritairement

comprise entre 6 m et 24 m. Le secteur 5 correspond aux grandes dunes composées de sables coquilliers et de maërl (Ehrhold, 2014) dont l'épaisseur moyenne est de 10 m.

Les figures sédimentaires comprises entre -10 m et -15 m de profondeur se développent ainsi au-dessus de la paléo-vallée de l'Odet, principal secteur où l'épaisseur sédimentaire est importante.



**Figure 111 : Epaisseur sédimentaire de la baie de Bénodet suivant les profils sismiques Sparker de la mission Dysacote (2020). Localisation des profils sismiques transversal (P1 : Dysacote-1305-005) et longitudinal (P2 : Dysacote-1305-009).**

Par interpolation des épaisseurs sédimentaires moyennes, le volume sédimentaire de ces 5 secteurs est de  $330.10^6 \text{ m}^3$  pour une surface totale de  $69.10^6 \text{ m}^2$  ( $69 \text{ km}^2$ ) (Tableau 28). En ajoutant le stock sédimentaire de la zone de profondeur inférieure à -10 m, s'établissant à  $17,5.10^6 \text{ m}^3$  pour  $9 \text{ km}^2$  selon Jabbar (2016) (Figure 111), le stock sédimentaire global de l'avant-côte est de  $332.10^6 \text{ m}^3$  pour  $78 \text{ km}^2$  soit  $4,26.10^6 \text{ m}^3$  par  $\text{km}^2$ .

**Tableau 28 : Caractéristiques prises en compte pour le calcul du volume du stock sédimentaire total. Les secteurs sont issus de la carte des épaisseurs sédimentaires.**

Zone	Epaisseur (m) prise en compte	aire (m <sup>2</sup> )	volume (m <sup>3</sup> )
Secteur 1	6	4,05.10 <sup>6</sup>	24,3.10 <sup>6</sup>
Secteur 2	1	20,4.10 <sup>6</sup>	20,4.10 <sup>6</sup>
Secteur 3	10	20.10 <sup>6</sup>	200.10 <sup>6</sup>
Secteur 4	1	18,9.10 <sup>6</sup>	18,9.10 <sup>6</sup>
Secteur 5	10	6,65.10 <sup>6</sup>	66,5.10 <sup>6</sup>

### V.5.6. Bilans sédimentaires

Les données disponibles pour réaliser les bilans sédimentaires de l'anse de Bénodet sont le Litto3D de 2013, le MNT bathymétrique de la mission FISSEL de juin 2015 et le MNT bathymétrique de la mission de DYSACOTE de juin 2021. Les différentiels bathymétriques sont donc les suivants : 2013-2021 et 2015-2021 (Figure 112). Le différentiel de 2013-2021 permet d'observer les évolutions à l'échelle pluriannuelle de l'avant-côte inférieure, tandis que le différentiel de 2015-2021 permet d'observer l'évolution des dunes barkhanes situées à des profondeurs inférieures à -10 m.

Le différentiel entre 2013 (Litto3D) et 2021 présente un bilan sédimentaire positif avec un ratio de +0,22 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>. Cependant, on peut observer un contraste N/S entre -10 m et -15 m. Dans la partie NO, le bilan sédimentaire est positif avec un ratio très élevé de +0,59 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> tandis que dans la partie SE le bilan est négatif avec un ratio de -0,12 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>. Cette particularité apparaît induite par le litto3D qui, dans cette zone, montre une différence de résolution entre le nord et le sud induite par la fusion de deux missions Lidar différentes. Les bilans sédimentaires obtenus à partir du différentiel 2013 (Litto3D)-2021, sont donc à interpréter avec circonspection.

Le différentiel entre 2015 et 2021 montre une tendance générale à l'accrétion avec un bilan sédimentaire positif et un ratio de +0,17 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>. Au niveau des dunes barkhanes, les variations altimétriques alternent entre -0,5 m et 1 m de hauteur, et indiquent la migration de ces structures sédimentaires.

**Tableau 29 : Bilans sédimentaires de l'anse de Bénodet entre 2013 (Litto3D)-2021 pour la zone totale, la zone NE et la zone SO, ainsi qu'entre 2015-2021.**

Différentiel	Période	GAIN SEDIMENTAIRE			PERTE SEDIMENTAIRE			BILAN		
		Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> )	Aire (m <sup>2</sup> )	Ratio (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
2013-2021 (zone totale)	8 ans	3148105	7560553	0,27	-553792	3983704	-0,05	2594313	11544257	0,22
2013-2021 (NO)	8 ans	2321914	3869824	0,59	-3223	34206	-0,001	2318691	3904030	0,59
2013-2021 (SE)	8 ans	34324	476704	0,01	-387132	2358150	-0,14	-352807	2834854	-0,12
2015-2021	6 ans	284782	1588999	0,17	-5992	73755	-0,004	278790	1662754	0,17

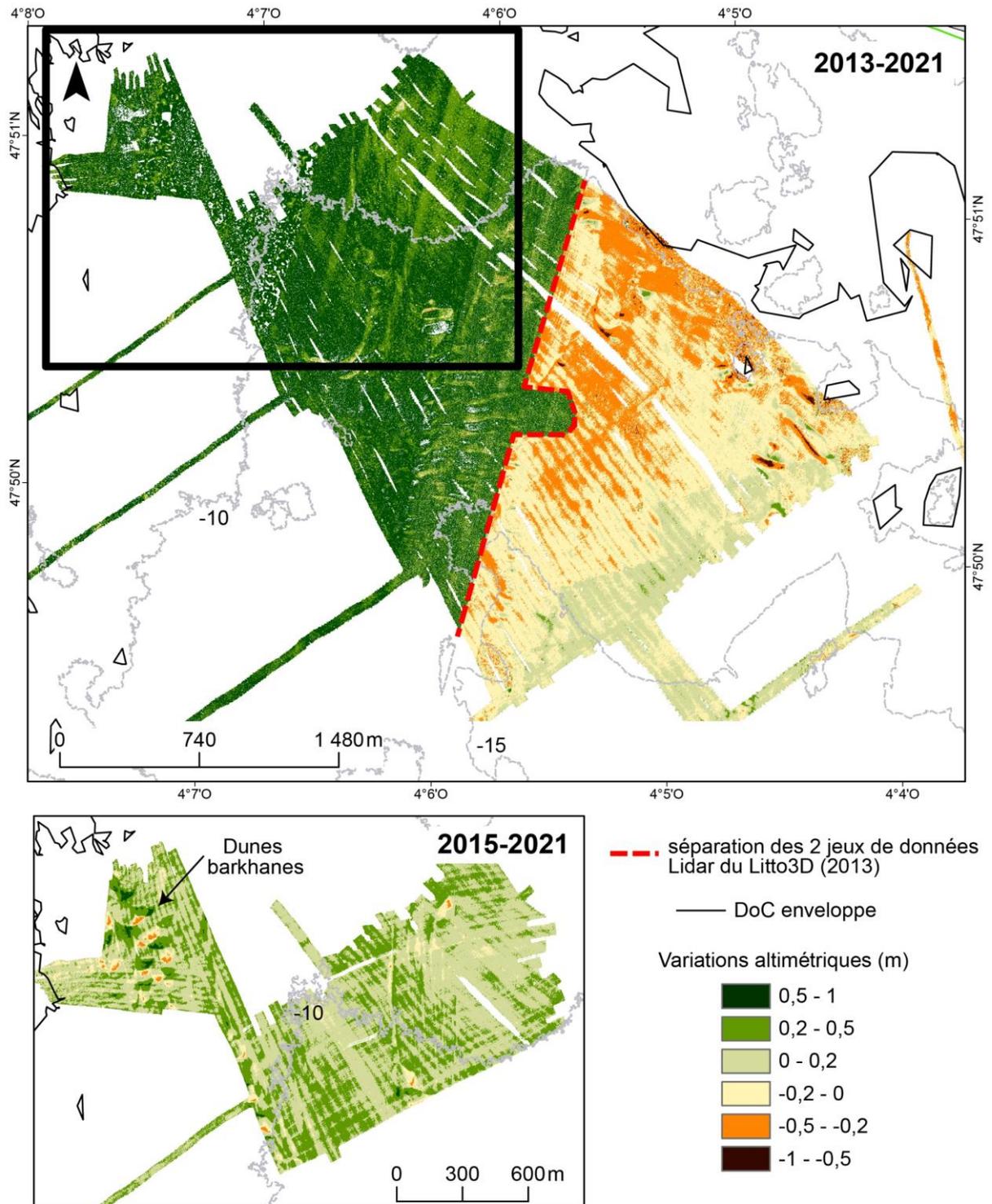


Figure 112 : Différentiels bathymétriques de l'anse de Bénodet pour 2015-2021 et 2013-2021.

### V.5.7. Bilan morphodynamique de la baie de Bénodet

- La baie de Bénodet est une baie assez peu enclavée avec des houles moyennes annuelles de 1,2 m pouvant atteindre une hauteur de 6,5 m en période extrême.
- L'épaisseur sédimentaire est comprise entre 0 et 1 m, en dehors de la paléo-vallée et entre 2 m et 24 m au niveau de cette dernière.
- La DoC-enveloppe se situe à -6 m tandis que celle calculée à partir des indices granulométriques est  $\leq -11$  m. Une DoC-enveloppe morphologique, observée par vérité terrain, est définie à -6 m par Jabbar (2016).
- La DoC-motion se situe à -28 m, au-delà des MNT bathymétriques. Une limite sédimentologique apparaît bien marquée entre des sables fins et des sables graveleux entre -15 m et -20 m. Elle est considérée comme la limite du prisme sédimentaire (DoC-motion sédimentaire).
- Les RSD-P, situés entre -10 m et -15 m, peuvent migrer jusqu'à 40 m en 8 ans en direction de la côte. Des dunes barkhanes, situées entre la DoC-enveloppe et -15 m, migrent en moyenne de 5 m/an à 10 m/an en direction de la côte (Jabbar, 2016). Les RSD-L situés entre la BMVE et la DoC-enveloppe se déplacent latéralement, parallèlement à la plage (Jabbar, 2016).
- Le bilan sédimentaire de l'avant-côte inférieure est positif de 2013 à 2021, avec un ratio de  $+0,22 \text{ m}^3/\text{m}^2$ .

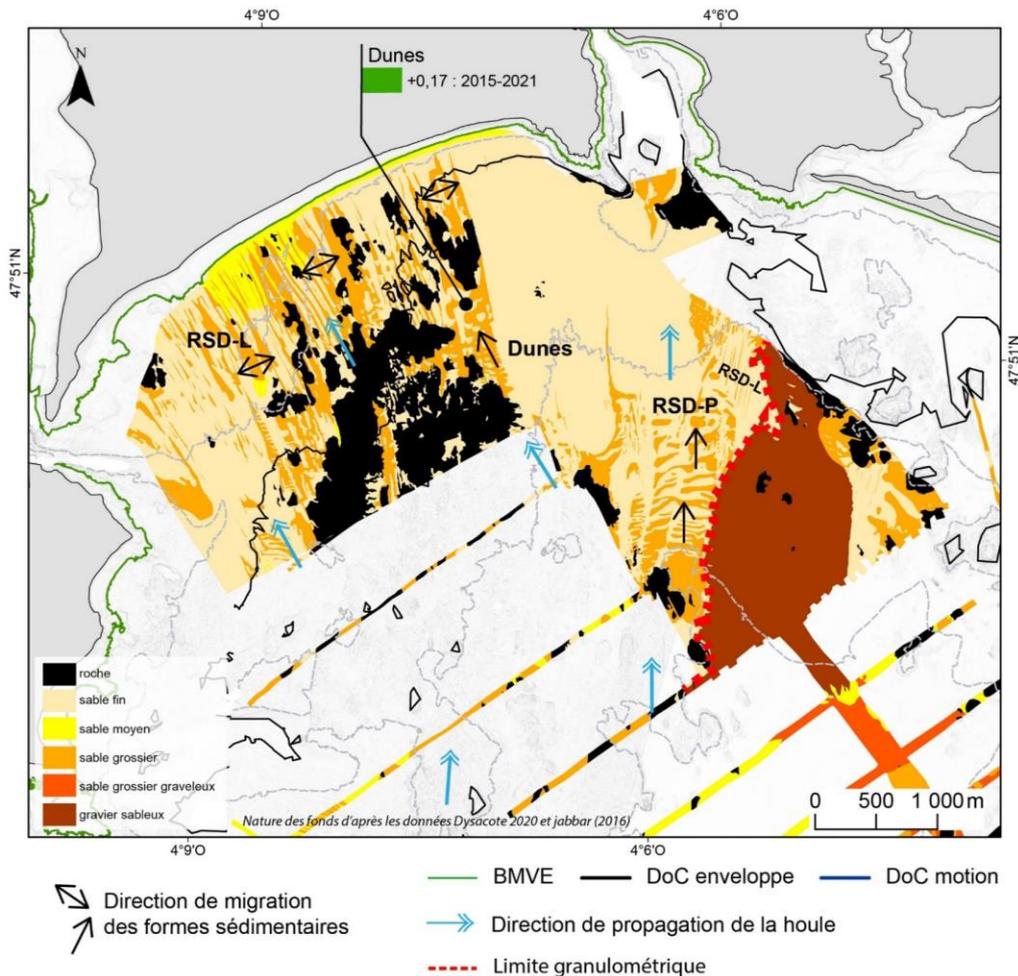


Figure 113 : Bilan sédimentaire de la baie de Bénodet.

## V.6. Marges d'erreur

Nous présentons ici, les ratios sédimentaires avec et sans les erreurs verticales maximales des différentiels bathymétriques (Tableau 30). La prise en compte des marges d'erreur a fait diminuer le ratio sédimentaire ( $\text{m}^3/\text{m}^2$ ) pour 24 des bilans calculés et à l'inverse, l'a fait augmenter pour 5 bilans. La plus forte augmentation (+0,104  $\text{m}^3/\text{m}^2$ ) est enregistrée pour le différentiel 2011-2016 de l'anse des Blancs-Sablons. Cela s'explique par le fait que la forte accumulation dans le compartiment de l'avant-côte supérieure n'a pas été supprimée lors de l'application de la marge d'erreur. C'est toujours dans cette baie qu'on enregistre la plus faible diminution (-0,003  $\text{m}^3/\text{m}^2$ ), mais cette fois pour le différentiel de 2016-2020.

**Tableau 30 : Marges d'erreur maximales appliquées aux ratios sédimentaires ( $\text{m}^3/\text{m}^2$ ).**

SITE D'ETUDE	Zone	Différentiel	Erreur maximale du MNT différentiel (m)	Ratio ( $\text{m}^3/\text{m}^2$ )	
				Avec erreur maximale	sans prise en compte de l'erreur
ANSE DE DINAN	Zone totale	10/2020-06/2021	0,2	-0,003	0,01
		Litto3D (2013)-10/2020	0,11	-0,06	-0,07
		Litto3D (2013)-06/2021	0,2	-0,04	-0,06
	Zone nord	10/2020-06/2021	0,2	-0,05	-0,09
		Litto3D (2013)-10/2020	0,11	0,15	0,18
	Avant-côte supérieure	Litto3D (2013)-06/2021	0,2	-0,13	-0,18
Avant-côte inférieure	Litto3D (2013)-06/2021	0,2	-0,04	-0,05	
ANSE DES BLANCS-SABLONS	Zone totale	11/2011-Litto3D (2013)	0,11	-0,24	-0,28
		Litto3D (2013)-04/2016	0,11	0,28	0,33
		11/2011-04/2016	0,11	0,12	0,02
		04/2016-10/2020	0,11	-0,06	-0,06
	Zone entre -5 et -10 m	11/2011-Litto3D (2013)	0,11	0,18	0,17
		Litto3D (2013)-04/2016	0,11	0,26	0,3
BERTHEAUME	Zone totale RSD-P	Litto3D (2013)-07/2020	0,11	0,32	0,37
	Porsmilin	Litto3D (2013)-07/2020	0,11	0,29	0,34
	Zoom RSD-patchy	Litto3D (2013)-07/2020	0,11	0,36	0,44
		07/2020-02/2021	0,14	0,07	0,02
	Zone RSD-L	Litto3D (2013)-11/2015	0,11	0,22	0,28
		11/2015-10/2016	0,11	0,05	0,05
		10/2016-10/2018	0,11	-0,05	-0,06
	Déolen et Dalbosc	Litto3D (2013)-10/2016	0,11	0,48	0,53
		10/2016-06/2017	0,11	-0,37	-0,46
		06/2017-07/2020	0,11	0,36	0,55
		Litto3D (2013)-07/2020	0,11	0,38	0,45
	BENODET	Zone totale	Litto3D (2013)-06/2021	0,28	0,30
Zone NW		Litto3D (2013)-06/2021	0,28	0,35	0,59
Zone NE		Litto3D (2013)-06/2021	0,28	-0,07	-0,12
Dunes barkhanes		06/2015-06/2021	0,19	0,06	0,17

## V.7. Conclusion

La conclusion de ce chapitre est présentée sous la forme de trois tableaux récapitulatifs (Tableau 31, Tableau 32 et Tableau 33) des caractéristiques morphodynamiques et sédimentaires mises en lumière à travers cette étude morphodynamique des 4 sites d'étude dont le type d'enclavement diffère.

**Tableau 31 : Caractéristiques des 4 sites d'étude : pente, épaisseurs et volumes sédimentaires, hauteurs de vagues (Hs et Hs12), DoC théorique et de terrain.**

	Anse de Dinan	Anse des Blancs-Sablons	Baie de Bertheaume	Baie de Bénodet
<b>Types de baies</b>	Très enclavée	Assez enclavée	Moyennement enclavée	Assez peu enclavée
<b>Pente % profondeur m</b>	1,04% : <-6 m 0,3-0,6 % : -6 m à -30 m 0,2% : >-30 m	2% : <-6 m 3,4 % : -6 m à -16 m 0,7% : >-16 m	2,2% : <-6 m 0,2% et 0,9% : -6 m à -20 m <0,1% : -20 m	3,17 % : <-5 m 0,16 et 0,29 % : -5 m à -15 m 0,009% : >-15 m
<b>Epaisseur sédimentaire</b>	1-2 m au sud de la baie 5-10 m au nord de la baie (paléo-vallée)	1-2 m en dehors de la paléo-vallée jusqu'à 18 m au niveau de la paléo-vallée	5-10 m entre -15 m et -20 m < 2 m entre 0 et -15 m	0-1 m d'épaisseur en dehors de la paléo- vallée 2-24 m au niveau de la paléo-vallée
<b>Volume du stock sédimentaire</b>	2,4.10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> par km <sup>2</sup>	3,5.10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> par km <sup>2</sup>	7,4.10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> par km <sup>2</sup>	4,6.10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> par km <sup>2</sup>
<b>Hs moyenne</b>	1,4 m	0,9 m	1,1 m	1,2 m
<b>Hs12</b>	6 m	3,3 m	5,12 m	6,5 m
<b>DoC-env. théorique</b>	-7 m	-5 m	-5,7 m	-7 m
<b>DoC-env. morphologique</b>	pas de variations importantes	-10 m	-15 m (Déolen)	-6 m (Jabbar, 2016)
<b>DoC-env. granulométrique</b>	-13 m	-11 m	-12 m (Trez-Hir)	-11 m (maximum)
<b>DoC-env. pente</b>	-8 m	-14 m	-18 m (Déolen) et -6 m (Trez-Hir)	-5 m
<b>DoC-motion théorique</b>	-38 m	-20 m	-23 m	-28 m
<b>DoC-motion granulométrique</b>	-25 à -20 m	-20 à -15 m	-20 m	-15 à -10 m

Tableau 32 : Bilans sédimentaires ( $m^3/m^2$ ) de l'avant-côte des 4 sites d'étude.

	Anse de Dinan	Anse des Blancs-Sablons	Baie de Bertheaume	Baie de Bénodet
<b>Types de baies</b>	Très enclavée	Assez enclavée	Moyennement enclavée	Assez peu enclavée
<b>BILAN avant-côte supérieure</b>	<b>négatif</b> -0,18 (2013-2021)	<b>positif</b> +0,47 (2011-2016)	<b>positif</b> +0,34 (2013-2020) (zone du Minou)	<b>positif</b> +0,08 (2013-2014) (Jabbar, 2016)
<b>BILAN avant-côte inférieure</b>	<b>négatif</b> -0,05 (2013-2021)	<b>négatif</b> -0,01 (2011-2016 ) -0,06 (2016-2020)	<b>positif</b> +0,53 (2013-2016) +0,37 (2013-2020) +0,55 (2017-2020) +0,02 (2020-2021) <b>négatif</b> -0,46 (2016-2017) -0,06 (2016-2018)	<b>positif</b> +0,22 (2013-2021)
<b>BILAN global avant-côte</b>	<b>négatif</b> -0,05 (2013-2021) -0,07 (2013-2020)	<b>positif</b> +0,02 (2011-2016) <b>négatif</b> -0,06 (2016-2020)	<b>positif (nord)</b> +0,37 (2013-2020) <b>Alternatif (Déolen)</b> -0,46 (2016-2017) +0,55 (2017-2020)	<b>positif</b> +0,22 (2013-2021)

Tableau 33 : Caractéristiques des sillons d'érosion linéaire et patchy, et des dunes par sites d'étude.

		Anse de Dinan	Anse des Blancs-Sablons	Baie de Bertheaume	Baie de Bénodet
<b>Type de baie</b>		Très enclavée	Assez enclavée	Moyennement enclavée	Assez peu enclavée
<b>RSD linéaire</b>	<b>Longueur</b>	Long. Max: 200 m	Long. Max: 270 m	1 sillon de large 100 m fixe sur sa bordure nord Long. Max: 3500 m	Long. Max: 2000 m (entre la plage et -10 m)
	<b>Migration</b>	Déplacement latéral de l'ordre du mètre	Déplacement latéral de l'ordre du mètre	Déplacement plurimétrique dans le sens longitudinal et transversal	Déplacement plurimétrique dans le sens longitudinal et transversal
	<b>Point ancrage</b>	Transition sables fins/cailloutis	Transition sables fins/sables grossiers	Affleurement rocheux	Affleurement rocheux
	<b>Pente</b>	0,6%	1,2%	< 0,3%	< 0,3%
<b>RSD patchy</b>	<b>Disposition</b>	Isolé	Isolé	Groupé	Groupé
	<b>Migration</b>	Migration vers la plage jusqu'à 40 m de octobre 2020 à juin 2021	Migration vers la plage de 20-30 m de nov.2011 à avril.2016	Migration vers la plage d'une distance de 6-15 m d'octobre 2020 à février 2021	Migration vers la plage d'une distance de 40 m de 2013 à juin 2021
	<b>Pente</b>	1,3%	1,1%	0,4% à 0,7%	0,4% à 0,7%
<b>Dunes</b>	<b>Taille</b>	-	-	Dunes grandes à très grandes, situées le long du chenal entre -10 m et -50 m de profondeur	Dunes barkhanes (0,5 m de hauteur), situées entre -5 et -10 m de profondeur. migration vers la plage
	<b>Migration</b>	-	-	Jusqu'à 70 m par an (Grégoire et al., 2016 et Belleney et al., 2022)	Vers la plage jusqu'à 50 m par an
	<b>Point ancrage</b>	-	-	Affleurement rocheux	Affleurement rocheux

---

# Chapitre VI

## Synthèse des transferts sédimentaires à l'échelle des sites d'étude et implication à l'échelle régionale

<b>CHAPITRE VI SYNTHÈSE DES TRANSFERTS SÉDIMENTAIRES Á L'ÉCHELLE DES SITES D'ÉTUDE ET IMPLICATION Á L'ÉCHELLE RÉGIONALE .....</b>	<b>245</b>
<b>VI.1. Evolutions de l'avant-côte et connexion avec la plage.....</b>	<b>246</b>
VI.1.1. L'anse de Dinan .....	246
VI.1.2. L'anse des Blancs-Sablons.....	247
VI.1.3. La baie de Bertheaume .....	247
VI.1.4. La baie de Bénodet.....	248
<b>VI.2. Les facteurs géologiques structuraux : implication de la morphologie du substratum rocheux ....</b>	<b>250</b>
VI.2.1. La morphologie du socle hérité sous-jacent et les paléo-vallées influencent-elles le volume du stock sédimentaire ? .....	250
VI.2.2. Influence de l'épaisseur sédimentaire sur la mobilité sédimentaire récente. ....	252
VI.2.3. Influence du substrat sur la formation des formes sédimentaires .....	254
<b>VI.3. Les facteurs hydrologiques (houles et marée) .....</b>	<b>254</b>
VI.3.1. L'influence des régimes de houles sur les bilans sédimentaires des avant-côtes. ....	254
VI.3.2. L'impact des houles sur les formes sédimentaires de type RSD-L et RSD-P .....	259
VI.3.3. L'influence de la marée.....	261
<b>VI.4. Schéma de fonctionnement morphodynamique et sédimentaire du compartiment de l'avant-côte des baies enclavées et ouvertes.....</b>	<b>262</b>
VI.4.1. La morphologie et la mise en place des sillons d'érosion .....	262
VI.4.2. La migration des sillons d'érosion .....	264
<b>VI.5. L'extension du prisme sédimentaire littoral .....</b>	<b>269</b>
VI.5.1. Des évolutions sédimentaires significatives observables à court et très court termes. ....	269
VI.5.2. La limite des mouvements sédimentaires par les houles de beau temps. ....	270
VI.5.3. Des transferts sédimentaires possibles vers le large et au-delà des caps rocheux lors de conditions hydrodynamiques extrêmes.....	272
<b>VI.6. Le stock sédimentaire à l'échelle régionale .....</b>	<b>274</b>
<b>VI.7. L'importance du jeu de données sur les plans qualitatif et quantitatif pour les études littorales ..</b>	<b>281</b>
VI.7.1. La prise en compte des erreurs relatives.....	281
VI.7.2. La prise en compte de l'échelle spatio-temporelle .....	282

## **VI.1. Evolutions de l'avant-côte et connexion avec la plage**

Les études de géomorphologie littorale à finalité de gestion du trait de côte (TC) sont majoritairement tournées vers l'analyse des dynamiques morpho-sédimentaires intertidales et dunaires. Elles ne peuvent cependant plus, aujourd'hui, ignorer les évolutions de l'avant-côte, en particulier pour l'évaluation des bilans sédimentaires côtiers (Wright and Short, 1984 ; Van Rijn, 1997 ; McNinch and Wells, 1999 ; Stive et al., 2002 ; Aagaard et al., 2004 ; Héquette et Aernouts, 2010 ; Aagaard, 2011). Cependant, les échanges sédimentaires entre ces deux compartiments sont complexes, et ne se réduisent pas à un fonctionnement en miroir (Rapport REVOLSED, Brunel et al., 2014).

De plus, ces travaux de thèse démontrent, par les données de terrains, que les bilans sédimentaires diffèrent aussi entre les compartiments de l'avant-côte supérieure et inférieure. En effet, en cohérence avec la théorie de la profondeur de fermeture, l'avant-côte supérieure enregistre des variations plus importantes, qui sont parfois en contradiction avec celles enregistrées dans le compartiment inférieur. Ainsi, pour trois des sites d'étude sur quatre, le bilan sédimentaire, à l'échelle pluri-annuelle, est positif au niveau de l'avant-côte supérieure, alors que celui de l'avant-côte inférieure est soit négatif (Blancs-Sablons et Dinan), soit positif (Bénodet), soit encore alternatif (Bertheaume).

Dans cette partie, nous nous attacherons donc à identifier, pour nos quatre sites d'étude, les relations entre les évolutions de la plage ou du trait de côte et, celles de l'avant-côte, en nous appuyant sur les modèles établis par Brunel et al. (2014).

### **VI.1.1. L'anse de Dinan**

Les dunes sableuses associées aux plages centrale et méridionale de l'anse de Dinan (Kerziguéou et Goulien) ont progressé, vers la mer, d'environ 15 m, entre 1952 et 2018 (Hallégouët et Hénaff, 1995 et Hénaff, communication personnelle), soit une avancée du trait de côte de 0,22 m/an en moyenne. À l'inverse, le bilan de l'avant-côte (supérieure et inférieure) est négatif avec une érosion de  $-0,06 \text{ m}^3/\text{m}^2$  entre 2013 et 2021. Un tel fonctionnement est interprété comme un modèle progradant/érosif, correspondant au modèle 4 de Brunel et al. (2014) (Tableau 34).

L'accumulation sableuse au niveau des mêmes plages centrale et méridionale sur le temps long, indique une progression du sable de l'avant-côte vers la plage, par les houles de beau temps dans cette partie de l'anse. Le contexte érosif à court terme (2013-2021) de l'avant-côte indique que cette dernière n'est pas, ou qu'en partie, réalimentée en sédiments à partir du large.

Le contexte d'anticlinal évidé en relief appalachien qui induit l'enclavement de l'anse de Dinan expliquerait cette dynamique. En conséquence, le matériel sédimentaire transitant au large dans le sens sud/nord, suivant la dérive littorale (Hénaff et Le Berre, 2003) ne serait que peu charrié vers l'intérieur de l'anse, comme le suggèrent Hallégouët et Hénaff (1995). Le caractère érosif de l'avant-côte de l'anse de Dinan pourrait aussi être induit par un manque de matériel sédimentaire transitant au niveau de la façade occidentale de la presqu'île de Crozon. Jabbar (2016) indiquait déjà que les deux anses situées au sud et au nord de l'anse de Dinan étaient en érosion depuis la deuxième moitié du XXe siècle.

### **VI.1.2. L'anse des Blancs-Sablons**

Le trait de côte, de l'anse des Blancs-Sablons a subi un recul de -1,1 m entre 2006 et 2018 (Stéphan et al., 2019), soit un faible recul de -0,01 m/an, tandis que les évolutions de l'avant-côte alternent entre période d'accumulation (2011-2016) et d'érosion (2016-2020). Le ratio d'érosion entre 2016-2020 étant supérieur ( $-0,06 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ) à celui d'accumulation ( $0,02 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ), entre 2011 et 2016, le bilan sédimentaire de l'avant-côte, entre 2011 et 2020, reste largement négatif. Le modèle de fonctionnement de l'anse des Blancs-Sablons est ainsi identifié comme étant rétrogradant/érosif (modèle 3b de Brunel et al., 2014) (Tableau 34). De plus, les résultats en matière de bilan sédimentaire montrent que l'avant-côte supérieure est toujours en accumulation contrairement à l'avant-côte inférieure dont le bilan total est en érosion. Cette forte accumulation observée au niveau de l'avant-côte supérieure, c'est-à-dire, entre la BMVE et l'avant-côte inférieure pourrait être due aux processus hydrodynamiques générés par les houles, impliquant des transits sédimentaires provenant à la fois de la plage (courant de retour) et de l'avant-côte inférieure (houles de beau temps).

Enfin, nous nous posons la question du rôle du banc sableux, orienté N/S et situé à la sortie de l'anse, à -20 m. Le caractère amaigri de l'anse des Blancs-Sablons sur le temps court et l'orientation du banc dans l'axe des courants de marée du chenal du Four, ainsi que sa composition granulométrique différente, laissent à penser que ce banc n'apparaît pas comme un stock sédimentaire susceptible d'alimenter le système côtier en particules sédimentaires.

### **VI.1.3. La baie de Bertheaume**

Actuellement, les seules données connues et enregistrées des évolutions de la plage et du trait de côte dans l'anse de Bertheaume sont celles de la plage de Porsmilin, anse très enclavée.

Sur le site de Porsmilin, la dune, qui s'est reconstruite après les tempêtes de 2013/2014, montre, jusqu'à 2020, une tendance à l'accumulation (Bertin et al., 2022a). La plage (partie

intertidale incluse) présente un bilan sédimentaire stable à l'échelle pluri-annuelle, avec des fluctuations entre l'hiver et l'été. Le bilan sédimentaire de l'avant-côte est, pour sa part, positif sur le temps court de 2013 à 2020 et très court entre 2020 et 2021.

Ainsi, le modèle de fonctionnement de la plage et de l'avant-côte de la partie NE de la baie de Bertheaume (Porsmilin) peut être considéré comme progradant/accumulant (modèle 1 de Brunel et al., 2014) (Tableau 34).

Dans le cas de Porsmilin, les limites de DoC-enveloppe théorique et morphologique (vérité terrain) se juxtaposent et au-delà, de cette limite, c'est-à-dire, au niveau de l'avant-côte inférieure, le socle rocheux affleure largement en ne laissant apparaître que deux petits couloirs, larges d'environ 100 m, pour les transferts sédimentaires. Ce socle rocheux affleurant dans les petits fonds peut-être à l'origine d'une déconnexion entre le prisme sédimentaire d'avant-côte et la plage (Wang et Davis, 1999 ; Schwab et al., 2013 ; Menier et al., 2019). À Porsmilin, le prisme sableux d'avant-côte supérieure serait ainsi déconnecté de l'avant-côte inférieure par le socle rocheux. Le sable provenant de la plage en période de tempête serait ainsi stocké dans l'avant-côte supérieure, sans que les particules puissent être transportées vers le large. Ainsi, la reconstruction de la plage de Porsmilin après un épisode morphogène serait possiblement plus rapide que si le sédiment était entraîné plus au large, dans le compartiment de l'avant-côte.

#### **VI.1.4. La baie de Bénodet**

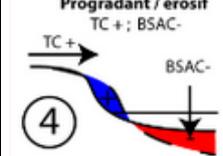
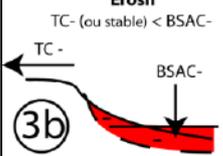
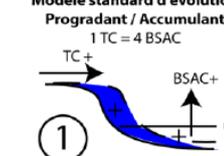
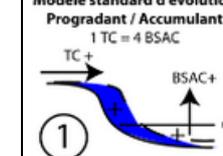
Les travaux de Jabbar (2016) montrent que les parties ouest et centrale de la plage de Bénodet sont en érosion entre 2012 et 2015, tandis que la plage située à l'est est en accumulation entre 2013 et 2014 ( $0,08 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ) et entre 2010 et 2014.

