



HAL
open science

Morphodynamique des dunes en eau peu profonde et transport sédimentaire: le banc du Creïzic (Golfe du Morbihan)

Sabrina Homrani

► **To cite this version:**

Sabrina Homrani. Morphodynamique des dunes en eau peu profonde et transport sédimentaire: le banc du Creïzic (Golfe du Morbihan). Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2020. Français. NNT: 2020BRES0036 . tel-03243395

HAL Id: tel-03243395

<https://theses.hal.science/tel-03243395v1>

Submitted on 31 May 2021

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 : *Géosciences marines*

Par

Sabrina HOMRANI

**Morphodynamique des dunes en eau peu profonde et transport
sédimentaire**

Le Banc du Creïzic (Golfe du Morbihan)

Thèse préparée et soutenue à Plouzané, le 17 juillet 2020
Unité de recherche : Laboratoire Géosciences Océan (UMR 6538)

Rapporteurs avant soutenance :

Serge BERNÉ Professeur émérite,
CEFREM/ Université de
Perpignan

Dominique MOUAZÉ Maître de conférences HDR,
M2C/Université de Caen

Composition du Jury :

Président du Jury
Alexandre VALANCE Directeur de recherche CNRS
Institut de Physique de Rennes

Rapporteurs
Serge BERNÉ Professeur émérite,
CEFREM/ Université de
Perpignan

Dominique MOUAZÉ Maître de conférences HDR,
M2C/Université de Caen

Examineur
Sophie LE BOT Maître de conférences,
M2C/Université de Rouen
Normandie

Directeur de thèse
**Christophe
DELACOURT** Professeur des Universités
Géosciences Océan/UBO

Encadrants
France FLOC'H Maître de conférences,
Géosciences Océan/UBO

Nicolas LE DANTEC Chargé de recherche CEREMA,
Géosciences Océan

Remerciements

La thèse a été pour moi une aventure extraordinaire. De bien des manières.

Cette aventure, bien entendu, a été un passionnant périple au cœur de la science, ponctué de hauts et de bas, comme toute quête digne de ce nom. Mais elle a aussi été une très belle aventure humaine. Une aventure que j'ai partagée avec de nombreuses personnes, collaborateurs et proches, et pour qui j'éprouve donc une gratitude sans borne.

Dans cette section « Remerciements », je vais par conséquent m'attacher à remercier les personnes et organismes qui ont rendu possible la réalisation et l'achèvement de cette thèse. Si jamais vous constatez que votre nom a été oublié, j'espère que vous me pardonnerez. Ce sera par inadvertance et le cœur y était, indéniablement.

En premier lieu, je remercie l'Université de Bretagne Occidentale, qui a financé l'intégralité de ma bourse de thèse, ainsi que le laboratoire Géosciences Océan, qui m'a accueillie. Je remercie également l'ANR-MESURE et le Labex-Mer (désormais Isblue), qui ont participé au financement de mes campagnes de mesure *in situ* sur le banc du Creizic, et au financement de mon séjour d'échange avec l'Université de Kiel.

Viennent ensuite mes encadrants, France et Nicolas. Merci pour tout. Merci pour tout ce que vous m'avez apporté, fait découvrir du point de vue scientifique, et merci pour vos conseils et vos encouragements. Cela a été un réel plaisir de travailler avec vous pendant ces quasi quatre années, et vous faites partie des personnes à qui s'applique le plus ma gratitude sans borne. Merci aussi à Christophe Delacourt, mon directeur de thèse, pour ses conseils toujours très avisés, et pour m'avoir aidée à prendre de la hauteur sur mon sujet de thèse, tout au long de ma thèse et avec la rédaction de mon manuscrit.

En parlant de manuscrit, et de soutenance, je tenais à exprimer mes sincères remerciements aux membres de mon jury, qui ont évalué et commenté ces travaux de thèse : Serge Berné, Dominique Mouazé, Sophie Le Bot, et Alexandre Valance. Merci aussi aux membres de mon comité de suivi, François Marin et Aldo Sottolichio.

Je remercie très chaleureusement tous mes collègues du Laboratoire Géosciences Océan. Marcaurelio, tu as été un parfait compagnon de terrain et tu m'as toujours fourni d'excellents conseils pour le traitement de mes données. La campagne CreiziDunes1 doit en partie son succès à toi, et à notre mascotte, le mignon danseur de lambada. Un grand merci à David Menier, à Mouncef Sedrati et à Romain Le Gall, mes collègues du LGO de Vannes, les premiers à avoir étudié le banc du Creizic et dont j'ai exploité les données dans ce manuscrit. Je remercie aussi plus particulièrement tous les membres de l'équipe DYNELI, notamment pour leur aide dans la préparation et la mise en œuvre des campagnes : Marion Jaud, Guillaume Fromant, Charles Caulet, Christopher Daly, Jérôme Amman, Frédéric Jourdin, William Bruch,

Emmanuel Augereau. Guillaume, tu as partagé avec moi tes précieuses connaissances sur la mesure de la matière en suspension par acoustique, en plus d'avoir participé à ma campagne CreïziDunes1 (tu as terminé la journée de mesures intensives avec une rage de dent, et ça, ça vaut un très beau merci). Je remercie aussi les gestionnaires du laboratoire, qui ont fourni un travail formidable, notamment Carole Le Hir (tu es la meilleure) et Margot Sauvadet, ainsi que notre génial informaticien Christophe Martin (toujours au bout du fil en cas de plantage de disque dur SCSI).

Un énorme merci à Xavier Demoulin, du bureau d'études MAREE. Ma collaboration avec toi, sur l'estimation du transport par charriage par acoustique passive, a été tout simplement passionnante. Merci à Olivier Blanpain également, pour tes codes, et pour nos échanges fructueux sur ce sujet.

En plus des personnes citées dans les paragraphes précédents, pour mes campagnes de mesure *in situ*, je remercie vivement : Lionel Allano (le « patron » du navire Sépiola), Erwan Amice, Thierry Le Bec et Isabelle Bihannic (les plongeurs de l'IUEM, installation et récupération des mouillages, prise de photos), les pompiers-plongeurs du SDIS56 (récupération des mouillages), Serge Adam (propriétaire de la vedette utilisée pour la campagne CreïziDunes 2), Emilie Grossteffan (formation et mise à disposition du matériel pour les filtrations, entre autres), Véronique Cuq et Pauline Le Tortu (formation et mise à disposition du matériel de tamisage), et Théo Josse (campagne CreïziDunes2).

Pour avoir partagé avec moi des discussions hautement enrichissantes sur mes données et travaux, et avoir fait progressé mes analyses, je remercie aussi toute l'équipe de sédimentologie de l'Université de Kiel, notamment Christian Winter (co-auteur de mon article) et Gerald Herling, et Pascal Allemand, Pascal Le Roy, et Michel Louge.

Et bien entendu, je remercie du fond du cœur tous mes proches, sans qui cette aventure aurait été autrement plus compliquée. Vous m'avez accompagnée et soutenue tout au long de ma thèse, dans la joie et la bonne humeur, mais aussi dans les moments plus difficiles. J'ai partagé tellement de choses avec vous ces dernières années qu'il m'est impossible de toutes les recenser.

Je remercie ma famille. Merci à mes parents, qui m'ont toujours encouragée et poussée dans mes études, et qui m'ont transmis cette curiosité, cette persévérance et ce souci de bien faire. Merci à ma grande sœur préférée (et unique), Aurélie alias *Big*, toujours là pour moi, et prête à traverser le quart Nord-Ouest de la France afin de passer le week-end à Brest. Merci à ma belle-mère Djodjo, toujours là pour me dorloter. Bref, je vous aime. J'ai aussi une pensée toute particulière pour mes grands-parents, et notamment mon grand-père, un vrai scientifique dans l'âme, qui nous a quittés au cours de ma dernière année de thèse.

Je remercie enfin mes amis, vous êtes les meilleurs. Les doctorants que j'ai eu la chance de rencontrer au LGO : Jean, Judith et Maëlle, ça a été un immense plaisir de partager votre bureau ces quelques années ; Marie, Marion, Gaspard, merci pour votre ô combien précieux soutien, surtout sur la dernière ligne droite, et votre indéfectible amitié ; Charles, Ruth, Romain, Denovan, Massimo, Jean-Michel, Marie, Clarisse, et j'en oublie, merci pour ces pauses repas/café/discussions si rafraichissantes. Je remercie aussi tous mes amis extérieurs au laboratoire, j'ai énormément de chance de vous avoir. Merci à toi Claire, tu as été là, du début à la fin de cette aventure. Merci à toi Camille, ma sœur de cœur, qui a été présente en pensée depuis Bourg-en-Bresse. Merci à mes kinés préférées, Anne et Gwenaëlle. À toute chose malheur est bon, j'ai peut-être une cheville en carton mais au moins je vous aurai rencontrées. Et merci à Floriane, Chloé, Mélanie, Ifig, Laurélia, Vincent, Nicolas, Thibault, Pierrick, Valérie pour tous ces fous rires et ces moments du quotidien, toutes ces soirées endiablées ou raisonnables, et ces balades en bord de mer, qui n'ont été que pur bonheur.

Sommaire

Remerciements	3
Liste des figures.....	11
Liste des tableaux.....	21
Introduction générale	23
Chapitre 1 . État de l'art : Figures et transport sédimentaires	29
1.1. Processus hydro-sédimentaires.....	32
1.1.1. Écoulement et couche limite	32
1.1.2. Transport sédimentaire.....	39
1.2. Morphodynamique des figures sédimentaires (dunes et rides).....	49
1.2.1. Existences des figures sédimentaires.....	49
1.2.2. Écoulement et processus de transport sur une dune	52
1.2.3. Morphologie des dunes et contrôle hydro-sédimentaire.....	55
1.2.4. Cinématique des dunes et flux de transport.....	69
1.2.5. Morphodynamique des dunes : analyse de stabilité	76
1.2.6. Morphodynamique des figures sédimentaires et transport multidirectionnel.	80
1.2.7 Synthèse sur la morphodynamique des dunes	86
1.3. Morphodynamique des bancs	87
1.3.1. Description morphologique générale	87
1.3.2. Formation des bancs de sable.....	88
1.3.3. Typologie morphogénétique des bancs et caractéristiques morphodynamiques associées.....	91
1.3.4. Synthèse sur la morphodynamique des bancs de sillage	101
1.4 Mesure du transport sédimentaire	102
1.4.1. Méthodes de mesure indirectes pour la mesure de la suspension	103
1.4.2. Méthodes de mesure indirectes pour le charriage.....	105
1.4.3. La mesure du transport par charriage par méthode acoustique passive	107
Chapitre 2 . Site d'étude : Le banc du Creizic.....	121
2.1. Description du site d'étude : Le banc du Creizic (Golfe du Morbihan)	121
2.1.1. Contexte géographique.....	121
2.1.2. Cadre géologique et structural.....	124
2.1.3. Nature des fonds	126

2.1.4.	Architecture interne du banc du Creïzic et apports sédimentaires.....	134
2.1.5.	Hydrologie et hydrodynamisme.....	138
2.1.6.	Inventaire des données disponibles.....	144
2.2.	Stratégie de mesures de la dynamique des dunes et du transport : les campagnes <i>in situ</i> CreïziDunes.....	146
2.2.1.	CreïziDunes0 (CD0).....	146
2.2.2.	CreïziDunes1 (CD1).....	148
2.2.3.	CreïziDunes2 (CD2).....	160
2.3.	Synthèse – Le banc du Creïzic.....	164
Chapitre 3 . Traitements et méthodes.....		165
3.1.	Acquisition et traitement des données bathymétriques.....	165
3.1.1.	Principe et intérêt du SMF.....	165
3.1.2.	Méthode pour les bathymétries.....	166
3.2.	Méthodes d’analyse des bathymétries.....	170
3.2.1.	Morphologie du banc et des dunes.....	170
3.2.2.	Évolution des volumes de sédiments.....	175
3.2.3.	Cinématique des dunes et du banc.....	178
3.2.4.	Migration à l’échelle du banc par corrélation d’images diachronies.....	182
3.3.	Hydrodynamique et transport sédimentaire empirique.....	184
3.3.1.	Traitement des données hydrodynamiques <i>in situ</i>	184
3.3.2.	Modèle hydrodynamique.....	186
3.3.3.	Validation du modèle pour la configuration exploitée.....	189
3.4.	Transport par charriage estimé empiriquement à partir du courant.....	194
3.4.1.	Pour la campagne CD1.....	194
3.4.2.	Pour la campagne CD2.....	195
3.5.	Méthode et traitements pour l’estimation du transport par charriage à partir des données d’acoustique passive.....	198
3.5.1.	Méthode d’estimation du charriage.....	198
3.5.2.	Traitement des données acoustiques <i>in situ</i>	208
3.5.3.	Chaîne de traitement des transects.....	212
Chapitre 4 . Morphodynamique des dunes et du banc à l’échelle pluriannuelle et mensuelle, et transport sédimentaire associé.....		215
4.1.	Introduction.....	215

4.2. Article en cours de révision pour <i>ESPL: Multi timescale morphological evolution of a dune bank in a shallow tide-dominated environment</i>	216
4.2.1. Introduction.....	217
4.2.2. Study site	219
4.2.3. Dataset and methodology.....	221
4.2.4. Results	224
4.2.5. Discussion.....	239
4.2.6. Conclusion	246
4.3. Résumé: Résultats et conclusions	248
4.3.1. Morphodynamique des dunes	248
4.3.2. Transport sédimentaire associée à la migration des grandes dunes, et recirculation des sédiments	250
4.3.3. Persistance et maintenance du banc	250
Chapitre 5 . Estimation du transport par charriage par méthode acoustique passive <i>in situ</i>	252
5.1. Résultats	253
5.1.1. Exploitabilité des données	253
5.1.2. Estimation du charriage à partir des données de courant.....	256
5.1.3. Estimation du charriage à partir des données d’acoustique passive	267
5.1.4. Synthèse des résultats.....	281
5.2. Comparaison des estimations du charriage et interprétation	282
5.2.1. Comparaison des estimations du charriage : Acoustique vs MARS3D	282
5.2.2. Comparaison des estimations du charriage : Acoustique vs dérive	288
5.2.3. Interprétation du transport par charriage pour la dynamique du transport sur les dunes	291
5.3. Discussion	292
5.3.1. Pertinence de la vitesse de frottement.....	292
5.3.2. Pertinence de la méthode acoustique : disparités des densités de charriage entre les méthodes et variabilité de la pression moyenne mesurée <i>Prms, mes</i>	294
5.4. Perspectives - Amélioration de notre méthode d’estimation du charriage par acoustique passive	301
5.4.1. Amélioration de la méthode de mesure in situ (campagne) et du système d’acquisition	301

5.4.2. Pertinence des hypothèses de la méthode en termes de transport sédimentaire et de la simulation de la pression moyenne théorique	302
Conclusion générale	305
Références.....	313
Annexe A1. Campagne CreïziDunes (CD0) – Rapport de campagne et traitements réalisés	335
Annexe A2. Paramètres moyens des vagues - Capteurs de pression déployés au mouillage - Campagne CreïziDunes1.....	339
Annexe A3. Caractéristiques techniques de l’hydrophone B&K Type 8106 (Bruël & Kjær , 2019) utilisé pour la méthode d’estimation du charriage	341
Annexe A4. Exemples de profils de courant – Mouillage B – 18 Oct. 2017	343
Annexe A5. Relations entre les paramètres morphologiques par champ de dunes	345

Liste des figures

Figure 1. Photographie de figures sédimentaires (Charru et al., 2013).....	23
Figure 2. Dynamique hydro-sédimentaire : Rétroaction entre la morphologie du fond, les conditions hydrodynamiques et le transport sédimentaire.	24
Figure 1.1. Temps de formation (t) et taille (L) des figures sableuses du domaine de plateforme continentale et processus contrôlant leur développement. D'après (Berné, 1999), modifié par (Franzetti, 2014).	30
Figure 1.2. Schéma du partitionnement de la colonne d'eau et du profil de vitesse associé pour une couche limite turbulente, dans le cas d'un fond lisse, d'après (Van Rijn, 1993).....	34
Figure 1.3. Évolution de la contrainte de cisaillement totale τ (somme de la composante de peau τ_s et de la composante de forme τ_f) en fonction de la vitesse du fluide u , d'après (Engelund & Fredsoe, 1982).	39
Figure 1.4. Initiation du mouvement et de la suspension pour un fond plat $\theta_{cr} = f(D^*)$ (L. C. Van Rijn, 1993). La courbe de Shields dont l'expression est donnée à l'équation (1.16) est désignée par la légende <i>Initiation of motion-Shields</i>	41
Figure 1.5. Paramètre de Shields critique et signification du critère de mise en mouvement, $\theta_{cr} = f(Re^*)$: (a) Initiation du mouvement pour un courant au-dessus d'un fond plat, en fonction du nombre de particule en mouvement par unité d'aire N ((Van Rijn, 1993) d'après (Graf & Pазis, 1977)) ; Initiation du mouvement et de la suspension pour un courant au-dessus d'un fond plat, selon sept niveaux de transport ((L. C. Van Rijn, 1993) d'après (Delft Hydraulics, 1972)).	42
Figure 1.6. Modes de transport sédimentaire. Modifié d'après (Dey, 2014).	43
Figure 1.7. Diagramme de phase du mode de transport (roulement, saltation, suspension) en fonction du niveau de transport τ/τ_{cr} (<i>stage</i>), donnant les proportions respectives de suspension et de roulement (Abbott & Francis, 1977).....	44
Figure 1.8. Principe de calcul du flux de transport sédimentaire, avec les contributions du charriage (<i>Bedload transport</i>) et de la suspension (<i>Suspended transport</i>) : on détermine la quantité de sédiments traversant une surface élémentaire par unité de temps (Soulsby, 1997).	46
Figure 1.9. Figures sédimentaires transverses observables pour les régimes hydrauliques inférieur et supérieur délimité par $Fr = 1$. La sinuosité de la ligne de crête des structures augmente avec la vitesse moyenne de l'écoulement U pour un diamètre de grain fixé D . Le diagramme de phase (à droite) est celui proposé par (Southard & Boguchwal, 1990), pour des hauteurs d'écoulement comprises entre 0.16 et 0.25 m. D'après (Southard & Boguchwal, 1990; Venditti, 2013).	50
Figure 1.10. a) Photos des différentes figures sédimentaires pour lesquelles la hauteur ou la largeur de l'écoulement à un effet significatif $kHe \leq 1$; b) Diagramme de phase (kHe, Fr) pour des mesures en environnement naturel et en chenal d'expérimentation. Différents types de structures sont trouvées dans différentes zone du diagramme.	51
Figure 1.11. En haut : Perturbation de l'écoulement pour des dunes asymétriques. D est la hauteur de l'écoulement, D' est la portion de l'écoulement sur laquelle la vitesse du fluide est accélérée par la présence de la dune, L est l'étalement d'une dune, $h(x)$ est son élévation le long de l'axe longitudinal, dans la direction de l'écoulement, τ' est la contrainte de cisaillement due aux frottements de peau. En bas : Probabilité qu'un grain en suspension sédimente dans le creux de la dune en fonction de sa hauteur par rapport au fond. D'après (Fredsoe & Deigaard, 1992).	53
Figure 1.12. Processus de transport sur une dune asymétrique soumise à un courant unidirectionnel, Modifié d'après (Franzetti, 2014 ; Cartier, 2008).	54
Figure 1.13. Paramètres morphologiques communément utilisés pour caractériser les figures sédimentaires transverses asymétriques : Hauteur H , longueur du flanc doux a , longueur du flanc raide b , longueur $L = a + b$, ou longueur d'onde λ (pour un relief spatialement périodique), angle du flanc doux α , angle du flanc raide β , profondeur du sommet He . Vue de dessus modifiée d'après (Franzetti, 2014).	56
Figure 1.14. Corps surimposées : Exemple de grandes dunes surimposées à des dunes géantes, communément retrouvées dans le Mer d'Irlande par (Van Landeghem et al., 2009a).	58
Figure 1.15. Hauteur des dunes vs longueur d'onde d'après (Flemming, 1988; Flemming, 2000): nuage de points pour des données acquises en chenal et dans des environnements <i>in situ</i> variés, pour des dunes ayant atteint leur morphologie d'équilibre.	59
Figure 1.16. Relation entre la hauteur de la dune H et la profondeur He au niveau de la crête. Modifié d'après (Franzetti, 2014).	62
Figure 1.17. Morphologie des dunes, d'après (Lefebvre et al., 2016) : Profil transversal d'une dune contenant tous les points d'inflexion et les segments observés sur les dunes analysées (~300 dunes).	63
Figure 1.18. Dunes trochoïdales et convergence du transport par charriage (Ma et al., 2019).	64
Figure 1.19. Synthèse des différentes morphologies observées par Van Landeghem et al. (2009a) pour des dunes en Mer d'Irlande, où le forçage dominant est la marée. Les notations « Fig 3 ... » sur l'encart de gauche correspondent à la figure présentée ici dans l'encart de droite.	65

- Figure 1.20. Transition entre des dunes 2D, formées instantanément, et des dunes 3D, pour une intensité de l'écoulement constante. L'espacement de la grille est de 0.115m, et l'écoulement provient de la gauche (Venditti et al., 2005c). 67
- Figure 1.21. Influence du disponible sédimentaire sur la forme et le regroupement des figures sédimentaires. θ' correspond à la contrainte adimensionnelle de cisaillement sur le fond (effets de peau) et δ/d quantifie le disponible sédimentaire (Kleinhans & Van Rijn, 2002). 68
- Figure 1.22. Principe de calcul du transport sédimentaire à partir de la migration d'une dune, introduit par Simons et al. (1965) à partir de l'équation d'Exner 1D (conservation de la masse). Modifié d'après (Fredsoe & Deigaard, 1992). HD désigne la hauteur de la dune, qD la quantité de sédiments déposés sur le flanc aval de la dune, c la vitesse de migration considérée constante et Δt l'intervalle de temps entre les deux positions consécutives occupées par la dune. 70
- Figure 1.23. Vitesse de migration des dunes en fonction de leur hauteur, pour les dunes géantes de la partie Nord-Est du banc du Four. Les profondeurs des dunes analysées ici sont comprises entre 60 et 90 m (Franzetti et al., 2013). 73
- Figure 1.24. Modèle la structure interne d'une dune en fonction des caractéristiques du courant. (A) courant unidirectionnel stationnaire ; (B) Courant unidirectionnel non stationnaire ; (C) Courant de marée fortement asymétrique ; (D) à (F) Courant de marée symétrique à fortement symétrique (Allen, 1980; Dalrymple & Choi, 2007). Les lettres E indiquent les réflecteurs de second ordre, B correspondent à de la bioturbation et M correspondent des drapages argileux. 75
- Figure 1.25. Schéma synthétique pour les deux théories de formation des discontinuités de second ordre (réflecteurs sismiques), par (Y. Ferret et al., 2010), pour un forçage hydrodynamique mixte (marée + houle avec événements tempétueux). 76
- Figure 1.26. Schématisation des quatre cas typiques de réponse des figures sédimentaires au champ de transport sédimentaire. Le maximum de contrainte de cisaillement est symbolisé par le cercle. D'après (Venditti, 2013). 78
- Figure 1.27. Croissance des rides étudiée par Charru et al. (2013), par analyse de stabilité linéaire : (a) Taux de croissance σ adimensionnalisé (avec la rugosité hydraulique z_0 et la susceptibilité du flux sédimentaire aux variations de la contrainte de cisaillement Q) en fonction du produit nombre d'onde rugosité hydraulique kz_0 calculé avec le modèle de Frederick et Hanratty (1988), pour : 1) Ligne en pointillée : Longueur de saturation et effet de pente du relief nuls ; 2) Ligne tiretée : Longueur de saturation nulle mais prise en compte de la pente du relief ; 3) Ligne continue : Prise en compte de la pente et longueur de saturation $L_{sat} = 90 \delta v = 36d$ avec δv l'épaisseur de la sous-couche visqueuse et d le diamètre de grain, choisie pour correspondre aux mesures expérimentales de (Betat et al., 1999) symbolisées par les cercles verts. 79
- Figure 1.28. Étude expérimentale du retournement d'une dune isolée à l'équilibre produit par un renversement du sens de l'écoulement (Kiki Sandoungout, 2019). (a) Décomposition de la déformation d'une dune de faible masse dans le scénario 1), pour une masse initiale de sédiments composant la dune égale à $m_0 = 4 \pm 0.2 \text{ g}$, une vitesse moyenne d'écoulement $U_0 = 0.43 \text{ m.s}^{-1}$ et un diamètre de grain $d = 0.4 \text{ mm}$ (billes en verre sphériques) ; (b) Masse de la dune impliquée dans le processus de retour à l'équilibre suite à un renversement de l'écoulement : à gauche : cas d'une dune de 4 g et d'un retournement en 3 phases ; à droite : cas d'une de 27 g et d'un retournement en 2 phases. AOM désigne l'aire mobilisée, A_0 l'air initiale de la dune. La région hachurée au milieu correspond à l'aire qui n'a pas été mobilisée. 83
- Figure 1.29. Directionnalité du forçage et disponibilité sédimentaire en environnement éolien : À gauche : Vue schématique des dunes typiquement trouvées en environnement désertique, par (Bishop et al., 2002) d'après (Cooke et al., 1993). Les flèches symbolisent la direction du vent. Selon Garlan, (2007), les figures sédimentaires de type (d) et (e) ne sont que très rarement observées, voire inexistantes, en environnement marin. À droite : Diagramme d'existence des dunes éoliennes en fonction de la disponibilité en sable et de la directionnalité du vent, par (Bishop et al., 2002) d'après (Livingstone & Warren, 1996). Les lettres « B », « I », « L », « T » désignent respectivement les barkhanes, les dunes isolées, les dunes linéaires, et les dunes transverses. 84
- Figure 1.30. Courant bidirectionnel et orientation des dunes par rapport à la direction moyenne de l'écoulement (Reffet et al., 2010). L'angle θ correspond à l'angle entre les deux directions, le courant possédant la même intensité pour ces deux directions. (A) Croissance expérimentale des dunes depuis un fond plat sableux, les images ont été prises après 60 périodes d'exposition (une période = une direction, puis l'autre). De gauche à droite, les dunes mesurent en moyenne de 0.35, 0.65 et 1.2 mm de haut ; (B) Dunes transverses, mixtes, et longitudinales obtenues par modélisation numérique. Les profils ont été pris pour 75 périodes d'exposition. La hauteur des figures sédimentaires se met à l'échelle avec la longueur de saturation l_s 85
- Figure 1.31. Localisation des bancs de plateforme externe de la mer d'Irlande et schéma chrono-stratigraphique pour le banc de Kaiser (Reynaud et al., 1999). 89
- Figure 1.32. Formation et maintenance d'un banc à proximité d'une irrégularité du trait de côte. A) Mécanisme de formation d'après le modèle de Pingree, (1978), d'après (Neill & Scourse, 2009). La force centrifuge (CF) est équilibrée par le gradient de pression vers l'intérieur (PG), conduisant à une convergence du matériel par charriage, et ainsi à la formation d'un banc (zone grise) de chaque côté de l'irrégularité du trait de côte. La force de Coriolis, agit pour la gyre cyclonique dans le même

sens que la force centrifuge, augmentant la taille du banc ; pour la gyre anticyclonique, au contraire, la force de Coriolis agit dans la direction opposée et réduit la taille du banc.	91
Figure 1.33. Classification des bancs de sable de Kenyon et Cooper (2005), modifiée d'après (Dyer & Huntley, 1999). Les flèches bleues indiquent les chemins de transport, les lignes vertes les zones de convergence du transport.	92
Figure 1.34. Exemples des bancs de plateforme <i>Inner Gabbard</i> (au Nord) et <i>Galloper</i> (au Sud), situés dans la mer du Nord, à proximité des côtes anglaises. Par Franzetti (2014) d'après (Kenyon & Cooper, 2005) pour la bathymétrie et (Brew & Carolan, 2011) pour le courant résiduel de marée.....	93
Figure 1.35. Structure interne d'un banc de plateforme tidal. a) Modèle de Houbolt (1968) ; b) Profils sismiques bruts et interprétés pour le banc du Kaiser (mer Celtique) avec une figure d'érosion en auge comblée par des strates obliques (Reynaud et al., 1999).	94
Figure 1.36. Banc de sillage de Cape Split (<i>Banner Bank</i>), localisé en aval du passage de Minas, partie interne de la Baie de Fundy, Canada (Li et al., 2014). Ce banc en forme de goutte d'eau est composé de sable grossier à très grossier, et présente des dunes surimposées de longueur d'onde comprises entre 15 et 125 m, pour des hauteurs allant de 0.5 à 19 m. On note la présence d'un champ de barkhanes au sud-est du banc, et d'un banc de gravier au niveau du passage de Minas.	95
Figure 1.37. Structure interne d'un banc de sillage : Haut : Coupe sismique le long de l'axe principal du banc de Sercq (Berné, 1999; Mhammdi, 1994). On observe une discontinuité érosive majeure sur la partie sud du banc. Les autres discontinuités identifiées sont interprétées comme des surfaces associées à la migration des grandes dunes et/ou des surfaces d'arasement formées par les tempêtes. Bas : Schéma de la construction d'un banc de sillage associé à une gire tidale résiduelle et à la dynamique de dunes, allant du stade : (A) Initial du champ de dunes, (B) de l'initiation du banc de sable, (C) du développement du banc (Franzetti, 2014).	97
Figure 1.38. Étude séculaire de deux bancs estuariens par Bertinet Chaumillon (2005), côte ouest atlantique française : Le banc de Saint-Georges et la Longe de Boyard. (A) Bathymétries de 1824 ; (B) Bathymétries de 1994 pour le banc de Saint-Georges et de 2003 pour la Longe de Boyard. (C) Simulation du transport résiduel par charriage en 1824, superposés aux évolutions bathymétriques séculaires.....	98
Figure 1.39. Photographie aérienne d'un delta tidal par Kenyon et Cooper (2005) d'après (Hayes, 1975).	99
Figure 1.40. Géométrie interne d'un banc d'embouchure (La Longe de Boyard, Fig. 1.38) présentant une sédimentation moderne (unité marron). Cette sédimentation se par progradation sur les deux flancs subparallèles aux courant tidaux (Chaumillon et al., 2008).	100
Figure 1.41. Banc du Four-Synthèse des connections hydrodynamiques (traits rouges) et de la circulation des sédiments (traits blancs). Les flèches rouges indiquent la marée, les lignes courbes pointillées la houle.(Franzetti, 2014).	101
Figure 1.42. Série temporelle des concentrations massiques estimées par inversion des profils à 0° et 30° à une profondeur de 7.75m, comparées aux concentrations massiques obtenues par prélèvements (Fromant, 2015).	105
Figure 1.43. Niveau de pression total RMS (P_{rms}) en fonction de la masse de sédiments agités dans le tambour (Thorne, 1986b) (sédiments marins). Des courbes similaires ont été trouvées pour des sédiments artificiels (billes de verre) (cf. figure 11 de (Thorne, 1985)).	109
Figure 1.44. Fréquence pic f_{peak} et variation de la puissance spectrale avec le diamètre de grains D pour des spectres de SGN calculés d'après le modèle analytique sphère-plan de Akay et Hodgson, (1978), Petrut et al. (2018) pour les courbes 1-2-4, et d'après le modèle analytique sphère-sphère de Koss et Alfredson (1973), Thorne et Foden (1988) pour la courbe 3. Les courbes 1,2,(3-4) ont été calculées respectivement pour des vitesses d'impact de 0.01,0.1, 1 m/s. (Teodor Petrut et al., 2018).	110
Figure 1.45. Mesures de spectre du SGN (<i>Self-Generated Noise</i>) en fonction du diamètre de grains pour : a) des billes de verre ; b) des sédiments marins. Sur l'encart a), la fréquence pic de la résonnance f_r a été pointée. (Thorne, 1985, 1986b).	111
Figure 1.46. Surface d'écoute de l'hydrophone en trois points localisés en travers de la rivière Isère (Grenoble). Le charriage est massivement localisé dans une bande longitudinale légèrement désaxée par rapport au centre de la rivière ($X=35$ m). On représente les cartes des énergies acoustiques captées par l'hydrophone (<i>Sound Exposure Level</i> , SEL, en $Pa^2.s$) sous la forme de cartes 2D (en haut) et de surface 3D (en bas). Les couleurs de surface ne sont pas les mêmes que celles des images 2D, sauf pour les résultats sur le centre de la rivière.	116
Figure 1.47. a) Diagramme de Wenz, d'après (Kuperman & Roux, 2014; Wenz, 1962) ; b) Comparaison des niveaux de pression du SGN par rapport au bruit ambiant (Wenz, 1962), pour des sédiments artificiels (Thorne, 1985). (Le $Hz - 1/2$ a été omis sur la figure a) par simplification).....	118
Figure 2.1. Localisation de la zone d'étude (système géodésique WGS84, Projection Pseudo-Mercator). (a) MNT côtier du Morbihan (SHOM, 2015), référence verticale Plus Basse Mer Astronomique (PBMA) ; (b) MNT du golfe du Morbihan (Litto3D, (Pastol et al., 2007), les lignes blanches délimitent les isobathes de -10 m -20m et -30m.	122
Figure 2.2. Le banc du Creizic (MNT de Novembre 2014 superposé sur le MNT Litto3D). La ligne en pointillés délimite de manière approximative les limites du banc. L'emprise correspond aux rectangles noir et rouge des Figures 2.1a-2.1b-2.4. Une	

caractérisation morphologique détaillée de l'ensemble des champs et des dunes surimposées sera présentée au Chapitre 4, ainsi que la morphodynamique des dunes de la partie centrale du banc à l'échelle pluriannuelle et mensuelle.	123
Figure 2.3. Cadre géologique du golfe du Morbihan - Le massif sud armoricain. (a) Localisation du Cisaillement Sud Armoricain (CSA) au sein du domaine armoricain (Pérez-Belmonte, 2008, d'après Le Corre et al., 1991 ; (b) et (c) Localisation et géologie simplifiée du massif sud armoricain, et positionnement des principales failles (Menier et al., 2016), dont le Cisaillement Sud Armoricain (SASZ en anglais)	124
Figure 2.4. Affleurement du socle cristallin dans le golfe du Morbihan. Données fournies par le SHOM, non datées (utilisées pour réaliser la carte de nature des fonds 7033G (SHOM, 2009)).	125
Figure 2.5. Reconstruction du réseau de paléo-vallées en baie de Quiberon et en baie de Vilaine (Menier et al., 2010).....	126
Figure 2.6. Carte sédimentaires du Golfe du Morbihan (Menier & Dubois, 2011).....	127
Figure 2.7. Localisation de bancs de sable présent dans le golfe du Morbihan (d'après Moal (2015)).	128
Figure 2.8. a) Localisation des différentes catégories sédimentaires et pourcentage d'espèces retrouvées sur le banc du Creizic, modifié d'après Moal (2015). Les polygones de couleurs donnent la typologie des sédiments par rapports aux observations réalisées sur place. Les diagrammes circulaires indiquent la proportion des organismes vivants identifiés dans les échantillons, par zone. La coloration des points donne le diamètre moyen, en combinaison avec la typologie observée sur place. b) Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons (numéros correspondants à l'encart (a)).	129
Figure 2.9. Délimitations des trois sous-bassins morpho-bathymétriques caractérisant le golfe du Morbihan. Le banc du Creizic se situe dans la zone externe (rectangle noir pointillé). D'après Menier et al. (2011).	130
Figure 2.10. Profil sismique P8 coupant perpendiculairement l'axe principal du banc du Creizic acquis au cours de la campagne Geogolfe 2002. D'après Menier et al. (2011). L'encart montre la position du profil par rapport au profil P34, présenté en Figure 2.11.	132
Figure 2.11. Profil sismique P34 coupant longitudinalement le du banc du Creizic, acquis au cours de la campagne Geogolfe 2002. D'après Menier et al. (2011). L'encart montre la position du profil par rapport au profil P32, présenté en Figure 2.10.	133
Figure 2.12. (a) Plan de position des profils sismiques acquis au cours de la campagne Geogolfe 2011. (b) Carte isopaque générée à partir des données Geogolfe 2011 (Callouet, 2012).	135
Figure 2.13. Variations du niveau marin pour les périodes récentes du Quaternaire (Dubois, 2008), d'après Imbrie (1984) et Menier (2004).	136
Figure 2.14. (a) Les bassins versants (BV) de Bretagne (b) Le bassin versant du golfe du Morbihan. Figure modifiée d'après Pérez-Belmonte (2008).	137
Figure 2.15. Marégrammes de Port-Navalo et de Vannes pour des coefficients de 45 et 95. Données : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) (Dubois, 2008).....	140
Figure 2.16. Courants de marée à l'échelle du golfe du Morbihan pour une marée de vive-eau (coeff. 95), d'après l'atlas de courant du SHOM (2005). (a) Moyenne sur le flot ; (b) Moyenne sur le jusant. L'encadré correspond à la Figure 2.17.	141
Figure 2.17. Courants de marée maximaux au flot et au jusant sur le banc du Creizic pour une marée de vive-eau (coeff. 95), d'après l'atlas du SHOM (2005). Fond de carte : MNT 2014 superposé sur le MNT Litto3D.....	142
Figure 2.18. Paramètres d'une marée modale mesurés avec un ADCP sur la partie centrale du banc du Creizic (Moal, 2015) (coeff. de marée de 85). Le courant est moyenné sur la colonne d'eau.	143
Figure 2.19. Fréquence (%) et hauteur significative (H_s) de la houle en fonction de sa direction de provenance, d'après le modèle Wave Watch III (Norgas-UG configuration) pour le banc du Creizic (nœud [47.5781167° -2.87868333°]) de 2008 à 2018 (mesures horaires).	144
Figure 2.20. Échelle chronologique des données acquises sur le Creizic antérieurement aux campagnes CreiziDunes (2017-18)	146
Figure 2.21. Mission préliminaire CreiziDunes0 (23 juin 2017). Les cercles verts correspondent aux points où des échantillons de sédiments ont été prélevés et où des profils AQUAScat-EXO2 ont été réalisés ; les flèches et les cercles rouges correspondent aux transects ADCP effectués en mode <i>bottom tracking</i> pour étudier le courant sur les flancs du banc. (Système géodésique RGF93, projection Lambert 93).	148
Figure 2.22. Zones ciblées pour la campagne, les informations données dans l'encart et ayant servis à planifier la campagne, sont d'après (Moal, 2015). Les plages de valeurs λ et H correspond à la longueur d'onde et à la hauteur des dunes. La bathymétrie en fond est celle de Novembre 2014, référencée verticalement au zéro IGN69.	150
Figure 2.23 Système d'acquisition SMF monté sur le Sépiola. La vue d'encart (a) est prise depuis l'avant du bateau.	151
Figure 2.24. Chronogramme de la session de mesure intensive en fonction de la hauteur d'eau. Les abréviations CE1 à CE4 désignent les mesures colonne d'eau ; les abréviations MB1 à MB3 désignent les micro-bathymétries. La hauteur d'eau a été obtenue à partir de MARS3D lissée sur 1h et centrée sur la hauteur d'eau moyenne (modèle hydrodynamique présenté au Chapitre 3).	152

Figure 2.25. Micro-bathymétries et mesures SMF colonne d'eau sur le banc Creizic, session intensive de la campagne CreiziDunes1 (18 octobre 2017). Le MNT ombré en fond correspond à la bathymétrie du 9 novembre 2017. Les lettres simples donnent le nom des stations « Colonne d'eau ». Les lettres encadrées désignent les mouillages. Les lignes en pointillées des transects « Colonne d'eau » correspondent à leur traces GPS post-traitées.	153
Figure 2.26. Photos des mouillages instrumentés, déployés entre Octobre et Novembre 2017 sur le banc du Creizic (postions données à la Figure 2.25). Les mouillages comportaient des profileurs de courant à effet Doppler (ADCPs de marque RDI® - « Aquapro » Aquadopp profiler Haute résolution (mouillage A ₂ et B) et Aquadopp profiler (mouillage C) de marque Nortek®), un vélocimètre à effet Doppler (Vector de Nortek®), des capteurs de pression (abréviation « PT », Ocean Sensor System®), des sondes de turbidité/multiparamètres (abréviation « Turbi » 600OMSv2 / EXO 2, YSI®), un profileur acoustique à sédiments (AQUAscat 1000S, Aquatec®) et un hydrophone (HTI-96-MIN, High Tech®) couplé à un enregistreur (EA-SDA14, RTsys®).	154
Figure 2.27. Zoom sur les transects SMF colonne d'eau acquis lors de la session de mesures intensives de la campagne CreiziDunes1 (18 Octobre 2017).	155
Figure 2.28 Instruments déployés en profils dans la colonne d'eau (stations) conjointement aux acquisitions SMF colonne d'eau, lors la session de mesures intensives de la campagne CreiziDunes1 (18 Octobre 2017).	156
Figure 2.29. Chronogramme de la campagne CreiziDunes1. Les rectangles indiquent les étapes principales de la campagne. Les lignes horizontales donnent la durée d'enregistrement des données disponibles en fonction des capteurs. Les couleurs vert/rouge/bleu groupent les instruments par type de mesure : MES/Courantomètres/Capteurs de pression. La hauteur d'eau a été obtenue à partir de MARS3D (cf. lien), avec lissée sur 1h et centrée sur la hauteur d'eau moyenne. Les abréviations dans la légende désignent respectivement : CTD = Sonde de turbidité ou multiparamètres ; AQP = Profileur de courant à effet Doppler de marque Aquapro ; ADCP = Profileur de courant à effet Doppler de marque RDI ; AQP HR = Profileur de courant haute résolution à effet Doppler de marque Aquadopp profiler ; PT = Capteur de pression.	158
Figure 2.30. Données météorologiques pour la campagne CreiziDunes1 (Météo France) : (a) Pression mer moyenne, cette mesure était uniquement disponible pour la station Belle-Île-Talut, au sud-ouest de l'île. (b) Moyenne des vitesses du vent à 10 m quotidienne (courbe 'Moy') et vitesse du vent quotidien maxi (moyenne sur 10 min, courbe 'Max') pour la station de Sarzeau.	159
Figure 2.31. Rose du vent quotidien maxi (moyenne sur 10 min) pour la campagne CreiziDunes1, station de Belle-Île-Talut.	160
Figure 2.32. Système d'acquisition mis en œuvre pour la campagne de mesure du transport par charriage par acoustique passive CreiziDunes2.	162
Figure 2.33. Transects et horaires des transects d'acoustique passive de la campagne CreiziDunes2. En fond : bathymétrie ombrée du banc (MNT Nov. 2017), référencée verticalement par rapport au zéro IGN69. Encarts : élévation moyenne de la surface libre d'après le modèle hydrodynamique MARD3D (Chapitre 3).	163
Figure 3.1. Calcul des paramètres morphologiques primaires L_p et H_p (étalement et hauteur selon le plan d'inclinaison de la dune) pour les profils bathymétriques caractérisant les champs de dunes. Exemple du profil 2 du champ BF3. Cam et Cav désignent les creux amont et aval respectivement, S le sommet de la dune. Profil affiché avec un rapport d'aspect 1/10.	171
Figure 3.2. Estimation des paramètres morphologiques pour les profils bathymétriques extraits sur les dunes de la partie centrale (Exemple du profil D4Pb). Cam et Cav désignent les creux amont et aval respectivement, Sh le sommet de la dune utilisé pour déterminer la hauteur, Sl le sommet utilisé pour délimiter les flanc doux et raides. Le profil est affiché avec un rapport d'aspect 1/10. L'angle θ (inclinaison du plan de la dune) vaut ici -2.3°	172
Figure 3.3. Catégorisation morphologique des profils extraits sur les grandes dunes de la partie centrale du banc (BF1). Exemple des profils D3Pi (Triangle) et D3Pm (Plateau).	174
Figure 3.4. Positionnement manuel de l'orientation des crêtes axiales, du point de pivot, et des zones avec crêtes orthogonales. Exemple du MNT Nov. 2017.	175
Figure 3.5. Calcul de la migration des dunes à partir d'un pointé manuel sur les profils bathymétriques. Exemple du Profil D3Pi, on trouve $dx = 0.75$ m pour le sommet et le flanc, et $dz = 0.1$ m.	178
Figure 3.6. Position des profils utilisés pour quantifier la migration des grandes dunes de la partie centrale du banc l'échelle pluriannuelle. Fond : MNT Nov. 2017.	179
Figure 3.7. Principe du calcul de la distance de migration à partir des lignes de crêtes. Les lettres c1 et c2 désignent les lignes de crêtes respectivement pour Oct. et Nov. 2017. Le raster en fond correspond au raster de distance euclidienne généré à partir de la ligne de crête c1.	180
Figure 3.8. Méthode de corrélation croisée d'image mise en œuvre pour mesurer la migration à l'échelle du banc. FR est la fenêtre de recherche, extraite à partir du MNT1, FB est la fenêtre de « base » que l'on veut retrouver dans FR, FC est la fenêtre de calcul successivement extraite à partir de FR pour l'ensemble des positions possibles. Les fenêtres sont carrées, de taille	

CS pour FR et FC, de taille 2CS pour FR. La valeur de déplacement (dx, dy) est affectée au point sur lequel sont centrées les fenêtres FB et FR ($x1, y1$).....	183
Figure 3.9. Bathymétries sur lesquelles le modèle hydrodynamique MARS3D a été lancé. (a) Grille à 100 m sur le Golfe du Morbihan et la Baie de Quiberon. Le cadre noir délimite l'encart (b) ; (b) Grille à 20 m centrée sur le banc du Creizic, obtenue à partir de Litto3D (Pastol et al., 2007). La ligne en pointillé donne la position du profil présenté sur la Figure 3.10. Projection Pseudo-Mercator, coordonnées WGS84. Les pixels blancs correspondent à la terre.	188
Figure 3.10. Discrétisation de la colonne d'eau en coordonnées σ selon 20 niveaux (affichage avec un rapport d'aspect 1/20), pour une pleine-mer de vive eau (coeff. 102), donc dans une configuration où le niveau d'eau est parmi les plus hauts possibles. Cette pleine mer correspond en l'occurrence à la pleine mer du 16 mai 2018 (18h), journée de mesure « vive-eau » de la campagne CD2. La position du profil est indiquée sur la Figure 3.9b, par la ligne en pointillé. La zone où les cellules sont le plus resserrées verticalement correspond au banc du Creizic. Au sommet du banc (à 550 m depuis le début du profil), les cellules mesurent environ 30 cm de hauteur. La profondeur est référencée par rapport au géoïde EGM96 associé au système Géodésique WGS84.....	189
Figure 3.11. Validation du modèle hydrodynamique pour l'élévation de la surface libre η : η^P correspond à l'élévation par au niveau moyen pour les mesures dérivées des capteurs de pression (capteur PT-A, PT-B ou PT-C) ; η^M correspond à l'élévation par rapport au niveau moyen pour le modèle (sur la maille la plus proche du capteur de pression). $\Delta\eta$ correspond à ($\eta^M - \eta^P$).....	190
Figure 3.12. Comparaison entre MARS3D et l'ADCP pour le courant intégré sur la profondeur (uM, l, vM, l) et $uADCP, l, vADCP, l$ sur toute la période de mesure de l'ADCP, avec une donnée toutes les 15 minutes. L'encart inférieur donne l'élévation de la surface libre de l'ADCP par rapport à la moyenne, lissée pour la visualisation avec une fenêtre glissante de 20 min et un recouvrement de 10 min.....	191
Figure 3.13. Comparaison entre MARS3D et l'ADCP pour le courant intégré sur la profondeur (uM, l, vM, l) et $uADCP, l, vADCP, l$ sur toute la période de mesure de l'ADCP, avec une donnée toutes les 15 minutes. L'encart inférieur donne l'élévation de la surface libre de l'ADCP par rapport à la moyenne, lissée pour la visualisation avec une fenêtre glissante de 20 min et un recouvrement de 10 min.....	193
Figure 3.14. Méthode de calcul du taux de transport par charriage cumulé Qb ($m^2/mois$) à partir du courant modélisé par MARS3D (uf, vf) au niveau de la cellule de fond. L'épaisseur de la cellule de fond dz est variable en fonction de la position de la maille et du temps. La variable s correspond à la densité relative du sédiment par rapport à l'eau $\rho s/\rho$. Les formules utilisées sont présentées dans le Chapitre 1, paragraphe 1.1.2. On rappelle que la longueur de rugosité $z0$ est liée au coefficient de rugosité par $z0 = ks30$	195
Figure 3.15. Détermination de la régression $U^* = f(Ds, b)$ pour un nombre de Reynold $Re^* = u^* d50 / \nu$ fixe, à partir des courbes d'isodensité de grains en transport N obtenues empiriquement par Graf et Pазis (1977), sous la forme de courbes de Shields $\tau b, cr/\rho s - \rho g d50$. La courbe en noir épais représente la courbe de Shields critique (Shields, 1936). Pour notre étude, Re^* vaut 16.....	197
Figure 3.16. Principe général de la méthode pour calculer la densité de grains en transport sur le fond $Ds, b(x, y)$ au moment de la mesure sur le banc. On compare de la pression acoustique rms mesurée <i>in situ</i> $Prms, mes$ à une pression acoustique simulée de manière semi-analytique $Prms, simul$ pour une gamme de densités surfaciques de charriage donnée Ds, b ..	198
Figure 3.17. Étapes de simulation de la pression moyenne $Prms, simul$ à partir une densité de charriage donnée Ds, b ..	200
Figure 3.18. Géométrie pour la génération de la $Prms$ simulée d'après (Blanpain et al., 2015).	201
Figure 3.19. Géométrie de l'impact : le couple (r, θ) (distance oblique, angle d'impact) décrit la géométrie d'un impact. Une particule sphérique, appelée Impactante, vient percuter avec une vitesse Uc une particule sphérique, initialement immobile, appelée impactée. Dans notre cas, comme illustré sur ce schéma, les deux particules en collision sont considérées comme identiques, de rayon $a1 = a2$. Les paramètres $r1, r2, r$ sont respectivement les distances obliques entre le centre de l'impactée, le centre de l'impactante, et le point de contact entre les deux particules. Les paramètres θ obéissent à la même notation, et correspondent à l'angle entre la ligne de déplacement de la particule impactante et la ligne définie entre le centre de la particule ou le point de contact.....	202
Figure 3.20. Principe de sommation des pressions élémentaires $Pi(t')$ sur l'intervalle de temps $It = [0 : dt : Tmes]$ pour former le signal de pression totale simulé $Psimult$. Le pulse de pression pris comme exemple ici est identique pour tous les pulses représentés ($P1$ à $P5$), ce qui n'est pas le cas réellement dans la simulation. Ce pulse a été généré pour deux particules identiques, une hauteur hydrophone-fond $href = 2 m$, une distance hydrophone-impact de $ri = 5 + 12 href$, et un angle d'impact $\theta i = \pi/4$, et une vitesse de choc $Uc = 0.15 m/s$ ($\Leftrightarrow Ds, b = 1000 m^{-2}$). La moyenne quadratique pour le signal élémentaire présenté ici $Pi(t')$ s'élève à 0.11 Pa.	208
Figure 3.21. Exemple d'analyse préliminaire pour un transect avec transport - Le Transect 26 en Vive-Eau : a) Tension brute mesurée par l'hydrophone au cours du temps ; b) Position du transect sur le banc (acquis du Nord vers le Sud) ; c) Spectres (Densité spectrale de puissance), pour chacun des trois fichiers composant l'acquisition acoustique du transect ; d)	

Spectrogramme, le rectangle rouge délimite notre bande de fréquences d'intérêt (l'exposant 0.3 est appliqué uniquement pour la visualisation) ; e) Énergie temporelle (moyenne du spectrogramme) sur la bande 1-10 kHz correspondant au bruit généré par les bateaux » ; f) Énergie temporelle (moyenne du spectrogramme) sur la bande 60-80 kHz correspondant au transport. On observe une augmentation puis une diminution de l'énergie pour le second fichier, qui se traduit par un niveau global plus élevé et donc une remontée du spectre associé entre 10^4 et 10^5 Hz. L'énergie temporelle dans la bande 1- 10^4 Hz ne subit pas une telle évolution, et reste relativement constante sur l'ensemble de l'acquisition.	210
Figure 3.22. Exemple d'analyse préliminaire pour un transect sans transport - Le Transect 18 en Vive-Eau : a) Tension brute mesurée par l'hydrophone au cours du temps ; b) Position du transect sur le banc (acquis du Nord vers le Sud) ; c) Spectres (Densité spectrale de puissance), pour chacun des deux fichiers composant l'acquisition acoustique du transect ; d) Spectrogramme, le rectangle rouge délimite notre bande de fréquences d'intérêt (l'exposant 0.3 est appliqué uniquement pour la visualisation) ; e) Énergie temporelle (moyenne du spectrogramme) sur la bande 1-10 kHz correspondant au bruit généré par les bateaux » ; f) Énergie temporelle (moyenne du spectrogramme) sur la bande 60-80 kHz correspondant au transport. De manière générale, l'énergie est beaucoup plus faible que pour le transect 26 de la Figure 3.21. Aucune remontée n'est visible dans le niveau des spectres entre 10^4 et 10^5 Hz. Le niveau dans la bande 1- 10^4 Hz est similaire à celui du Tr26.	211
Figure 3.23. Exemple d'analyse préliminaire pour un transect pollué par le bruit d'un bateau passant à proximité du dispositif d'acquisition (au cours du premier tiers de l'acquisition) - Le Transect 7 en Vive-Eau : a) Tension brute mesurée par l'hydrophone au cours du temps ; b) Spectre (Densité spectrale de puissance) ; c) Spectrogramme ; d) Énergie temporelle (moyenne du spectrogramme) sur la bande 60-80 kHz correspondant au transport. e) Énergie temporelle (moyenne du spectrogramme) sur la bande 1-10 kHz correspondant au bruit généré par les bateaux ». La pollution sonore a été constatée à l'écoute des enregistrements, et se traduit directement dans les séries temporelles brutes de tension par des valeurs plus élevées. Dans le spectre, on constate effectivement un pic basse-fréquence, centré sur 1.4 kHz environ. Sur le spectrogramme, l'énergie est plus élevée pour toutes les fréquences.	212
Figure 4.1. (a) Gulf of Morbihan (GM) from the Litto3D bathymetry with the location of the Creizic bank (red square) ; (b) The Creizic bank bathymetry (2017 November, MBES) with the maximum flood and ebb current at spring tide form (Marcos et al., 1996), the moorings locations, deployed during fall 2017, and the position of the P8 cross-bank seismic profile.	220
Figure 4.2. Seismic profile across the Creizic Bank (yellow seismic unit). (a) Raw profile. (b) Interpreted profile. The delimitation between the grey layer on and the other colored layers on the interpreted profile correspond to the bedrock. The orange triangles correspond to the troughs of the channels delimited by the bank (Figure 4.1b)	221
Figure 4.3. Dunes morphological parameters: height H , stoss side length a , lee side length b , dune length $L=a+b$, dune wavelength λ , stoss side angle α , lee side angle β , crest depth D	222
Figure 4.4. Main bedform fields (BF) of the Creizic bank (black lines). (a) Digital terrain model obtained from the 2017, October digital terrain model. (b) BF representative profiles (dashed lines on (a)), all plotted with a 1/5 aspect ratio. For both inserts, vertical information is given according to the IGN69 chart datum.	226
Figure 4.5. Focus on the large dunes of the central area of the bank (BF1). (a) October 2017 shaded digital terrain model with manually drawn crest lines (1 to 9) and analyzed profiles sorted by morphological type: triangle shape profile (black lines), plateau shape dune (white lines), others (black dashed lines) ; (b) Typical dune profiles for the triangle and plateau shapes, the black and white stars on (a) indicates the corresponding profiles. Depths are given according to the IGN69 chart datum.	227
Figure 4.6 (a) Tide, flood and ebb residual currents for spring tide (20 Oct. 2017) from the depth-averaged hydrodynamic model currents. Background: November 2017 digital terrain model. The black line corresponds to the limit of bedforms appearance (OBL polygon). The node circled in black corresponds to (b). The stars indicate the centers of the tidal residual gyre and the flood residual gyre. (b) Typical hydrodynamics conditions (water level, current magnitude and current direction) along a spring tide for the central area of the bank, from the hydrodynamic model (black circle on (a)). Values are colored by hourly portions of the tide, relative to High Tide (HT). (c) Spatial averaged tidal ellipse for all hydrodynamic model nodes on the SE flank of the bank (BF3+BF5+BF6 sectors, see Figure 4, one circle every 15 min), the direction is given in ($^{\circ}$)	229
Figure 4.7. (a)-(e) Multiyear bathymetric dataset. Each subplot features the bathymetry, the ridge main orientation, and the pivot point. The medium-size, low-relief dunes are outlined by the black ellipse on DTM 2014 ; (f) Ridge main orientations from 2004 to 2017 ; analyzed profiles for the orthogonal dunes (P0) and for the ridge (P1 to P4).	231
Figure 4.8. Terrain profiles of dynamic ridge sections. See Figure 7 f) for location of the profiles on the bank. Depth is given according to the IGN69 chart datum.	232
Figure 4.9. Extracted terrain profile for the orthogonal dunes (P0) on the full bathymetric dataset. See Figure 4.7 for the location of the profile on the bank. Depth is given according to the IGN69 chart datum.	233

Figure 4.10. (a) Bathymetry difference between October 2017 and November 2017. The black arrows illustrate the motion visually observed on the DTMs. (b) Displacement celerities (Oct-Nov 2017) computed with the correlation algorithm. The results are down-sampled every 20 m for visualization.	235
Figure 4.11. Crest line sections of the central area of the Creizic bank used for the computation of migration distances (Table 4.5) with corresponding bedload transport rates estimated with (D. B. Simons et al., 1965). A section is delimited between two white squares. Black dots corresponds to the nodes of the hydrodynamic model used in Figure 14 (see section 4.2.5.3).	236
Figure 4.12. Cumulative bedload transport estimates from the current velocity near the bottom from hydrodynamic model. (a) Using grain roughness $k_{s,g}$ of 3.1 mm from (Soulsby, 1997) ; (b) Using drag form roughness $k_{s,f}$ of 37 cm from (Grant & Madsen, 1982).	238
Figure 4.13. Dune height vs crest depth. The black dots correspond to dune of the central bank (orthogonal and ridge dunes, Figure 4.5, Tableau 4.3). The white circles dots corresponds to the mean values by sector of the bank (Tableau 4.2), the surrounding rectangles being the associated standard deviations. The finer grey cloud point correspond to the studies from literature (when available).	241
Figure 4.14. Currents from the hydrodynamic model (m/s,°) for the $\theta \geq \theta_{cr}$ time steps over a month, with θ computed using the $k_{s,g}$ grain roughness and $k_{s,d}$ drag form roughness, for a ridge dune section (A) and an orthogonal dune section of (A). The location of the nodes of the hydrodynamic model corresponding to the ridge and orthogonal section is given on Figure 4.11	244
Figure 4.15. Conceptual schematic of the sediment transport pathways suggested by monthly dune migration at the scale of the Creizic Bank. The gray dashed arrow is a supposed suspension pathway.	246
Figure 5.1. Exploitabilité des transects d'acoustique passive acquis pendant la campagne en vive-eau. Les numéros correspondent aux transects valides avec transport uniquement (lignes, points verts). (Sans transport = points jaunes ; Non-exploitable = points rouges).	254
Figure 5.2. Exploitabilité des transects d'acoustique passive acquis pendant la campagne en morte-eau. Les numéros correspondent aux transects valides avec transport uniquement (lignes, points verts) (sans transport points jaunes, non-exploitable points rouges).	255
Figure 5.3. Cartographie de la vitesse de frottement sur le fond U^* modélisée par MARS3D pour les transects « avec transport » acquis au cours de la session de mesure : a) en vive-eau (coeff. 102) ; b) en morte-eau (coeff. 55). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.	257
Figure 5.4. Vitesse de frottement sur le fond moyenne par transect, pour les transects « avec transport », en fonction de l'heure d'acquisition par rapport à la basse-mer (BM + heure), pour les sessions de mesure en vive-eau et en morte-eau (coeff. 102 et 55 respectivement.). La vitesse de frottement a été calculée : a) U^* : avec le courant modélisé par MARS3D ; b) U^* , d : avec la vitesse moyenne de dérive de la vedette. Les barres d'erreur indiquent \pm l'écart-type.	258
Figure 5.5. Courant intégré sur la verticale d'après le modèle MAR3D pour le moment d'acquisition du transect Tr26 de la vive-eau (coeff. 102). Le courant est sous-échantillonné pour l'affichage à une valeur tous les 40 m.	259
Figure 5.6. Cartographie de la vitesse de frottement U^* , d calculée avec la vitesse de dérive de la vedette, pour les transects « avec transport » pour : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.	261
Figure 5.7. Exemple du transect 26 de la vive-eau. Vitesse de frottement sur le fond calculée: a) U^* : avec le courant modélisé par MARS3D ; b) U^* , d : avec la vitesse de dérive de la vedette. c) Distance verticale fond-surface de l'eau, affichée négativement pour la visualiser comme la topographie.	262
Figure 5.8. Cartographie de Ds_b la densité surfacique de grains en transport par charriage calculée avec la vitesse de frottement obtenue à partir du courant modélisé par MARS3D, pour les transects « avec transport », pour : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). La densité 248 m^{-2} correspond au seuil critique de Shields calculé d'après (Bonnefille, 1963; Yalin, 1977). Les intervalles inférieurs à 248 m^{-2} sont proposés en cohérence avec les seuils qualitatifs de transport de (Delft Hydraulics, 1972). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.	264
Figure 5.9. Cartographie de Ds_b , d la densité surfacique de grains en transport par charriage calculée avec la vitesse de frottement obtenue à partir de la vitesse dérive, pour les transects « avec transport » pour : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). La densité 248 m^{-2} correspond au seuil critique de Shields calculé d'après (Bonnefille, 1963; Yalin, 1977). Les intervalles inférieurs à 248 m^{-2} sont proposées en cohérence avec les seuils qualitatifs de transport de (Delft Hydraulics, 1972). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une	

échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.	266
Figure 5.10. Cartographie des transects de pression moyenne mesurée $Prms,mes$ correspondant au son généré par les grains en transport sur le fond pour les transects « avec transport » : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). L'histogramme en haut à gauche présente la répartition par gamme de $Prms,mes$. La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.	268
Figure 5.11. Pressions rms mesurées $Prms,mes$ et hauteurs d'eau fond-hydrophone h moyennes par transect pour les transects « avec transport » en fonction du temps d'acquisition par rapport à la basse-mer (BM) ; (a)-(c) session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; (b)-(d) session de mesures en morte-eau (coeff. 55). Les barres d'erreur correspondent à l'écart-type.	269
Figure 5.12. Évolution de $Prms,mes$ la pression moyenne mesurée par acoustique passive pour la bande de transport 60-80 kHz, de $-hmes$ avec $hmes$ la hauteur de l'hydrophone au-dessus du fond en fonction de la position $(x(t), y(t))$ donnée au pas de temps $\Delta T = 1$ s pour les transects : (a) Tr14 de la vive-eau ; (b) Tr7 de la morte-eau. Les lignes verticales en pointillés délimitent des sections de pression moyenne de tendance similaire.	272
Figure 5.13. Évolution de $Prms,mes$ la pression moyenne mesurée par acoustique passive pour la bande de transport 60-80 kHz, de $-hmes$ avec $hmes$ la hauteur de l'hydrophone au-dessus du fond en fonction de la position $(x(t), y(t))$ donnée au pas de temps $\Delta T = 1$ s pour les transects : (a) Tr6 ; (b) Tr26 de la vive-eau. Les lignes verticales en pointillés délimitent des sections de pression moyenne de tendance similaire.	273
Figure 5.14. Courbe de pressions rms simulées $Prms, simul$ en fonction des 38 valeurs possibles de densités surfaciques que grains en transport sur le fond Ds, b proposées en entrée de la méthode.	276
Figure 5.15. Pression rms mesurée par acoustique passive $Prms,mes$ pour la bande de transport 60-80 kHz, et pression simulée $Prms, simul$; Densité surfacique de grains en transport sur le fond Ds, b obtenue par la méthode ; hauteur fond hydrophone $-hmes$ en fonction de la position $(x(t), y(t))$ donnée au pas de temps $\Delta T = 1$ s pour les transects : (a) Tr17 ; (b) Tr26 de la vive-eau.	277
Figure 5.16. Pression rms mesurée par acoustique passive $Prms,mes$ pour la bande de transport 60-80 kHz ; Densité surfacique de grains en transport sur le fond Ds, b obtenue par extrapolation linéaire des résultats de la méthode de simulation de la pression acoustique pour une densité de charriage donnée, en fonction de la profondeur fond-hydrophone $-hmes$ en fonction de la position $(x(t), y(t))$ donnée au pas de temps $\Delta T = 1$ s pour le transect Tr6 de la vive-eau.	278
Figure 5.17. Densité surfacique moyennes de grains en transport par charriage Ds, b obtenues à partir des données d'acoustique passive en fonction du temps d'acquisition par rapport à la basse-mer (BM), en heures. Les barres d'erreur correspondent à l'écart-type.	279
Figure 5.18. Cartographie de la densité surfacique de grains en transport par charriage Ds, b estimées par inversion des données d'acoustique passive pour les transects « avec transport » pour : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc. La gamme de valeur pour Ds, b n'est pas adaptée au transect 6 (cf. Figure 5.16).	280
Figure 5.19. Cartographie de la différence relative $\Delta Ds, b = Ds, b, ac - Ds, b, u * Ds, b, ac + Ds, b, u * 2$ des densités surfaciques de grains en transport par charriage estimées par inversion des données d'acoustique passive Ds, b, ac et avec le courant modélisé $Ds, b, u *$ pour les transects « avec transport » pour : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.	284
Figure 5.20. Densités surfaciques de charriage pour les estimations de l'acoustique passive Ds, b, ac et de la vitesse de frottement sur le fond $Ds, b, u *$, et erreur relative $\Delta Ds, b$, pour la vitesse de frottement calculée à partir de : a) le courant modélisé par MARS3D ; b) la vitesse de dérive de la vedette, pour le transect 7 ME. h est la hauteur de l'hydrophone au-dessus du fond.	285
Figure 5.21. Densités surfaciques de charriage pour les estimations de l'acoustique passive Ds, b, ac et de la vitesse de frottement sur le fond $Ds, b, u *$, et erreur relative $\Delta Ds, b$, pour la vitesse de frottement calculée à partir de : a) le courant modélisé par MARS3D ; b) la vitesse de dérive de la vedette, pour le transect 21 VE. h est la hauteur de l'hydrophone au-dessus du fond.	286
Figure 5.22. Densités surfaciques de charriage pour les estimations de l'acoustique passive Ds, b, ac et de la vitesse de frottement sur le fond $Ds, b, u *$, et erreur relative $\Delta Ds, b$, pour la vitesse de frottement calculée à partir de : a) le courant modélisé par MARS3D ; b) la vitesse de dérive de la vedette, pour le transect 21 VE. h est la hauteur de l'hydrophone au-dessus du fond.	287

Figure 5.23. Cartographie de la différence relative $\Delta D_{s,b} = D_{s,b,ac} - D_{s,b,u} * D_{s,b,ac} + D_{s,b,u} * 2$ des densités surfaciques de grains en transport par charriage estimées par inversion des données d'acoustique passive $D_{s,b,ac}$ et avec la vitesse de dérive du porteur $D_{s,b,u}$ pour les transects « avec transport » pour : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.	289
Figure 5.24. Comparaison des densités surfaciques de grains en charriage $D_{s,b}$ pour les estimations avec l'acoustique passive ac et avec la vitesse de frottement sur le fond u calculée à partir de la vitesse de dérive de la vedette, et différence relative associée $\Delta D_{s,b}$, pour les transect (a) 6 de la vive-eau ; (b) 7 de la morte-eau. h est la hauteur de l'hydrophone au-dessus du fond.	290
Figure A1.1. Mission préliminaires CreïziDunes0 (23 juin 2017) : Les cercles verts correspondent aux points où des échantillons de sédiments ont été prélevés et où des profils Aquascat-EXO2 ont été réalisés ; les flèches et les cercles rouges correspondent aux transects ADCP effectués en mode <i>bottom tracking</i>	336
Figure A1.2 Exemple de coquillages retrouvés en abondance dans les sédiments prélevés sur le Creïzic. Ces coquillages sont présents dans les échantillons dans des taillées variés, principalement à partir de 500 μm	337
Figure A1.3. Échantillon. Les fragments de taille largement supérieure au centimètre correspondent très majoritairement à des <i>Spisula elliptica</i> ou à des <i>Mytilus edulis</i> (Moules communes).	337
Figure A1.4. Exemples de courbe granulométrique, pour les échantillons collectés aux point P3 et P5. La distribution granulométrique moyenne <i>Mean</i> a été calculée pour tous les points indiqués sur la Figure A1.1, excepté le point P9, qui était composé principale de roche et de vase. <i>Grain Size</i> indique le diamètre des tamis	338
Figure A2.1. Paramètres moyens des vagues au cours de la campagne CreïziDunes1 pour le mouillage A (partie centrale du banc, cf. position en figure 2.25 du Chapitre 2). H_s désigne la hauteur significative des vagues, avec IG pour les ondes infragravitaires, $Grav$ pour les ondes gravitaires et tot pour l'ensemble du spectre de vagues. Les traitements appliqués sont explicités au paragraphe 3.3.1.1.	339
Figure A2.2 Paramètres moyens des vagues au cours de la campagne CreïziDunes1 pour les mouillage B et C (flanc du banc, cf. position en Figure 2.25 du Chapitre 2). H_s désigne la hauteur significative des vagues, avec IG pour les ondes infragravitaires, $Grav$ pour les ondes gravitaires et tot pour l'ensemble du spectre de vagues. Les traitements appliqués sont explicités au paragraphe 3.3.1.1.	340
Figure A3.1. Description générale et dimensions du capteur.	341
Figure A3.2. Directivité du capteur à 20 kHz et 100 kHz, dans les plan (X,Y) et (X,Z). Les valeurs correspondent à des dB re 1 V/ μPa	341
Figure A3.3. Sensibilité du capteur en fonction de la fréquence de l'onde acoustique. Les valeurs en ordonnées correspondent à des dB re 1 V/ μPa . Une sensibilité de $-174 \text{ dB re } 1 \text{ V}/\mu\text{Pa} \pm 2.5 \text{ dB}$ est équivalente à une sensibilité de $2000 \mu\text{VPa} \pm 500 \mu\text{V}$	342
Figure A3.4. Spécifications additionnelles pour l'hydrophone B&K Type 8106. La documentation générale de l'enregistreur EA-SDA14 est disponible sur le site de son constructeur RTsys : https://rtsys.eu/fr/enregistreurs-acoustiques-sous-marins/	342
Figure A4.1. Profils de courant pour l'ADCP 600 kHz du mouillage B (localisation en Figure 2.25), pour la seconde marée du 18 octobre 2017 (coeff. 90). L'ordonnée z correspond à la distance au-dessus du fond, discrétisée en cellules de 50 cm. Les composantes (u, v) ont été lissées par moyenne glissante de 2 min puis moyennées par tranche horaire d'intérêt. On observe une distribution de vitesses relativement homogène avec la profondeur, par tranche horaire.....	343
Figure A4.2. Profils de courant proche du fond pour l'Aquadopp profiler du mouillage B (localisation en Figure 2.25), pour la seconde marée du 18 octobre 2017 (coeff. 90). L'ordonnée z correspond à la distance au-dessus des transducteurs (+ quelques cm au-dessus du fond), discrétisée en cellules de 3 cm. Les composantes (u, v) ont été lissées par moyenne glissante de 2 min puis moyennées par tranche horaire d'intérêt. On observe une diminution de la vitesse en s'approchant proche du fond (de $z = 25$ à 50 cm) pour le flot. Pour le jusant, la distribution de vitesse est plus homogène.....	344
Figure A5.1. Relations entre les paramètres morphologiques des dunes du banc du Creïzic, pour les valeurs moyennes par champ de dunes (cf. section 4.2.4, et Figure 4.4 pour la localisation des champs sur le banc) : H hauteur de la dune, λ longueur d'onde ou étalement, <i>Profondeur</i> profondeur à la crête. Le numéro indique le champ de dunes, les lettres p et s désignent respectivement les dunes primaires ou secondaires du champ considéré. Comparaison avec des études antérieures sur d'autres champs de dunes (Allen, 1968; Flemming, 1988; Francken et al., 2004; Van Landeghem al., 2009; Yalin, 1977). ..	345

Liste des tableaux

Tableau 1.1. Valeurs moyennes de la longueur de rugosité z_0 pour différents types de fond, obtenues à partir de profils de vitesse mesurés proches du fond (Soulsby, 1983, 1997)	38
Tableau 1.2. Mode de transport dominant en fonction du nombre de Rouse R_s	44
Tableau 1.3. Coefficients adimensionnels empiriques proposés par différentes études pour le calcul du flux sédimentaire par charriage selon l'équation (20), originellement établie par (Meyer-Peter & Müller, 1948) et testés par (Ribberink, 1998). Les coefficients proposés par (Ribberink, 1998) à la 4 ^{ème} ligne correspondent à un forçage de type courant + vagues, contre un forçage uniquement de type courant pour les autres références. 47	
Tableau 1.4. Classification des structures sédimentaires selon leurs dimensions, avec H la hauteur, L la longueur d'onde ou l'étalement. D'après (Ashley 1990; Berné et al. 1989) et adapté d'après (Yann Ferret, 2011). Les structures dont l'orientation de la crête est perpendiculaire à la direction résiduelle du courant sont appelées structures transverses.....	57
Tableau 1.5. Relations géométriques caractérisant les structures sédimentaires pour des études variées. Synthèse mise à jour à partir de (Van Landeghem et al., 2009). Les paramètres L , H et H_e sont respectivement la longueur de la dune, la hauteur de la dune, et la hauteur d'eau au-dessus de la crête.....	61
Tableau 2.1. Description des unités de remplissage des paléo-vallées incisées du GDM et du banc du Creizic d'après (Menier et al., 2011).....	131
Tableau 2.2. Épaisseurs moyennes de l'unité de remplissage U5 constituant la partie supérieure du Creizic, et épaisseurs totales au-dessus du socle (vitesse du son dans les sédiments = 1800 m/s)	135
Tableau 2.3. Surfaces débits liquides et débits solides annuels pour les rivières du bassin versant du Golfe du Morbihan, d'après (Letort, 1999; Pérez-Belmonte, 2008), et pour les rivières de la Vilaine et de la Loire (DREAL, 2019; Jimenez, 2016; Jouanneau et al., 1999).	138
Tableau 2.4. Caractéristiques hydrologiques du Golfe dans le bassin occidental et le bassin oriental (Manaud, 1976).	139
Tableau 2.5. Données disponibles sur le Creizic avant les campagnes CreiziDunes (2017). La résolution horizontale des levés bathymétriques est comprise entre 1 m (MNT 2004) et 0.5 m (MNTs 2010 et suivants).	145
Tableau 2.6 : Tableau récapitulatif CDO-Objectifs et instrumentation. Le dispositif de déploiement de l'AQUAscat et de la sonde multi-paramètre (profils verticaux) est présenté dans le paragraphe traitant la campagne CD1 (Profils Aquascats-EXO2).	147
Tableau 2.7 Équipements constituant le	151
Tableau 3.1. Systèmes d'acquisition sondeur multifaisceaux déployés pour les levés bathymétriques qui ont été utilisés pour générer les MNTs constituant le jeu de données pluriannuel. Dans la colonne 2003-2004, le gris italique correspond à 2003, le noir italique à 2004, le noir normal aux deux systèmes.....	168
Table 3.2. Caractéristiques des MNTs constituant jeu de données bathymétriques pluriannuel.....	169
Tableau 3.3. Nombres de dunes et de profils bathymétriques utilisés par champ de dunes (BF) pour caractériser la morphologie des dunes. Pour BF1 et BF5, les notations ^(P) et ^(S) désignent respectivement les dunes primaires (grandes dunes) et secondaires (petites dunes surimposées).	170
Tableau 3.4. Profondeurs de référence (P_{ref}) au-dessus desquelles les volumes sédimentaires ont été calculés, pour les champs de dunes (secteurs BF1 à BF6) et pour l'ensemble du banc (polygone MOBL).	176
Tableau 1.3. Taux d'incertitudes volumiques (%) générés par l'incertitude sur la hauteur εV en fonction du polygone de calcul. Ces valeurs sont à multiplier par 2 pour le MNT 2004.	177
Tableau 4.1. Multi timescale bathymetric dataset specifications.....	221
Tableau 4.2. Morphometric parameters and standard deviation for the six main bedform fields (BF) delimited on the Creizic bank. Dunes were classified according to Ashley (1990). BF representative profiles are displayed on Figures 4.4b and 4.5b.....	225
Tableau 4.3. Mean morphological parameters for the Triangle and Plateau dune profile shapes, from the profiles extracted from the October and November 2017 Digital Terrain Models. Depth is given according to the IGN69 chart datum.....	227

Tableau 4.4. Annual migration celerities [m/year] of the orthogonal dunes identified on the P0 profile (Figure 4.9). The 2011-2014 comparison was the hardest to perform (values in italics).....	234
Tableau 4.5. Monthly migration celerities of the crest line sections. The mean and STD of the migration celerities were weighted using with the ratio of the length of the line section and the length of all the line sections considered.....	236
Tableau 5.1 Caractéristiques spatio-temporelles des transects « valides avec transport » pour la campagne en vive-eau.....	254
Tableau 5.2. Caractéristiques spatio-temporelles des transects « valides avec transport » pour la campagne en morte-eau.	256
Tableau 5.3. Densité surfacique de grains en transport sur le fond, exprimée à partir des seuils qualitatifs de transport formulés expérimentalement par (Hydraulics Delft, 1972), pour $Re, g = 16$	263
Tableau 5.4. Comportements généraux observés pour l'évolution de la $Prms, mes$ en fonction de la distance verticale hydrophone-fond $hmes$. VE signifie vive-eau, ME signifie morte-eau. Le transect 5 de la vive-eau n'est pas inclus car sa $Prms, mes$ est quasiment constante.....	271

Introduction générale

Contexte

Les figures sédimentaires, présentes dans des environnements extrêmement variés, sous-marins, fluviaux, terrestres ou extraterrestres, suscitent l'intérêt et l'admiration de tout un chacun, tant par la prodigieuse diversité de leur forme, de leur taille et de leur mode d'organisation (Figure 1), que par la complexité des processus physiques associés à leur dynamique.

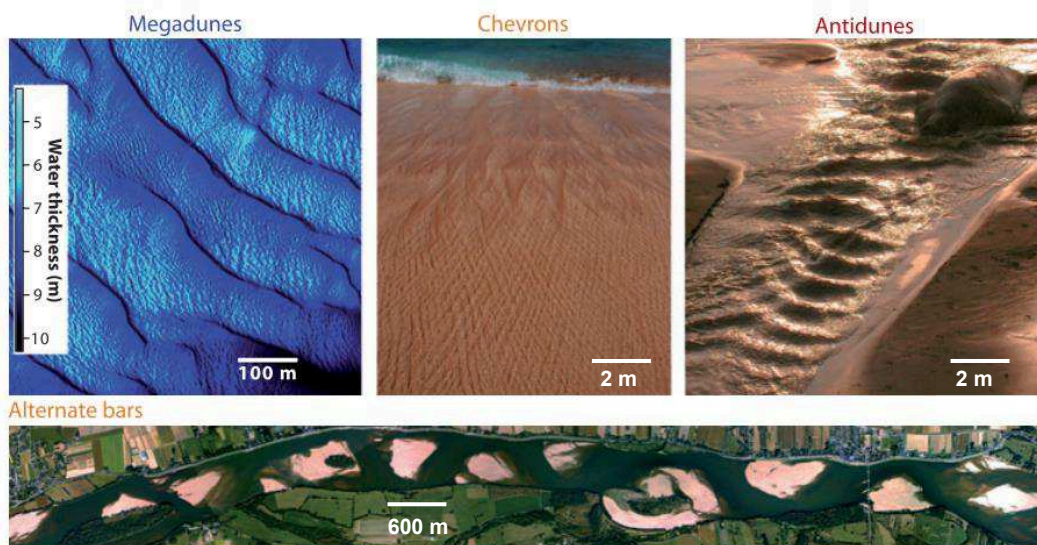


Figure 1. Photographie de figures sédimentaires (Charru et al., 2013).

La compréhension de la dynamique des systèmes sédimentaires sous-marins est un enjeu à la fois sociétal et académique. Se positionnant comme une zone de relai et de stockage partiel pour les transferts sédimentaires des prismes littoraux vers les environnements de dépôts au large (Le Roy, 2019), les systèmes sédimentaires sont au cœur de problématiques sociétales et économiques multiples : évolution du trait de côte pour l'évaluation des zones littorales à fort potentiel érosif et à fort risque de submersion (Anthony, 2013; Hequette & Aernouts, 2010), extraction de granulats (Van Lancker et al., 2010), sécurité de la navigation (Garlan, 2007), ou encore installation d'infrastructures marines (Fairley et al., 2016; Whitehouse et al., 2011). D'un point de vue environnemental, les bancs de sable et les dunes représentent un élément clé des écosystèmes marins. Ils constituent en effet un habitat pour certaines populations benthiques, ou un lieu de reproduction pour des espèces pélagiques (Damveld et al., 2019; Hequette & Aernouts, 2010; Todd et al., 2014; Trentesaux et al., 1999).

Couplage figures-hydrodynamique-transport sédimentaire

La grande diversité de dynamiques, et de morphologies, présentées par les figures sédimentaires provient de leurs interactions avec les processus hydro-sédimentaires. Ce lien complexe se traduit selon un cycle de rétroaction, unissant le transport, la morphologie du fond, et l'hydrodynamisme (Figure 2).

En effet, le transport sera initié si le forçage hydrodynamique est assez intense pour mettre en mouvement les grains sur le fond par cisaillement, compte-tenu des caractéristiques des grains composant le lit, et de la pente du lit. Or, le transport pourra induire une modification de la topographie du fond, s'il se traduit par un budget local d'érosion-dépôt déséquilibré, et pourra aussi provoquer une modification de la rugosité. La topographie du fond ainsi modifiée influencera directement l'écoulement.

Compte-tenu de cette rétroaction entre les figures sédimentaires et les mécanismes de transport, la compréhension des mécanismes de transport est en retour cruciale pour appréhender la morphodynamique des figures sédimentaires correctement, notamment aux échelles de temps relativement courtes (turbulence < vagues et courant de marée < tempêtes et cycles saisonniers).

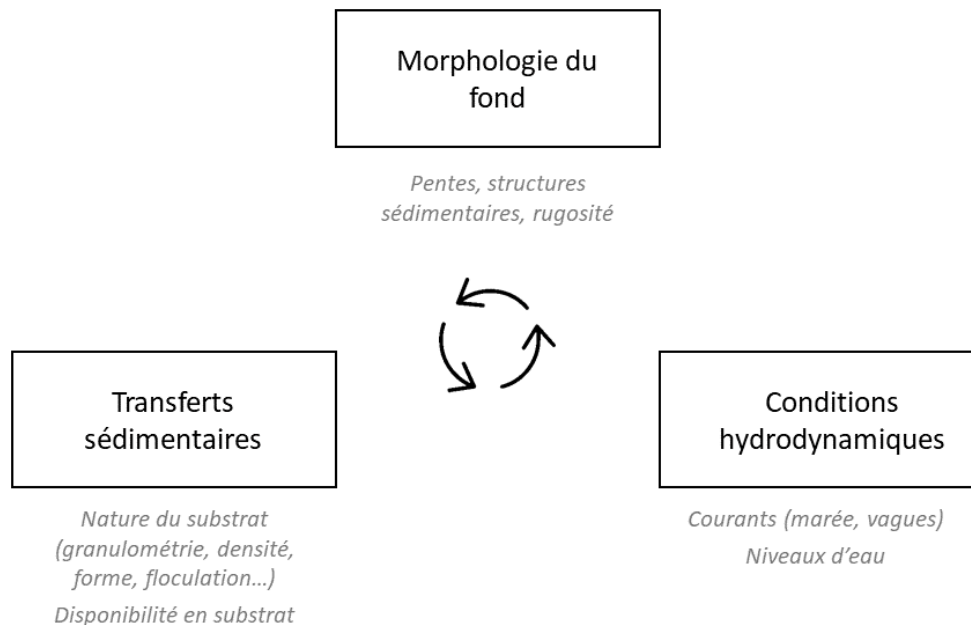


Figure s2. Dynamique hydro-sédimentaire : Rétroaction entre la morphologie du fond, les conditions hydrodynamiques et le transport sédimentaire.

Morphodynamique des figures sédimentaires et transport

Depuis les travaux précurseurs de Bagnold (1941), initiés par ses observations sur des dunes éoliennes, de nombreuses études se sont attachées à comprendre la formation, la morphologie, et la dynamique des dunes, en fonction des conditions de forçage et des conditions sédimentaires. Ces études se sont fondées, comme celle de Bagnold, sur des observations *in situ*, afin de mieux cerner les variables, complexes et multiples, décrivant le problème physique : les caractéristiques des dunes (taille, forme, regroupement, dynamique), de l'écoulement (nature du fluide, intensité, direction, variabilité en temps et en espace) et du matériel sédimentaire (taille, forme, densité, hétérogénéité). Devant la complexité du problème, les chercheurs ont proposé des approches expérimentales, en chenal hydraulique ou en bassin, simplifiant ainsi le problème physique à résoudre grâce à des conditions contrôlées, sur un ou plusieurs aspects de la morphodynamique. La modélisation numérique a, plus tard, ajouté sa pierre à l'édifice, en mettant en équation les processus hydro-sédimentaires, appréhendés théoriquement et à partir des observations *in situ* et expérimentales. Le but de l'approche par modélisation numérique est de confronter les mécanismes qu'elle traduit avec la réalité, et ainsi de les valider conjointement, pour permettre *a posteriori* la prédiction de la morphodynamique des dunes. Pour un écoulement stationnaire et uniforme de hauteur non limitée, et un apport de sédiments illimité, la morphodynamique des dunes est relativement bien appréhendée. Néanmoins, les figures sédimentaires rencontrées dans les environnements *in situ* marins sont généralement associées à un forçage de direction et d'intensité variables, et à des conditions sédimentaires hétérogènes et parfois d'apport limité. Typiquement, pour un environnement marin peu profond dominé par la marée, le courant est caractérisé par une renverse et un changement de direction, et peut présenter des intensités et directions très variables en temps et en espace. Par ailleurs, la hauteur d'eau relative par rapport à celle d'une dune peut évoluer significativement au cours du cycle de marée. L'influence de cette variabilité du forçage sur la morphodynamique des figures sédimentaires est encore comprise de manière limitée, et doit être investiguée.

Les bancs de sable, de plus grandes dimensions que les dunes, sont associés à des processus hydro-sédimentaires similaires au temps court, et à des mécanismes additionnels d'échelle temporelle supérieure, allant jusqu'à l'alternance des périodes glaciaires et de remontée du niveau marin. Leur morphodynamique a aussi largement été analysée à partir d'observations *in situ*, et par modélisation, mais ne peut pas être étudiée expérimentalement compte-tenu de leur échelle spatio-temporelle considérable. Par ailleurs, il est toujours nécessaire d'améliorer notre connaissance de leur dynamique, et de leur bilan sédimentaire, afin de mieux cerner leur rôle de relai et de zone de stockage pour les environnements de plateforme d'apports sédimentaires faibles. En outre, le transit des sédiments à leur surface, par une circulation horizontale résiduelle ou variable en temps et espace, et la manière dont les dunes surimposées contribuent à ce motif de transport global, sont variables en fonction des bancs

et doivent être étudiés davantage au regard des conditions hydro-sédimentaires locales prévalant au temps actuel sur les bancs.

Pour faire progresser notre connaissance du comportement morphodynamique des dunes et des bancs sous des conditions hydro-sédimentaires complexes comme celles rencontrées dans les environnements marins naturels, les mesures *in situ* peuvent être employées, permettant d'étudier les phénomènes au plus proche de la réalité. Elles ont alors comme objectif de quantifier le changement morphologique et la migration des figures, à partir d'acquisitions bathymétriques répétées, ou la morphologie interne des structures, avec des méthodes géophysiques. Les mesures *in situ* ont également pour but d'estimer le transport sédimentaire associé à ces figures, élément capital pour les comprendre, compte-tenu du couplage entre la morphologie du fond, les conditions hydrodynamiques et le transport sédimentaire.

L'estimation du transport par différentiel bathymétrique, lié à la migration des dunes, ou de manière plus générale pour un fond sans structure, est régulièrement mise en œuvre. Cependant, elle fournit une estimation du transport intégrée sur la période entre les deux acquisitions, et ne distingue pas les modes de transport impliqués (sur le fond, en suspension), ni sur quelle portion du profil de dunes ces modes de transport ont lieu.

La majorité des autres méthodes utilisées pour quantifier le transport sédimentaire repose sur des formulations empiriques. Elles nécessitent de connaître le seuil de mise en mouvement des grains depuis le fond, et le cisaillement proche du fond. Ce seuil de mise en mouvement dépend de la granulométrie et du type de sédiments. Le cisaillement proche du fond est obtenu à partir de données modélisées, ou de mesures. Néanmoins, de nombreuses incertitudes persistent sur ces formulations et sur la définition des seuils. De plus, les fortes variabilités bathymétriques ne sont pas prises en compte dans les modèles régionaux, induisant des courants modélisés faussés à l'échelle des figures réellement présentes sur le fond. Par ailleurs, il est nécessaire de détenir des mesures proches du fond à haute résolution spatiale et temporelle ($O(s)$, $O(cm)$), afin de quantifier correctement la variabilité spatio-temporelle du cisaillement proche du fond, comme celle générée sur une figure sédimentaire. Ce type de mesure peut être réalisé en laboratoire, dans un chenal hydraulique (Hurther, et al., 2011), néanmoins il est complexe à mettre en œuvre *in situ*.

Une alternative pour caractériser le transport est d'utiliser des méthodes de mesure *in situ* du transport. Ces méthodes, optiques ou acoustiques, exploitent les ondes diffusées ou rétrodiffusées par les sédiments, pour déterminer leur concentration et/ou leur granulométrie. De telles méthodes acoustiques originales ont récemment été proposées pour estimer le charriage (Blanpain et al., 2015) et le transport en suspension (Fromant, 2015), néanmoins la complexité des traitements associés à ces méthodes, du fait de la complexité du signal acoustique de transport et des bruits parasites, peut rendre difficile leur mise en œuvre. Leur capacité à estimer le transport sur des dunes a été respectivement testée pour cette

thèse, ou le sera par de futures études, à partir de données acquises pendant une des campagnes réalisée pour cette thèse.

Problématiques et plan de la thèse

Les questions abordées par cette thèse concernent la compréhension de la morphodynamique de dunes sous-marines surimposées à un banc de sable localisé dans un environnement peu profond et sujet à un courant de marée intense, spatialement et temporellement hétérogène. Plus particulièrement, nous nous intéresserons à :

- 1) La morphodynamique des dunes du banc à différentes échelles temporelles ;
- 2) La persistance des bancs à l'échelle pluriannuelle. S'ils sont persistants, comment les dunes surimposées s'inscrivent-elles dans cette persistance, et quels sont les facteurs contribuant à cette persistance (configuration bathymétrique, et conditions hydro-sédimentaires actuelles) ;
- 3) D'un point de vue méthodologique, aux potentiels et limitations de l'acoustique passive, exploitant le son généré par les collisions des grains entre eux sur le fond pour l'estimation *in situ* du transport par charriage sur des dunes.

L'approche adoptée pour répondre à ces questions s'est principalement fondée sur l'analyse de données *in situ*, de bathymétrie, de courantologie, et de transport sédimentaire. Pour obtenir de telles données, des campagnes de mesure terrain ont été mises en œuvre. Plus particulièrement, afin de quantifier le transport par charriage à l'échelle du banc et sur les dunes surimposées, nous avons mis en œuvre de manière originale une méthode d'acoustique passive. Les données *in situ* acquises sur le banc par les études antérieures ont également été utilisées, et des données hydrodynamiques obtenues par modélisation, hors du cadre de cette thèse, ont aussi été exploitées.

Après l'étude de différentes méthodes possibles, deux méthodes acoustiques innovantes pour la mesure du transport sédimentaire ont été retenues et mises en œuvre : une méthode active pour le transport en suspension (Fromant, 2015) et une méthode passive pour la transport par charriage (Blanpain et al., 2015). Afin de quantifier un transport significatif en zone côtière, un banc de sable comportant des grandes dunes à sa surface, soumis à un fort courant tidal, a été choisi. Il s'agit du Banc du Creizic. Ce banc est en effet suivi depuis de nombreuses années par nos collègues du Laboratoire Géosciences Océan de Vannes. Sa dynamique pluriannuelle avait été mise en évidence par de précédentes acquisitions bathymétriques, mais aucune donnée bathymétrique à une échelle temporelle plus courte n'était disponible, et le courant de marée à l'échelle complète du banc était mal connu. Ceci a renforcé notre motivation à choisir ce banc comme site d'étude, complémentairement à notre intérêt pour la morphodynamique des figures sédimentaires.

Ce manuscrit de thèse comporte 5 chapitres.

Dans le Chapitre 1, nous recenserons les processus gouvernant le transport sédimentaire, principalement dans le cas d'un courant de marée. Nous traiterons ensuite de la morphodynamique des dunes sous-marines et des bancs de sable, en lien avec les mécanismes de transport. Finalement, nous aborderons les différentes méthodes de mesure *in situ* pour estimer le transport, et plus particulièrement les méthodes acoustiques mises en œuvre au cours des campagnes CreïziDunes.

Dans le Chapitre 2, le banc du Creïzic et le Golfe du Morbihan (Bretagne) seront présentés au travers des données précédemment compilées sur la zone. Nous traiterons ensuite des campagnes de mesures CreïziDunes. Nous aborderons les stratégies de mesure déployées, les difficultés rencontrées (dysfonctionnement d'instruments) et les solutions envisagées, aux regards des objectifs visés par cette thèse, et de ceux visés dans le cadre de futures études.

Dans le Chapitre 3, nous recenserons les méthodes et traitements appliquées, dans le cadre des campagnes de mesures CreïziDunes, aux données bathymétriques pour l'étude de la morphodynamique du banc et des dunes, et aux données d'acoustique passive pour la quantification du transport par charriage. Le modèle hydrodynamique exploité sera présenté. La méthode pour estimer le transport par charriage à partir du courant modélisé sera explicitée.

Dans le Chapitre 4, nous analyserons les résultats obtenus sur la morphodynamique des dunes et du banc du Creïzic à l'échelle mensuelle et pluriannuelle. Nous interpréterons la dynamique globale du système, notamment en termes de chemins de transport.

Dans le Chapitre 5, nous étudierons les mesures d'acoustique passive acquises sur le banc du Creïzic, plus particulièrement en matière de variabilité spatio-temporelle. Nous comparerons les quantités de sédiments en transport sur le fond calculées à partir de la mesure acoustique avec celles obtenues par formulation empirique usuelle à partir de mesures hydrodynamiques. Des pistes d'améliorations seront proposées.

Chapitre 1. État de l'art : Figures et transport sédimentaires

En contexte sous-marin, les sédiments seront mis en mouvement par l'écoulement s'il est assez intense, et finiront par former des figures sédimentaires sur le fond, comme des rides, des dunes ou des bancs, en fonction de l'échelle spatiale et temporelle considérée. L'évolution de ces figures sera liée au transport sédimentaire, selon des phases et des zones d'érosion et de dépôt. Ces phases et zones d'érosion-dépôt seront contrôlées par l'écoulement, la rugosité du fond, les caractéristiques des grains et la disponibilité en sédiments.

Équilibre morphodynamique et conditions hydro-sédimentaires

La combinaison des dynamiques d'érosion et de dépôt contrôle l'évolution morphologique et la migration de la figure sédimentaire. Si les conditions hydrodynamiques sont trop intenses, la figure finira par être complètement érodée, et disparaîtra. Sinon, au bout d'un temps certain, pour un écoulement stationnaire, elle atteindra une forme d'équilibre qui dépendra des paramètres hydro-sédimentaires, et elle migrera à vitesse constante. La morphologie d'une dune à l'équilibre est le reflet, le marqueur de ces conditions hydro-sédimentaires. Néanmoins, si le forçage hydrodynamique est fortement variable, notamment en direction, si la hauteur de l'écoulement est restreinte, et si le disponible sédimentaire est limité, les processus de transport n'auront pas la possibilité d'atteindre leurs échelles spatio-temporelles caractéristiques. La dune n'aura alors peut-être pas la possibilité d'atteindre un état d'équilibre, ou sera caractérisée par une morphodynamique d'équilibre différente.

Notre compréhension de l'influence de conditions hydro-sédimentaires non-stationnaires, de la hauteur d'eau finie, et d'un apport sédimentaire limité, sur la morphodynamique des figures sédimentaires reste à compléter, et constitue l'une des problématiques de cette thèse.

Gamme des structures sédimentaires en temps et en espace

Les figures sédimentaires sableuses peuvent être classées en fonction de leur taille et de leur échelle temporelle caractéristiques (Berné, 1999, Figure 1.1), en relation avec les mécanismes contrôlant leur développement. Cette gamme varie du millimètre et de la seconde pour la formation des rides, à plusieurs dizaines de kilomètres et à l'alternance des périodes glaciaires et transgressives pour la mise en place des bancs, en passant par la dizaine de mètres et la durée d'un cycle de marée pour la morphodynamique d'une dune tidale. Ainsi, les bancs sont les figures considérées comme les plus stables du spectre des figures sédimentaires, compte-tenu de leur échelle spatio-temporelle caractéristique.

On constate un emboîtement de ces échelles, les figures de grandes dimensions présentant le plus souvent des figures surimposées de plus petites dimensions. Par exemple, sur un banc de sillage, on trouvera généralement des dunes, et sur ses dunes des rides. Chacune de ces échelles sera impliquée dans la dynamique globale du système. Ainsi, une bonne compréhension de la morphodynamique des petites figures aide à appréhender la dynamique

et les transferts sédimentaires associés sur l'ensemble des échelles. Dans cette thèse, on s'intéresse au bilan sédimentaire à l'échelle d'un banc, que ce soit en termes d'échange avec l'extérieur, ou en interne au banc. Nous allons donc en particulier chercher à savoir dans quelle mesure la migration de dunes est un indicateur des chemins de transit sédimentaire à l'échelle d'un banc.

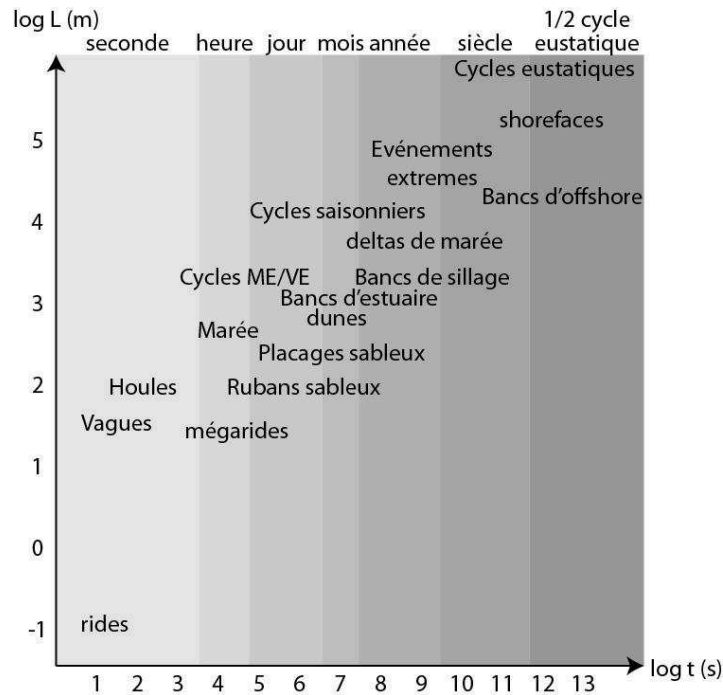


Figure 1.1. Temps de formation (t) et taille (L) des figures sableuses du domaine de plateforme continentale et processus contrôlant leur développement. D'après (Berné, 1999), modifié par (Franzetti, 2014).

Morphodynamique des dunes et mesure du transport

Afin de comprendre la morphodynamique des dunes et des bancs au regard des conditions hydro-sédimentaires, il est crucial de disposer d'une estimation fiable du transport sédimentaire, à des échelles spatio-temporelles suffisamment fines pour être représentatives du transport à l'échelle d'une dune. L'estimation du transport à partir de la mesure de l'écoulement et en utilisant des lois de transport élaborées pour des écoulements stationnaires, s'avère peu robuste pour les études *in situ*. L'approche par la mesure présente elle aussi de nombreuses limitations en matière de performance des dispositifs. Dans le cadre de cette thèse, une méthode innovante d'acoustique passive, exploitant le bruit généré par les grains en transport, sur le fond, a été testée pour estimer le transport par charriage sur des dunes localisées dans un environnement peu profond.

Plan du Chapitre

La première section propose une revue des processus hydro-sédimentaires, ciblée sur les éléments déterminant le transport sédimentaire.

La seconde section traite de la morphodynamiques des dunes. Leurs conditions d'existence sont présentées, ainsi que la manière dont leur couplage avec les conditions hydro-sédimentaires se traduit dans leur morphodynamique, et inversement. La morphodynamique des dunes soumises à un courant de marée est abordée, l'étude des dunes aquatiques s'étant pour le moment principalement concentrée sur le cas d'un écoulement unidirectionnel.

La troisième section porte sur les bancs de sable. Les bancs tidaux sont plus particulièrement abordés, via leur formation et leurs caractéristiques morphodynamiques en lien avec le courant de marée.

Enfin, la quatrième section présente les méthodes de mesure *in situ* pour estimer le transport en suspension et le charriage, et plus spécifiquement l'approche par acoustique passive : son principe, les caractéristiques du transport qu'elle permet de déterminer et les éléments limitant sa mise en œuvre.

1.1. Processus hydro-sédimentaires

L'objectif de ce paragraphe est de présenter les mécanismes fondamentaux contrôlant le transport sédimentaire.

1.1.1. Écoulement et couche limite

La vitesse et la viscosité du fluide déterminent sa capacité à mobiliser les grains sur le fond et à les transporter. La dynamique du fluide est décrite par les équations de Navier-Stokes et les équations de conservation de la quantité de mouvement, présentées par exemple dans (Blumberg & Mellor, 1987).

1.1.1.1. Régime d'écoulement

On détermine le régime d'un écoulement par l'intermédiaire du nombre de Reynolds R_e (Reynolds, 1883). Ce nombre adimensionnel traduit le rapport entre les forces d'inertie et les efforts visqueux au sein du fluide :

$$R_e = \frac{U \times L}{\nu} \quad (1.1)$$

Avec U la vitesse caractéristique de l'écoulement à une profondeur donnée, L la longueur caractéristique de l'écoulement, typiquement la hauteur d'eau (m), et ν la viscosité cinématique du fluide ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). La viscosité est une propriété du fluide, qui représente les phénomènes de résistance au mouvement du fluide à l'échelle moléculaire.

On distingue trois régimes d'écoulement :

- Le régime laminaire, pour $R_e < 890$: les lignes de courant sont bien définies et parallèles ;
- Le régime turbulent, pour $R_e > 5 \cdot 10^5$: l'écoulement présente des tourbillons. Le fluide est animé par un mouvement d'agitation aléatoire qui se superpose à son mouvement moyen ;
- Le régime transitoire, pour $890 < R_e < 5000$.

En zone côtière, l'écoulement des masses d'eau est généralement turbulent avec un nombre de Reynolds de l'ordre de 10^7 - 10^8 , étant donné les ordres de grandeur typiques pour U ($O(1 \text{ m/s})$) et L ($O([10 ; 100] \text{ m})$).

Le nombre de Froude Fr est un nombre adimensionnel caractérisant également l'écoulement, en termes d'importance des effets de gravité au sein du fluide. Il exprime le rapport entre la vitesse moyenne de l'écoulement U et la célérité des ondes de gravité en surface pour un environnement peu profond :

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gH_e}} \quad (1.2)$$

Avec g l'accélération due à la gravité et H_e la hauteur d'eau.

On distingue deux régimes d'écoulement :

- le régime inférieur, ou sous-critique pour $Fr < 1$: le mouvement d'une masse de fluide est piloté par les forces qui la meuvent (sa propre masse, le forçage, etc.) et est contraint par le comportement des autres masses de fluide l'environnant ;
- le régime supérieur, ou critique, pour $Fr > 1$: le mouvement d'une masse de fluide est piloté uniquement par les forces qui la meuvent.

Le nombre de Froude est notamment employé pour discriminer les régimes hydrauliques d'existence ou d'absence des dunes (cf. paragraphe 1.2.1.1).

1.1.1.2. Couche limite turbulente et profil de vitesse

Le transport sédimentaire étant principalement associé à des processus se produisant proche du fond, il dépend plus particulièrement de la couche limite, c'est-à-dire la couche de l'écoulement dans laquelle le fond a une influence sur l'écoulement.

La période temporelle du forçage hydrodynamique, et la taille de la rugosité de fond, déterminent la nature et l'épaisseur de la couche limite. On utilise la contrainte de cisaillement, notée τ (N.m^{-2}), qui exprime les efforts de frottement s'opposant au mouvement du fluide, pour étudier les caractéristiques de l'écoulement au sein de la colonne d'eau, et donc dans la couche limite.

On note \vec{x} la direction dans le sens de l'écoulement, et \vec{z} la direction verticale (on ne considère pas de composante transversale, par souci de simplification). Pour un écoulement turbulent, uniforme et stationnaire, la contrainte de cisaillement τ au sein du fluide est décrite par l'équation (1.3) (Van Rijn, 1993):

$$\tau = \rho\nu \frac{du}{dz} - \rho \overline{u'w'} \quad (1.3)$$

Avec ρ la densité du fluide (kg.m^{-3}), ν la viscosité cinématique ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$), u la vitesse du fluide selon \vec{x} et dépendant de z (m.s^{-1}), u' et w' (m.s^{-1}) les composantes de la vitesse turbulente respectivement selon \vec{x} et \vec{z} .

Le terme $\rho \overline{u'w'}$ est appelé la contrainte de cisaillement turbulente, ou encore contrainte de Reynolds, car elle apparaît par application de la décomposition de Reynolds¹ aux équations de Navier-Stokes. Le terme $\rho\nu \frac{du}{dz}$ est appelé contrainte de cisaillement visqueuse. La contrainte de cisaillement turbulente est dominante dans la majeure partie de la colonne d'eau pour un écoulement turbulent. Si le fond est lisse, la contrainte de cisaillement visqueuse deviendra quant à elle dominante près du fond, comme les fluctuations turbulentes u' et w' s'annulent progressivement vers le fond. On appelle sous-couche visqueuse, la couche dans laquelle la

¹ $u = \bar{u} + u'$ avec \bar{u} la composante moyenne de la vitesse, et u' la composante de fluctuation instantanée de la vitesse. Si cette décomposition est appliquée aux équations de Navier-Stokes, on parle alors des équations RANS (Reynolds-Averaged Navier-Stokes equations).

contrainte de cisaillement visqueuse est dominante. Pour un écoulement laminaire, la sous-couche visqueuse occupera l'ensemble de la couche limite. Entre la sous-couche visqueuse et la couche turbulente, on distingue une couche de transition, pour laquelle les contraintes turbulentes et visqueuses sont d'un ordre de grandeur similaire.

Ainsi, avec des vagues comme forçage dominant et une faible hauteur d'eau, ou pour un environnement profond, la couche limite occupera une fraction restreinte de la colonne d'eau, et sera recouverte par une couche d'eau relativement peu affectée par les frottements sur le fond. *A contrario*, pour des faibles hauteurs d'eau et un forçage de marée dominant, la couche limite occupera la quasi-totalité de la colonne d'eau (Soulsby, 1997).

Le profil de vitesse au sein de la couche limite (Figure 1.2) montre une augmentation de la vitesse avec la profondeur, de zéro au niveau du fond à un maximum à la surface, ou à l'interface avec la couche fluide non-affectée par le fond, ce maximum correspondant alors à la vitesse moyenne de l'écoulement. L'augmentation la plus rapide de la vitesse est observée à proximité du fond, dans la sous-couche visqueuse, où le profil de vitesse présente une évolution linéaire avec la profondeur. Dans la couche turbulente (couche logarithmique), assez loin du fond, le profil de vitesse est décrit par :

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (1.4)$$

Avec u_* la vitesse de frottement sur le fond ($m.s^{-1}$), z_0 la longueur de rugosité (m) représentant la longueur à laquelle le profil de vitesse s'annule, et κ la constante de Von Karman égale à 0.4. La vitesse de frottement u_* est liée à la contrainte de cisaillement sur le fond τ par la relation $\tau = \rho u_*^2$ (cf. paragraphe 1.2).

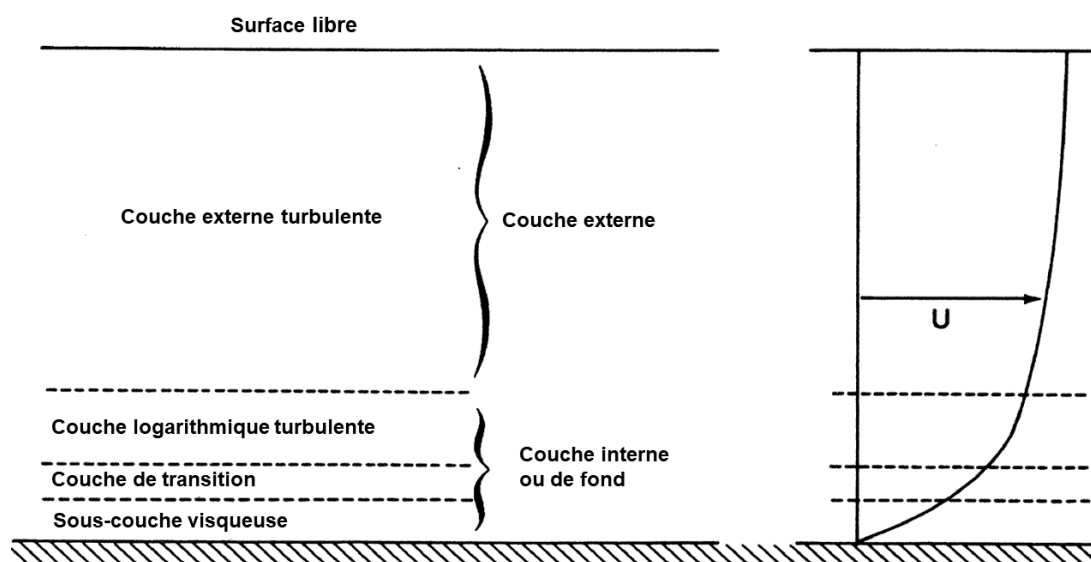


Figure 1.2. Schéma du partitionnement de la colonne d'eau et du profil de vitesse associé pour une couche limite turbulente, dans le cas d'un fond lisse, d'après (Van Rijn, 1993).

Dans le cas d'un courant de marée, (Soulsby, 1990, 1997) propose une estimation du profil de vitesse dans l'ensemble de la colonne d'eau, compatible avec un profil logarithmique dans la partie supérieure de la couche limite :

$$U(z) = \frac{\bar{U} \ln(z/z_0)}{\ln(\delta/2z_0) - \delta/2h} \quad \text{pour } z_0 < z < 0.5 \delta$$

$$U(z) = \frac{\bar{U} \ln(\delta/z_0)}{\ln(\delta/2z_0) - \delta/2h} \quad \text{pour } 0.5 \delta < z < h$$
(1.5)

Avec δ la hauteur de la couche limite, h la hauteur d'eau, z_0 la longueur de rugosité. \bar{U} est la vitesse intégrée sur la verticale, définie à l'équation (1.6).

La vitesse de l'écoulement intégrée sur l'ensemble de la colonne d'eau est une grandeur fréquemment employée pour caractériser l'écoulement, et se définit comme :

$$\bar{U} = \frac{1}{h} \int_{z_0}^h U(z) dz$$
(1.6)

Toujours pour un forçage de marée, (Soulsby, 1983) exprime l'épaisseur approximative de la couche limite par :

$$\delta = 0.0038 \left(\frac{\bar{U}_a \sigma - \bar{U}_b f}{\sigma^2 - f^2} \right)$$
(1.7)

σ est la fréquence tidale en radians ($\sigma = 1.4052 \times 10^{-4} \text{ rad.s}^{-1}$ pour une marée semi-diurne, harmonique M_2) ; f est le paramètre de Coriolis tel que $f = 1.4544 \times 10^{-4} \times \sin(\text{latitude})$; \bar{U}_a et \bar{U}_b sont le maximum et le minimum du courant intégré sur la verticale pour un cycle de marée. Par convention \bar{U}_b est négatif si les vecteurs du courant de marée tournent dans le sens horaire dans l'hémisphère Nord. Pour un courant de marée bidirectionnel, comme c'est souvent le cas à proximité d'une côte rectiligne, $\bar{U}_b=0$.

Pour une latitude de 47.7° , une vitesse maximale \bar{U}_a de 1.6 m.s^{-1} et une vitesse minimale nulle, comme c'est le cas pour le banc du Creizic, on trouve une épaisseur de couche limite $\delta = 104 \text{ m}$, très largement supérieure à la hauteur d'eau.

1.1.1.3. Couche limite turbulente et influence de la rugosité

La rugosité localisée sur le fond influence la couche limite, en induisant la génération de tourbillons de taille similaire à ses propres dimensions. Ces tourbillons seront rapidement absorbés dans la structure générale de turbulence de l'écoulement à mesure qu'ils s'éloignent du fond (Van Rijn, 1993).

À partir d'expérimentations pour un écoulement en conduite, Nikuradse (1933) introduit le concept de rugosité de grain équivalente, appelée également rugosité de Nikuradse (k_s), comme grandeur standard pour caractériser la rugosité.

On détermine le régime hydraulique, c'est-à-dire la mesure dans laquelle la rugosité de fond influence la couche limite, avec le nombre de Reynolds de grain Re_g . Ce nombre adimensionnel représente le rapport entre l'échelle caractéristique de rugosité (k_s ou le diamètre de grain des sédiments composant le fond), et une échelle de mesure caractéristique de la sous-couche visqueuse (ν/u_*) :

$$Re_g = \frac{u_* k_s}{\nu} \quad (1.8)$$

On distingue également trois régimes hydrauliques (Van Rijn, 1993) :

- Le régime hydraulique lisse, pour $Re_g \leq 5$: les éléments de rugosité sont bien plus petits que l'épaisseur de la sous-couche visqueuse, et n'affectent pas la distribution de vitesse ;
- Le régime hydraulique rugueux, pour $Re_g \geq 70$: les éléments de rugosité influencent significativement la couche limite. La sous-couche visqueuse n'existe pas, et la distribution de vitesse est indépendante de la viscosité du fluide ν ;
- Un régime transitoire pour $5 \leq Re_g \leq 70$: les éléments de rugosité possèdent une taille du même ordre de grandeur que l'épaisseur de la sous-couche visqueuse.

Dans la pratique, on considère qu'un écoulement au-dessus d'un fond composé de vase est caractérisé par un régime hydraulique lisse, et qu'un écoulement au-dessus d'un fond composé de sable ou de gravier correspond à régime hydraulique rugueux (Soulsby, 1997).

On note l'utilisation de deux grandeurs différentes pour symboliser la rugosité de fond, la longueur de rugosité de Nikuradse k_s , et la longueur de rugosité z_0 , introduite à l'équation (1.4) et correspondant à la longueur pour laquelle le profil logarithmique de vitesse s'annule. Pour relier ces deux grandeurs, Colebrook et White (1937) proposent une relation simplifiée en fonction du régime hydraulique, obtenue à partir des résultats expérimentaux de Nikuradse (1933):

Régime hydraulique lisse
$$z_0 = \frac{\nu}{9u_*} \quad (1.9a)$$

Régime transitoire
$$z_0 = \frac{k_s}{30} \left[1 - \exp\left(\frac{-u_* k_s}{27\nu}\right) \right] + \frac{\nu}{9u_*} \quad (1.9b)$$

Régime hydraulique rugueux
$$z_0 = \frac{k_s}{30} \quad (1.9c)$$

L'équation (1.9b) pour le régime transitoire n'est pas donnée ici d'après (Colebrook & White, 1937), mais selon Christoffersen et Jonsson,(1985). Cette version est plus précise d'après (Soulsby, 1997), et utilisable pour les trois des régimes hydrauliques.

La complexité des processus physiques traduits par la longueur de Nikuradse se retrouve dans le grand nombre d'expressions proposées dans la littérature pour calculer cette grandeur. Pour un fond plat, k_s est directement exprimée en fonction du diamètre des grains. On peut prendre $k_s = d_{50}$, mais on utilise fréquemment l'expression (1.10) (Engelund & Hansen, 1972; Fredsoe & Deigaard, 1992; Soulsby, 1997; Van Rijn, 1993), qui tient compte de l'irrégularité de la surface du fond et de la trainée de forme induite par le transport par charriage:

$$k_s = 2.5 d_{50} \quad (1.10)$$

Avec d_{50} (m) le diamètre médian des grains composant le fond.

Pour du sable bioclastique, Weill et al. (2010) trouvent $k_s = 2.56d_{50}$, très proche de l'expression (1.10). Pour un fond immobile, Sleath (1984) et Van Rijn, (1993) proposent des alternatives à l'équation (1.10), en fonction des percentiles de la distribution granulométriques, ces expressions étant répertoriées par Soulsby (1997): $k_s = 1.25 d_{35}$; $1 d_{65}$; $2 d_{65}$; $2.3d_{84}$; $5.2d_{84}$; $2d_{90}$; $3d_{90}$. Pour un fond mobile, Van Rijn (1993) donne $k_s = 5d_{90}$. Pour des sédiments fins et un écoulement turbulent Ribberink et al. (2008) préconisent d'établir k_s à partir de la longueur de mélange jusqu'à laquelle la concentration de sédiments en suspension est importante, plutôt qu'à partir de la taille des particules composant le fond.