Le compartiment de l'avant-côte apparaît, lui, en accumulation que ce soit dans la partie ouest, entre 2013 et 2015 (Jabbar, 2016), ou dans la partie est, entre 2013 et 2021 ( $0,22 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ).

La baie de Bénodet présente donc un fonctionnement morphodynamique différent entre l'est et l'ouest. À l'ouest, le fonctionnement peut être assimilé à un modèle rétrogradant/accumulant (modèle 2 d'après Brunel et al., 2014) (Tableau 34). L'érosion, au centre et à l'ouest de la plage, s'explique par la présence de sillons d'érosion « linéaire », et qui sont connus pour expulser les sédiments vers le large (Davis et al., 2013 ; Yoshikawa et Nemoto, 2014 ; Jabbar, 2016). À l'est, en considérant que les évolutions de la plage sont restées identiques aux années 2012-2015, c'est-à-dire, en accumulation, le fonctionnement peut être assimilé au modèle progradant/accumulant avec  $1TC=4$  Avant-côte (modèle 1 d'après Brunel et al., 2014). Comme pour la baie de Bertheaume, cette accumulation sédimentaire est associée

à la présence de sillons d'érosion de type patchy, qui migrent en direction de la plage avec des vitesses de l'ordre de 5 m/an.

**Tableau 34 : Schémas de fonctionnement du système plage/avant-côte (d'après Brunel et al., 2014) pour chaque site d'étude classé suivant leur type d'enclavement. TC : Trait de Côte ; BSAC : Bilan sédimentaire de l'Avant-Côte**

	Anse de Dinan	Anse des Blancs-Sablons	Plage de Porsmilin (Baie de Bertheaume)	Baie de Bénodet (partie Est)
Enclavement	Très enclavée	Assez enclavée	Avant-côte inférieure très enclavée et Avant-côte supérieure moyennement enclavée	Assez peu enclavée
Schéma de fonctionnement plage/avant-côte (Brunel et al., 2014)	<p>Progradant / érosif TC + ; BSAC -</p>  <p>④</p>	<p>Erosif TC - (ou stable) &lt; BSAC -</p>  <p>③b</p>	<p>Modèle standard d'évolution Progradant / Accumulant 1 TC = 4 BSAC</p>  <p>①</p>	<p>Modèle standard d'évolution Progradant / Accumulant 1 TC = 4 BSAC</p>  <p>①</p>

Les schémas de fonctionnement plage/avant-côte en fonction du taux d'enclavement des sites d'étude (Tableau 34) suggèrent que le compartiment de l'avant-côte des baies les plus ouvertes sont en accumulation, contrairement aux baies plus enclavées.

Ces résultats, obtenus pour ces sites d'étude, montrent que le contexte géologique, déterminant la morphologie du soubassement rocheux et le degré d'encaissement constituent ainsi les paramètres principaux de la régulation des morphologies d'avant-côte et des bilans sédimentaires. Ceci conforte ainsi les travaux de Castelle et Coco (2012), Loureiro et al. (2012b) et Mouragues et al. (2020).

Cette observation est cohérente avec le concept de transits sédimentaires opérant entre cellules hydro-sédimentaires dites « perméables » ou ouvertes, à l'inverse des cellules fermées par un obstacle naturel ou anthropique (Bray et al., 1995). Toutefois, ces travaux de thèse ont aussi mis en évidence des possibilités de bypass sédimentaire au droit des promontoires rocheux segmentant la plate-forme. Il reste cependant à quantifier les volumes afin de valider les résultats obtenus précédemment.

Dans notre cas, les données sur les évolutions sédimentaires de la plage ou du trait de côte, provenant de la littérature, ne sont pas exprimées dans la même unité que les volumes sédimentaires calculés pour l'avant-côte. Les modèles d'évolution attribués à chacun de nos sites d'étude sont considérés comme une première approche présentant le fonctionnement global des cellules hydro-sédimentaires. Ils montrent, par conséquent, que les suivis des deux compartiments, avant-côte et plage, doivent bien être pris en considération simultanément, notamment lors d'études destinées à améliorer la gestion du trait de côte et des stocks sédimentaires côtiers.

## **VI.2. Les facteurs géologiques structuraux : implication de la morphologie du substratum rocheux**

### **VI.2.1. La morphologie du socle hérité sous-jacent et les paléo-vallées influencent-elles le volume du stock sédimentaire ?**

Le substratum rocheux influence les processus côtiers par la forme et le volume de l'espace d'accommodation qu'il crée (McNinch, 2004 ; Browder et McNinch, 2006 ; Short, 2010 ; Bowman et al., 2009 ; Fellowes et al., 2019 ; Gallop et al., 2020). Il détermine ainsi la forme contemporaine du littoral, des plages et des avant-côtes (Jackson et al., 2005 ; Jackson et Cooper, 2010). De plus, il apparaît que le volume du stock sédimentaire peut être limité par le socle affleurant (Browder et McNinch, 2006 ; Hapke et al., 2010). Cependant, ces études sont généralement focalisées sur le compartiment toujours émergé (la plage) ou émergé au moins une partie du temps (l'espace intertidal).

Dans cette partie, la morphologie du socle et les caractéristiques des paléo-vallées, sont comparées, tout d'abord, avec les volumes du stock sédimentaire des anses très et assez enclavées (Anse de Dinan et Blancs Sablons) puis avec ceux des anses moyennement et assez peu enclavées (Bertheaume et Bénodet).

#### **VI.2.1.1. Comparaison entre les anses très enclavée de Dinan et assez enclavée des Blancs-Sablons**

Dans l'anse de Dinan, le socle rocheux est relativement plat dans le sens longitudinal à la plage. Il est entaillé par la paléo-vallée du Kerloc'h (500 m de large en moyenne, avec une profondeur d'incision de l'ordre de 8 m), et dont le volume de remplissage sédimentaire est estimé à  $12.10^6 \text{ m}^3$ . Le stock sédimentaire global de l'avant-côte est estimé à  $18,2.10^6 \text{ m}^3$  soit  $3,1.10^6 \text{ m}^3/\text{km}^2$ .

Dans le sens longitudinal de l'anse des Blancs-Sablons, le socle est en forme de « U ». Il est interprété comme une morphologie héritée d'une ancienne vallée fluviale prolongeant la

petite paléo-vallée d'Illien au nord de la plage (<150 m de large avec une profondeur d'incision de l'ordre de 6 m), et dont le volume de remplissage est estimé à  $2,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Le stock sédimentaire global est estimé à  $9,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  soit  $3,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{km}^2$  ou  $3,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{km}^2$  sans le banc sableux.

Ainsi, dans le cas de ces deux baies relativement enclavées, la taille de la paléo-vallée détermine le volume du stock sédimentaire meuble quaternaire littoral. Nous rappelons ici, qu'il ne s'agit néanmoins, pas de la partie dynamique impliquée dans les échanges sableux littoraux actuels, dont l'épaisseur, tous sites d'étude confondus, est limitée à 2 m.

#### **VI.2.1.2. Comparaison entre les baies moyennement enclavée de Bertheaume et assez peu enclavée de Bénodet.**

Dans la baie de Bertheaume, le socle sédimentaire est entaillé de 2 petites paléo-vallées dont la largeur ne dépasse pas 300 m et avec une profondeur d'incision de l'ordre de 5 m. Au regard de la taille de ces paléo-vallées, cette baie est plutôt marquée par une forte accumulation sédimentaire, jusqu'à 10 m d'épaisseur, observée dans la partie sud vers -20 m (secteur 3). Le stock sédimentaire global de cette baie est estimé à  $169 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  soit  $8,6 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{km}^2$ . Cette forte accumulation peut être expliquée par le contexte macrotidal de la zone d'étude. En effet, la baie de Bertheaume, située à la sortie de la rade de Brest, proche de la constriction du « Goulet », est soumise à de forts courants de marée (gyres tidales) et à des transferts sédimentaires importants en lien avec le flux tidal entrant ou sortant de la rade de Brest (Grégoire, 2016).

La baie de Bénodet comprend deux paléo-vallées ( $24 \text{ km}^2$ ), à l'est et à l'ouest, orientées dans le sens N/S. Située à l'est, la paléo-vallée de l'Odet est la plus importante, sa largeur pouvant atteindre 2000 m et sa profondeur d'incision est de l'ordre de 10 m. Au milieu de la baie, le socle rocheux est surélevé, voire affleurant, sur une distance de 2000 m à 4000 m (dans le sens longitudinal à la plage). Il est couvert par une faible épaisseur sédimentaire. Le stock sédimentaire global est estimé à  $332 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  soit  $4,26 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  par  $\text{km}^2$ . Le stock sédimentaire de la baie de Bertheaume, accumulé par les courants tidaux et le contexte morphodynamique de la rade de Brest, est donc plus important que le stock sédimentaire de la baie de Bénodet, malgré la présence de paléo-vallées relativement grandes.

Les résultats suggèrent ainsi que le stock sédimentaire accumulé en domaine d'avant-côte est fonction du degré d'enclavement du site, mais aussi de la paléo-morphologie du substratum pouvant être associée à la présence de paléo-vallées qui offrent alors un espace

d'accommodation supplémentaire pour l'évolution très long terme des systèmes littoraux. Néanmoins, cet héritage géologique n'explique pas l'ensemble des disparités observées et il apparaît que l'exposition aux facteurs hydrodynamiques et en particulier aux courants tidaux influence également le piégeage sédimentaire dans le compartiment d'avant-côte.

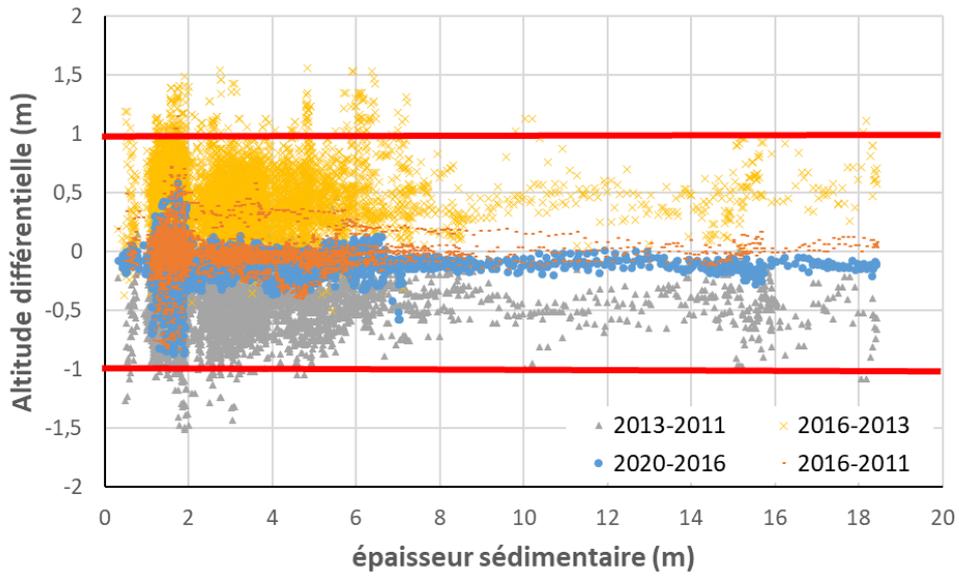
### **VI.2.2. Influence de l'épaisseur sédimentaire sur la mobilité sédimentaire récente.**

Dans son étude sur les avant-plages, en Bretagne occidentale, Jabbar (2016) a émis l'hypothèse qu'une plus faible épaisseur sédimentaire tend à générer plus d'érosion. En nous appuyant sur cette hypothèse, nous avons réalisé une analyse entre les évolutions altimétriques déterminées par les différentiels bathymétriques et l'épaisseur sédimentaire au-dessus du socle rocheux pour l'anse de Dinan et des Blancs-Sablons (Figure 114, Figure 115).

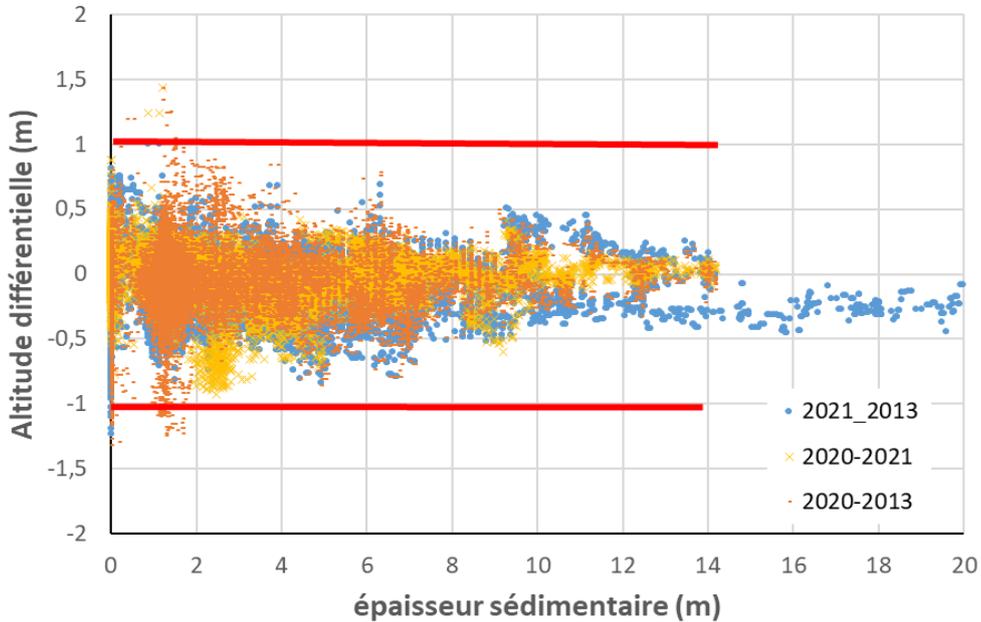
L'anse des Blancs-Sablons enregistre des variations altimétriques positives (accumulation) plus importantes, c'est-à-dire  $>1$  m, lorsque l'épaisseur sédimentaire (totale) est comprise entre 1 et 7 m (Figure 114). En revanche, les évolutions altimétriques négatives (érosion) les plus élevées ( $>-1$  m), sont enregistrées seulement pour des épaisseurs sédimentaires comprises entre 0 et 3 m. Dans ce cas, on remarque qu'une plus faible épaisseur sédimentaire tend à générer autant d'érosion que d'accumulation.

Dans l'anse de Dinan, les variations altimétriques (accumulation ou érosion) les plus importantes ( $> \pm 1$  m), sont observées pour des épaisseurs sédimentaires comprises entre 1 m et 2 m (Figure 115). Comme pour l'anse des Blancs-Sablons, une plus faible épaisseur sédimentaire tend à générer autant d'érosion que d'accumulation.

Ces travaux ne permettent pas de valider l'hypothèse qu'une plus faible épaisseur sédimentaire génère plus d'érosion, mais suggèrent que les évolutions altimétriques (érosion ou accumulation) présentent des amplitudes plus fortes par faibles épaisseurs ( $<4$  m en moyenne).



**Figure 114 :** *Altitude différentielle (m) pour les MNT bathymétriques en fonction de l'épaisseur sédimentaire totale pour l'anse des Blancs-Sablons. Les traits rouges représentent  $\pm 1$  m d'altitude différentielle.*



**Figure 115 :** *Altitude différentielle (m) pour les MNT bathymétriques en fonction de l'épaisseur sédimentaire pour l'anse de Dinan. Les traits rouges représentent  $\pm 1$  m d'altitude différentielle.*

### **VI.2.3. Influence du substrat sur la formation des formes sédimentaires**

Les sillons d'érosion sont des formes sédimentaires considérées comme caractéristiques d'environnements déficitaires et fortement hydrodynamiques (Belderson et al., 1982 ; Yoshikawa et Nemoto, 2014 ; Mazières et al., 2015). Il est aussi reconnu que ces derniers sont souvent associés aux affleurements rocheux (Auffret et al., 1992 ; Coco et al., 2007). En effet, le socle rocheux, par sa rugosité, entraîne une augmentation de la contrainte sur le fond qui peut induire la formation des formes sédimentaires de type RSD (Coco et al., 2007). Les analyses morphologiques de nos sites d'étude montrent, en effet, l'enracinement au socle rocheux de tous les RSD observés dans les baies ouvertes de Bertheaume et de Bénodet, ainsi que dans la baie assez enclavée des Blancs-Sablons concernant le RSD isolé. Cette relation avait déjà été observée par Grégoire et al. (2016) dans l'anse de Bertheaume pour les RSD linéaires. L'affleurement ou sub-affleurement rocheux est donc un des facteurs les plus importants dans le développement des sillons d'érosion dans les baies ouvertes aux houles. Dans l'anse très enclavée de Dinan, les RSD se développent là où l'on observe un changement granulométrique important de type sédiments fins / cailloutis.

## **VI.3. Les facteurs hydrologiques (houles et marée)**

### **VI.3.1. L'influence des régimes de houles sur les bilans sédimentaires des avant-côtes.**

Les vagues « représentent la principale source d'énergie transmise à la zone littorale et constituent un agent essentiel de la dynamique littorale » (Héquette, 2001). En période de tempête, les fortes houles contribuent à l'érosion des plages et à l'engraissement de l'avant-côte (Komar, 1976 ; Héquette et Hill, 1993 ; Lee et al., 1998). Dans cette partie, nous allons ainsi comparer les évolutions sédimentaires (gain ou perte de sédiments) observées dans le compartiment de l'avant-côte avec les périodes de tempête.

Le critère retenu, ici, pour évaluer le climat de houles, est le nombre d'heures de tempête enregistré pour chaque période et site étudiés. Pour cela, nous avons calculé les coefficients de corrélation, à partir de la fonction Corrélation (Pearson) d'Excel, entre les ratios des bilans sédimentaires, le nombre d'heures de tempête et le ratio de tempête (le nombre d'heures de tempête en fonction du nombre d'heures totales d'enregistrement de houles dans la période étudiée et pour le site étudié). Pour rappel, dans notre cas d'étude, nous considérons que le régime de tempête est défini comme un événement au cours duquel la hauteur significative des houles a dépassé le quantile 0,999 soit  $H_s Q_{99,9} \% (H_{s12})$ .

Tous sites confondus, le bilan sédimentaire (gain ou perte) ramené à un ratio ( $m^3/m^2$ ), nommé ici « ratio sédimentaire » ( $m^3/m^2$ ), est compris entre -0,46 et +0,55 (Figure 116, courbe orange). Le nombre d'heures de tempête ( $>Hs12$ ) est compris entre 0 et 313 heures (Figure 116, courbe verte). Le ratio de tempête (nombre d'heures de tempête / le nombre d'heures totales de la plage étudiée), défini afin de comparer les différentes périodes, est compris entre 0 et 1 (Figure 116, courbe bleue).

La comparaison entre le climat de houle et les bilans sédimentaires (Figure 116) indique que le ratio sédimentaire suit la tendance du nombre d'heures de tempête, hormis pour l'anse de Dinan et les Blancs-Sablons (2011-2016), où la tendance est inversée. De même, le ratio sédimentaire suit la tendance du ratio de tempête, hormis pour les RSD (centre) entre 2015 et 2016 et Déolen entre 2017 et 2020. En focalisant notre analyse sur chaque site d'étude, on peut observer différentes tendances :

- Pour l'anse des Blancs-Sablons, on observe que plus le ratio de tempête augmente, plus le ratio sédimentaire augmente et inversement. Le ratio sédimentaire est ainsi corrélé avec le ratio de tempête (coefficient de 0,96), ce qui n'est pas le cas pour le nombre d'heures de tempête effectif qui présente un coefficient moindre de 0,56 (Tableau 35).

- Pour l'anse de Dinan, qui ne comprend que deux périodes de mesures, on observe à l'inverse que plus le ratio de tempête diminue, plus le ratio sédimentaire augmente. C'est-à-dire qu'une diminution des heures de tempête induit une plus grande accumulation sédimentaire au niveau de l'avant-côte.

- Pour la baie de Bertheaume, l'analyse montre que le ratio sédimentaire est très bien corrélé avec le nombre d'heures de tempête effectif (coef. de 0,93), si l'on ne prend pas en compte les levés de 2016-2027 et 2017-2020 (Déolen) réalisés à partir du Lidar 2017 (Tableau 35). En revanche, le ratio sédimentaire est moins bien corrélé avec le ratio de tempête (coef. de 0,59) (Tableau 35). Secteur par secteur, on observe la même tendance que pour l'anse des Blancs-Sablons, c'est-à-dire qu'une diminution du nombre d'heures de tempête induit une diminution de l'accumulation sédimentaire et inversement, sauf pour les RSD (centre) entre 2015 et 2016.

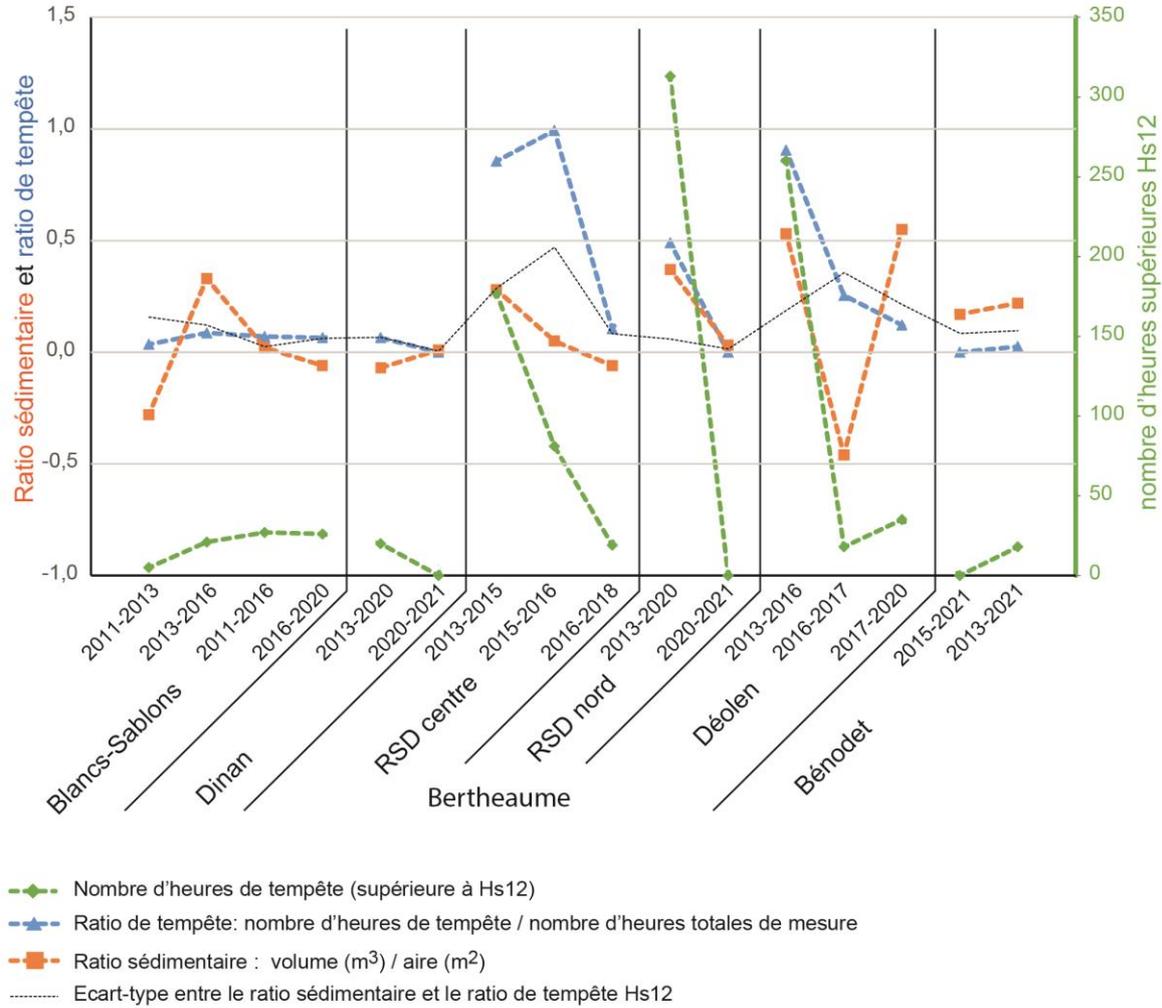
- Pour la baie de Bénodet, nous observons à nouveau la même tendance que pour l'anse des Blancs-Sablons et de la baie de Bertheaume, entre les deux périodes étudiées.

Ainsi, ces analyses montrent bien que la houle est un facteur déterminant dans les évolutions des bilans sédimentaires. Plus spécifiquement, ces résultats montrent que les houles

de forte énergie entraînent une accumulation dans le compartiment de l'avant-côte au détriment de la plage.

De plus, il est intéressant de remarquer que pour 9 points sur 16, c'est-à-dire, pour plus de la moitié des périodes et sites étudiés, l'écart-type entre le ratio du bilan sédimentaire et le ratio de tempête est faible, c'est-à-dire inférieur à 0,10. Pourrions-nous ainsi, relier directement et mathématiquement le ratio de tempête  $Hs_{12}$  au ratio du bilan sédimentaire aux échelles pluriannuelles ? Pour répondre à cette question, des analyses complémentaires devraient être menées sur de plus longues périodes et pour d'autres sites d'étude, en prenant en compte, notamment, les incertitudes relatives aux MNT différentiels et à la localisation des points de mesure de la houle.

Toutefois, il est aussi reconnu que les tempêtes, événements de très court terme et parfois fortement morphogènes, ne sont pas représentatives des évolutions à plus long terme comme la décennie ou le siècle (Stive et al., 2002). La corrélation entre le ratio de tempête et le ratio bilan sédimentaire, ne pourrait ainsi s'appliquer qu'aux échelles de temps courtes (saisonnaire, annuelle voir pluri-annuelle), mais pourrait être utile pour évaluer les bilans sédimentaires seulement à partir des données de houles.



**Figure 116 : Ratio sédimentaire ( $m^3/m^2$ , non cumulé) des avant-côtes en fonction du nombre d'heures de tempête, ou du ratio de tempête (nombre d'heures de tempête / nombre d'heures totales de mesure) dans la période considérée.**

Enfin, nous proposons, ici, de comparer les résultats obtenus précédemment avec l'indice de tempête Q95%, c'est-à-dire lorsque le régime de tempête est défini comme un événement au cours duquel la hauteur significative des houles a dépassé le quantile 0,95, plus couramment utilisé dans la littérature (Bruun, 1988 ; Masselink et al., 2014a ; Castelle et al., 2015 ; Héquette et al., 2019 ; Castelle et Harley, 2020) (Tableau 35). Pour les Blancs-Sablons, le coefficient de corrélation entre le ratio sédimentaire et le ratio tempête Q95 est moins bon (0,73) que celui avec les houles Hs12 (0,96). Pour Bertheaume, hors différentiels de 2016-2017 et 2017-2020, considérés comme des points trop éloignés (Outlier-Figure 117), le coefficient de corrélation entre le ratio sédimentaire et le nombre d'heures de tempête Q95 est moins bon (0,60) que celui établi avec le nombre d'heures de tempête Hs12 (0,93).

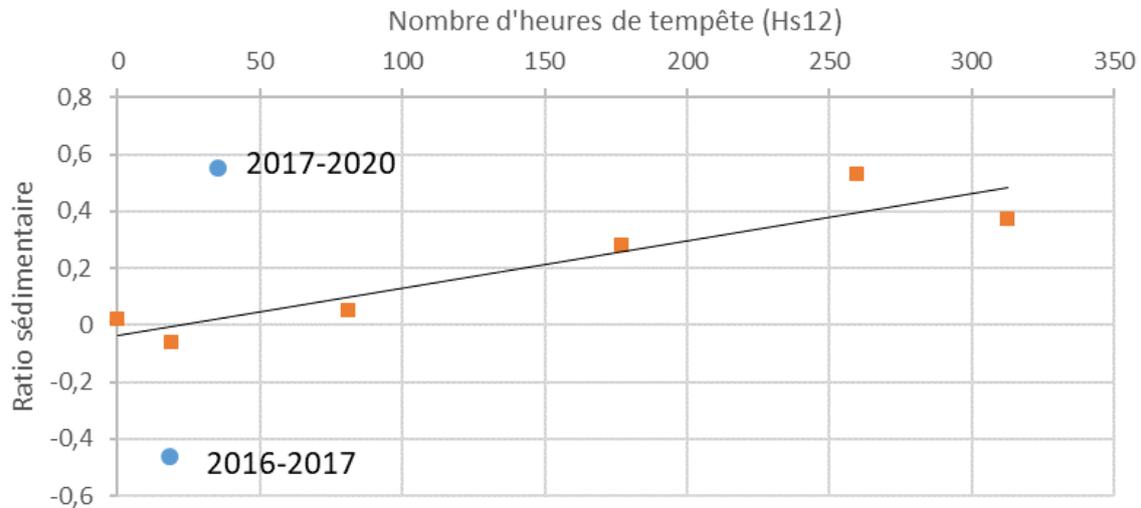
Dans notre cas d'étude, le seuil de tempête considéré à partir des HsQ99,9 apparaît mieux corrélé avec les bilans sédimentaires que celui considéré à partir des HsQ95. De plus, on a pu observer que pour les anses les plus enclavées, le ratio sédimentaire présente une meilleure corrélation avec le ratio de tempête. À l'inverse, pour les anses moins enclavées, le ratio sédimentaire est mieux corrélé avec le nombre d'heures de tempête.

Ainsi dans les grandes baies, le ratio sédimentaire serait directement représentatif des heures de tempête (nombre d'événements), peu importe la période. À l'inverse, dans les baies enclavées le ratio sédimentaire serait représentatif d'un pourcentage d'heure de tempête par rapport à la période étudiée.

Cela pourrait s'expliquer par le fait que les baies ouvertes soient soumises aux effets directs des houles suivant une plus grande orientation impliquant une réponse immédiate à chaque événement de tempête. Cette différence pourrait aussi s'expliquer par la position du point de mesure de la houle qui dans le cas de l'anse des Blancs-Sablons, est peut-être trop éloignée par rapport au caractère enclavé de ce site d'étude.

**Tableau 35 : Coefficient de corrélation entre les houles de tempête (Hs12 et HsQ95) et les bilans sédimentaires pour l'anse des Blancs-Sablons et la baie de Bertheaume.**

Coefficient de corrélation entre les houles de tempête et les bilans sédimentaires des avant-côtes	Nb heures > Hs12	Nb heures >Hs12 / Nb heures totales	Nb heures > Hs Q95	Nb heures > Hs Q95 / Nb heures totales
Anse des Blancs-Sablons	0,56	0,96	0,48	0,73
La baie de Bertheaume sans les 2 différentiels réalisés avec le Lidar de 2017	0,94	0,6	0,6	-0,19



**Figure 117 : Ratio sédimentaire en fonction du nombre d'heures de tempête pour la baie de Bertheaume. En bleu sont représentés les deux ratios réalisés avec le Lidar de 2017, considérés comme des valeurs aberrantes (Outlier).**

### VI.3.2. L'impact des houles sur les formes sédimentaires de type RSD-L et RSD-P

Il est admis que la houle soit le principal facteur responsable de la mise en place et donc de la migration des RSD (Green et al., 2004 ; Murray et Thielert, 2004 ; Diesing et al., 2006 ; Yoshikawa et Nemoto, 2014 ; Rosenberger et al., 2019). Ces travaux de thèse ont mis en évidence deux grands ensembles de sillons d'érosion de type patchy, l'un dans la baie de Bertheaume et l'autre dans la baie de Bénodet, dont les vitesses de migration diffèrent. Dans la baie de Bertheaume, ces RSD-P, situés entre -13 m et -20 m, sont orientés perpendiculairement à l'arrivée de la houle de SO. Leurs vitesses de migration vers le NE varient de 6 m (minimum) à 15 m (maximum) entre juillet 2020 et février 2021, avec une moyenne de 20 m/an. Dans la baie de Bénodet, ces RSD-P, situés entre -13 m et -15 m, sont orientés perpendiculairement à l'arrivée de la houle de sud. Leurs vitesses de migration vers le nord peuvent atteindre 40 m en 8 ans (entre 2013 et 2021), soit une moyenne de 5 m/an.

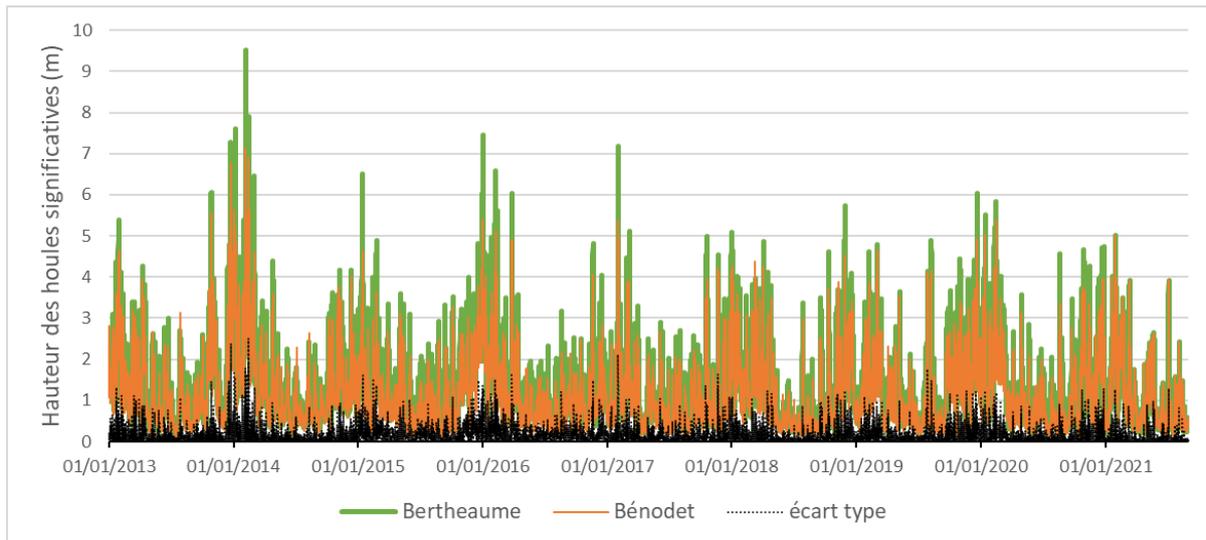
Au regard, de ces résultats, nous allons discuter ici, des climats de houles entre les deux sites d'étude où il apparaît un facteur 4 entre les vitesses de migration des RSD-P.