Les figures sédimentaires présentes sur le fond génèrent également de la rugosité, par trainée de forme. Ce phénomène a par exemple été étudié par (Grant & Madsen, 1982; Nielsen, 1992; Raudkivi, 1988; Van Rijn, 1984). Grant et Madsen (1982) et (Van Rijn, 1984) proposent respectivement pour des rides et des dunes les équations (1.11) et (1.12) :

$$k_{s,r} = 27.7 \frac{H_r^2}{\lambda_r} \quad (1.11)$$

$$k_{s,d} = 1.1 H_d (1 - e^{-25 \frac{H_d}{\lambda_d}}) \quad (1.12)$$

Avec H_r/H_d (m) et λ_r/λ_d (m) respectivement la hauteur et la longueur d'onde des rides/dunes.

Soulsby (1983) propose une compilation de valeurs typiques pour la longueur de rugosité z_0 (Tableau 1.1), réalisée à partir d'un grand nombre de mesures *in situ*, en fonction de la composition des sédiments du fond et de la présence de rides.

Tableau 1-1. Valeurs moyennes de la longueur de rugosité z_0 pour différents types de fond, obtenues à partir de profils de vitesse mesurés proches du fond (Soulsby, 1983, 1997).

Type de fond	z_0 (mm)
Boue	0.2
Boue/sable	0.7
Limon/sable	0.05
Sable (sans ride)	0.4
Sable (avec ride)	6
Sable/coquilles	0.3
Sable/gravier	0.3

1.1.1.4. Lien entre la vitesse de frottement, la contrainte de cisaillement et la rugosité

La contrainte de cisaillement sur le fond τ est liée à la vitesse moyenne de l'écoulement selon une loi de frottement quadratique (Soulsby, 1997). On l'exprime aussi directement à partir d'une grandeur homogène à une vitesse, la vitesse de frottement sur le fond u_* :

$$\begin{cases} \tau = \rho u_*^2 \\ u_* = (\tau/\rho)^{1/2} \end{cases} \quad (1.13)$$

La vitesse de frottement peut être calculée avec l'équation (1.4) à une profondeur donnée au sein de la sous-couche logarithmique turbulente.

Les fonds couverts de sédiments sont rarement plats et présentent généralement des rides, des dunes, ou des vagues de sable. La contrainte de cisaillement sur le fond totale τ correspond alors à la contribution de trois phénomènes distincts:

$$\tau = \tau_s + \tau_f + \tau_t \quad (1.14)$$

- τ_s est la composante de frottement de peau (ou contrainte de cisaillement effective), liée à la trainée du fluide sur les grains de sable individuels.
- τ_f est la composante de trainée de forme. Il s'agit de la contrainte associée au gradient de pression de part et d'autre de la crête d'une dune.
- τ_t la composante de transfert de moment, qui provient du moment extrait par l'écoulement pour mobiliser les grains de sables. Dans la suite de ce paragraphe, on ne tiendra pas compte de cette composante qui est uniquement présente pour les écoulements très intenses de type *sheet flow*.

Soulsby (1997) estime que le rapport entre la contrainte de peau et la contrainte totale varie entre 0.1 et 0.5 pour un fond comportant des rides. L'importance relative de la contrainte de

forme augmente avec la taille des figures sédimentaires, de pair avec l'écoulement qui les génère, comme illustré sur la Figure 1.3 (Engelund & Fredsoe, 1982).

La décomposition des contributions se fait au niveau du calcul de la rugosité de Nikuradse k_s :

$$k_s = k_{s,g} + k_{s,f} \quad (1.15)$$

Avec $k_{s,g}$ la longueur de rugosité de Nikuradse liée aux frottements de peau et approximée par la rugosité liée aux grains, et $k_{s,f}$ la longueur de Nikuradse liée à la trainée de forme induite par la présence des structures sédimentaires.

Selon de nombreux auteurs, seule la composante de peau τ_s est impliquée dans la mise en mouvement des grains (Diplas et al., 2008; Heathershaw & Thorne, 1985; Lee & Balachandar, 2012; Soulsby, 1997; Wiberg & Smith, 1987).

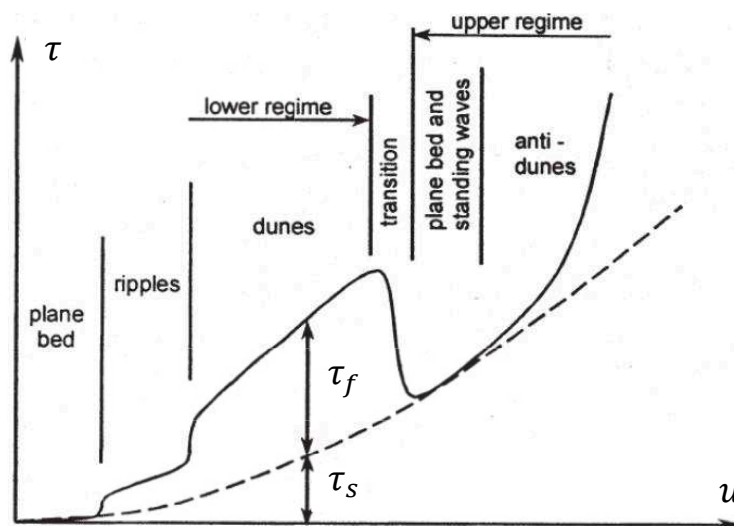


Figure 1.3. Évolution de la contrainte de cisaillement totale τ (somme de la composante de peau τ_s et de la composante de forme τ_f) en fonction de la vitesse du fluide u , d'après (Engelund & Fredsoe, 1982).

1.1.2. Transport sédimentaire

1.1.2.1. Mise en mouvement des grains à partir du fond

Une particule sera mise en mouvement depuis le fond si les forces motrices exercées par le fluide à sa surface sont supérieures aux forces stabilisatrices la maintenant sur le fond.

Seuil critique de Shields

Le déséquilibre entre les forces en action sur le grain, et donc la mise en mouvement, sont généralement décrits avec le paramètre de mobilité de Shields (1936), noté θ , et le seuil critique associé, noté θ_{cr} . Le paramètre de mobilité de Shields quantifie le rapport entre la contrainte de cisaillement exercée par le fluide sur le grain τ ($\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$) (résultante motrice) et le poids immergé du grain (résultante stabilisatrice) :

$$\theta = \frac{\tau}{g(\rho_s - \rho)d} = \frac{u_*^2}{g(s - 1)d} \quad (1.16)$$

Avec g l'accélération due à la gravité ($m.s^{-2}$), ρ_s et ρ respectivement les densités des sédiments et de l'eau ($kg.m^{-3}$), s la densité spécifique des sédiments telle que $s = \rho_s/\rho$, d (m) le diamètre des grains, u_* la vitesse de frottement sur le fond.

Ainsi, on aura :

- $\theta < \theta_{cr}$: pas de mouvement
- $\theta = \theta_{cr}$: initiation du mouvement
- $\theta > \theta_{cr}$: transport

Le paramètre critique de mobilité a été initialement déterminé par Shields (1936) à partir d'expérimentations en chenal, pour un forçage de type courant et un fond plat pavé de particules de taille homogène. Les résultats sont exprimés en fonction du nombre de Reynolds particulaire critique, $Re_* = \frac{u_{*cr} d}{\nu}$ avec u_{*cr} la vitesse de frottement critique. Cette représentation, que l'on appelle courbe de Shields, est néanmoins peu pratique puisque l'on retrouve l'inconnue u_{*cr} conjointement en abscisse et en ordonnée. On lui préféra donc souvent la représentation en fonction du diamètre de grain adimensionnel ($\theta_{cr} = f(D_*)$ Figure 1.4), comme proposée par Bonnefille (1963) et Yalin (1977), et répertoriée dans (Soulsby, 1997; Van Rijn, 1993), telle que:

$$D_* = \left[(s - 1)g / \nu^2 \right]^{\frac{1}{3}} d \quad (1.17)$$

$$\theta_{cr} = 0.24 D_*^{-1} \quad \text{pour } 1 < D_* \leq 4 \quad (1.18a)$$

$$\theta_{cr} = 0.14 D_*^{-0.64} \quad \text{pour } 4 < D_* \leq 10 \quad (1.18b)$$

$$\theta_{cr} = 0.04 D_*^{-0.1} \quad \text{pour } 10 < D_* \leq 20 \quad (1.18c)$$

$$\theta_{cr} = 0.013 D_*^{-0.29} \quad \text{pour } 20 < D_* \leq 150 \quad (1.18d)$$

$$\theta_{cr} = 0.055 \quad \text{pour } D_* > 150 \quad (1.18e)$$

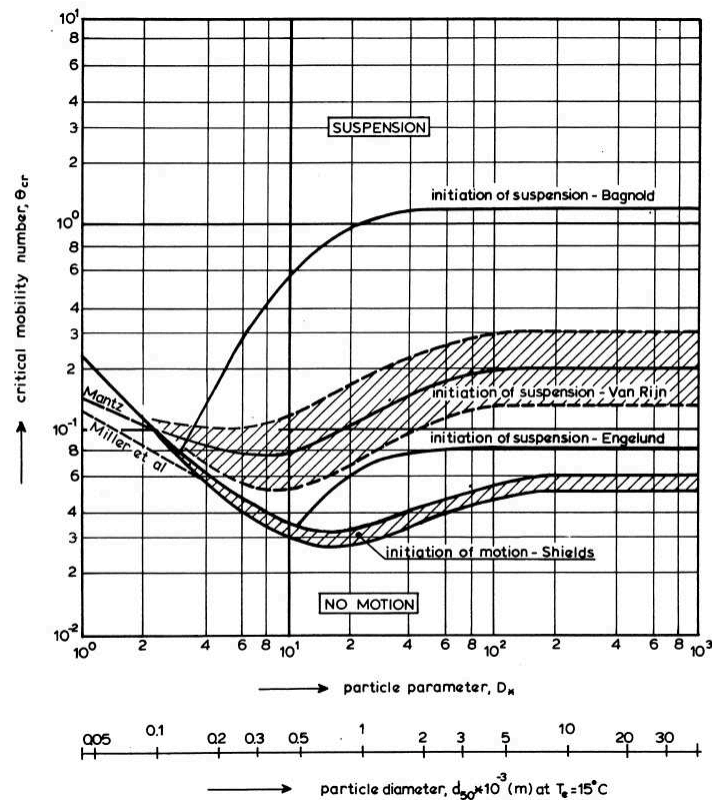


Figure 1.4. Initiation du mouvement et de la suspension pour un fond plat $\theta_{cr} = f(D_*)$ (L. C. Van Rijn, 1993). La courbe de Shields dont l'expression est donnée à l'équation (1.16) est désignée par la légende *Initiation of motion-Shields*.

Un seuil difficile à déterminer

La détermination du seuil critique de mise en mouvement est délicate, de sorte que l'on considère généralement une marge d'incertitude élevée autour de la valeur du seuil. Or, il s'agit d'un élément capital pour la quantification du transport sédimentaire (cf. paragraphe 1.1.2.3.). D'une part, les fluctuations turbulentes des forces agitatrices impliquées dans la mise en mouvement ne sont généralement pas considérées, puisque typiquement on utilise le critère de Shields (1936) avec une estimation de la contrainte de cisaillement moyenne au cours du temps (Diplas et al., 2008). Einstein (1950) a été le premier à proposer une approche théorique, probabilistique, pour rendre compte des variations turbulentes des forces agitatrices. Diplas et al. (2008) ont étudié expérimentalement et analytiquement l'aspect impulsionnel de la mise en mouvement d'un grain, et ont démontré que la détermination du seuil de mise en mouvement devait non seulement faire appel à l'intensité des forces instantanées turbulentes, mais devait également prendre en compte la durée d'application de ces forces turbulentes.

D'autre part, la définition de l'initiation du mouvement est en elle-même ambiguë, et peut différer significativement d'une étude à l'autre. Van Rijn (1993) répertorie certains des critères les plus communément employés, élaborés à partir :

- D'un taux de transport nul après extrapolation de taux de transport mesurés (Shields, 1936) (cf. (L. C. Van Rijn, 1993) figure 4.1.12 par exemple)
- Du nombre de particules déplacées par unité d'aire et de temps (Graf & Pазis, 1977; Neill & Yalin, 1969),
- Du niveau qualitatif de transport basé sur des observations visuelles (Delft Hydraulics, 1972; Kramer, 1932)

Certaines études, ex. (Delft Hydraulics, 1972; Graf & Pазis, 1977; Paintal, 1971), trouvent par exemple des particules en transport dans une proportion non négligeable pour des contraintes de cisaillements plus faibles que celles de Shields (1936) (Figure 1.5a). L'étude (Delft Hydraulics, 1972) distingue sept niveaux de transport qualitatifs, et conclue que la courbe de Shields représente en réalité un mouvement permanent des grains à toutes les localisations de la surface du fond (Figure 1.5b).

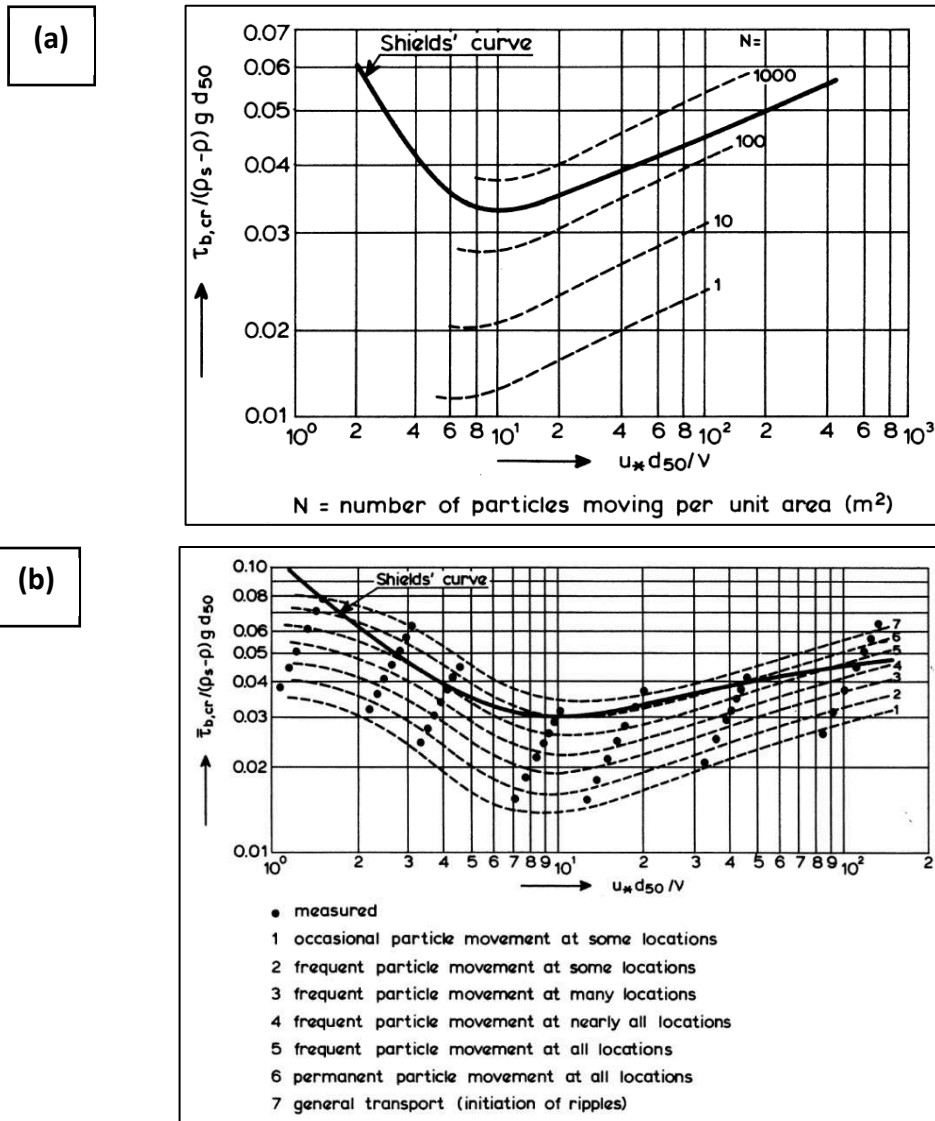


Figure 1.5. Paramètre de Shields critique et signification du critère de mise en mouvement, $\theta_{cr} = f(Re_*)$: (a) Initiation du mouvement pour un courant au-dessus d'un fond plat, en fonction du nombre de particule en mouvement par unité d'aire N ((Van Rijn, 1993) d'après (Graf & Pазis, 1977)) ; Initiation

du mouvement et de la suspension pour un courant au-dessus d'un fond plat, selon sept niveaux de transport ((L. C. Van Rijn, 1993) d'après (Delft Hydraulics, 1972)).

1.1.2.2. Modes de transport sédimentaire

On distingue communément deux principaux modes de transport sédimentaire, le charriage et la suspension, en fonction du type de contact s'exerçant entre la particule en mouvement et le fond (Figure 1.6).

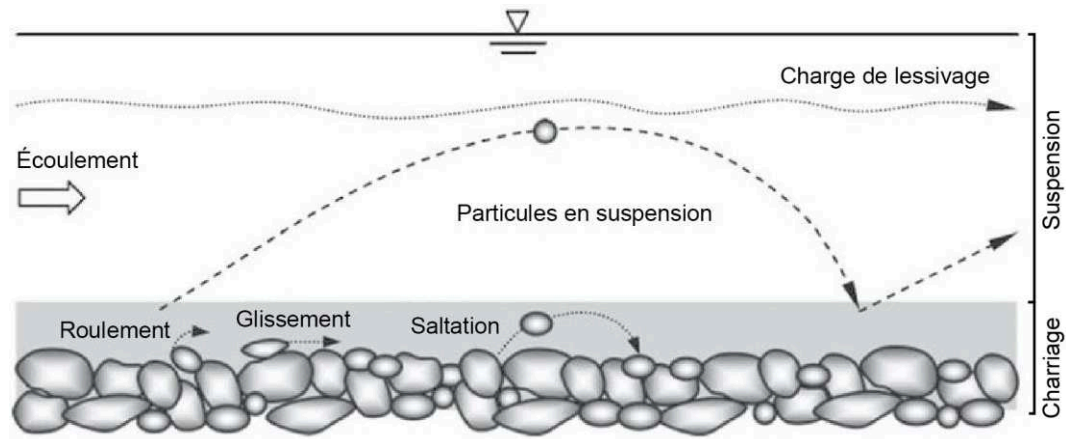


Figure 1.6. Modes de transport sédimentaire. Modifié d'après (Dey, 2014).

Transport par charriage

Lorsque les grains roulent ou glissent sur le fond, on parle de transport par charriage (*bedload* en anglais). La force de traînée exercée par le fluide sur la particule, et la composante du poids vers le bas de la pente sont suffisantes pour rompre l'équilibre et mettre en mouvement la particule sur le fond. La force de portance est d'influence négligeable.

Lorsque les grains effectuent des sauts brefs mais répétitifs sur le fond, selon une trajectoire plus ou moins parabolique, il s'agit de saltation. La force de portance exercée verticalement par le fluide sur la particule à l'initiation du mouvement est alors suffisante pour faire décoller la particule du fond. Néanmoins, une fois dans la colonne d'eau les effets de la gravité redeviennent rapidement prédominants et la particule redescend vers le fond. La saltation n'est pas une forme de charriage *stricto sensu* dans la mesure où le temps pendant lequel la particule reste en contact avec le fond est réduit. Néanmoins on la regroupe souvent avec le charriage pur pour désigner la charge de fond dans sa globalité.

Transport en suspension

Si les grains restent en suspension dans la colonne d'eau, et ne sont que très occasionnellement en contact avec le fond, on parle de transport en suspension (*suspended load* en anglais). La force de portance est devenue, du fait de la composante turbulente ascendante de la vitesse du fluide, assez élevée pour compenser en grande partie les effets de la gravité sur la particule (Bagnold, 1966).

Un cas particulier du transport en suspension est la charge de lessivage (Van Rijn, 1993; 1986) : on peut trouver en suspension des particules fines de type limon, transportées en

suspension depuis les bassins versants, plutôt que provenant du matériel composant le fond. Étant en suspension quasi-permanente, ces particules sont transportées par l'écoulement sans se déposer sur le fond et n'influencent pas le budget sédimentaire local.

Seuil pour le transport en suspension

Le paramètre critique de Shields (1936) permet de déterminer l'initiation du mouvement des grains, néanmoins il ne fournit aucun renseignement sur le mode de transport des grains une fois en mouvement. La formulation d'un second seuil de transport, pour distinguer la suspension du charriage, a été proposée par de nombreux auteurs, ex. (Bagnold, 1966; Engelund, 1965; Van Rijn, 1984b).

Abbott et Francis (1977) proposent un diagramme de phase distinguant le mode de transport en fonction du rapport τ/τ_{cr} (Figure 1.7).

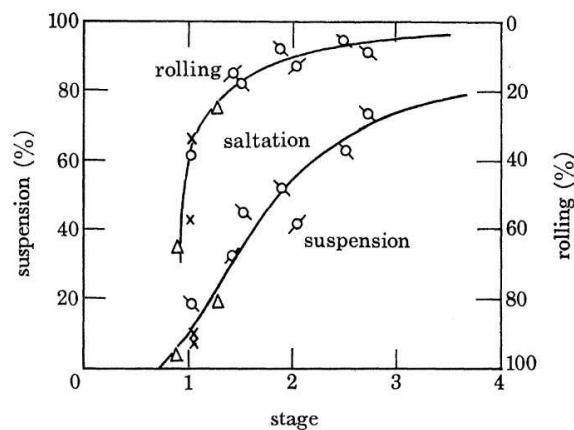


Figure 1.7. Diagramme de phase du mode de transport (roulement, saltation, suspension) en fonction du niveau de transport τ/τ_{cr} (stage), donnant les proportions respectives de suspension et de roulement (Abbott & Francis, 1977).

Le nombre de Rouse $R_s = W_s/\kappa u_*$ avec W_s la vitesse de chute, détermine un seuil entre charriage et suspension, avec une suspension majoritaire pour les nombres de Rouse inférieurs à 2.5. (Tableau 1.2).

Tableau 1-2. Mode de transport dominant en fonction du nombre de Rouse R_s .

Mode de transport	Nombre de Rouse
Charriage	$R_s > 2.5$
Suspension à 50 %	$1.2 < R_s \leq 2.5$
Suspension à 100 %	$0.8 < R_s \leq 1.2$
Charge de lessivage	$R_s \leq 0.8$

Selon Bagnold (1966), la suspension aura lieu pour $u_* \geq W_s$ (Figure 1.4). Van Rijn (1984b) propose un seuil critique pour la suspension, reportable sur le diagramme de Shields (Figure 1.4), fonction du diamètre de grain adimensionnel D_* et de la vitesse chute.

La vitesse de chute W_s est donnée par la loi de Stokes, établie à partir de l'équilibre des forces de gravité et de traînée en action sur la particule en suspension, pour une sphère isolée de petite taille:

$$W_s = \sqrt{\frac{4(s-1)gd}{3C_D}} \quad (1.19)$$

Le coefficient de traînée C_D de la particule dépend du nombre de Reynolds de chute $Re_{e,s} = \frac{W_s D}{\nu}$ et du facteur de forme caractérisant la géométrie de la particule.

Une formulation empirique plus particulièrement adaptée aux sables naturels a été élaborée par Soulsby (1997), pour des diamètres de grains compris entre 63 μm et 2 mm, soit un nombre de Reynolds de chute inférieur à 1000:

$$W_s = \frac{\nu}{d} \left[\sqrt{10.36^2 + 1.049D_*^3} - 10.36 \right] \quad (1.20)$$

Selon Van Rijn (1993), l'influence de la forme est davantage significative pour les particules grossières ($d > 300 \mu\text{m}$). Les différences constatées expérimentalement sont d'environ 30% sur W_s pour un Corey Shape Factor² allant de 0.5 à 1.

Influence de la forme des sédiments sur les seuils de transport (sédiments coquillers)

L'influence de la forme sur la mise en mouvement et la vitesse de chute pour des débris coquillers ou des coquilles entières, comme on en trouve sur notre site d'étude, a été étudiée expérimentalement par exemple par (Dey, 2003; Fick et al., 2020; Paphitis et al., 2002; Rieux et al., 2018) (cf. synthèse proposée dans (Fick et al., 2020)).

Pour huit espèces de mollusque (plus ou moins incurvés et denses) et différentes tailles de grain, Rieux et al. (2018) observent une contrainte de cisaillement critique légèrement inférieure ou égale à celle de billes de verre (écoulement unidirectionnel), et des vitesses de chute bien plus faibles (environ de moitié) que celles des billes, notamment pour les fragments de coquilles les plus plats. Des particules plates ont donc plus de chances d'être transportées sur de longues distances, pour un même seuil de mise en mouvement et un diamètre similaire (Li et al., 2019; Rieux et al., 2018).

Fick et al. (2020), pour des coquilles entières de bivalves et de gastropodes sous un écoulement oscillant, ainsi que pour des fragments de coquilles et un forçage de type courant

² Facteur de forme 3D caractérisant l'aspect sphérique d'un grain, introduit par Corey (1949). Ce facteur est compris entre 0 et 1, plus la particule sera sphérique, plus le facteur sera proche de 1. Dey (2014) conseille par exemple de prendre le prendre égal à 0.7 pour du sable naturel.

(données issues d'autres études) concluent également à un seuil critique de mise en mouvement plus bas que pour des particules silicoclastiques. Ils soulignent que l'effet de la forme est davantage significatif pour les petites particules et constatent que l'utilisation du diamètre nominal (diamètre d'une sphère de volume équivalent), au lieu du diamètre obtenu par tamisage, donne un meilleur accord avec le seuil critique formulé pour les particules silicoclastiques.

1.1.2.3. Estimation empirique du flux de sédiments en transport

Le flux de transport sédimentaire exprime la quantité de sédiments traversant une surface élémentaire par unité de temps (Figure 1.8). On appelle flux sédimentaire saturé le flux de sédiment pour un écoulement ayant atteint sa capacité de transport maximale. La relaxation du flux sédimentaire, décrivant un régime transitoire pendant lequel le flux évolue pour atteindre le flux saturé suite à une modification de l'écoulement, est par exemple discuté dans la revue de Charru et al. (2013).

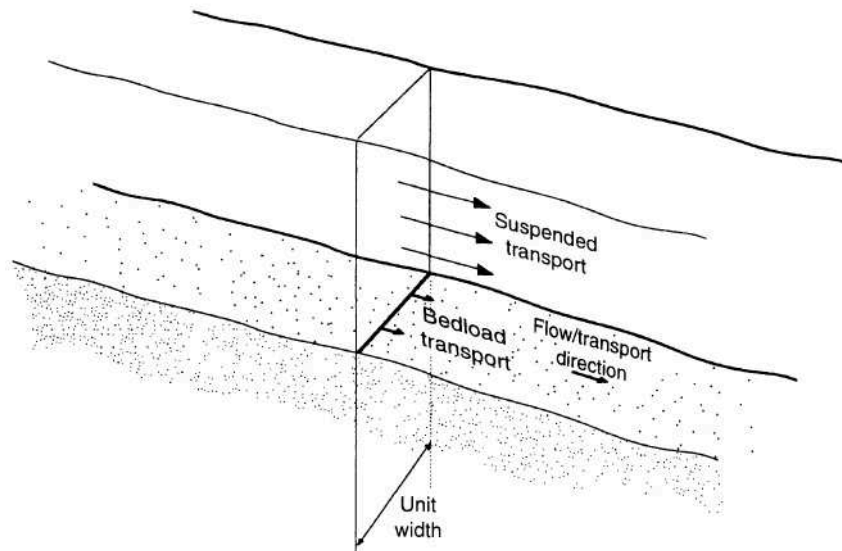


Figure 1.8. Principe de calcul du flux de transport sédimentaire, avec les contributions du charriage (*Bedload transport*) et de la suspension (*Suspended transport*) : on détermine la quantité de sédiments traversant une surface élémentaire par unité de temps (Soulsby, 1997).

Dans la littérature, on trouve de nombreuses formulations empiriques du flux saturé, obtenues pour la plupart en chenal sous des conditions contrôlées, en fonction du mode de transport. La plupart de ces formules utilisent l'excès de la contrainte de cisaillement par rapport au seuil critique. D'autres approches sont proposées. À partir d'un bilan énergétique, Bagnold (1980) exprime le transport en fonction de la puissance de l'écoulement. Le taux de transport peut aussi être déterminé selon une approche stochastique, se fondant sur l'estimation probabiliste de la turbulence générant la mise en mouvement des grains (Einstein, 1950), ou en intégrant dans l'équation d'Exner un suivi des grains avec une probabilité de se trouver à une position donnée qui obéit à un processus de Markov (Ancey, 2010).

Cas du transport par charriage

La littérature propose un grand nombre de formules pour le flux transporté par charriage. La plupart s'expriment, selon des considérations adimensionnelles comme:

$$\Phi_b = \frac{q_{sb}}{\sqrt{(s-1)gd_{50}^3}} = \alpha(\theta - \theta_c)^\beta \quad (1.21)$$

Avec Φ_b le flux sédimentaire par charriage adimensionnel, q_{sb} le flux sédimentaire par charriage dimensionnel, exprimé généralement en $m^3 \cdot s^{-1}$ par m de largeur ($m^2 \cdot s^{-1}$) d_{50} le diamètre médian du grain (m), α et β des coefficients empiriques adimensionnels.

L'équation (1.21) a été originellement introduite par Meyer-Peter et Müller (1948) à partir d'expérimentations en canal pour des granulométries uniformes et grossières ($d_{50} > 3$ mm), et un courant seul ($\theta_{d50} < 0.2$), telle que $\alpha = 8$ et $\beta = 3/2$. Le Tableau 1.3 propose une compilation de différents coefficients proposés dans la littérature en fonction de leur domaine de validité. On retrouve le plus souvent $\beta = 3/2$, c'est-à-dire une dépendance du flux au cube de la vitesse de l'écoulement ($\sim U^3$).

D'autres types de formulation sont proposés, par exemple donnant le coefficient α selon une relation affine en fonction de la contrainte de cisaillement (Wiberg & Smith, 1989), ou intégrant l'excès de la contrainte de cisaillement par rapport à la contrainte critique avec une exponentielle décroissante, ex. (Camenen & Larson, 2005).

Tableau 1-3. Coefficients adimensionnels empiriques proposés par différentes études pour le calcul du flux sédimentaire par charriage selon l'équation (1.21), originellement établis par Meyer-Peter et Müller (1948) et testés par Ribberink (1998). Les coefficients proposés par Ribberink (1998) à la 4^{ème} ligne correspondent à un forçage de type courant + vagues, contre un forçage uniquement de type courant pour les autres références.

Réf.	α	β	Domaine de validité selon (Ribberink, 1998)	
			θ	d_{50}
(Meyer-Peter & Müller, 1948)	8	3/2	$\theta < 0.2$	$d_{50} > 3$ mm
(Luque & Van Beek, 1976)	5.7	3/2	$\theta < 0.1$	$d_{50} > 0.9$ mm
(Nielsen, 1992)	12	3/2	$\theta > 1$	$d_{50} > 0.7$ mm
(Ribberink, 1998)	11	1.65	$0.03 < \theta < 7.7$	$d_{50} > 0.2$ mm

Cas de la suspension

La concentration des sédiments en suspension est une mesure de la quantité de sédiments en suspension. Elle correspond à la masse de sédiments, ou au volume de sédiments, contenu dans un volume élémentaire de fluide.

Le flux de sédiments en suspension est généralement calculé à partir du produit entre la vitesse du courant et la concentration des sédiments en suspension, pour une profondeur donnée dans la colonne d'eau, ou intégré verticalement sur la colonne d'eau (Van Rijn, 1993) :

$$q_{sc} = \int_a^h u(z)c(z)dz \quad (1.22)$$

Avec q_{sc} le flux volumétrique de transport en suspension ($m^2.s^{-1}$), a la hauteur au-dessus du fond pour laquelle on a de la suspension, c la concentration volumétrique ($m^3.m^{-3}$).

1.1.2.4. Synthèse – Processus hydro-sédimentaires

Dans ce paragraphe, nous avons introduit les principaux mécanismes contrôlant le transport sédimentaire et les lois empiriques permettant de calculer le transport :

Points clés

- ⇒ Le transport sédimentaire dépend des caractéristiques des grains (taille, densité, hétérogénéité, forme) et de l'écoulement (intensité, direction, phénomènes turbulents), plus particulièrement dans la couche limite ;
- ⇒ Le transport sera initié si les forces déstabilisatrices en action sur le grain (frottement par cisaillement du fluide, pente éventuelle du fond) sont supérieures aux forces stabilisatrices en action (poids immergé du grain) ;
- ⇒ On distingue le transport par charriage (sur le fond) et le transport en suspension, le seuil entre les deux est estimé à partir de la vitesse de chute d'une particule ;
- ⇒ Le transport par charriage peut être estimé selon des lois empiriques déterministes, à partir de la vitesse de l'écoulement ($\sim U^3$) et des caractéristiques des grains, et éventuellement de l'excès du paramètre de Shields par rapport au seuil critique d'initiation.

1.2. Morphodynamique des figures sédimentaires (dunes et rides)

L'objectif central de cette thèse, qui est aussi l'une des problématiques centrales de la communauté scientifique, est de comprendre et prédire l'existence, la taille, la forme, l'évolution des dunes, ainsi que le transport sédimentaire associé à leur dynamique, en fonction des conditions hydrodynamiques et sédimentaires.

Cette problématique est complexe, du fait du couplage entre ces trois éléments, la morphodynamique des dunes, le transport sédimentaire, et l'hydrodynamique sont couplés, selon des mécanismes de rétroaction. Cette thèse s'intéresse plus particulièrement au cas d'un environnement peu profond, et d'un forçage de marée intense, de directionnalité variable.

Ainsi, cette section traite premièrement des conditions d'existence et des caractéristiques morphologiques des dunes (1.2.1), puis examine l'écoulement et le transport à l'échelle des dunes (1.2.2). Elle présente ensuite le lien entre la morphologie et à la dynamique des dunes en leur lien avec les conditions hydro-sédimentaires (1.2.3-1.2.4). Elle aborde ensuite la méthode d'analyse de stabilité linéaire, qui permet de comprendre la formation et la croissance des dunes vers leur morphologie d'équilibre (1.2.5) puis traite de la morphodynamique dans le cas d'un courant de marée (écoulement avec renverse ou bidirectionnel) (1.2.6).

On considérera dans la majorité des cas des figures sédimentaires transverses à la direction de l'écoulement (à la direction résiduelle si l'on considère un courant de marée, c'est à-dire à la direction moyenne du courant pour un cycle complet de flot-jusant). Ces figures sédimentaires sont les plus fréquentes en environnement aquatique pour un apport sédimentaire illimité.

1.2.1. Existences des figures sédimentaires

Dès lors que la vitesse d'écoulement est suffisante pour mettre les grains en mouvement, des figures sédimentaires peuvent émerger sur le fond. L'existence, les caractéristiques morphologiques et cinématiques des dunes, et leur regroupement en champ ou leur occurrence de manière isolée, sont liés à la vitesse et à la hauteur de l'écoulement, ainsi qu'à la disponibilité et à la nature des sédiments.

1.2.1.1. Synthèse des conditions d'existence : Diagrammes de phase

Les premiers travaux sur l'existence des figures sédimentaires se sont concentrés sur la relation entre l'écoulement et la morphologie du fond (Simons & Richardson, 1966; Simons et al., 1961; Simons & Richardson, 1961). À mesure que la vitesse de l'écoulement augmente, on passe d'un lit plat dit inférieur à un fond présentant des figures sédimentaires. Le fond évolue ensuite vers un lit plat dit supérieur pour des vitesses d'écoulement augmentant davantage. L'existence et la morphologie des figures sédimentaires sont généralement décrites en fonction d'une combinaison de deux des paramètres les caractérisant au mieux. Cette synthèse prend la forme d'un diagramme de phase.

L'un des espaces de paramètres usuellement exploité est ainsi (diamètre de grain vs vitesse moyenne de l'écoulement) (D, \bar{U}) . Le diagramme (D, \bar{U}) le plus complet est celui élaboré par Southard et Boguchwal (1990) (Figure 1.9) à partir de 39 expérimentations en chenal pour des figures sédimentaires à l'équilibre. À mesure que la vitesse de l'écoulement augmente, le passage du lit inférieur à un fond présentant des figures sédimentaires se traduit par une augmentation de la taille des figures avec la taille des grains (de rides vers dunes) et une augmentation de leur sinuosité avec l'augmentation de la vitesse du courant (passage de dunes 2D à dunes 3D). En complément du nombre de Shields, qui permet de définir la limite pour le transport et donc pour l'émergence de figures sédimentaires, on utilise le nombre de Froude (cf. paragraphe 1.1.1) pour déterminer le passage d'un fond présentant des dunes à un lit plat dit supérieur, puis l'apparition d'antidunes (les figures sédimentaires se déplacent vers l'amont par rapport à l'écoulement, ex. (Fredsoe & Deigaard, 1992; Guy et al., 1966).

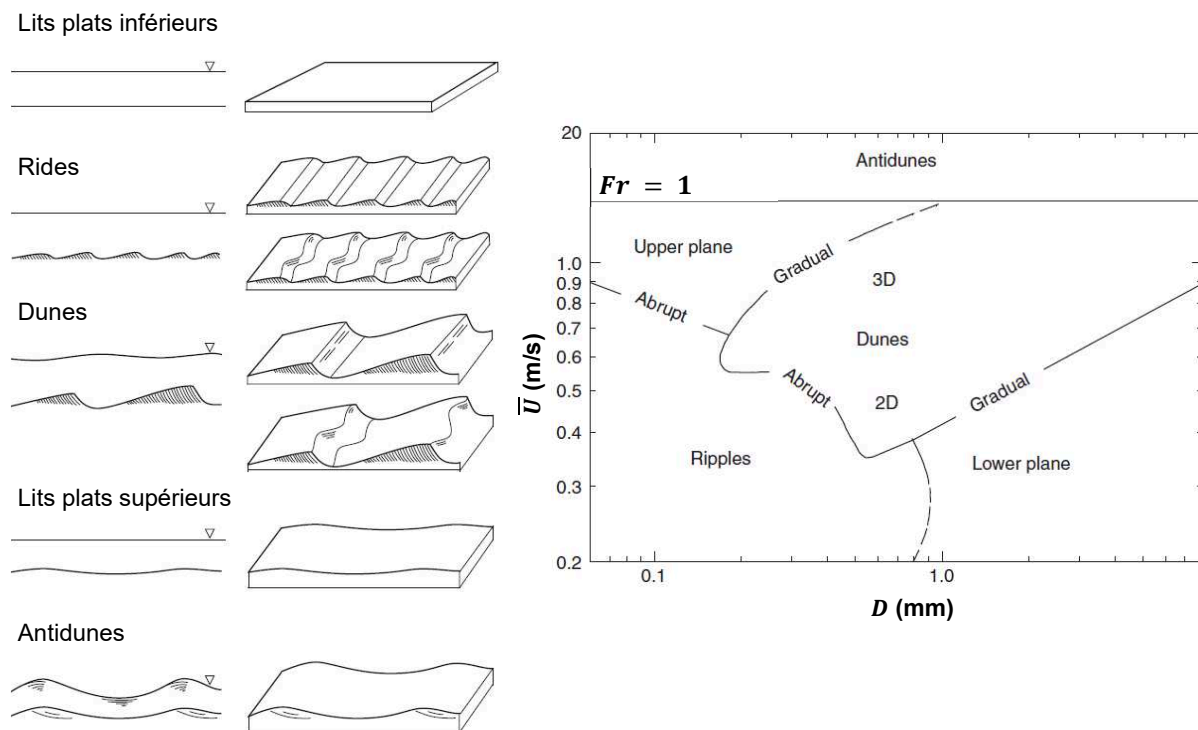


Figure 1.9. Figures sédimentaires transverses observables pour les régimes hydrauliques inférieur et supérieur délimité par $Fr = 1$. La sinuosité de la ligne de crête des structures augmente avec la vitesse moyenne de l'écoulement \bar{U} pour un diamètre de grain fixé D . Le diagramme de phase (à droite) est celui proposé par (Southard & Boguchwal, 1990), pour des hauteurs d'écoulement comprises entre 0.16 et 0.25 m. D'après (Southard & Boguchwal, 1990; Venditti, 2013).

On sait que la hauteur relative de l'écoulement par rapport à la dimension des figures sédimentaires joue un rôle crucial dans leur croissance et leur maturation, ex. (Flemming, 2000; Fourrière et al., 2010). À partir de données *in situ* et expérimentales, Andreotti et al. (2012), Charru et al. (2013) proposent un diagramme de phase selon l'espace des paramètres (kH_e, Fr) (Figure 1.10), avec k le nombre d'onde tel que $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ et λ la longueur d'onde, décrivant les dimensions de la figure sédimentaire, H_e la hauteur de l'écoulement, et Fr le

nombre de Froude tel que $Fr = \frac{U}{\sqrt{gH_e}}$ (équation (1.2)). Différents types de figures sédimentaires sont clairement distingués en fonction de l'espace (kH_e, Fr). Les figures pour lesquelles l'effet fini de la hauteur d'eau ou de la largeur de l'écoulement est présent correspondent approximativement à $kH_e \leq 1$. Ces auteurs proposent ainsi de définir les rides aquatiques comme des figures transverses à l'écoulement de taille centimétrique, formées par un écoulement stationnaire sur un fond érodable, et dont la croissance et la taille n'est pas limitée par la hauteur d'eau, et les dunes aquatiques comme des figures transverses à l'écoulement, mais dont les dimensions, plus larges, se mettent à l'échelle avec la hauteur d'eau.

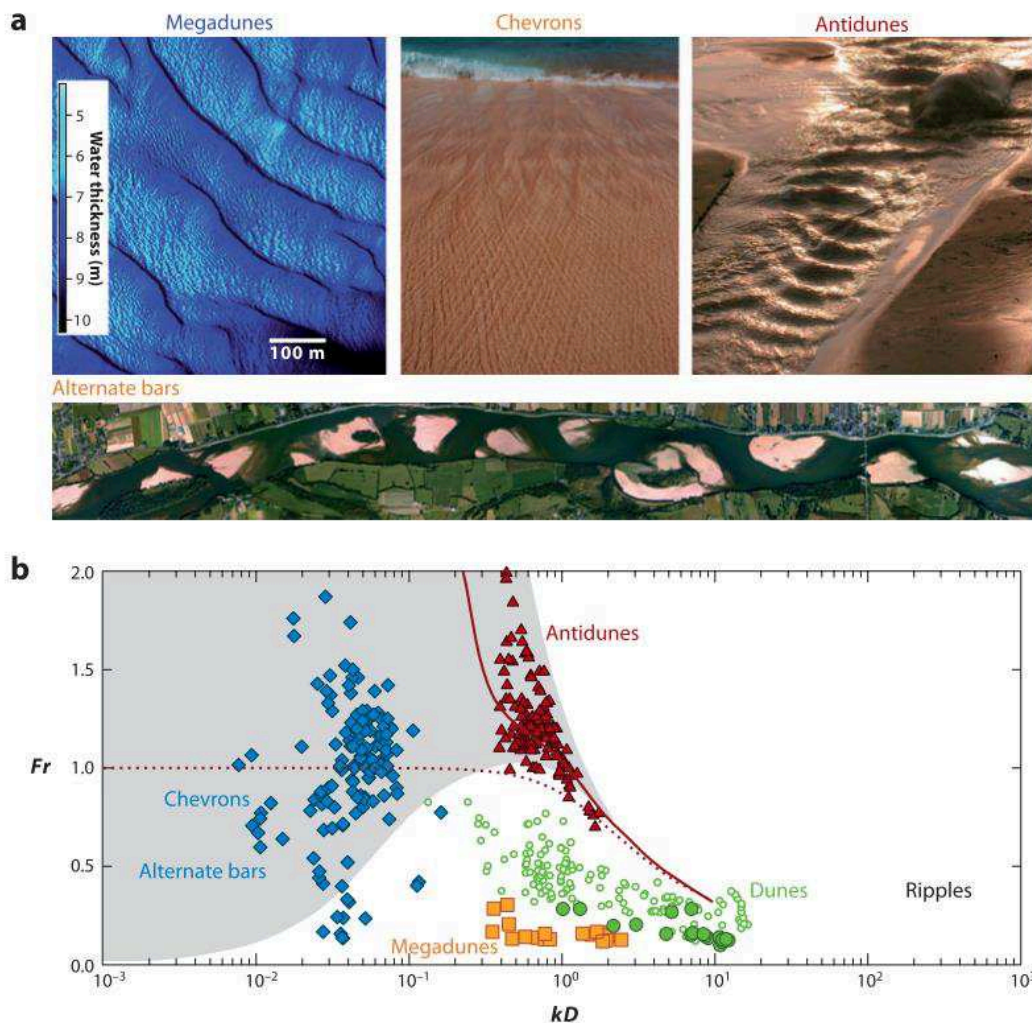


Figure 1.10. a) Photos des différentes figures sédimentaires pour lesquelles la hauteur ou la largeur de l'écoulement à un effet significatif $kH_e \leq 1$; b) Diagramme de phase (kH_e, Fr) pour des mesures en environnement naturel et en canal d'expérimentation. Différents types de structures sont trouvées dans différentes zone du diagramme.

1.2.1.2. Existence des structures sédimentaires et cohésion des sédiments

La cohésion entre les sédiments, résultant des forces interparticulaires, augmente la probabilité d'un transport majoritairement en suspension. Elle va ainsi contraindre l'existence et la morphodynamique des figures sédimentaires. De manière générale, des rides transverses

à l'écoulement peuvent être présentes (Le Hir et al., 2000; Whitehouse et al., 2000). Par contre, les dunes transverses ne sont pas présentes pour des proportions de vases importantes. Terwindt (1971) et Bokuniewicz et al. (1977) ont observé, respectivement dans la Mer du Nord et dans l'estuaire de Long Island (USA), une absence de dunes pour des proportions de silt inférieures à 15 %. L'influence de la cohésion des sédiments est encore mal connue, notamment pour les mélanges sable-vase (Baas et al., 2011; 2013; 2016). Les figures sédimentaires formées à partir des mélanges sable-vase sont souvent complexes, comme les réseaux de sillons-barres retrouvés par exemple dans les vasières intertidales (Le Hir et al., 2000; Whitehouse et al., 2000).

1.2.2. Écoulement et processus de transport sur une dune

Comme introduit avec le diagramme de phase (kH_e, Fr), les interactions entre les figures sédimentaires et la hauteur de l'écoulement vont piloter leur dynamique à partir d'une certaine taille relative des dunes. En effet, la présence d'une dune sur le fond va perturber l'écoulement. Cette perturbation de l'écoulement va se traduire par une perturbation des processus de transport locaux, qui participeront en retour à l'évolution de la dune à l'origine de ces perturbations. Lorsque la hauteur de la figure sédimentaire devient similaire à celle de l'écoulement, l'interaction entre les trois processus en jeu (morphologie du fond, écoulement, transport sédimentaire) va conduire à un équilibre morphodynamique où la hauteur de la dune est limitée par la hauteur de l'écoulement.

Dans cette section, on considère une dune transverse à un écoulement unidirectionnel. On idéalise le profil en coupe d'une telle dune par un triangle asymétrique, avec une face à l'aval de l'écoulement plus pentue, considérée à l'angle de repos ($\sim 30^\circ$), c'est-à-dire à la limite de stabilité pour un empilement de particules sableuses (Berné et al., 1989; Lefebvre et al., 2016). Sa hauteur est d'un ordre de grandeur similaire à celui de la hauteur d'eau.

1.2.2.1. Perturbation de l'écoulement : Accélération-décélération du courant et mise en place d'une cellule de recirculation

L'écoulement d'un fluide au-dessus d'une figure sédimentaire a été étudié de manière extensive sur le terrain, en laboratoire et par modélisation, ex. (Best, 2005a; Lefebvre, 2019; Raudkivi, 1963). L'évolution spatiale de l'écoulement au-dessus d'une dune asymétrique sera caractérisée par (Figure 1.11):

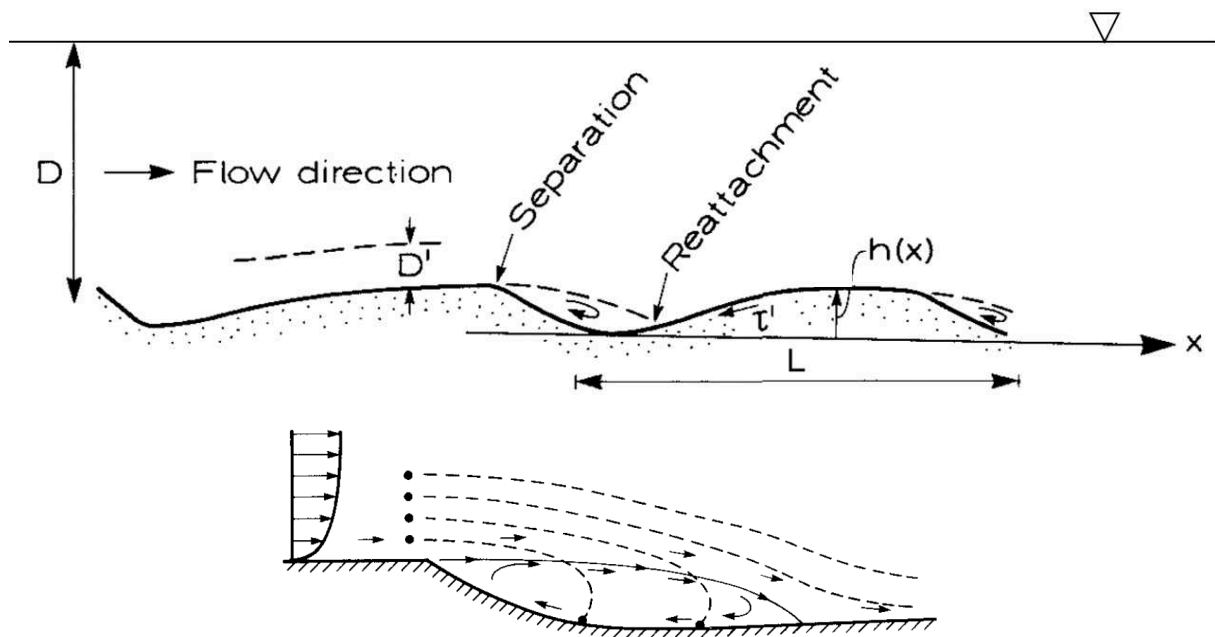


Figure 1.11. En haut : Perturbation de l'écoulement pour des dunes asymétriques. D est la hauteur de l'écoulement, D' est la portion de l'écoulement sur laquelle la vitesse du fluide est accélérée par la présence de la dune, L est l'étalement d'une dune, $h(x)$ est son élévation le long de l'axe longitudinal, dans la direction de l'écoulement, τ' est la contrainte de cisaillement due aux frottements de peau. En bas : Probabilité qu'un grain en suspension sédimente dans le creux de la dune en fonction de sa hauteur par rapport au fond. D'après (Fredsoe & Deigaard, 1992).

- 1) *Une convergence et une accélération de l'écoulement sur la face amont de la dune* : l'inclinaison de la face amont provoque une réduction graduelle de la hauteur de l'écoulement, induisant conjointement une accélération progressive de l'écoulement et un gradient de pression négatif vers la crête (effet Bernoulli). On observe un maximum de la contrainte de cisaillement non pas au sommet de la dune mais un peu en amont du sommet de la dune, du fait de l'inertie du fluide ;
- 2) *Une séparation de l'écoulement à partir du sommet du relief* : À la crête de la dune, on observe un décollement de la couche limite, comme dans le cas plus général d'un écoulement au passage d'une marche inversée, avec la formation d'une cellule de recirculation à l'aval de la crête, ex. (Fredsoe & Deigaard, 1992). Dans la zone de séparation de l'écoulement, derrière la dune, la différence entre les vitesses de l'écoulement dans la couche supérieure et dans la couche interne située derrière induit la production de structures tourbillonnaires d'axe transverse, qui s'étendent jusqu'au point de rattachement en aval de la dune. Ces tourbillons se traduisent par un contre-courant orienté vers la face aval de la dune, qui caractérise la cellule de recirculation. Des structures turbulentes sont générées dans l'écoulement depuis le sommet de la dune au-dessus de la zone de séparation. D'échelle équivalente à la hauteur, elles dominent le champ de vitesse instantanée du fluide. Best (2005b, 2005a) propose une revue détaillée de la topologie spatio-temporelle des structures macroturbulentes liées à la séparation de l'écoulement ;

3) Un ré-attachement de l'écoulement à une distance d'environ 4 à 6 fois la hauteur de la dune en aval d'après (Engel & Lau, 1981 ; Paarlberg et al., 2007). La distance de recollement de la couche limite dépend de l'espacement entre les dunes et le ré-attachement de l'écoulement se fait généralement au pied de la dune suivante.

1.2.2.2. Transport sur une dune

Compte-tenu de la dynamique du fluide sur une dune, différents processus de transport interviennent en fonction de la zone du profil (Figure 1.12) :

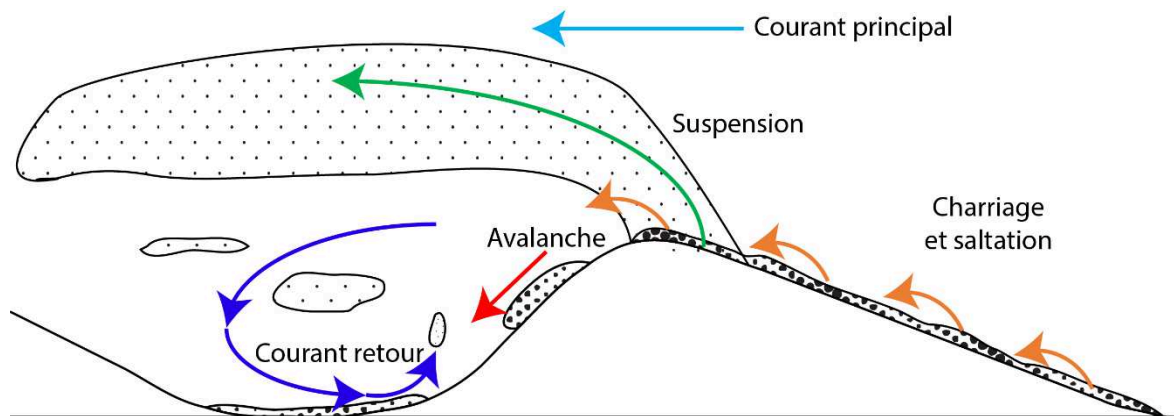


Figure 1.12. Processus de transport sur une dune asymétrique soumise à un courant unidirectionnel, Modifié d'après (Franzetti, 2014 ; Cartier, 2008).

- Sur la face amont de la dune : comme la vitesse de l'écoulement augmente progressivement, on observe une érosion de la face amont par charriage (charge de fond et saltation) ;
- À mesure que l'on s'approche de la crête : le courant est de plus en plus intense, les sédiments peuvent alors être mis en suspension via des phénomènes turbulents. Soit ces sédiments participent au flux interdune, et vont se déposer le flanc doux de la dune suivante, soit ils sont piégés dans la cellule de recirculation. Le piégeage des sédiments dans la cellule de recirculation dépend de la distance verticale des particules en transport par rapport au lit au moment où elles passent au-dessus de la crête de la dune (Figure 1.11) (Fredsoe & Deigaard, 1992; Mohrig & Smith, 1996) ;
- Sur la face aval : les sédiments amenés par charriage jusqu'à la crête peuvent déclencher des avalanches granulaires, de manière intermittente, qui redistribuent sur le flanc aval les sédiments accumulés à la crête, et donnent à la face aval sa pente correspondant à l'angle de repos. Dans la cellule de recirculation, les sédiments piégés, ramenés vers le pied de la face aval, participent conjointement au maintien de la dune et à la stabilisation du flanc aval.

L'ensemble de ces processus d'érosion dépôt contribuent donc à la fois à la migration de la dune, vers l'aval, et à sa persistance. Si les paramètres morphologiques de la dune sont inchangés au cours de sa migration, et qu'elle migre à vitesse constante, on dit qu'elle est en équilibre avec les conditions hydro-sédimentaires.

1.2.3. Morphologie des dunes et contrôle hydro-sédimentaire

Afin de décrire les interactions entre la morphologie des dunes et les conditions hydro-sédimentaires, ce paragraphe présente préalablement les paramètres morphologiques des figures sédimentaires transverses, ainsi que leurs valeurs typiques pour un écoulement unidirectionnel sous-critique ($Fr < 1$). Une analyse des relations existant entre certains de ces paramètres, au regard des conditions hydro sédimentaires, est ensuite donnée.

1.2.3.1. Paramètres morphologiques des dunes

Une figure sédimentaire transverse est caractérisée par sa morphologie en profil transversal, dans le sens de l'écoulement, et par sa morphologie planimétrique dans le plan horizontal. Dans ce paragraphe 1.2.3.1, on considère les paramètres morphologiques uniquement pour des figures sédimentaires à l'écoulement. On note toutefois que les figures sédimentaires transverses peuvent être légèrement obliques par rapport à cette direction résiduelle de l'écoulement, montrant fréquemment jusqu'à 20° d'écart (Belderson, et al., 1982; Ferret, 2011; Le Bot et al., 2000).

Morphologie transversale

En profil transversal, les dunes soumises à un écoulement unidirectionnel, ou les dunes tidales (associées à un forçage de marée (Berné, 1991)) sont généralement asymétriques. Le flanc à l'amont de l'écoulement est le plus doux, avec une pente de l'ordre de 5°. Le flanc à l'aval de l'écoulement est significativement plus raide, avec une pente pouvant atteindre une valeur max. d'environ 30°, mais le plus souvent de l'ordre de 15°, car il est le siège d'un transport par avalanches granulaires ou d'éjections de sédiments en suspension (cf. 1.2.3.5). Compte-tenu de cet aspect asymétrique, les paramètres morphologiques caractéristiques sont (Figure 1.13) :

- Hauteur H (deux hauteurs possibles *in situ* : soit prise au point le plus haut, soit prise à la rupture de pente correspondant au début de la face d'avalanche)
- Longueurs du flanc amont a , et longueur du flanc aval b
- Longueur $L = a + b$
- Longueur d'onde λ (pour un relief spatialement périodique)
- Le rapport d'aspect H/L (aspect plus ou moins abrupte d'une dune)
- Angle du flanc raide α , angle du flanc doux β
- Hauteur d'eau au-dessus du sommet H_e

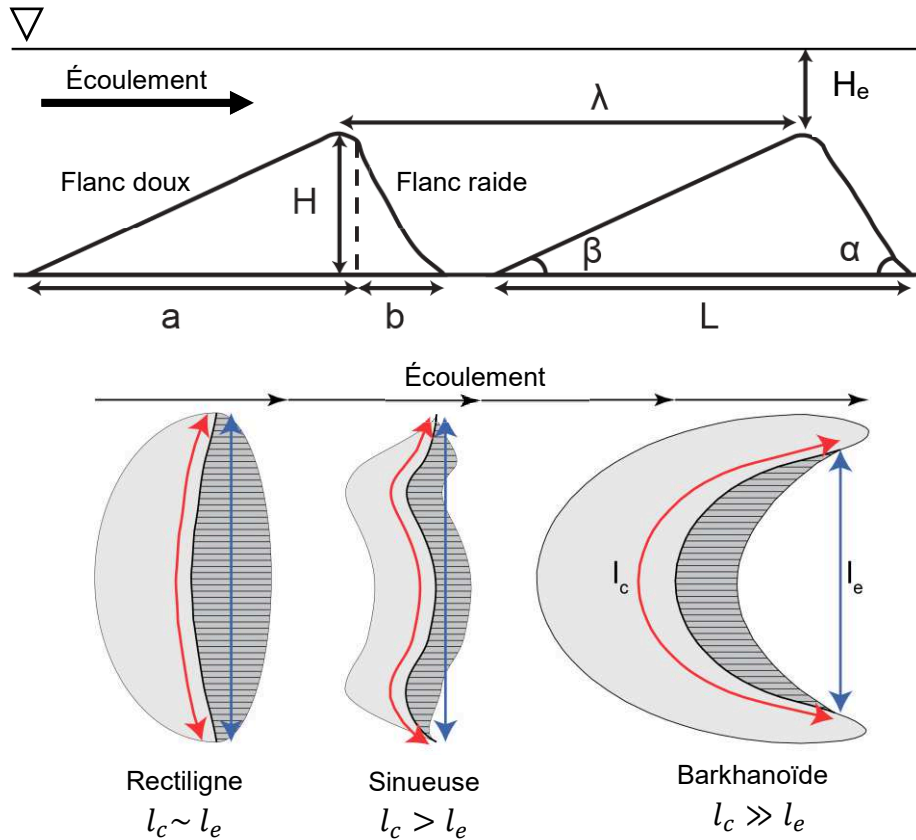


Figure 1.13. Paramètres morphologiques communément utilisés pour caractériser les figures sédimentaires transverses asymétriques : Hauteur H , longueur du flanc doux a , longueur du flanc raide b , longueur $L = a + b$, ou longueur d'onde λ (pour un relief spatialement périodique), angle du flanc doux α , angle du flanc raide β , profondeur du sommet H_e . Vue de dessus modifiée d'après (Franzetti, 2014).

Morphologie planimétrique

La morphologie planimétrique des dunes transverses (Figure 1.13, bas) est quant à elle usuellement décrite par la sinuosité de la crête S , que l'on quantifie par le rapport entre la longueur le long de la crête l_c et l'extension transverse de la dune l_e (Allen, 1969; Venditti et al., 2005b), appelée sinuosité adimensionnelle :

$$S = l_c / l_e \tag{1.23}$$

1.2.3.2. Classification des structures selon leur taille et hiérarchisation

La morphologie des dunes reflétant les processus hydro-sédimentaires qui leur sont associés, classer les structures sédimentaires selon des critères morphologiques est aussi utile pour mieux cerner ces processus génétiques *a posteriori*.

Classification des structures par leur taille

Pour les figures sédimentaires transverses, comme évoqué avec les diagrammes de phase, on distingue généralement deux types de figures de tailles différentes : les rides et les dunes. Ces deux types de figures possèdent en fait un comportement physique différent concernant leurs interactions avec la surface libre. La distinction rides et dunes en termes de taille a originellement été introduite par les océanographes, qui observaient conjointement *in situ* la présence de trois grands types de figures : les rides, les dunes (ou mégarides), et les vagues de sable (*sand waves*) (Berné et al., 1989; Gorsline & Swift, 1977).

Afin d'harmoniser la nomenclature des figures au sein de la communauté internationale sédimentologique, une classification en fonction de leur taille a été proposée par Ashley (1990), et traduite par Berné et al. (1989) pour la communauté française. Cette classification distingue quatre classes de taille : les petites dunes, les dunes moyennes, les grandes dunes, et les très grandes dunes, aussi appelées dunes géantes (Tableau 1.4).

La distinction entre les rides et les dunes est placée à $L = 0.6 m$, comme suggéré par Guy et al. (1966), Yalin (1964). Berné et al. (1989) soulignent que cette classification ne spécifie pas le cas des dépôts associés à un courant oscillant, et qu'elle aurait pu employer une délimitation des tailles non pas définie arbitrairement mais statistiquement, afin de faire coïncider les classes avec des distinctions reconnaissables dans la nature.

Tableau 1-4. Classification des figures sédimentaires transverses selon leurs dimensions, avec H la hauteur, L la longueur d'onde ou l'étalement. D'après (Ashley 1990; Berné et al. 1989) et adaptée d'après (Ferret, 2011). On appelle figure sédimentaire transverse une figure sédimentaire dont l'orientation de la crête est perpendiculaire à la direction résiduelle du courant.

	Rides	Dunes			
		Petites	Moyennes	Grandes	Géantes
H (m)	<0.06	0.06 -> 0.25	0.25 -> 0.5	0.5 -> 3	> 3
L (m)	<0.6	0.6 -> 5	5 -> 10	10-> 100	> 100

Dans la suite de manuscrit, le terme « petite figure » sera employée pour désigner une figure sédimentaire n'interagissant pas avec la surface libre, et le terme « dune » pour celle interagissant la surface libre (qui est l'objet principal de cette thèse), cette distinction correspondant à la limite $kHe \sim 1$ du diagramme de phase d'Andreotti et al. (2012) (Figure 1.10). La limite entre rides et petites dunes dans la classification d' Ashley (1990), Berné et al.

(1989) n'est pas nécessairement adaptée et sera utilisée pour la description morphologique uniquement (ordre de grandeurs des paramètres L et H).

Hiérarchie des figures sédimentaires : corps surimposés et dynamique multi-échelle

En environnement naturel, on observe très fréquemment des corps de petites dimensions surimposés à des corps de dimensions supérieures, ex. (Bartholdy et al., 2005; Franzetti et al., 2013; Van Dijk & Kleinans, 2005; Van Landeghem et al., 2009a), par exemple des grandes dunes surimposées à des dunes géantes (cf. Figure 1.14 exemple dans la Mer d'Irlande), et des petites ou moyennes dunes surimposées sur ces mêmes grandes dunes.

Ces figures sédimentaires étant caractérisées par des échelles spatiales différentes, elles ne répondent pas aux perturbations hydro-sédimentaires selon les mêmes échelles de temps et participent conjointement à la dynamique globale de l'objet de plus grandes dimensions. Les petits objets, présents sur la face amont de la figure hôte, migreront plus vite que celle-ci et participeront ainsi à l'érosion de son flanc amont et au dépôt de sédiments sur son flanc aval.

Dunes composées dans la Mer d'Irlande

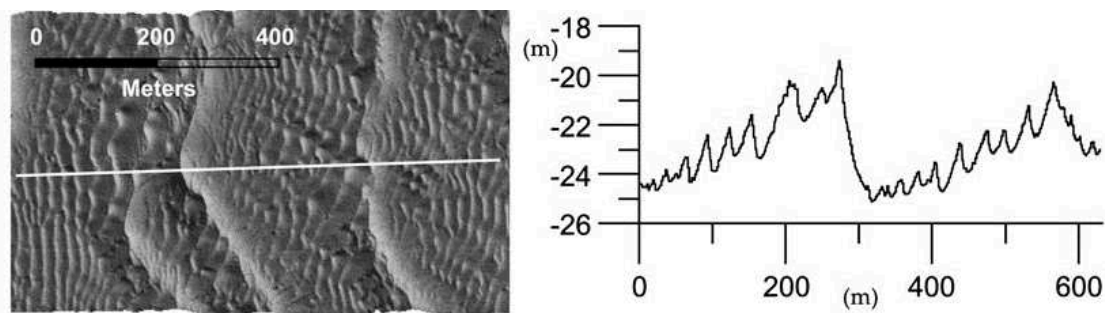


Figure 1.14. Corps surimposés : Exemple de grandes dunes surimposées à des dunes géantes, communément retrouvées dans le Mer d'Irlande par (Van Landeghem et al., 2009a).

1.2.3.3. Relation longueur – hauteur (loi de Flemming (1988)) : les dunes conservent un rapport d'aspect typique, quelles que soient leurs dimensions

Les dunes transverses à l'écoulement présentent des longueurs allant de quelques centimètres pour les petites dunes, à plusieurs centaines de mètres pour les dunes géantes (Ashley, 1990; Berné et al., 1989).

À partir d'une compilation de données acquises dans des environnements variés (Figure 1.15 : 1491 données H vs L , en chenal et dans des environnements *in situ* variés répartis sur l'ensemble du globe), Flemming, (1988, 2000) a proposé une relation entre la hauteur moyenne d'une dune H_{moy} et sa longueur L . Cette relation a été obtenue avec un coefficient de corrélation linéaire $R=0.98$, montrant qu'elle est adaptée pour décrire le comportement moyen des dunes pour un vaste panel d'environnements et de tailles. Flemming a également identifié une limite maximale pour la hauteur H_{max} en fonction de la longueur moyenne (Figure 1.15):

$$H_{moy} = 0.0677 L^{0.8098} \quad (1.24a)$$

$$H_{max} = 0.16L^{0.84} \quad (1.24b)$$

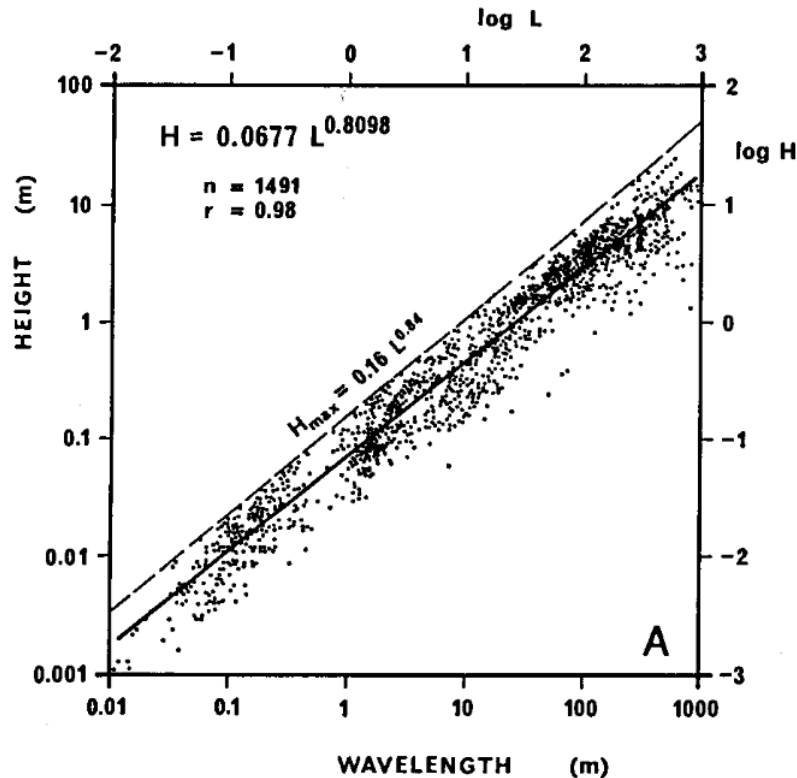


Figure 1.15. Hauteur des dunes vs longueur d'onde d'après (Flemming, 1988; Flemming, 2000): nuage de points pour des données acquises en chenal et dans des environnements *in situ* variés, pour des dunes ayant atteint leur morphologie d'équilibre.

Ce type de relation entre la hauteur et la longueur d'onde, $H = aL^b$, a été observée dans de nombreuses études, pour des environnements variés, et des gammes de tailles variées (cf. Tableau 1.5, dernière colonne). On trouve un coefficient a très proche de 0.07 pour la plupart des études reportées dans le tableau, et un coefficient b aussi très homogène, autour de 0.08. Ce bon accord entre la plupart des études confirme le caractère représentatif d'une telle loi, et conforte l'existence d'une forme moyenne d'équilibre pour les dunes. En effet, une telle relation entre la hauteur et la longueur, avec un exposant proche de 1, suggère que le rapport d'aspect H/L est quasiment invariant avec la dimension des dunes. Quelle que soit la taille des dunes, elles auront une forme générale similaire, avec une légère diminution du rapport d'aspect pour les dunes les plus grandes.

Les deux études s'éloignant le plus des valeurs types de Fleming (1988) dans le Tableau 1.5 sont celles de Francken et al. (2004), et surtout celles de Franzetti et al. (2013). Cette variabilité peut être attribuée à des facteurs locaux influençant la morphodynamique des dunes, tels que les conditions d'écoulement, la taille et la forme des sédiments, et l'apport

sédimentaire) (Flemming, 2000), et dont l'effet peut être plus ou moins significatif selon les sites. Plus particulièrement, les grains composant les dunes étudiées par Franzetti et al. (2013) sont des particules biogéniques plates, qui lorsqu'elles sont très imbriquées peuvent présenter une résistance importante à l'écoulement. L'influence de la nature des sédiments sur le seuil de transport pourrait avoir un effet sur le rapport d'aspect de la dune.

Pour les petites figures sédimentaires n'interagissant pas avec la surface libre, la longueur minimale a été observée comme fortement dépendante de la taille de grain d . Par exemple, Carling (1999), Führböter (1991), et Yalin (1985) donnent respectivement $L_{min} = 83 d$, $L_{min} = 430 d$ et $L_{min} = 1000 d$. Garcia (2007) reporte également une dépendance de la hauteur avec la taille de grain $H = 18.16 D^{0.097}$. Ces observations suggèrent que la taille des grains est la longueur caractéristique à considérer pour les petites figures sédimentaires, ce qui est cohérent avec les mécanismes entrant en jeu dans l'approche par analyse de stabilité (voir section 1.2.5). En effet, selon cette approche, la longueur caractéristique clé pour les petites figures sédimentaires est la longueur de saturation, associée au phénomène de la relaxation du transport. Or, selon Charru et Hinch (2006), Charru et al. (2013), Lajeunesse et al. (2010), la longueur de saturation pour des rides est proportionnelle au diamètre de grain d . Donc la longueur minimale des petites figures sédimentaires serait contrôlée par la taille des grains, par l'intermédiaire de la longueur de saturation.

Tableau 1-5. Relations géométriques caractérisant les figures sédimentaires pour des études variées. Synthèse mise à jour à partir de (Van Landeghem et al., 2009a). Les paramètres L , H et H_e sont respectivement la longueur de la dune, la hauteur de la dune, et la hauteur d'eau au-dessus de la crête.

Références	Environnement	Corrélation Hauteur et Hauteur d'eau	Corrélation Hauteur et Longueur
(Yalin, 1964, 1977, 1985)	Écoulement unidirectionnel stationnaire	$H_{moy} = 0.176H_e$	
(Allen, 1968, 1982)	Écoulements stationnaires/instationnaires, en rivière et en environnement marin	$H_{moy} = 0.086H_e^{1.19}$ $2.5 < L/H_e < 20$	
(Dalrymple et al., 1978)	Baie de Fundy : environnement dominé par la marée		$H_{moy} = 0.0635 L^{0.733}$
(Rubin & McCulloch, 1980)	Études en chenal et Baie de San Francisco	$H_{moy} = 0.176H_e$	
(Flemming, 1988)	Études en chenal, en rivière, en estuaire, en systèmes de plateformes tidales		$H_{moy} = 0.0677 L^{0.8098}$ $H_{max} = 0.16L^{0.84}$
(Francken et al., 2004)	Rivière Schelde, Belgique	$H_{max} = 0.25 H_e$	$H_{moy} = 0.0321 L^{0.918}$
(Van Landeghem et al., 2009a)	Plateforme, Mer celtique, marée et houle	$H_{moy} = 0.0150H_e^{1.2723}$	$H_{moy} = 0.0692 L^{0.8020}$
(Ferret, 2011)	Plateforme ouverte, Manche : marée et houle		$H_{moy} = 0.0699 L^{0.796}$
(Franzetti et al., 2013)	Plateforme ouverte, Mer d'Iroise : marée et houle		$H_{moy} = 0.0139 L^{1.1640}$

1.2.3.4. Contrôle de la taille des dunes par la hauteur d'eau

Comme évoqué précédemment, on considère souvent les dunes comme interagissant avec la surface libre, ex. (Allen, 1982; Charru et al., 2013; Yalin, 1977). La plupart des études observent une augmentation linéaire à quasi-linéaire de la hauteur d'équilibre avec la profondeur au niveau de la crête, ex. Tableau 1.5 (seconde colonne) et Figure 1.16. Yalin (1985) propose par exemple la formule (1.25) avec H_e la hauteur d'eau au-dessus de la crête:

$$L = 5 H_e \quad (1.25)$$

Dans certaines études, cette dépendance est pour la hauteur maximale de la dune, soulignant le caractère limitant de la hauteur de l'écoulement, ex. (Francken et al., 2004). La loi trouvée entre la profondeur à la crête et la hauteur d'eau à la crête est plus variable d'une étude à l'autre (Figure 1.16, Tableau 1.5) que pour les lois obtenues entre L et H (paragraphe 1.2.3.3.)

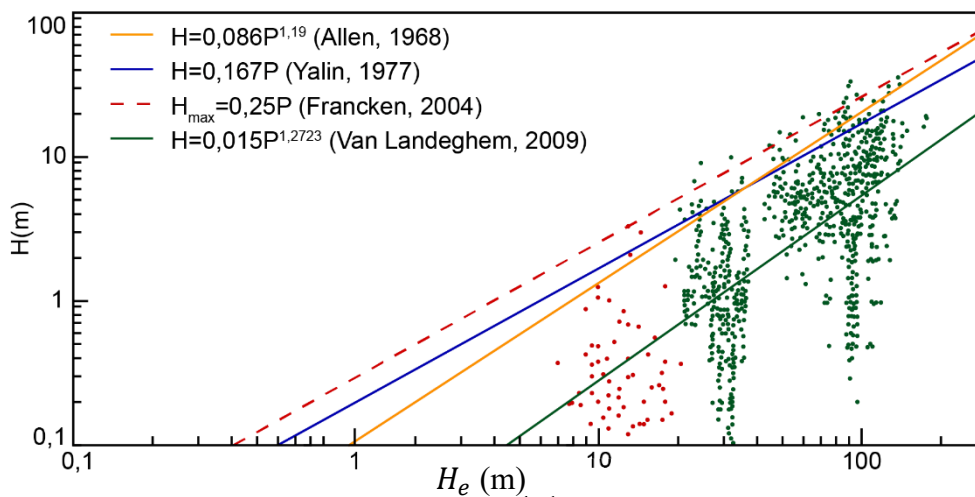


Figure 1.16. Relation entre la hauteur de la dune H et la profondeur H_e au niveau de la crête. Modifié d'après (Franzetti, 2014).

De nombreuses études trouvent des hauteurs de dunes supérieures à celles théoriquement obtenues avec la limite maximale proposée par Francken et al. (2004), et/ou à l'image de (Franzetti et al., 2013), constatent plutôt une absence de corrélation entre la hauteur d'eau et la hauteur des dunes, quel que soit l'environnement, ex. (Carling et al., 2000; Dalrymple, et al., 1978; Ferret, 2011; Flemming, 1978; Van Landeghem et al., 2009a).

La hauteur d'eau finie agit comme un facteur limitant la taille des dunes, empêchant leur croissance au-delà d'une hauteur correspondant à une certaine fraction de la hauteur d'eau, cette fraction pouvant varier d'un site à l'autre. Une colonne d'eau de profondeur finie ne permet pas aux structures turbulentes de se développer pleinement, limitant par exemple le développement de la cellule de recirculation dans la direction verticale, et donc dans la direction horizontale aussi. Or cette cellule de recirculation, par l'intermédiaire du point de rattachement de l'écoulement, contrôle la longueur de l'espace interdune, dont la limitation conduit à une limitation de la taille des dunes.

1.2.3.5. Morphologie des profils dans le sens de l'écoulement

Le profil en coupe de dunes soumises à un écoulement unidirectionnel ou à un courant de marée est généralement asymétrique, et idéalisé en première approximation comme un triangle. Néanmoins, le profil réel présente un replat au sommet de la dune, avant la crête, et les figures sédimentaires transverses en environnement *in situ* présentent en réalité une très grande variété de profils morphologiques.

Forme du profil – Face d'avalanche et cellule de recirculation

Le flanc à l'amont d'une dune est généralement relativement doux, avec approximativement une pente de 5° , ex. (Doré et al., 2018; Franzetti et al., 2013), voire très doux, avec par exemple une pente de 1° pour Lefebvre (2019). Le flanc aval est plus abrupt. Il est caractérisé par une pente moyenne de l'ordre de 10 à 20° , et présente une portion de pente plus élevée, avec un angle maximal atteignant et pouvant même dépasser 30° (Berné et al., 1989; Lefebvre et al., 2016). Comme évoqué précédemment, un tel angle indique que des processus d'avalanche se produisent de manière intermittente sur le flanc aval.

Lefebvre et al. (2016) ont analysé la forme des nombreuses dunes localisées dans deux rivières (Rio Paraná Argentine et Rhin inférieur Pays-Bas), afin de caractériser la variabilité morphologique naturelle du profil en coupe des dunes au-delà de l'approximation triangulaire. Ils ont identifié différents comportements morphologiques, notamment au niveau du sommet (point le plus haut) (cf. schéma Figure 1.17), avec un replat de part et d'autre de ce point. Ils mettent ainsi en avant le partitionnement du flanc aval, la zone pouvant être le lieu d'avalanches n'occupant pas nécessairement tout le flanc.

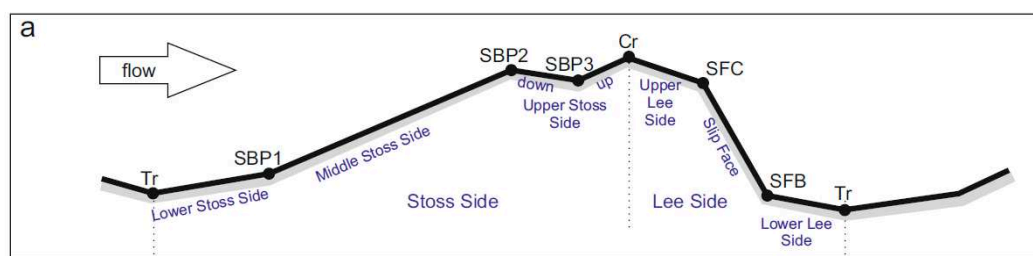


Figure 1.17. Morphologie des dunes, d'après (Lefebvre et al., 2016) : Profil transversal d'une dune contenant tous les points d'inflexion et les segments observés sur les dunes analysées (~300 dunes).

Lefebvre (2019) a aussi étudié l'écoulement au-dessus de figures sédimentaires naturelles en rivière, en modélisant l'écoulement sur une bathymétrie réelle (rivière Río Paraná, Argentine). Elle a ainsi montré que la présence et la taille de la zone de séparation de l'écoulement et de la zone de sillage turbulent dépendait de la présence et des propriétés de la face d'avalanche (portion de la face aval d'angle supérieur à 15°). Lorsqu'une séparation de l'écoulement et un sillage turbulent étaient présents, leurs longueurs étaient comprises entre 5 et 13 fois la hauteur de la face d'avalanche, pour le jeu de paramètres testés. Lefebvre (2019) met aussi en évidence l'influence de la nature 3D des figures sédimentaires sur la mise en place d'un décollement de la couche limite et sur les phénomènes associés.

Diversité des profils de dunes et différence avec le cas asymétrique typique

L'étude de Van Landeghem et al. (2009a) sur la morphologie d'un grand nombre de dunes, réparties dans plusieurs zones distinctes de la Mer d'Irlande (Figure 1.19) montre également des profils en coupe avec une certaine variabilité au niveau du sommet, entre des dunes triangulaires avec l'ensemble du flanc raide correspondant à la face d'avalanche, et des dunes avec une zone sommitale arrondie. Elle reporte également des dunes trochoïdale, comme Franzetti et al. (2013), Ma et al. (2019), c'est-à-dire des dunes quasi-symétriques avec des flanc incurvés. Ma et al. (2019) ont étudié la transition d'asymétrie des dunes dans le Golfe de Beibu (Chine), distinguent les dunes trochoïdales comme des dunes associées à une convergence locale du transport par charriage (Figure 1.18).

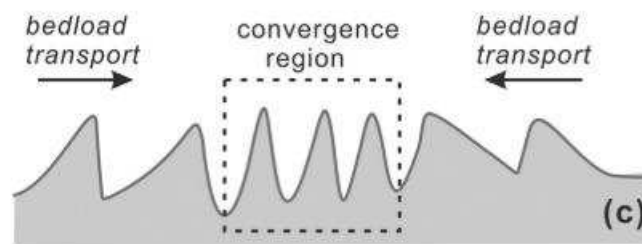


Figure 1.18. Dunes trochoïdales et convergence du transport par charriage (Ma et al., 2019).

Pour les plus petites dunes dans le cas d'un courant de marée (unidirectionnel pour chaque phase de la marée), une forme symétrique peut signifier une migration dans des directions opposées pour chaque phase de la marée (Winter et al., 2016), la masse de sédiments associées à des petites figures sédimentaires ayant le temps d'être déplacée pour une telle période temporelle (Bokuniewicz et al., 1977).

Un dernier cas s'éloignant du cas typique de la grande dune asymétrique est celui des dunes à faible angles de repos, que l'on trouve très communément dans les grandes rivières. Ces dunes de grandes dimensions, soumises à un courant unidirectionnel, présentent une forme générale plutôt sinusoïdale, et sont quasiment symétriques avec une face aval d'angle inférieur à 10°. Cette forme semble être représentative d'un transport par suspension important, avec un dépôt significatif de sédiments sur le flanc raide par l'intermédiaire du transport en suspension (Cisneros et al., 2020; Kostaschuk & Villard, 1999).

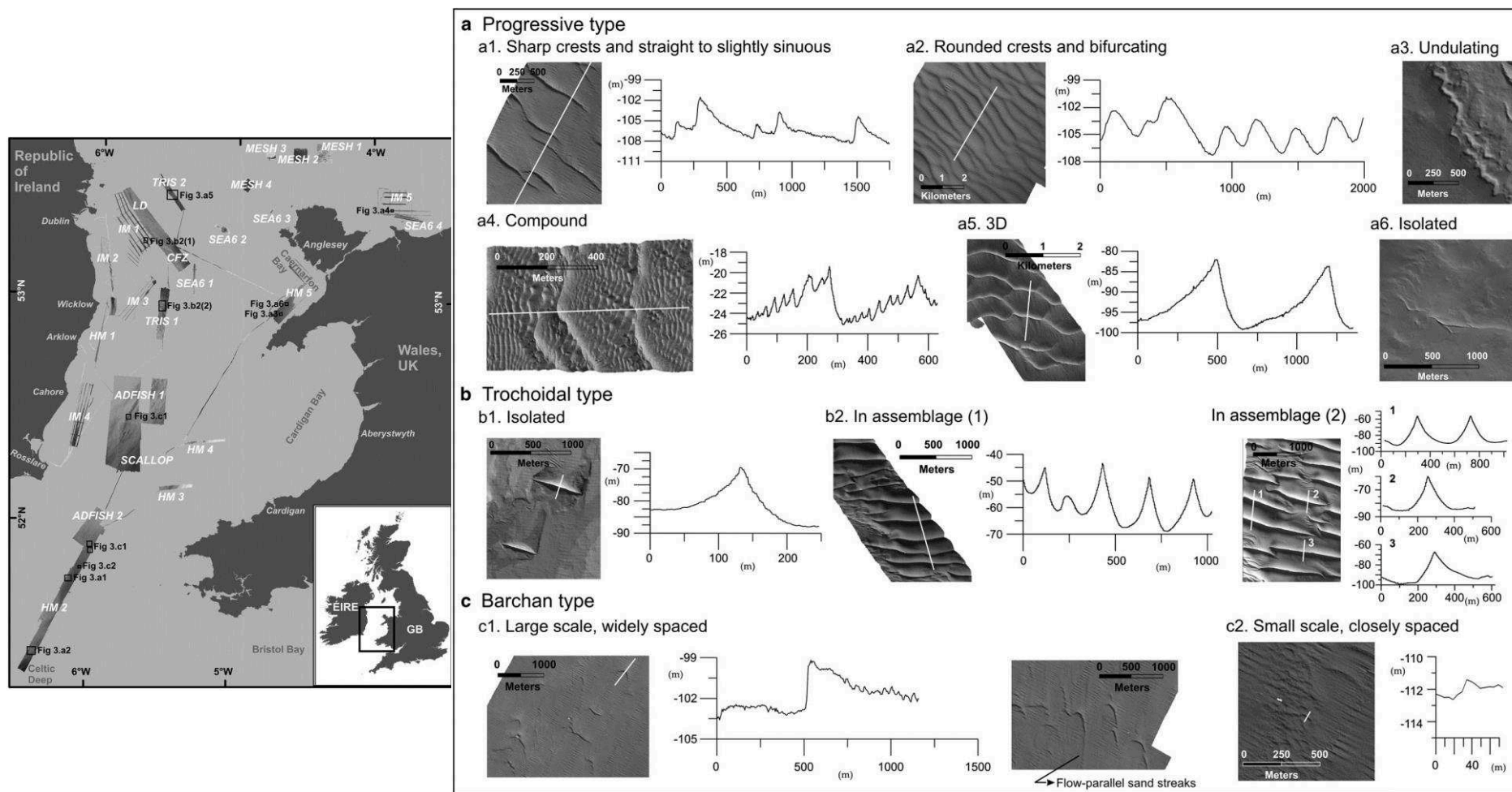


Figure 1.19. Synthèse des différentes morphologies observées par Van Landeghem et al. (2009a) pour des dunes en Mer d'Irlande, où le forçage dominant est la marée. Les notations « Fig 3 ... » sur l'encart de gauche correspondent à la figure présentée ici dans l'encart de droite.

1.2.3.6. Morphologie planimétrie-sinuosité : contrôle de la vitesse de l'écoulement et de la disponibilité en sédiment

Contrôle de la morphologie planimétrique par la vitesse de l'écoulement

On distingue deux catégories pour la morphologie planimétrique des dunes transverses (Figure 1.13), (Ashley, 1990; Berné et al., 1989; Venditti et al., 2005b):

- *Les figures sédimentaires à deux dimensions (2D)*: Leurs lignes de crêtes ont tendance à être rectilignes, éventuellement subrectilignes, c'est-à-dire avec des embranchements, ou légèrement sinueuses, et orientées perpendiculairement par rapport à la direction résiduelle de l'écoulement. Ces figures sédimentaires, si elles sont organisées en champ, présentent un espacement régulier et des hauteurs similaires ;
- *Les figures sédimentaires à trois dimensions (3D)*: Elles possèdent des lignes de crêtes très sinueuses à discontinues. Si elles sont regroupées en champ, elles sont irrégulièrement espacées et de hauteurs disparates.

La distinction entre les deux morphologies est généralement faite avec la sinuosité (expression 1.23). Selon Venditti et al. (2005b), si $S < 1.2$, les figures sédimentaires sont 2D, et les défauts se formant le long de la crête se propagent à travers le champ de dunes sans provoquer davantage de déformations. Si $S > 1.2$, les défauts se formant le long de la crête se multiplient, celle-ci devient instable, des phénomènes de coalescence se produisent entre différentes dunes adjacentes et le champ de dunes est déformé de manière permanente.

Les figures sédimentaires caractérisées par une morphologie 2D et une crête linéaire sont communes pour des écoulements de faible intensité (Southard & Boguchwal, 1990), et quand les variations de l'écoulement dans la direction orthogonale à la direction principale de l'écoulement sont négligeables. Les figures structures sédimentaires 3D sont présentes lorsque l'écoulement est plus intense, et lui aussi 3D (avec une composante transverse significative), ex. (Allen, 1968; Ashley, 1990; Berné et al., 1989; Costello & Southard, 1981; Southard & Boguchwal, 1990).

Le diagramme de phase de Southard & Boguchwal (1990) indique que la transition entre les dunes 2D et 3D se fait avec une vitesse d'écoulement de plus en plus intense, par déstabilisation de la ligne de crête. Néanmoins, des expérimentations en chenal montrent que cette transition est surtout une question de durée pendant laquelle est appliqué l'écoulement (Figure 1.20), une longue durée étant nécessaire pour la transition se produise. La morphologie 3D serait donc la morphologie d'équilibre au temps long pour toute dune (Baas, 1993, 1994, 1999; Venditti et al., 2005b).

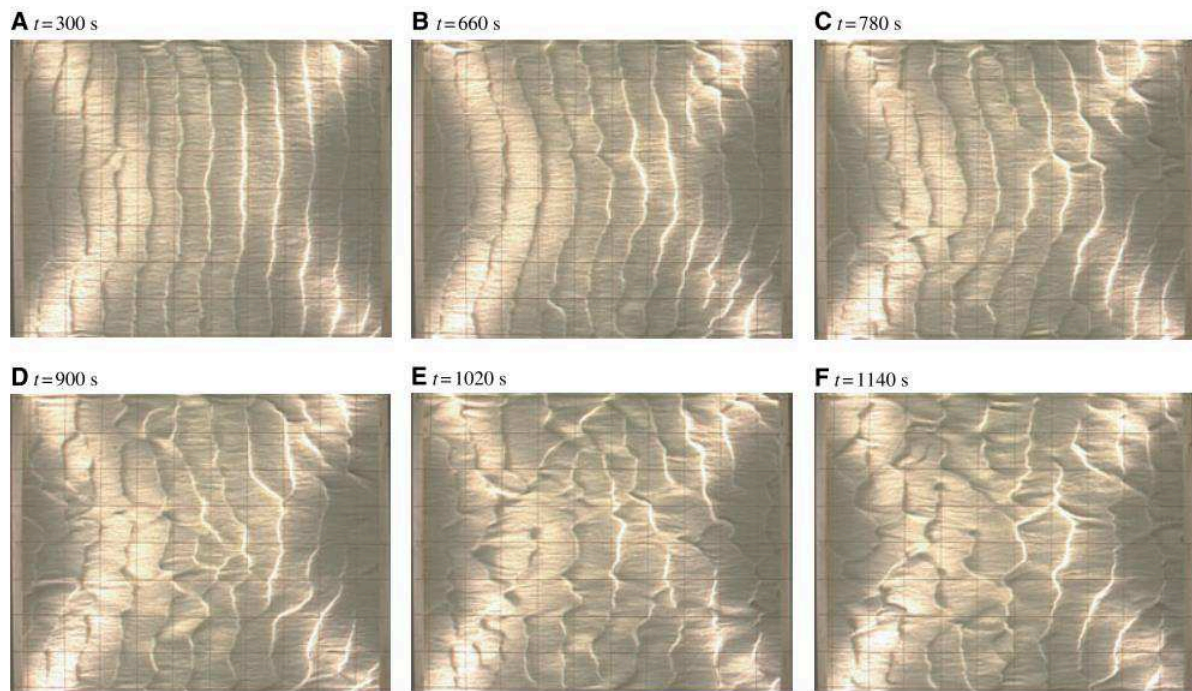


Figure 1.20. Transition entre des dunes 2D, formées instantanément, et des dunes 3D, pour une intensité de l'écoulement constante. L'espace de la grille est de 0.115m, et l'écoulement provient de la gauche (Venditti et al., 2005c).

Contrôle de la morphologie planimétrique et du regroupement des dunes par le disponible sédimentaire

La morphologie planimétrique des figures sédimentaires et leur regroupement sont également contrôlés par le disponible sédimentaire. Ce contrôle a été mis en évidence *in situ* par Belderson et al. (1982), ex. Figure 1.21, et expérimentalement pour des écoulement unidirectionnels (Dreano et al., 2010; Kleinhans & Van Rijn, 2002; Rauen et al., 2009; Tuijnder & Ribberink, 2012; Tuijnder et al., 2009; Vah et al., 2020).

Pour un disponible sédimentaire limité, les figures sédimentaires ont tendance à être plus espacées, voire isolées, plus basses, et plus sinueuses (Dreano et al., 2010; Li et al., 2014). Pour un apport extrêmement limité, elles prennent la forme d'un ruban longitudinal. Les barkhanes (aux crêtes en forme de croissant) sont représentatives d'un environnement pauvre en sédiments, et en milieu aquatique leur granulométrie comporte généralement un fort gradient, avec du gravier (Carling, Golz, et al., 2000; Ernstsens et al., 2005; Todd, 2005; Van Landeghem et al., 2009a) (ex. Figure 1.21). Par ailleurs, selon Belderson et al. (1982), Kleinhans et Van Rijn (2002), les barkhanes aquatiques sont générées pour des vitesses d'écoulement faibles, correspondant à un stade d'évolution compris entre un lit plat inférieur et des dunes 2D.

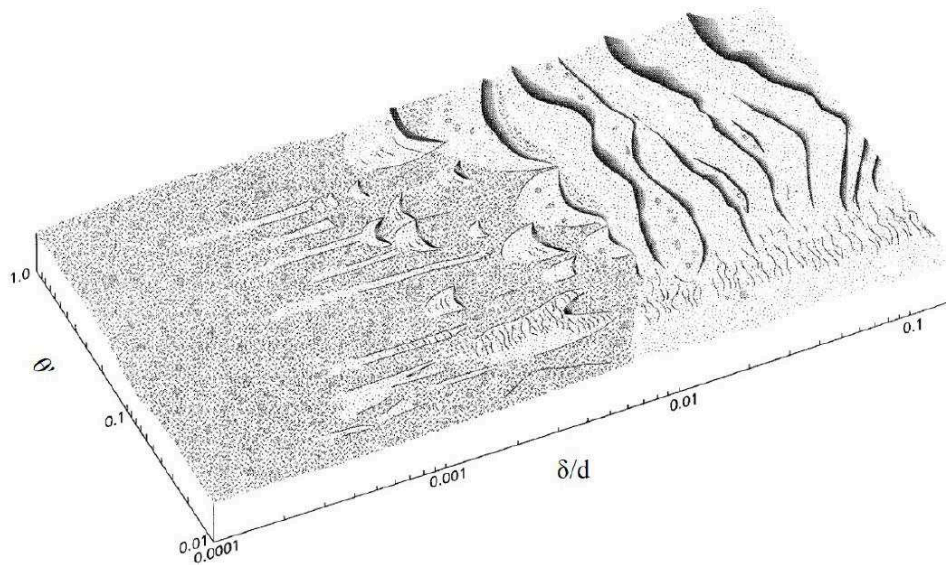


Figure 1.21. Influence du disponible sédimentaire sur la forme et le regroupement des figures sédimentaires. θ' correspond à la contrainte adimensionnelle de cisaillement sur le fond (effets de peau) et δ/d quantifie le disponible sédimentaire (Kleinhans & Van Rijn, 2002).

1.2.3.7. Synthèse sur les paramètres morphologiques et les conditions hydro-sédimentaires

Cette section a exposé le contrôle des processus hydro-sédimentaires sur la morphologie des dunes. Les éléments clés du couplage entre la morphologie et les processus hydro-sédimentaires sont les suivants :

Points clés

- ⇒ Quelles que soient la hauteur et la longueur des dunes, leur rapport d'aspect est quasiment constant : il caractérise une forme générale d'équilibre des dunes avec les conditions hydro-sédimentaires ;
- ⇒ La hauteur des dunes est limitée par leur interaction avec la surface, une colonne d'eau finie limitant spatialement le développement de la cellule de recirculation. Pour les petites figures sédimentaires, l'espacement minimal est plutôt contraint par le phénomène de relaxation du transport, en lien avec la taille des grains ;
- ⇒ La pente de la face aval d'une dune est liée aux processus d'avalanche qui s'y produisent de manière intermittente. Il existe un couplage entre la face d'avalanche et la cellule de recirculation : la présence de la cellule est liée à l'apparition du phénomène d'avalanche ;
- ⇒ Une crête 3D émerge à partir d'une crête 2D, la transition entre les deux stades peut être expliquée une augmentation de la vitesse de l'écoulement, par le transport sédimentaire latéral ou un temps plus long d'application de l'écoulement ;
- ⇒ Un disponible sédimentaire limitée aura tendance à induire des dunes plus basses, plus sinueuses, et plus isolées.

1.2.4. Cinématique des dunes et flux de transport

Comme introduit au paragraphe 1.2.2., les figures sédimentaires migrent par érosion du flanc amont, et par dépôt du matériel sédimentaire sur la face aval. La vitesse de migration d'une dune est inversement proportionnelle à sa hauteur, ce qui provient du principe de conservation de la masse : il faudra plus de temps pour déplacer une grande dune que pour une petite dune (Bokuniewicz et al., 1977).

Le flux associé à la migration d'une dune peut être évalué à partir de sa migration et de sa morphologie (Simons et al., 1965). La structure interne d'une dune peut préserver la signature de cette migration, et cette signature est représentative des forçages hydrodynamiques associés à la morphodynamique externe de la dune.

Ce paragraphe présente une méthode usuelle d'évaluation du flux sédimentaire associé à la migration d'une dune. Cette méthode repose sur la conservation de la masse. Elle est ensuite commentée avec des études *in situ*. Finalement, ce paragraphe aborde la morphologie interne des dunes, représentative de leur migration et des forçages associés.

1.2.4.1. Calcul du flux sédimentaire associé à la migration d'une dune

Sur le principe, le flux total associé à la migration d'une dune doit prendre en compte la quantité totale de sédiments passant à travers un plan normal à l'écoulement (le plan vertical passant par la crête de la dune), intégrée sur toute la hauteur d'eau depuis la base de la dune jusqu'à la surface libre de l'écoulement.

Dans cette section, la méthode présentée donne une estimation du flux considérant la quantité de sédiments transportés lors du déplacement d'une dune se déplaçant à vitesse constante, sans changement morphologique. Cette approche ne considère pas le flux de sédiments inter-dune. Il s'agit d'une approche géométrique, supposant de connaître la morphologie de la dune et sa vitesse de migration. Introduite par Simons et al. (1965), cette méthode fournit une estimation du transport sédimentaire à partir de l'équation 1D d'Exner pour la conservation de la masse. Les formulations dérivées par la suite, incluant éventuellement de la suspension, reposent toutes sur ce même principe.

Conservation de la masse : équation 1D d'Exner

Si l'on fait l'hypothèse simplificatrice que la figure sédimentaire se déplace à une vitesse constante c et ne se déforme pas au cours de sa migration, l'élévation du lit h peut être décrite par $h = h(x - ct)$, avec x la position selon l'axe défini par la direction de migration de la figure sédimentaire, et t le temps.

On considère le flux sédimentaire q_T dans la direction de migration de la dune, entre deux sections consécutives de dunes séparées par l'unité d'espacement sur l'axe des x . La décharge nette $\frac{\partial q_T}{\partial x}$ est égale aux changements dans l'élévation du lit, en prenant en compte la porosité n du matériel sédimentaire du lit, et en ignorant la quantité de sédiments transportés en suspension. La conservation de la masse se traduit donc par (Fredsoe & Deigaard, 1992) :

$$\frac{\partial q_T}{\partial x} = -(1 - n) \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1.26)$$

La solution de cette équation est :

$$q_T(x) = q_0 + c(1 - n)h \quad (1.27)$$

La quantité q_0 de sédiments correspond au flux pour le cas $h = 0$, entre deux dunes, où le transport par charriage disparaît. Elle peut être également interprétée comme la portion de sédiments ne participant pas à la translation de la dune vers l'aval, comme ce serait le cas pour des grains convoyés par saltation ou en suspension de la crête d'une dune vers la dune suivante sans résidence sur la face d'avalanche (Gaeuman & Jacobson, 2007). Pour des petites contraintes de cisaillement, q_0 est égal à 0, puisque les sédiments se déplacent majoritairement par charriage (Fredsoe & Deigaard, 1992) ; c'est l'hypothèse faite ici. Dans ce cas, on a donc directement $q_B(x) = c(1 - n)h$ avec q_B le flux charrié.

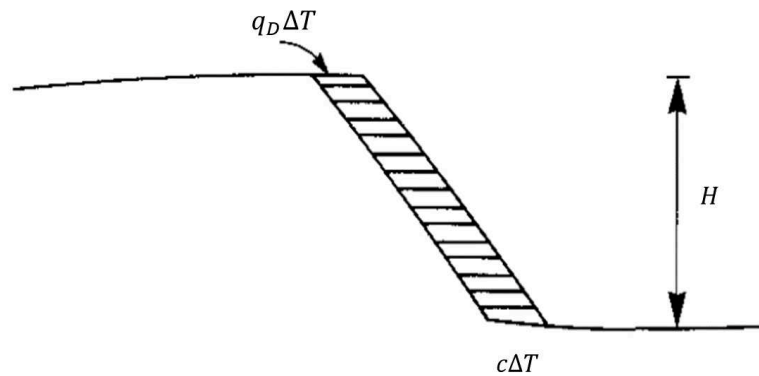


Figure 1.22. Principe de calcul du transport sédimentaire à partir de la migration d'une dune, introduit par Simons et al. (1965) à partir de l'équation d'Exner 1D (conservation de la masse). Modifié d'après (Fredsoe & Deigaard, 1992). H_D désigne la hauteur de la dune, q_D la quantité de sédiments déposés sur le flanc aval de la dune, c la vitesse de migration considérée constante et Δt l'intervalle de temps entre les deux positions consécutives occupées par la dune.

La quantité de sédiments déposée sur le flanc aval de la dune est notée q_D (Figure 1.22). Cette quantité est directement liée à la vitesse de migration de la dune par :

$$c = \frac{q_D}{(1 - n)H_D} \quad (1.28)$$

Avec H_D la hauteur de la dune

Pour des faibles contraintes de cisaillement (transport par charriage uniquement), $q_D = q_B$.

En considérant un profil de dune triangulaire, l'intégration de l'équation (1.27) sur la longueur de la dune conduit à l'expression proposée par (Simons et al., 1965) :

$$q_T = c(1 - n) \frac{H_D}{2} \quad (1.29)$$

Prise en compte de la forme du profil de dune

La forme réelle du profil de dune peut être prise en compte dans l'équation (1.29) en introduisant le facteur de forme β :

$$q_T = c(1 - n)\beta H \quad (1.30)$$

Avec $\beta = \frac{A}{HL}$ correspondant à l'aire de la section en profil de la dune divisée A par la hauteur et la longueur de la dune.

Pour le profil triangulaire idéalisé de Simons et al. (1965), le facteur de forme vaut 0.5, comme utilisé par exemple par Engel et Lau (1980), Fredsoe (1979), Willis et Kennedy (1975). Pour des dunes naturelles, le profil n'est pas parfaitement triangulaire, avec notamment un replat au sommet, et le facteur de forme diffère de cette valeur. Villard et Church (2003), Yang (1986) ont par exemple reporté qu'un facteur de forme pris à 0.5 avait tendance à surestimer le taux de transport par charriage pour leurs sites d'études. Certains auteurs ont suggéré qu'une valeur de 0.55 (Ten Brinke et al., 1999; Van der Berg, 1987) ou 0.6 (Kostaschuk et al., 1989; Villard & Church, 2003) était probablement plus appropriée. Venditti et al. (2005b) ont examiné expérimentalement les variations du facteur de forme pour un système dominé par le transport par charriage, et obtiennent des valeurs comprises entre 0.3 et 0.8 avec un moyenne de 0.56. Gaeuman et Jacobson (2007) proposent un algorithme pour calculer le volume déplacé directement à partir des profils bathymétriques, en définissant le niveau de base de la partie mobile des dunes par des droites reliant les creux de chacune des dunes successives. Pour les dunes étudiées (rivière Missouri), ils obtiennent un β moyen de 0.58 ± 0.05 .

Piégeage dans la cellule de recirculation et suspension

Pour des contraintes de cisaillement plus élevées, les sédiments déposés sur la face aval proviendront en partie d'un transport par charriage vers la crête, et aussi d'un transport en suspension, convoyé par la cellule de recirculation.

Puisque la cellule de recirculation induit du transport vers l'amont de la dune, il est suggéré de placer la constante q_0 au voisinage du point de rattachement de l'écoulement. Ceci peut être réalisé en introduisant un facteur de réduction k dans la formule (1.29) (Crickmore, 1970; Engel & Lau, 1980, 1981; Ten Brinke et al., 1999), ce qui amène à :

$$q_B = \alpha c H \quad (1.31)$$

Avec $\alpha = \beta(k - 1)$ le coefficient de décharge pour le charriage, incluant les facteurs de formes et de réduction de l'épaisseur de la couche de charriage

Selon Hoekstra et al. (2004) le coefficient de décharge pour le charriage peut être considéré comme un facteur de calibration, estimable en comparant des mesures directes de transport sédimentaires (obtenues avec des échantillonneurs) et les calculs réalisés avec l'équation (1.29). La plupart des valeurs de α rapportées dans la littérature sont comprises entre 0.5 et 0.6.

L'hypothèse d'un transport uniquement par charriage ne convient pas pour des contraintes de cisaillement plus élevées, induisant du transport en suspension dans une proportion non négligeable. La contribution du transport en suspension à l'accumulation de sédiments sur la face aval, et donc à la migration de la dune, dépend du piégeage dans la cellule de recirculation, par sédimentation ou diffusion. Fredsoe et Deigaard (1992), Mohrig et Smith (1996) notent que cette contribution dépend de la distance verticale des particules en transport par rapport au lit au moment où elles passent au-dessus de la crête de la dune (Figure 1.11). Mohrig et Smith (1996) proposent une formulation de la longueur d'excursion e_i des sédiments en transit à la crête de la dune :

$$e_i = \frac{z_i}{w_{si}} u_{zi}$$

Avec z_i l'élévation au-dessus du lit au centre de la masse en suspension pour une classe granulométrique i , w_{si} la vitesse de chute pour cette classe donnée, u_{zi} la vitesse moyenne du fluide dans la direction de l'écoulement entre z_i et le fond.

Les grains dont la hauteur d'excursion est plus grande que l'extension du flanc aval ne sont pas pris en compte dans le calcul du flux associé à la migration de la dune.

Déformation du profil des dunes

Plus récemment, McElroy et Mohrig (2009) ont considéré la déformation du profil de dune. On observe en effet fréquemment que la morphologie des dunes se modifie à mesure qu'elles migrent vers l'aval, le champ évoluant en réponse aux variations locales de l'écoulement, les dunes pouvant croître ou rétrécir en fonction des secteurs du champ de dunes (Venditti, 2013). Au lieu de considérer le flux transitionnel q_0 comme nul, McElroy et Mohrig (2009) le calculent à partir des changements morphologiques dans le profil de dune :

$$q_0 = (1 - n)D \frac{u_s}{w_s} \quad (1.32)$$

Avec D le taux de déformation du profil de dune, calculable comme le changement dans la dune au cours du temps pour une approche lagrangienne, ou comme la différence entre le flux sédimentaire total et le flux sédimentaire transitionnel

1.2.4.2. Relation entre morphologie et vitesse de migration d'après les observations *in situ*

Les avancées technologiques permettant la réalisation de levés bathymétriques haute résolution ont rendu possible l'acquisition de séries temporelles permettant d'étudier *in situ* la vitesse de migration des dunes en fonction de leur morphologie, ex. (Ernstsen et al., 2006; Garlan, 2004). Le calcul du flux sédimentaire associé, comme présenté à la section précédente, a donc aussi pu être réalisé dans de nombreuses études, ex. (Masselink, et al., 2009; Nittrouer et al., 2008). Pour les grandes dunes actives, les vitesses de migration observées sont de l'ordre du mètre à plusieurs dizaines de mètres par an, en fonction de l'intensité des conditions hydrodynamiques pour chaque site (ex. Figure 1.23). Pour des dunes dans des estuaires (Ernstsen et al., 2006; Fenster et al., 2006) observent une diminution de la vitesse

de migration avec l'augmentation de la taille des dunes, en accord avec le principe de conservation de la masse. Franzetti et al. (2013) font le même constat pour des dunes géantes en environnement profond (Figure 1.23).

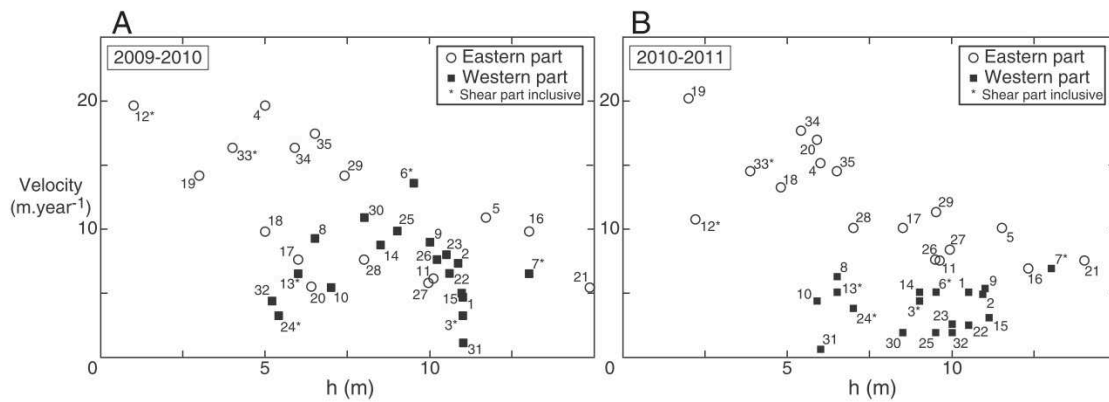


Figure 1.23. Vitesse de migration des dunes en fonction de leur hauteur, pour les dunes géantes de la partie Nord-Est du banc du Four. Les profondeurs des dunes analysées ici sont comprises entre 60 et 90 m (Franzetti et al., 2013).

Dans les environnements naturels, selon les configurations, des phénomènes supplémentaires qui ne sont pas pris en compte dans la manière dont le flux est calculé en application du principe de conservation de la masse, peuvent influencer le déplacement d'une dune. Ainsi, Landeghem et al. (2012), pour des dunes dans le Mer d'Irlande, n'observent pas de corrélation claire entre la morphologie des dunes et la vitesse de migration. Knaapen et al., (2005) constatent une vitesse de migration plus importante pour les dunes plus asymétriques, pour un site en mer du Nord. Cette observation est cohérente avec une augmentation de la fréquence ou du volume sédimentaire des avalanches sur la face aval, processus en grande partie moteur de la migration d'une dune. Ils proposent une loi empirique pour calculer la vitesse de migration d'une dune en fonction de son degré d'asymétrie et de ses dimensions : $c = \xi \lambda^2 A^2 / H$ avec A l'asymétrie de la dune et ξ une constante dépendant de l'environnement.

Enfin, une migration opposée à l'asymétrie du profil de dune a même été observée *in situ*, ex. par Garlan (2004), et par exemple pour 18 % du jeu de données des dunes de la Mer d'Irlande (Landeghem et al., 2012). Compte-tenu des données à leur disposition, Landeghem et al. (2012) associent ce phénomène à la migration des figures surimposées pour un courant bidirectionnel de marée, à l'instabilité de la partie sommitale des dunes, et aux interactions avec les autres dunes environnantes (ex. amalgamation).

1.2.4.3. Signature de la migration des dunes dans leur structure interne

L'architecture interne des dunes s'organise selon une succession de séquences ou strates, et les caractéristiques morphologiques de ces strates sont représentatives des conditions sédimentaires et hydrodynamiques associées à la formation et à la morphodynamique de la dune, ex. (Baas et al., 2016; Le Bot & Trentesaux, 2004; McCave, 1971).

Lors de la migration d'une dune, des avalanches se produisent périodiquement sur la face aval, formant des dépôts de sédiments en strates inclinées, appelés « sets » qui peuvent être préservés. Pour des rides, les strates sont de l'ordre du millimètre d'épaisseur, pour les dunes, les strates vont du centimètre au mètre d'épaisseur. Les figures sédimentaires présentant une morphologie 2D formeront des strates parallèles à leur face d'avalanche, reposant généralement sur des surfaces horizontales ou du moins planaires (Venditti 2013). On parle alors de strates transversales tabulaires. Au contraire, les strates à morphologie 3D sont formées par des figures sédimentaires à crêtes sinueuses, de type selle ou lobe.

Pour estimer les caractéristiques de l'écoulement ayant généré les types de strates observés en environnement sédimentaire, plusieurs méthodes qualitatives ont été proposées. Pour un courant de marée et des dunes sableuses, Allen (1980) propose quatre classes qualifiant le degré d'asymétrie de la structure interne et la morphologie externe, en fonction de l'asymétrie plus ou moins prononcée du courant (Figure 1.24), un courant symétrique induisant des migrations dans des sens opposés et une structure interne plus complexe. Le Bot (2001), Le Bot et Trentesaux (2004) soulignent que l'asymétrie du pic de courant de marée, et l'influence relative du courant généré par le vent, sont les éléments ayant de loin le plus d'influence sur l'architecture interne des dunes.

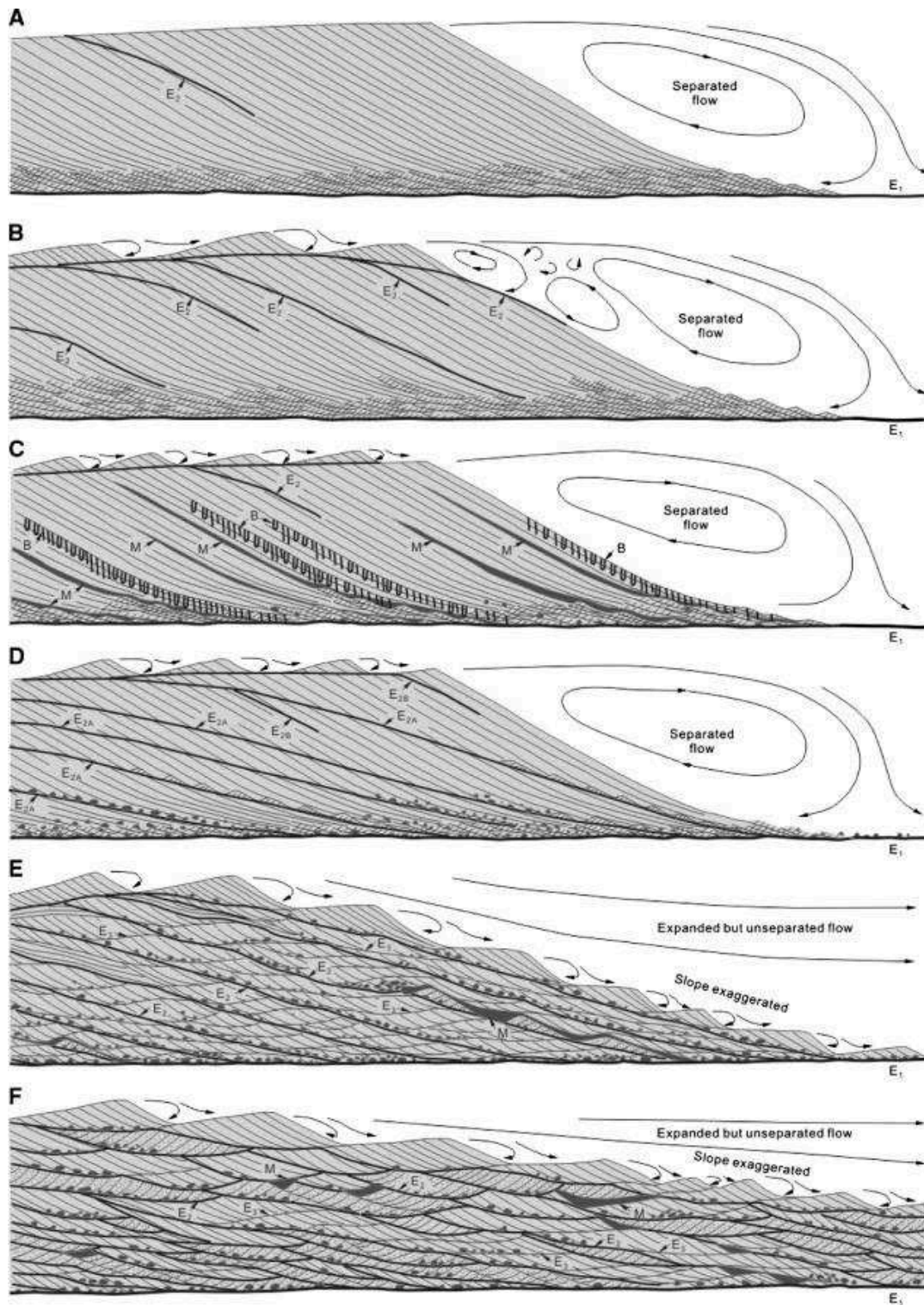


Figure 1.24. Modèle la structure interne d'une dune en fonction des caractéristiques du courant. (A) courant unidirectionnel stationnaire ; (B) Courant unidirectionnel non stationnaire ; (C) Courant de marée fortement asymétrique ; (D) à (F) Courant de marée symétrique à fortement symétrique (Allen, 1980; Dalrymple & Choi, 2007). Les lettres E indiquent les réflecteurs de second ordre, B correspondent à de la bioturbation et M correspondent des drapages argileux.