De janvier 2013 à août 2021, dans l'anse de Bénodet les hauteurs des houles varient de 0,09 m à 7,1 m, tandis que dans l'anse de Bertheaume, elles varient de 0,13 m à 9,5 m (Figure 118). L'écart-type de hauteur de houle entre les deux zones est compris entre 0 et 2,5. Les périodes varient entre 1,5 s et 15,1 s dans la baie de Bénodet et entre 1,6 s et 18,1 s dans la baie

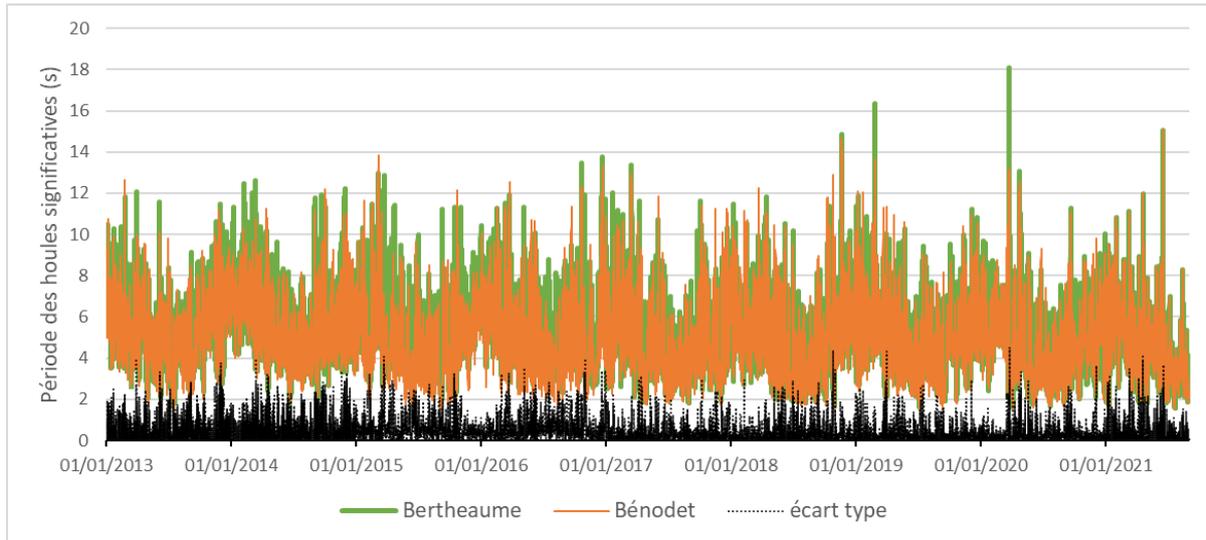
de Bertheaume (Figure 119). Les écarts-types de période de houles entre les deux zones sont compris entre 0 et 4,5.

Les houles sont donc plus énergétiques dans la baie de Bertheaume, ce qui pourrait expliquer les taux de migration des RSD plus élevés. Nos données confortent donc également *a priori* que la houle apparaît comme un facteur déterminant de la vitesse de migration des RSD-P.

Cependant, les profils plus aplanis ou en « dos de chat » des RSD-P, dans la baie de Bénodet (partie V.5.4, p231), suggèrent la présence d'un courant secondaire dans le sens inverse de leur migration, à l'image de ce qui est observé dans la littérature pour les dunes (McCave, 1971). Dans cette baie, les RSD-P sont situés dans l'axe de l'estuaire de l'Odet dont le flux, associé aux courants de jusant, est ainsi dirigé en opposition avec les houles dominantes de SO. Un courant secondaire lié à l'estuaire de l'Odet pourrait ainsi être capable de ralentir, voire d'inverser la migration des RSD-P induite par la houle.



**Figure 118 : Hauteurs des houles significatives (m) pour les baies de Bertheaume (courbe verte) et de Bénodet (courbe orange) de 01/2013 à 08/2021. Voir le chapitre DoC, Figure 52 (p.135) pour la localisation des points de houles correspondants (46938 et 41217).**



**Figure 119 : Périodes des houles significatives (m) pour les baies de Bertheaume (courbe verte) et de Bénodet (courbe orange) de 01/2013 à 08/2021. Voir le chapitre DoC, Figure 52 (p.135) pour la localisation des points de houles correspondants (46938 et 41217).**

### VI.3.3. L'influence de la marée

Nous allons discuter, ici, de l'influence des différents cycles tidaux (différentes périodicités) sur la morphologie des sillons d'érosion et sur les bilans sédimentaires.

Dans la baie de Bertheaume, des formes en « dos de chat » ont été observées au niveau des accumulations de sables fins des RSD-L, dont l'orientation des flancs raides et courts est dirigée dans un axe NO/SE, avec un flanc long au NO et court au SE (partie V.4.4.2, p208). Ces formes particulières, rencontrées typiquement au niveau des dunes, sont induites par un courant subordonné, à l'origine d'un remaniement de la crête de dune, entraînant un dépôt plus prononcé sur le flanc long (McCave, 1971). Ici, les formes en « dos de chat » indiquent donc qu'un courant principal est dirigé vers le NO et qu'un courant secondaire (subordonné) est dirigé vers le SE. Cette baie, située à l'exutoire de la rade de Brest, est soumise à de forts courants tidaux qui pourraient expliquer ces formes en « dos de chat ». En effet, le flot est orienté en direction du SE tandis que le jusant, plus fort, est orienté en direction du NO (Grégoire, 2016). Cela conforte aussi certains travaux mettant en avant les courants tidaux comme responsables de la forme asymétrique des RSD (Murray et Thielers, 2004 ; Goff et al., 2005 ; Diesing et al., 2006).

Les résultats de ces travaux de thèse en matière de bilan sédimentaire au niveau des RSD-L de la baie de Bertheaume montrent qu'entre 2015 et 2018, l'accumulation dans ce

compartiment tend à diminuer. En effet, le ratio du bilan sédimentaire passe de 0,05 ( $\text{m}^3/\text{m}^2$ ) entre 2015 et 2016 à -0,06 ( $\text{m}^3/\text{m}^2$ ) entre 2016 et 2018. Au regard, du contexte macrotidal dans ce secteur, nous essayons ici de comparer ces résultats avec les cyclicités de la marée. L'échelle de temps pluri-annuelle des résultats précédant, nous amène à regarder les effets de la marée sur son plus long cycle dit du SAROS (nodal), dont la période de retour est de 18,6 ans (6 585,32 jours). Durant ce phénomène, dont le dernier maximum s'est produit en 2015, l'amplitude des marées est plus forte de 0,3 m à 0,6 m pour les marées de type semi-diurne (Haigh et al., 2011). L'augmentation de la hauteur du plan d'eau contribuant significativement aux variations morphologiques du littoral (Gratiot et al., 2008 ; Leroux, 2013), les fortes amplitudes de 2015 pourraient expliquer une plus forte érosion de la plage et une accumulation au niveau de l'avant-côte. À l'inverse, lorsque le cycle du Saros présente des coefficients de marée plus faibles, c'est-à-dire après 2015, la baisse de hauteur du plan d'eau entraîne une plus faible érosion de la plage et une diminution du matériel sédimentaire disponible pour l'avant-côte. Des études ont déjà mis en évidence un rapport entre la morphodynamique du littoral et le phénomène du Saros. Ainsi, en Bretagne sud, l'étude de Goubert et al. (2019) montre que les variations morphodynamiques de la Vilaine pourraient être en lien avec les phénomènes du Saros. De plus, les études de Gratiot et al. (2008) prévoyaient que le phénomène de 2015 générerait 60% du recul de 150 m du trait de côte en Guyane.

Cependant, nous restons prudents sur cette interprétation, car : 1) le cas n'est observé que pour la zone des RSD-L de la baie de Bertheaume ; 2) cette période d'accumulation de l'avant-côte entre 2015 et 2016, peut aussi être associée aux effets des tempêtes de 2013-2014.

#### **VI.4. Schéma de fonctionnement morphodynamique et sédimentaire du compartiment de l'avant-côte des baies enclavées et ouvertes**

Cette partie s'attache à dresser un bilan du fonctionnement morphodynamique des baies enclavées et ouvertes, notamment en lien avec la mise place, la morphologie et la direction de migration des structures sédimentaires, et en particulier les sillons d'érosion, figures clairement dominantes du compartiment d'avant-côte des sites étudiés.

##### **VI.4.1. La morphologie et la mise en place des sillons d'érosion**

De nombreuses structures sédimentaires de type sillons d'érosion, linéaire et patchy, ont été observées sur les 4 sites d'étude. Cependant, leur mise en place apparaît différente suivant les sites d'étude (Figure 120) :

- Les RSD-patchy des baies enclavées de l'anse de Dinan et des Blancs-Sablons sont isolés tandis que dans les grandes baies, ils apparaissent liés par groupe de plus de 10 entités (Figure 120, A-B). Cette dernière configuration est conforme aux observations faites au nord de Monterey Bay (Californie, USA) par Rosenberger et al. (2019) ou au sud de l'Aquitaine par Mazières et al. (2015).

- Les RSD situés dans les deux grandes baies, qu'ils soient linéaires ou patchy, sont toujours liés à un affleurement rocheux constituant un point d'ancrage. Ces observations sont également conformes aux observations de plusieurs auteurs menés dans des contextes similaires (Cacchione et al., 1984 ; Auffret et al., 1992 ; Coco et al., 2007 ; Davis et al., 2013). En revanche, dans les baies enclavées, cet ancrage rocheux ne se vérifie pas et les RSD se développent plutôt à partir d'un fort contraste granulométrique (sédiments fins/sédiments grossiers) (Figure 120, A-B).

- Il apparaît que dans les deux grandes baies, les RSD-L se développent sur une pente plus faible, inférieure à  $0,18^\circ$ , tandis que les RSD-P se développent sur une pente plus forte, comprise entre  $0,24^\circ$  et  $0,39^\circ$ . Dans les baies plus enclavées, cette particularité n'a pas été observée puisque les sillons se développent sur une pente moyenne de  $0,6^\circ$ , qu'ils soient linéaires ou patchy (Figure 120, A-B).

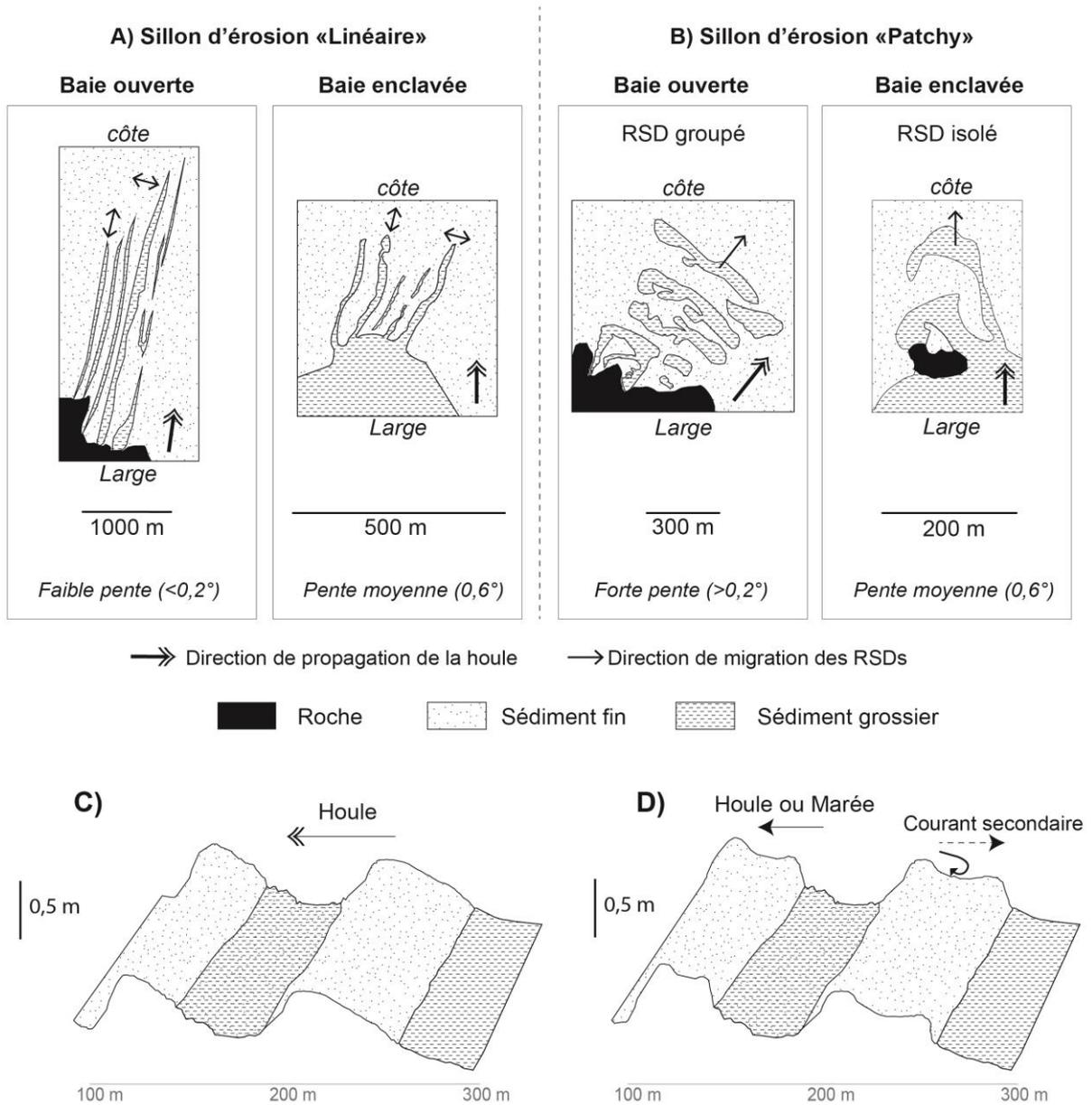
- Les profils des RSD-P de la baie de Bertheaume apparaissent asymétriques à l'image de dunes, avec un flanc court orienté vers la côte et un flanc long orienté vers le large. Cette orientation des RSD en direction de la côte est identique à celle des houles de beau temps. Ainsi, le profil de ces RSD-P semble contrôlé par l'agitation oscillatoire des houles de beau temps (Figure 120-C). Le profil des RSD-L orientés dans l'axe des courants de marée, en baie de Bertheaume, et des RSD-P orientés dans l'axe de la rivière de l'Odet, en baie de Bénodet, présente des formes en « dos de chat ». Le profil des RSD-L de la baie de Bertheaume apparaît ainsi contrôlé par un courant dominant et subordonné correspondant à l'alternance flot/jusant à l'image des travaux de Murray et Thieler (2004), Goff et al. (2005) et Diesing et al. (2006) (Figure 120-D). Le profil des RSD-P de la baie de Bénodet apparaît contrôlé par un courant dominant en lien avec les houles de beau temps ainsi que par un courant secondaire inverse en lien avec une embouchure de fleuve (cumul de l'écoulement fluvial et du courant de jusant) (Figure 120-D).

#### **VI.4.2. La migration des sillons d'érosion**

Les analyses diachroniques de la migration des RSD ont permis de différencier les deux modes de déplacements des RSD (Figure 120, A-B).

Dans notre étude nous avons observé dans les baies de Bertheaume, de Bénodet et dans l'anse de Dinan que les RSD-L se déplacent de façon plus ou moins aléatoire dans un axe perpendiculaire à leur allongement, c'est-à-dire, inversement à la propagation de la houle. Plusieurs travaux ont montré que la mise en place de ces RSD allongés, était induite par des courants de retours (Cacchione et al., 1984 ; Murray et Thieler, 2004 ; Garnaud et al., 2005) agissant lors d'événements météorologiques extrêmes et à l'origine d'une remise en suspension puis d'une redéposition des sédiments fins « plus ou moins lointaine » (Yoshikawa et Nemoto, 2014). Ce déplacement perpendiculaire à leur allongement pourrait être aussi induit par les courants de marée en baie de Bertheaume à l'image des travaux de Diesing et al. (2006), Bellec et al. (2010b), Ferrini et Flood (2005).

Les résultats de l'étude morphodynamique des sites d'étude montrent que le déplacement des RSD-P, dont l'allongement est parallèle à la plage, est quant à lui, orienté dans le sens de propagation des houles, en direction de la côte. Ce déplacement apparaît ainsi induit par les houles de beau temps à l'image des travaux de Mazières et al. (2015) et Rosenberger et al. (2019).



**Figure 120 : Formes et caractéristiques des sillons d'érosion (RSD), linéaire (A) et patchy (B), en fonction du type d'enclavement de la baie. Profils des sillons d'érosion C) patchy, soumis à la houle seule ; D) en « dos de chat », soit patchy soumis à la houle et à un courant secondaire (combiné fluvial et marée), soit linéaire soumis à l'alternance des courants de marée (flot et jusant).**

Enfin, à partir des résultats obtenus, deux schémas sont proposés pour synthétiser le fonctionnement morphodynamique des sites d'étude selon le degré d'enclavement : 1) des baies très enclavées à assez enclavées (Figure 121), 2) des baies moyennement enclavées à assez peu enclavées (Figure 122).

L'avant-côte des baies de la Bretagne occidentale, très enclavées à assez enclavées est contrainte par la morphologie structurale (cap rocheux). Ce caractère enclavé induit une faible perméabilité de la cellule aux transferts sédimentaires induisant un bilan sédimentaire négatif à l'échelle pluri-annuelle (2011-2021), malgré les effets de bypass mis en évidence sur la plateforme interne connexe. L'enclavement génère, en outre, des courants de retour localisés, de type méga-rip, à l'origine de RSD-linéaire de petite taille (< 300 m) qui sont ancrés au niveau d'un changement de faciès sédimentaires. Les RSD-patchy y sont des cas isolés en lien avec l'affleurement d'une tête de roche.

L'avant-côte des baies moyennement enclavées à assez peu enclavées présente une plus forte perméabilité de la cellule hydro-sédimentaire et *a fortiori* des échanges et apports sédimentaires plus importants, conférant des bilans sédimentaires positifs à l'échelle pluri-annuelle dans le cas de la plateforme interne de la Bretagne occidentale, pour la période de 2013 à 2021. Dans ces baies plus grandes, les RSD-P se développent en groupe de plus de 10 entités qui migrent en direction de la plage grâce à l'oscillation induite par les houles. Les RSD-L, induits par des courants de retour, se développent, quant à eux, sur une pente faible (<0,18°) et peuvent atteindre des longueurs de plus de 2000 m. Des courants secondaires (tidal ou fluvial) sont capables de façonner le profil des RSD rapidement en forme de « dos de chat ». Enfin, ces RSD présents dans les baies ouvertes sont toujours associés à un affleurement rocheux.

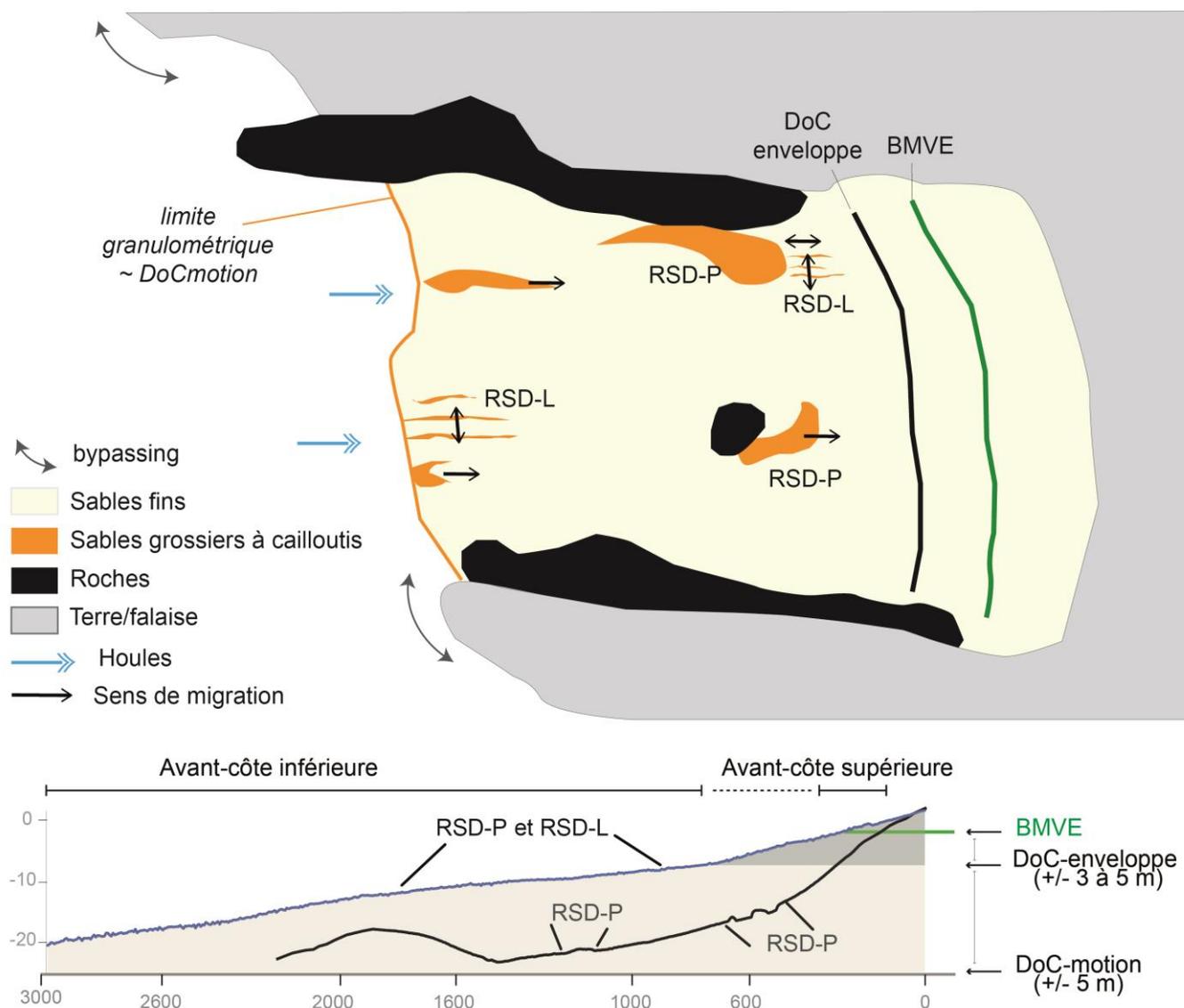


Figure 121 : Schéma de fonctionnement morphodynamique des baies très à assez enclavées. Les profils sont ceux de l'étude morphodynamique de l'anse de Dinan (bleu, p149) et des Blancs-Sablons (noir, p168).

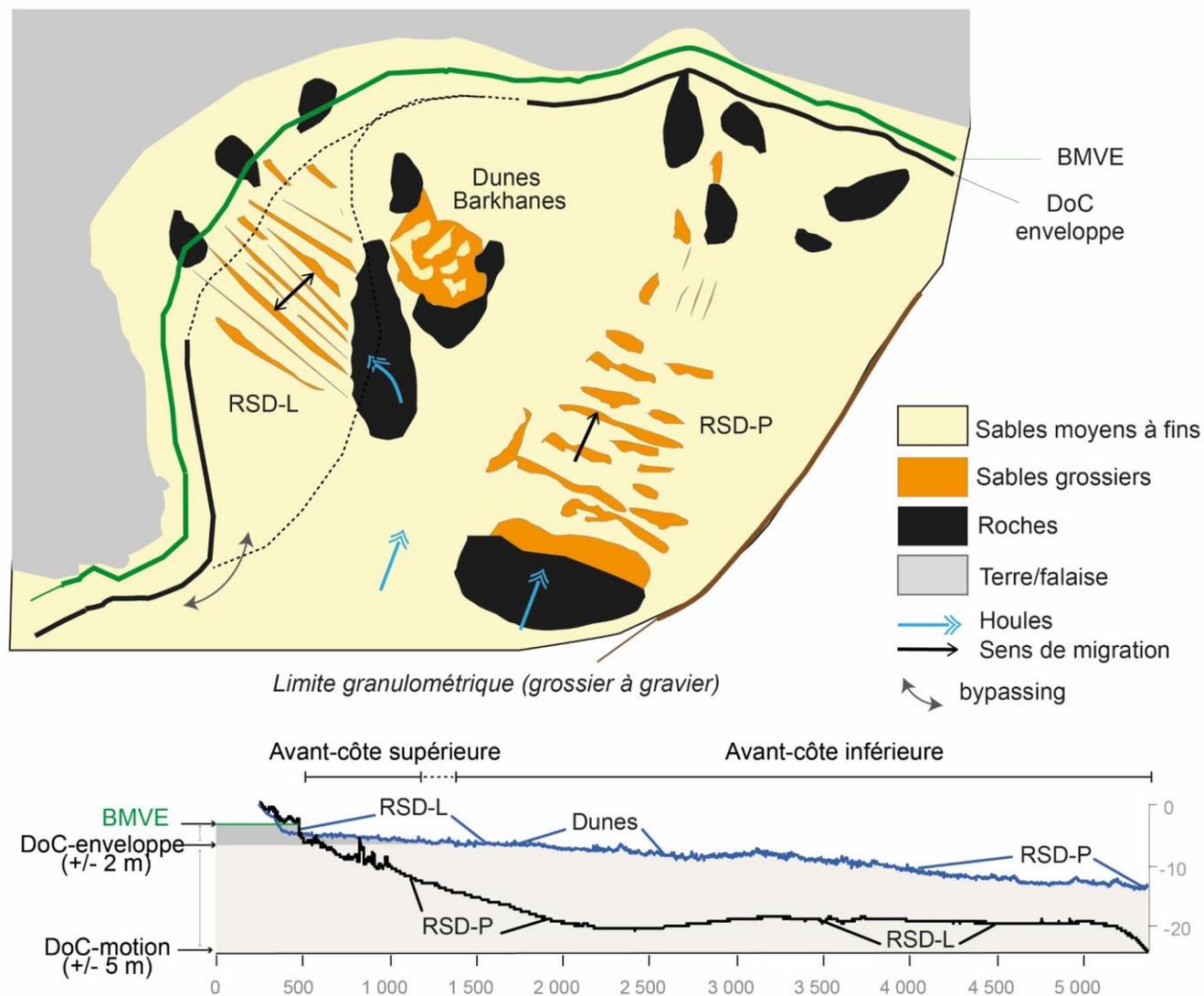


Figure 122 : Schéma de fonctionnement morphodynamique des baies moyennement à assez peu enclavées . Les profils sont ceux de l'étude morphodynamique de la baie de Bertheaume (noir, p203) et des Blancs-Sablons(bleu, p225).

## **VI.5. L'extension du prisme sédimentaire littoral**

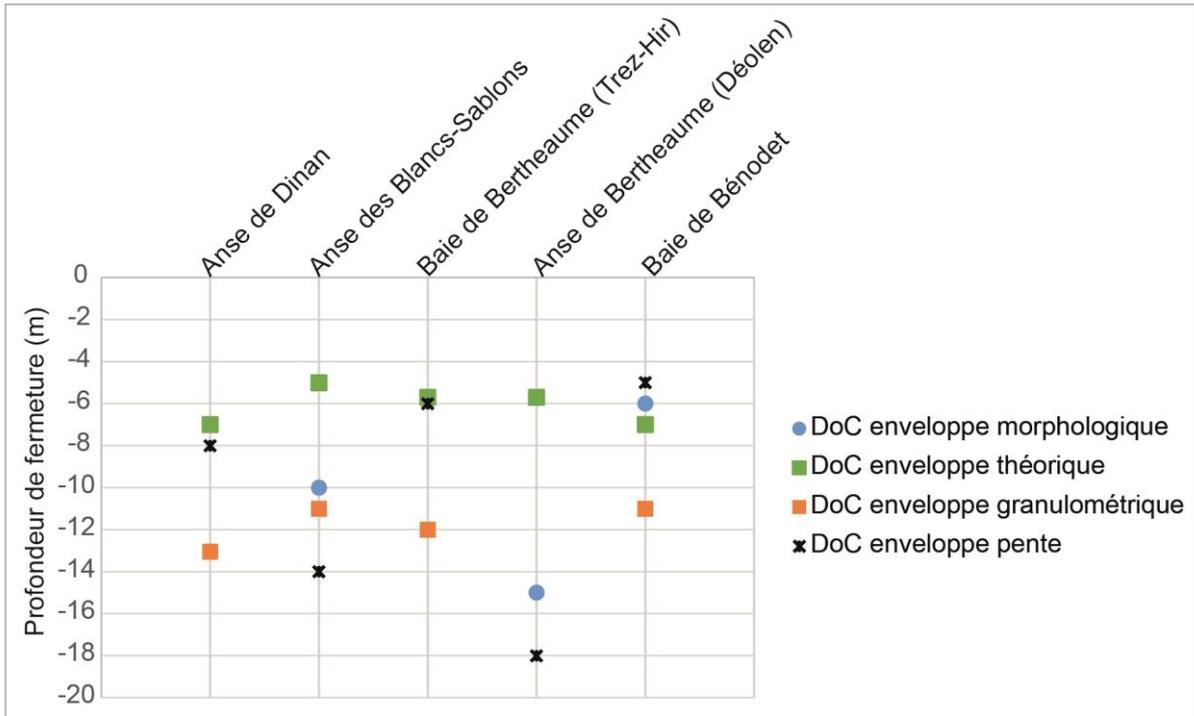
Nous allons, dans cette partie, remettre en lien les différentes profondeurs de fermetures et limites d'extensions du prisme sédimentaire déterminées à partir des vérités terrain.

### **VI.5.1. Des évolutions sédimentaires significatives observables à court et très court termes.**

La profondeur de fermeture des changements significatifs du profil de plage, à court ou moyen termes, correspond à la transition entre l'avant-côte supérieure et inférieure (upper et lower shoreface). Tout d'abord, cette partie est consacrée à la comparaison des profondeurs de fermeture déterminées selon plusieurs méthodes (Figure 123) : i) par formulation (DoC-enveloppe théorique), ii) par analyses granulométriques le long de profils transversaux, réalisés par prélèvements sédimentaires sur le terrain (DoC-enveloppe granulométrique), iii) par analyses diachroniques des évolutions sédimentaires à partir de MNT bathymétriques (DoC-enveloppe morphologique) ; iiiii) par analyse de la pente, extraite des acquisitions de terrain, DoC-pente (pente inférieure à 1%).

La meilleure corrélation, réalisée à partir de l'outil Corrélation d'Excel (Pearson), entre les différentes profondeurs de fermeture du profil de plage, est celle qui existe entre la DoC-enveloppe morphologique et la DoC-enveloppe pente (indice de corrélation de 0,93), avec cependant une erreur allant jusqu'à 4 m pour l'anse des Blancs-Sablons et 3 m pour l'anse de Bénodet. Ces marges d'erreur sont identiques à celles enregistrées par Aragonés et al. (2019) dans leurs calculs de DoC selon plusieurs méthodes théoriques et de terrains. La DoC-enveloppe théorique est toujours moins profonde (de 2 m à 5 m) ou égale aux autres limites de DoC-enveloppe. Les paramètres de houle (hauteur et période) utilisés dans le calcul de la DoC, varient le long du littoral dans un sens cross-shore et longshore. Ainsi, le point de prise de mesure de la houle lors du calcul de la DoC-enveloppe théorique pourrait expliquer ce résultat.

Enfin, on peut remarquer que plus la baie présente une forte ouverture (baie assez enclavée à assez peu enclavée), plus la DoC-enveloppe théorique est profonde, hormis pour l'anse de Dinan et même si l'écart reste faible (2 m). Ces résultats sont cohérents avec les travaux de Bowman et al. (2014) qui montrent que plus la baie est ouverte, plus la DoC-enveloppe sera positionnée au large. Les autres limites de DoC issues des acquisitions de terrain ne montrent en revanche pas cette différence.



**Figure 123 : Comparaison des différentes valeurs de DoC-enveloppe.**

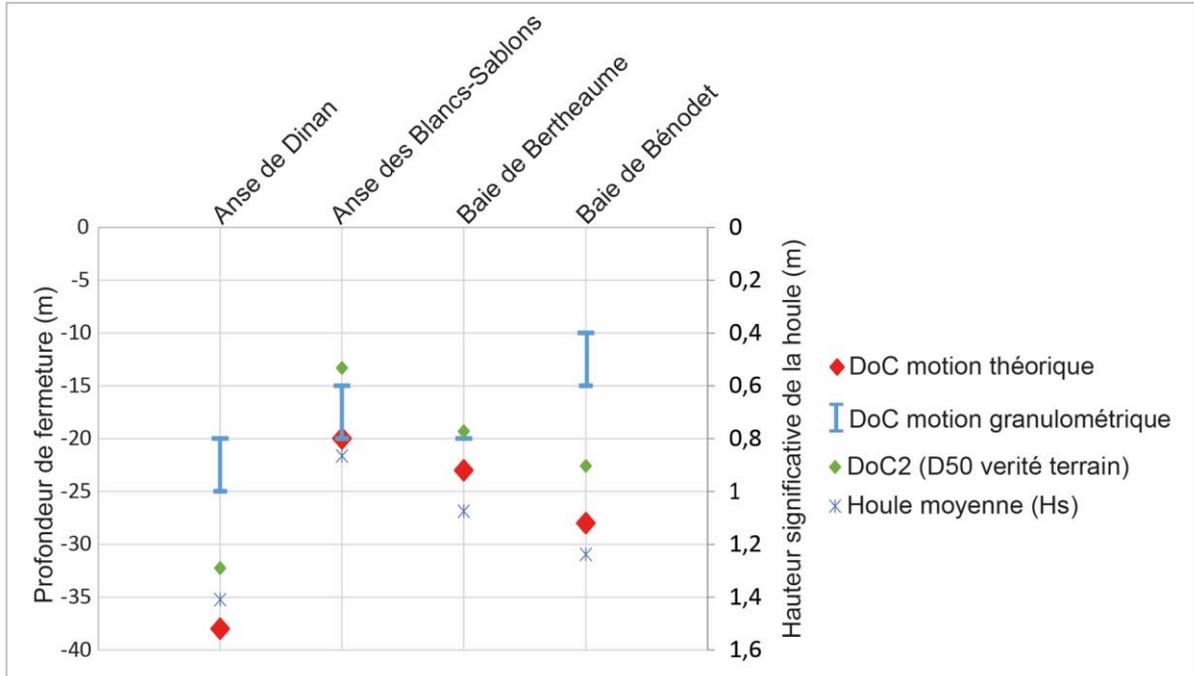
### VI.5.2. La limite des mouvements sédimentaires par les houles de beau temps.