L'étude de Ferret et al. (2010) propose un modèle de mise en place des réflecteurs pour des conditions de tempêtes, en combinaison avec un forçage de marée (Figure 1.25).

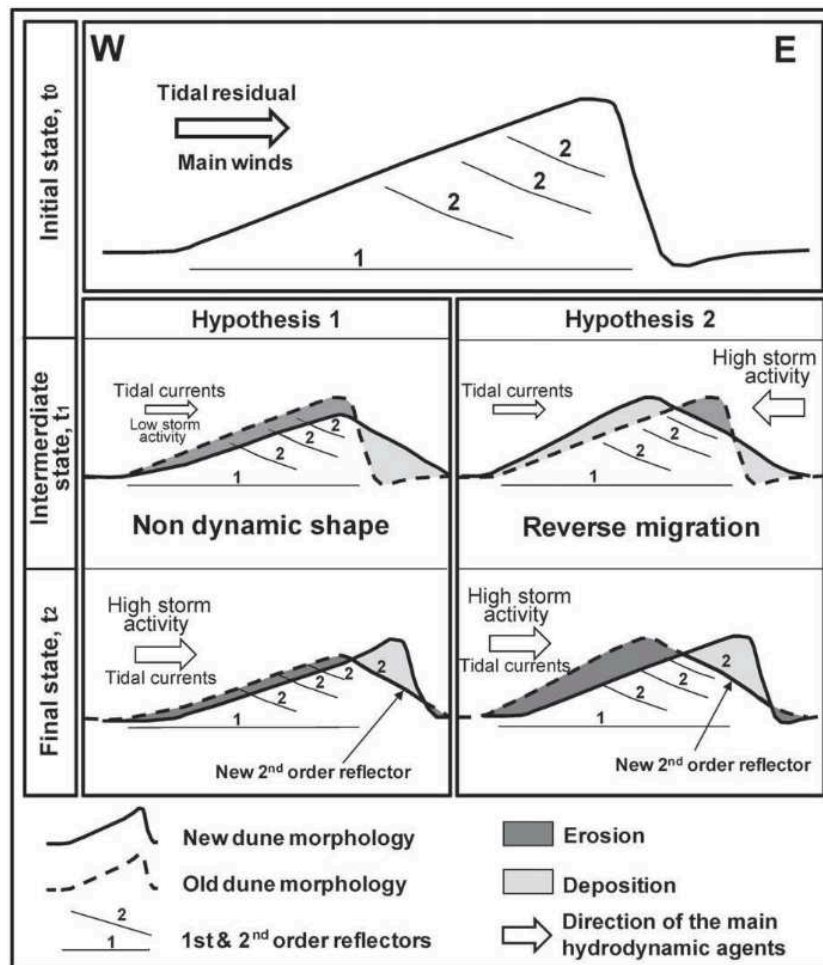


Figure 1.25. Schéma synthétique pour les deux théories de formation des discontinuités de second ordre (réflecteurs sismiques), par (Y. Ferret et al., 2010), pour un forçage hydrodynamique mixte (marée + houle avec évènements tempétueux).

Pour les méthodes quantitatives reliant les caractéristiques des strates aux conditions d'écoulement lors de leur mise en place, on peut évoquer les travaux d'Allen (1982) qui donnent l'épaisseur d'un cross-set en considérant une hauteur et une longueur d'onde uniforme, proportionnelle aux dimensions de la dune, et inversement proportionnelle au taux de dépôt. Paola & Borgman (1991), en tenant compte de la non-uniformité de la morphologie des dunes, expriment l'épaisseur moyenne d'une strate en fonction de l'écart-type de l'épaisseur de la strate, et de la hauteur de la dune. Leur relation est complétée par celle de Bridge et Best (1997) pour des conditions d'aggradation (reconstitution par accumulation progressive).

1.2.5. Morphodynamique des dunes : analyse de stabilité

Ce paragraphe discute des mécanismes de formation, de croissance, et de migration des dunes en suivant une approche par analyse de stabilité linéaire, qui permet de relier les caractéristiques de l'écoulement et la taille des dunes. On s'intéresse en particulier aux mécanismes qui contrôlent la sélection de la taille des dunes.

1.2.5.1. Initiation des structures sédimentaires

L'étude de la formation d'une figure sédimentaire examine son initiation, puis sa croissance selon une phase transitoire jusqu'à un état d'équilibre.

On peut considérer l'initiation d'une dune à partir d'un lit plat inférieur, érodable. À l'approche du seuil de transport, ce fond va présenter des stries linéaires (transport sporadique), à partir desquelles les dunes transverses se construiront ensuite, ex. (Venditti, et al., 2005a). Pour les lits non érodables, le principe sera le même, dès lors que l'apport sédimentaire est suffisant et les conditions hydrodynamiques induisent une première étape de dépôt (Dreano et al., 2010). Pour un environnement naturel, l'initiation pourra être induite par une convergence locale du transport, générée par un élément de rugosité sur le fond, être d'origine sédimentaire ou biologique ex. (Damveld et al., 2019).

1.2.5.2. Hypothèses de l'analyse de stabilité linéaire

Parmi les théories permettant d'expliquer l'émergence et la croissance des dunes, l'analyse de stabilité linéaire consiste à examiner l'évolution d'une perturbation de petite taille sur un lit plat dans le cas d'un écoulement unidirectionnel.

Il s'agit de déterminer la longueur d'onde de la perturbation ayant le taux de croissance fini le plus élevé, qui correspond à la taille de dune sélectionnée pour les conditions d'écoulement. L'approche repose sur l'utilisation d'une forme linéarisée des équations décrivant le mouvement du fluide au-dessus d'une perturbation de dimensions infinitésimales (Jackson, 1975). On fait aussi l'hypothèse que le transport sédimentaire peut s'exprimer comme une fonction de la contrainte cisaillement le long du profil de la perturbation, par exemple à l'aide de l'équation de la conservation de la masse. On intègre aussi le phénomène de relaxation pour la saturation du transport, en supposant une relaxation linéaire. Dans cette approche, le décalage entre la topographie et la contrainte de cisaillement constitue le mécanisme de croissance de l'instabilité du lit, de croissance des figures sédimentaires. La pente du relief et la relaxation du transport sont des mécanismes de stabilisation de la croissance des dunes (Charru et al., 2013; Venditti, 2013)

1.2.5.3. Influence du déphasage entre la contrainte de cisaillement et la topographie du fond

L'analyse de stabilité linéaire se fonde sur des mécanismes physiques pour la croissance et la diminution des figures structures sédimentaires (Venditti, 2013), en réponse au champ de vitesse local. Comme évoqué précédemment, de nombreux auteurs (Charru et al., 2013 et références associées; Jackson, 1975; Smith, 1970) ont suggéré que le principal facteur de contrôle de la croissance des figures sédimentaires était le décalage entre la contrainte de cisaillement maximale et la topographie du fond. On peut concevoir quatre cas de figure pour ce décalage (Figure 1.26) :

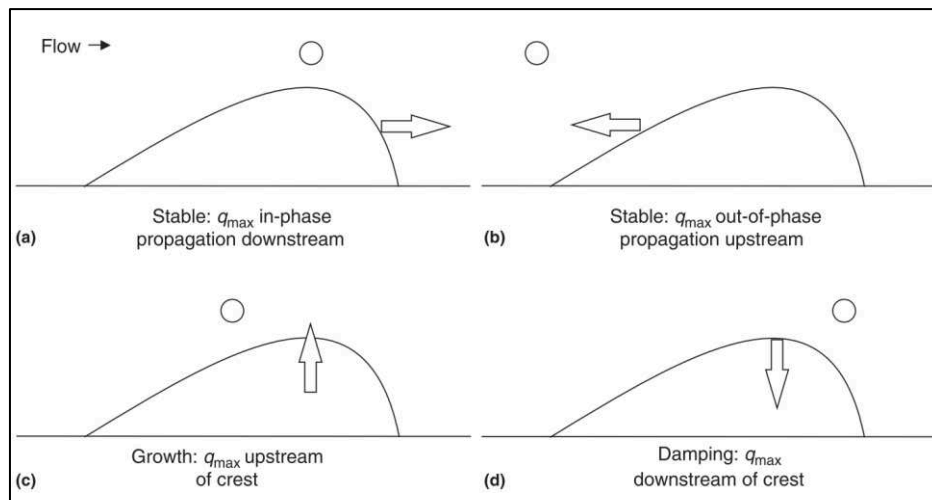


Figure 1.26. Schématisation des quatre cas typiques de réponse des figures sédimentaires au champ de transport sédimentaire. Le maximum de contrainte de cisaillement est symbolisé par le cercle. D'après (Venditti, 2013).

L'érosion et le dépôt ont lieu du fait de variations ou d'une divergence dans le flux sédimentaire. Une variation spatiale positive du flux se traduit par de l'érosion, une variation spatiale négative par du dépôt.

- a) Si le maximum de transport sédimentaire est en phase avec le maximum topographique : la figure sédimentaire migre vers l'aval par érosion du matériel sédimentaire du flanc amont et dépôt à la crête ou sur la face d'avalanche : sur le flanc amont de la figure sédimentaire, le flux sédimentaire augmente vers le sommet (divergence positive), ce qui cause une érosion du flanc amont. À partir de la crête, le flux sédimentaire diminue ensuite rapidement vers l'aval, ce qui induit un dépôt sur le flanc aval. On obtient alors une translation de la structure vers l'aval ;
- b) Si le maximum de transport sédimentaire est en opposition de phase avec le maximum topographique : la figure sédimentaire migre vers l'amont par érosion du matériel sédimentaire à partir du flanc aval et le dépôt se fait sur le flanc amont ; C'est cette condition qui conduit à la migration des antidunes en direction opposée à l'écoulement.
- c) Si le maximum de transport sédimentaire est en amont du maximum topographique, la figure sédimentaire grossit : selon le même raisonnement, un maximum de transport localisé en amont de la crête conduit à du dépôt en deux points distincts, sur le flanc amont et sur le flanc aval. La figure sédimentaire augmente donc en hauteur. Elle pénètre davantage dans le champ de vitesse, et s'allonge;
- d) Si le maximum de transport sédimentaire est en aval du maximum topographique, la hauteur de la figure sédimentaire diminue : le sédiment est érodé plus rapidement sur le flanc amont qu'il n'est déposé sur le flanc aval, ce qui induit nécessairement une diminution de la hauteur de la figure sédimentaire. Selon la vitesse de l'écoulement, les sédiments érodés peuvent partir en suspension et alors causer une transformation de la dune en lit plat de régime supérieur, ou bien se déposer sur le flanc aval et la partie

inférieure de la figure sédimentaire, conduisant à une transformation de la figure sédimentaire en un lit plat de régime inférieur.

1.2.5.4. Sélection de la longueur d'onde

Le mécanisme de croissance par déphasage va favoriser la croissance d'une longueur d'onde particulière pour la figure sédimentaire. Si on néglige les processus non-linéaires de croissance (coalescence, etc.), on s'attend à ce que la longueur d'onde qui émerge du lit plat soit le mode qui croît le plus vite, c.-à-d. le mode le plus instable. Le résultat de l'analyse de stabilité est que plus la longueur d'onde est petite (le nombre d'onde est grand), plus le taux de croissance est élevé, jusqu'à ce que l'on atteigne des nombres d'onde très élevés pour lesquels le taux de croissance est négatif (Figure 1.27).

La sélection d'une longueur d'onde est expliquée par la combinaison de mécanismes favorisant la croissance de la figure sédimentaire (le décalage entre la topographie et la contrainte de cisaillement) et d'autres favorisant la stabilisation (phénomène de relaxation du transport et pente de la figure sédimentaire). Différentes formulations de la longueur de saturation sont proposées en fonction du mode de transport, par exemple celle de Charru et Hinch (2006) pour la saltation qui est le mode de transport dominant dans le cas éolien, faisant intervenir le diamètre des grains. Néanmoins il existe actuellement peu de données expérimentales sur la mesure de la longueur de saturation, notamment en domaine aquatique (Charru et al., 2013), or ces mesures seraient nécessaires pour mieux comprendre la relation entre les dimensions d'équilibre et la longueur de saturation.

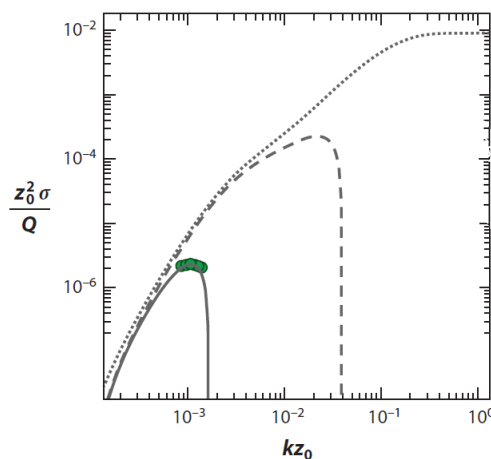


Figure 1.27. Croissance des rides étudiée par Charru et al. (2013), par analyse de stabilité linéaire : (a) Taux de croissance σ adimensionnalisé (avec la rugosité hydraulique z_0 et la susceptibilité du flux sédimentaire aux variations de la contrainte de cisaillement Q) en fonction du produit nombre d'onde rugosité hydraulique kz_0 calculé avec le modèle de Frederick et Hanratty (1988), pour : 1) Ligne en pointillée : Longueur de saturation et effet de pente du relief nuls ; 2) Ligne tiretée : Longueur de saturation nulle mais prise en compte de la pente du relief ; 3) Ligne continue : Prise en compte de la pente et longueur de saturation $L_{sat} = 90 \delta_v = 36d$ avec δ_v l'épaisseur de la sous-couche visqueuse et d le diamètre de grain, choisie pour correspondre aux mesures expérimentales de (Betat et al., 1999) symbolisées par les cercles verts.

1.2.5.5. Phénomènes non-linéaires pour la morphodynamique des dunes de grande taille

L'analyse de stabilité est pertinente pour les figures sédimentaires de petite taille, tant que les approximations faites pour des petites perturbations restent valables. Il est physiquement improbable que les dunes (figures sédimentaires de grandes dimensions) émergent par instabilité linéaire, car le taux de croissance associé aux grandes longueurs d'onde est bien trop faible pour que ces longueurs d'onde se développent dans le temps observé expérimentalement ou *in situ*.

La croissance des figures sédimentaires de plus grande dimension fait intervenir des mécanismes non-linéaires : perturbation de l'écoulement (décollement de la couche limite et macroturbulence) (Andreotti et al., 2009; Bordner, 1978; Caponi et al., 1982; Colombini & Stocchino, 2008; Valance, 2011) ; interaction avec la surface libre (Charru et al., 2013) (comme indiqué par le diagramme de phase en Figure 1.10, pour les grandes figures sédimentaires, ce n'est pas le diamètre qui est le plus déterminant, mais la hauteur de dune rapportée à la hauteur d'eau) ; processus de grossissement (*pattern coarsening*) comme étudié par (Coleman & Melville, 1994; Fourrière et al., 2010; Raudkivi, 2006; Raudkivi & Witte, 1990). Les interactions non-linéaires entre les figures sédimentaires ont par exemple été discutées dans (Betat et al., 2002; Coleman & Melville, 1994; Jerolmack & Mohrig, 2005). Doré et al. (2016) décrivent cette phase de croissance non-linéaire comme un enchaînement de fusions en cascade entre des figures sédimentaires de hauteurs différentes, et soulignent l'importance de ce phénomène sur le processus d'auto-organisation d'un champ de dunes.

En conclusion, l'analyse de stabilité linéaire permet de décrire la croissance des petites figures sédimentaires, à partir du déphasage entre la contrainte de cisaillement et la topographie. Néanmoins, elle ne suffit pas pour décrire la croissance des grandes dunes. Par ailleurs, dans le domaine sous-marin, la variabilité du forçage et des conditions sédimentaires engendre une forte complexité dans les morphologies observées, ce qui rend plus difficile l'application des approches simplificatrices basées sur les processus qui sont utilisées en modélisation physique pour le transport sédimentaire.

1.2.6. Morphodynamique des figures sédimentaires et transport multidirectionnel

Les sections précédentes ont présenté un état des connaissances sur la morphodynamique des figures sédimentaires pour un écoulement unidirectionnel principalement. Or, dans les environnements tidaux, comme celui étudié dans ce manuscrit (Chapitre 2), les dunes sableuses présentent des morphologies plus variées par rapport au cas idéal de la dune transverse triangulaire. Ceci s'explique par la variabilité spatiotemporelle des conditions de forçage, et de la quantité de sédiments disponible. On peut également évoquer l'influence d'un gradient granulométrique prononcé, et l'historique évolutif (Belderson et al., 1982; Best, 2005b; Doré et al., 2018; Li et al., 2014).

Dans cette section, deux cas typiques rencontrés dans un environnement naturel sont abordés : un courant avec renverse (le courant est unidirectionnel pendant chacune des

phases de la marée, le changement se fait de manière soudaine) et un courant multidirectionnel.

1.2.6.1. Morphodynamique des dunes pour un courant avec renverse

En fonction de la quantité de sédiments qui peut être transportée au cours d'un demi cycle de marée, les figures sédimentaires peuvent subir une inversion de leur asymétrie et de leur direction de migration avec le renversement de l'écoulement (Bokuniewicz et al., 1977). Compte-tenu du temps nécessaire aux figures sédimentaires pour inverser leur asymétrie, les changements de forme et de direction de migration des figures sont en déphasage avec les changements dans la direction de l'écoulement (Allen, 1976a, 1976b; Allen & Collinson, 1974; Dalrymple & Rhodes, 1995; Jones, 2018). Ainsi, on considère généralement que les figures sédimentaires de grandes dimensions ne sont pas significativement influencées par les variations de courtes durées dans la direction de l'écoulement, puisque la quantité de sédiments qui peut être transportée au cours d'une période donnée est bien plus petite que l'échelle de taille de la figure sédimentaire (Bokuniewicz et al., 1977). Dans ce cas, les figures sédimentaires de grandes dimensions restent orientées dans la direction résiduelle de l'écoulement (Bokuniewicz et al., 1977; Kwohl et al., 2014; Winter et al., 2008 ; 2016) et peuvent donc être utilisées comme un indicateur de la circulation sédimentaire résiduelle (Bokuniewicz et al., 1977; Dalrymple & Rhodes, 1995). Les figures de plus petites dimensions vont quant à elles s'équilibrer avec la direction de l'écoulement, en inversant leur asymétrie, leur flanc aval temporaire atteignant une pente proche de l'angle de repos (Dalrymple & Rhodes, 1995; Doré et al., 2018; Jones, 2018; Lobo et al., 2000). Les implications d'un changement d'asymétrie lié à la renverse du flot sur la séparation de l'écoulement ont été étudiées par (Fredsoe & Deigaard, 1992; Kwohl et al., 2014; Lefebvre et al., 2013) et concluent globalement à une absence de séparation de l'écoulement sauf si le flanc aval, anciennement flanc amont, est très pentu.

Kiki Sandoungout, (2019) a étudié dans un chenal expérimental l'évolution morphologique d'une dune isolée de taille centimétrique initialement à l'équilibre, soumise à un renversement du sens de l'écoulement (courant de marée simplifié). La dune change de polarité puis retrouve un état d'équilibre identique à l'état précédent (même taille et même forme) mais avec une asymétrie en sens inverse (adaptée à l'écoulement dont le sens avait été inversé).

Kiki Sandoungout a mis en évidence deux scénarii de retour à l'équilibre suite au retournement de la dune (Figure 1.28) :

1) Scénario à deux phases

- i. Une phase d'augmentation de H jusqu'à une valeur H_{max} , atteinte au bout d'un temps $T_{H_{max}}$
- ii. Une phase de décroissance monotone vers la hauteur d'équilibre H_{eq} , atteinte au bout d'un temps $T_{H_{eq}}$.

2) Scénario à trois phases

- i. une phase de croissance de la hauteur H
- ii. une phase de décroissance de H vers une hauteur H_{min} inférieure à la hauteur d'équilibre de la dune (et atteinte au bout d'un temps T_{Hmin}),
- iii. une phase de croissance de H jusqu'à sa valeur d'équilibre H_{eq} au bout d'un temps T_{Heq} .

Il a constaté que le scénario à trois phases, pour les dunes de plus petites masses, impliquait une mobilisation de 95 % l'aire initiale de la dune, et que le temps de retour à l'équilibre après retournement de la dune était supérieur au temps de recouvrement de la dune $T_{rec} = L/V$ (avec V la vitesse de migration de la dune, et L la longueur de la dune), soit le temps qu'il faut à la dune pour se déplacer sur une distance égale à sa longueur. Le scénario à deux phases, pour les dunes de masses plus importantes, impliquait une mobilisation de seulement 35 % de l'aire initiale de la dune et un temps de retour à l'équilibre inférieur au temps de recouvrement. Kiki Sandoungout souligne le fait que le temps de retour à l'équilibre n'est pas proportionnel à la masse de la dune, alors que le temps de recouvrement est lui proportionnel à la taille de la dune.

L'ensemble de ces comportements lors du retournement sont associés à un transport très intense, notamment au début du retournement, car la dune oppose sa face d'avalanche, abrupte, à l'écoulement. Sur ce laps de temps, le transport fait intervenir des mécanismes turbulents, incluant de la suspension en plus du charriage, et les lois de transport déterministes du type (Meyer-Peter & Müller, 1948) ne sont plus forcément applicables. Ainsi, mieux comprendre les processus de transport se produisant tout de suite après la renverse de l'écoulement nécessite sans doute de faire préalablement progresser la connaissance du transport hors des régimes stationnaires (où l'écoulement n'est pas établi).

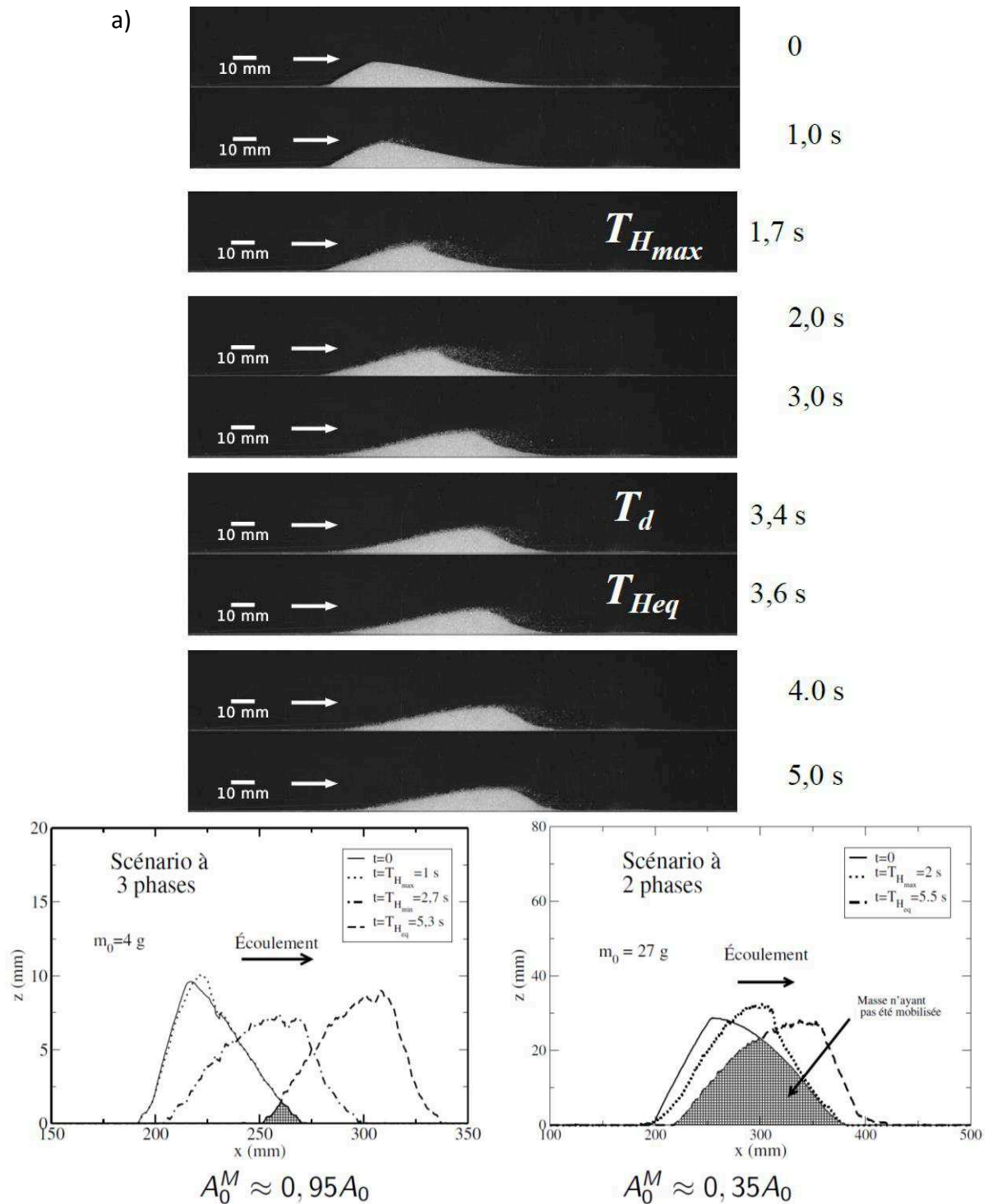


Figure 1.28. Étude expérimentale du retournement d'une dune isolée à l'équilibre produit par un renversement du sens de l'écoulement (Kiki Sandoungout, 2019). (a) Décomposition de la déformation d'une dune de faible masse dans le scénario 1), pour une masse initiale de sédiments composant la dune égale à $m_0 = 4 \pm 0.2 \text{ g}$, une vitesse moyenne d'écoulement $\langle U_0 \rangle = 0.43 \text{ m.s}^{-1}$ et un diamètre de grain $d = 0.4 \text{ mm}$ (billes en verre sphériques) ; (b) Masse de la dune impliquée dans le processus de retour à l'équilibre suite à un renversement de l'écoulement : à gauche : cas d'une dune de 4 g et d'un retournement en 3 phases ; à droite : cas d'une de 27 g et d'un retournement en 2 phases. A_0^M désigne l'aire mobilisée, A_0 l'air initiale de la dune. La région hachurée au milieu correspond à l'aire qui n'a pas été mobilisée.

1.2.6.2. Forme des figures sédimentaires et courant multidirectionnel

La multidirectionnalité du courant va avoir une influence sur la morphologie planimétrique (3D) des dunes.

Garlan (2007) met en évidence au Nord des côtes de la Bretagne la présence d'une figure de morphologie peu commune en environnement sous-marin : une structure linéaire, en l'occurrence organisée en écheveau, mesurant une dizaine de kilomètres pour une hauteur de 5 m, dans des profondeurs de 60 à 70 m. Il compare la morphologie de cette figure sédimentaire aux seifs, grandes dunes linéaires (~taille x 10 en éolien) que l'on retrouve dans les environnements désertiques terrestres, ex. (Bagnold, 1941; Lancaster, 1982; Pye & Tsoar, 2008), mais aussi sur Mars ex. (Edgett & Blumberg, 1994) ou sur Titan ex. (Rubin & Hesp, 2009) (cf. par ex. (Bourke et al., 2010)). Garlan (2007) associe la présence de cette figure sédimentaire inhabituelle à la multidirectionnalité du courant.

L'influence de la directionnalité de l'écoulement forçant, en combinaison avec la disponibilité en sédiments, sur la morphologie 3D des dunes a principalement été étudiée en environnement éolien (terrestre ou extra-terrestre), ex. (Gadal et al., 2020; Ping et al., 2018; Rubin & Hesp, 2009). L'influence de la directionnalité, et en conjonction avec le disponible sédimentaire, est illustré sur la Figure 1.29 d'après (Bishop et al., 2002).

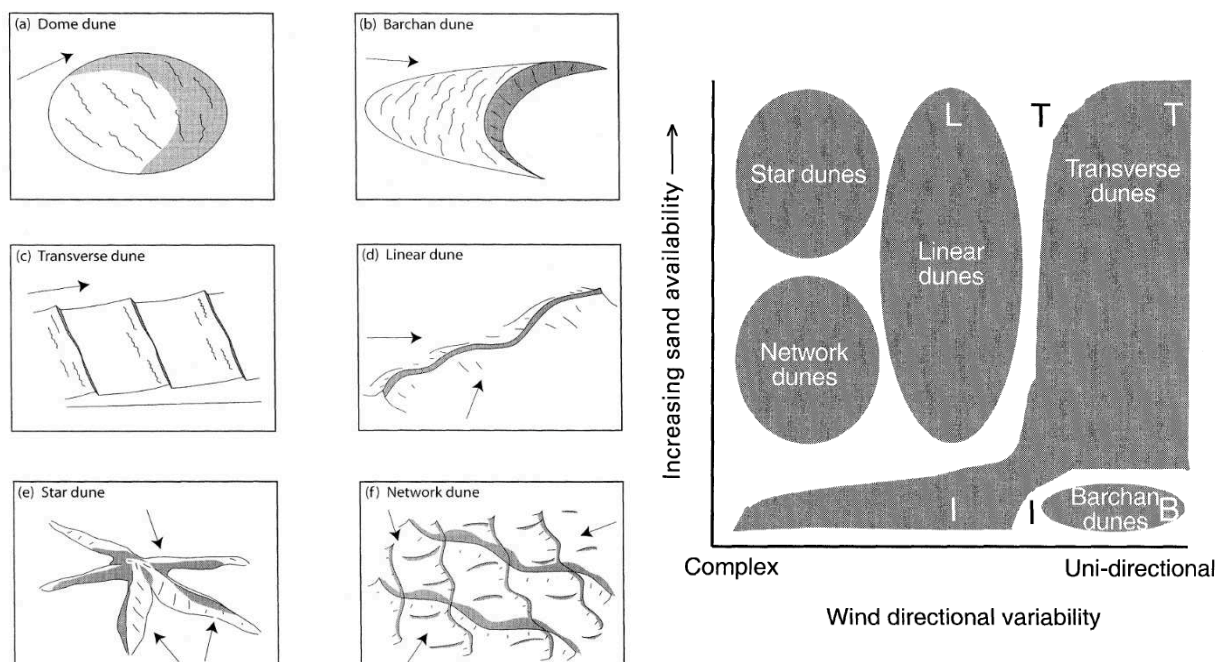


Figure 1.29. Directionnalité du forçage et disponibilité sédimentaire en environnement éolien : À gauche : Vue schématique des dunes typiquement trouvées en environnement désertique, par (Bishop et al., 2002) d'après (Cooke et al., 1993). Les flèches symbolisent la direction du vent. Selon Garlan, (2007), les figures sédimentaires de type (d) et (e) ne sont que très rarement observées, voire inexistantes, en environnement marin. À droite : Diagramme d'existence des dunes éoliennes en fonction de la disponibilité en sable et de la directionnalité du vent, par (Bishop et al., 2002) d'après (Livingstone & Warren, 1996). Les lettres « B », « I », « L », « T » désignent respectivement les barkhanes, les dunes isolées, les dunes linéaires, et les dunes transverses.

(Reffet et al., 2010) ont étudié expérimentalement en chenal, et par modélisation, la formation et la stabilité des dunes aquatiques pour un régime de courant bidirectionnel. Selon l'angle θ entre les deux directions du courant (intensités identiques), ils ont mis en évidence deux comportements distincts d'orientation des dunes, délimités par l'angle critique $\theta = 90^\circ$ (Figure 1.30). Au début de l'expérimentation, des dunes commencent par se former perpendiculairement à chacune des deux directions du courant à partir du fond sableux. Puis, pour $\theta < 90^\circ$ les dunes s'alignent progressivement de manière à être transverse à la direction moyenne et pour $\theta > 90^\circ$, les dunes s'alignent progressivement pour être toutes linéaires dans la direction moyenne. Autour de l'angle critique $\theta = 90^\circ$, on observe une combinaison des deux phénomènes, se traduisant par un motif en forme de carrés juxtaposés avec des orientations des dunes alternées perpendiculairement d'un carré à l'autre.

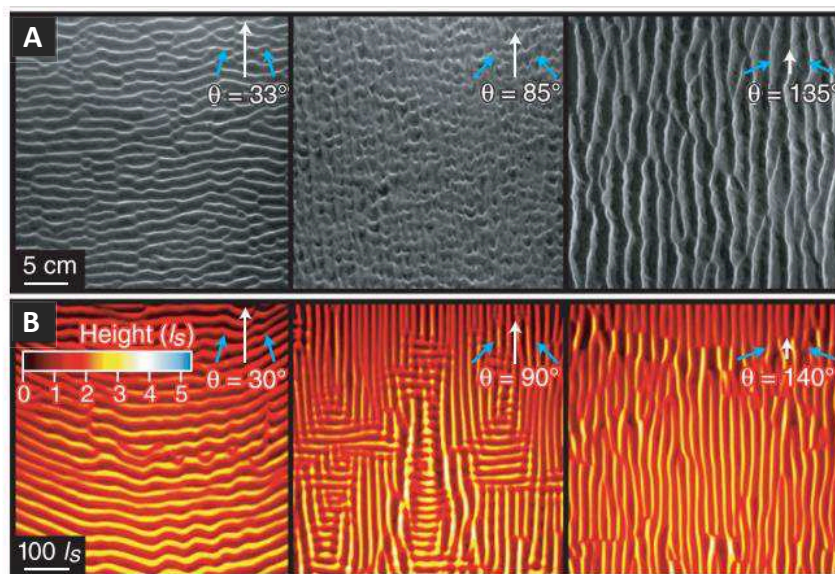


Figure 1.30. Courant bidirectionnel et orientation des dunes par rapport à la direction moyenne de l'écoulement (Reffet et al., 2010). L'angle θ correspond à l'angle entre les deux directions, le courant possédant la même intensité pour ces deux directions. (A) Croissance expérimentale des dunes depuis un fond plat sableux, les images ont été prises après 60 périodes d'exposition (une période = une direction, puis l'autre). De gauche à droite, les dunes mesurent en moyenne de 0.35, 0.65 et 1.2 mm de haut ; (B) Dunes transverses, mixtes, et longitudinales obtenues par modélisation numérique. Les profils ont été pris pour 75 périodes d'exposition. La hauteur des figures sédimentaires se met à l'échelle avec la longueur de saturation l_s .

Ping et al. (2017 ; 2018) ont réalisé des simulations par automate cellulaire, dans le cas d'un apport en sédiment limité et d'un régime bidirectionnel de vent. Ils ont observé que lorsque l'angle entre les deux directions d'écoulement était supérieur à 90° , et que les intensités étaient différentes entre les deux directions, on obtenait une coexistence de deux types de figures sédimentaires : des dunes linéaires orientées longitudinalement dans la direction moyenne de l'écoulement, et des dunes transverses à la direction moyenne de l'écoulement, d'aspect barkhanoïde. Ce résultat est en accord avec les observations *in situ* obtenues pour certains environnements terrestres par le système d'observation de la NASA (Reffet et al., 2010), où l'on retrouve par exemple la combinaison d'une dune linéaire, orientée

longitudinalement dans la direction moyenne de l'écoulement, et de dunes transverses, d'aspect plutôt barkhanoïde, toutes localisées sur le même versant de la dune linéaire.

1.2.7 Synthèse sur la morphodynamique des dunes

Cette section a proposé une synthèse sur la morphodynamique des dunes, en montrant comment la morphodynamique des dunes était influencée par le couplage avec le transport et l'hydrodynamisme. Des éléments clés pour répondre à l'objectif de cette thèse, c'est-à-dire pour la morphodynamique des dunes pour un environnement peu profond et un courant de marée multidirectionnel, ont été mis en évidence:

Points clés

- ⇒ Les dunes transverses à un écoulement unidirectionnel se forment et migrent par charriage sur le flanc amont, avalanche intermittente sur le flanc aval, dont la pente est justement liée au processus d'avalanches, et éventuellement par éjection en suspension à la crête, ces processus se traduisant par un profil de dune 2D généralement asymétrique ;
- ⇒ Les dunes perturbent l'écoulement, induisant une accélération de l'écoulement sur la face amont et une décélération de l'écoulement sur la face aval, avec généralement un décollement de la couche limite à la crête et la mise en place d'une cellule de recirculation, qui participera à la maintenance et la morphodynamique de la dune ;
- ⇒ Quelles que soient la hauteur et la longueur des dunes, leur rapport d'aspect est quasiment constant : il caractérise une forme générale d'équilibre des dunes avec les conditions hydro-sédimentaires ;
- ⇒ La croissance et la taille des grandes figures sédimentaires (dunes), interagissant avec la surface libre, sont dans un premier temps pilotées par le décalage entre la topographie et la contrainte de cisaillement, et le phénomène de relaxation du transport, et sont ensuite contrôlées par les interactions avec la surface, une colonne d'eau finie limitant spatialement le développement des processus de transport et les interactions avec les autres figures sédimentaires environnantes. Pour les petites figures sédimentaire, leur espacement minimal est plutôt contraint par le phénomène de relaxation du transport, en lien avec la taille des grains ;
- ⇒ Sous certaines hypothèses, le flux associé à la migration d'une dune peut être calculé par principe de conservation de la masse, si l'on connaît sa morphologie et sa vitesse de migration ;
- ⇒ Un courant de marée avec reverse pourra induire un retournement (changement d'asymétrie) d'une dune de petite dimension, associé à des mécanismes de transport complexes lors du retournement ;
- ⇒ La bidirectionnalité du courant a une influence sur la morphologie des dunes : si l'angle entre les deux directions est inférieur à 90° , les dunes sont transverses à la direction moyenne ; si l'angle est supérieur, les dunes sont linéaires, alignées selon la direction moyenne de l'écoulement. La combinaison d'un courant bidirectionnel et d'un apport sédimentaire limité peut conduire à la coexistence de dunes linéaires et transverses.

1.3. Morphodynamique des bancs

Les bancs de sable sont généralement plus stables que les dunes, compte-tenu de l'échelle temporelle associée à leur formation et à leur dynamique. Néanmoins, stable ne signifie pas inactif, et les bancs de sable peuvent ainsi être le lieu d'une dynamique significative, notamment par l'intermédiaire des dunes et rides qui leur sont surimposées. Ils participent ainsi à la dynamique sédimentaire côtière actuelle, agissant comme un relai dans les transferts sédimentaires entre les prismes littoraux et les zones de dépôts au large (Swift & Thorne, 1991). Ce rôle de relai et de réservoir sédimentaire est d'autant plus important sur les plateformes continentales maigres, où ils constituent, avec les vallées incisées, les principaux lieux d'accumulation de sédiments non-cohésifs (Leroy, 2019).

Cette section porte sur les bancs de sable sous-marins, plus particulièrement les bancs associés à la marée. Elle propose une description générale des bancs, puis elle aborde les mécanismes de formation des bancs, et enfin analyse la morphologie (externe et interne) et la dynamique des bancs tidaux, au travers de la classification morphogénétique de Kenyon et Cooper (2005).

1.3.1. Description morphologique générale

1.3.1.1. Environnement de dépôt

Au sein de la plateforme continentale, on distingue premièrement les bancs de plateforme externe, localisés à des profondeurs supérieures à la position occupée par la ligne de rivage au dernier maximum glaciaire (<-120 m) (Chang-shu & Jia-song, 1988; Reynaud et al., 1999; Stride, 1982). On leur oppose les bancs de plateforme interne, localisés dans les zones peu profondes (0-50 m), pour lesquels les études sont beaucoup plus nombreuses, ex. (Berné, et al., 1994; Houbolt, 1968; Li et al., 2014). Les bancs localisés dans les zones d'embouchure, dont la mise en place est contemporaine, sont spécifiques du fait du contexte mixte marin et fluvial, ex. (Chaumillon et al., 2008; Cuadrado & Perillo, 1997). Il existe aussi des bancs localisés à des profondeurs intermédiaires, entre plateforme interne et plateforme externe. On peut évoquer les bancs en mer Jaune (Jin & Chough, 2001) et en mer de Chine orientale (Berné et al., 2002), ou l'étude de Franzetti et al.(2013) en mer d'Iroise, à la limite de la plateforme externe.

Le peu d'études sur les environnements de dépôts plus profonds s'explique notamment par les limitations technologiques, l'imagerie des systèmes profonds (par sondeur multifaisceaux et sismique) n'étant devenue possible à haute-résolution que récemment.

1.3.1.2. Morphologie générale des bancs

Les bancs de sable sont des figures sédimentaires majoritairement longitudinales, mesurant de quelques centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres de long, et présentant des épaisseurs de l'ordre de la dizaine de mètres. À partir d'une compilation de données acquises sur la plateforme continentale sud-canadienne, Amos et King (1984) proposent par exemple de définir les bancs de sable comme des figures sédimentaires ayant un rapport longueur/largeur supérieur à 40. La structure générale externe des bancs de sable

est le plus souvent légèrement oblique par rapport à la direction du courant dominant, même si l'on trouve de nombreux exemples de bancs dont l'orientation est alignée avec celle du courant. De même, leur crête est parallèle à oblique par rapport à la direction du courant dominant, avec un angle maximal de 30°, ex. (Belderson et al., 1982; Hulscher, 1996; Le Bot, 2001). Cette obliquité s'explique par les mécanismes impliqués dans leur formation.

1.3.2. Formation des bancs de sable

1.3.2.1. Mise en place des bancs : sources sédimentaires et héritage holocène

Le sable constituant l'accumulation sédimentaire à l'origine d'un banc peut provenir alternativement de l'érosion locale du fond ou de l'érosion côtière pour les sédiments silicoclastiques. De même, la fraction biogénique souvent présente dans les bancs sableux peut être issue d'une production locale ou résulter d'un transport depuis une source distante. Dans les zones où le recul du trait de côte est rapide, ou lorsqu'un changement rapide du niveau marin modifie la production biologique, le banc devient rapidement isolé de sa source. Le banc est aussi exposé à des conditions hydrodynamiques différentes, et des modifications drastiques sont opérées dans sa morphologie, à mesure qu'il se met à l'équilibre avec les nouvelles conditions environnementales. Ces nouvelles conditions environnementales peuvent éventuellement induire une réduction de la mobilité du sable au sein du banc, et le banc devient alors moribond (Dyer & Huntley, 1999).

Il est donc préférable de considérer la morphodynamique actuelle des bancs séparément de leur origine et leur développement. En effet, la plupart des bancs ont été formés par la remontée du niveau marin (Reynaud et al., 1999). Le courant et les vagues modifiant leur morphologie depuis le dernier épisode transgressif, leurs caractéristiques morphologiques externes actuelles ne sont pas donc nécessairement représentatives des conditions hydro-sédimentaires liées à leur formation (Dyer & Huntley, 1999).

Les bancs de sable de plateforme (externe et interne) ont majoritairement été mis en place au cours d'épisodes de remontée du niveau marin, et plus particulièrement au cours de la dernière transgression, la transgression holocène quaternaire. Au dernier maximum glaciaire (-20 ka environ, glaciation weischélienne), les lignes de côte étaient déplacées vers l'Atlantique par rapport à l'époque actuelle. La remontée des eaux qui a succédé à ce dernier maximum glaciaire, la transgression marine holocène quaternaire, a alors conduit progressivement à l'enneigement des terres préalablement émergées. Cet enneigement progressif de l'Ouest vers l'Est, remontant la plateforme, a été associé à la modification des conditions hydro-sédimentaires, accompagnée de dépôts. Ainsi, de nombreux bancs de sable ont été formés sur la partie externe de la plateforme (Reynaud et al., 1999). À partir de l'étude de la structure interne de ces bancs, Reynaud a par exemple proposé un modèle chrono-stratigraphique synthétisant les différents types de dépôts successifs au cours de la transgression (Figure 1.31).

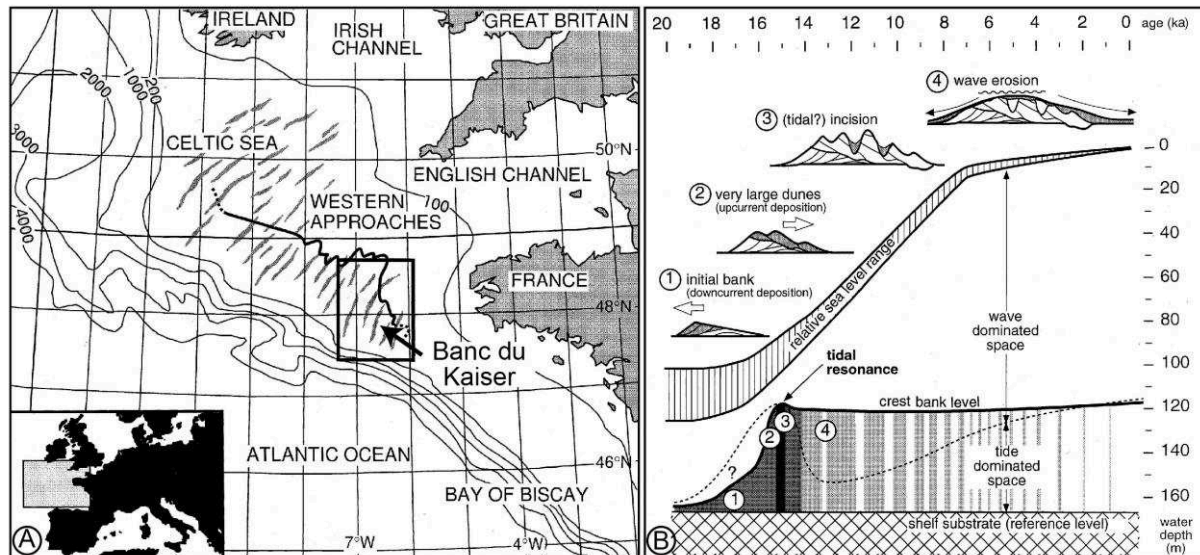


Figure 1.31. Localisation des bancs de plateforme externe de la mer d'Irlande et schéma chronostratigraphique pour le banc de Kaiser (Reynaud et al., 1999).

1.3.2.2. Mécanismes de formation et maintenance

À l'image des dunes, les bancs de sable sont formés par une perturbation locale des processus de transport hydro-sédimentaire, se traduisant par un piégeage des sédiments au sein d'une zone restreinte de dépôt. Cette zone de dépôt est significativement plus étendue que pour les dunes, de sorte que les mécanismes hydro-sédimentaires doivent être considérés non seulement à l'échelle locale (de l'échelle du grain à celle d'une dune), mais aussi à l'échelle régionale (échelle de la figure sédimentaire dans son contexte bathymétrique). Par exemple, les vagues agissent plutôt comme un processus local, et peuvent n'avoir qu'une faible influence à l'échelle régionale.

Afin de produire une accumulation régionale de sable, un gradient doit être initialement observé dans le taux de transport local. Ce gradient résulte le plus fréquemment (Dyer & Huntley, 1999):

- i) D'une inversion dans la direction du transport sédimentaire, induisant une convergence locale du flux ;
- ii) D'une réduction de l'excès de la contrainte de cisaillement par rapport au seuil de mise en mouvement le long du chemin de transport.

Des processus locaux ou des instabilités sont ensuite nécessaires pour rassembler les sédiments selon une structure longitudinale, et favoriser la croissance et la persistance de cette structure (paragraphe suivant).

Les interactions entre la morphologie du banc et l'hydrodynamisme vont conduire à une configuration proche d'un équilibre, de sorte que le banc sera stable et auto-entretenu mais les sédiments y seront toujours mobiles. La plupart du temps, il est difficile de déterminer à quel point un banc est proche de sa configuration d'équilibre, compte-tenu de la variabilité

temporelle du volume de sédiments mobilisés, donc de la difficulté à estimer le budget et les flux sédimentaires pour un banc, et de la variabilité du forçage hydrodynamique, avec notamment des surcotes et des tempêtes éventuelles (Dyer & Huntley, 1999).

1.3.2.3. Analyse de stabilité des bancs tidaux

L'approche par analyse de stabilité linéaire, sur un principe similaire à celui présenté pour les dunes, permet d'expliquer la formation, la persistance et les caractéristiques des bancs tidaux, en particulier leur orientation par rapport à la direction de l'écoulement.

Cas général pour un forçage de marée

On considère un écoulement de marée spatialement uniforme, et des instabilités initiales, soit émergeant à partir d'un fond plat sableux (De Vriend, 1990; Hulscher et al., 1993; Huthnance, 1982), ou déclenchées par une petite perturbation topographique locale (Besio et al., 2006; Roos et al., 2008). Le mécanisme favorisant la croissance de la perturbation initiale, est une circulation résiduelle horizontale, qui est induite par deux phénomènes :

- 1) Les interactions entre l'écoulement et la topographie (comme vu pour les dunes), avec une réduction de la hauteur de la colonne d'eau qui génère une accélération du courant, donc une augmentation de la vitesse de frottement et du transport ;
- 2) La force de Coriolis, qui dévie le courant à l'échelle régionale du banc, en sens horaire pour l'hémisphère Nord, cette déviation étant plus forte pour un courant plus élevé et donc pour une profondeur plus faible.

L'influence de la force de Coriolis a été confirmée par des observations *in situ* (Caston & Stride, 1970), et se traduit dans la morphologie du banc par une légère rotation de son axe longitudinal par rapport à la direction résiduelle du courant de marée. Cette influence a aussi été validée théoriquement (Huthnance, 1973; Pattiaratchi et al., 1987; Robinson, 1981; Zimmerman, 1981), et reproduite par des simulations numériques (Sanay et al., 2007). Néanmoins, certains bancs sont caractérisés par une rotation de leur axe dans le sens opposé à celui prédit sous l'effet de la force de Coriolis (Belderson et al., 1982; Hommes, 2004). Besio et al. (2006) expliquent cette différence, par analyse de stabilité linéaire : l'orientation de l'axe reflète le sens de rotation de la gyre entretenant le banc.

Cas d'un forçage de marée et d'une irrégularité du trait de côte

Dans le cas d'un banc localisé à proximité de la côte, comme pour notre site d'étude, la formation n'est pas initiée par un phénomène purement hydrodynamique : l'irrégularité du trait de côte perturbe l'écoulement en créant un frottement différentiel. Ce frottement différentiel se traduit par la convergence du courant selon une cellule horizontale, et cette cellule horizontale provoque la formation de courants secondaires induisant une convergence du transport sédimentaire au centre de la cellule horizontale. Le premier modèle à expliquer ce phénomène est celui de Pingree (1978). À partir de l'équilibre entre la force de Coriolis, la force centrifuge et le gradient de pression initiés par la cellule horizontale (Figure 1.32), le

modèle de Pingree prédit la formation d'une paire de bancs de sable, chacun de part et d'autre de l'irrégularité, centrés sur leur gyre résiduelle de courant.

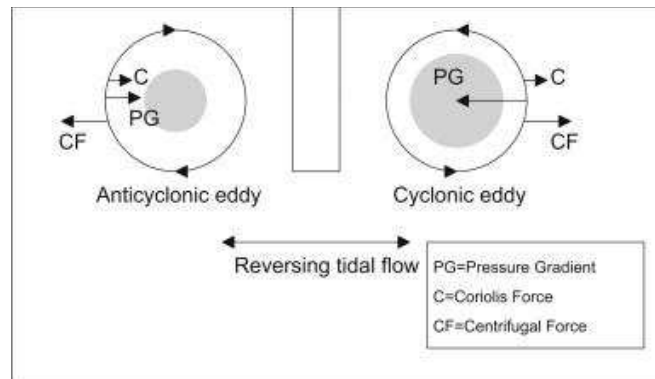


Figure 1.32. Formation et maintenance d'un banc à proximité d'une irrégularité du trait de côte. A) Mécanisme de formation d'après le modèle de Pingree, (1978), d'après (Neill & Scourse, 2009). La force centrifuge (CF) est équilibrée par le gradient de pression vers l'intérieur (PG), conduisant à une convergence du matériel par charriage, et ainsi à la formation d'un banc (zone grise) de chaque côté de l'irrégularité du trait de côte. La force de Coriolis agit pour la gyre cyclonique dans le même sens que la force centrifuge, augmentant la taille du banc ; pour la gyre anticyclonique, au contraire, la force de Coriolis agit dans la direction opposée et réduit la taille du banc.

Le modèle de Pingree complété (Pingree & Maddock, 1979a) prédit un flanc tourné vers le large plus abrupte que celui du côté de l'irrégularité, ce qui est souvent le cas *in situ*, ex. pour le banc du Sercq (Berné, 1999) (cf. paragraphe 1.3.3.2).

Néanmoins, le modèle de Pingree et Maddock (1979a) présente certaines limites, mises en exergue par les observations *in situ* et d'autres modélisations réalisées *a posteriori*. Premièrement, la gyre résiduelle tidale n'est pas nécessairement centrée sur le banc, d'après les modèles de Bastos, et al. (2003), et Berthot et Pattiaratchi (2006). Par ailleurs, la plupart des études concordent pour constater que la gyre résiduelle tidale n'est pas le seul phénomène, ni potentiellement le phénomène principal, à entrer en jeu: la formation et la maintenance de ces bancs sont plutôt associées conjointement à une gyre tidale transitoire, et à une variation de la contrainte de cisaillement et du flux de transport sédimentaire tout au long du cycle de marée (ex. gyre transitoire pendant une phase de la marée, transport le long du banc tout au long de la marée ou uniquement pendant l'autre phase) (Bastos et al., 2002; 2003; Berthot & Pattiaratchi, 2006; Berthot et al., 2006; Li et al., 2014; Signell & Harris, 2000).

1.3.3. Typologie morphogénétique des bancs et caractéristiques morphodynamiques associées

Comme présenté dans le paragraphe précédent, on distingue plusieurs cas pour la formation et la maintenance des bancs. Kenyon et Cooper (2005) proposent une typologie morphogénétique, complétée à partir de celle de Dyer et Huntley (1999). Ils distinguent premièrement les bancs associés à des processus tidaux, et les bancs associés uniquement à des processus non-tidaux (Figure 1.33). Dans la catégorie non tidale, on trouve les bancs de tempête connectés au domaine d'avant côte. Parmi les bancs tidaux, sur lesquels nous allons

nous concentrer dans le cadre de cette thèse, ils distinguent trois types : les bancs de plateforme ouverte, les barres tidales d'estuaire et de delta, et les bancs de sillage (Figure 1.33).

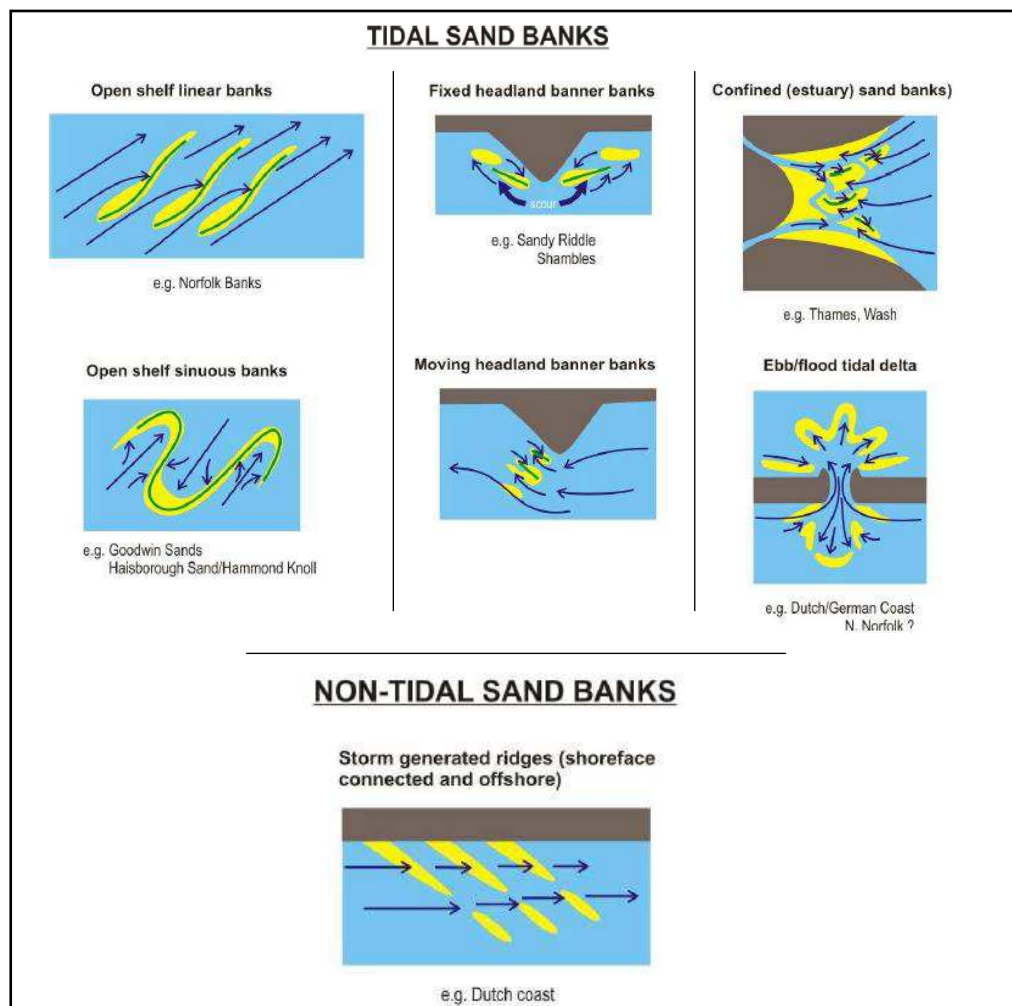


Figure 1.33. Classification des bancs de sable de Kenyon et Cooper (2005), modifiée d'après (Dyer & Huntley, 1999). Les flèches bleues indiquent les chemins de transport, les lignes vertes les zones de convergence du transport.

1.3.3.1. Bancs de plateforme ouverte

Typiques des plateformes macrotidales exposées à la houle, les bancs de plateforme ouverte sont observés dans la plupart des mers peu profondes, dans des zones où le courant est globalement supérieur à 0.5 m/s. Les bancs de plateforme ouverte font leur première apparition dans la littérature avec les travaux d'Off (1963). Leur morphologie a été étudiée en mer du Nord (Collins et al., 1995; Kenyon et al., 1981; Stride et al., 1982), en mer Celtique (Reynaud, 1996), en mer de Chine (Yang & Sun, 1988), en Manche (Berné, 1999), dans le golfe de Cadix (Lobo et al., 2000), ou encore le long de la côte ouest des États-Unis (Harrison et al., 2003).

Les bancs de plateforme ouverte (ex. Figure 1.34) sont les bancs de plus grandes dimensions. Leur extension longitudinale peut atteindre jusqu'à 200 km, pour 10 km de large et 50 m de

hauteur selon Reynaud et Dalrymple (2012). Ils présentent une morphologie très allongée, et leur ligne de crête est généralement oblique de 5° à 30° par rapport au courant résiduel de surface selon une orientation antihoraire pour l'hémisphère nord, et horaire dans l'hémisphère sud, compte-tenu de la force de Coriolis qui participe au maintien du banc (voir section 1.3.2.3) (Huthnance, 1982a; Kenyon et al., 1981).

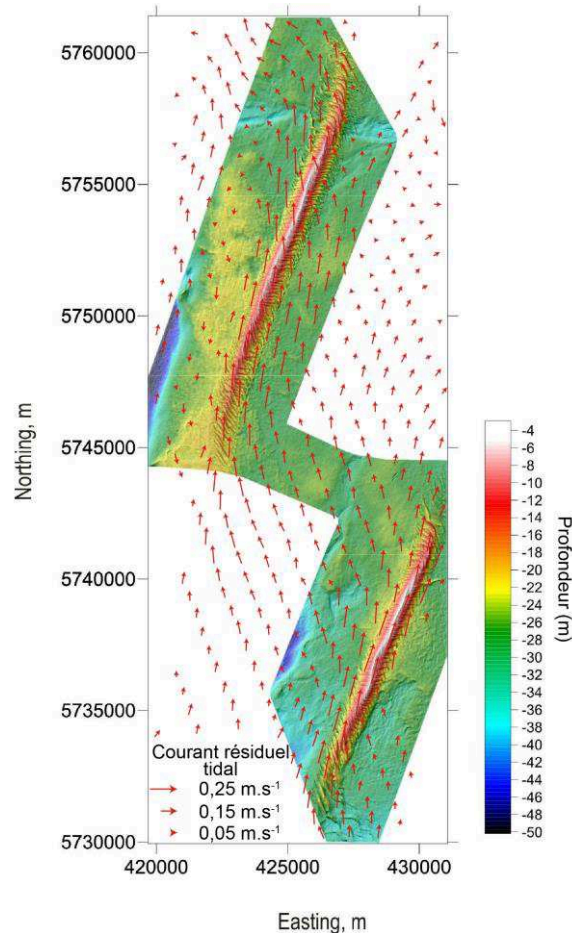


Figure 1.34. Exemples des bancs de plateforme *Inner Gabbard* (au Nord) et *Galloper* (au Sud), situés dans la mer du Nord, à proximité des côtes anglaises. Par Franzetti (2014) d'après (Kenyon & Cooper, 2005) pour la bathymétrie et (Brew & Carolan, 2011) pour le courant résiduel de marée.

Les bancs de plateforme ouverte sont la plupart du temps asymétriques. Ils sont caractérisés par des pentes de l'ordre de 1° sur leur flanc amont, et des pentes de l'ordre de 6° sur leur flanc aval (Dyer & Huntley, 1999; Schmitt, 2006). On observe des dunes surimposées sur leurs flancs, transverses à la direction de l'écoulement résiduel. La crête (ligne de sommet) du banc sera plutôt plate du fait de l'action érosive de la houle, pour des faibles profondeurs, et très abrupte pour les zones de profondeurs supérieures à 50 m (Schmitt, 2006). La crête peut être sinueuse, et si la sinuosité est très élevée, on peut observer une rupture progressive de la crête qui débouchera sur la formation de plusieurs bancs (observations *in situ*, Caston (1972) ; Smith (1988)) (ex. Figure 1.34). Par modélisation, (Veelen et al., 2019) identifient deux schémas d'évolution d'un banc linéaire isolé vers plusieurs bancs, en fonction de leur orientation initiale par rapport au courant.

Les bancs de plateforme ont tendance à migrer dans la direction de l'écoulement. Les vitesses moyennes mesurées varient entre 0 et 25 m/an selon Van Lancker (1999) et peuvent atteindre jusqu'à 40m/an, d'après les observations de Johnson et Caston (1984) sur le banc d'Ower (Royaume-Uni), reportées par Kenyon et Cooper (2005). Les observations *in situ* laissent à penser que les bancs sinueux migrent plus lentement du fait de la non-uniformité du déplacement (Kenyon & Cooper, 2005), avec par exemple une moyenne de 10 m/an pour Harris et Jones (1988), et de 2.5 m/an pour McCave et Langhorne (1982).

La structure interne des bancs de plateforme se caractérise par une succession de réflecteurs sismiques de faibles pentes ($\sim 5^\circ$) ou parallèles au flanc du banc. Le modèle le plus simple proposée est celui de Houbolt (1968) (Figure 1.35). Pour les bancs en mer Celtique, les études, ex. (Reynaud et al., 1999; Trentesaux et al., 1999), ont identifié des structures érosives profondes en auge, comblées ensuite par des strates obliques. On peut associer ces structures érosives à la variation de la hauteur d'eau et au courant de marée.

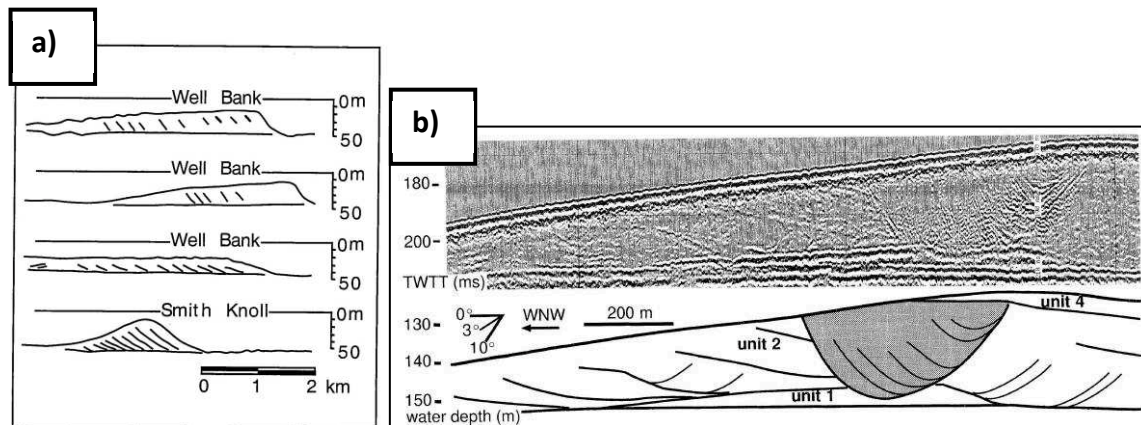


Figure 1.35. Structure interne d'un banc de plateforme tidal. a) Modèle de Houbolt (1968) ; b) Profils sismiques bruts et interprétés pour le banc du Kaiser (mer Celtique) avec une figure d'érosion en auge comblée par des strates obliques (Reynaud et al., 1999).

1.3.3.2. Bancs de sillage

Les bancs de sillages sont positionnés plus près des côtes que les bancs de plateforme ouverte, et sont tout particulièrement associés à des irrégularités dans le trait de côte, typiquement des promontoires rocheux, des îles ou des passes. Comme vu au paragraphe 1.3.2, cette irrégularité joue un rôle crucial dans la formation et la maintenance du banc. Les bancs de sillage font leur première apparition dans la littérature avec (Cornish, 1914) et ont été l'objet de nombreuses études par exemple en Manche, ex. (Schmitt, et al., 2007), dans la mer du Nord, ex. (Larsen, 2003), sur la côte Ouest des États-Unis, ex. (Duffy, 2006), ou encore en Chine (Zhou, et al., 2009).

Les bancs de sillage mesurent typiquement entre 5 et 30 km de long, pour 1 à 2 km de large (Guillou & Chapalain, 2011; Schmitt et al., 2007; Todd et al., 2014). Leur aspect allongé est moins marqué que pour les bancs de plateforme, et leur extension transverse a tendance à diminuer vers l'aval du promontoire, se traduisant par une géométrie planimétrique en forme

de queue de comète ou de goutte d'eau (Belderson et al., 1982), ex. Figure 1.36. Ils peuvent être asymétriques, mais leurs flancs sont faiblement pentus, de l'ordre de 3° . Des dunes surimposées sont également retrouvées sur leurs flancs, soit convergentes vers la crête, soit migrant dans des directions opposées de part et d'autres de la crête.

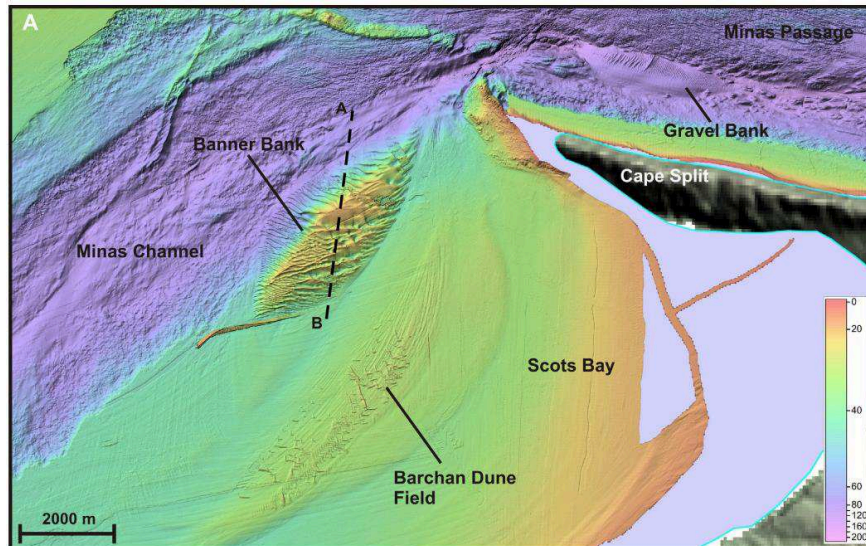


Figure 1.36. Banc de sillage de Cape Split (*Banner Bank*), localisé en aval du passage de Minas, partie interne de la Baie de Fundy, Canada (Li et al., 2014). Ce banc en forme de goutte d'eau est composé de sable grossier à très grossier, et présente des dunes surimposées de longueur d'onde comprises entre 15 et 125 m, pour des hauteurs allant de 0.5 à 19 m. On note la présence d'un champ de barchanes au sud-est du banc, et d'un banc de gravier au niveau du passage de Minas.

On peut prendre l'exemple du banc de Cape Split situé dans la partie interne de la Baie de Fundy, au Canada, en aval du passage de Minas (Li et al., 2014), cf. Figure 1.36. Le courant de marée et le transport sédimentaire modélisés suggèrent un développement du banc par le biais d'une gyre de courant transitoire, agissant au cours du jusant dans le sens antihoraire. Les dunes surimposées dans la partie sud du banc sont asymétriques vers le Nord-Est, alors que celles sur le flanc Nord sont asymétriques vers le Sud-Ouest, suggérant une migration générale à long terme des dunes et un transport dans des sens opposés sur chaque flanc. (Li et al., 2014) concluent donc que le banc est quasi-stable à long terme, et que les sédiments sont recirculés en son sein.

Les bancs de sillage mis en place sur un fond rocheux (résistant et fixe) sont effectivement considérés comme stables en termes de volume et de position, à l'époque actuelle, et aux époques antérieures de haut niveau marin. En effet, les mécanismes permettant leur existence sont liés à des éléments de contexte géographique qui sont immobiles. Si le trait de côte est modifié, les bancs de sillage peuvent se déplacer, et les vitesses de migration observées vont de 2.5 m/s (Larsen, 2003) à 20 m/s (Dugdale, et al., 1978). Ceux mis en place sur un fond sédimentaire pourront être davantage dynamiques.

Ainsi, les bancs de sillage mis en place sur un fond rocheux vont posséder une structure interne complexe, incluant des réminiscences d'autres bancs similaires, associés à l'irrégularité du trait de côte pendant les épisodes précédents de hauts niveau marin, ex. (Bastos et al., 2003). Berné (1999) et ses collaborateurs ont plus particulièrement étudié la structure interne des bancs de sillage localisés dans la Manche. Du fait de la circulation des grandes dunes sur et autour de ces bancs, ils présentent des structures internes complexes. Le banc de Sercq par exemple (îles anglo-normandes, environnement macrotidal) (cf. également (Mhammdi, 1994)), se compose d'un empilement de sets dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre, selon une stratification entrecroisée. Les directions de progradation des dunes, et l'orientation des surfaces cliniformes suggèrent globalement une aggradation des sédiments vers le centre du banc.

En compilant ses observations sur le banc du Four, celles réalisées sur le banc de Sercq (Berné, 1999; Mhammdi, 1994) et les interprétations de Reynaud et al. (1999) pour des bancs de la mer Celtique, Franzetti (2014), Franzetti et al., (2015) proposent un schéma de mise en place des unités centrales d'un banc de sillage, en accord avec le modèle de Pingree (1978), pour un banc de sillage associé à une gire tidale résiduelle et à une dynamique des dunes en sens opposé d'un flanc à l'autre du banc (Figure 1.37).

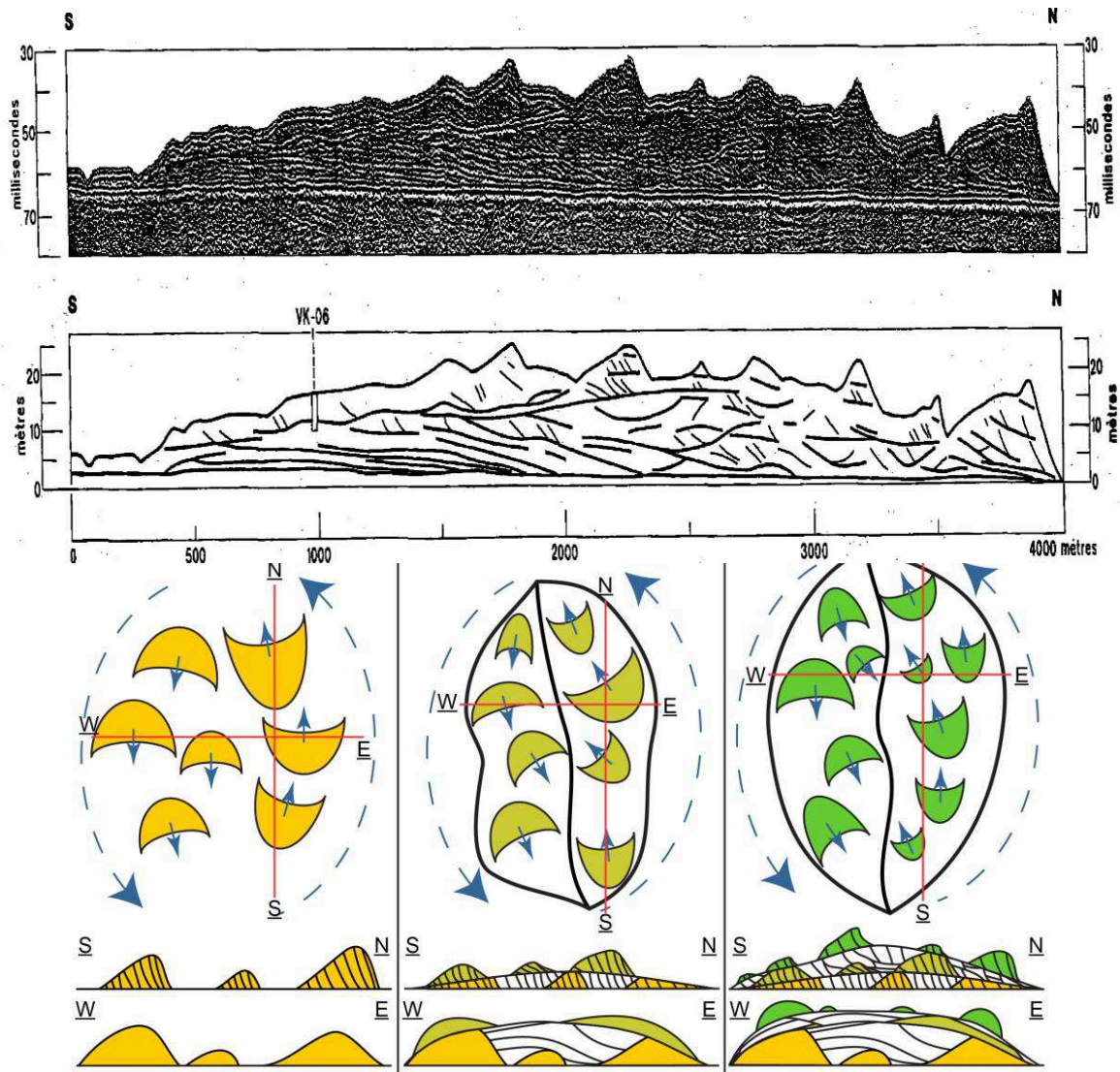


Figure 1.37. Structure interne d'un banc de sillage : Haut : Coupe sismique le long de l'axe principal du banc de Sercq (Berné, 1999; Mhammdi, 1994). On observe une discontinuité érosive majeure sur la partie sud du banc. Les autres discontinuités identifiées sont interprétées comme des surfaces associées à la migration des grandes dunes et/ou des surfaces d'arasement formées par les tempêtes. Bas : Schéma de la construction d'un banc de sillage associé à une gire tidale résiduelle et à la dynamique de dunes, allant du stade : (A) Initial du champ de dunes, (B) de l'initiation du banc de sable, (C) du développement du banc (Franzetti, 2014).

1.3.3.3. Bancs d'embouchure

Les bancs d'embouchure sont localisés dans les passes macro et méso-tidales, et ont été étudiés dans de nombreuses embouchures à travers le monde, par exemple au Royaume-Uni (Dalrymple, 1984; Horrillo-Caraballo & Reeve, 2008), aux États-Unis (Rubin & McCulloch, 1980), et en France, plus particulièrement aux abords de la Gironde et de la Charente, ex (Bertin & Chaumillon, 2005) (Figure 1.38).

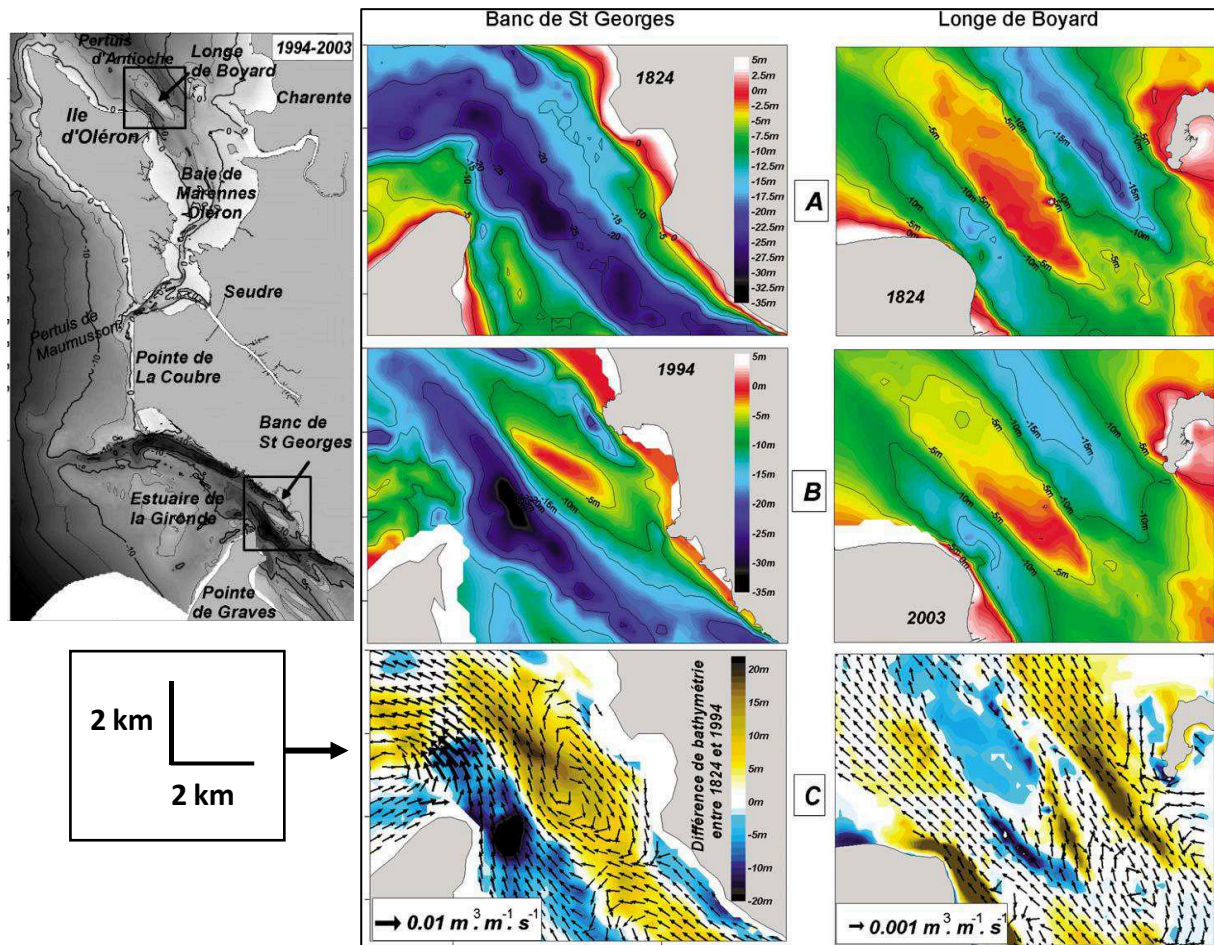


Figure 1.38. Étude séculaire de deux bancs estuariens par Bertinet Chaumillon (2005), côte ouest atlantique française : Le banc de Saint-Georges et la Longe de Boyard. (A) Bathymétries de 1824 ; (B) Bathymétries de 1994 pour le banc de Saint-Georges et de 2003 pour la Longe de Boyard. (C) Simulation du transport résiduel par charriage en 1824, superposés aux évolutions bathymétriques séculaires.

Les bancs d'embouchure sont les plus petits bancs de sable. Ils présentent des longueurs inférieures à 6 km pour des largeurs inférieures à 3 km. On distingue deux sous-catégories, déterminées par l'environnement de dépôt : les bancs d'embouchure estuarienne (ex. Figure 1.38), et les bancs de front de delta tidal (ex. Figure 1.39).

Les bancs d'embouchure sont les bancs présentant la morphodynamique la plus active à court terme, compte-tenu de l'hydrodynamisme très intense et de la grande quantité de sédiments en transit dans leur environnement de dépôt (Kenyon & Cooper, 2005). L'espace restreint dans lequel ils sont confinés se traduit par exemple dans leur flanc raide en érosion (Dyer & Huntley, 1999), et favorise les interactions entre des bancs voisins au sein d'un même système. Selon Kenyon et Cooper (2005), la vitesse moyenne de migration des bancs d'embouchure est comprise entre 10 et 37 m/an, avec une vitesse maximale observée de 67 m/an.



Figure 1.39. Photographie aérienne d'un delta tidal par Kenyon et Cooper (2005) d'après (Hayes, 1975).

Les bancs d'embouchure estuarienne sont globalement parallèles à la direction du courant de marée et sont caractérisés par un apport sableux limité (Stride, 1982). Ils peuvent également contenir des sédiments fins, associés à des épisodes de décharge plus faible, ex. (Chaumillon et al., 2008). Leur symétrie est considérée comme représentative de celle de la marée, avec une dissymétrie du banc plus ou moins importante en fonction de l'intensité relative des courants résiduels de jusant et de flot. Chaumillon et al. (2013) assimilent les bancs d'embouchure estuarienne à des barres tidales, compte-tenu de la similarité de leurs caractéristiques morphologiques. La houle est également un facteur de contrôle sur l'évolution et la morphologie des bancs estuariens, de sorte que l'on peut observer des bancs présentant des caractéristiques hétérogènes au sein d'un même système. Bertin et Chaumillon (2005) (Figure 1.38), expliquent par exemple que le banc de Saint-Georges serait associé à une gire résiduelle de transport, alors que l'évolution long-terme de la Longe de Boyard impliquerait plutôt des processus liés aux vagues et une convergence du transport sableux par un gradient de l'élévation de la surface libre.

La structure interne des bancs estuariens reflète la sédimentation à l'actuel et l'aspect plus symétrique du courant de marée. Pour ces bancs, on peut observer un système de sédimentation en peau d'oignon, avec une érosion sur la partie sommitale du fait d'un transport en suspension, et des strates progradantes sur le flancs (inclinées du sommet vers le flanc) (Figure 1.40).

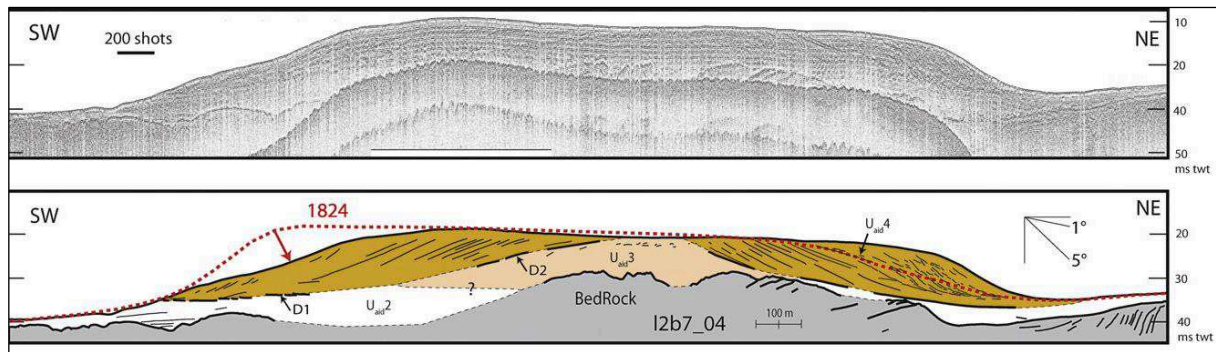


Figure 1.40. Géométrie interne d'un banc d'embouchure (La Longe de Boyard, Fig. 1.38) présentant une sédimentation moderne (unité marron). Cette sédimentation se par progradation sur les deux flancs subparallèles aux courant tidaux (Chaumillon et al., 2008).

Les bancs de front de delta tidal sont quant à eux obliques par rapport à la direction du courant de marée, car perturbés par la force de Coriolis selon Neill (2008). Ils sont systématiquement dyssymétriques, avec un flanc raide orienté vers le large pour les deltas tidaux de jusant, et avec un flanc raide vers la côte pour les deltas tidaux de flot (Kenyon & Cooper, 2005).

1.1.1.4. Bancs tidaux et classification

On peut ainsi répartir les bancs tidaux selon trois catégories morphogénétiques, la troisième incluant en partie l'influence de la houle pour la genèse et le maintien du banc.

Néanmoins, certains bancs par leur morphologie et leur environnement de dépôt peuvent être classifiés au sein de plusieurs catégories, notamment pour les bancs d'embouchure vs les bancs de sillage, compte-tenu de la mixité du forçage, ou pour les bancs de plateforme vs les bancs de sillage, comme par exemple pour le banc du Four (Figure 1.41). Ce banc, localisé au large du Finistère, dans eaux profondes (70-105 m), possède une morphologie particulièrement originale. Il se comporte davantage comme un banc de sillage plutôt que comme un banc de plateforme ouverte, du fait de sa proximité relative à la fois avec les côtes du Finistère, et avec l'île d'Ouessant et l'archipel de Molène-Ouessant.

Par ailleurs, de nombreux bancs de plateforme interne ne peuvent pas être considérés uniquement comme des bancs tidaux, *stricto sensu*. En effet l'influence des vagues auxquelles ils sont exposés se retrouve significativement dans leur morphologie interne et externe actuelle (Trentesaux et al., 1999).

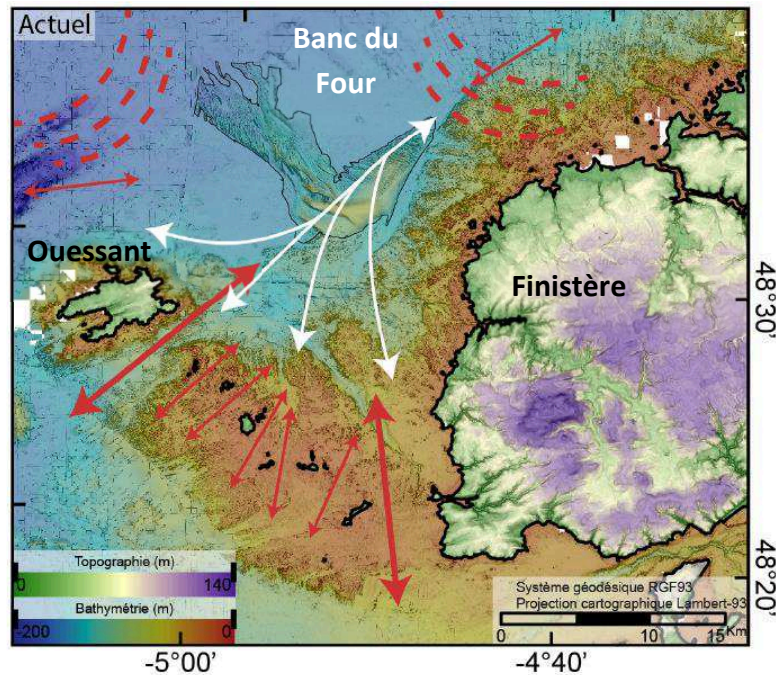


Figure 1.41. Banc du Four-Synthèse des connexions hydrodynamiques (traits rouges) et de la circulation des sédiments (traits blancs). Les flèches rouges indiquent la marée, les lignes courbes pointillées la houle. (Franzetti, 2014).

1.3.4. Synthèse sur la morphodynamique des bancs de sillage

Dans cette section 1.3, nous avons discuté de la morphodynamique des bancs de sable tidaux. Dans la suite de ce manuscrit, nous nous intéressons aux bancs de sillage uniquement. Les éléments clés au cœur de leur morphodynamique sont :

Points clés

- ⇒ Les bancs de sillage sont localisés à proximité d'une irrégularité du trait de côte. Ils mesurent de 5 et 30 km de long, pour 1 à 2 km de large, peuvent être symétriques ou asymétriques en fonction du courant de marée ;
- ⇒ Ils présentent des dunes surimposées sur leur flanc, migrant selon la circulation horizontale, et participant au transport des sédiments sur le banc ;
- ⇒ Les bancs de sillage mis en place sur un fond rocheux fixes sont généralement immobiles et de volume constant ;
- ⇒ Ils sont formés et maintenus du fait de l'irrégularité du trait de côte, qui induit une circulation horizontale résiduelle, mais cette circulation horizontale peut être transitoire en fonction de la phase de la marée, et accompagnée par un transport unidirectionnel pendant l'autre phase ;
- ⇒ Comme les bancs de plateforme, la mise en place des bancs de sillage est probablement associée à des épisodes de remontée du niveau marin, notamment la transgression holocène ;
- ⇒ Leur structure interne est complexe, elle porte la marque de la dynamique des dunes à sa surface, et des réminiscences du banc pour de hauts niveaux marins précédents.

1.4 Mesure du transport sédimentaire

Posséder une bonne estimation du transport sédimentaire, notamment par charriage, est essentiel pour étudier la dynamique des figures sédimentaires sous-marines. L'estimation du transport sédimentaire peut être réalisée soit par l'intermédiaire d'un modèle hydro-sédimentaire, qui fonde sa prédiction sur des lois semi-empiriques de transport, soit être obtenue par mesure *in situ* de manière directe ou indirecte. Le double intérêt des mesures *in situ* étant d'une part qu'elles représentent la réalité terrain, et d'autres part qu'elles permettent de valider les modèles.

Mesurer le transport *in situ* consiste soit à quantifier un flux en mesurant une vitesse et une concentration de sédiments en mouvement, soit à quantifier le nombre de grains en mouvement sur une surface. La caractérisation du transport *in situ* passe également par la détermination de la granulométrie des grains en transport. En général, on emploie conjointement plusieurs méthodes pour obtenir une détermination correcte du transport, en temps, en espace, et pour estimer à la fois la quantité et la taille des sédiments en mouvement (Fromant, 2015; Gray et al., 2010).

Les premières méthodes de mesure apparues pour estimer le transport sédimentaire sont les méthodes dites « directes ». Elles se fondent sur la récupération du matériel sédimentaire supposé mobile au moyen d'un dispositif mécanique. Pour le charriage, on peut installer ce dispositif mécanique sur le fond de manière quasi-permanente, ou l'y poser pour un usage de courte durée (Gray et al., 2010). Pour la suspension, on peut déployer le dispositif, typiquement une bouteille Niskin, dans la colonne d'eau, manuellement ou en la tractant sur un câble (Miller & Judkins., 1981). Les échantillons sont ensuite analysés par filtration. Les méthodes directes présentent l'avantage de fournir une information directe sur la quantité de sédiments transitant à un endroit donné. Néanmoins, l'information obtenue est ponctuelle, il est donc nécessaire de multiplier les prises de mesure et/ou le nombre de dispositifs déployés pour obtenir une description spatio-temporelle du transport satisfaisante. D'autre part, les échantillonneurs de type fosse ou à plateau pour le charriage ne sont pas adaptés pour l'étude des figures sédimentaires mobiles, et il s'agit de méthodes de mesure intrusives, qui peuvent perturber l'écoulement et le transport local, et le déploiement de ces dispositifs peut s'avérer délicat voire dangereux pour des conditions hydrodynamiques intenses, alors que c'est habituellement pour ce genre d'évènements que l'on souhaite obtenir des mesures. Pour la suspension, l'étape de filtration induit quant à elle une incertitude pouvant atteindre jusqu'à 20 % sur la concentration. Cette incertitude s'explique par les imprécisions associées à la manipulation des échantillons et à la mise en œuvre de la filtration par un opérateur, et par le développement possible de contenu organique (ex. phytoplancton) entre l'instant de prélèvement et l'instant d'analyse (Fromant, 2015).

Pour pallier à ces limitations, des mesures du transport peuvent également être réalisées par l'intermédiaire de méthodes dites « indirectes ». Ces méthodes se sont significativement développées au cours des trente dernières années, en lien avec les avancées accomplies du

point de vue strictement technologique (Doxaran et al., 2002; Fromant, 2015; Geay, et al., 2017; Gohin et al., 2005; Hurther et al., 2011; Thorne & Buckingham, 2004). Les méthodes indirectes se fondent très majoritairement sur la mise en œuvre de capteurs acoustiques et optiques. On distingue les méthodes actives des méthodes passives. Les méthodes actives sont fondées sur le principe d'émission-réception, les différences entre le signal reçu et le signal émis étant représentatives des caractéristiques des volumes traversés et de leur contenu. Les méthodes passives exploitent uniquement un signal en réception, soit l'image des grains en mouvement ou le son provoqué par leurs chocs. Pour les méthodes optiques, on rencontre des méthodes immersives, i.e. le dispositif de mesure est déployé directement dans la suspension, ou des méthodes de télédétection, i.e. le dispositif est déporté, hors du fluide, et la mesure est donc acquise à distance. Les méthodes acoustiques sont très majoritairement immersives compte-tenu de la physique de la propagation des ondes sonores.

Dans la suite de ce paragraphe, nous proposons tout d'abord une revue des méthodes de mesure du transport indirectes, plus particulièrement des méthodes acoustiques adaptées à l'étude du transport sur des dunes. Nous aborderons ensuite la littérature et les enjeux associés à la méthode d'acoustique passive sur laquelle reposent les estimations du charriage analysées au Chapitre 5, pour le transport sur des dunes.

1.4.1. Méthodes de mesure indirectes pour la mesure de la suspension

1.4.1.1. Méthodes optiques

Pour la quantification du transport en suspension, on peut utiliser des méthodes optiques immersives comme la sonde de turbidité. Elle fournit une mesure ponctuelle de la concentration des sédiments en suspension, mais présente l'avantage d'être facile à mettre en œuvre et peu couteuse (Gray & Glysson, 2003). On peut également déployer un granulomètre laser, qui permet de déterminer la concentration des sédiments en suspension par classe de taille, mais cet instrument est plus difficile à déployer, et est plutôt adapté aux particules fines et moyennes (Fromant, 2015).

Les méthodes optiques de télédétection, c'est-à-dire déportées par rapport au fluide, pour la mesure du transport en suspension comprennent principalement l'imagerie satellitaire (Gohin et al., 2005), ou l'imagerie embarquée sur un drone (Petit et al., 2017). Néanmoins, ces méthodes sont plutôt adaptées à l'analyse du transport en suspension à des échelles régionales, et fournissent une estimation du contenu en suspension intégrée sur la colonne d'eau, peu compatible avec l'étude du transport sur des dunes. Une méthode prometteuse est la méthode lidar topo-bathymétrique, mais l'inversion du signal rétrodiffusé par les sédiments dans la colonne d'eau en termes de concentration est au premier stade de son développement (Zhao et al., 2018).

1.4.1.2. Méthodes acoustiques actives

Les méthodes acoustiques actives, par rapport aux méthodes optiques, présentent l'avantage de donner une estimation du transport en suspension avec une résolution spatiale et temporelle fine, plus adaptée à l'analyse du transport à l'échelle d'une dune sableuse.

Ces méthodes utilisent ce que l'on appelle un modèle de rétrodiffusion, qui synthétise la manière dont le son est rétrodiffusé par les grains, en fonction de leurs caractéristiques (concentration, taille, densité, etc.). Les modèles de rétrodiffusion peuvent être déterminés empiriquement par calibration ex. (Jourdin et al., 2014; Tessier, 2006) à partir de mesures optiques de la turbidité ou par filtration d'échantillon d'eau, ou semi-analytiquement à partir de considérations théoriques ex. (Fromant, 2015; Thorne & Hanes, 2002; Vergne et al., 2020) (cf. revue des modèles existants dans (Thorne & Hurther, 2013) ou (Fromant, 2015)).

L'un des éléments clés de ces méthodes est la fréquence acoustique du signal : si l'on dispose d'une seule fréquence acoustique, on peut uniquement déterminer la concentration. Si l'on dispose de plusieurs fréquences, on peut également inverser la granulométrie des sédiments, le nombre de classes granulométriques obtenables étant déterminé par le nombre de fréquences utilisées par l'instrument. Les instruments monofréquences déployés pour l'étude de la suspension sont généralement des instruments originellement conçus pour mesurer le courant comme les profileurs de courant à effet Doppler (ADCP)(Jourdin et al., 2014; Moore et al., 2012; Tessier, 2006) ou pour réaliser des acquisitions bathymétriques comme le sondeur multifaisceaux (Fromant, 2015). Ils fonctionnent sur des plages de fréquences plus basses ($\sim 10\text{-}100$ kHz $\Rightarrow \sim 10\text{-}100$ m) et donc par conséquent disposent d'une plus petite résolution spatiale le long de leurs faisceaux, mais possèdent une plus longue portée que les instruments multifréquences ($\sim 1\text{MHz}$ $\Rightarrow \sim 0.1\text{-}10$ m). Les instruments multifréquences sont désormais commercialisés spécifiquement pour l'études des sédiments en suspension, ex. (Fromant et al., 2017; Vergne et al., 2020).

Afin d'obtenir à la fois une mesure de la concentration selon une portée significativement longue et une détermination de la granulométrie, les études récentes proposent de combiner plusieurs instruments monofréquences, ex. (Jourdin et al., 2014; Moore et al., 2012) , ou un instrument multifréquence et un instrument monofréquence (Fromant, 2015). Plus particulièrement, Fromant (2015) a déployé conjointement dans l'estuaire de l'Aulne, à poste fixe, un profileur multifréquence et un sondeur multifaisceaux. Le profileur multifréquence, déployé les faisceaux orientés vers le bas, a permis de déterminer d'une part le gradient granulométrique vertical des sédiments en suspension dans la colonne d'eau, et d'autre part la distribution granulométrique pour chaque cellule verticale, représentée ensuite au moyen d'un unique rayon équivalent. Les données du sondeur multifaisceaux, déployé de sorte que ses faisceaux offrent une image en 2D de la colonne d'eau sur une section de l'Aulne (emprise horizontale de ~ 15 m pour une colonne d'eau de ~ 8 m), ont ensuite été inversées avec le rayon équivalent pour obtenir une estimation de la concentration des sédiments en suspension dans la colonne d'eau en 2D (Figure 1.42). De même, on peut évoquer le profileur acoustique bi-

fréquence développé par Hurther et al. (2011), permettant d'étudier à très fine échelle la suspension et la turbulence dans la couche la couche limite. Néanmoins, cet instrument n'est actuellement pas déployable *in situ*.

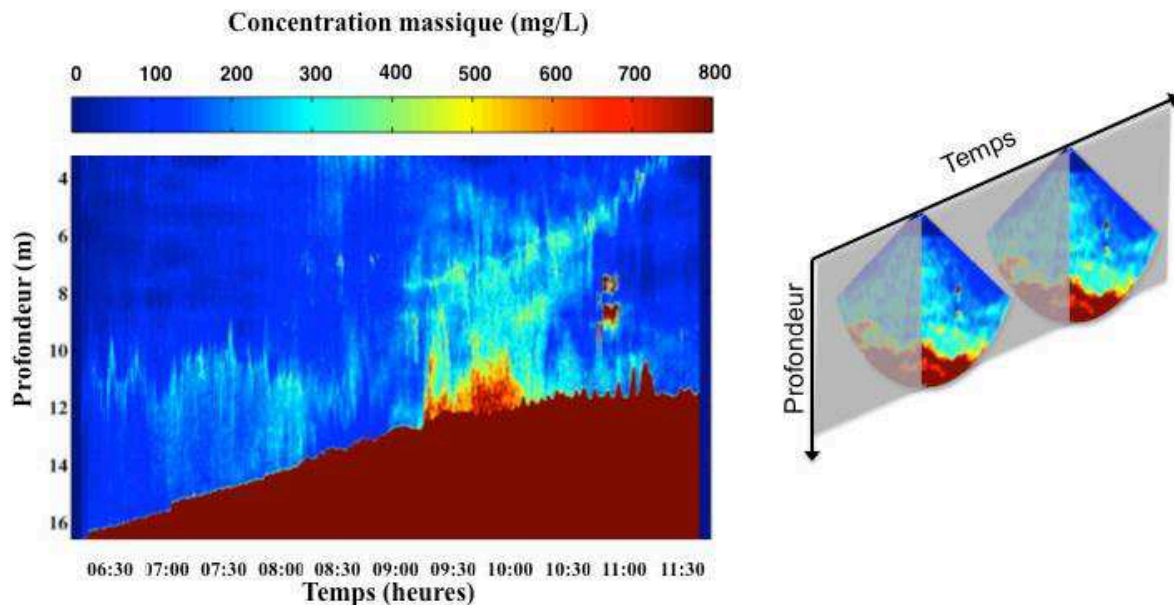


Figure 1.42. Série temporelle des concentrations massiques estimées par inversion des profils à 0° et 30° à une profondeur de 7.75m, comparées aux concentrations massiques obtenues par prélèvements (Fromant, 2015).

1.4.2. Méthodes de mesure indirectes pour le charriage

Pour l'estimation du transport par charriage, l'imagerie vidéo pour le suivi des particules en transport est à envisager, comme par exemple avec le dispositif DySPI (Blanpain et al., 2009). Ce dispositif a permis de déployer une caméra avec un champ localisé à l'interface eau-sédiments (par l'intermédiaire d'un périscope), pour des zones exposées à des conditions hydro-sédimentaires extrêmes, mais serait peu adapté à l'étude des figures sédimentaires mobiles. En effet, il s'agit d'un dispositif de taille métrique planté directement dans le fond, donc pouvant possiblement être déstabilisé par la migration des figures sédimentaires ou la contraignant, et pouvant aussi perturber l'écoulement sur une dune. De plus, l'information obtenue est intégrée par la profondeur de champ de la caméra, ce qui limite la quantification du transport.

Certaines études mettent en œuvre un ADCP (acoustique active) mesurant la vitesse du courant en mode *bottom tracking* et un système de positionnement différentiel (DGPS) mesurant la vitesse du porteur, pour obtenir une mesure de la vitesse apparente du charriage, ex. (Gaeuman & Jacobson, 2006; Lorang & Tonolla, 2014; Rennie & Church, 2010). Cette méthode est limitée par son imprécision à localiser le transport sur le fond, car il est impossible de savoir à partir de quelle épaisseur de la couche de charriage l'onde acoustique reçue par le capteur a été rétrodiffusée.

La méthode indirecte la plus fréquemment employée pour mesurer le transport par charriage est l'utilisation de données bathymétriques, soit par différentiel direct pour un fond sans figures sédimentaires, soit, en plus, par le suivi de la migration des figures sédimentaires sur le fond lorsque celles-ci sont présentes. Cette méthode est donc particulièrement adaptée pour quantifier le transport associé à des dunes. Le calcul géométrique associé, donnant le volume de sédiments déplacés entre les deux bathymétries successives via la migration des figures sédimentaire, et donc le transport sédimentaire résiduel, a été précédemment présentée en détail dans ce Chapitre, au paragraphe 1.2.4.1, d'après (Simons et al., 1965), et les développements proposés postérieurement. Cette méthode sera appliquée aux dunes du banc du Creizic dans le Chapitre 4. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet d'obtenir une couverture spatiale du transport à l'échelle complète de l'objet d'étude. Néanmoins, la quantification fournie ne correspond pas strictement au transport par charriage, puisque la migration des dunes se fait en partie par suspension. D'autre part, il s'agit d'une estimation résiduelle, c'est-à-dire intégrée au cours du temps entre les acquisitions, et il est donc nécessaire de multiplier les acquisitions pour obtenir une résolution temporelle satisfaisante. Une approche similaire, bathymétrique, est l'utilisation d'un sonar rotatif (*rotating sonar* ou *pencil beam sonar*). Le dispositif va balayer à fréquence élevée une même portion du fond de sorte que l'on pourra appliquer le principe de conservation de la masse pour calculer le transport sableux pour des rides, voire des dunes, avec une résolution temporelle élevée donc selon une description instationnaire, ex. $O(10\text{min})$ pour (Wengrove et al., 2018). Par rapport au différentiel bathymétrique SMF, cette méthode est plus résolue temporellement mais fournit une estimation sur une extension spatiale restreinte ($O(10\text{ m}^2)$).

Une dernière catégorie de méthodes employées pour estimer le transport par charriage est la catégorie « acoustique passive ». Pour les particules très grossières en rivière, on peut mettre en œuvre un géophone associé à un élément métallique disposé sur le fond, impacté par les particules en transport, ex. (Rickenmann & McArderll, 2009; Wyss et al., 2016), ou exploiter les données de réseaux sismiques, ex. (Barrière, et al. 2015).

Pour les particules plus fines (à partir du sable), une méthode d'acoustique passive, introduite dans les années soixante par Bedeus et Ivicis (1963), Johnson et Muir (1969), (Jonys, 1976), et formalisée théoriquement par Thorne et Foden (1988) a connu récemment des avancées significatives, ex. (Blanpain et al., 2015; Geay et al., 2017; Petrut et al., 2018). Cette méthode exploite le son généré par les grains en collision sur le fond, enregistré avec un hydrophone. Elle permet de déterminer la quantité de grains en transport, et la granulométrie associée. Dans le cadre de cette thèse, nous avons testé le potentiel de cette méthode pour estimer le transport par charriage sur des dunes. Nous allons donc la présenter de manière détaillée au prochain paragraphe (1.4.3).

1.4.3. La mesure du transport par charriage par méthode acoustique passive

La mesure du transport par charriage par acoustique passive se fonde sur l'analyse, en temps et en fréquence, des sons générés par les particules en collision sur le fond au cours du transport. On désigne fréquemment ces sons de transport dans la littérature par l'acronyme SGN, pour *Self-Generated Noise* en anglais.

La mesure du transport par acoustique passive est une méthode non intrusive, sa mise en œuvre ne perturbant pas significativement la structure de l'écoulement et l'état du fond (Thorne, 1986b). Elle est relativement simple à déployer, et peu coûteuse (Geay et al., 2017; Thorne, 2014). Toujours en développement, elle a d'ores et déjà fait ses preuves en rivière ex. (Barton et al., 2010; Belleudy et al., 2010; Geay et al., 2017; Johnson & Muir, 1969; Jonys, 1976 ; Petrut et al., 2018; Tywoniuk & Warnock, 1973), comme en environnement marin, ex. (Bassett et al., 2013; Blanpain et al., 2015; Hardisty et al., 1984; Heathershaw & Thorne, 1985; Mason et al., 2007; Thorne, 1986b; Thorne et al., 1989; Voulgaris et al., 1995).

La plupart des études se fondent sur des relations empiriques pour proposer une estimation du charriage à partir du son mesuré par un hydrophone ex. (Geay et al., 2017; Thorne, 1986b), mais quelques études utilisent des expressions semi-analytiques fondées sur la théorie des chocs et de l'acoustique pour inverser la mesure, ex. (Blanpain et al., 2015; Teodor Petrut et al., 2018; Thorne & Foden, 1988).

Plus marginalement, Bassett et al. (2013) ont par exemple relié le SGN à la vitesse du courant proche du fond et à la contrainte de cisaillement, avec une approche empirique, afin d'estimer le bruit généré par le SGN relativement aux autres bruits ambiants rencontrés dans le paysage acoustique sous-marin en zone côtière (études des mammifères marins et suivi du bruit anthropique).

À l'instar de la méthode sismique, la méthode acoustique passive est sensible aux bruits environnants, et la complexité des signaux de SGN peut rendre difficile leur interprétation (Geay et al., 2017). Par ailleurs, certains auteurs prédestinent l'usage de cette méthode uniquement à des sédiments grossiers, plus particulièrement pour les graviers, ex. (Thorne, 1985), mais des résultats concluants ont tout de même été rapportés dans la littérature pour du sable moyen à très grossier (Blanpain et al., 2015; Geay et al., 2018; Thorne, 1986b).

1.4.3.1. Principe de l'estimation du charriage à partir du SGN

Du niveau du SGN à la quantité de sédiments en charriage

L'estimation du charriage par acoustique passive repose sur l'analyse du niveau de pression et du contenu fréquentiel des bruits générés par les collisions interparticulaires entre les grains en transport sur le fond (SGN, *Self-Generated Noise*). Le but est de relier le SGN à la quantité de sédiments en transport par charriage, typiquement au taux de transport, par l'intermédiaire de la masse de grains en mouvement sur le fond ex. (Barton et al., 2010; Geay, et al., 2017; Jagger & Hardisty, 1991; Johnson & Muir, 1969; Jonys, 1976; Mason et al., 2007;

Richards & Milne, 1979; Rouse, 1994; Thorne, 1986b; Thorne et al., 1989; Voulgaris et al., 1995; Williams et al., 1989), ou par l'intermédiaire du nombre de grains en mouvement sur le fond, ex. (Blanpain et al., 2015; Geay, et al., 2017; Jonys, 1976).

En effet, la pression acoustique rms (*root mean square*) totale produite par le SGN (P_{rms}) est en première approximation proportionnelle à M^β , avec M la masse de sédiments en mouvement (ou la masse de sédiments divisée par une unité de temps, ou le nombre de grains). Le coefficient β obtenu empiriquement par des mesures en laboratoire ou en rivière diffère en fonction des études, ex. $\beta=0.58$ pour Johnson et Muir (1969), $\beta = 0.37$ pour Geay et al. (2017) ou (Voulgaris et al., 1995). Néanmoins la théorie acoustique indique un coefficient $\beta = 1/2$ pour un ensemble de sources sonores aléatoires et indépendantes (Beranek, 1971) : $P_{rms} \sim \alpha M^{1/2}$. (Le coefficient α dépend notamment de la vitesse d'impact entre les particules). Pour des sédiments marins, Thorne (1986b), a mesuré expérimentalement des coefficients β proches de $\frac{1}{2}$ (Figure 1.43). Appliquée à des enregistrements *in situ* pour des galets marins dans l'estuaire de la Solent (Angleterre), l'expression empirique élaborée en laboratoire par Thorne a fourni des taux de transport massiques cohérents avec ceux obtenus avec une caméra sous-marine déployée conjointement (Thorne, 1986b, 1986a).

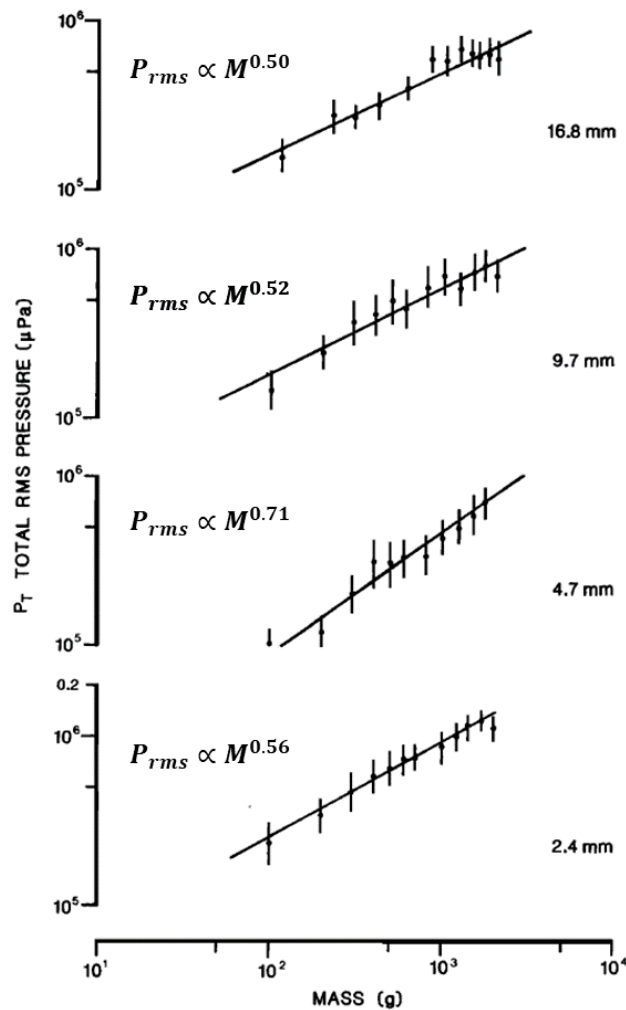


Figure 1.43. Niveau de pression total RMS (P_{rms}) en fonction de la masse de sédiments agités dans le tambour (Thorne, 1986b) (sédiments marins). Des courbes similaires ont été trouvées pour des sédiments artificiels (billes de verre) (cf. figure 11 de (Thorne, 1985)).

De la fréquence du SGN à la granulométrie des sédiments en charriage

La méthode SGN est également utilisée pour déterminer la granulométrie des grains en transport sur le fond, ex. (Bassett et al., 2013; Blanpain et al., 2015; Johnson & Muir, 1969; Jonys, 1976; Petrut et al., 2018; Thorne, 1986a, 1986b).

La fréquence caractéristique des sons produits par les sédiments en transport (notée ici f_{peak}) est, en première approximation, inversement proportionnelle au diamètre des sédiments en transport. Cette dépendance est illustrée sur la Figure 1.44 d'après (Teodor Petrut et al., 2018)) pour un spectre modélisé analytiquement : $f_{peak} \sim aD^{-1}$. (Le coefficient a dépend notamment de la vitesse d'impact entre les particules). Petrut et al. (2018) trouvent analytiquement une gamme de fréquences allant de 800 Hz à $2 \cdot 10^5$ Hz pour des grains allant de 1 mm à 150 mm (une vitesse d'impact de 0.1 m/s). En inversant des mesures de SGN acquises en rivière avec les spectres calculés analytiquement, ils ont obtenu une granulométrie cohérente avec celle mesurée par un échantillonneur physique.

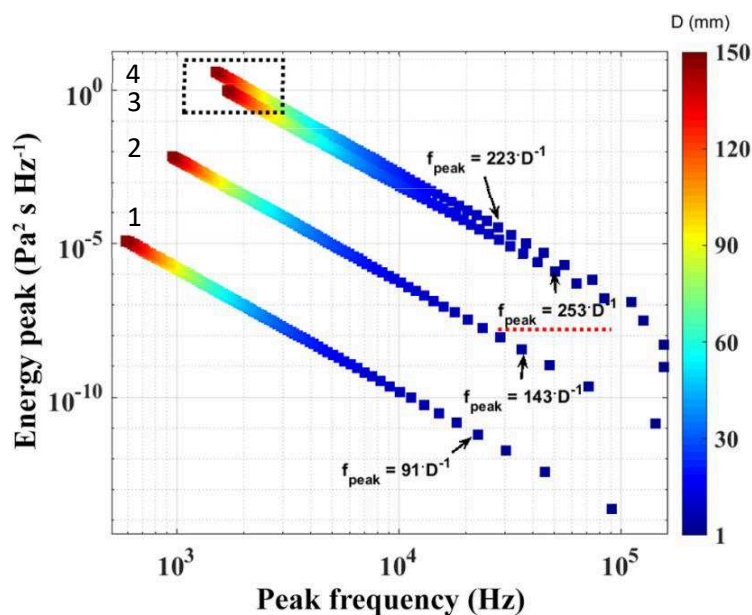


Figure 1.44. Fréquence pic f_{peak} et variation de la puissance spectrale avec le diamètre de grains D pour des spectres de SGN calculés d'après le modèle analytique sphère-plan de Akay et Hodgson, (1978), Petrut et al. (2018) pour les courbes 1-2-4, et d'après le modèle analytique sphère-sphère de Koss et Alfredson (1973), Thorne et Foden (1988) pour la courbe 3. Les courbes 1,2,(3-4) ont été calculées respectivement pour des vitesses d'impact de 0.01,0.1, 1 m/s. (Teodor Petrut et al., 2018).