La dynamique à court et moyen termes est représentée par la DoC-motion, définie comme la limite des mouvements sédimentaires (Hallermeier, 1981). Dans cette partie, nous comparons la DoC-motion théorique et la DoC-motion granulométrique (limite sables fins à moyens / sables grossiers), qui se trouvent proches l'une de l'autre dans certains cas (Figure 124).

Nous pouvons constater que plus la baie est ouverte (moins enclavée), plus la DoC-motion est profonde. Néanmoins, cette corrélation ne se vérifie pas pour l'anse de Dinan qui est très enclavée. Ces résultats sont identiques à ceux présentés par Bowman et al. (2014) sur la DoC-enveloppe et qui montrent que plus la baie est ouverte, plus la DoC-enveloppe sera positionnée au large. Cela s'explique notamment par la morphologie des baies ouvertes qui implique une plus grande dynamique (Fellowes et al., 2019), en cohérence avec les hauteurs de houles enregistrées au large. À l'inverse, plus la baie est ouverte, moins la DoC-motion limite sables fins/grossiers ou graviers est profonde. La DoC-motion granulométrique serait moins représentative de la limite externe des mouvements sédimentaires. Une deuxième explication pourrait être le biais dans le calcul de la DoC-motion théorique.

Le calcul de la DoC-motion peut présenter deux biais : 1) le point de prise de mesure de la houle ; 2) le D50 granulométrique. Dans cette étude, le D50 provient de la carte EMODnet

qui ne traduit pas forcément la réalité terrain. Nous avons ici réajusté le D50 avec nos vérités terrain et recalculé la DoC-motion théorique indiqué comme DoC2 (Figure 124). Il apparaît que les écarts entre la DoC2 et la DoC-motion granulométrique soient alors plus réduits même si des écarts significatifs persistent. Des analyses complémentaires, concernant la distance de la côte à laquelle nous choisissons le point de mesure de la houle, devront être menées.



**Figure 124 : Comparaison des différentes valeurs de DoC-motion avec les houles moyennes. La DoC-motion granulométrique correspond à la limite entre sables fins à moyens et sables grossiers.**

Enfin, dans ce compartiment de l'avant-côte inférieure, entre DoC-enveloppe et DoC-motion, ces travaux de thèse ont mis en évidence de nombreuses figures sédimentaires de type sillons d'érosion linéaire (RSD-L) et patchy (RSD-P). De plus, les travaux de Jabbar (2016) avaient montré la présence, dans ce même compartiment, des dunes barkhanes. Toutes ces structures sédimentaires sont mobiles aux échelles saisonnière et pluriannuelle et les houles de beau temps apparaissent comme l'agent responsable de la migration des RSD-P en direction de la côte.

### **VI.5.3. Des transferts sédimentaires possibles vers le large et au-delà des caps rocheux lors de conditions hydrodynamiques extrêmes**

Il a déjà été montré que, en période de conditions extrêmes, les transferts sédimentaires peuvent se produire à de grandes profondeurs et induire des effets de bypass au niveau des caps rocheux (McCarroll et al., 2018 ; Valiente et al., 2019 ; Klein et al., 2020 ; Silva et al., 2021).

Dans ces travaux de thèse, c'est à travers les calculs de la profondeur de fermeture selon la méthode de la DoT que nous avons pu aussi mettre en évidence ces transferts potentiels vers le large et le contournement des caps. Cette méthode (DoT) utilise les contraintes de cisaillement sur le fond, induites par la houle et la marée en période extrême, contrairement à la DoC-motion qui prend en compte les paramètres de la houle (hauteur et période associée) en période de beau temps et la granulométrie. La méthode de la DoT, associée dans notre étude aux aires de mise en mouvement, a mis en évidence que le transport associé à un dépôt est possible à des profondeurs importantes, jusqu'à plus de 100 m (pour des particules de 0,5 mm à 2 mm), et que les zones de transports sans dépôt possible correspondent avant tout à des zones de roches affleurantes sur le fond. Nous rappelons ici que la zone de transport et de dépôts définie dans le chapitre sur la profondeur de fermeture correspond aux valeurs de contraintes (marée et houle) comprises entre le début d'entraînement des particules et la transition en lit plan supérieur et inclut donc la formation des figures sédimentaires de types dunes et rides.

Sur cette plateforme continentale interne de Bretagne occidentale, de nombreuses grandes structures sédimentaires, de types dunes tidales ou bancs sableux, ont été observées (Vanney, 1977b ; Augris et Simplet, 2011 ; Franzetti et al., 2013 ; Grégoire et al., 2016 ; Ehrhold et al., 2017). Les bancs apparaissent, pour une grande majorité d'entre eux, associés à des dunes actives (Thèse Paul Daguinos, en cours) et témoignent donc de leur caractère dynamique actuel en équilibre avec les conditions hydrodynamiques. En comparant les résultats obtenus à partir de la DoT et les corps sédimentaires présents sur la plateforme, nous pouvons noter que ces figures se trouvent bien dans l'aire de transport et de dépôts déterminée pour les particules de 2 mm (Figure 125). Cette comparaison avec ces structures sédimentaires, témoins de la dynamique sédimentaire, conforte notre modèle d'aire de transport et de dépôts réalisé par la méthode de la DoT. De plus, nous remarquons que ces dernières, de types dunes ou bancs tidaux, se trouvent plus spécifiquement toujours au large de la DoC-motion.

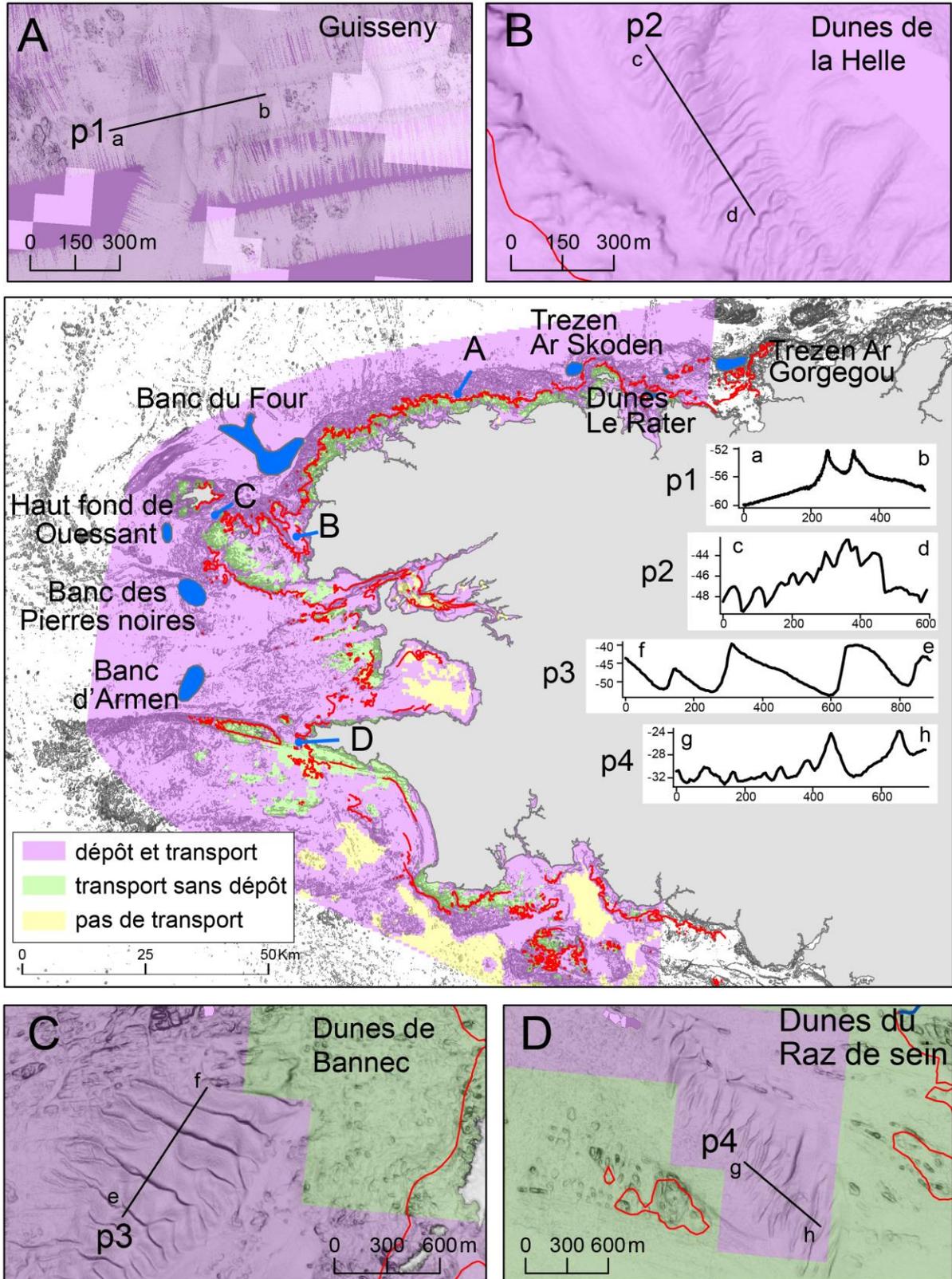
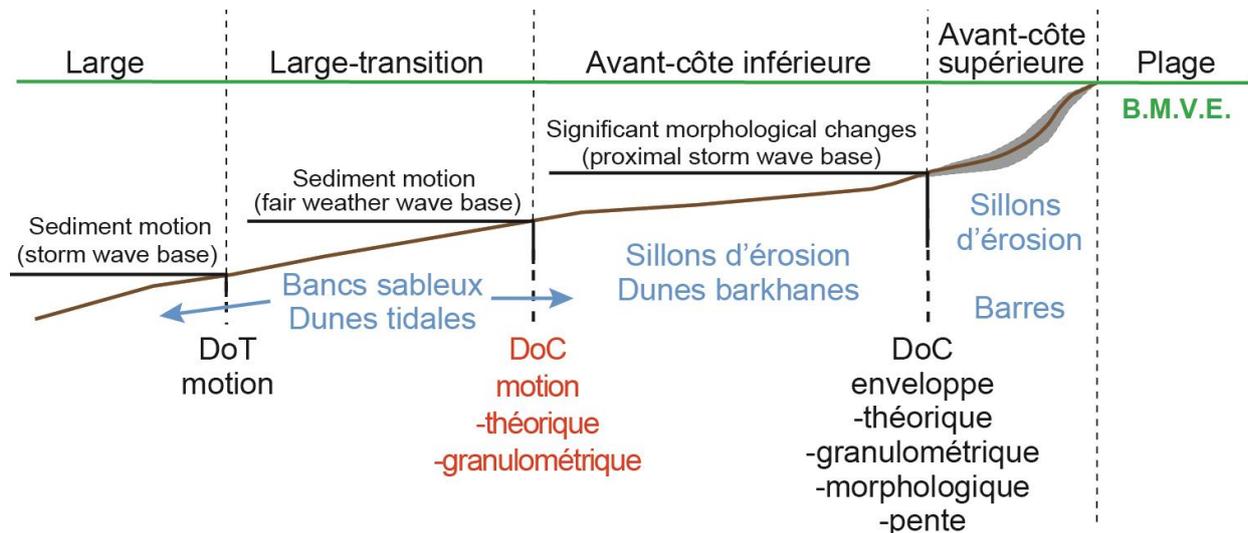


Figure 125 : Localisation des bancs sableux et des dunes tidales en fonction des aires de mobilités sédimentaires pour des particules de 2 mm, et de la profondeur de fermeture DoC-motion (trait rouge) sur la plateforme interne de la Bretagne occidentale.

Enfin, cette étude sur la dynamique sédimentaire d'avant-côte en Bretagne occidentale a permis d'affiner le positionnement des différentes limites théoriques et celles obtenues par les vérités terrains ainsi que les différents types de figures sédimentaires spécifiques à chaque compartiment de l'avant-côte (Figure 126), à l'image des travaux de Berné (1999) sur le plateau aquitain. Ainsi, sur la plateforme de la Bretagne occidentale, dans l'avant-côte supérieure (upper shoreface), se développent des systèmes de barre/bâche et des sillons d'érosion linéaires si l'espace libre est suffisant. Les sillons d'érosion linéaires et patchy se développent dans l'avant-côte inférieure, entre la DoC-enveloppe et la DoC-motion. Au large, dans la partie « offshore transition », entre la DoC-motion et la DoT-motion, nous retrouvons les stocks sédimentaires hérités, présentant cependant une dynamique sédimentaire de surface. Cependant, les bancs sableux et les dunes tidales peuvent aussi se retrouver encore plus vers le large ou dans les systèmes côtiers d'embouchures.



**Figure 126 :** Localisation des figures sédimentaires de types bancs sableux, dunes tidales, sillons d'érosion et dunes barkhanes, sur la plateforme interne de la Bretagne occidentale jusqu'à environ -120 m, en fonction des différents compartiments de la plage vers le large. Les flèches bleues indiquent que les bancs et les dunes tidales peuvent aussi se retrouver au large ou dans les systèmes côtiers d'embouchures.

## VI.6. Le stock sédimentaire à l'échelle régionale

Cette partie vise, d'une part, à déterminer le stock sédimentaire de l'avant-côte à l'échelle de la Bretagne occidentale qui est considérée comme une plateforme maigre, généralement recouverte d'une couche sédimentaire récente peu fournie, d'environ 2 mètres d'épaisseur (Van Vliet-Lanoë et al., 1994). Elle vise, d'autre part, à comparer les volumes obtenus avec ceux des

stocks sédimentaires hérités de types bancs ou dunes tidales présents en grand nombre sur cette plateforme.

Tout d'abord, un travail de synthèse des épaisseurs sédimentaires pour 12 profils transversaux a été réalisé autour de la Bretagne occidentale, à partir de profils sismiques et des cartes d'isopaques de l'Inventaire des ressources en matériaux marins (Gautier et al., 2012) (Figure 127). Les profils de Lannion (A), Morlaix (B) Douarnenez (I), Bénodet (J, partie au large), Concarneau (K) et Le Belon (L) ont été interprétés à partir des couches d'isopaques. Les profils de Guisseny-Est (C), Guisseny-Ouest (D), des Blancs-Sablons (E), de l'anse de Dinan (G) et de la baie de Bénodet (J, partie proche de la côte) ont été interprétés à partir des données sismiques Sparker des missions DYSACOTE. Les profils des baies de Bertheaume (F) et d'Audierne (I) ont été interprétés à partir des données sismiques Sparker des missions d'enseignements de l'IUEM (voir partie méthodologie).

Ces profils permettent ainsi une représentation spatiale du stock sédimentaire (Figure 127) de l'avant-côte, c'est-à-dire entre la DoC-enveloppe (trait rouge) et la DoC-motion (trait bleu). Cependant, pour 7 profils, l'épaisseur sédimentaire entre ces deux limites de profondeur de fermeture n'est pas complète par manque de données sismiques. La baie de Douarnenez (H) présente la couverture sédimentaire la plus continue et relativement importante a contrario de la baie d'Audierne, située au sud, dont l'épaisseur sédimentaire est très faible dans le compartiment de l'avant-côte. La baie de Douarnenez est fermée au nord par la presqu'île de Crozon et protégée des houles du sud-ouest par l'avancée rocheuse (terrestre et marine) du cap Sizun et du Raz de Sein. À l'inverse, la baie d'Audierne est largement ouverte aux houles de sud-ouest. Le degré de protection face aux houles de fortes énergies pourrait expliquer la différence d'épaisseur sédimentaire entre ces deux baies. Cela est vérifié par la modélisation des contraintes de cisaillements sur le fond (voir chapitre sur la profondeur de fermeture) qui indique bien que la baie d'Audierne est soumise à des contraintes plus fortes que la baie de Douarnenez. Les anses présentant les épaisseurs sédimentaires les plus faibles sont celles situées sur la partie nord-est de la Bretagne occidentale (profils C, D et E). Cette partie est aussi fortement soumise aux houles, et *a fortiori* à une forte contrainte de cisaillement. Cependant, alors que la DoT indique que le dépôt est possible dans l'anse des Blancs-Sablons et au large, l'épaisseur sédimentaire reste faible en comparaison de la baie de Douarnenez. Cela pourrait s'expliquer par un espace libre plus faible dans l'anse des Blancs-Sablons, induit par l'isobathe -20 m s'étendant à plus de 8 km au large. À la sortie de la rade de Brest, le profil de Bertheaume

présente une épaisseur sédimentaire forte jusqu'à 10 m, en lien avec les échanges sédimentaires entrants et sortants de la rade de Brest au cours d'un cycle tidal.

Enfin, cette étude de l'épaisseur sédimentaire à partir de profils répartis autour de la façade de la Bretagne occidentale confirme que cette plateforme est appauvrie en sédiment. De plus, il n'apparaît pas de connexion entre le prisme littoral fossile et le prisme sédimentaire actuel à l'image des observations faites en Bretagne Sud (Menier et al., 2019).

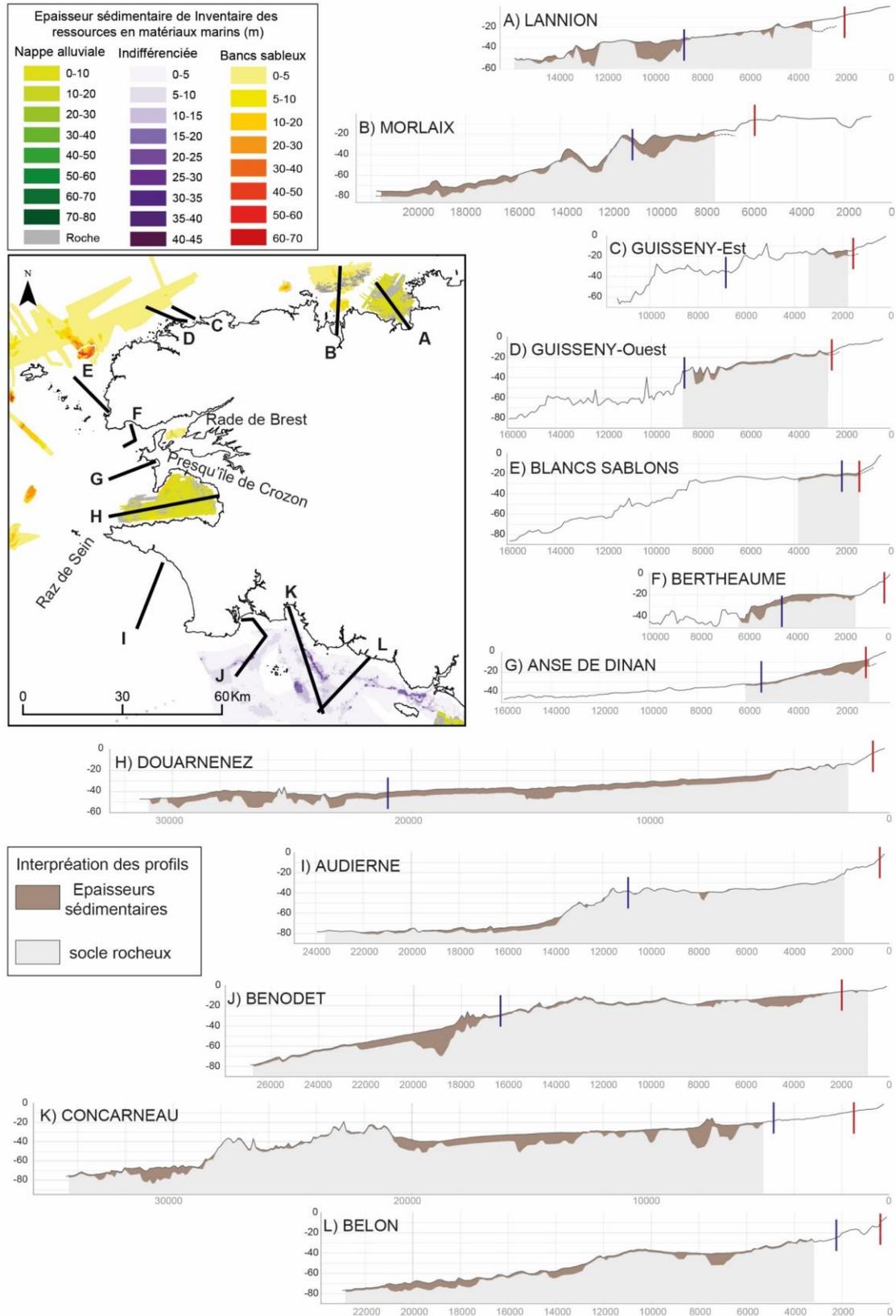


Figure 127 : Épaisseurs sédimentaires le long de 12 profils dont l'interprétation est issue de profils sismiques des missions DYSACOTE et de l'IUEM ainsi que des couches d'isopaques de l'inventaire des ressources en matériaux marins (Gautier et al., 2012).

À partir de ces profils sismiques et de l'inventaire des granulats marins, il a été possible d'estimer le volume du prisme sédimentaire du compartiment de l'avant-côte à l'échelle de la Bretagne occidentale.

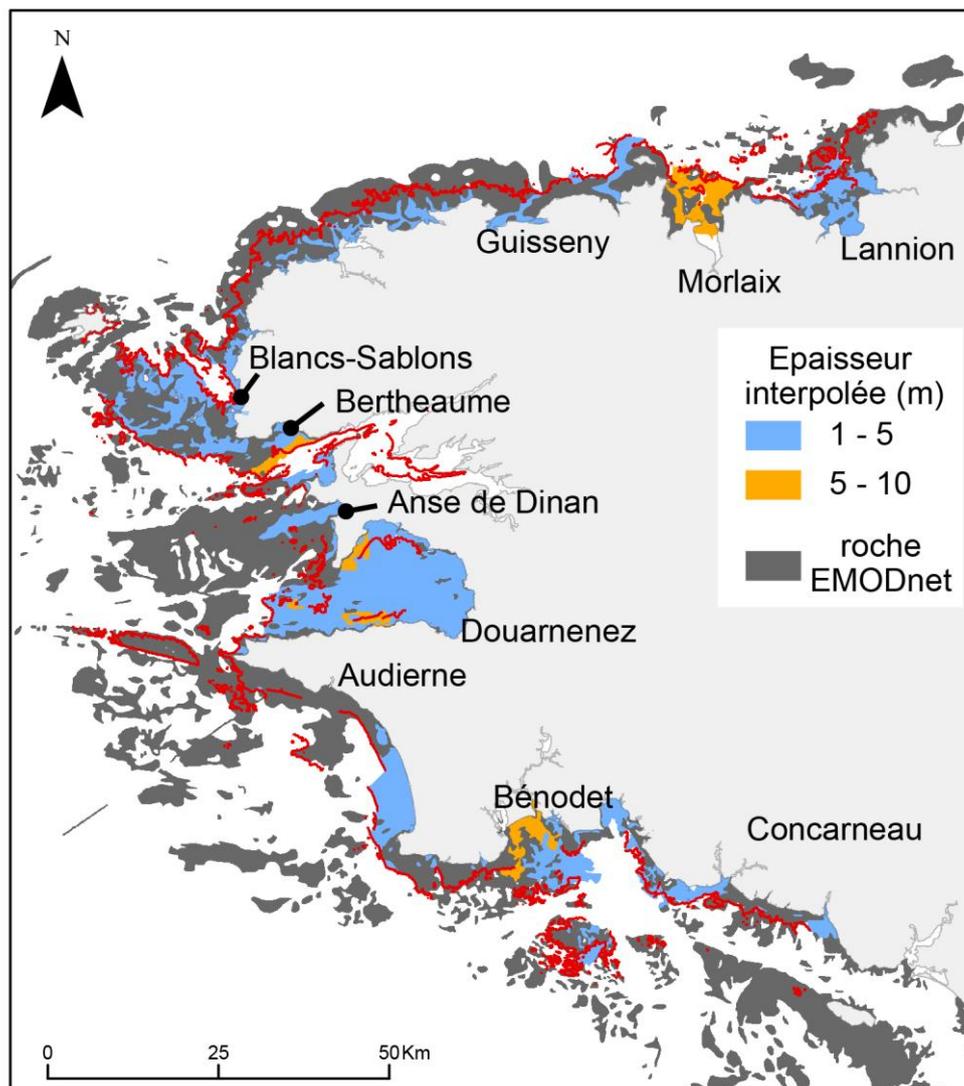
Pour cela, la couche de nature des fonds EMODnet a tout d'abord servi de couche surfacique à laquelle a été attribuée une valeur d'épaisseur sédimentaire, hormis pour la classe des roches (Figure 128). L'avantage d'utiliser cette couche est de pouvoir exclure les zones de roches dans l'interprétation de l'épaisseur sédimentaire. Ensuite, cette couche a été découpée suivant la DoC-motion (limite externe de l'avant-côte) pour garder les informations propres au compartiment de l'avant-côte. Cependant, à l'heure actuelle de l'avancée des travaux, nous ne prenons pas en considération la BMVE comme limite interne de l'avant-côte pour le calcul des volumes sédimentaires qui incluent donc la partie intertidale de la couche EMODnet.

À la couche EMODnet, réduite à l'avant-côte et exempte des unités rocheuses, deux classes ont été attribuées selon les valeurs d'épaisseurs sédimentaires suivantes : i) entre 1 m et 5 m ; ii) entre 5 m et 10 m. Afin d'obtenir un pourcentage d'erreur sur l'interpolation à l'échelle régionale, une comparaison a été effectuée entre les volumes sédimentaires (ratio  $m^3/m^2$ ) obtenus à partir de la méthode à l'échelle régionale et ceux obtenus dans le chapitre V, à partir des données de terrain, pour les 4 sites d'étude (Tableau 36).

Les écarts-types entre les données interpolées à l'échelle régionale et celles obtenues à l'échelle des sites d'étude varient de 0,05 à 1,34. La somme moyenne des volumes (ratios) pour les 4 sites d'étude est de  $16,47 m^3/m^2$  pour la méthode à l'échelle régionale et de  $17,22 m^3/m^2$  pour la méthode à l'échelle des sites d'étude. L'erreur relative est donc de 4,4% entre les deux méthodes.

**Tableau 36 : Comparaison des volumes sédimentaires obtenus à partir des données régionales ou de terrain interpolées pour les 4 sites d'étude.**

Sites d'étude	Données régionales interpolées						Données de terrain interpolées (ratio $m^3/m^2$ )
	Aire ( $10^6 m^2$ )	Volume (min) ( $10^6 m^3$ )	Volume (max) en ( $10^6 m^3$ )	Ratio $m^3/m^2$ (min)	Ratio $m^3/m^2$ (max)	Ratio $m^3/m^2$ (moyen)	
Anse de Dinan	6,87	6,88	34,39	1,0	5,0	3,0	2,36
Blancs-Sablons	2,46	2,46	12,27	1,0	5,0	3,0	3,1
Bertheaume	14,98	39,22	105,23	2,6	7,0	4,8	7,5
Bénodet	44,45	149,11	353,09	3,4	7,9	5,6	4,26
			Sommes	7,97	24,96	16,47	17,22



**Figure 128 : Épaisseur du prisme sédimentaire d'avant-côte (inférieure à la DoC-motion, trait rouge), interpolée à l'échelle régionale de la Bretagne occidentale.**

Ainsi, le volume sédimentaire de l'avant-côte à l'échelle de la Bretagne occidentale est estimé entre 1 347 millions de  $m^3$  au minimum et 5 094 millions de  $m^3$  au maximum, avec une moyenne de 3 220 millions de  $m^3$ .

Le stock sédimentaire est souvent décomposé en trois groupes : les bancs et dunes tidales, les paléo-vallées et la couverture indifférenciée. Dans cette sous-partie, nous nous attacherons à évaluer le volume sédimentaire de ces trois entités à l'échelle de la Bretagne occidentale.

L'inventaire des ressources en matériaux marins (Gautier et al., 2012) répertorie ainsi 8 grandes structures sédimentaires de type bancs et de dunes tidales, de Lannion au Raz de Sein : les dunes de Trezen-ar-Skoden (76 millions de  $m^3$ ), les dunes de Trezen-ar-Gorgegou (186 millions de  $m^3$ ), les dunes du Raster (118 millions de  $m^3$ ), les dunes du Trépier (11 millions de  $m^3$ ), le banc du Four (390 millions de  $m^3$ ), le banc d'Ouessant (132 millions de  $m^3$ ), le banc

d'Armen (190 millions de m<sup>3</sup>) et le haut fond de Kafarnao (165 millions de m<sup>3</sup>). Le stock sédimentaire de l'ensemble des dunes et des bancs sableux, localisés en Bretagne occidentale, représente ainsi un volume de 1 268 millions de m<sup>3</sup> (Tableau 37).

Cet inventaire répertorie aussi 3 grandes paléo-vallées dans les baies de Lannion, de Douarnenez et de Concarneau dont les volumes sédimentaires représentent un total de 455 millions de m<sup>3</sup> (minimum) à 702 millions de m<sup>3</sup> (maximum). De plus ces travaux de thèse, ont permis de quantifier le volume sédimentaire des paléo-vallées de la baie de Bénodet qui est ainsi estimé à 266 millions de m<sup>3</sup>.

**Tableau 37 : Comparaison des volumes sédimentaires de l'avant-côte, des bancs sableux et des paléo-vallées sur la plateforme interne de la Bretagne occidentale.**

	Volume minimal en millions de m <sup>3</sup>	Volume maximal en millions de m <sup>3</sup>
Avant-côte (côte - DoC-motion)	1 347	5 094
8 Bancs sableux	1 268	
Paléo-vallées (Lannion, Douarnenez, Bénodet et Concarneau)	721	968

La comparaison des différents types de stocks sédimentaires montre que celui comprenant l'avant-côte et la partie intertidale est supérieur et *a minima* équivalent à celui des bancs et dunes tidales situés au large dans le compartiment de l'offshore-transition, c'est-à-dire, au-delà de la DoC-motion. Bien que la plateforme de la Bretagne occidentale soit considérée comme maigre, le stock sédimentaire de l'avant-côte n'est pas négligeable par rapport à celui des bancs sableux et au regard de la quantité de sable disponible pour le ré-engraissement « naturel » des plages par les houles de beau temps.

Enfin, nous restons prudents sur cette comparaison pour différentes raisons : i) l'inventaire des volumes des bancs sableux n'est pas exhaustif puisqu'il manque ici *a minima* les volumes des bancs du Raz de Sein et des Pierres noires ; ii) les données de volumes à l'échelle de la Bretagne occidentale restent une estimation en l'absence de vérité terrain.

## **VI.7. L'importance du jeu de données sur les plans qualitatif et quantitatif pour les études littorales**

Ces travaux de thèse ont permis d'améliorer nos connaissances du fonctionnement morpho-sédimentaire de l'avant-côte à partir, notamment, de données géophysiques de terrain. Cependant, les résultats en matière de bilan sédimentaire montrent parfois des variations importantes qu'il est difficile d'expliquer par les facteurs environnementaux (héritage géologique, forçages météo-marins...). Cette partie vise ainsi à discuter des marges d'erreur relatives aux MNT bathymétriques et qui pourraient expliquer ces différences.

### **VI.7.1. La prise en compte des erreurs relatives**

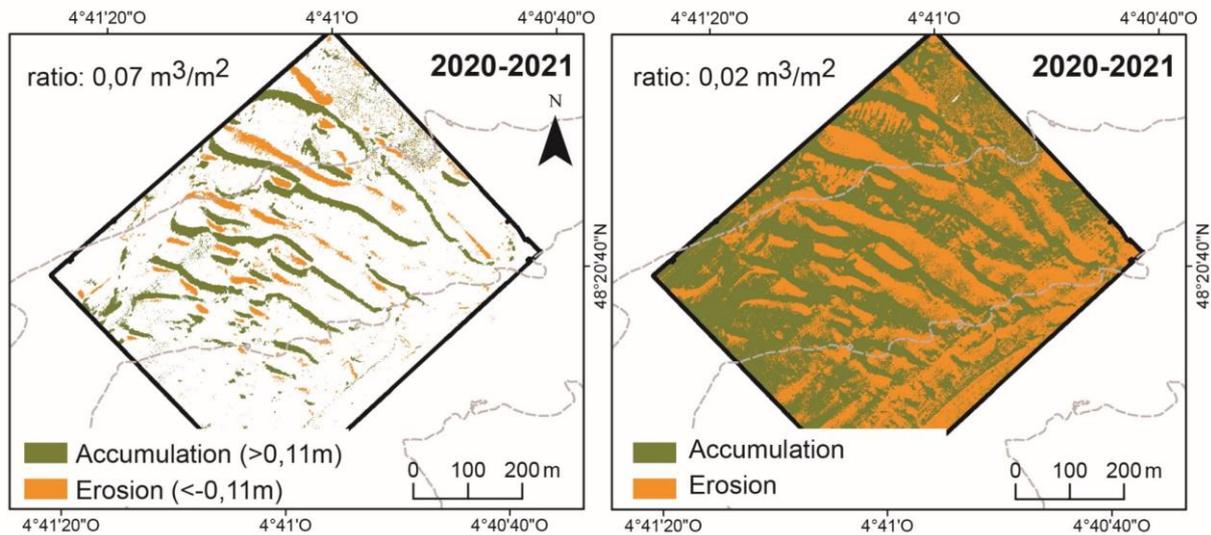
L'analyse morphodynamique par site d'étude a été réalisée à partir de l'interprétation de MNT bathymétriques obtenus selon différents systèmes d'acquisition de sondes bathymétriques : sondeurs multifaisceaux et Lidar. Ces MNT sont issus d'une interpolation d'un grand nombre de mesures (point de sondes) représentant l'altitude et qui contiennent des erreurs verticales dont beaucoup sont incertaines (Fisher et Tate, 2006).

Avant toute comparaison de MNT, nous avons calculé les erreurs verticales des différentiels bathymétriques suivant les méthodes probabilistes (RMSE : root mean square error) (par exemple, Hunter and Goodchild, 1997 ; Brasington et al., 2003) et maximales (Brunel, 2010).

Ces erreurs ont ensuite été appliquées aux bilans sédimentaires (Tableau 30, p.241). La prise en compte des marges d'erreur a fait diminuer le ratio sédimentaire ( $\text{m}^3/\text{m}^2$ ) pour 24 des bilans calculés et à l'inverse, l'a fait augmenter pour 5 bilans. Par exemple, dans le cas des RSD-P de la baie de Bertheaume (2020-2021), la prise en compte des marges d'erreur a fait augmenter le bilan sédimentaire, passant de  $0,02 \text{ m}^3/\text{m}^2$  à  $0,07 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (Figure 129). Dans ce cas d'étude, on remarque que le MNT différentiel tenant compte de la marge d'erreur laisse apparaître seulement la migration des figures sédimentaires (Figure 129, carton de gauche). Prendre en compte les marges d'erreur semble ne pas représenter la tendance (érosion ou accumulation) générale de la zone d'étude. Néanmoins, il reste essentiel de prendre en compte cette marge d'erreur afin d'estimer les incertitudes des bilans sédimentaires calculés.

Plus récemment, des techniques de nettoyage des MNT ont été développées afin de corriger les points de sondes aberrants qui présentent des erreurs verticales importantes. Cette technique consiste à calculer les erreurs verticales entre des points de sondes (> 500 points) et

un plan de référence ou des zones stables définies, notamment, à partir de photos aériennes (James et al., 2019 ; Bertin et al., 2022b).



**Figure 129 : Zones d'accumulation ou d'érosion au niveau des RSD-P de la baie de Bertheaume, avec la prise en compte de la marge d'erreur (carton de gauche) et sans la marge d'erreur (carton de droite), et les ratios sédimentaires associés.**

De plus, dans notre cas et sans correction des MNT, certains différentiels bathymétriques ont montré de fortes disparités, notamment ceux réalisés à partir de techniques différentes comme entre le Lidar et les sondeurs multifaisceaux ou encore entre deux sondeurs multifaisceaux. Par exemple, dans les anses des Blancs-Sablons et de Bénodet, les différentiels réalisés à partir du Litto3D (technique conjointe Lidar/ sondeurs multifaisceaux) montrent, exceptionnellement, sur tout le compartiment de l'avant-côte, une anse soit fortement en érosion, soit en accrétion. Pour être sûr de la réponse morphodynamique interprétée à partir de ces différentiels, il apparaît intéressant, par la suite, d'appliquer la méthode précédemment citée afin de réduire les erreurs relatives aux MNT.

### **VI.7.2. La prise en compte de l'échelle spatio-temporelle**

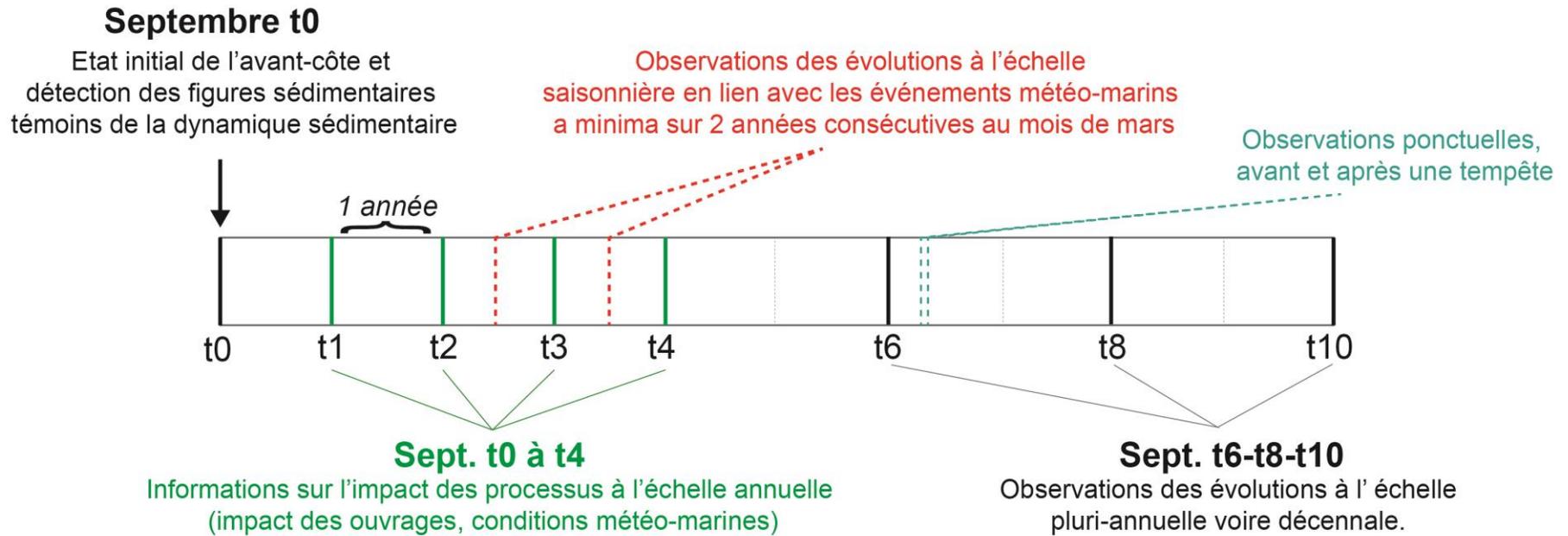
La prise en compte des échelles spatio-temporelles est importante dans les études de la dynamique littorale (Hénaff et al., 2013) et il est largement admis aujourd'hui que les évolutions du trait de côte sont en relation avec la dynamique du compartiment de l'avant-côte (Wright and Short, 1984 ; Van Rijn, 1998 ; McNinch et Wells, 1999 ; Stive et al., 2002 ; Aagaard et al., 2004 ; Héquette et Aernouts, 2010 ; Aagaard, 2011). Il devient donc impératif de prendre en compte les évolutions de la partie immergée lors de la mise en place de stratégies de gestion du trait de côte. De plus, les évolutions morphodynamiques sont largement dépendantes de

l'échelle temporelle des processus qui les génèrent (Stive et al., 1990 ; Fenster et Dolan, 1993 ; Cowell et Tom, 1994).

L'observatoire OSIRISC-Litto Risques indique que le moyen terme, c'est-à-dire de la décennie à plusieurs décennies, est l'échelle la mieux adaptée afin d'évaluer les évolutions morphodynamiques en vue d'établir des stratégies de gestion du trait de côte. Les processus agissant à cette échelle sont les conditions climato-océaniques (variabilité interannuelle de la météo et de la houle), les conditions marégraphiques, les apports sédimentaires d'ablation et des cours d'eau ou encore l'extraction de granulats marins, les impacts des ouvrages ou le rechargement de plage.

Ces travaux de thèse ont permis d'évaluer les dynamiques sédimentaires aux échelles saisonnière, annuelle et pluriannuelle, correspondant en partie à l'échelle temporelle adaptée à la gestion. Cependant, les données disponibles, assez hétérogènes dans leurs emprises spatiales et temporelles, amènent encore de nombreuses questions sur le fonctionnement des avant-côtes. En effet, certains sites montrent des alternances érosion/accumulation assez prononcées aux échelles pluri-annuelle, et le manque de répétabilité des données couplées à l'incertitude des MNT ne permet pas de valider pleinement ces évolutions. Enfin, il est important de considérer que des données trop espacées dans le temps « négligent ou moyennent » les effets à très court terme, comme les tempêtes (Stive et al., 2002) ou les flux tidaux.

Nous proposons donc, ici, un protocole de suivi de l'avant-côte dans le cadre de projet de gestion du trait de côte et des plages qui évoluent en relation avec le compartiment immergé, suivant les échelles temporelles d'évolution des processus (Figure 130). Ainsi, il peut être intéressant de commencer les suivis par un levé initial au mois de septembre (Sept-t<sub>0</sub>), afin de disposer d'une première image morphologique du fond théoriquement stabilisé par les houles de beau temps estival. Pour obtenir des informations sur l'impact des processus à l'échelle annuelle (impact des ouvrages, conditions météo-marines), le levé de septembre peut être répété tous les ans jusqu'à l'année 4 (Sept-t<sub>4</sub>). Afin d'observer la respiration du système à une échelle saisonnière, notamment en lien avec les climats de houles, il apparaît nécessaire de réaliser un levé supplémentaire aux sorties de l'hiver (par exemple, au mois de mars) *a minima* sur 2 années consécutives. Au-delà de l'année 4, si les suivis précédents ont tous été réalisés, deux autres levés, l'un dans l'année 6 (t<sub>6</sub>) et l'autre dans l'année 8 (t<sub>8</sub>), peuvent être effectués afin d'obtenir les évolutions à court terme, c'est-à-dire à l'échelle pluri-annuelle, voire sur une décennie. Une répétabilité du Litto3D, tous les 5 ans, permettrait d'avoir des suivis du continuum terre-mer à moyen terme sur quelques décennies comparables à l'échelle régionale.



*Figure 130 : Protocole de suivi des levés bathymétriques dans la zone d'avant-côte en vue d'une étude de gestion du littoral.*

# CONCLUSION GÉNÉRALE

## et

# PERSPECTIVES

Cette conclusion vise tout d'abord à rappeler la problématique et le contexte de ce travail doctoral qui porte sur la dynamique sédimentaire d'avant-côte appliquée à la Bretagne occidentale. Nous nous attachons aussi à réexposer rapidement la méthodologie mise en place afin de répondre à la problématique et rapporterons une synthèse des résultats obtenus. De plus, nous mettrons en avant les apports de ce travail pour le monde académique et les collectivités territoriales impliquées dans la gestion du trait de côte. Enfin, nous montrerons les limites de certaines analyses et nous finirons en exposant les perspectives ouvertes par cette recherche.

### **Rappel de la problématique**

Avec une attractivité du littoral toujours croissante et des risques de submersion et d'érosion marine grandissants du fait de la littoralisation des sociétés, la communauté scientifique s'attache aujourd'hui à améliorer les connaissances sur le fonctionnement morphodynamique et sédimentaire du système littoral afin d'aider les collectivités territoriales dans la gestion du trait de côte. Ces travaux de thèse s'intègrent ainsi dans la problématique des risques côtiers et de la gestion du littoral, et se sont attachés à apporter de nouvelles réponses sur le fonctionnement du compartiment immergé encore peu exploré et, qui est indissociable à la partie intertidale et dunaire des littoraux d'accumulation lorsque l'on cherche à évaluer « la respiration morphodynamique » générale du système côtier.

En effet, étant donné la difficulté d'approche de cette partie sous-marine, de nombreuses questions sur son fonctionnement se posent encore aujourd'hui et nous verrons dans cette partie quelles sont les réponses que ces travaux de thèse ont pu apporter sur les trois questions soulevées initialement, à savoir :

1) Quelles sont les évolutions morphodynamiques et sédimentaires de l'avant-côte aux échelles saisonnières et pluriannuelles et quels sont leurs principaux facteurs de contrôle ?

2) La limite externe théorique de l'avant-côte est-elle en concordance avec les variations morphodynamiques déterminées par les observations de terrain acquises lors des suivis réguliers ?

3) Quelles sont les corrélations observables entre les évolutions morphodynamiques du stock sédimentaire subtidal et les variations (accumulation ou érosion) enregistrées au niveau du trait de côte ?

### **Méthodologie pour répondre à la problématique**

Deux méthodes de travail complémentaires ont été mises en œuvre pour répondre à la problématique. L'une est fondée sur l'application de modèles mathématiques afin de déterminer la limite du prisme sédimentaire théorique, l'autre, plus appliquée, s'appuie sur des observations de terrain.

La partie théorique s'appuie sur des formulations prenant en compte les conditions hydrodynamiques (houles et marée) et sédimentaires et dont les paramètres sont extraits à partir de bases de données en libre d'accès (HOMERE, MARS3D et EMODnet). Les limites externes définies à partir de cette méthodologie théorique ont servi ainsi de bases (cadre spatial) pour établir les bilans sédimentaires et ont permis d'améliorer la compréhension du fonctionnement des avant-côtes.

La partie appliquée consiste à caractériser les mouvements sédimentaires à partir de données de terrain à l'échelle de quatre sites d'étude répartis sur la façade de la Bretagne occidentale. La méthode consiste à analyser des données topo-bathymétriques, sismiques et sédimentaires, de données antérieures et nouvellement acquises afin d'obtenir des informations sur la morphodynamique du fond marin, l'épaisseur sédimentaire, la nature des fonds et d'établir les bilans sédimentaires. La combinaison de ces informations, couplée aux données théoriques de l'extension du prisme sédimentaire, a permis d'améliorer nos connaissances générales du fonctionnement des avant-côtes et des transferts sédimentaires qui y opèrent.

### **Synthèse des résultats**

Ces travaux de thèse se sont, ainsi, attachés dans un premier temps, à calculer la profondeur de fermeture, c'est-à-dire à déterminer la position de la limite externe de la cellule hydro-sédimentaire, à partir de formulations théoriques. Dans un second temps, ils se sont focalisés sur l'analyse de l'avant-côte de la Bretagne occidentale selon : 1) la morphologie des avant-côtes ; 2) la nature des fonds ; 3) la morphodynamique des figures sédimentaires ; 4) l'épaisseur sédimentaire ; 5) les bilans sédimentaires.

#### Détermination théorique de la profondeur de fermeture

Déterminer la profondeur de fermeture à partir des formulations théoriques a notamment permis de calculer les bilans sédimentaires selon les 2 compartiments de l'avant-côte : i) l'avant-côte supérieure comprise entre la limite des BMVE et la DoC-enveloppe ; ii) l'avant-côte inférieure comprise entre la DoC-enveloppe et la DoC-motion. Ces 2 profondeurs de fermeture ont été calculées en prenant en compte les données de houles et la granulométrie des sédiments.

La DoC-enveloppe correspond à la limite des mouvements sédimentaires significatifs visibles aux échelles saisonnière et annuelle. En Bretagne occidentale, cette limite varie entre 4 m et 12 m. Il apparaît que la distribution spatiale des valeurs de DoC-enveloppe le long de façade, suit de près la configuration du littoral (nord, ouest et sud) avec des valeurs plus faibles dans les baies et des valeurs plus élevées au niveau des caps.

La DoC-motion correspond à la limite des mouvements sédimentaires du compartiment de l'avant-côte inférieure, enregistrés à l'échelle décennale. En Bretagne occidentale, cette limite présente une plus grande disparité que la DoC-enveloppe, avec des valeurs comprises entre 9,5 m et 65 m, révélant une hétérogénéité entre les principales cellules côtières. Ces fluctuations de DoC-motion sont liées à la fois à la variabilité spatiale des conditions de houles et à la granulométrie dont le contrôle apparaît clairement dans certaines baies. Ainsi la DoC-motion augmente largement dans les baies où la granulométrie est plus faible.

De plus, en raison du contexte macrotidal de notre cas d'étude, nous avons calculé une autre profondeur de fermeture, la DoT (depth of transport), d'après les formulations de Soulsby (1997) qui a l'avantage, dans sa méthodologie de calcul, de prendre en compte les courants de marée. Les résultats en matière de DoT ont confirmé que des transferts sédimentaires, à l'échelle des tempêtes centennales, sont possibles à des profondeurs très importantes, de l'ordre de 100 m. Aussi, le calcul de la DoT a permis de définir trois aires de mouvements

sédimentaires : 1) une aire sans mouvement ; 2) une aire de transport et de dépôt ; 3) une aire de transport sans dépôt possible. Il apparaît que les particules sédimentaires (D50 de 0,5 mm) peuvent être transportées et déposées sur toute la plateforme, au-delà de -100 m, lorsque les conditions hydrodynamiques sont fortes, hormis au niveau des platiers rocheux où le dépôt n'est pas possible. Lorsque les conditions de houles sont plus modérées, le transport de ces particules n'est plus possible à l'intérieur des baies abritées. Enfin, cette étude a aussi mis en avant des effets de contournement de cap (headland bypassing) indiquant que des échanges sédimentaires sont possibles entre cellules hydro-sédimentaires bien que celles-ci soient séparées par des promontoires rocheux.

Avant de présenter la comparaison entre les différentes profondeurs de fermeture théoriques et de terrain, nous allons tout d'abord synthétiser les résultats de l'analyse morphodynamique et sédimentaire réalisée sur les 4 sites d'étude à partir des vérités terrain.

#### La morphodynamique est contrôlée par la morphologie des sites d'étude

Afin de mener une analyse de la dynamique sédimentaire d'avant-côte, ces travaux se sont focalisés sur l'étude de quatre sites d'étude représentatifs des baies ouvertes et des anses enclavées de la Bretagne occidentale. Les anses très enclavées à assez enclavées de Dinan et des Blancs-Sablons sont contraintes dans leur extension longitudinale par des falaises, des promontoires rocheux ou par des écueils rocheux immergés se prolongeant en mer. Ces baies sont ainsi soumises aux houles, suivant une orientation assez limitée. Cet enclavement a pour effet de considérer ces anses comme des « pièges à sédiments », en entrée comme en sortie. Les baies moyennement enclavées à assez peu enclavées de Bertheaume et de Bénodet, moins encaissées, présentent une morphologie qui implique une plus grande dynamique. Elles sont ainsi soumises aux houles provenant d'un spectre d'orientations plus large comparé à celui des anses enclavées.

Les résultats de ce travail ont mis en avant des différences de fonctionnement morphodynamique et sédimentaire suivant la morphologie de ces avant-côtes, au niveau : 1) des bilans sédimentaires de l'avant-côte ; 2) de la mise en place des figures sédimentaires, témoins de l'hydrodynamisme et de la disponibilité sédimentaire ; 3) de la profondeur de fermeture définie par vérité terrain.

### Les bilans sédimentaires

La comparaison entre le fonctionnement de la plage et de l'avant-côte a montré que le fonctionnement global diffère selon le taux d'enclavement des sites d'étude. Ainsi, l'anse très enclavée de Dinan présente un trait de côte en accumulation et une avant-côte en érosion tandis que l'anse assez enclavée des Blancs-Sablons présente un trait de côte et une avant-côte tous deux en érosion. Enfin, les baies moyennement à assez peu enclavées de Bertheaume et de Bénodet présentent un trait de côte et une avant-côte tous deux en accumulation.

Les résultats ont aussi montré que les bilans sédimentaires présentent des variations en lien avec les facteurs environnementaux comme la géologie et le contexte hydrodynamique (climat de houle et marée).

-Les bilans sédimentaires de l'avant-côte, tout site d'étude confondu, varient de  $-0,46 \text{ m}^3/\text{m}^2$  à  $+0,55 \text{ m}^3/\text{m}^2$  à l'échelle pluri-annuelle, entre 2011 et 2021. Plus spécifiquement, les bilans sont négatifs pour l'anse très enclavée (anse de Dinan), alternatifs pour l'anse assez enclavée (Blancs-Sablons) et la baie moyennement enclavée (Bertheaume), et positifs pour l'anse assez peu enclavée (Bénodet). Pour les baies enclavées de l'anse de Dinan et des Blancs-Sablons, les bilans de l'avant-côte supérieure, respectivement de  $-0,18 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (entre 2013 et 2021) et  $+0,47 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (entre 2011 et 2016), sont plus élevés d'un facteur de 3,6 et 47, par rapport à ceux du compartiment de l'avant-côte inférieure. Ainsi, les résultats en matière de bilans sédimentaires sont cohérents avec les définitions des profondeurs de fermeture, qui indiquent que les évolutions morphodynamiques et *a fortiori* les bilans sédimentaires, sont plus importants au niveau de l'avant-côte supérieure. Cependant, cela ne se vérifie pas dans les baies ouvertes. De plus, les résultats obtenus montrent que le contexte géologique, déterminant la morphologie du soubassement rocheux et le degré d'enclavement, constitue ainsi le paramètre principal dans la régulation des morphologies d'avant-plage et *a fortiori* dans la variation des bilans sédimentaires.

-La comparaison des bilans sédimentaires avec les événements de tempête montre que :

- 1) plus le nombre d'heures de tempête augmente, plus le bilan sédimentaire enregistré au niveau du compartiment d'avant-côte, augmente et inversement,
- 2) dans notre cas d'étude, le seuil de tempête considéré à partir des  $H_sQ99,9$  apparaît mieux corrélé avec les bilans sédimentaires que celui considéré à partir des  $H_sQ95$  ;
- 3) le ratio sédimentaire présente une bonne corrélation avec le pourcentage d'heures de tempête ( $H_sQ99,9$ ), pour les anses enclavées ;
- 4) le ratio

sédimentaire présente une bonne corrélation avec le nombre d'heures de tempête (peu importe la durée de la période étudiée), pour les baies ouvertes.

- La comparaison des bilans sédimentaires avec les cyclicités de la marée laisse à penser que la baisse du ratio sédimentaire dans la baie de Bertheaume, passant de  $+0,05 \text{ m}^3/\text{m}^2$  entre 2015 et 2016 à  $-0,06 \text{ m}^3/\text{m}^2$  entre 2016 et 2018, enregistrée au niveau d'une zone exposée à de forts courants tidaux, pourrait être en lien avec la baisse de l'amplitude de marée correspondant au phénomène du Saros. Cependant, cette observation n'est valable que dans ce cas d'étude, donc nous restons prudents sur cette interprétation.

Cette étude a ainsi mis en avant que les évolutions entre la plage et l'avant-côte sont complexes, en lien avec le caractère enclavé ou non des sites d'étude, le climat des houles et le contexte macrotidal. Il est donc important de bien caractériser au préalable ces facteurs environnementaux dans le cadre d'études portant sur la gestion du littoral.

#### Les structures sédimentaires, témoins de l'hydrodynamisme

De nombreuses structures sédimentaires de types sillons d'érosion linéaires (RSD-L) et patchy (RSD-P) ont été observées sur les 4 sites d'étude à partir de l'analyse des données bathymétriques.

-Les sillons linéaires peuvent atteindre des tailles importantes de l'ordre de 2000 m et se développent sur des pentes inférieures à  $0,2^\circ$  dans les baies ouvertes, tandis que, dans les baies enclavées, ceux-ci sont généralement inférieurs à 300 m et se développent sur une pente moyenne de  $0,6^\circ$ . Ces RSD-L migrent de façon aléatoire perpendiculairement à leur élongation, d'une distance métrique à plurimétrique aux échelles annuelles et pluriannuelles. Cette migration semble contrôlée par les courants de retours ou les fluctuations de la marée.

- Les sillons patchy, dont l'allongement est perpendiculaire à l'arrivée de la houle, se développent en groupe de plus d'une dizaine d'individus dans les baies ouvertes et semblent isolés dans les anses enclavées et migrent vers la côte. Leurs vitesses de migration varient de 4 m/an à 44 m/an suivant les sites d'étude, et sont principalement contrôlées par les houles de beau temps.

De plus, l'analyse de la morphologie des RSD-L ou RSD-P, a permis d'observer des formes en « dos de chat » témoins supplémentaires du contrôle morphologique par un courant secondaire induit par la marée (flot) ou un estuaire. Aussi, dans les baies ouvertes, les sillons

sont systématiquement ancrés à un affleurement rocheux, tandis que dans les anses enclavées les sillons sont associés à un changement de faciès granulométrique (sédiments fins/grossiers ou sédiments grossiers/cailloutis).

L'analyse morphodynamique de ces sillons a permis d'améliorer notre compréhension des facteurs environnementaux qui les contrôlent, notamment l'espace disponible, la nature des fonds, la houle, la marée ou encore les arrivées fluviales. Enfin, ces résultats confortent le fait que ces structures soient des témoins de l'hydrodynamisme, et montrent qu'il est important d'en réaliser un suivi, entre autres dans le cadre de la gestion des stocks sédimentaires côtiers.

#### La comparaison des profondeurs de fermeture théoriques et de terrains

Les profondeurs de fermeture du profil de plage (DoC-enveloppe), déterminées au niveau des sites d'étude, sont :

1) la DoC-enveloppe morphologique, déterminée à partir des évolutions morphologiques significatives ; elle est comprise entre -6 m et -10 m ;

2) la DoC-enveloppe granulométrique, déterminée à partir du D50 minimal ; elle est comprise entre -6 m et -10 m ;

3) la DoC-enveloppe pente, déterminée lorsque la pente devient inférieure à 1% ; elle est comprise entre -5 m et -18 m ;

4) la DoC-enveloppe théorique qui est comprise entre -5 m et -7 m.

Ces résultats montrent une grande variabilité des valeurs de DoC-enveloppe avec un écart maximal de 12 m pour l'anse de Déolen. La meilleure corrélation, entre les différentes profondeurs de fermeture (théoriques et de terrain) du profil de plage, est celle entre la DoC-enveloppe morphologique et la DoC-enveloppe pente (indice de corrélation de 0,93). Cependant, nous concluons ici, que la meilleure profondeur qui peut être établie est celle définie à partir de vérités terrain (DoC-enveloppe morphologique), c'est-à-dire à partir des évolutions morphodynamiques établies lors d'un suivi bathymétrique pluri-annuel d'un site d'étude.

Enfin, la comparaison entre les profondeurs de fermeture théoriques (DoC/DoT) et les données de terrain ont permis de mieux positionner les structures sédimentaires au sein de chaque compartiment. Dans l'avant-côte supérieure, entre la BMVE et la DoC-enveloppe, se développent des sillons d'érosion linéaire si l'espace libre est suffisant ainsi que les systèmes

de barres/bâches. Dans l'avant-côte inférieure, entre la DoC-enveloppe et la DoC-motion, se développent des sillons d'érosion linéaires et patchy ainsi que des dunes barkhanes. Au large, dans la partie « offshore transition », entre la DoC-motion et la DoT-motion, nous retrouvons les bancs sableux et les grandes dunes tidales, qui sont des stocks sédimentaires pour partie hérités, présentant cependant une dynamique sédimentaire active.

### Évolutions à l'échelle régionale

Un travail de synthèse sur les épaisseurs sédimentaires a été réalisé à partir des données sismiques disponibles, ce qui représente un panel de 12 profils transversaux distribués le long de la Bretagne occidentale. Ce travail conforte les études antérieures qui montrent que cette plateforme est appauvrie en sédiment.

Le volume sédimentaire de l'avant-côte, interpolé à l'échelle de la Bretagne occidentale est estimé en moyenne à 3 220 millions de m<sup>3</sup>. En comparaison, le stock sédimentaire de l'ensemble des dunes et des bancs sableux, répertorié par l'inventaire des ressources en matériaux marins, représente un volume de 1 268 millions de m<sup>3</sup>. Ainsi la comparaison des différents types de stocks sédimentaires montre que celui comprenant l'avant-côte et la partie intertidale est supérieur et *a minima* équivalent à celui des bancs et dunes tidales situés au large, dans le compartiment de l'offshore-transition, c'est-à-dire, au-delà de la DoC-motion. Bien que la plateforme de la Bretagne occidentale soit considérée comme maigre, le stock sédimentaire de l'avant-côte n'est pas négligeable par rapport à celui des bancs sableux. Ce résultat montre une certaine disponibilité en particules sableuses pour le réengraissement « naturel » des plages par les houles de beau temps.

Enfin, comme le montre l'étude de la profondeur de fermeture à l'échelle régionale, il n'est plus possible de ne pas prendre en compte les effets de bypass par contournement des caps rocheux ainsi que les échanges entre les cellules hydro-morpho-sédimentaires pour la gestion du trait de côte. En effet, ces effets de bypass impliquent forcément une disponibilité sédimentaire proche pour le réengraissement du système côtier.

### **Les apports de ce travail de thèse**

Ce travail doctoral nous a donc permis de participer :

1) à l'amélioration des connaissances du fonctionnement morphodynamique et sédimentaire du compartiment de l'avant-côte et de sa relation avec l'espace émergé, dans le but d'aider les collectivités territoriales dans la gestion du littoral. Cette étude a notamment permis, de proposer un protocole de mise en place du suivi du compartiment de l'avant-côte, apparaissant comme indissociable de la partie intertidale et dunaire lors d'étude sur la gestion du trait de côte. Ce protocole est proposé afin de rendre compte du fonctionnement de l'avant-côte à plusieurs échelles temporelles, selon le temps d'action des différents facteurs de contrôle comme les événements météo-marins, les effets anthropiques ou les apports sédimentaires.

2) à l'amélioration des connaissances sur la distribution et la morphodynamique des structures sédimentaires de type sillons d'érosion, témoins du contexte hydrodynamique et sédimentaire des sites d'étude.

3) à la détermination de la profondeur de fermeture à l'échelle régionale de la Bretagne occidentale, limite importante qui permet de contraindre l'extension de la cellule littorale vers le large, dans le but d'établir des bilans sédimentaires.

4) à positionner les différentes structures sédimentaires, de types bancs sableux, grandes dunes tidales, sillons d'érosion, dunes barkhanes et barres/bâches, dans les différents compartiments selon les échelles spatio-temporelles.

Enfin, suite à ce travail doctoral, nous ne pouvons que réaffirmer la nécessité d'effectuer des suivis *a minima* sur une dizaine d'années, du compartiment d'avant-côte dans le cadre d'opérations visant l'amélioration de la gestion du trait de côte par le biais d'une gestion des stocks sédimentaires côtiers.

### **Limites et perspectives**

Ce travail doctoral a permis d'améliorer nos connaissances des avant-côtes en Bretagne occidentale, cependant, les résultats ont mis en lumière des limites au niveau de leur interprétation en lien avec la méthodologie employée.

- Nous avons vu que les marges d'erreur des jeux de données bathymétriques peuvent être importantes et s'amplifient lorsqu'on réalise des comparaisons entre ces jeux de données. En conséquence, et dans un premier temps, nous pouvons dire qu'il est important d'utiliser les mêmes outils d'acquisition lors de suivis réguliers. Dans un deuxième temps, nous conseillons de mettre en place un protocole systématique de validation et de nettoyage des sondes aberrantes par comparaison avec un plan de référence ou des zones stables, à l'image des travaux de James et al. (2019) et Bertin et al. (2022b).
- Les difficultés d'interprétation des bilans sédimentaires ou de la morphodynamique des figures sédimentaires, liées à un manque de répétabilité des modèles numériques de terrain, montrent qu'il est important de procéder à des suivis réguliers selon un protocole bien établi.
- Le manque de données sismiques à l'échelle régionale de la Bretagne occidentale est encore un verrou pour la connaissance des épaisseurs sédimentaires globales. Il est donc important de continuer nos recherches dans ce domaine.
- La distance à laquelle prendre la mesure de la houle pourrait être à l'origine des difficultés d'interprétation de la comparaison des profondeurs de fermeture théoriques et de terrain. Afin de lever ce verrou, nous conseillons d'orienter la recherche de cette distance à travers une analyse de la DoC le long de profils cross-shore.
- Enfin, l'étude a été menée sur un nombre limité de zones d'étude et une augmentation du nombre de sites d'observations et mesures permettrait de conforter et de discuter plus largement les résultats obtenus.

Ce travail nous a permis de répondre à certaines questions sur le fonctionnement du système côtier, mais en soulève d'autres qui amènent aux perspectives suivantes :

- Malgré des erreurs verticales rendant difficiles l'interprétation, l'apport du Litto 3D est non négligeable pour les études de l'avant-côte et une répétabilité de ces acquisitions apparaît essentielle dans l'avenir.
- Des campagnes visant à installer des capteurs de mesures de courants peuvent être envisagées afin de mieux contraindre les facteurs hydrodynamiques et valider les interprétations sur les directions des transferts sédimentaires déterminés à partir des différentiels bathymétriques.
- Afin de combler le manque de données sismiques dans certaines zones, en lien avec leur difficulté d'approche par voie maritime, il pourrait être intéressant de se tourner vers la

technique de l'électromagnétisme héliporté (HEM) (Billy et al., 2022). De plus, cette technique permettrait d'obtenir les épaisseurs sédimentaires le long du continuum terre-mer.

- Le calcul de la DoT et la détermination des aires de mise en mouvement sont des apports prometteurs qui pourraient être améliorés en modélisant davantage de cas de figure selon des conditions hydrodynamiques (houle et marée) différentes, en utilisant des données granulométriques *in situ*, et en utilisant des bases de données plus représentatives des conditions de houle à la côte, comme le modèle SWAN.

Enfin, ce travail doctoral nous amène à encourager le développement de projet de suivis de l'avant-côte à l'instar des observatoires déjà mis en place pour le suivi du littoral et du trait de côte, comme l'observatoire OSIRISC (ObServatoire Intégré des Risques Côtiers d'érosion submersion) ou le réseau d'observation DYNALIT.