Les travaux de Thorne en laboratoire ont plus particulièrement permis d'identifier la signature fréquentielle du SGN (Thorne, 1985, 1986b) : le spectre de pression $P(f)$ est caractérisé par un pic de résonance large bande (facteur de qualité³ $Q \sim 1$) pour des sédiments artificiels parfaitement sphériques (Figure 1.45a) ; le spectre pression $P(f)$ présente une signature de type « bruit large bande » sans fréquence de résonance discernable pour des sédiments marins naturels, (Figure 1.45b). Néanmoins, la fréquence centrale du spectre f_c (fréquence autour de laquelle l'énergie du spectre est répartie de manière égale) peut être utilisée comme fréquence caractéristique du SGN, car elle présente une dépendance en fonction du diamètre de grain D similaire à celle de la fréquence de résonance (Teodor Petrut et al., 2018; Thorne, 1986b).

La dépendance exacte entre la fréquence caractéristique du spectre f_c , et le diamètre de grain D trouvée par Thorne (1985, 1986b) est donnée par :

$$f_c = 0.0855 \left| \frac{E}{\rho_s(1 - \sigma^2)} \right|^{0.4} \left(\frac{U_c^{0.2}}{D/2} \right) \quad (1.33)$$

Avec E , ρ_s , σ , D , U_c correspondant respectivement au module d'Young, à la masse volumique, au coefficient de Poisson, au diamètre concerné, et à la vitesse de choc.

³ $Q = \frac{f_r}{\Delta_f}$ avec f_r la fréquence de résonance, c'est-à-dire la fréquence pour laquelle le spectre a une amplitude maximale, Δ_f la bande de fréquences sur laquelle l'amplitude a un niveau significatif (ex. bande passante à -3 dB). Plus la bande Δ_f est étroite, et donc plus Q est élevé, plus la résonance est « piquée ».

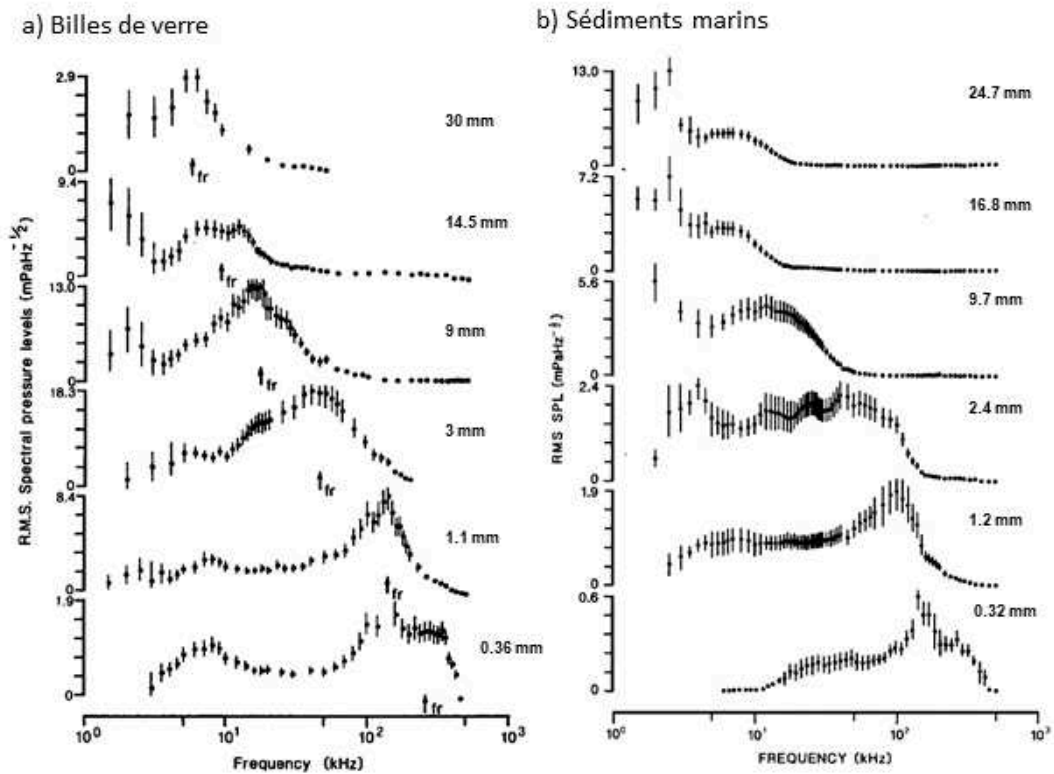


Figure 1.45. Mesures de spectre du SGN (*Self-Generated Noise*) en fonction du diamètre de grains pour : a) des billes de verre ; b) des sédiments marins. Sur l'encart a), la fréquence pic de la résonance f_r a été pointée. (Thorne, 1985, 1986b).

L'équation (1.33) étant :

- cohérente avec celles obtenues expérimentalement par Jonys (1976), Koss et Alfredson (1973), Millard (1976) pour différents matériaux (graviers, acier, verre),
- cohérente avec la dépendance existant entre la fréquence f_t et D , avec f_t la fréquence liée à la durée de l'impact entre deux sphères τ_0 par $f_t = \frac{1}{2\tau_0}$ (Koss, 1974), pour τ_0 calculé d'après (Goldsmith, 1960) pour un choc hertzien⁴,
- incompatible avec l'excitation des modes de résonance naturels d'une sphère formulés par Love (1944) car donnant une fréquence trop basse⁵,

Thorne (1986b) en a conclu que la fréquence caractéristique du SGN était effectivement représentative d'un rayonnement de pression impulsionnel généré par deux corps rigides

⁴ On dit d'un processus de collision qu'il est « hertzien » lorsqu'il est gouverné par la loi de Hertz sur les contacts (Hertz, 1882): les deux corps en collision sont isotropiquement élastiques, ils subissent tous deux une déformation localisée au point de contact au cours de la collision.

⁵ Cela ne signifie pas pour autant que les modes de vibration ne sont pas excités. Ils peuvent effectivement l'être, comme l'ont mesuré expérimentalement Thorne et Foden (1988) pour des particules grossières. Néanmoins, les fréquences correspondantes sont suffisamment élevées pour ne pas interférer avec la bande de fréquences correspondant à la collision élastique entre deux corps rigides.

subissant un changement soudain de vitesse du fait d'une collision hertzienne, en accord avec les suggestions faites par Akay et Hodgson (1978), Banerji (1916), et Koss et Alfredson (1973).

Stratégie de mesure du SGN et localisation du charriage

La plupart des études mesurant le SGN par acoustique passive déploient le récepteur (un hydrophone) au mouillage selon une position fixe, afin d'avoir une résolution temporelle très élevée sur une même zone. La mesure du SGN, généralement réalisée avec un unique récepteur, ne permet pas de localiser précisément la position spatiale des sources. En effet, l'information enregistrée correspond à une mesure intégrée du son sur la surface d'écoute du récepteur (qui vaut $4\pi h^2$ d'après Blanpain et al. (2015) avec h la distance verticale fond-hydrophone). Il faudrait déployer au moins trois récepteurs simultanément pour pouvoir obtenir la position des sources par triangulation, ex. ((T Petrut, 2017), Chapitre 3).

Néanmoins, la mesure du SGN peut tout de même fournir des informations sur la localisation du charriage lorsque l'on opte pour un déploiement de type lagrangien (l'hydrophone est fixé sur un support flottant, qui dérive par l'action du courant de surface). Cette approche a par exemple été mise en œuvre par Lorang et Tonolla (2014) pour une rivière en crue. Petrut et al. (2018) ont réalisé des mesures en rivière avec un système d'acquisition dérivant le long de la rivière. Ils ont pu identifier que le charriage était plus intense dans la partie centrale de la rivière, et mettre en évidence un tri granulométrique le long de la section transversale de la rivière. Petrut (2017) a également proposé un modèle de carte acoustique consistant à calculer le niveau de pression en chaque point d'un maillage d'une portion rectangulaire de rivière.

1.4.3.2 Autres paramètres influençant le SGN

Paramètres liés au transport

En plus d'être fonction de la quantité de sédiments en charriage, et de leur granulométrie, le SGN dépend directement aussi (Akay & Hodgson, 1978; Geay et al., 2017; Goldsmith, 1960; Koss & Alfredson, 1973; Petrut et al., 2018; Thorne, 1986b; Thorne & Foden, 1988; Wren et al., 2015) :

- Des caractéristiques des sédiments en collision (masse volumique, module de Young, coefficient de poisson, vitesse de propagation du son) ;
- Des caractéristiques du fluide dans lequel le son se propage (masse volumique et vitesse de propagation du son) ;
- De la vitesse de collision entre les particules : $P_{rms} \propto U_c$ pour le niveau de bruit produit, $f_c \propto U_c^{0.2}$ pour la fréquence caractéristique du bruit

En terme de caractéristique des sédiments, la forme des grains est un paramètre qui est rarement pris en compte. Les grains sont supposés être sphériques dans la plupart des études, pour les modèles théoriques ex. (Koss & Alfredson, 1973; Teodor Petrut et al., 2018; Thorne & Foden, 1988), ou pour la construction de lois semi-empiriques ex. (Thorne, 1986b). Cette hypothèse de sphéricité a montré des résultats cohérents pour des formes différentes (Richards, et al., 1979) et des sédiments naturels (Thorne, 1986b). Petrut (2017) a noté quant

à lui une différence atteignant 4 kHz sur la fréquence caractéristique en fonction du diamètre représentatif sur lequel se faisait l'impact (grain 3D). Néanmoins, il a estimé que si l'on écoutait un très large nombre d'impacts sur le fond, la mesure obtenue était statistiquement représentative du diamètre équivalent des grains (diamètre entourant le sédiment défini selon Thorne (1986b)).

Transformation du SGN par propagation au sein du milieu

L'onde acoustique initialement émise par les grains s'entrechoquant sur le fond va subir une série de transformations au cours de sa propagation dans le milieu avant d'arriver au récepteur (hydrophone). Ainsi, la pression rms totale due au SGN mesurée par le récepteur ne correspondra donc pas identiquement à celle émise directement sur le fond. Les principales transformations subies par l'onde au cours de sa propagation sont les suivantes :

- Pertes par transmission
 - Divergence géométrique
 - Atténuation par l'eau
- Transmissions aux interfaces
 - Eau-air
 - Eau-sédiments
 - Couches d'iso-célérité

Ces phénomènes ne possèdent pas tous la même importance et dépendent principalement de la géométrie du milieu de propagation, de la position de l'hydrophone par rapport aux interfaces, de la fréquence de l'onde acoustique générée par le SGN, et des caractéristiques physico-chimiques du fluide. Dans la suite de ce paragraphe, on présente un bilan non exhaustif de ces phénomènes, se traduisant sur la mesure hydrophone, afin que le lecteur puisse posséder une idée générale des éléments limitants.

- Influence de la profondeur sous l'hydrophone (pertes par transmission) :

Le signal de pression mesurée est dépendant de la hauteur hydrophone-fond du fait des pertes par transmission.

En se propageant dans la colonne d'eau, depuis la source (choc localisé sur le fond) jusqu'au récepteur (hydrophone immergé dans la colonne d'eau), l'onde acoustique subit des pertes par divergence géométrique. Pour l'expression analytique proposée par Thorne et Foden (1988), la divergence géométrique prend la forme d'une divergence sphérique, c'est-à-dire que la pression acoustique en tout point de l'espace est proportionnelle à $1/r$, avec r la distance source-récepteur. Il s'agit du cas général d'une onde se propageant dans toutes les directions d'un milieu non borné.

L'autre composante des pertes de signal par transmission est l'absorption par l'eau. Il s'agit d'un processus dissipatif en action à l'échelle moléculaire, qui dépend principalement de la viscosité de l'eau et de sa composition chimique, et de la fréquence de l'onde acoustique (ex. formule Francois et Garrison (1982)). Cette dissipation énergétique se traduit par une perte du signal en exponentielle de la distance r . Pour les fréquences acoustiques élevées et les

distances source-récepteur faibles caractérisant la méthode SGN, ce processus est négligeable.

- Influence des autres paramètres géométriques du milieu :

Les interfaces bornant le milieu de propagation ont aussi une influence sur la propagation du signal acoustique et donc sur le signal de pression rms totale mesuré par l'hydrophone.

La vitesse du son dans l'eau dépend légèrement de la température de l'eau, de la salinité et de la pression ambiante. Dans les environnements peu profonds (< 200 m), le profil de vitesse du son induit une réfraction vers le bas (ex. en été, colonne d'eau stratifiée), ou est quasiment constant sur la colonne d'eau (ex. en hiver, colonne d'eau mélangée). Les chemins de propagation de l'onde acoustique sont alors majoritairement dépendants des interfaces fond et surface.

Pour la mesure du SGN avec un hydrophone déployé dans la colonne d'eau, en faisant l'hypothèse d'une colonne d'eau bien mélangée, ex. pour des conditions hydrodynamiques turbulentes, on peut plus particulièrement distinguer les phénomènes suivants :

- À l'interface eau-air
 - Réflexions à l'interface
 - Interférences destructives entre le signal direct et le signal réfléchi par la surface, si le récepteur est déployé à proximité de la surface (ex. (Jensen, Kuperman, Porter, & Schmidt, 2011))
 - Diffusion par la rugosité générée par les vagues de surface générées par le vent (pertes énergétiques supplémentaires) (ex. (Tindle & Deane, 2004; Walstead & Deane, 2013, 2016)) pour les très hautes fréquences (100-1000 kHz)
- À l'interface sédiment-fond :
 - Réflexion à l'interface (Snell-Descartes)
 - Diffusion par la rugosité de fond pour les fréquences > 1 kHz (Jensen et al., 2011)
 - Absorption dans la couche fond pour les plus basses fréquences (<1 kHz) (Jensen et al., 2011) et les angles d'incidence quasi-horizontaux ex. (Geay, et al., 2017)

Pour une bathymétrie accidentée, les interactions avec le fond seront potentiellement plus nombreuses. Ceci complexifiera alors le trajet des ondes depuis la source jusqu'au récepteur, et augmentant les pertes par diffusion et absorption.

Ces interactions successives aux interfaces peuvent faire de la colonne d'eau un guide d'onde, c'est-à-dire un filtre passe haut : les ondes basse-fréquences ne se propagent pas horizontalement, elles sont rapidement absorbées au sein du sédiment composant le fond, alors que les hautes fréquences sont guidées par la réflexion successive aux interfaces eau-air et eau-sédiments. La fréquence de coupure guide est inversement proportionnelle à la hauteur d'eau, et dépend de la célérité du son dans les sédiments et dans l'eau (Jensen et al., 2011).

Dans le cadre de l'amélioration de la méthode SGN, Geay et al. (2017) ont effectivement mis en évidence ce comportement de guide d'onde pour une rivière, par modélisation. Ils ont constaté que pour des rivières à pente importante (>1%), ce phénomène de guide d'onde pouvait biaiser l'interprétation de la mesure du SGN, et son inversion en termes de granulométrie. En effet, pour une pente élevée, la fréquence de coupure du guide d'onde peut devenir inférieure à la fréquence acoustique émises par les particules les plus grossières en choc, que l'on trouve typiquement dans ces environnements, et les sons associés à ces particules ne se propagent donc pas jusqu'à l'hydrophone.

1.4.3.3. Source du signal et localisation

Afin de prendre en compte les transformations subies par l'onde acoustique au cours de sa propagation, il est primordial de savoir ce que l'on écoute, c'est-à-dire quelles sont les sources sonores émises par les chocs, et quelle est leur localisation.

En considérant les sources sonores de charriage comme des sources à rayonnement dipolaire⁶, Blanpain et al. (2015) proposent une surface théorique de provenance des sons⁷ sous la forme d'une empreinte circulaire de rayon $2h$, avec h la distance verticale hydrophone fond, soit une aire de $S = 4\pi h^2$. Si l'on considère que les chocs liés au transport sont répartis selon une distribution uniforme sur cette surface d'écoute, on aura une compensation parfaite sur le niveau de P_{rms} totale mesurée entre l'augmentation des pertes de signal par divergence géométrique avec la profondeur (divergence sphérique en $1/r$) et entre l'augmentation du bruit de SGN du fait de l'augmentation du nombre de chocs écoutés, par augmentation de la surface d'écoute avec la profondeur. Donc dans ces conditions, le signal ne dépendrait *a priori* pas de la profondeur sous l'hydrophone.

In situ, Bassett et al. (2013) ont obtenu des niveaux de pression similaires (contenu et amplitude du spectre) entre un déploiement réalisé à 1 m du fond et un déploiement réalisé à 10-15 m, pour une même zone et des conditions hydrodynamiques similaires (courants intenses). Cette observation soutiendrait l'hypothèse d'une compensation entre les pertes par divergence géométrique et l'augmentation du nombre de sources écoutées par augmentation de la surface.

Geay et al. (2017), grâce à des mesures effectuées simultanément avec un réseau de géophones, ont estimé que leur hydrophone déployé sur une structure fixe à 30 cm du fond de la rivière mesurait des sons de SGN provenant d'une distance horizontale comprise entre 5 et 10 m (10 à 20 % de la largeur de la rivière étudiée) donc sur une empreinte bien plus large que celle théoriquement proposée par Blanpain et al. (2015) pour des sources dipolaires et une distribution homogène sur le fond, compte-tenu de la profondeur de déploiement de leur

⁶ Source à symétrie, avec la source réelle sur le fond, et une source fictive au niveau de la surface, les deux sources émettant en opposition de phase, cf. par exemple (Migeot et al., 2015). Les bulles d'air sous la surface de la mer sont typiquement des sources à rayonnement dipolaire.

⁷ En intégrant la contribution de sources sonores provenant de tout le plan horizontal sous un récepteur théorique, ils trouvent une contribution au signal total négligeable pour les sources au-delà de cette surface donnée (communication personnelle, calcul non explicité dans (Blanpain et al., 2015)).

hydrophone. Petrut et al. (2018) n'avancent pas d'hypothèse quant à localisation exacte des sources contribuant aux signaux de SGN qu'ils ont acquis en dérive sur une rivière. Néanmoins, ils observent clairement une variabilité spatiale des signaux mesurés, pour leur hydrophone localisé à environ 1.5 m du fond, entre leurs différentes dérives (Figure 1.46). Ceci signifie que même si le bruit enregistré contient des impacts provenant d'une zone assez éloignée dans la rivière, comme pour Geay et al., (2017), la mesure est tout de même davantage représentative du transport ayant directement lieu sous l'hydrophone. Petrut (2017) via son modèle de carte acoustique, a également pu étudier le caractère intégratif de l'hydrophone en calculant la surface d'écoute de l'hydrophone en fonction de sa position, compte-tenu de la localisation et de la signature du bruit de charriage qui avait été mesuré *in situ*. Il a observé (Figure 1.46) que plus l'hydrophone était loin de la bande principale de charriage, plus il était sensible au son, et donc que la surface d'intégration était plus importante (10 m² pour l'hydrophone fictivement placé au centre, au-dessus de la source et 1000 m² pour l'hydrophone placé fictivement à proximité de la rive droite).

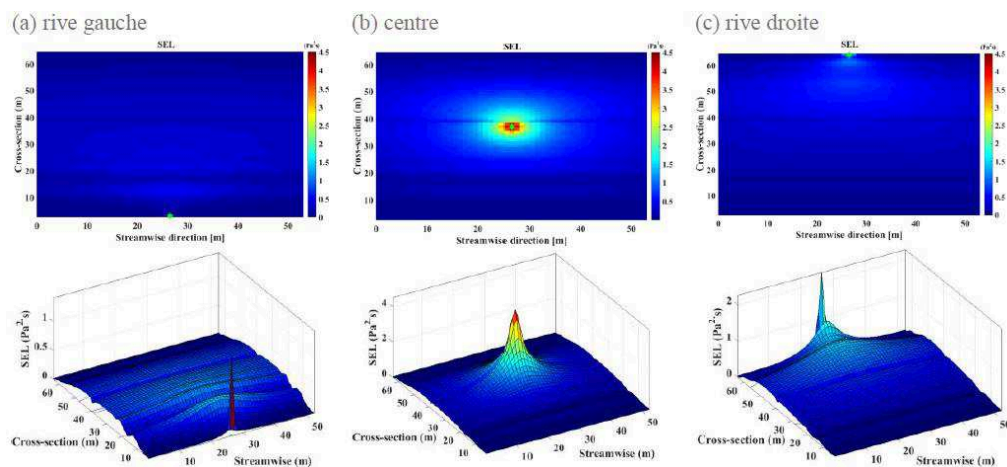


Figure 1.46. Surface d'écoute de l'hydrophone en trois points localisés en travers de la rivière Isère (Grenoble). Le charriage est massivement localisé dans une bande longitudinale légèrement désaxée par rapport au centre de la rivière (X=35 m). On représente les cartes des énergies acoustiques captées par l'hydrophone (*Sound Exposure Level, SEL, en Pa².s*) sous la forme de cartes 2D (en haut) et de surface 3D (en bas). Les couleurs de surface ne sont pas les mêmes que celles des images 2D, sauf pour les résultats sur le centre de la rivière.

1.4.3.4. Niveaux de bruit ambiant et P_{rms} totale mesurée

Les bruits présents dans le paysage acoustique ambiant, d'origine naturelle ou anthropique, peuvent masquer les signaux de SGN, plus particulièrement aux basses fréquences. On fait généralement appel au diagramme de Wenz (1962) pour situer les bruits ambiants en environnement sous-marin, en fonction de leurs fréquences et de leurs niveaux

moyens⁸ (Figure 1.47). Ceux ayant le plus de probabilités de polluer la mesure du SGN, du fait de leurs fréquences (au-dessus de 100 Hz), sont :

- Le trafic maritime (ou fluvial, ex. (Vračar & Mijić, 2011)) : ces bruits sont majoritairement compris entre 10 Hz et 1000 Hz (paraboles renversées sur la Figure 1.47). Néanmoins comme illustré sur la Figure 1.47 (« Ships, industrial activity »), ils peuvent monter beaucoup plus haut en fréquence, avec une plage de fréquences pour des navires individuels passant à proximité du récepteur atteignant jusqu'à 15 kHz pour Kuperman et Roux (2014), 30 kHz pour Bassett et al. (2012), et 125 kHz pour Hermanssen et al., (2014).
- Les bruits générés par les vagues et le vent : Ces bruits sont concentrés entre 200 Hz et 10 kHz, le niveau de bruit spectral est usuellement indexé en fonction de l'état de mer ou de l'état de vent (Wenz, 1962). Néanmoins, surtout pour les plus hautes fréquences, le niveau de bruit généré par le vent et les vagues est en général largement inférieur à celui du SGN.
- Les bruits générés par les fluctuations de pression turbulente (bruit généré par l'écoulement) : On les désigne dans la littérature par le terme de « pseudo-son », ex. (Bassett et al., 2013), car ils correspondent *a priori* à des fréquences trop basses pour masquer le bruit du SGN. Ils peuvent monter jusqu'à 110 Hz d'après Gobat et Grosenbaugh (1997). Strasberg (1979, 1984, 1988) a remarqué que la fréquence du bruit généré par les fluctuations de pression turbulentes était liée aux longueurs d'onde des fluctuations spatiales de la vitesse turbulente et de la vitesse moyenne du fluide. Pour des courants de fond de l'ordre de 2 m/s, Bassett et al. (2013) estiment à 10 kHz la fréquence maximale théorique des pseudo-sons qu'ils pourraient mesurer. Néanmoins, lorsque la taille de l'hydrophone est très grande devant l'échelle de diffusion visqueuse de Kolmogorov, le signal du pseudo-son est atténué.
- Le bruit thermique généré par l'agitation des molécules d'eau : L'agitation de molécules d'eau produit un bruit haute-fréquence, à partir de 100 kHz. Il s'exprime directement en fonction du \log_{10} de la fréquence. D'une part on trouve ce bruit sur l'extrémité supérieure des fréquences d'intérêt pour l'étude du SGN. D'autre part, ce bruit est en général de niveau bien plus faible que celui du SGN.

Par exemple, pour des sédiments artificiels (billes de verre) agités dans un tambour, Thorne (1985) obtient des niveaux de bruits de SGN de l'ordre de $80 \text{ dB } \mu\text{Pa} \cdot \text{Hz}^{-1/2}$, bien supérieurs au bruit ambiant pour la gamme de fréquences du SGN (Figure 1.47b).

⁸ On quantifie généralement le niveau de pression acoustique en décibels (dB) : $20 \log_{10} \left[\frac{P_{rms}}{P_{ref}} \right]$, avec la pression quadratique moyenne P_{rms} exprimée en Pa, et P_{ref} la pression de référence prise $1 \mu\text{Pa}$ en acoustique sous-marine. Les niveaux en $\text{dB } \mu\text{Pa} \cdot \text{Hz}^{-1/2}$ correspondent à la racine carrée des densités spectrales de puissances.

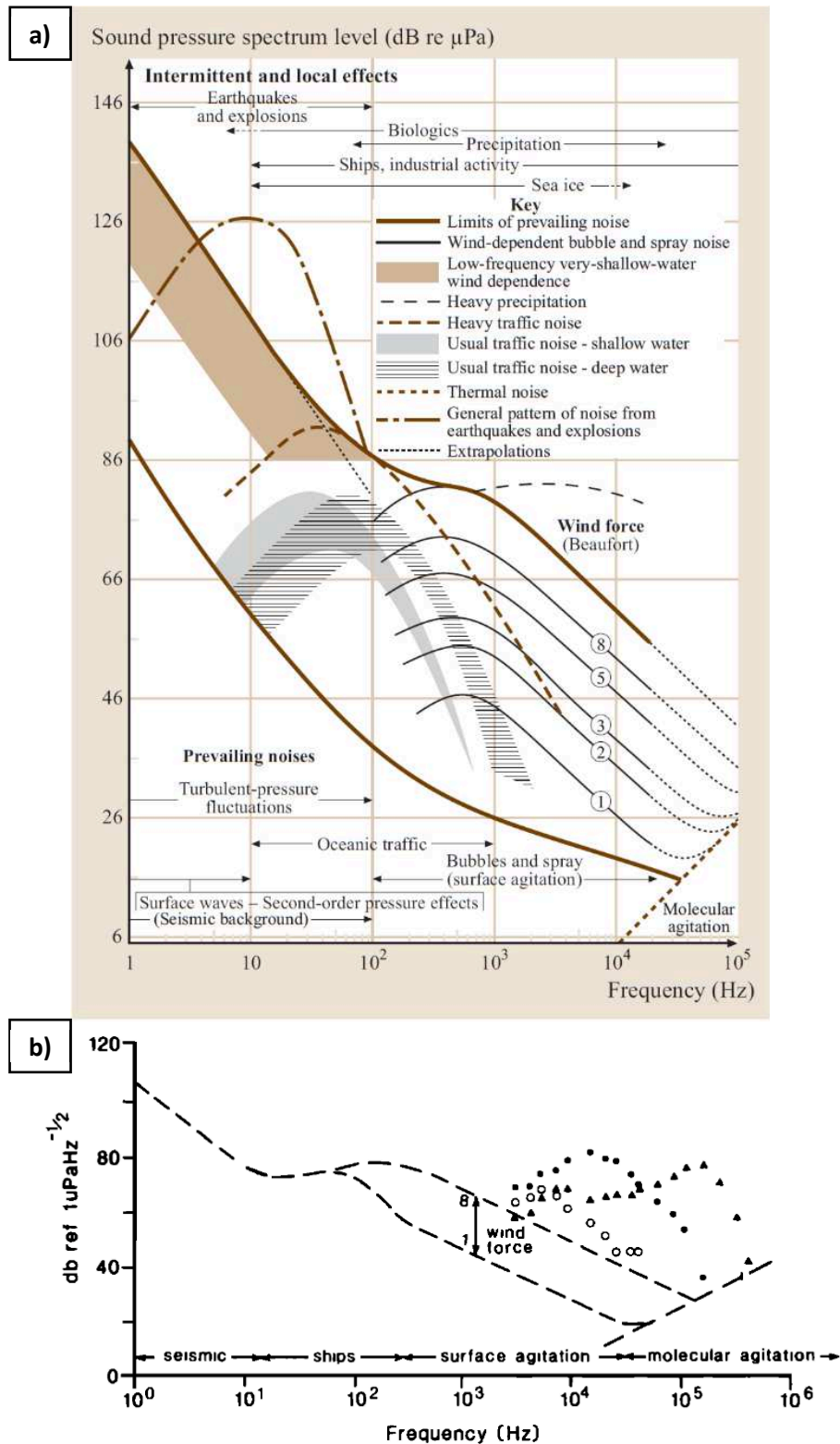


Figure 1.47. a) Diagramme de Wenz, d'après (Kuperman & Roux, 2014; Wenz, 1962) ; b) Comparaison des niveaux de pression du SGN par rapport au bruit ambiant (Wenz, 1962), pour des sédiments artificiels (Thorne, 1985). (Le $\text{Hz}^{-1/2}$ a été omis sur la figure a) par simplification).

1.4.3.5 Synthèse sur la méthode et intérêt pour l'étude du charriage sur des dunes tidales

La méthode d'acoustique passive présentée ici pour la mesure du transport par charriage est une méthode exploitant le son produit par les sédiments entrant en collision au cours du transport (SGN, *Self-Generated Noise*). Cette méthode a été montrée pertinente pour étudier le transport en zone peu profonde et très dynamique, par exemple en rivière ou environnement marin pour des galets, ex. (Geay et al., 2017; Thorne, 1986b).

Elle offre une estimation du transport par charriage avec une résolution temporelle très fine, en terme de quantification et de détermination de la granulométrie, ce qui peut être précieux pour étudier le transport sur des dunes tidales très dynamiques. Néanmoins, le potentiel de cette méthode à estimer le transport sur ce type de figure sédimentaire n'est pas connu, et a été abordé que par une seule étude, récente (Blanpain et al., 2015). Les auteurs ont déployé un hydrophone au mouillage sur le banc du Four, un banc de sable coquiller localisé au large du Finistère (cf. paragraphe 1.3, Figure 1.41). Ils ont obtenu des résultats encourageants mais de nature exploratoire. Cette méthode semble donc avoir un fort potentiel pour l'étude du transport sur des figures sédimentaires, potentiel qui va donc être testé dans le cadre de cette thèse (Chapitre 5).

Chapitre 2 . Site d'étude : Le banc du Creïzic

Afin d'approfondir notre connaissance des corps sableux en zone dynamique peu profonde et d'améliorer les techniques et stratégies de mesure des flux sédimentaires *in situ*, le banc du Creïzic a été choisi comme principale zone d'étude de ces travaux de thèse.

Ce Chapitre 2 présente de manière contextuelle le banc du Creïzic et le golfe du Morbihan. Il traite également des campagnes de mesures CreïziDunes, qui ont été mises en œuvre au cours de cette thèse. Plus particulièrement, on y détaille la stratégie de déploiement des instruments visant à mesurer la migration des dunes et les flux sédimentaires.

2.1. Description du site d'étude : Le banc du Creïzic (Golfe du Morbihan)

Le banc de sable du Creïzic est un site sur lequel les équipes du LGO de Plouzané et de Vannes (GMGL, Géosciences Marines et Géomorphologie du Littoral) travaillent conjointement, à la fois sur la mise en place des unités sédimentaires au sein du Golfe du Morbihan et sur les côtes morbihannaises, mais aussi sur le suivi et de la dynamique des corps sableux.

Dans cette partie, on présente le cadre général caractérisant le golfe du Morbihan et le banc du Creïzic, du point de vue géographique, géologique, sédimentaire et hydrodynamique.

2.1.1. Contexte géographique

Le golfe du Morbihan (petite mer en breton) est une baie semi-fermée, située au sud de la Bretagne (Figure 2.1a). Il est relié à la baie de Quiberon (Océan Atlantique) par le goulet de Port-Navalo, étroit de 900 m et profond de 30 m (Menier et al., 2011). L'arc formé par la Presqu'île de Quiberon, les îles d'Houat et Hoëdic, et la pointe du Croisic, délimite les baies de Quiberon et de Vilaine, formant une zone caractérisée par des profondeurs inférieures à 30 m (Pérez-Belmonte, 2008). Le golfe du Morbihan (Figure 2.1b) mesure 20 km d'Est en Ouest (de Sarzeau à Larmor-Baden), pour 16 km du Nord au Sud (de Vannes à Port-Navalo) (Pérez-Belmonte, 2008). Il présente un périmètre de 250 km pour une superficie de 115 km² (Denis, 1978; Menier et al., 2011). Il contient 37 îles et îlots (source IGN Institut Géographique National), les deux principales étant l'île-aux-Moines (3.2 km²) et l'île d'Arz (3.3 km²).

Le banc du Creïzic est un banc de sillage situé dans la partie occidentale du golfe du Morbihan (Figures 2.1 et 2.2). Plus précisément, il se trouve au Nord-Ouest du passage de la Jument. Il est positionné entre deux îles, l'île de Berder et l'île du Creïzic (la petite île du milieu en breton), dont il tire son nom. Présentant une allure fusiforme, il mesure 900 m de long pour 600 m de large, et est localisé dans une zone de faibles profondeurs, comprises entre -2.5 et -25 m (IGN69).

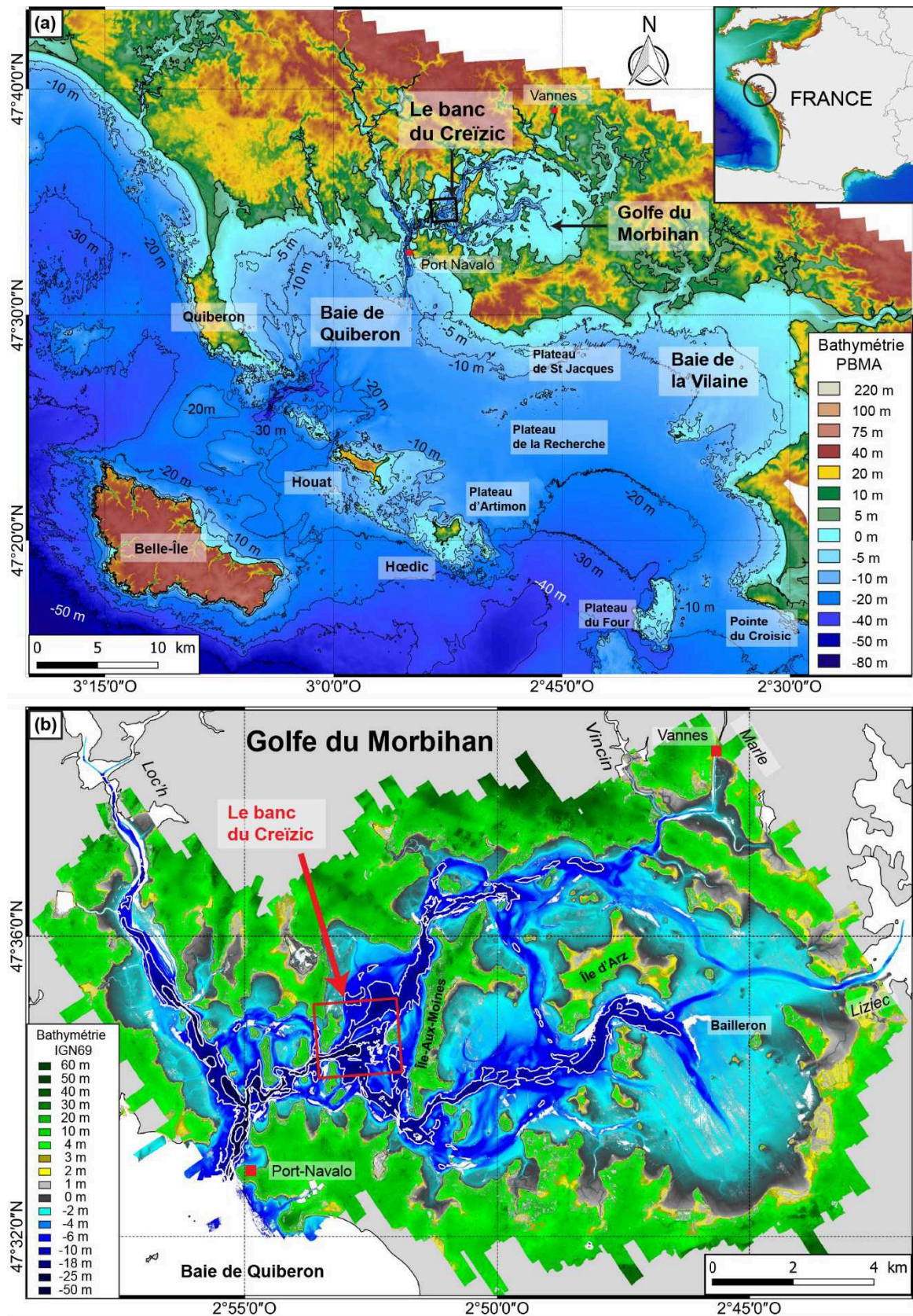


Figure 2.1. Localisation de la zone d'étude (système géodésique WGS84, Projection Pseudo-Mercator). (a) MNT côtier du Morbihan (SHOM, 2015), référence verticale Plus Basse Mer Astronomique (PBMA) ; (b) MNT du golfe du Morbihan (Litto3D, (Pastol et al., 2007), les lignes blanches délimitent les isobathes de -10 m -20m et -30m.

Le banc du Creïzic comporte des dunes surimposées, réparties en champs distincts sur ses flancs et sa partie sommitale. Ces champs sont majoritairement parallèles à l'axe SO-NE du banc. Les dunes présentent une grande variété de formes et de dimensions, avec des hauteurs centimétriques à décimétriques, c.-à-d. classifiables de petites à grandes dunes (Ashley, 1990). Les plus grandes dunes sont localisées sur la partie centrale du banc, et correspondent à des dunes tidales actives (Menier et al., 2011). Une première étude sur un jeu de données pluriannuel a montré que ces grandes dunes migraient vers le SO avec des taux annuels de l'ordre de la dizaine de mètres par an (Moal, 2015).

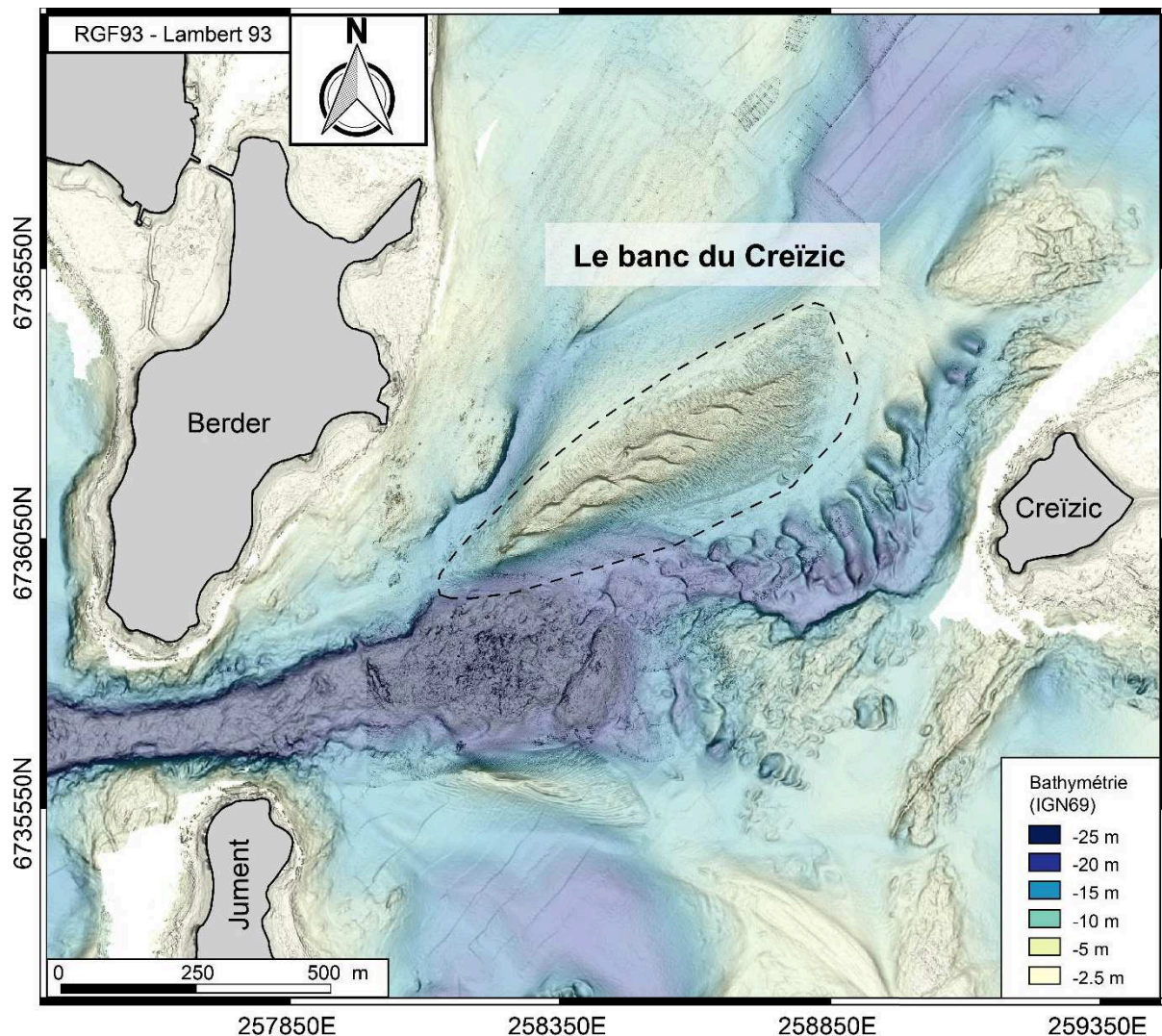


Figure 2.2. Le banc du Creïzic (MNT de Novembre 2014 superposé sur le MNT Litto3D). La ligne en pointillés délimite de manière approximative les limites du banc. L'emprise correspond aux rectangles noir et rouge des Figures 2.1a-2.1b-2.4. Une caractérisation morphologique détaillée de l'ensemble des champs et des dunes surimposées sera présentée au Chapitre 4, ainsi que la morphodynamique des dunes de la partie centrale du banc à l'échelle pluriannuelle et mensuelle.

NB1 : Dans la suite du manuscrit, on utilisera le terme « axe » (ou « axe principal ») du banc en référence à son axe SO-NE.

NB2 : Les grandes dunes localisées au SE du banc, dans le chenal profond, ne sont pas considérées comme faisant parties du banc du Creïzic pour cette thèse. D'après Menier et al. (2011), elles n'ont pas montré de migration ou de déformation aux cours des dix dernières années, au moins.

2.1.2. Cadre géologique et structural

L'histoire géologique du golfe du Morbihan est ancrée dans celle du sud du massif armoricain. Celui-ci présente un domaine de socle à l'histoire complexe, caractérisée par de longues périodes sédimentaires entrecoupées d'épisodes tectoniques, métamorphiques, plutoniques et volcaniques.

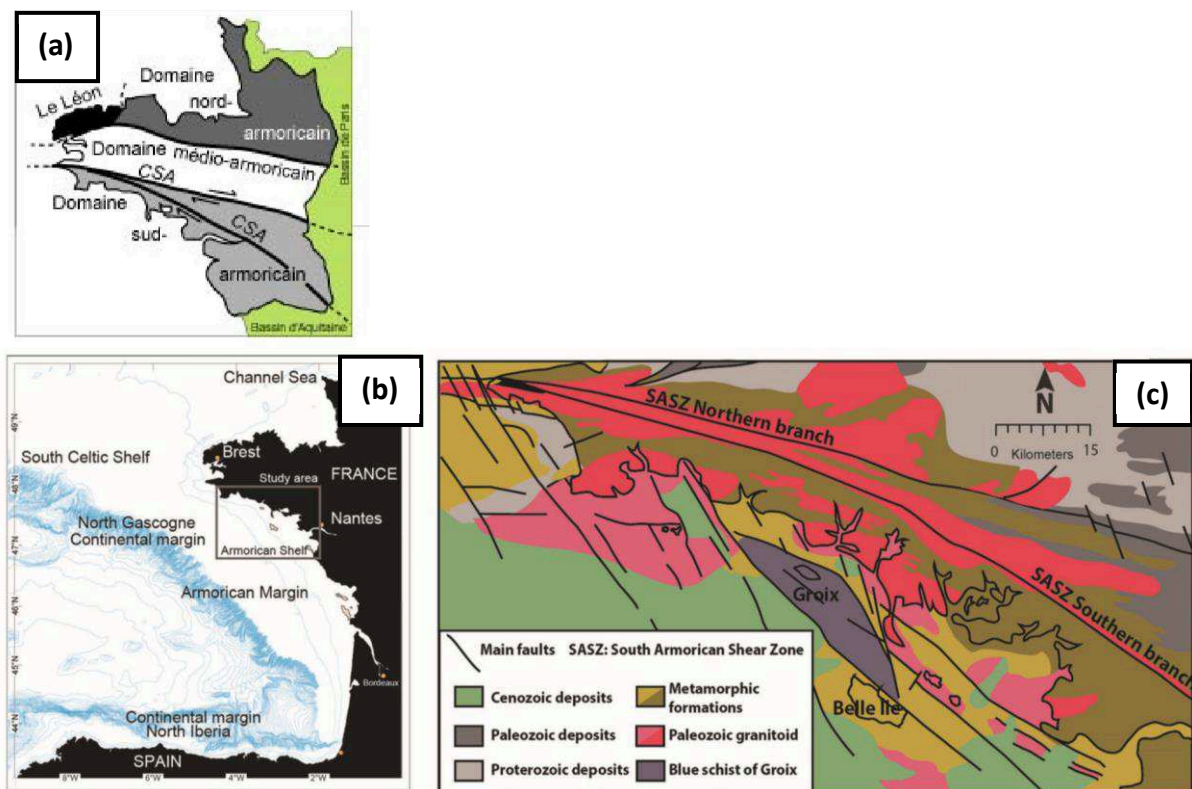


Figure 2.3. Cadre géologique du golfe du Morbihan - Le massif sud armoricain. (a) Localisation du Cisaillement Sud Armoricain (CSA) au sein du domaine armoricain (Pérez-Belmonte, 2008, d'après Le Corre et al., 1991 ; (b) et (c) Localisation et géologie simplifiée du massif sud armoricain, et positionnement des principales failles (Menier et al., 2016), dont le Cisaillement Sud Armoricain (SASZ en anglais) .

Le substrat du golfe du Morbihan est constitué de roches magmatiques (granites) et métamorphiques (gneiss, migmatites, granites et micaschistes) faillées (Figure 2.3). Elles ont été mises en place lors de l'orogène hercynien (380 Ma)(Thomas, 1999, 2005). En domaine marin, ce socle cristallin affleure principalement au niveau de l'entrée et de la partie occidentale du Golfe (Figure 2.4).

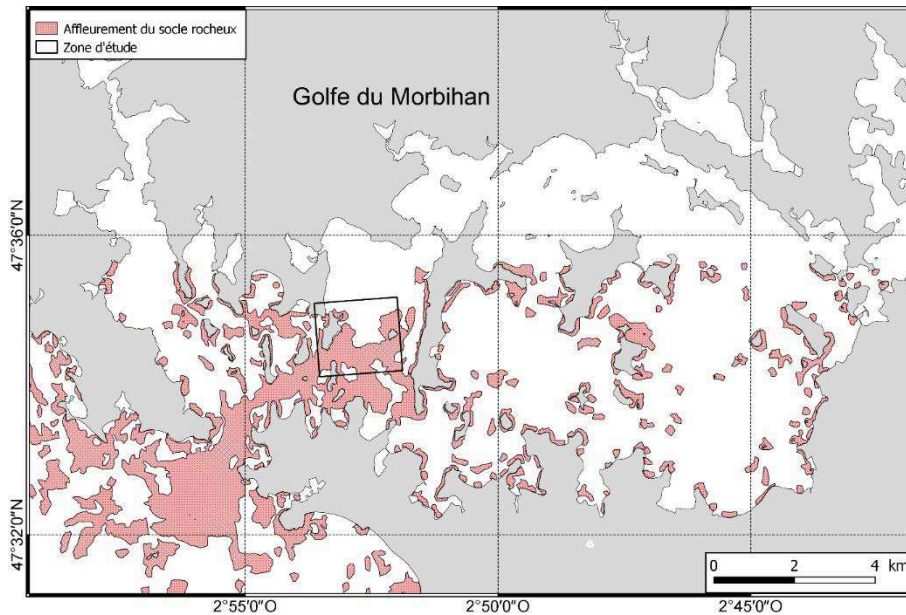


Figure 2.4. Affleurement du socle cristallin dans le golfe du Morbihan. Données fournies par le SHOM, non datées (utilisées pour réaliser la carte de nature des fonds 7033G (SHOM, 2009)).

Du point de vue structural, le massif sud armoricain a été marqué par les évènements majeurs suivants (Figure 2.3) :

- 1) Durant le Cadomien (de 620 Ma à 540 Ma environ) : épisode tectonique orogène provoquant notamment des décrochements et des chevauchements orientés N30° à N70°, surtout visibles dans le nord de la Bretagne actuelle (Le Corre et al., 1991);
- 2) Du Silurien (430 Ma) jusqu'à la fin du Carbonifère (290 Ma environ) : épisode tectonique orogène (orogénèse hercynienne) qui structure tout le sud du massif armoricain. Après des phénomènes métamorphiques de très haut grade, une compression Nord-Sud provoque : a) le plissement des séries sédimentaires protérozoïques et paléozoïques ; b) des grands cisaillements crustaux qui se traduisent par des failles décrochantes (ductiles dextres) orientées N110° à N130° (cisaillement nord armoricain et cisaillement sud armoricain, branches Nord et Sud) (Gapais & Le Corre, 1980; Le Corre et al., 1991; Vanney, 1977)
- 3) Pendant le Trias (252 Ma à 201 Ma environ) : phase de fracturation du socle armoricain, qui donne naissance à une série de failles orientées N140° à N160°, appelées les failles de Kerforne (Caroff et al., 1995; Le Corre et al., 1991; Vignerresse, 1988).

Les failles décrites ci-dessus ont rejoué de nombreuses fois jusqu'à l'époque actuelle (Menier et al., 2010). Le rejeu de ces failles, en combinaison avec des contrastes lithologiques et des épisodes de régression du niveau marin, antérieurement à la dernière transgression marine holocène, ont conduit à la formation d'un réseau complexe d'incisions dans le socle cristallin aux abords du Golfe (Figure 2.5) s'étendant jusque dans sa partie externe. Ces incisions organisées selon deux principaux systèmes forment désormais des paléo-vallées : la paléo-vallée de la Vilaine, et la paléo-vallée d'Artimon. Les

incisions présentent des morphologies en coupe transversale variées, incluant des flancs en V avec un fond arrondi, des flancs abrupts avec des fonds plats, et l'on retrouve pour certaines configurations des terrasses horizontales de part et d'autre des incisions (Menier, 2004 ; Menier et al., 2006 ; 2010).

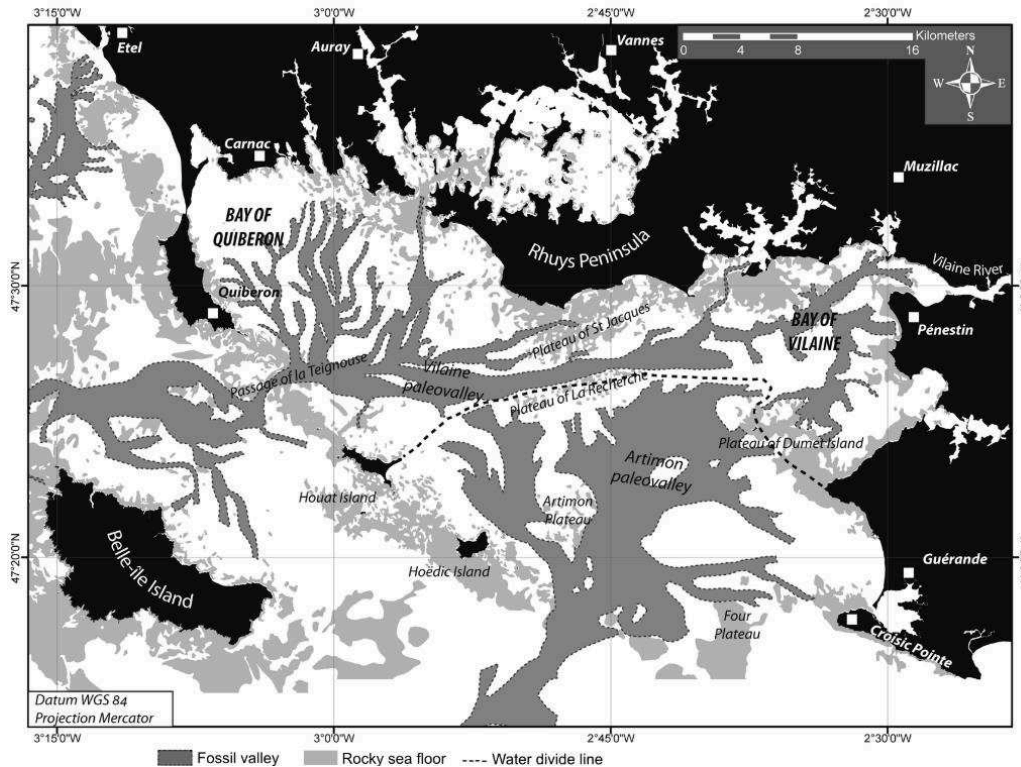


Figure 2.5. Reconstruction du réseau de paléo-vallées en baie de Quiberon et en baie de Vilaine (Menier et al., 2010)

2.1.3. Nature des fonds

2.1.3.1. À l'échelle du GM

Des prélèvements effectués à la benne par l'ODEM (Marcaillou et al., 1996), le SHOM (carte 7033G (SHOM, 2009)), ainsi que des prélèvements réalisés par le GMGL entre 2003 et 2008, ont permis à Menier et Dubois (2011) d'élaborer la carte sédimentaire complète du golfe du Morbihan (Figure 2.6).

On observe dans le golfe du Morbihan un gradient granulométrique décroissant de l'entrée vers l'intérieur. La zone interne correspond dans sa quasi-totalité à des vasières (conditions de sédimentation élevées), la zone médiane comprend des dépôts fins à grossiers. Dans la zone externe, on retrouve principalement le socle rocheux affleurant, et des dépôts sédimentaires grossiers tel que le banc du Creïzic, sur les marges des paléo-vallées uniquement.

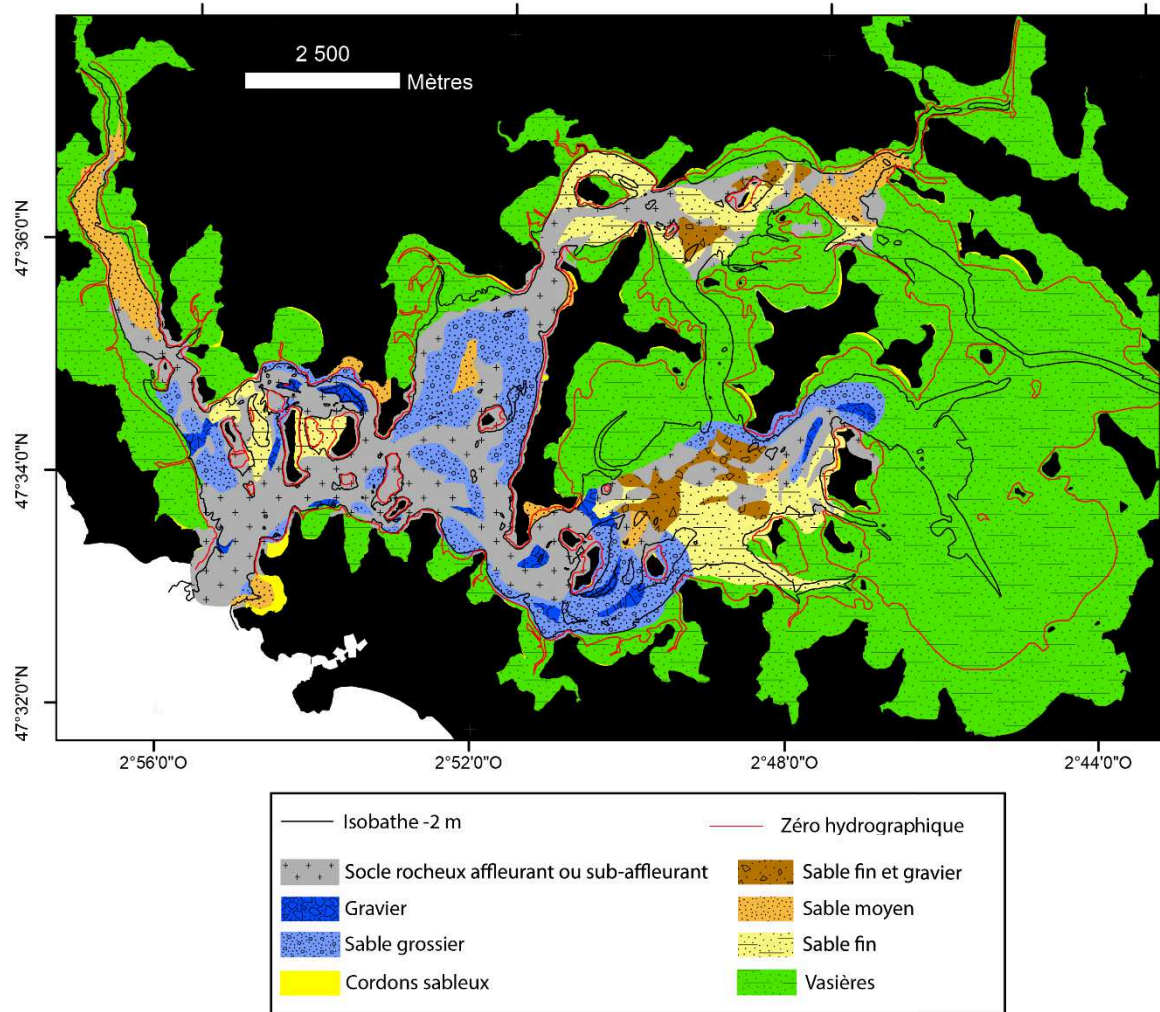


Figure 2.6. Carte sédimentaires du Golfe du Morbihan (Menier & Dubois, 2011)

Le golfe du Morbihan comprend un ensemble de 15 bancs de sable, localisés dans sa partie externe (Figure 2.7). Ils sont tous submergés de manière permanente, et présentent des profondeurs majoritairement inférieures à 20 m sous le zéro des cartes marines (Moal, 2015).