# BIBLIOGRAPHIE

- Aagaard, T. (2011). Sediment transfer from beach to shoreface : The sediment budget of an accreting beach on the Danish North Sea Coast. *Geomorphology*, 135(1-2), 143-157. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.012>
- Aagaard, T., Davidson-Arnott, R., Greenwood, B., & Nielsen, J. (2004). Sediment supply from shoreface to dunes : Linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology*, 60(1), 205-224. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.08.002>
- Aleman, N. (2013). *Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires. Le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide de la technologie LIDAR* [Thèse de Doctorat]. Université de Perpignan.
- Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Anthony, E. J., & Barusseau, J.-P. (2015). Longshore variability of beach states and bar types in a microtidal, storm-influenced, low-energy environment. *Geomorphology*, 241, 175-191. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.029>
- Allen, J. R. L. (1968). The Nature and Origin of Bed-Form Hierarchies. *Sedimentology*, 10(3), 161-182. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb01110.x>
- Allen, J. R. L. (1980). Sand waves : A model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26(4), 281-328. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(80\)90022-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90022-6)
- Allen, J. R. L. (Éd.). (1985). *Principles of Physical Sedimentology*. Springer US. <https://doi.org/10.1007/978-1-4613-2545-1>
- Allen, J. R. L. (1994). Fundamental properties of fluids and their relation to sediment transport processes. In K.Pye , *Sediment transport and depositional processes* ( Blackwell Science Ltd, p. 25-60).
- Almeida, L. P., Ferreira, Ó., & Pacheco, A. (2010). Thresholds for morphological changes on an exposed sandy beach as a function of wave height. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(4), 523-532. <https://doi.org/10.1002/esp.2072>
- Amos, C., & King, E. (1984). Bedforms of the Canadian eastern seaboard : A comparison with global occurrences. *Marine Geology*, 57, 167-208. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90199-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90199-3)
- Anderson, J. B., Abdulah, K., Siringan, F., & Sarzalejo, S. (1994, mai 2). *Application Of High-Resolution Seismic Reflection Data In Assessing The Size, Shape, And Lithology Of Near-Surface Sand Bodies*. Offshore Technology Conference. <https://doi.org/10.4043/7372-MS>
- Anthony, E. J., & Aagaard, T. (2020). The lower shoreface : Morphodynamics and sediment connectivity with the upper shoreface and beach. *Earth-Science Reviews*, 210, 103334. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103334>
- Aragonés, L., Pagán, J. I., López, I., & Serra, J. C. (2018). Depth of closure : New calculation method based on sediment data. *International Journal of Sediment Research*, 33(2), 198-207. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2017.12.001>
- Aragonés, L., Pagán, J. I., López, M. P., & Serra, J. C. (2019). Cross-shore sediment transport quantification on depth of closure calculation from profile surveys. *Coastal Engineering*, 151, 64-77. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.04.002>
- Ashley, G. M. (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms; a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Research*, 60(1), 160-172. <https://doi.org/10.2110/jsr.60.160>

- Auffret, J. P., Augris, C., Cabioch, L., & Koch, P. (1992). Sillons graveleux aux abords de la Baie de Morlaix. *Annales de la Société géologique du Nord*, 1(3), 143-147.
- Augris, C. (2005). *Atlas thématique de l'environnement marin de la baie de Douarnenez (Finistère)*. Editions Quae.
- Augris, C., & Clabaut, P. (2001). *Cartographie géologique des fonds marins côtiers : Exemples le long du littoral français*. Editions Quae.
- Augris, C., Clabaut, P., Costa, S., Gourmelon, F., & Latteux, B. (2004). *Évolution morpho-sédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime (France)* (p. 148). IFREMER. <https://hal.science/hal-00071095>
- Augris, C., & Cressard, A. (1984). *Les granulats marins* (Rapports scientifiques et techniques N° 51; p. 87). Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO). <http://archimer.ifremer.fr/doc/00000/4940/>
- Augris, C., & Simplet, L. (2013). Les matériaux marins. *Géosciences n°17 : Le littoral | BRGM*, 17, 82-89.
- Augris, C., & Simplet, L. (Coord. ). (2011). *Atlas géologique de la baie de Lannion (Côte-d'Armor—Finistère)*. (Quae).
- Baas, J. H., Best, J. L., & Peakall, J. (2016). Predicting bedforms and primary current stratification in cohesive mixtures of mud and sand. *Journal of the Geological Society*, 173(1), 12-45. <https://doi.org/10.1144/jgs2015-024>
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., & Pitra, P. (2009). Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2), 174-201. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009>
- Baltzer, A., BOUTIN, R., & Stépanian, A. (2010). Apport de la sismique marine très haute résolution à l'étude de la rade abri de Brest (France). *Revue Paralia*, 3. <https://doi.org/10.5150/revue-paralia.2010.001>
- Barnard, P. L., Erikson, L. H., Elias, E. P. L., & Dartnell, P. (2013a). Sediment transport patterns in the San Francisco Bay Coastal System from cross-validation of bedform asymmetry and modeled residual flux. *Marine Geology*, 345, 72-95. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.011>
- Barnard, P. L., Schoellhamer, D. H., Jaffe, B. E., & McKee, L. J. (2013b). Sediment transport in the San Francisco Bay Coastal System : An overview. *Marine Geology*, 345, 3-17. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.04.005>
- Battiau-Queney, Y. (2019). *La hausse du niveau de la mer accélère-t-elle l'érosion des côtes?* (1/3).
- Baux, N., Murat, A., Poizot, E., Méar, Y., Gregoire, G., Lesourd, S., & Dauvin, J.-C. (2022). An innovative geostatistical sediment trend analysis using geochemical data to highlight sediment sources and transport. *Computational Geosciences*, 26(2), 263-278. <https://doi.org/10.1007/s10596-021-10123-5>
- Beck, C., Clabaut, P., Dewez, S., Vicaire, O., Chamley, H., Augris, C., Hoslin, R., & Caillot, A. (1991). Sand bodies and sand transport paths at the English Channel-North Sea border : Morphology, dynamics and radioactive tracing. *Oceanologica Acta*, 11, 111-121. Scopus.
- Belderson, R. H., Johnson, M. A., & Kenyon, N. H. (1982). Bedforms. In *Offshore Tidal Sands : Processes and Deposits* (Stride, A.H., p. 27-57). Chapman and Hall.
- Bell, R. G., Goring, D. G., & de, L. W. (2000). Sea-level Change and Storm Surges in the Context of Climate Change. *Transactions of the Institution of Professional Engineers New Zealand: General Engineering Section*, 27(1), 1-10. <https://doi.org/10.3316/informit.184946168132779>
- Bellec, V., Diesing, M., & Schwarzer, K. (2010a). Late Quaternary Evolution of Gravel Deposits in Tromper Wiek, South-western Baltic Sea. *Journal of Coastal Research*, 173-186.

- Bellec, V. K., Bøe, R., Rise, L., Slagstad, D., Longva, O., & Dolan, M. F. J. (2010b). Rippled scour depressions on continental shelf bank slopes off Nordland and Troms, Northern Norway. *Continental Shelf Research*, 30(9), 1056-1069. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.02.006>
- Belleney, D., Ehrhold, A., Le Dantec, N., Le Roy, P., & Jouet, G. (2022). Multi-temporal analysis of submarine sand dunes morphodynamics (Bay of Brest, Brittany, France) : A marker of sediment pathways in a macrotidal environment open to sea swells. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 274. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.107911>
- Berné, S. (1991). *Architecture et dynamique des dunes tidales. Exemples de la marge atlantique française* [Thèse de Doctorat]. Université des sciences et techniques de Lille Flandres-Artois.
- Berné, S. (1999). *Dynamique, architecture et préservation des corps sableux de plate-forme (Habilitation à diriger des recherches)*. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00034/14552/>
- Berné, S., Allen, G., Auffret, J. P., Chamley, H., Durand, J., & Weber, O. (1989). Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 6, 1155-1160. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.V.6.1145>
- Berné, S., Castaing, P., Drezen, E. L., & Lericolais, G. (1993). Morphology, internal structure, and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde Estuary (France). *Journal of Sedimentary Research*, 63(5), 780-793. <https://doi.org/10.1306/D4267C03-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Berthois, L. (1953). *Contribution à l'étude lithologique de l'archipel des Açores* (p. 198) [Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, t. XXXIV].
- Bertin, S., Floch, F., Le Dantec, N., Jaud, M., Cancouët, R., Franzetti, M., Cuq, V., Prunier, C., Ammann, J., Augereau, E., Lamarche, S., Belleney, D., Rouan, M., David, L., Deschamps, A., Delacourt, C., & Suanez, S. (2022a). A long-term dataset of topography and nearshore bathymetry at the macrotidal pocket beach of Porsmilin, France. *Scientific Data*, 9(1), 79. <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01170-3>
- Bertin, S., Jaud, M., & Delacourt, C. (2022b). Assessing DEM quality and minimizing registration error in repeated geomorphic surveys with multi-temporal ground truths of invariant features : Application to a long-term dataset of beach topography and nearshore bathymetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 47(12), 2950-2971. <https://doi.org/10.1002/esp.5436>
- Bhaud, M., & Duchêne, J. J. (1977). Observations sur l'efficacité comparée de deux bennes. *Vie Milieu*, XXVII (1.A), 35-53.
- Billy, J., Reninger, P.-A., Raingeard, A., Chaumillon, E., & Bouvier, C. (2022). Airborne electromagnetics as a tool to image the land-to-sea sedimentary continuum : A complementary geophysical approach to improve coastal characterization. *Marine Geology*, 454, 106945. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106945>
- Billy, J., Robin, N., Certain, R., Hein, C., & Berné, S. (2013). Barrier shoreline evolution constrained by shoreface sediment reservoir and substrate control : The Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Journal of Coastal Research*, 65 (10065), 2089-2094. <https://doi.org/10.2112/SI65-353.1>
- Birkemeier, W. A. (1985). Field Data on Seaward Limit of Profile Change. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 111(3), 598-602. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1985\)111:3\(598\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1985)111:3(598))
- Bisquay, H. (2006). *Sondeurs multifaisceaux. Comment ça marche ?*
- Bisquay, H., Floch, H., & Lurton, X. (2007). *Les équipements acoustiques des navires océanographiques*. 7.
- Bitri, A., Perrin, J., & Beauce, A. (1996). *La sismique réflexion haute résolution : Principes et applications*.

- Blaise, E. (2017). *Etude des dynamiques du trait de côte de la région Bretagne à différentes échelles spatio-temporelles* [These de doctorat, Brest]. <https://www.theses.fr/2017BRES0010>
- Blaise, E., Suanez, S., Stéphan, P., Fichaut, B., David, L., Cuq, V., Autret, R., Houron, J., Rouan, M., Floc'h, F., Arduin, F., Cancouët, R., Davidson, R., Costa, S., & Delacourt, C. (2015). Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 21(3), 267-292. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11104>
- Bodéré, J.-C., Cribb, R., Curr, R., Davies, P., Hallégouët, B., Meur-Férec, C., Piriou, N., Williams, A. T., & Yoni, C. (1991). La gestion des milieux dunaires littoraux. Evolution de leur vulnérabilité à partir d'une liste de contrôle. Etude de cas dans le sud du Pays de Galles et en Bretagne occidentale. *Noroi*, 151(1), 279-298. <https://doi.org/10.3406/noroi.1991.6371>
- Boillot, G. (1960). La répartition des fonds sous-marins au large de Roscoff (Finistère). *Cahiers de biologie marine*.
- Boss, S. K., Hoffman, C. W., & Cooper, B. (2002). Influence of fluvial processes on the Quaternary geologic framework of the continental shelf, North Carolina, USA. *Marine Geology*, 183(1), 45-65. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00253-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00253-5)
- Boudière, E., Maisondieu, C., Arduin, F., Accensi, M., Pineau-Guillou, L., & Lepesqueur, J. (2013). A suitable metocean hindcast database for the design of Marine energy converters. *International Journal of Marine Energy*, 3-4, e40-e52. <https://doi.org/10.1016/j.ijome.2013.11.010>
- Bowen, A. J., & Inman, D. L. (1966). *Budget of Littoral Sands in the Vicinity of Point Arguello, California*. U.S. Army Coastal Engineering Research Center.
- Bowman, D., Guillén, J., López, L., & Pellegrino, V. (2009). Planview Geometry and morphological characteristics of pocket beaches on the Catalan coast (Spain). *Geomorphology*, 108(3), 191-199. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.01.005>
- Bowman, D., Rosas, V., & Pranzini, E. (2014). Pocket beaches of Elba Island (Italy) – Planview geometry, depth of closure and sediment dispersal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 138, 37-46. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2013.12.005>
- Brasington, J., Langham, J., & Rumsby, B. (2003). Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology*, 53(3), 299-316. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00320-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00320-3)
- Bray, M. J., Carter, D. J., & Hooke, J. M. (1995). Littoral Cell Definition and Budgets for Central Southern England. *Journal of Coastal Research*, 11(2), 381-400.
- Browder, A. G., & McNinch, J. E. (2006). Linking framework geology and nearshore morphology: Correlation of paleo-channels with shore-oblique sandbars and gravel outcrops. *Marine Geology*, 231(1-4), 141-162. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.06.006>
- Brown, L. F., & Fisher, W. L. (1977). Seismic-Stratigraphic Interpretation of Depositional Systems : Examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. *Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration*, 213-248.
- Brunel, C. (2010). *Évolution séculaire de l'avant côte de la méditerranée Française, impact de l'élévation du niveau de la mer et des tempêtes* [Phdthesis, Université de Provence - Aix-Marseille I]. <https://theses.hal.science/tel-00511971>
- Brunel, C., Certain, R., Robin, N., Aleman, N., & Raynal, O. (2014). *REVOLSED : « Relation entre l'évolution du trait de côte et le bilan sédimentaire de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon »*. (Rapport final; p. 68). DREAL-LR / UPVD.

- Bruun, P. (1988). The Bruun Rule of Erosion by Sea-Level Rise : A Discussion on Large-Scale Two- and Three-Dimensional Usages. *Journal of Coastal Research*, 4(4), 627-648.
- Cacchione, D. A., Drake, D. E., Grant, W. D., & Tate, G. B. (1984). Ripple Scour Depressions on the Inner Continental Shelf Off Central California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(4), 1280-1291.
- Cagnard, F. (2008). *Carte géologiques harmonisée du département du Finistère BRGM : RP-56273—FR* (p. 435).
- Campus. (1941). *Classification et dénomination des sols* (Association belge pour l'étude, l'essai et l'emploi des matériaux N° 2). [https://orbi.uliege.be/bitstream/2268/223355/1/ST\\_Campus\\_127.pdf](https://orbi.uliege.be/bitstream/2268/223355/1/ST_Campus_127.pdf)
- Capobianco, M., Hanson, H., Larson, M., Steetzel, H., Stive, M. J. F., Chatelus, Y., Aarninkhof, S., & Karambas, T. (2002). Nourishment design and evaluation : Applicability of model concepts. *Coastal Engineering*, 47(2), 113-135.
- Capobianco, M., Larson, M., Nicholls, R., & Kraus, N. (1997). Depth of Closure : A Contribution to the Reconciliation of Theory, Practice, and Evidence. *Coastal dynamics*, 97. ASCE, 1997, 506-515.
- Cariolet, J.-M. (2011). Quantification du runup sur une plage macrotidale à partir des conditions morphologiques et hydrodynamiques. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 17(1), Art. 1. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9315>
- Carter, R. W. G. (1988). *Coastal Environments : An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines*. Academic Press.
- Castelle, B., & Coco, G. (2012). The morphodynamics of rip channels on embayed beaches. *Continental Shelf Research*, 43, 10-23. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.04.010>
- Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., & Scott, T. (2018). Increased Winter-Mean Wave Height, Variability, and Periodicity in the Northeast Atlantic Over 1949–2017. *Geophysical Research Letters*, 45(8), 3586-3596. <https://doi.org/10.1002/2017GL076884>
- Castelle, B., & Harley, M. (2020). Extreme events : Impact and recovery. In *Sandy Beach Morphodynamics* (p. 533-556). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5.00022-9>
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K. D., Robinet, A., Sénéchal, N., & Ferreira, S. (2015). Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast : Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology*, 238, 135-148. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.006>
- Castelle, B., Scott, T., Brander, R. W., & McCarroll, R. J. (2016). Rip current types, circulation and hazard. *Earth-Science Reviews*, 163, 1-21. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.008>
- Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. t. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., & Tucker, M. E. (2011). Sequence Stratigraphy : Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, 44(3), 173-245. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2011/0011>
- Cayocca, F., & du Gardin, B. (2003). Assessing the impact of sand extraction on the shore stability : Project for a methodological framework. *European marine sand and gravel—shaping the future, EMSAGG Conference 20th-21st February*.
- Cerema, & MTES. (2017). *Indicateur national de l'érosion côtière. Couche SIG*.
- Cerkowniak, G. R., Ostrowski, R., & Stella, M. (2015). Depth of closure in the multi-bar non-tidal nearshore zone of the Baltic Sea : Lubiatowo (Poland) case study. *Bulletin of the Maritime Institute in Gdańsk*, 9.
- Certain, R. (2002). *Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : Le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon)* [These de doctorat]. Perpignan.

- Certain, R., Tessier, B., Barusseau, J.-P., Courp, T., & Pauc, H. (2005). Sedimentary balance and sand stock availability along a littoral system. The case of the western Gulf of Lions littoral prism (France) investigated by very high resolution seismic. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6), 889-900. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.03.004>
- Chaumillon, E., Gillet, H., Weber, N., & Tesson, M. (2002). Évolution temporelle et architecture interne d'un banc sableux estuarien : La Longe de Boyard (littoral atlantique, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 334(2), 119-126.
- Chaumillon, E., Tessier, B., & Reynaud, J.-Y. (2010). Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 181(2), 75-85. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.75>
- Chaumillon, E., Wöppelmann, G., Karpytchev, M., & Bertin, X. (2011). Mesures et modélisations des évolutions du niveau marin, des vagues, des tempêtes et des évolutions des littoraux pour une gestion durable des littoraux. *Vertigo, Hors série 9*.
- Chauris, L. (1987). Le sphène : Un minéral-traceur. L'exemple des sables lourds des plages du Nord-Finistère (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 305, 27-30.
- Chauris, L., & Hallegouët, B. (1989). Notice explicative de la carte géologique de la France au 1 : 50000, feuille Le Conquet (273). *BRGM, Orléans*, 69.
- Christophe, M., Mickael, A., Jean-François, L. R., & Edwige, B. (2017). *Manuel de l'utilisateur de la base de données HOMERE*. 50.
- Ciavola, P., & Coco, G. (2017). *Coastal Storms : Processes and Impacts*. John Wiley & Sons.
- Cirac, P., Berné, S., Castaing, P., & Weber, O. (2000). Sedimentary processes and facies on the northern Aquitaine shelf, France. *Oceanologica Acta*, 23(6), 663-686.
- Clifton, H. E., & Dingler, J. R. (1984). Wave-formed structures and paleoenvironmental reconstruction. *Marine Geology*, 60(1), 165-198. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90149-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90149-X)
- Coco, G., Murray, A. B., & Green, M. O. (2007). Sorted bed forms as self-organized patterns : 1. Model development. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3). <https://doi.org/10.1029/2006JF000665>
- Cohen, O., Dolique, F., Anthony, E., & Hequette, A. (2002). *L'approche morphodynamique en géomorphologie littorale* (p. 191-214).
- Cojan, I., & Renard, M. (2013). *Sédimentologie—3e éd.* (Dunod). Dunod.
- Corlay, J.-P. (1995). Géographie sociale, géographie du littoral. *Norois*, 165(1), 247-265. <https://doi.org/10.3406/noroi.1995.6623>
- Costa, S., Gourmelon, F., Augris, C., Clabaut, P., & Latteux, B. (2005). Apport de l'approche systémique et pluridisciplinaire dans l'étude du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime (France). *Norois*, 196, 91-108. <https://doi.org/10.4000/norois.534>
- Coughlan, M., Guerrini, M., Creane, S., O'Shea, M., Ward, S. L., Van Landeghem, K. J. J., Murphy, J., & Doherty, P. (2021). A new seabed mobility index for the Irish Sea : Modelling seabed shear stress and classifying sediment mobilisation to help predict erosion, deposition, and sediment distribution. *Continental Shelf Research*, 229, 104574. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104574>
- Cowell, P. J., Hanslow, D. J., & Meleo, J. F. (1999). The Shoreface. In : Short, A. D., (ed.), *In Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics* (Wiley&Sons, p. 39-71).
- Cowell, P. J., Stive, M. J. F., Niedoroda, A. W., Swift, D. J. P., de Vriend, H. J., Buijsman, M. C., Nicholls, R. J., Roy, P. S., Kaminsky, G. M., Cleveringa, J., Reed, C. W., & de Boer, P. L. (2003). The Coastal-Tract (Part 2) : Applications of Aggregated Modeling of Lower-order Coastal Change. *Journal of Coastal Research*, 19(4), 21.
- Cowell, P. J., & Thom, B. G. (1994). Morphodynamic of coastal evolution. In *Coastal evolution : Late quaternary shoreline* (Carter R.W.G. et Woodroffe C.D, p. 33-86). Cambridge University Press.

- Cruz, O. G., & Noernberg, A. M. (2020). Bedforms controlled by residual current vortices in a subtropical estuarine tidal channel. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 232, 106485. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106485>
- Dai, Z.-J., Li, C.-C., & Zhang, Q.-L. (2004). Fractal analysis of shoreline patterns for crenulate-bay beaches, Southern China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61(1), 65-71. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.04.004>
- Dalrymple, R. W. (1984). Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 31(3), 365-382. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb00865.x>
- Dalrymple, R. W. (2022). A review of the morphology, physical processes and deposits of modern straits. *Geological Society, London, Special Publications*, 523(1), SP523-2021-2076. <https://doi.org/10.1144/SP523-2021-76>
- Daniel, J. R. K. (1988). Sea defence strategies and their impact on a coast subject to a cyclic pattern of erosion and accretion. *Ocean & Shoreline Management*, 11, 159-175.
- Davis, A. C. D., Kvittek, R. G., Mueller, C. B. A., Young, M. A., Storlazzi, C. D., & Phillips, E. L. (2013). Distribution and abundance of rippled scour depressions along the California coast. *Continental Shelf Research*, 69, 88-100. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.09.010>
- De Figueiredo, S. A., Goulart, E. S., & Calliari, L. J. (2020). Effects of closure depth changes on coastal response to sea level rise : Insights from model experiments in southern Brazil. *Geomorphology*, 351, 106935. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106935>
- Dean, R. G. (1973). Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone. *First Australian Conference on Coastal Engineering, 1973: Engineering Dynamics of the Coastal Zone*, 215-221. <https://doi.org/10.3316/informit.971703171672500>
- Dean, R. G. (1991). Equilibrium Beach Profiles : Characteristics and Applications. *Journal of Coastal Research*, 7(1), 53-84.
- Debyser, J., Lenoble, J.-P., Augris, C., Cressard, A., & Lemaire, J. (1976). *Les granulats marins silicieux et calcaires du littoral Breton—Note technique n°52*. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00103/21467/>
- Dehouck, A. (2006). Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère) [These de doctorat]. Université de Bretagne occidentale.
- Diesing, M., Kubicki, A., Winter, C., & Schwarzer, K. (2006). Decadal scale stability of sorted bedforms, German Bight, southeastern North Sea. *Continental Shelf Research*, 26(8), 902-916. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.02.009>
- Do, J. D., Jin, J.-Y., Jeong, W. M., & Chang, Y. S. (2019). Observation of Rapid Seabed Erosion Near Closure Depth During a Storm Period at Hujeong Beach, South Korea. *Geophysical Research Letters*, 46(16), 9804-9812. <https://doi.org/10.1029/2019GL083910>
- Dolan, R. (1971). Coastal Landforms : Crescentic and Rhythmic. *GSA Bulletin*, 82(1), 177-180. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[177:CLCAR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[177:CLCAR]2.0.CO;2)
- Dolan, R., & Lins, H. (1987). Beaches and Barrier Islands. *Scientific American*, 257(1), 68-77.
- Dreal Bretagne. (2020). *Les sites d'exploitation de granulats marins en Bretagne, Etat en janvier 2020*. [Map]. [https://bretagne-environnement.fr/sites/default/files/donnees/carte\\_granulats\\_marins\\_exploitation\\_2020\\_dreal.pdf](https://bretagne-environnement.fr/sites/default/files/donnees/carte_granulats_marins_exploitation_2020_dreal.pdf)
- Dubois, J., & Diament, M. (2001). *Geophysique cours et exercices* (Dunod (2ème édition)). <https://www.eyrolles.com/Sciences/Livre/geophysique-cours-et-exercices-9782100057450/>
- Duclos, P.-A. (2013). *Impacts morpho-sédimentaires de l'extraction de granulats marins—Application au bassin oriental de la Manche* [Thèse de doctorat, Université de Rouen]. <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00795475/>

- Ehrhold, A. (1999). *Dynamique de comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime mégatidal : Exemple de la Baie du Mont-Saint-Michel* [Thèse de Doctorat, Université de Caen]. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00000/3232/>
- Ehrhold, A. (2004). *Projet REBENT: Cartographie des habitats benthiques dans les petits fonds côtiers à l'aide de méthodes acoustiques*. Minéralogie. Université de Caen, 2004.
- Ehrhold, A. (2014). *Cartes sédimentologiques de Bretagne Sud : Entre baie de Vilaine et archipel de Glénan*. Editions Quae.
- Ehrhold, A., Hamon, D., & Chevalier, C. (2011). *Réseau de surveillance benthique (REBENT) – Région Bretagne. Approche sectorielle subtidale : Identification et caractérisation des habitats benthiques du secteur Morlaix*. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00152/26276/>
- Ehrhold, A., Le Gall, B., Stéphan, P., & Suanez, S. S. (2017). Présentation générale. In B. L. G. Axel Ehrhold (Éd.), *Atlas de l'archipel de Molène. Géologie, géomorphologie et sédimentologie* (p. 17-32). Quae. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01485451>
- Elias, E. P. L., & Hansen, J. E. (2013). Understanding processes controlling sediment transports at the mouth of a highly energetic inlet system (San Francisco Bay, CA). *Marine Geology*, 345, 207-220. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.07.003>
- Fattal, P., Robin, M., Paillart, M., Maanan, M., Mercier, D., Lamberts, C., & Costa, S. (2010). Effets des tempêtes sur une plage aménagée et à forte protection côtière : La plage des Éloux (côte de Noirmoutier, Vendée, France). *Noroi*, 215(2), 101-114. <https://doi.org/10.4000/noroi.3289>
- Faye, I. B. Nd., Hénaff, A., & Hallégouet, B. (2007). Evolution récente de la ligne de rivage en baie d'Audierne : De Penhors à la pointe de la Torche. *Penn ar Bed*, n° 199/200, 50-61.
- Fellowes, T. E., Vila-Concejo, A., & Gallop, S. L. (2019). Morphometric classification of swell-dominated embayed beaches. *Marine Geology*, 411, 78-87. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.02.004>
- Fenster, M. S., & Dolan, R. (1993). Historical Shoreline Trends along the Outer Banks, North Carolina : Processes and Responses. *Journal of Coastal Research*, 9(1).
- Ferret, Y., Bot, S. L., Tessier, B., Garlan, T., & Lafite, R. (2010). Migration and internal architecture of marine dunes in the eastern English Channel over 14 and 56 year intervals : The influence of tides and decennial storms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(12), 1480-1493. <https://doi.org/10.1002/esp.2051>
- Ferrini, V. L., & Flood, R. D. (2005). A comparison of Rippled Scour Depressions identified with multibeam sonar : Evidence of sediment transport in inner shelf environments. *Continental Shelf Research*, 25(16), 1979-1995. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.07.002>
- Fichaut, B. (1989). Morphosédimentologie de la partie occidentale de la rade de Brest. *Noroi*, 144(1), 377-390. <https://doi.org/10.3406/noroi.1989.4442>
- Fisher, P. F., & Tate, N. J. (2006). Causes and consequences of error in digital elevation models. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 30(4), 467-489. <https://doi.org/10.1191/0309133306pp492ra>
- Flemming, B. (2000). *The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes*. 23-24.
- Folk, R. L. (1954). The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. *The Journal of Geology*, 62(4), 344-359. <https://doi.org/10.1086/626171>
- Folk, R. L. (1971). Longitudinal Dunes of the Northwestern Edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia, 1. Geomorphology and Grain Size Relationships. *Sedimentology*, 16(1-2), 5-54. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1971.tb00217.x>
- Folk, R. L. (1980). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company. <https://repositories.lib.utexas.edu/handle/2152/22930>

- Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1), 3-26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Fraccascia, S., Winter, C., Ernstsens, V. B., & Hebbeln, D. (2016). Residual currents and bedform migration in a natural tidal inlet (Knudedyb, Danish Wadden Sea). *Geomorphology*, 271, 74-83. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.07.017>
- Franzetti, M. (2014). *Dynamique des bancs et dunes sableuses de plateforme en contexte macrotidal: L'exemple du Banc du Four (Ouest Bretagne)* [Thèse de Doctorat, Université de Bretagne occidentale]. <https://www.theses.fr/s107226>
- Franzetti, M., Le Roy, P., Delacourt, C., Garlan, T., Cancouët, R., Sukhovich, A., & Deschamps, A. (2013). Giant dune morphologies and dynamics in a deep continental shelf environment: Example of the banc du four (Western Brittany, France). *Marine Geology*, 346, 17-30. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.07.014>
- Gallop, S. L., Kennedy, D. M., Loureiro, C., Naylor, L. A., Muñoz-Pérez, J. J., Jackson, D. W. T., & Fellowes, T. E. (2020). Geologically controlled sandy beaches: Their geomorphology, morphodynamics and classification. *Science of The Total Environment*, 731. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139123>
- Gao, S., & Collins, M. (1992). Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology*, 81(1), 47-60. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90055-V](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90055-V)
- Gao, S., & Collins, M. (1994). Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors"—Reply. *Sedimentary Geology*, 90(1-2), 157-159. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90023-X](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90023-X)
- Garnaud, S., Lesueur, P., & Garlan, T. (2005). Origin of rippled scour depressions associated with cohesive sediments in a shoreface setting (eastern Bay of Seine, France). *Geo-Marine Letters*, 25(1), 34-42. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0186-x>
- Garreau, P. (1993). *Conditions hydrodynamiques sur la cote Nord-Bretagne*. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00104/21514/>
- Gautier, E., Augris, C., Simplet, L., Prevot, J., Drussel, B., Abrieux, E., Morvan, L., de Chambure, L., & Maze, J.-P. (2012). *Inventaire des ressources en matériaux marins. Façades Bretagne et Sud-Gascogne*. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00125/23646/>
- Gervais, M., Balouin, Y., & Belon, R. (2012). Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France. *Geomorphology*, 143-144, 69-80. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.07.035>
- Goff, J. A., Mayer, L. A., Traykovski, P., Buynevich, I., Wilkens, R., Raymond, R., Glang, G., Evans, R. L., Olson, H., & Jenkins, C. (2005). Detailed investigation of sorted bedforms, or "rippled scour depressions," within the Martha's Vineyard Coastal Observatory, Massachusetts. *Continental Shelf Research*, 25(4), 461-484. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.09.019>
- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Cañellas, B., Alvarez-Ellacuria, A., Méndez, F. J., Medina, R., & Tintoré, J. (2007). Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment. *Marine Geology*, 242(4), 235-246. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.03.008>
- Gorczyńska, A., Stéphan, P., Pailler, Y., Nicolas, C., Penaud, A., David, O., Vidal, M., & Le Gall, B. (2023). Holocene evolution of coastal dunes in western France: Regional reconstruction from archaeological and historical data. *Aeolian Research*, 60. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2022.100851>
- Goubert, E., Menier, D., Traini, C., Mathew, M. J., & Le Gall, R. (2019). Recent Morphobathymetrical Changes of the Vilaine Estuary (South Brittany, France): Discrimination of Natural and Anthropogenic Forcings and Assessment for Future

- Trends. In *Coastal Zone Management* (p. 485-500). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814350-6.00021-5>
- Gourlay, M. R. (1985). Beaches : States, Sediments and Set-up. *Australasian Conference on Coastal and Ocean Engineering*, 338-347. <https://doi.org/10.3316/informit.955063928338927>
- Grall, J. (2009). *Fiche de synthèse d'habitat—Les bancs de maërl | Observatoire de l'environnement en Bretagne* (p. 8). <https://bretagne-environnement.fr/fiche-synthese-habitat-bancs-maerl>
- Grant, W. D., & Madsen, O. S. (1982). Movable bed roughness in unsteady oscillatory flow. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C1), 469-481. <https://doi.org/10.1029/JC087iC01p00469>
- Gratiot, N., Anthony, E. J., Gardel, A., Gaucherel, C., Proisy, C., & Wells, J. T. (2008). Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience*, 1(3), Art. 3. <https://doi.org/10.1038/ngeo127>
- Green, M. O., Vincent, C. E., & Trembanis, A. C. (2004). Suspension of coarse and fine sand on a wave-dominated shoreface, with implications for the development of rippled scour depressions. *Continental Shelf Research*, 24(3), 317-335. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.11.002>
- Grégoire, G. (2016). *Dynamique sédimentaire et évolution holocène d'un système macrotidal semi-fermé : L'exemple de la rade de Brest* [Thèse de Doctorat, Université de Bretagne occidentale - Brest]. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01556393>
- Grégoire, G., Axel, E., Gwenaël, J., Augris, C., Simplet, L., Roy, P., & Garlan, T. (2013). *Influence des facteurs hydrodynamiques sur la répartition et l'évolution morpho-sédimentaire en contexte macrotidale (Rade de Brest, Finistère)*. ASF.
- Grégoire, G., Ehrhold, A., Roy, P. L., Jouet, G., & Garlan, T. (2016). Modern morpho-sedimentological patterns in a tide-dominated estuary system : The Bay of Brest (west Brittany, France). *Journal of Maps*, 12(5), 1152-1159. <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1139514>
- Grégoire, G., Le Roy, P., Ehrhold, A., Jouet, G., & Garlan, T. (2017). Control factors of Holocene sedimentary infilling in a semi-closed tidal estuarine-like system : The bay of Brest (France). *Marine Geology*, 385, 84-100. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.11.005>
- Grenard-Grand, E., Tessier, B., & Le Bot, S. (2019, octobre). Evolution des côtes sableuses de Normandie. *17e Congrès Français de Sédimentologie*. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02397114>
- Guilcher, A. (1948). *Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine*. Potier.
- Guilcher, A. (1949). Quelques points de morphologie littorale. *L'Information Géographique*, 13(3), 96-103. <https://doi.org/10.3406/ingeo.1949.5456>
- Guilcher, A. (1954). *Morphologie littorale et sous-marine*. ORBIS.
- Guilcher, A. (1979). *Précis d'hydrologie marine et continentale* (Masson).
- Guilcher, A., Adrian, B., & Blanquart, A. (1959). Les « queues de comète » de galets et de blocs derrière les roches isolées sur les Côtes Nord-Ouest et Ouest de la Bretagne. *Noroi*, 22(1), 125-145. <https://doi.org/10.3406/noroi.1959.1247>
- Guilcher, A., & Hallégouët, B. (1991). Coastal Dunes in Brittany and Their Management. *Journal of Coastal Research*, 7, 17.
- Guilcher, A., Vallantin, P., Angrand, J. P., & Galloy, P. (1957). Les cordons littoraux de la rade de Brest. *Bulletin d'Information du Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, IX (1), 21-54.

- Gulliver, F. P. (1899). Shoreline Topography. *Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences*, 34(8), 151-258. <https://doi.org/10.2307/20020880>
- Gutierrez, B. T., Voulgaris, G., & Thielier, E. R. (2005). Exploring the persistence of sorted bedforms on the inner-shelf of Wrightsville Beach, North Carolina. *Continental Shelf Research*, 25(1), 65-90. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.07.027>
- Haigh, I. D., Eliot, M., & Pattiaratchi, C. (2011). Global influences of the 18.61 year nodal cycle and 8.85 year cycle of lunar perigee on high tidal levels. *Journal of Geophysical Research*, 116(C6), C06025. <https://doi.org/10.1029/2010JC006645>
- Hallégouët, B. (1971). *Le Bas-Léon (Finistère-France). Etude géomorphologique*. [Thèse de Doctorat]. Université de Bretagne occidentale.
- Hallégouët, B., & Bodéré, J.-C. (1993). Un littoral fragilisé : Le sud de la baie d'Audierne. *Cap Caval*, 263-271.
- Hallégouët, B., Bodéré, J.-C., & Piriou, N. (1986). La gestion des dunes littorales dans le Finistère. *Noroi*, 132(1), 517-535. <https://doi.org/10.3406/noroi.1986.4350>
- Hallégouët, B., & Hénaff, A. (1995). L'engraissement des plages de l'anse de Dinan à l'ouest de la presqu'île de Crozon en Bretagne occidentale. *Noroi*, 165(1), 131-152. <https://doi.org/10.3406/noroi.1995.6616>
- Hallégouët, B., & Hénaff, A. (2006). Evolution récente et gestion des espaces littoraux de l'Ouest-Cornouaille. *Les actes des Rencontres de l'Ouest-Cornouaille*, 20-34.
- Hallégouët, B., Lozac'h, G., & Vigouroux, F. (1994). *Formation de la rade de Brest* (Editmar France) [Map].
- Hallermeier, R. J. (1978). Uses for a Calculated Limit Depth to Beach Erosion. *Coastal Engineering*, 1493-1512. <https://doi.org/10.1061/9780872621909.090>
- Hallermeier, R. J. (1981). A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering*, 4, 253-277. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(80\)90022-8](https://doi.org/10.1016/0378-3839(80)90022-8)
- Hamon-Kerivel, K., Cooper, A., Jackson, D., Sedrati, M., & Guisado Pintado, E. (2020). Shoreface mesoscale morphodynamics : A review. *Earth-Science Reviews*, 209, 103330. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103330>
- Hamon-Kerivel, K., Jackson, D., Pintado, E. G., Cooper, A., & Sedrati, M. (2022). Spatial and temporal variability of shorefaces : A morpho-hydrodynamic controlled system. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 108162. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.108162>
- Hapke, C. J., Lentz, E. E., Gayes, P. T., McCoy, C. A., Hehre, R., Schwab, W. C., & Williams, S. J. (2010). A Review of Sediment Budget Imbalances along Fire Island, New York : Can Nearshore Geologic Framework and Patterns of Shoreline Change Explain the Deficit? *Journal of Coastal Research*, 263, 510-522. <https://doi.org/10.2112/08-1140.1>
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1988). *Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change*.
- Hénaff, A. (1998). *Morphologie dynamique et budgets sédimentaires des estrans meubles de la presqu'île de Crozon, de l'anse de Combrit et de l'anse du Pouldu* [Thèse de doctorat]. Université de Bretagne occidentale.
- Hénaff, A. (1999). Enregistrement des variations de l'environnement littoral armoricain par le biodétritisme depuis la fin du XVIIIe siècle : Conséquences géomorphologiques. *Méditerranée*, 93(4), 49-54. <https://doi.org/10.3406/medit.1999.3131>
- Hénaff, A. (2008). Recherche d'indicateurs géomorphologiques de variation de l'orientation des houles sur les côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche au cours des 25 dernières années, analyse des données et comparaison avec les données de l'atlas numérique de houle EDF-LNHE. *La Houille Blanche*, 94(1), 61-71. <https://doi.org/10.1051/lhb:2008006>

- Hénaff, A., Lageat, Y., Hallégouët, B., Jabbar, M., Delliou, N., & Diard, M. (2015). Évolutions des accumulations littorales et relations avec les dynamiques d'avant-plage dans l'archipel des Glénan (Sud-Finistère, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 21(4), 359-384. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11195>
- Hénaff, A., & Le Berre, I. I. (2003). Fonctionnement hydro-sédimentaire et artificialisation du littoral. Le cas de la côte occidentale du Finistère. *Les Cahiers Nantais*, 59, 75-88.
- Hénaff, A., Meur-Férec, C., & Lageat, Y. (2013). Changement climatique et dynamique géomorphologique des côtes bretonnes. Leçons pour une gestion responsable de l'imbrication des échelles spatio-temporelles. *Cybergeo : European Journal of Geography [En ligne]*, document 654. <http://spi.cybergeo.revues.org/26058>
- Hénaff, A., & Philippe, M. (2014). *Gestion des risques d'érosion et de submersion marines*. (p. 153p). Alain Hénaff et Manuelle Philippe. <https://hal.univ-brest.fr/hal-01120822>
- Hénaff, A., Vliet-Lanoe, B. V., Delacourt, C., Goslin, J., Hallégouët, B., & Penaud, A. (2015). Enregistrement stratigraphique de l'holocène en baie d'Audierne : Impact morphologique des tempêtes. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, vol. 26/2, 87-104. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7189>
- Héquette, A. (2001). Courants et transports sédimentaires dans la zone littorale : Le rôle des courants orbitaux et de downwelling / Currents and sediment transport in the coastal zone: the role of orbital and downwelling currents. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 7(1), 5-16. <https://doi.org/10.3406/morfo.2001.1082>
- Héquette, A., & Aernouts, D. (2010). The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, northern France. *Continental Shelf Research*, 30(12), 1349-1361. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.04.017>
- Héquette, A., & Hill, P. R. (1993). Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy shoreface, Tibjak Beach, Canadian Beaufort Sea. *Marine geology*, 113(3), 283-304.
- Héquette, A., Ruz, M. H., Maspataud, A., & Sipka, V. (2009). Effects Of Nearshore Sand Bank And Associated Channel On Beach Hydrodynamics : Implications For Beach And Shoreline Evolution. *Journal of Coastal Research*, 56, 5.
- Héquette, A., Ruz, M.-H., Zemmour, A., Marin, D., Cartier, A., & Sipka, V. (2019). Alongshore Variability in Coastal Dune Erosion and Post-Storm Recovery, Northern Coast of France. *Journal of Coastal Research*, 88(SI), 25-45. <https://doi.org/10.2112/SI88-004.1>
- Hider, A. (1982). *Observations at Lake Providence, Nov. 1879-Nov. 1880. Progr. Rep. Mississippi river Commission for 1882.*
- Hine, A. C., & Snyder, S. W. (1985). Coastal lithosome preservation : Evidence from the shoreface and inner continental shelf off Bogue Banks, North Carolina. *Marine Geology*, 63(1), 307-330. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90088-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90088-X)
- Hinschberger, F., & Corlay, J.-P. (1967). Reconstitution d'un réseau hydrographique immergé autour d'Ouessant et du plateau de Molène (Finistère). *Noroi*, 56(1), 569-584. <https://doi.org/10.3406/noroi.1967.1580>
- Hinschberger, F., & Guilcher, A. (1962). Les bancs de sable sous-marin des abords d'Ouessant et de la chaussée de Sein (Finistère). *Gallica*, 4065-4067.
- Hinschberger, F., & Saint-Réquier, A. (1970). Les sédiments vaseux au large du Finistère. *Noroi*, 67(1), 401-403. <https://doi.org/10.3406/noroi.1970.7345>
- Hjulström, F. (1935). *Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris.*
- Hsu, J. R. C., Silvester, R., & Xia, Y. (1989). Static equilibrium bays : New Relationships. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 115, 285-298. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1989\)115:3\(285\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1989)115:3(285))

- Hsu, J. R. C., Uda, T., & Silvester, R. (1993). Beaches downcoast of harbours in bays. *Coastal Engineering*, 19(1), 163-181. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(93\)90023-2](https://doi.org/10.1016/0378-3839(93)90023-2)
- Hughes Clarke, J. E., Mayer, L. A., & Wells, D. E. (1996). Shallow-water imaging multibeam sonars : A new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf. *Marine Geophysical Researches*, 18(6), 607-629. <https://doi.org/10.1007/BF00313877>
- Hunter, G. J., & Goodchild, M. F. (1997). Modeling the Uncertainty of Slope and Aspect Estimates Derived from Spatial Databases. *Geographical Analysis*, 29(1), 35-49. <https://doi.org/10.1111/j.1538-4632.1997.tb00944.x>
- Idier, D., Ehrhold, A., & Garlan, T. (2002). Morphodynamique d'une dune sous-marine du détroit du pas de Calais. *Comptes Rendus Geoscience*, 334(15), 1079-1085. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01852-7](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01852-7)
- Inman, D. L., & Frautschy, J. D. (1965). *Littoral processes and the development of shorelines*. Proceedings Santa Barbara Specialty Conference. ASCE.
- Jabbar, M. (2016). *Dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages et impact sur les stocks sableux : Vers une meilleure stratégie de gestion des risques côtiers* [Thèse de Doctorat]. Université de Bretagne occidentale.
- Jabbar, M., Hénaff, A., & Deschamps, A. (2015). Dynamiques et évolutions morpho-sédimentaires de l'avant-plage du secteur littoral de Combrit – Île-Tudy entre le XIXe et le XXe siècle. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 21(1), 45-56. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10849>
- Jackson, D. W. T., & Cooper, J. A. G. (2010). Application of the equilibrium platform concept to natural beaches in Northern Ireland. *Coastal Engineering*, 57(2), 112-123. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.09.007>
- Jackson, D. W. T., Cooper, J. A. G., & del Rio, L. (2005). Geological control of beach morphodynamic state. *Marine Geology*, 216(4), 297-314. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.02.021>
- James, M. R., Chandler, J. H., Eltner, A., Fraser, C., Miller, P. E., Mills, J. P., Noble, T., Robson, S., & Lane, S. N. (2019). Guidelines on the use of structure-from-motion photogrammetry in geomorphic research. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(10), 2081-2084. <https://doi.org/10.1002/esp.4637>
- Johnson, D. W. (1919). *Shore processes and shoreline development* (John Wiley&Sons, Incorporated.). <https://www.loc.gov/item/19008228/>
- Jouet, G. (2007). *Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et glacio-eustatiques du Quaternaire terminal : Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion* [These de doctorat, Brest].
- Jouet, G., Augris, C., Hallegouët, B., Le Roy, P., & Rolet, J. (2003). La vallée d'Ys : Un paléoréseau hydrographique immergé en baie de Douarnenez (Finistère, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 335(5), 487-494. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00066-X](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00066-X)
- Kim, S. Y., Yasuda, T., & Mase, H. (2010). Wave set-up in the storm surge along open coasts during Typhoon Anita. *Coastal Engineering*, 57(7), 631-642. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.02.004>
- King, E. V., Conley, D. C., Masselink, G., Leonardi, N., McCarroll, R. J., Scott, T., & Valiente, N. G. (2021). Wave, Tide and Topographical Controls on Headland Sand Bypassing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(8). <https://doi.org/10.1029/2020JC017053>
- Klein, A. H. da F., & Menezes, J. T. de. (2001). Beach Morphodynamics and Profile Sequence for a Headland Bay Coast. *Journal of Coastal Research*, 17(4), 812-835.

- Klein, A. H. F., Vieira da Silva, G., Taborda, R., da Silva, A. P., & Short, A. D. (2020). 23 - Headland bypassing and overpassing : Form, processes and applications. In D. W. T. Jackson & A. D. Short (Éds.), *Sandy Beach Morphodynamics* (p. 557-591). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5.00023-0>
- Komar, P. D. (1976). *Beach Processes and Sedimentation*. (NJ: PrenticeHall).
- Komar, P. D. (1996). Tidal-Inlet Processes and Morphology Related to the Transport of Sediments. *Journal of Coastal Research*, 23, 23-45.
- Komar, P. D. (1998). *Beach processes and sedimentation* (2nd ed). Prentice Hall.
- Langhorne, D. N. (1973). A sandwave field in the Outer Thames Estuary, Great Britain. *Marine Geology*, 14(2), 129-143. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(73\)90056-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(73)90056-X)
- Larsen, S. M., Greenwood, B., & Aagaard, T. (2015). Observations of megaripples in the surf zone. *Marine Geology*, 364, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.03.003>
- Larsonneur, C., Bouysse, P., & Auffret, J.-P. (1982). The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches. *Sedimentology*, 29(6), 851-864. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1982.tb00088.x>
- Latteux, B. (2008). Exploitation de matériaux marins et stabilité du littoral. *Exploitation de Matériaux Marins et Stabilité Du Littoral*, 1-164.
- Lazure, P., & Dumas, F. (2008). An external–internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources*, 31(2), 233-250. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.06.010>
- Le Berre, I. (1999). *Mise au point de méthodes d'analyse et de représentation des interactions complexes en milieu littoral* [These de doctorat, Université de Bretagne Occidentale].
- Le Bot, S. (2001). *Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes : Processus hydro-sédimentaires et enregistrement : exemple du Pas-de-Calais* [These de doctorat]. Lille 1.
- Le Bot, S., Lafite, R., Fournier, M., Baltzer, A., & Desprez, M. (2010). Morphological and sedimentary impacts and recovery on a mixed sandy to pebbly seabed exposed to marine aggregate extraction (Eastern English Channel, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 89(3), 221-233. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2010.06.012>
- Le Bot, S., & Trentesaux, A. (2004). Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (Dover Strait, northern France). *Marine Geology*, 211(1), 143-168. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.07.002>
- Le Dantec, N., Franzetti, M., Trotot, A., & Le Roy, P. (2022). Bancs sableux et dunes sous-marines de la mer d'Iroise. In *Atlas de la réserve de biosphère des îles et de la mer d'Iroise* (p. 35-40). Locus Solus.
- Lee, G., Nicholls, R. J., & Birkemeier, W. A. (1998). Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981–1991. *Marine Geology*, 148(3), 163-177.
- Lee, G., Nicholls, R. J., Birkemeier, W. A., & Leatherman, S. P. (1995). A Conceptual Fairweather-Storm Model of Beach Nearshore Profile Evolution at Duck, North Carolina, U.S.A. *Journal of Coastal Research*, 11(4), Art. 4.
- Leroux, J. (2013). *Chenaux tidaux et dynamique des prés-salés en régime méga-tidal : Approche multi-temporelle du siècle à l'événement de marée* [These de doctorat, Université Rennes 1].
- Loureiro, C., Ferreira, Ó., & Cooper, J. A. G. (2012a). Extreme erosion on high-energy embayed beaches : Influence of megarrips and storm grouping. *Geomorphology*, 139-140, 155-171. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.013>

- Loureiro, C., Ferreira, Ó., & Cooper, J. A. G. (2012b). Geologically constrained morphological variability and boundary effects on embayed beaches. *Marine Geology*, 329-331, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.09.010>
- Luceño, A., Menendez, M., & Mendez, F. (2006). The effect of temporal dependence on the estimation of the frequency of extreme ocean climate events. *Proceedings of The Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 462, 1683-1697. <https://doi.org/10.1098/rspa.2005.1652>
- Lüders, K. (1929). *Entstehung und Aufbau von Grossrucken mit Schillbe-. Deckung im Flut bzw.* (N° 11; Senckenbergiana).
- Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., & Aarninkhof, S. (2018). The State of the World's Beaches. *Scientific Reports*, 8(1), 1-11. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>
- Lurton, X. (1994). Caractérisation des fonds marins par acoustique: État de l'art et perspectives. *Le Journal de Physique IV*, 04(C5). <https://doi.org/10.1051/jp4:19945226>
- Lurton, X. (2001). Précision de mesure des sonars bathymétriques en fonction du rapport signal/bruit. *Traitement du signal*, 18(3), 179-194.
- Lurton, X. (2003). Theoretical Modelling of Acoustical Measurement Accuracy for Swath Bathymetric Sonars. *International Hydrographic Review*, 4(2), 14.
- Marsh, S. W., Nicholls, R. J., Kroon, A., & Hoekstra, P. (1998). Assessment of Depth of Closure on a Nourished Beach: Terschelling, The Netherlands. *Coastal Engineering* 1998, 3110-3123. <https://doi.org/10.1061/9780784404119.236>
- Masselink, G. (2004). Formation and evolution of multiple intertidal bars on macrotidal beaches: Application of a morphodynamic model. *Coastal Engineering*, 51(8), 713-730. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.07.005>
- Masselink, G., Austin, M., Scott, T., Poate, T., & Russell, P. (2014a). Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. *Geomorphology*, 226, 76-93. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.025>
- Masselink, G., Hughes, M., & Knight, J. (2014b). *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Routledge.
- Masselink, G., & Short, A. D. (1993). The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model. *Journal of Coastal Research*, 9(3), 785-800.
- Masselink, G., & van Heteren, S. (2014). Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. *Marine Geology*, 352, 321-347. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.11.004>
- May, J. P., & Tanner, W. F. (1980). The Littoral Power Gradient and Shoreline Changes. In *Coastal Geomorphology*. Routledge.
- Mazières, A., Gillet, H., Idier, D., Mulder, T., Garlan, T., Mallet, C., Marieu, V., & Hanquiez, V. (2015). Dynamics of inner-shelf, multi-scale bedforms off the south Aquitaine coast over three decades (Southeast Bay of Biscay, France). *Continental Shelf Research*, 92, 23-36. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.11.002>
- McCarroll, R. J., Masselink, G., Valiente, N. G., King, E. V., Scott, T., Stokes, C., & Wiggins, M. (2021). An XBeach derived parametric expression for headland bypassing. *Coastal Engineering*, 165, 103860. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2021.103860>
- McCarroll, R. J., Masselink, G., Valiente, N. G., Scott, T., King, E. V., & Conley, D. (2018). Wave and Tidal Controls on Embayment Circulation and Headland Bypassing for an Exposed, Macrotidal Site. *Journal of Marine Science and Engineering*, 6(3), 94. <https://doi.org/10.3390/jmse6030094>
- McCave, I. N. (1971). Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. *Marine Geology*, 10(3), 199-225. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(71\)90063-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(71)90063-6)

- McLaren, P., & Bowles, D. (1985). The Effects of Sediment Transport on Grain-Size Distributions. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 55. <https://doi.org/10.1306/212F86FC-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- McNinch, J. E. (2004). Geologic control in the nearshore: Shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA. *Marine Geology*, 211(1-2), 121-141. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.07.006>
- McNinch, J. E., & Wells, J. T. (1999). Sedimentary processes and depositional history of a cape-associated shoal, Cape Lookout, North Carolina. *Marine Geology*, 158(1), 233-252. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00169-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00169-8)
- Mengual, B., Le Hir, P., Cayocca, F., & Garlan, T. (2019). Bottom trawling contribution to the spatio-temporal variability of sediment fluxes on the continental shelf of the Bay of Biscay (France). *Marine Geology*, 414, 77-91. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.05.009>
- Menier, D. (2004). *Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : Apport de la stratigraphie sismique*. [Thèse de Doctorat]. Université de Bretagne Sud.
- Menier, D., Augris, C., & Briend, C. (2014). *Les réseaux fluviaux anciens du plateau continental de Bretagne Sud*. Editions Quae.
- 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. *Journal of Coastal Research*, 88(sp1), 110. <https://doi.org/10.2112/SI88-009.1>
- Meur-Ferec, C., Lageat, Y., & Hénaff, A. (2013). La gestion des risques côtiers en France métropolitaine : Évolution des doctrines, inertie des pratiques? *Géorisques*, 4/ *Le littoral: caractérisation et gestion d'un espace à risques*, 57.
- Meur-Férec, C., & Morel, V. (2004). L'érosion sur la frange côtière : Un exemple de gestion des risques. *Natures Sciences Sociétés*, 12(3), 263-273. <https://doi.org/10.1051/nss:2004038>
- Meyer-Peter, E., & Müller, R. (1948). Formulas for Bed-Load transport. *IAHSR 2nd Meeting, Stockholm, Appendix 2*.
- Middleton, G. V., & Southard, J. B. (1978). *Mechanics of Sediment Movement*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R., & Thompson, S. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2 : The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. *Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration*, 53-62.
- Morton, R. A. (1988). Nearshore responses to great storms. In H. E. Clifton (Éd.), *Sedimentologic Consequences of Convulsive Geologic Events* (Vol. 229, p. 0). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE229-p7>
- Morton, R. A., & Sallenger, A. H. S. (2003). Morphological Impacts of Extreme Storms on Sandy Beaches and Barriers. *Journal of Coastal Research*, 19(3), 560-573.
- Morzadec-Kerfourn, M. (1999). Littoraux pléistocènes de l'ouest du Massif armoricain : De la rade de Brest à la Baie d'Audierne [Pleistocene coastlines of the western armorican massif, from rade de Brest to the Bate d'Audierne.]. *Quaternaire*, 10(2), 171-179. <https://doi.org/10.3406/quate.1999.1640>
- Moss, A. J. (1972). Bed-Load Sediments. *Sedimentology*, 18(3-4), 159-219. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1972.tb00012.x>
- Mouragues, A., Bonneton, P., Castelle, B., Marieu, V., Jak McCarroll, R., Rodriguez-Padilla, I., Scott, T., & Sous, D. (2020). High-Energy Surf Zone Currents and Headland Rips at a Geologically Constrained Mesotidal Beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(10), e2020JC016259. <https://doi.org/10.1029/2020JC016259>

- Murray, A. B., & Thieler, E. R. (2004). A new hypothesis and exploratory model for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and “rippled scour depressions”. *Continental Shelf Research*, 24(3), 295-315. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.11.001>
- Nicholls, R. J., Birkemeier, W. A., & Hallermeier, R. J. (1997). Application of the Depth of Closure Concept. *Coastal Engineering* 1996, 3874-3887. <https://doi.org/10.1061/9780784402429.299>
- Nicholls, R. J., Birkemeier, W. A., & Lee, G. (1998). Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA. *Marine Geology*, 148(3), 179-201. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00011-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00011-5)
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy* (2nd ed). Wiley-Blackwell.
- Niedoroda, A. W., Swift, D. J., Hopkins, T. S., & Ma, C.-M. (1984). Shoreface morphodynamics on wave-dominated coasts. *Marine Geology*, 60(1), 331-354.
- Nouzé, H., & Chauchot, P. (1999). Les sismiques : Des outils essentiels pour l'étude des structures océaniques. *Géosciences Marine*, 21, 25-29.
- Ortiz, A. C., & Ashton, A. D. (2016). Exploring shoreface dynamics and a mechanistic explanation for a morphodynamic depth of closure. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(2), 442-464. <https://doi.org/10.1002/2015JF003699>
- Ottmann, F. (1962). Sur la classification des cotes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-IV(4), 620. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-IV.4.620>
- Parker, G., Seminara, G., & Solari, L. (2003). Bed load at low Shields stress on arbitrarily sloping beds : Alternative entrainment formulation. *Water Resources Research*, 39(7). <https://doi.org/10.1029/2001WR001253>
- Paskoff, R. (1994). Connaissances actuelles sur les mécanismes sédimentaires littoraux. *Erosion côtière. Observatoire de l'Environnement Littoral et Marin Manche et sud mer du Nord*, 7-23.
- Paskoff, R. (1998). La crise des plages : Pénurie de sédiments. *Mappe Monde*, 52, 11-15.
- Pedreras, R., Howa, H. L., & Michel, D. (1996). Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*, 135(1), 35-49. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(96\)00042-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(96)00042-4)
- Pian, S. (2010). Analyse multiscalaire et multifactorielle de l'évolution et du comportement géomorphologique des systèmes côtiers sud bretons [Thèse de doctorat]. Université Rennes 2.
- Pinot, J. P. (1974). *Le précontinent breton, entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental, étude géomorphologique* [Thèse de doctorat]. Université de Nantes.
- Pinot, J. P. (1992). *Courbes et indices granulométriques* (Techniques usuelles de recherche en géomorphologie et aménagement du littoral (T.U.R.G.A.L.) N° 5; p. 24). UBO.
- Pinot, J. P. (1998). *La gestion du littoral. Tome 1 : Littoraux tempérés : Côtes rocheuses et sableuses* (Vol. 1). Institut Océanographique.
- Pinot, J.-P. (1995). Quelques plages en voie d'engraissement dans la région de Lannion. *Noroi*, 165(1), 99-117. <https://doi.org/10.3406/noroi.1995.6614>
- Poncelet, C., Billant, G., Corre, M.-P., & Saunier, A. (2023). *Globe (GLobal Oceanographic Bathymetry Explorer) Software* [Data set]. SEANO. <https://doi.org/10.17882/70460>
- Porcile, G., Bolla Pittaluga, M., Frascati, A., & Sequeiros, O. (2020). Typhoon-induced megarips as triggers of turbidity currents offshore tropical river deltas. *Communications Earth & Environment*, 1. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-0002-1>
- Pors, H. (1956). L. Berthois. Contribution à l'étude lithologique de l'archipel des Açores. *Noroi*, 10(1), 232-234.
- Posamentier, H. W., & Vail, P. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and Systems Tract Models. In *Sea-level changes : An integrated approach* (Vol. 42, p. 125-154). <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0125>

- Preston, J., Hurst, M. D., Mudd, S. M., Goodwin, G. C. H., Newton, A. J., & Dugmore, A. J. (2018). Sediment accumulation in embayments controlled by bathymetric slope and wave energy : Implications for beach formation and persistence. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(11), 2421-2434. <https://doi.org/10.1002/esp.4405>
- Pupier-Daubech, S. (2002). *Le rechargement sédimentaire : De la défense des côtes à l'aménagement du littoral (analyse des pratiques sur la côte atlantique française)* [Thèse de doctorat]. Université de Bretagne occidentale.
- Quilfen, V. (2016). *Dynamique de plages sableuses enclavées à la pointe Bretagne* [Phdthesis]. Université Paris-Est.
- Raimbault, C., Duperret, A., Le Gall, B., & Authemayou, C. (2018a). Structural inheritance and coastal geomorphology in SW Brittany, France : An onshore/offshore integrated approach. *Geomorphology*, 306, 141-154. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.018>
- Raimbault, C., Duperret, A., Regard, V., Molliex, S., Wyns, R., Authemayou, C., & Le Gall, B. (2018b). Quaternary geomorphological evolution of a granitic shore platform constrained by in situ <sup>10</sup>Be concentrations, Penmarc'h, SW Brittany, France. *Marine Geology*, 395, 33-47. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.09.011>
- Reading, H. G. (1996). *Sedimentary environments : Processes, facies, and stratigraphy* (H. G. Reading, Éd.; 3rd ed). Blackwell Science.
- Reynaud, J.-Y., & Dalrymple, R. W. (2012). Shallow-Marine Tidal Deposits. In R. A. Davis & R. W. Dalrymple (Éds.), *Principles of Tidal Sedimentology* (p. 335-369). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_13](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_13)
- Robertson, W., Zhang, K., Finkl, C. W., & Whitman, D. (2008). Hydrodynamic and geologic influence of event-dependent depth of closure along the South Florida Atlantic Coast. *Marine Geology*, 252(3-4), 156-165. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.03.018>
- Rosenberger, K. J., Storlazzi, C. D., & Dartnell, P. (2019). Morphodynamics of a field of crescent-shaped rippled scour depressions : Northern Monterey Bay, CA. *Marine Geology*, 407, 44-59. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.10.006>
- Rozynski, G., Pruszek, Z., Okroj, T., & Zeidler, R. (1998). Depth of closure and seabed variability patterns. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(26).
- Ruessink, B. G., & Terwindt, J. H. J. (2000). The behaviour of nearshore bars on the time scale of years : A conceptual model. *Marine Geology*, 163(1), 289-302.
- Schupp, C. A., McNinch, J. E., & List, J. H. (2006). Nearshore shore-oblique bars, gravel outcrops, and their correlation to shoreline change. *Marine Geology*, 233(1), 63-79. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.08.007>
- Schwab, W., Baldwin, W., Hapke, C., Lentz, E., Gayes, P., Denny, J., List, J., & Warner, J. (2013). Geologic Evidence for Onshore Sediment Transport from the Inner Continental Shelf: Fire Island, New York. *Journal of Coastal Research*, 29, 526-544. <https://doi.org/10.2307/23486337>
- Schwab, W. C., Rodriguez, R. W., Danforth, W. W., & Gowen, M. H. (1996). Sediment Distribution on a Storm-Dominated Insular Shelf, Luquillo, Puerto Rico, U.S.A. *Journal of Coastal Research*, 12(1), 147-159.
- Shields. (1936). *Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement*.
- Short, A. (2010). Role of geological inheritance in Australian beach morphodynamics. *Coastal Engineering - COAST ENG*, 57, 92-97. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.09.005>
- Short, A. D. (1985). Rip-current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. *Marine Geology*, 65(1), 47-71. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90046-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90046-5)
- Short, A. D. (1999). *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. Wiley-Blackwell.

- Short, A., & Jackson, D. (2013). Beach Morphodynamics. In *Treatise on Geomorphology* (Vol. 10, p. 106-129). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00275-X>
- Silva, A. P. da, Vieira da Silva, G., Strauss, D., Murray, T., Woortmann, L. G., Taber, J., Cartwright, N., & Tomlinson, R. (2021). Headland bypassing timescales : Processes and driving forces. *Science of The Total Environment*, 793, 148591. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.148591>
- Simons, D. B., & Richardson, E. V. (1966). *Resistance to Flow in Alluvial Channels*. U.S. Government Printing Office.
- Soulsby, R. L. (1997). Dynamics of marine sands. In *Dynamics of marine sands* (p. 704). Thomas Telford Publishing. <https://doi.org/10.1680/doms.25844.fm>
- Southard, J. B., & Boguchwal, L. A. (1990). Bed configuration in steady unidirectional water flows; Part 2, Synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Research*, 60(5), 658-679. <https://doi.org/10.1306/212F9241-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Stéphan, P. (2008). *Les flèches de galets de Bretagne : Morphodynamiques passée, présente et prévisible* [Thèse de Doctorat, Université de Bretagne occidentale - Brest].
- Stéphan, P., Blaise, E., Suanez, S. S., Fichaut, B., Autret, R., Floc'H, F., Madec Cuq, V., Le Dantec, N., Ammann, J., David, L., Jaud, M., & Delacourt, C. (2019). Long, medium, and short-term shoreline dynamics of the Brittany coast (Western France). *Journal of Coastal Research, Special Issue No. 88*, 89-109. <https://doi.org/10.2112/SI88-008.1>
- Stéphan, P., Paul, M., Gall, B. L., Suanez, S. S., Dantec, N. L., Ehrhold, A., Roy, P. P. L., Hénaff, A., Fichaut, B., Pailler, Y., Jouet, G., Baltzer, A., Gandois, H., & Decosse, P.-Y. (2017). *Apport des données alti-bathymétriques (Litto3D et bathymétrie SMF) dans la détection et l'étude des vestiges archéologiques inter-et sub-tidaux (façade Manche-Atlantique, Région Bretagne, Finistère)*. 73.
- Stive, M. J. F., Aarninkhof, S. G. J., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K. M., Nicholls, R. J., & Capobianco, M. (2002). Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering*, 47(2), 211-235. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00126-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00126-6)
- Stive, M. J. F., & de Vriend, H. J. (1995). Modelling shoreface profile evolution. *Marine Geology*, 126(1-4), 235-248. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00080-I](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00080-I)
- Stive, M. J. F., Roelvink, D. (J) A., & de Vriend, H. J. (1990). Large-Scale Coastal Evolution Concept. *Coastal Engineering*, 1962-1974. <https://doi.org/10.1061/9780872627765.150>
- Storlazzi, C. D., & Field, M. E. (2000). Sediment distribution and transport along a rocky, embayed coast : Monterey Peninsula and Carmel Bay, California. *Marine Geology*, 170(3-4), 289-316. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00100-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00100-6)
- Stow, D. A. V., Hernández-Molina, F. J., Llave, E., Bruno, M., García, M., Díaz del Rio, V., Somoza, L., & Brackenridge, R. E. (2013). The Cadiz Contourite Channel : Sandy contourites, bedforms and dynamic current interaction. *Marine Geology*, 343, 99-114. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.06.013>
- Suanez, S. (2009). *La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation. Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne* [HDR, Université de Caen].
- Suanez, S., Bruzzi, C., & Arnoux-Chiavassa, S. (1998). Données récentes sur l'évolution des fonds marins dans le secteur oriental du delta du Rhône (plage Napoléon et flèche de la Gracieuse) /Recent data about the evolution of the offshore beach on the eastern part of the Rhone delta (Napoléon beach and La Gracieuse spit). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4(4), 291-311. <https://doi.org/10.3406/morfo.1998.966>
- Suanez, S., Cariot, J.-M., Cancouët, R., Ardhuin, F., & Delacourt, C. (2012). Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach : Vougot Beach, Brittany (France). *Geomorphology*, 139-140, 16-33. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.014>

- Suanez, S., Fichaut, B., Magne, R., Ardhuin, F., Corman, D., Stéphan, P., & Cariolet, J.-M. (2011). Changements morphologiques et budget sédimentaire des formes fuyantes en queue de comète de l'archipel de Molène (Bretagne, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 17(vol. 17-n° 2), 187-204. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9397>
- Swift, D. J. P. (1974). Continental Shelf Sedimentation. In C. A. Burk & C. L. Drake (Éds.), *The Geology of Continental Margins* (p. 117-135). Springer. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6\\_10](https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_10)
- Swift, D. J. P., Freeland, G. L., & Young, R. A. (1979). Time and space distribution of megaripples and associated bedforms, Middle Atlantic Bight, North American Atlantic Shelf. *Sedimentology*, 26(3), 389-406. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1979.tb00916.x>
- Swift, D. J. P., Holliday, B., Avignone, N., & Shideler, G. (1972). Anatomy of a shore face ridge system, False Cape, Virginia. *Marine Geology*, 12(1), 59-84. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(72\)90029-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(72)90029-1)
- Tauber, F., & Emeis, K.-C. (2005). Sediment mobility in the Pomeranian Bight (Baltic Sea) : A case study based on sidescan-sonar images and hydrodynamic modelling. *Geo-Marine Letters*, 25(4), 221-229. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0207-9>
- Tessier, B. (2012). Stratigraphy of Tide-Dominated Estuaries. In R. A. Davis Jr. & R. W. Dalrymple (Éds.), *Principles of Tidal Sedimentology* (p. 109-128). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_6](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_6)
- Thinon, I., Menier, D., Guennoc, P., & Proust, J. N. (2008). *Carte au 1/250 000 de la marge sud-armoricaines*. (BRGM) [Map].
- Trembanis, A. C., & Hume, T. M. (2011). Sorted bedforms on the inner shelf off northeastern New Zealand : Spatiotemporal relationships and potential paleo-environmental implications. *Geo-Marine Letters*, 31(3), 203-214. <https://doi.org/10.1007/s00367-010-0225-8>
- Twichell, D., Pendleton, E., Baldwin, W., & Flocks, J. (2009). Subsurface control on seafloor erosional processes offshore of the Chandeleur Islands, Louisiana. *Geo-Marine Letters*, 29(6), 349-358. <https://doi.org/10.1007/s00367-009-0150-x>
- Udden, J. A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *GSA Bulletin*, 25(1), 655-744. <https://doi.org/10.1130/GSAB-25-655>
- Udo, K., Ranasinghe, R., & Takeda, Y. (2020). An assessment of measured and computed depth of closure around Japan. *Scientific Reports*, 10(1), 2987. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-59718-5>
- Valiente, N. G., Masselink, G., Scott, T., Conley, D., & McCarroll, R. J. (2019). Role of waves and tides on depth of closure and potential for headland bypassing. *Marine Geology*, 407, 60-75. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.10.009>
- Van Landeghem, K. J. J., Baas, J. H., Mitchell, N. C., Wilcockson, D., & Wheeler, A. J. (2012). Reversed sediment wave migration in the Irish Sea, NW Europe : A reappraisal of the validity of geometry-based predictive modelling and assumptions. *Marine Geology*, 295-298, 95-112. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.12.004>
- Van Landeghem, K. J. J., Wheeler, A. J., Mitchell, N. C., & Sutton, G. (2009). Variations in sediment wave dimensions across the tidally dominated Irish Sea, NW Europe. *Marine Geology*, 263(1), 108-119. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.04.003>
- Van Rijn, L. C. (1997). Sediment transport and budget of the central coastal zone of Holland. *Coastal Engineering*, 32(1), 61-90. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(97\)00021-5](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(97)00021-5)
- Van Rijn, L. C. (1998). *Principles of coastal morphology*.
- Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Hénaff, A., Hallégouët, B., Delacourt, C., Le Cornec, E., & Meurisse-Fort, M. (2016). Holocene formation and evolution of coastal dunes ridges,

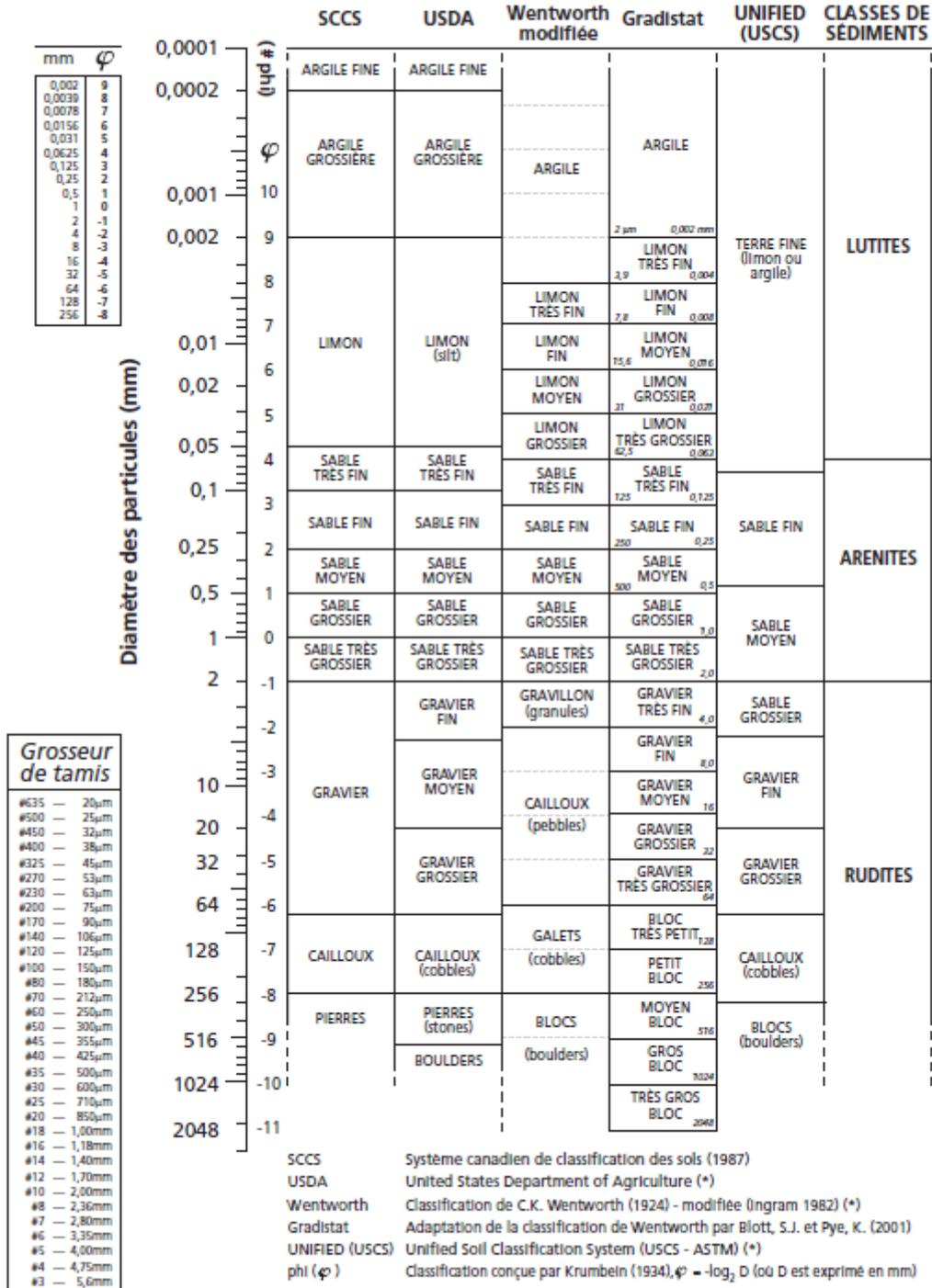
- Brittany (France). *Comptes Rendus Geoscience*, 348(6), 462-470. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.01.001>
- Van Vliet-Lanoë, B., Guillocheau, F., Hallegouët, B., Chauvel, J. J., & Laurent, M. (1994). *Evènements tectonique à impact morphogénique important au Quaternaire moyen sans le Massif Armoricaïn*. Réunion spécialisée SGF/GFG : « Morphogénèse cénozoïque de l'Europe de l'ouest », Rennes.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., & Hardenbol, J. (1988). An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. In C. K. Wilgus, B. S. Hastings, H. Posamentier, J. V. Wagoner, C. A. Ross, & C. G. St. C. Kendall (Éds.), *Sea-Level Changes : An Integrated Approach* (Vol. 42, p. 0). SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0039>
- Vanney, J. R. (1977a). *Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine*. Société d'édition d'enseignement supérieur.
- Vanney, J. R. (1977b). *Géomorphologie des plates-formes continentales* (DOIN).
- Voineson, G., & Jan, G. (2013). *Notions fondamentales sur la marée*. Journée REFMAR. [http://refmar.shom.fr/documents/10227/146428/Voineson%26Jan\\_Journees-REFMAR-2013.pdf](http://refmar.shom.fr/documents/10227/146428/Voineson%26Jan_Journees-REFMAR-2013.pdf)
- Wang, P., & Davis, R. A. (1999). Depth of closure and the equilibrium beach profile : A case study from Sand Key, west-central Florida. *Shore and Beach*, 67(2), 33-42. Scopus.
- Wentworth, C. K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392. <https://doi.org/10.1086/622910>
- Wright, L. D. (1995). *Morphodynamics of Inner Continental Shelves* (CRC Press, Inc).
- Wright, L. D., Nielsen, P., Short, A. D., & Green, M. O. (1982). Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology*, 50(1), 97-127. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(82\)90063-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90063-9)
- Wright, L. D., & Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches : A synthesis. *Marine Geology*, 56(1), 93-118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)
- Wright, L. D., & Thom, B. G. (1977). Coastal depositional landforms. *Progress in Physical Geography*, 1(3), 412-459.
- Yamashita, S., Naruse, H., & Nakajo, T. (2018). Reconstruction of sediment-transport pathways on a modern microtidal coast by a new grain-size trend analysis method. *Progress in Earth and Planetary Science*, 5(1), 7. <https://doi.org/10.1186/s40645-018-0166-9>
- Yoshikawa, S., & Nemoto, K. (2014). The role of summer monsoon-typhoons in the formation of nearshore coarse-grained ripples, depression, and sand-ridge systems along the Shimizu coast, Suruga Bay facing the Pacific Ocean, Japan. *Marine Geology*, 353, 84-98. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.018>



# Annexes

## Annexe 1 : Classifications granulométriques.

### Comparaisons d'échelles et classifications granulométriques



Sources : \* Field Book for Describing and Sampling Soils, version 2, 2002, USDA - NRC

## Annexe 2 : Carte géomorphologique (Hallégouët et Hénaff, 1995) et légende associée.

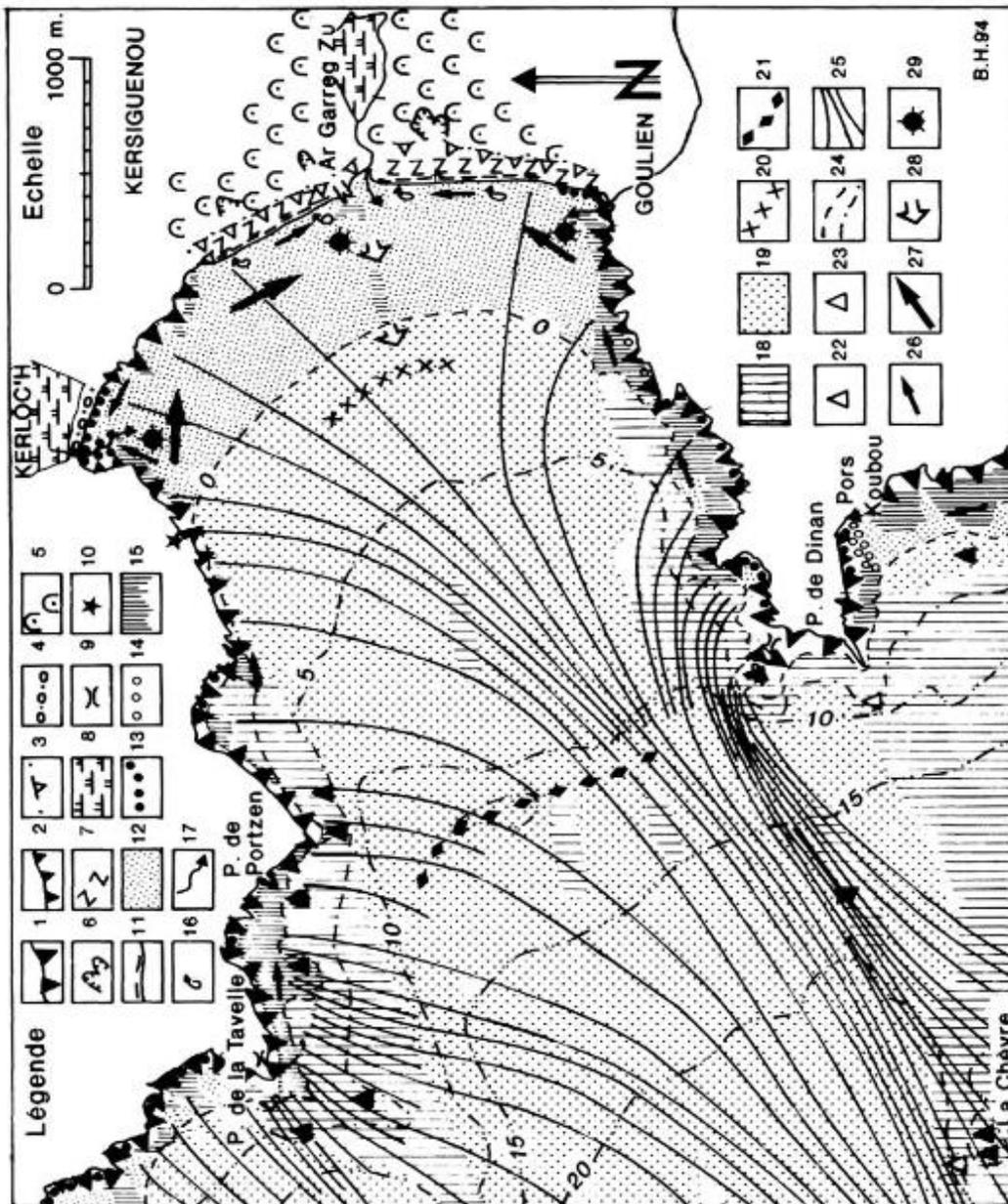
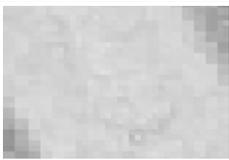


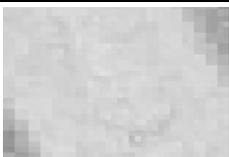
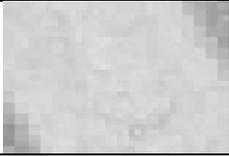
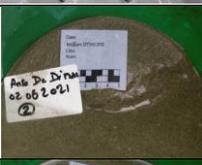
FIG. 4. — Carte morphodynamique.

- 1 : Falaise s'élevant à plus de 20 m ; 2 : Falaise de moins de 20 m. 3 : Falaise morte ; 4 : Flèche littorale de galets ; 5 : Massif dunaire ; 6 : Dunes paraboliques et caoudeyres stabilisées ; 7 : Crêtes dunaires néoformées ; 8 : Marais littoral ; 9 : Arche ; 10 : Puits de déferlement ; 11 : Progradation de la ligne de rivage ; 12 : Plage ; 13 : Galets ; 14 : Plage ancienne ; 15 : Platier ; 16 : Déflation éolienne sur l'estran ; 17 : Érosion de la plage par les eaux continentales ; 18 : Fonds durs : roche ou galets ; 19 : Fonds meubles : sable ; 20 : Banc éphémère de sable ; 21 : Barre d'avant côte ; 22 : Écueil ; 23 : Basse ; 24 : Lignes bathymétriques ; 25 : Orthogonales de houle (N 45, T = 12 s.) ; 26 : Dérive littorale ; 27 : Ondes réfléchies par les falaises ; 28 : Courants de retour ; 29 : Sites d'extraction de sable.

*Annexe 3 : Analyses granulométriques, pourcentage de CaCO<sub>3</sub>, imagerie et photographie des échantillons sédimentaires de l'anse de Dinan.*

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting (µm)	Skewness	Kurtosis	D50 (µm)	CaCO <sub>3</sub> (%)	Imagerie	Photo
1	-8	Slightly Gravelly Sand	139	1,504	0,328	2,586	137	52		
2	-9	Slightly Gravelly Sand	143	1,605	0,398	2,759	138	56		
3	-10	Slightly Gravelly Sand	140	1,563	0,333	2,494	137	61		
4	-13	Slightly Gravelly Sand	129	1,504	0,277	1,779	124	57		
5	-17	Slightly Gravelly Sand	865	1,442	0,120	1,061	853	83		
6	-18	Slightly Gravelly Sand	137	1,544	0,386	1,299	125	55		

## ANNEXES

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting ( $\mu\text{m}$ )	Skewness	Kurtosis	D50 ( $\mu\text{m}$ )	CaCO <sub>3</sub> (%)	Imagerie	Photo
7	-21	Gravel								
8	-15	Slightly Gravelly Sand	151	1,612	0,474	1,312	132	55		
9	-13	Slightly Gravelly Sand	131	1,379	0,348	1,396	123	56		
10	-8	Sand	127	1,235	-0,033	1,097	129	52		
11	-11	Slightly Gravelly Sand	130	1,311	0,111	1,441	131	55		
12	-18	Slightly Gravelly Sand	138	1,495	0,511	1,547	122	55		

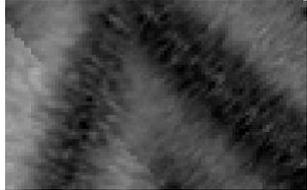
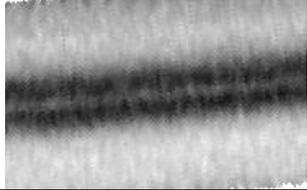
## ANNEXES

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting ( $\mu\text{m}$ )	Skewness	Kurtosis	D50 ( $\mu\text{m}$ )	CaCO <sub>3</sub> (%)	Imagerie	Photo
13	-24	Gravel								
14	-24	Gravel								

*Annexe 4 : Analyses granulométriques, pourcentage de CaCO<sub>3</sub>, imagerie et photographie des échantillons sédimentaires de l'anse des Blancs-Sablons.*

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting (µm)	Skewness	Kurtosis	D50 (µm)	CaCO <sub>3</sub> (%)	Imagerie	Photo
1	-11	Slightly Gravelly Sand	156	1,272	0,265	1,287	152	22	-	
2	-15	Slightly Gravelly Sand	167	1,483	0,409	1,577	155	33	-	
3	-3	Slightly Gravelly Sand	202	1,614	0,460	1,521	184	22	-	
4	-4	Slightly Gravelly Sand	245	1,915	0,584	1,174	191	21	-	
5	-9	Slightly Gravelly Sand	166	1,321	0,337	1,187	158	27	-	

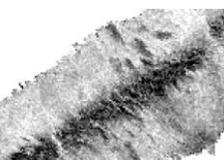
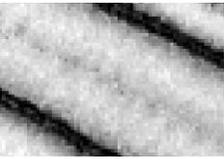
## ANNEXES

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting (µm)	Skewness	Kurtosis	D50 (µm)	CaCO3 (%)	Imagerie	Photo
6	-13	Slightly Gravelly Sand	159	1,399	0,380	1,877	153	13	-	
7	-17	Sandy Gravel	1583	2,282	0,140	0,998	1448	13		
8	-16	Slightly Gravelly Sand	172	1,541	0,417	1,512	159	29		
9	-16	Slightly Gravelly Sand	198	1,658	0,531	1,057	164	22	-	
10	-4	Slightly Gravelly Sand	198	1,535	0,426	1,472	183	21	-	

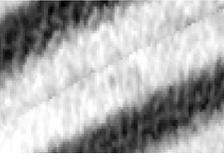
## ANNEXES

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting ( $\mu\text{m}$ )	Skewness	Kurtosis	D50 ( $\mu\text{m}$ )	CaCO3 (%)	Imagerie	Photo
11	-8	Slightly Gravelly Sand	164	1,280	0,274	1,164	160	20	-	
12	-16	Slightly Gravelly Sand	155	1,236	0,171	1,130	152	24	-	

*Annexe 5 : Analyses granulométriques, pourcentage de CaCO<sub>3</sub>, imagerie et photographie des échantillons sédimentaires de la baie de Bertheaume.*

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting (µm)	Skewness	Kurtosis	D50 (µm)	CaCO <sub>3</sub> (%)	Imagerie	Photo
1	-7	Slightly Gravelly Sand	457	1,561	0,134	0,986	437	56,67		
2	-27	Slightly Gravelly Sand	559	1,583	0,045	0,942	556	61,11		
3	-10	Sand	227	1,336	0,132	1,081	221	32,22		
4	-14	Slightly Gravelly Sand	315	1,435	0,088	1,049	319	35,56		
5	-18	Slightly Gravelly Sand	367	1,462	0,068	1,007	363	48,89		

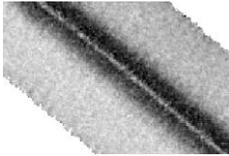
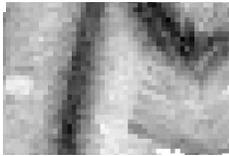
## ANNEXES

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting ( $\mu\text{m}$ )	Skewness	Kurtosis	D50 ( $\mu\text{m}$ )	CaCO3 (%)	Imagerie	Photo
6	-16	Slightly Gravelly Sand	402	1,704	0,251	1,097	377	62,22		
7	-34	Slightly Gravelly Sand	307	1,443	0,136	1,017	303	49,48		
8	-18	Slightly Gravelly Sand	256	1,403	0,344	0,988	238	46,39		
9	-39	Galets	-	-	-	-	-	-	-	
10	-51	Slightly Gravelly Sand	368	1,549	0,186	1,159	358	50,51		
11	-49	Gravelly Sand	1265	1,615	-0,304	0,472	1181	75,26		

## ANNEXES

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting (µm)	Skewness	Kurtosis	D50 (µm)	CaCO3 (%)	Imagerie	Photo
12	-28	Slightly Gravelly Sand	294	1,394	0,099	0,936	294	59,34		
13	-39	Slightly Gravelly Sand	383	1,611	0,277	1,280	362	43,95		
14	-44	Slightly Gravelly Sand	475	1,560	0,247	1,065	445	58,24		
15	-46	Sandy Gravel	1351	1,420	-1,263	0,411	1692	84,61		
16	-35	Slightly Gravelly Sand	577	1,546	0,120	1,017	571	56,04		
17	-31	Sandy Gravel	1058	1,834	-1,183	0,613	1668	73,63		

## ANNEXES

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting ( $\mu\text{m}$ )	Skewness	Kurtosis	D50 ( $\mu\text{m}$ )	CaCO3 (%)	Imagerie	Photo
18	-28	Sand	207	1,244	0,022	1,192	209	39,56		
19	-25	Gravelly Sand	830	1,793	0,049	0,981	817	73,63		
20	-20	Gravelly Sand	694	1,868	0,108	0,936	665	62,64		
21	-22	Slightly Gravelly Sand	584	1,740	0,064	1,074	578	74,72		
22	-17	Slightly Gravelly Sand	538	1,658	0,159	1,214	524	50,55		
23	-12	Slightly Gravelly Sand	121	1,430	0,049	1,072	120	46,6		

## ANNEXES

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting (µm)	Skewness	Kurtosis	D50 (µm)	CaCO3 (%)	Imagerie	Photo
24	-12	Slightly Gravelly Sand	117	1,362	0,023	1,082	117	18,18		
25	-19	Slightly Gravelly Sand	320	1,661	-0,049	1,058	330	61,36		
26	-6	Slightly Gravelly Sand	154	1,538	0,137	1,144	151	20,45		
27	-9	Slightly Gravelly Sand	281	1,406	0,072	0,909	278	18,18		
28	-7	Sand	290	1,298	0,041	0,855	291	14,77		
29	-21	Gravelly Sand	807	1,623	0,172	1,100	780	79,54		

## ANNEXES

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting (µm)	Skewness	Kurtosis	D50 (µm)	CaCO3 (%)	Imagerie	Photo
30	-17	Slightly Gravelly Sand	233	1,438	0,391	1,099	214	47,72		
31	-9	Slightly Gravelly Sand	322	1,518	0,019	1,044	328	45,45		
32	-9	Slightly Gravelly Sand	355	1,552	0,117	1,011	349	14,27		
33	-18	Slightly Gravelly Sand	324	1,481	0,070	1,143	326	43,33		
34	-21	Slightly Gravelly Sand	328	1,495	0,148	1,063	326	50,52		
35	-11	Slightly Gravelly Sand	339	1,609	0,011	1,181	344	33,33		

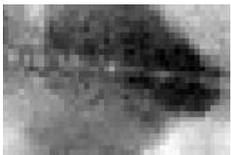
## ANNEXES

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting ( $\mu\text{m}$ )	Skewness	Kurtosis	D50 ( $\mu\text{m}$ )	CaCO3 (%)	Imagerie	Photo
36	-13	Slightly Gravelly Sand	128	1,459	0,053	1,050	126	48,89		
37	-20	Slightly Gravelly Sand	686	1,608	0,083	1,074	683	68,89		
38	-20	Slightly Gravelly Sand	784	1,542	0,125	1,160	768	97,78		
39	-21	Sand	207	1,309	0,217	1,343	202	53,33		
40	-23	Slightly Gravelly Sand	500	1,602	0,238	1,041	471	75,56		
41	-31	Sandy Gravel	1338	1,340	-1,513	0,386	1712	92,52		-

## ANNEXES

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting (µm)	Skewness	Kurtosis	D50 (µm)	CaCO3 (%)	Imagerie	Photo
43	-20	Sand	229	1,358	0,155	1,231	221	48,6		
44	-20	Slightly Gravelly Sand	254	1,489	0,189	1,046	244	47,66		
45	-20	Sand	187	1,364	0,228	1,352	184	43		
46	-18	Slightly Gravelly Sand	257	1,482	0,339	1,117	241	51,4		
47	-20	Gravelly Sand	865	1,909	0,098	0,452	767	66,35		

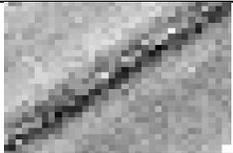
## ANNEXES

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting ( $\mu\text{m}$ )	Skewness	Kurtosis	D50 ( $\mu\text{m}$ )	CaCO3 (%)	Imagerie	Photo
48	-21	Slightly Gravelly Sand	144	1,496	0,158	1,322	142	56,07		
50	-25	Slightly Gravelly Sand	650	1,821	0,010	1,031	659	62,61		
51	-12	Slightly Gravelly Sand	299	1,885	-0,129	0,839	320	42,06		
52	-11	Gravelly Sand	638	2,000	0,337	1,080	538	37,38		
53	-19	Gravelly Sand	789	2,004	-0,018	0,630	719	56,07		

*Annexe 6 : Analyses granulométriques, pourcentage de CaCO<sub>3</sub>, imagerie et photographie des échantillons sédimentaires de la baie de Bénodet.*

Numéro	Profondeur (m IGN69)	Nature	Moyenne	Sorting (µm)	Skewness	Kurtosis	D50 (µm)	CaCO <sub>3</sub> (%)	Imagerie	Photo in situ
11	-11	Sand	166	1,722	0,404	0,847	142	63		
12	-15	Sandy Gravel	2038	2,647	-0,423	0,557	2321	58		
13	-14	Sandy Gravel	2006	2,070	-0,271	0,687	2125	33		
14	-17	Sandy Gravel	2896	1,606	-0,411	1,117	3240	34	-	
15	-17	Gravelly Sand	771	1,678	0,235	1,475	739	95		
28	-15	Sandy Gravel	2597	2,023	-0,016	0,968	2520	30		

## ANNEXES

29	-15	Sandy Gravel	1489	2,626	0,126	0,592	1226	70		
30	-15	Gravelly Sand	951	2,177	0,245	0,957	784	67		
31	-12	Gravelly Sand	791	2,185	0,330	1,043	638	48	-	
32	-28	Sandy Gravel	2820	2,020	-0,609	0,443	2716	52		
32bis	-27	Gravel	3569	1,120	-8,017	0,122	5211	30	-	
33	-23	Slightly Gravelly Sand	921	1,465	-0,010	1,011	927	88		
34	-11	Slightly Gravelly Sand	412	1,448	0,168	0,969	403	72		

*Annexe 7 : Incertitudes fournies par les constructeurs des appareils de mesures pour l'acquisitions de la bathymétrie.*

Nom campagne	Zone de survey	Année	Sonar et incertitude "Z" (cm)		GPS et incertitude "Z" (cm)		Centrale inertielle et incertitude "Z" (cm)		δZ MNT (cm)
Dysacote-nord	Guisseny	2021	EM3002	1	ASHTECH-PROFLEX 500	2	IxSea+Octans3000	2,5	5,5
Dysacote-sud	Anse de Dinan	2021	Geoswath	10	HDS800 (service Orpheon)	2	Ixblue-Hydrins	2	14
Dysacote-ouest	Anse de Dinan	2020	Kongsberg EM3002	1	ASHTECH-PROFLEX 500	2	IxSea+Octans3000	2,5	5,5
Dysacote-ouest	Blancs-Sablons	2020	Kongsberg EM3002	1	ASHTECH-PROFLEX 500	2	IxSea+Octans3000	2,5	5,5
IUEM	Blancs Sablons	2016	Kongsberg EM3002	1	ASHTECH-PROFLEX 500	2	IxSea+Octans3000	2,5	5,5
IUEM	Blancs Sablons	2011	Kongsberg EM2040P	1	GPS-GNSS-RTK	2	IxSea+Octans3000	2,5	5,5
ENSTA	Bertheaume	2021	Reson SeaBat8101	1	Septentrio PolaRx2	2	Applanix POS MV5	5	8
Dysacote-ouest	Bertheaume	2020	Kongsberg EM3002	1	ASHTECH-PROFLEX 500	2	IxSea+Octans3000	2,5	5,5
IUEM	Bertheaume	2018	Kongsberg EM3002	1	ASHTECH-PROFLEX 500	2	IxSea+Octans3000	2,5	5,5
hyp-li-si	Bertheaume	2017	Lidar Optech TITAN DW	5					5
IUEM	Bertheaume	2016	Kongsberg EM3002	1	ASHTECH-PROFLEX 500	2	IxSea+Octans3000	2,5	5,5
Géolucas	Bertheaume	2015	Kongsberg EM3002	1	ASHTECH-PROFLEX 500	2	IxSea+Octans3000	2,5	5,5
Dysacote-sud	Bénodet	2021	Geoswath	10	HDS800 (service Orpheon)	2	Ixblue-Hydrins	2	14
Fissel 2015	Bénodet	2015	Geoswath	10	HDS800 (service Orpheon)	2	Ixblue-Hydrins	2	14
Litto3D	Toutes zones	2013							5



---

**Titre : Dynamiques sédimentaires d'avant-côte en Bretagne occidentale**

**Mots clés :** Bilan sédimentaire, morphodynamique, profondeur de fermeture, héritage géomorphologique, contrôle hydrodynamique, suivis multi-temporels acoustiques

**Résumé :** Les transferts sédimentaires qui opèrent entre la plage et l'avant-côte, constituent une des causes clairement identifiées des évolutions positives (accrétion) et négatives (érosion) de la cellule littorale aux échelles saisonnière à pluri-décennale. Cependant, si cet espace de mobilité sédimentaire de l'avant-côte est parfois intégré dans les réflexions, son application à la gestion des risques côtiers reste fortement limitée faute de validation des concepts théoriques et de mesures de terrain.

Ces travaux visent à mieux comprendre le fonctionnement du système sédimentaire d'avant-côte à l'échelle de la Bretagne occidentale, en privilégiant deux axes d'étude : i) la détermination de la profondeur de fermeture théorique de la cellule littorale, à partir d'une approche novatrice ; ii) l'analyse morphodynamique des accumulations d'avant-côte de 4 sites d'études représentatifs du type de côte. Cette approche est basée sur l'analyse de données bathymétriques, sismiques et sédimentaires, antérieures et nouvellement acquises.

Les calculs théoriques de la profondeur de fermeture ont montré la possibilité de transferts sédimentaires opérants à plus de 100 m de profondeur sur toute la plateforme interne et des effets de contournement de caps entre des cellules sédimentaires séparées par des promontoires rocheux.

L'étude à l'échelle des sites d'étude, a mis en avant que les évolutions morphodynamiques du compartiment de l'avant-côte sont notamment contrôlées par la morphologie structurale avec une tendance à l'érosion pour les anses enclavées et à l'accumulation pour les baies ouvertes. De plus, les liens entre la plage et l'avant-côte apparaissent complexes, et induits par le caractère enclavé ou non des sites d'étude, le climat des houles et la marée. Les résultats de cette étude soulignent l'importance de réaliser des suivis réguliers conjoints de la plage et de l'avant-côte dans le cadre de projets de gestion du trait de côte et du littoral.

---

**Title : Shoreface sedimentary dynamics in western Brittany**

**Keywords :** sediment budget, morphodynamic, depth of closure, geological heritage, hydrodynamic control, multi-temporal acoustic survey

**Abstract :** The mechanism and evolution of coastal shoreface and beach accumulations is highly dependent on cross-shore and alongshore sediment transport. However, if the shoreface is sometimes integrated in the reflections, its application to the management of coastal risks remains strongly limited due to the lack of validation of theoretical concepts.

The research aims to better understand morphodynamic evolution of the coastal sedimentary accumulations at the scale of western Brittany, focusing on two major approaches: 1) the assessment of the theoretical depth of closure of the littoral cell, from an innovative approach ; 2) the morphodynamic analysis of shoreface accumulations of 4 study sites representative of the coast, based on bathymetric, seismic and sedimentary data, previous and newly acquired.

The most significant result of theoretical depth of closure approach is the possibility of transport and deposition of sand particles at depths greater than 100 m in the most hydrodynamically intense areas, which implies the possibility of interconnections between hydro-sedimentary cells, through bypassing of headlands and crossing over rocky outcrops.

The morphodynamic analysis at the scale of the study sites showed that the evolution of the shoreface with trends of erosion for the enclosed coves and accumulation for the open bays are controlled by the structural morphology of the study sites. Furthermore, the connection between the beach and the shoreface appear complex, and induced by the structural context, the wave climate and the tide.

The results of this study highlight the importance of regular combined surveys of the beach and shoreface in the framework of the coastline and the coastal management projects.