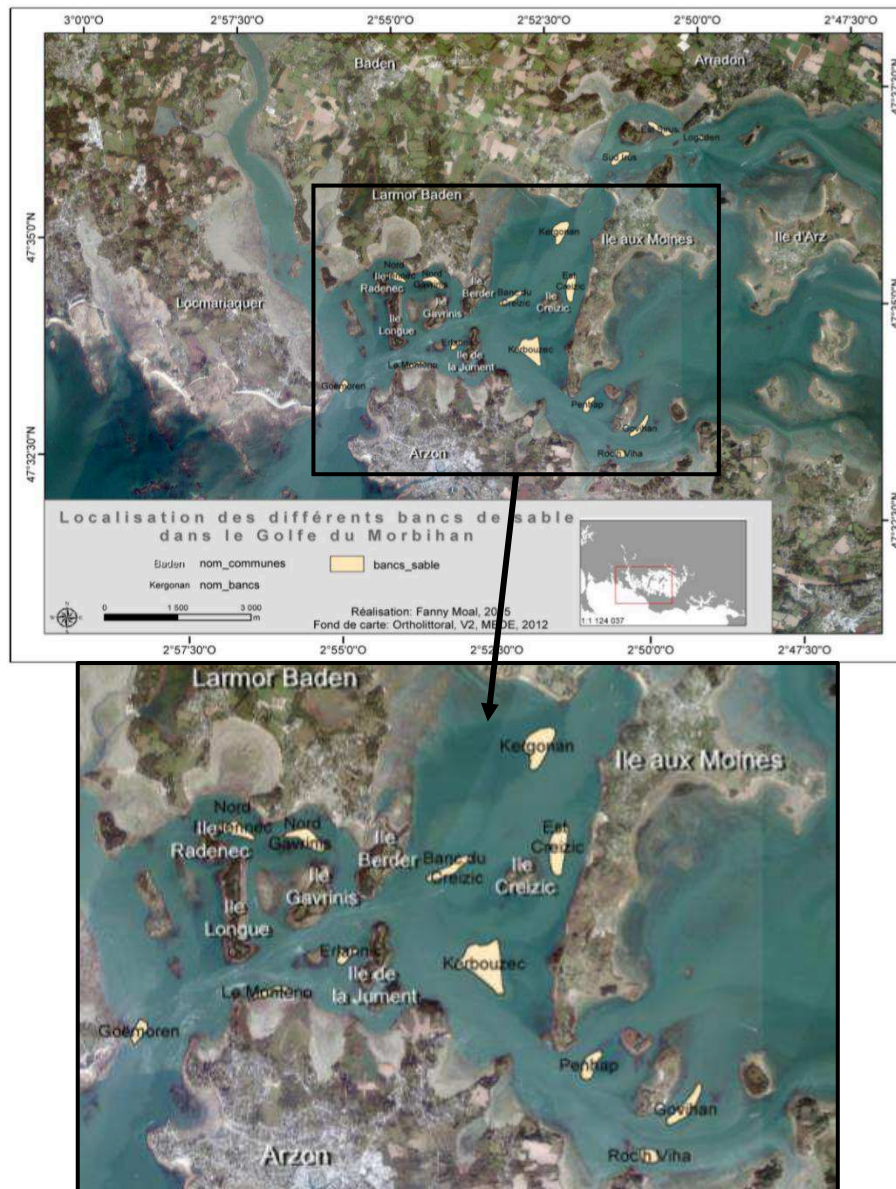


Figure 2.7. Localisation de bancs de sable présent dans le golfe du Morbihan (d'après Moal (2015)).

2.1.3.2. Granulométrie sur le Creizic

Une campagne de prélèvements sédimentaires (benne *Orange peel*) dédiée au banc du Creizic a été réalisée en avril 2015 (Moal, 2015, Figure 2.8) : 93 échantillons ont été prospectés, 49 d'entre eux ont été analysés, leur distribution a été caractérisée avec la méthode des moments de logarithmiques de Blott et Pye (2001). On observe une importante zonation du type de sédiments en lien avec la morphologie du banc. Sur la partie centrale du banc du Creizic, on trouve des échantillons constitués de sédiments très grossiers, de type coquillers. Le diamètre moyen μ est de 1.3 mm, les échantillons sont modérément bien triés à modérément triés (indice de tri σ principalement compris entre 0.5 et 0.7 Phi, et entre 0.7 et 1 Phi) et leur distribution est symétrique (indice d'asymétrie sk compris entre -0.43 et 0.43 Phi). Le chenal NO présente majoritairement des sables grossiers, avec un diamètre moyen μ de 660 μm . Dans le chenal SE jusqu'à l'île du Creizic, au SO du banc, et tout au NE du banc, on trouve des sédiments rocheux.

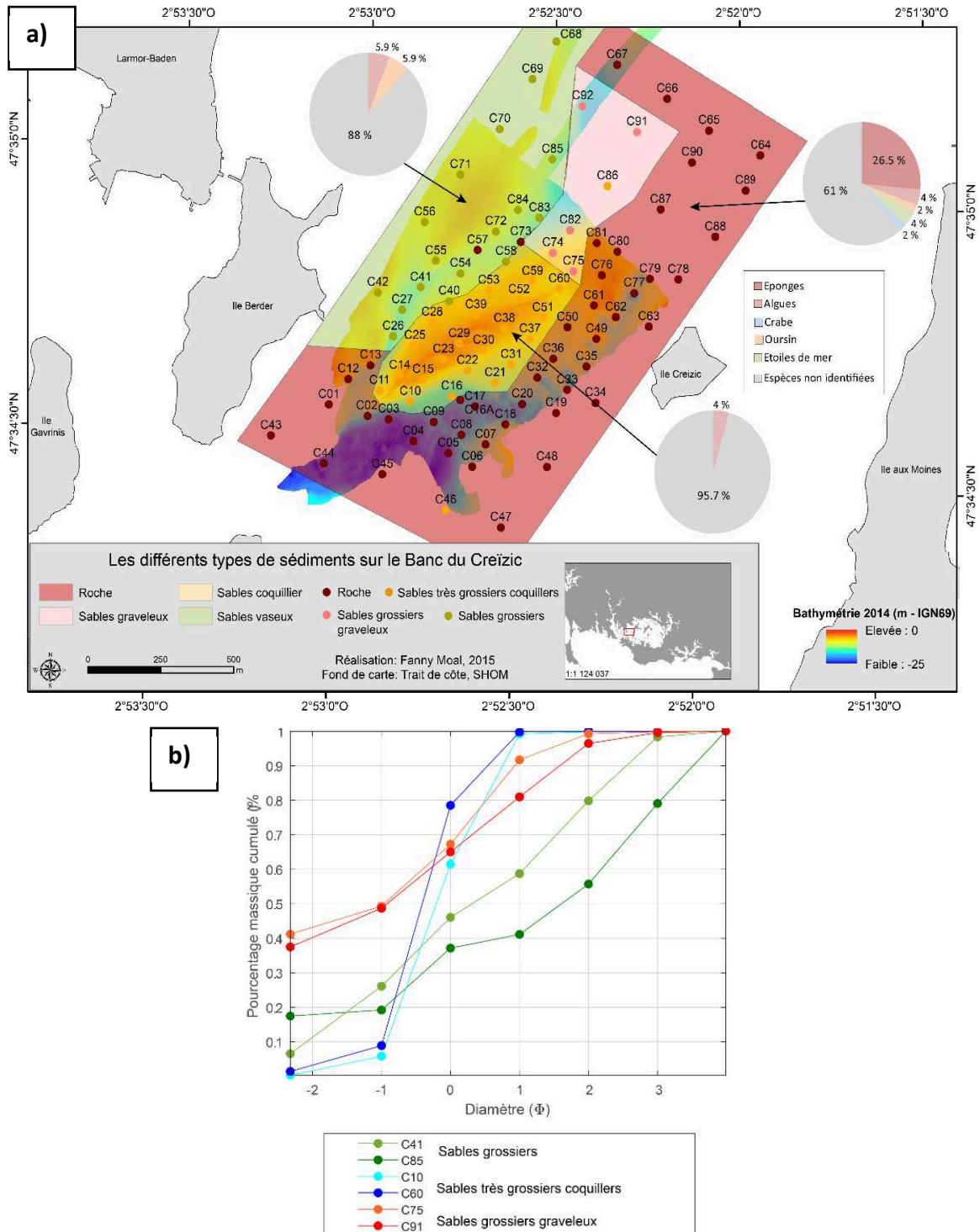


Figure 2.8. a) Localisation des différentes catégories sédimentaires et pourcentage d'espèces retrouvées sur le banc du Creizic, modifié d'après Moal (2015). Les polygones de couleurs donnent la typologie des sédiments par rapports aux observations réalisées sur place. Les diagrammes circulaires indiquent la proportion des organismes vivants identifiés dans les échantillons, par zone. La coloration des points donne le diamètre moyen, en combinaison avec la typologie observée sur place. b) Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons (numéros correspondants à l'encart (a)).

2.1.3.3. Contexte morpho-bathymétrie: Réseau de paléo-vallées incisées et remplissage sédimentaire holocène du golfe du Morbihan

Le fond du golfe du Morbihan est parcouru par un ensemble de chenaux de marée (Figure 2.1b, MNT Litto3D), correspondant au prolongement de la paléo-vallée de la Vilaine depuis la Baie de Quiberon (Figure 2.6).

Les données de sismique haute-résolution acquises durant la campagne Geogolfe 2002 (Février 2002, Menier et al. (2011)), conduite à l'échelle du golfe du Morbihan, ont permis de mettre en évidence un remplissage des paléo-vallées fortement dépendant de leur localisation. Plus particulièrement, on distingue au sein du Golfe trois sous-bassins morpho-bathymétriques (Menier et al., 2011; Pérez-Belmonte, 2008). Leurs délimitations sont indiquées sur la Figure 2.9, elles recourent les barrières naturelles constituées par les îles :

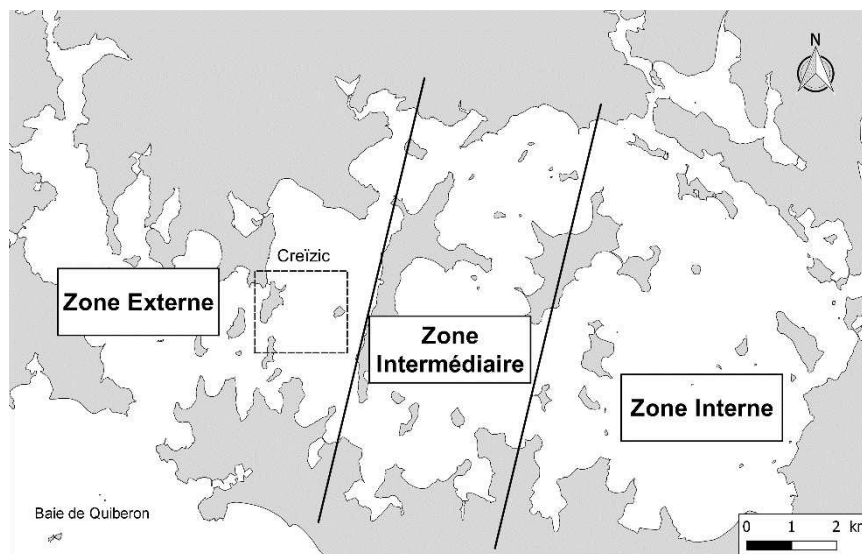


Figure 2.9. Délimitations des trois sous-bassins morpho-bathymétriques caractérisant le golfe du Morbihan. Le banc du Creizic se situe dans la zone externe (rectangle noir pointillé). D'après Menier et al. (2011).

- 1) **La zone interne** (à l'est de l'Île d'Arz) : on y trouve une vallée incisée de 350 m de large pour une profondeur maximale de 10 m, contenant deux unités de remplissage séparées par une surface érosive. Ces unités sont interprétées comme correspondant à des dépôts tidaux de diamètre fin à moyen (U4a et U4b, Tableau 2.1.), représentatifs d'environnements de dépôt à faible énergie, tels que les fonds de baie. L'âge de la base de ces unités est estimée à 4910 ans cal BP (carottes (Pérez-Belmonte, 2008)). Les chenaux de marée ne dépassent pas 1 à 2 m de profondeur.
- 2) **La zone intermédiaire** (ou de transition, entre l'Île-aux-Moines et l'Île d'Arz): on y trouve une vallée incisée large d'approximativement 800 m et incisée de 18 m de profondeur. Elle contient principalement quatre unités de remplissage (U1-U2-U3-U5, Tableau 2.1) mises en place le long de la vallée. Les deux unités supérieures sont interprétées comme correspondant à des lits d'accrétion latérale (crête de plage), et à des barres sableuses allongées délimitant les chenaux de marée, typique d'environnements de dépôt à énergie

modérée. Les chenaux de marée peuvent atteindre 10 m de profondeur pour des largeurs allant jusqu'à 50 m.

- 3) **La zone externe** (entre l'entrée du Golfe et l'Île aux Moines), où se situe le **banc du Creïzic** : on y trouve une vallée incisée large de 1000 m et profonde de 25 m (30 au max.). Elle contient cinq unités de remplissage (U1 à U5 Tableau 2.2. ; Figures 2.10 et 2.11 pour les profils réalisés sur le banc du Creïzic). Ces unités sont préservées uniquement sur les marges de la vallée, le fond de la vallée étant complètement érodé. Les chenaux peuvent par conséquent atteindre jusqu'à 30 m de profondeur (à l'entrée du Golfe). L'unité supérieure U5 présente des réflecteurs très obliques. L'obliquité des réflecteurs, ainsi que la topographie accidentée du fond, sont caractéristiques d'environnements de dépôt à haute énergie. L'unité U5 correspond à des dunes tidales actives, en l'occurrence au banc du Creïzic pour les profils présentés sur les Figures 2.10 et 2.11.

On note donc le fort gradient de profondeur des incisions du socle (ex. de 0 à -50 m sur la Figure 2.1b à l'entrée du Golfe), qui diminue d'Ouest en Est vers l'intérieur du Golfe alors que leur niveau de remplissage est croissant vers le Nord et vers l'Est (à partir de l'Ouest de l'Île aux Moines). Ceci illustre le contrôle du socle cristallin sur le remplissage sédimentaire prévalant dans le Golfe, en combinaison avec les conditions hydrodynamiques actuelles et en action lors du remplissage (Heap & Nichol, 1997; Lobo et al., 2003; Menier et al., 2016; Menier et al., 2011).

Tableau 2-1. Description des unités de remplissage des paléo-vallées incisées du golfe du Morbihan et du banc du Creïzic d'après (Menier et al., 2011).

	Réflecteurs	Interprétation	Zones
U1	Configuration chaotique à progradante	Dépôts fluvio-estuariens de faible niveaux marins	Intermédiaire (faible extension spatiale) Externe
U2	Motif oblique parallèle combinant : <ul style="list-style-type: none">• Une géométrie tangentielle oblique à remplissage latéral chenalisé• Une géométrie sigmoïde oblique à progradation régulière	Géométrie tangentielle oblique = accrétion latérale de crêtes de plage Géométrie sigmoïde oblique = progradation de barres sableuses séparant les chenaux tidaux	Intermédiaire Externe (marges de la vallée principale)
U3			Intermédiaire Externe (marges de la vallée principale)
U4a et U4b	Configuration parallèle, géométrie aggradation	Dépôts tidaux, grains fins à moyens, environnement faiblement énergétique	Interne U4a dans les secteurs de plus faible énergie de la zone médiane
U5	Réflecteurs très obliques	Dunes tidales, environnement de haute énergie	Externe

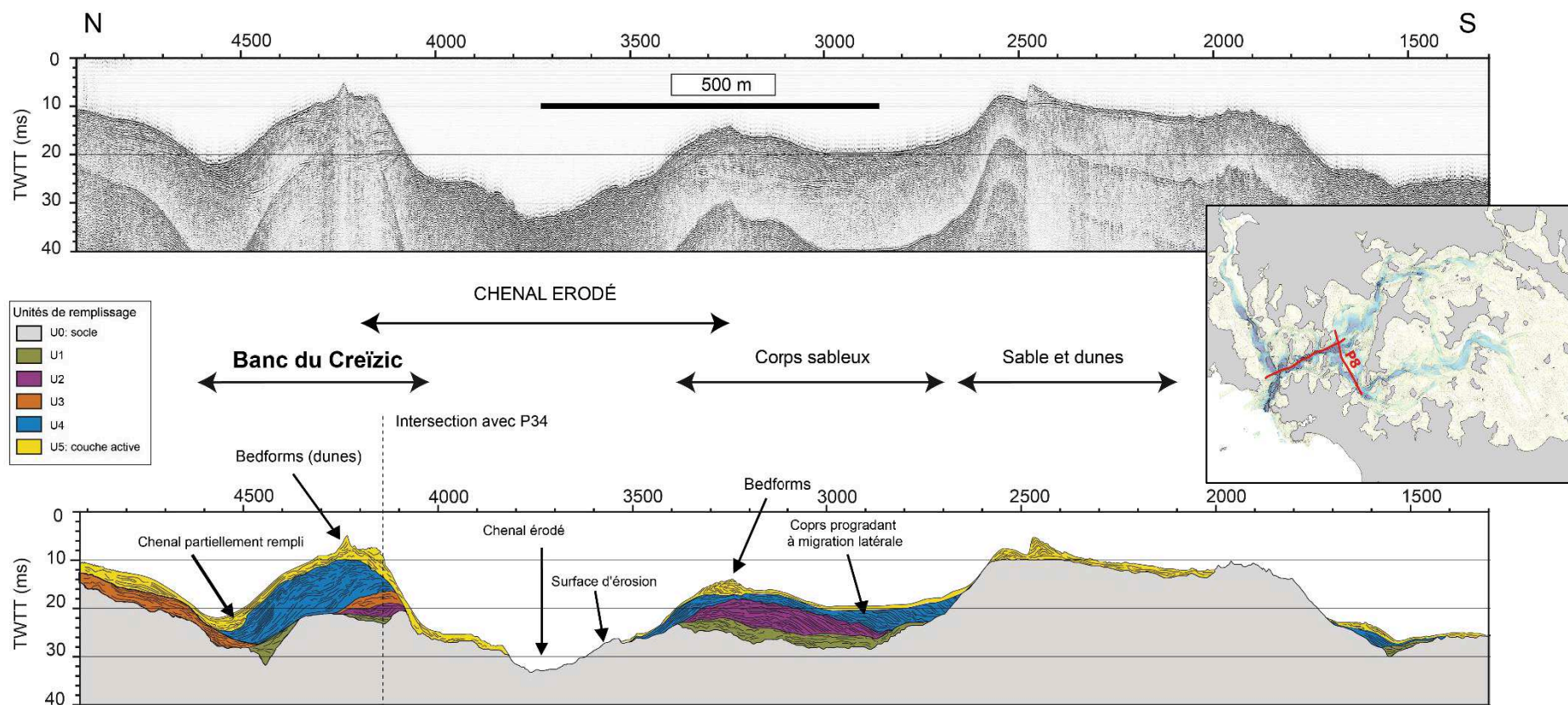


Figure 2.10. Profil sismique P8 coupant perpendiculairement l'axe principal du banc du Creïzic acquis au cours de la campagne Geogolfe 2002. D'après Menier et al. (2011). L'encart montre la position du profil par rapport au profil P34, présenté en Figure 2.11.

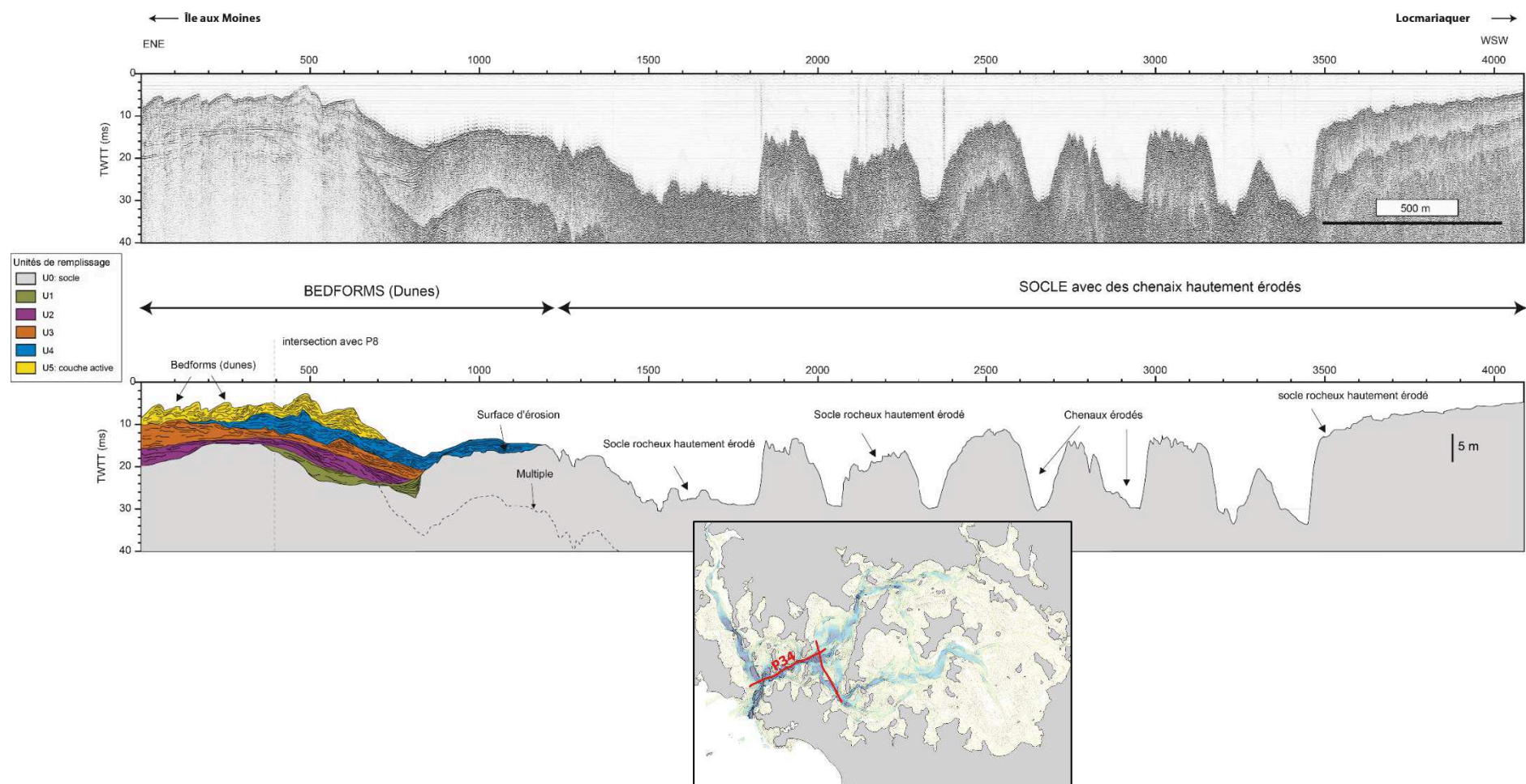


Figure 2.11. Profil sismique P34 coupant longitudinalement le du banc du Creizic, acquis au cours de la campagne Geogolfe 2002. D'après Menier et al. (2011). L'encart montre la position du profil par rapport au profil P32, présenté en Figure 2.10.

2.1.4. Architecture interne du banc du Creïzic et apports sédimentaires

2.1.4.1. Configuration et contrôle du socle rocheux

Le banc du Creïzic constitue donc un exemple d'accumulation sédimentaire de la zone externe du golfe du Morbihan. Il se positionne à cheval entre une incision du socle et une terrasse, sur la marge NO de la vallée principale, dont le fond est complètement érodé (Figure 2.10, profil P8). L'orientation des réflecteurs de l'unité supérieure U5, très oblique, suggère une dominance de jusant au cours de la mise en place de la couche (c.-à-d. vers le SO, cf. paragraphe 2.5 pour les conditions hydrodynamiques sur la zone, (Pérez-Belmonte, 2008)). Sur le profil sismique orthogonal à l'axe principal du banc (P8), on note d'une part la présence d'un éperon rocheux pénétrant jusque dans l'unité U3, uniquement, et la présence d'une dune linéaire de forme triangulaire bien défini dans U5, sans présence d'élément rocheux particulier sous-jacent. D'autre part, on remarque la forte dissymétrie du banc selon l'axe NO-SE : l'accumulation sédimentaire présente un flanc SE abrupte ($8^\circ \pm 4^\circ$) alors que son flanc NO est plus doux ($3^\circ \pm 2^\circ$) et son étendue ne semble pas être contrainte spatialement. Sur le profil longitudinal P34, on remarque clairement dans la couche U5 la présence d'une série de dunes, ainsi qu'un promontoire rocheux qui semble contraindre l'extension de l'accumulation sédimentaire vers le SO.

2.1.4.2. Épaisseur des unités sédimentaires sur le banc du Creïzic

Les épaisseurs des unités sismiques pour les profils présentés les Figure 2.10 et 2.11 (Geogolfe 2002, (Menier et al., 2011)) ont été calculées en considérant une vitesse de propagation du son de 1800 m/s dans le sédiment (Tableau 2.2).

Une campagne sismique dédiée au banc du Creïzic a été réalisée en 2011, la campagne Geogolfe 2011, et étudiée par Callouet (2012). Les conditions en mer ayant été mauvaises, les données acquises pendant Geogolfe 2011 sont de qualité médiocre et seuls le socle et le fond marin ont pu être pointés sur les profils. La carte d'isopaque⁹ obtenue est présentée sur la Figure 2.12. Les épaisseurs correspondant aux profils P8 et P34 de la campagne de 2002 sont données à titre comparatif dans le Tableau 2.2.

Geogolfe 2002 : Sur le banc du Creïzic, l'épaisseur moyenne de l'unité U5 est estimée à 1.9 m (max. 4.2 m) selon le profil P8. Elle est estimée et à 3.1 m (max. 5.3 m) selon le profil P34. Au-dessus du socle, l'épaisseur moyenne de l'ensemble des unités est estimée à 6.7 m (max. 13.6 m) pour le profil P8, et à 9.5 m (max 14.1 m) pour le profil P34.

Geogolfe 2011 : On observe une différence importante entre les deux estimations, comprise entre 3 et 4 m approximativement, qui s'explique par la qualité médiocre des données de 2011, et par l'incertitude engendrée par l'interpolation des données.

⁹ Carte d'isopaque obtenue par Callouet (2012) par différence entre les TINs (*Triangulated Irregular Network*) du socle cristallin et de l'interface eau-sédiments.

Tableau 2-2. Épaisseurs moyennes de l'unité de remplissage U5 constituant la partie supérieure du Creïzic, et épaisseurs totales au-dessus du socle (vitesse du son dans les sédiments = 1800 m/s)

Épaisseurs (m)	P8 2000	P34 2002	P8 2011	P34 2011
U5	1.9 ± 0.8 max 4.2	3.1 ± 1.0 max 5.3	-	-
Totale	6.7 ± 4.7 max 13.6 m	11.5 ± 2.9 max 16.9	10.6 ± 4 max 18.8	14.8 ± 3.3 max 20.0

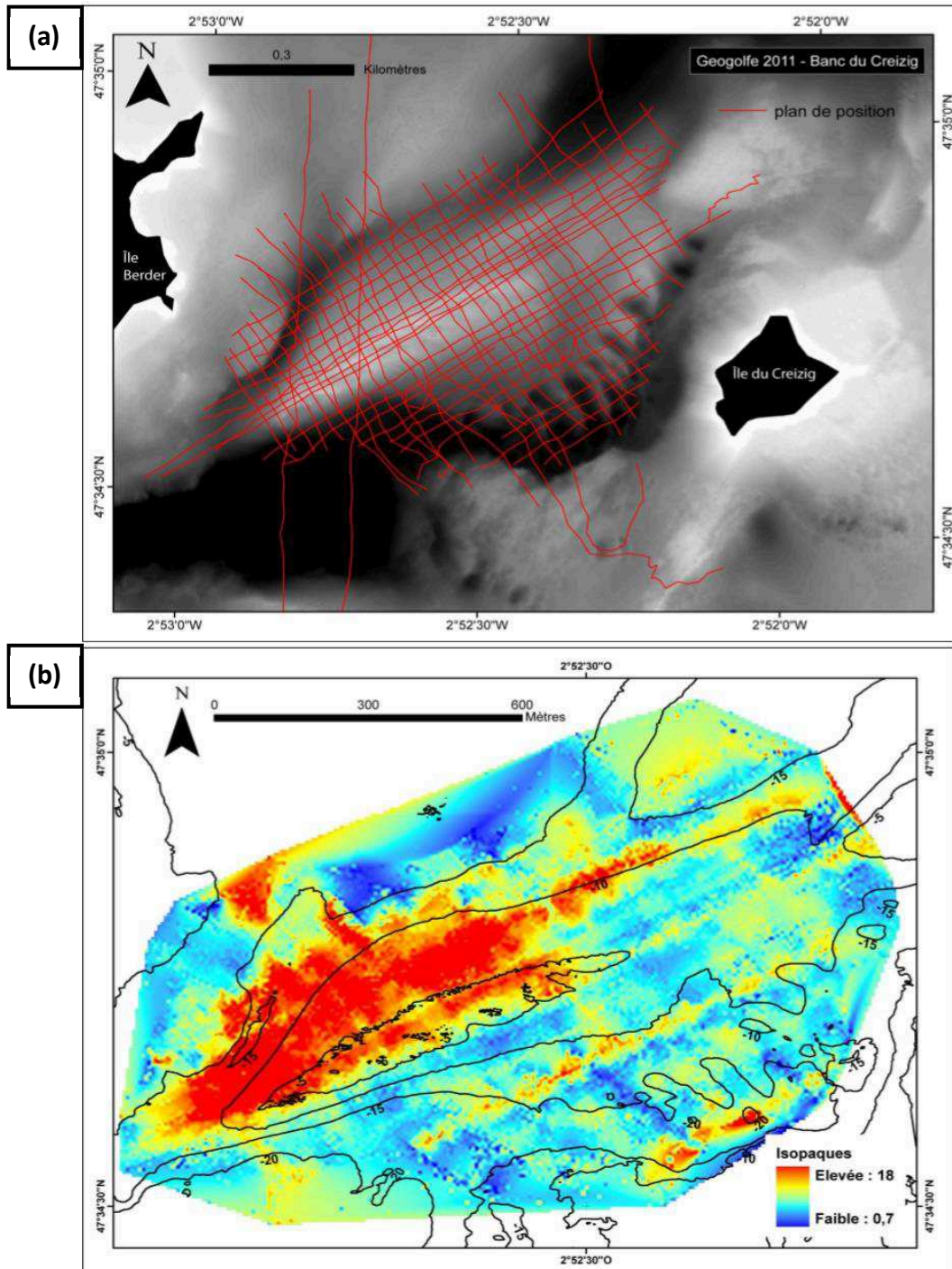


Figure 2.12. (a) Plan de position des profils sismiques acquis au cours de la campagne Geogolfe 2011. (b) Carte isopaque générée à partir des données Geogolfe 2011 (Callouet, 2012).

2.1.4.3. Origine des sédiments constituant le Creïzic

Les paléo-vallées incisées parcourant le fond du golfe du Morbihan sont orientées selon les directions N40° et N160°, correspondant à l'héritage structural du massif sud armoricain. Elles ont été creusées par les variations climatiques et par les variations du niveau marin ayant eu lieu au cours de la dernière période glaciaire quaternaire (de -110 ka – 8 ka environ, Pléistocène supérieur), appelée la glaciation weischélienne (Imbrie et al., 1984; Menier et al., 2010). La plupart des incisions sont associées soit à la réactivation des fractures majeures cadomiennes ou hercyniennes, soit à des contrastes lithologiques, soit à une combinaison des deux phénomènes (Menier, 2004 ; Menier et al., 2006 ; 2010).

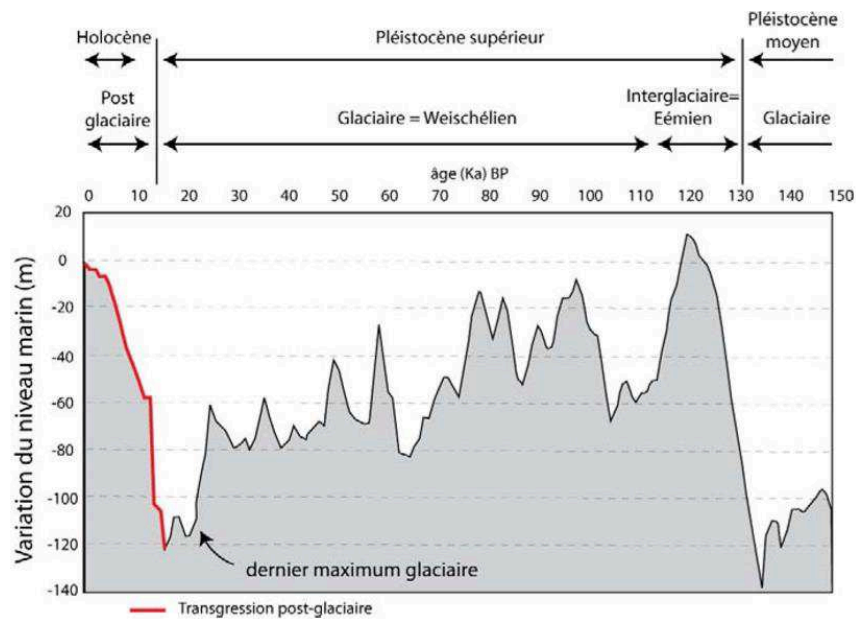


Figure 2.13. Variations du niveau marin pour les périodes récentes du Quaternaire (Dubois, 2008), d'après Imbrie (1984) et Menier (2004).

Au dernier maximum glaciaire (-18 ka environ, glaciation weischélienne), la marge sud armoricaine était émergée. Elle était parcourue par les prolongements avals des fleuves actuels, et les lignes de côte étaient déplacées vers l'Atlantique par rapport à l'époque actuelle, à plus de soixante-dix kilomètres (Menier, 2004). La remontée des eaux qui a succédé au dernier maximum glaciaire, c.-à-d. la transgression marine holocène quaternaire, a alors conduit progressivement à l'ennoiement du Golfe, et au remplissage sédimentaire des paléo-vallées incisées dans leur partie supérieure (Menier et al., 2011).

Les sédiments qui composent le banc du Creïzic, au moins pour les unités supérieures, proviennent donc majoritairement de l'extérieur du golfe du Morbihan, et ont été mis en place au cours de la transgression marine holocène.

2.1.4.4. Apports sédimentaires actuels dans le Golfe du Morbihan

Les potentiels transferts sédimentaires entre le banc du Creïzic et d'autres systèmes hydro-sédimentaires sont à envisager. Néanmoins, Menier et al. (2011, 2010) caractérisent la baie

de Quiberon et le Golfe du Morbihan comme un environnement pauvre en apports sédimentaires.

Les apports terrigènes au sein du Golfe sont principalement convoyés depuis le continent par les rivières, et par le drainage des bassins versants associés. Le réseau de drainage du golfe du Morbihan (Figure 2.14), dont la partie nord est limité structuralement par un compartiment de direction ONO-ESE associé au cisaillement sud armoricain (Pérez-Belmonte, 2008), se compose de cinq sous-bassins versants, cumulant une surface de 800 km² (Letort, 1999). Les principaux bassins versants, ceux du Loc'h, du Liziec et du Sal, présentent des débits solides compris entre 409 et 1006 tonnes/an (Table 2.3). Le cumul des débits solides pour les données disponibles s'élève à 1936 tonnes/an, soit moins de 2 % et 0.3 % des débits solides de la Vilaine et de la Loire (Jouanneau et al., 1999). Les apports en eau douce et en sédiments terrigènes sont donc effectivement de faibles ampleurs au sein du Golfe, et compte-tenu des faibles débits liquides observés, il est donc très peu probable que des particules grossières telles que celles constituant le banc du Creïzic soient transportées à partir des rivières se jetant dans le Golfe.

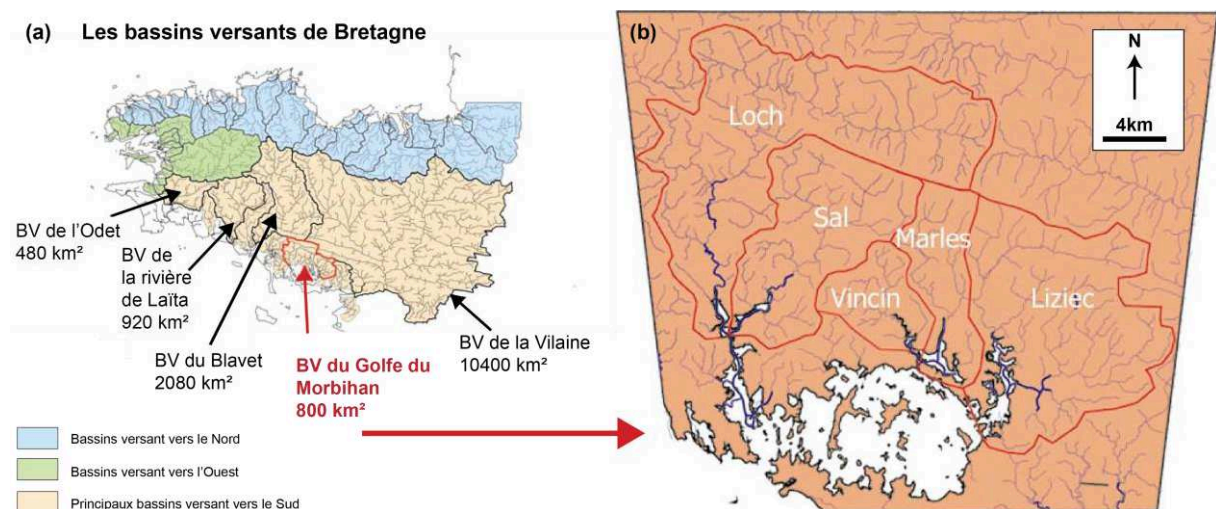


Figure 2.14. (a) Les bassins versants (BV) de Bretagne (b) Le bassin versant du golfe du Morbihan. Figure modifiée d'après Pérez-Belmonte (2008).

En ce qui concerne les apports de sédiments par l'océan Atlantique, selon Menier (2004), les sédiments marins superficiels sur les fonds compris entre la côte morbihannaise et l'isobathe de 50 m sont soit d'origine fluviomarine, soit d'origine strictement marine. Dans cette zone littorale, les faciès sédimentaires sont caractérisés par des particules (bio)-détritiques siliceuses et carbonatés et présentent une gamme granulométrique très hétérogène. La carte de nature des fonds de la baie de Quiberon, du golfe du Morbihan et de la baie de Vilaine (cf. par ex. (Jimenez, 2016) pour une version au 50 000, d'après des données du SHOM) montre cependant que l'on retrouve peu de sables dont la granulométrie correspond à celle du Creïzic aux abords de l'entrée du Golfe. Les échanges de sédiments entre la baie et le banc du Creïzic sont donc probablement très limités.

Tableau 2-3. Surfaces débits liquides et débits solides annuels pour les rivières du bassin versant du golfe du Morbihan, d'après (Letort, 1999; Pérez-Belmonte, 2008), et pour les rivières de la Vilaine et de la Loire (DREAL, 2019; Jimenez, 2016; Jouanneau et al., 1999).

Sous-bassins versants	Surface drainée (km ²)	Débit liquide annuel (10 ³ m ³ /an)	Débit solide annuel (t/an)
Loc'h	230	95 658	1 006
Sal	94	34 114	331
Vincin	39	10 611	-
Marle	30	10297	190
Liziec	95	33 008	409
Ruissellement côtier	312	-	-
Vilaine	10 400	6 300 000	100 000
Loire	117 480	27 425 000	600 000

En conclusion, les potentiels transferts de sédiments entre le banc du Creïzic et d'autres systèmes, s'ils ont lieu, se déroulent le plus probablement avec les autres bancs de sable situés dans la partie externe du Golfe (Figure 2.7).

2.1.5. Hydrologie et hydrodynamisme

2.1.5.1. Hydrologie du golfe du Morbihan

Les caractéristiques physico-chimiques des eaux du golfe du Morbihan ont été étudiées par de Manaud (1976). Il distingue deux bassins (Tableau 2.4) : le bassin occidental, où les conditions physico-chimiques sont de type « environnement marin », en cohérence avec le renouvellement rapide des eaux de la baie de Quiberon et de la baie de la Vilaine, et le bassin oriental où les conditions physico-chimiques sont typiques d'environnements estuariens, du fait de l'amortissement des forçages hydrodynamiques dans la partie interne du Golfe.

Une baisse de la salinité des eaux du Golfe est observée en hiver, inférieure à 5 %. Cette baisse est provoquée par une augmentation des apports en eaux douce de la Loire et de la Vilaine dans la baie de Quiberon, et par l'augmentation de la pluviométrie dans les bassins versants du Golfe (Le Roux, 2006).

Tableau 2-4. Caractéristiques hydrologiques du golfe du Morbihan dans le bassin occidental et le bassin oriental (Manaud, 1976).

Caractéristiques hydrologiques	Température moyenne	Turbidité	Salinité	Comportement
Bassin occidental (Banc du Creïzic)	13°C Homogénéité spatiale et temporelle	3.9 à 4.4 mg/l	32 à 32.5 ‰	Si l'une des caractéristiques varie à l'échelle des baies de Quiberon et de Vilaine, le bassin occidental ajuste ses propres caractéristiques en moins d'une semaine. → renouvellement rapide des eaux
Bassin oriental	13.5 ° à 15.5° C	6.1 à 34.3 mg/l	30 à 31.5 ‰	Dynamique estuarienne et amortissement de l'hydrodynamisme. Dessalure modeste, faibles apports d'eau douce.

2.1.5.2. Marée à l'échelle du golfe du Morbihan

Le principal forçage hydrodynamique en action dans le golfe du Morbihan et sur le banc du Creïzic est la marée. Il s'agit d'une marée semi-diurne spatialement et temporellement hétérogène à l'échelle du Golfe. On observe un marnage moyen de 3 m en morte-eau (coeff. 45), et de 5 m en vive-eau (coeff. 95), avec pour un même coefficient de marée une diminution du marnage de l'aval vers l'amont du Golfe (Figure 2.15) (Marcos, et al., 1996), correspondant à un régime méso à macrotidal en fonction de la zone. Le remplissage et la vidange du Golfe se produisent en décalé en fonction de la position dans le Golfe, avec environ 2h de décalage entre les pleines mers respectivement à l'entrée du Golfe (Port Navalo) et dans le fond (Bailleron, à l'Est) (Denis, 1978), ce qui génère des contre-courants et de la macro-turbulence (Dubois, 2008). D'après Marcos et al. (1996), les volumes d'eau moyens transitant par le goulet de Port Navalo sont compris entre 170 millions de m³ pour une marée de morte-eau et 300 millions de m³ pour une marée de vive-eau, soit respectivement 29 % et 44 % des volumes contenus par le Golfe à pleine mer.

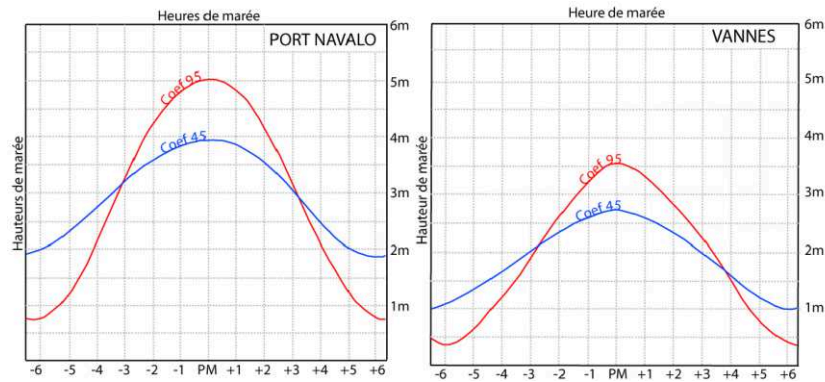


Figure 2.15. Marégrammes de Port-Navalo et de Vannes pour des coefficients de 45 et 95. Données : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) (Dubois, 2008)

Les courants tidaux sont par conséquent caractérisés par une dynamique complexe et intense, contrôlée par la géomorphologie particulière du Golfe (goulet de Port Navalo, chenaux et passages étroits entre les îles) (Pérez-Belmonte, 2008).

2.1.5.3. Courants de marée du SHOM

On observe donc une hétérogénéité du courant de marée en fonction de la zone du Golfe avec une forte atténuation des courants vers l'amont du Golfe. D'après l'atlas de courant de marée (SHOM, 2005) pour une marée vive-eau (Figure 2.16), les courants moyens de flot et de jusant sont majoritairement inférieurs à 0.25 m/s dans la zone interne, compris entre 0.25 et 1 m/s dans la zone médiane, et atteignent 3.2 m/s dans la zone externe (jusant). Manaud (1976) observe que le jusant agit sur une durée plus longue que le flot, mais avec des vitesses moyennes plus faibles.

Le banc du Creizic se situe au Nord-Ouest du passage de la Jument (Figure 2.17), qui comporte les courants les plus intenses au sein du Golfe (3.9 m/s pour une marée de coeff. 95). Les quatre points entourant le banc du Creizic présentent des courants de jusant homogènes, avec des intensités comprises entre 0.3 et 0.7 m/s, et orientés SO. Les courants de flot sont orientés de NNE à ENE, avec des intensités significativement plus élevées pour le flanc SE du banc (max. de 2.3 m/s).

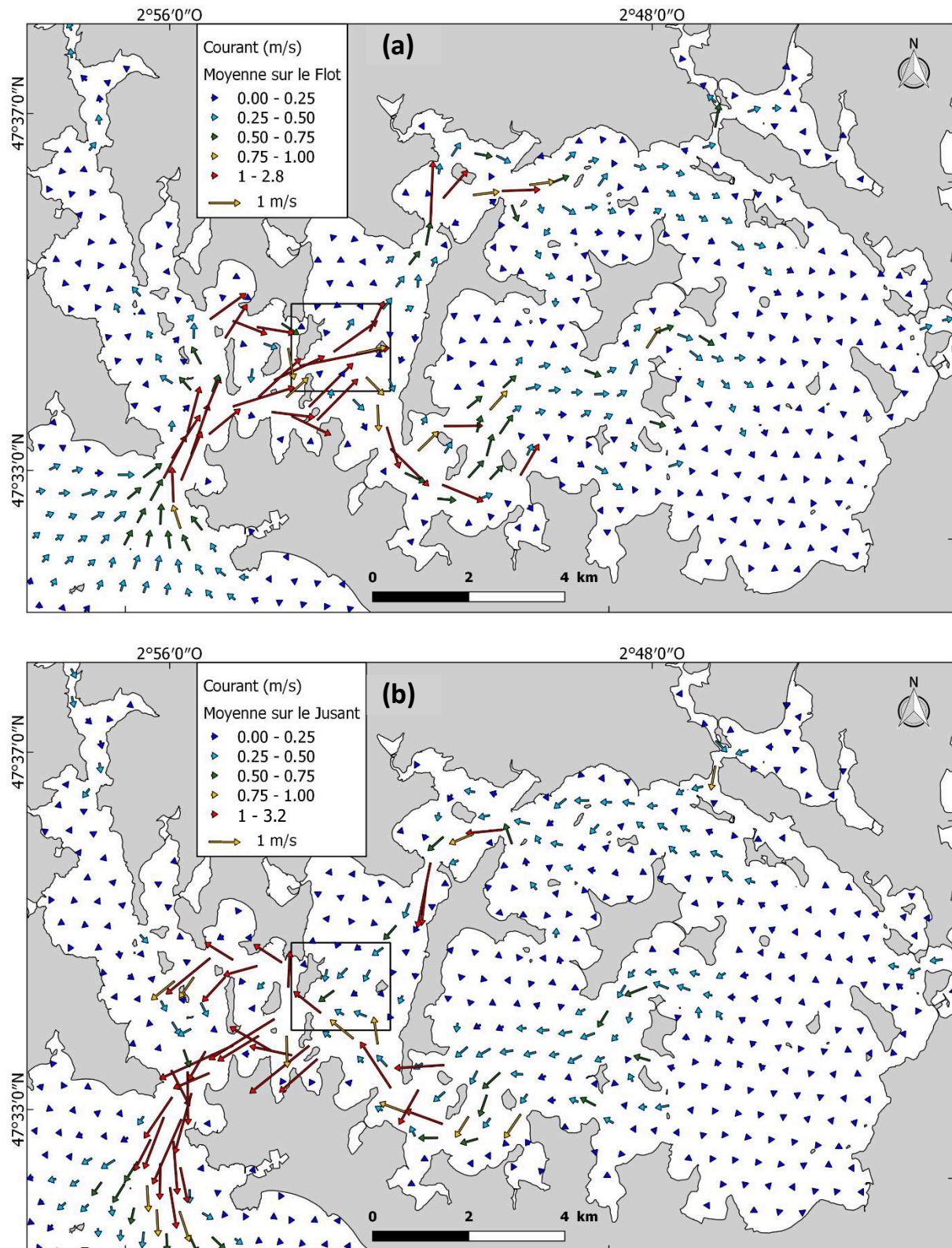


Figure 2.16. Courants de marée à l'échelle du golfe du Morbihan pour une marée de vive-eau (coeff. 95), d'après l'atlas de courant du SHOM (2005). (a) Moyenne sur le flot ; (b) Moyenne sur le jusant. L'encadré correspond à la Figure 2.17.

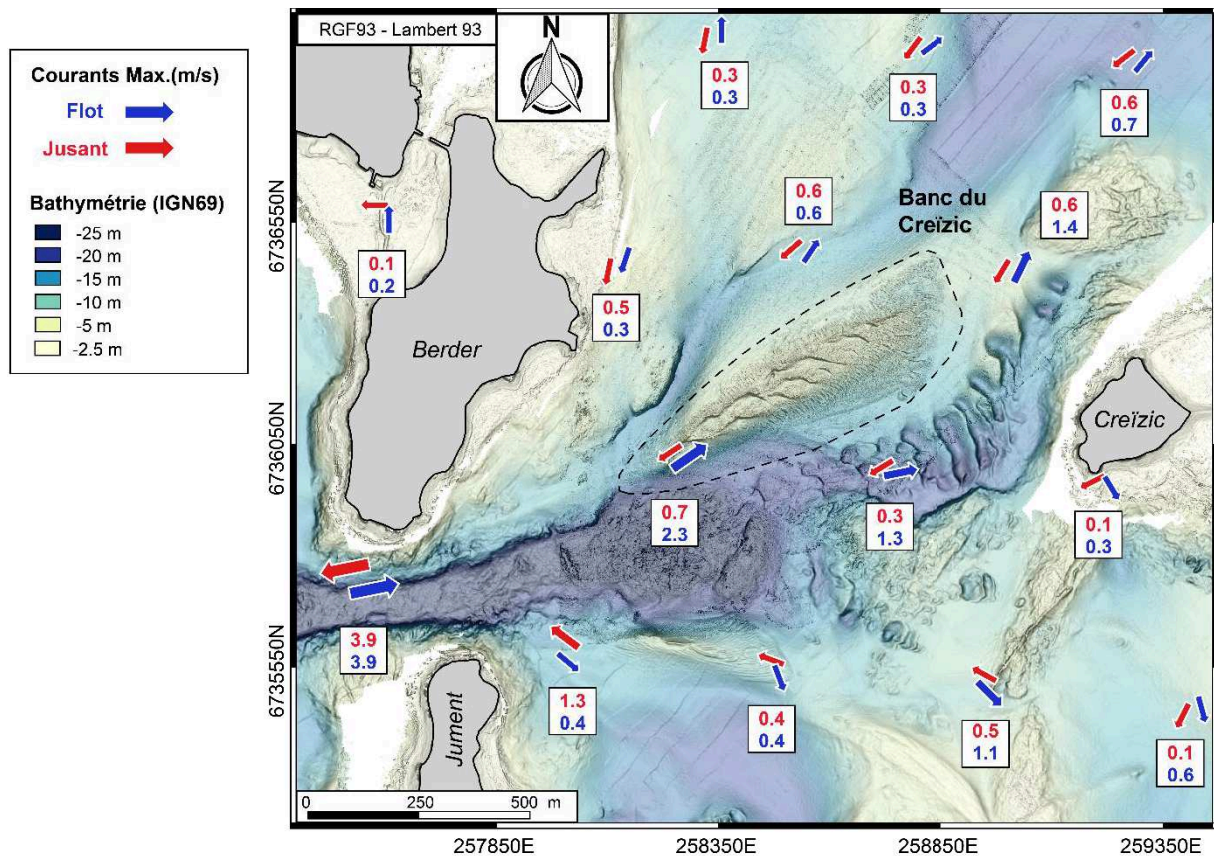


Figure 2.17. Courants de marée maximaux au flot et au jusant sur le banc du Creizic pour une marée de vive-eau (coeff. 95), d'après l'atlas du SHOM (2005). Fond de carte : MNT 2014 superposé sur le MNT Litto3D.

2.1.5.4. Mesures in situ réalisées par Moal (2015)

Un ADCP a été déployé en avril 2015 successivement sur le flanc nord-ouest, la partie centrale, et le flanc sud-est du Creizic (Moal, 2015). Les mesures acquises, dont un exemple pour la partie centrale est présenté en Figure 2.18, montrent que le courant est caractérisé par un régime différent en fonction de la zone sur le banc :

- ⇒ Sur le flanc NO, le courant est majoritairement unidirectionnel dans le sens du jusant (SO), avec une moyenne de 0.45 m/s,
- ⇒ Sur la partie centrale (Figure 2.18)
 - Le jusant présente une direction peu variable autour du SO, avec une vitesse moyenne de 0.45 m/s et des pics ne dépassant pas les 0.6 m/s
 - Le flot présente des variations de direction significatives à courte échelle temporelle, et des vitesses en moyenne inférieure à celles du jusant (0.35/m/s) mais avec des pics excédant largement ceux du jusant (0.9 m/s pour l'exemple de la Figure 2.18)
- ⇒ Sur le flanc SE, on observe une renverse bien marquée, et un courant de marée bidirectionnel : le jusant présente une direction identique à celui de la partie centrale avec une vitesse moyenne légèrement inférieure (0.3 m/s environ) ; le flot présente également des variations mais de moins grande ampleur que pour la partie centrale, et une vitesse moyenne également inférieure.

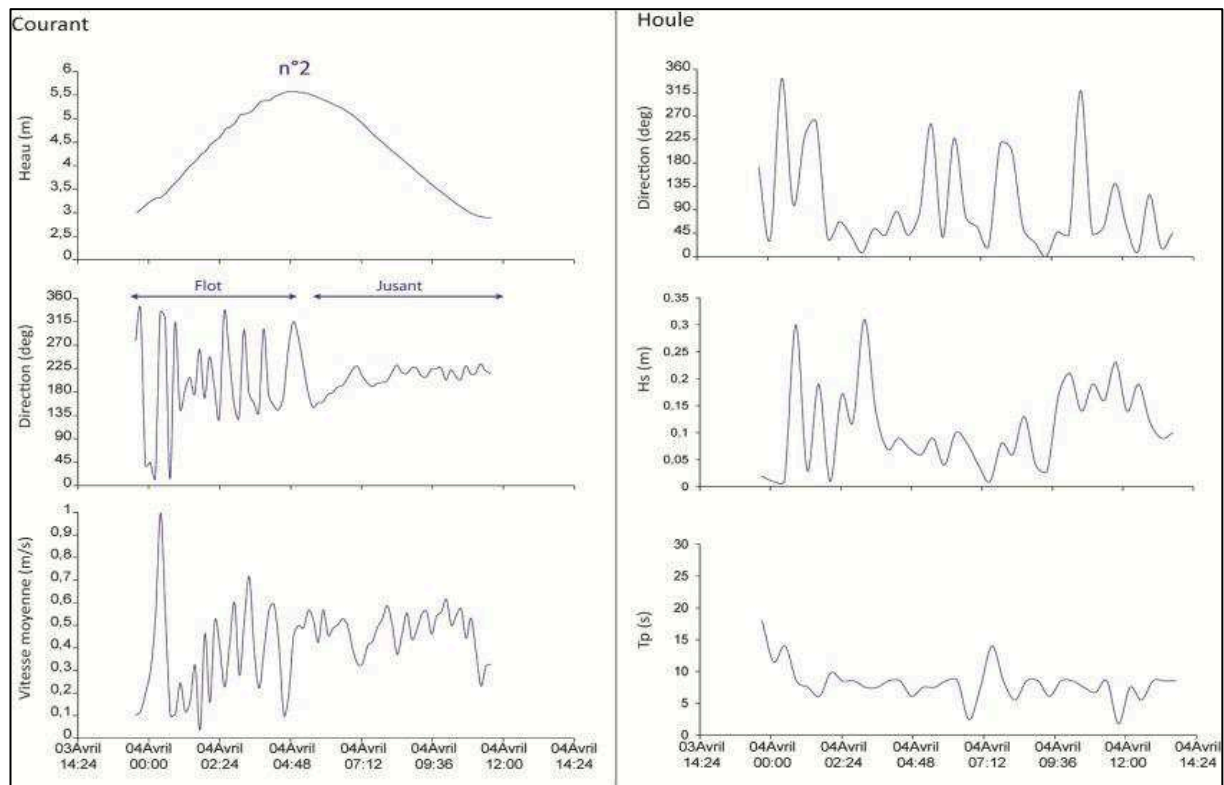


Figure 2.18. Paramètres d'une marée modale mesurés avec un ADCP sur la partie centrale du banc du Creizic (Moal, 2015) (coeff. de marée de 85). Le courant est moyenné sur la colonne d'eau.

Il est à noter que le coefficient de marée pour le déploiement sur le flanc SE était plus faible que ceux pour la partie centrale et le flanc NO (55, contre 85 et 82 respectivement). La signature du courant sur le flanc SE n'est pas donc pas strictement comparable avec les autres zones, ce qui transparait notamment par des intensités plus faibles, néanmoins elle est cohérente avec les données qui seront présentées dans la suite du manuscrit en termes de direction.

2.1.5.5. Houle

La barrière naturelle formée par la presqu'île de Quiberon, Belle-Île-en-Mer et les îles d'Houat et d'Hoëdic, alignée selon l'axe NO-SE, protègent le Golfe des houles préférentielles provenant du large depuis le Sud-Ouest (Menier, 2004 ; Vanney, 1977). L'étroitesse du goulet de Port Navalo et les nombreuses îles déjà présentes dans la partie occidentale du Golfe, ainsi que la topographie accidentée, diffractent et réfractent les houles qui subsistent au-delà de la barrière naturelle délimitant la baie de Quiberon, les empêchant de se propager davantage vers l'amont du Golfe. Ce phénomène est généralement observé dans les baies comme pour la baie de Fundy au Canada, ou l'estuaire de la rivière Qiantang (Chine Orientale) (Shaw et al., 2010; Tessier, 2012; Zhang et al., 2014).

Les données de houle modélisées par Wave Watch III (configuration Norgas-UG) sur le banc du Creizic sont présentées sur la Figure 2.18 pour la période allant du 1^{er} janvier 2008 au 28 février 2018. On obtient une période moyenne de $4 \text{ s} \pm 3 \text{ s}$ (max de 17 s) pour une hauteur significative moyenne de $13 \text{ cm} \pm 7 \text{ cm}$ (max de 1m), et une direction de provenance

majoritairement Sud-Ouest. Ceci signifie que sur le banc du Creïzic, on observe la plupart du temps uniquement du clapot et ponctuellement de la mer de vent. Ceci confirme aussi le fait que la houle provenant du large ne se propage que très faiblement jusqu'au banc.

Ces valeurs sont cohérentes avec les mesures de houles réalisées par l'ADCP de Moal (2015), qui donnent une période comprise entre 3 s et 14 s avec une moyenne de 7 s sur la partie centrale (Figure 2.19), des hauteurs significatives inférieures à 35 cm et une direction variable. Les mesures de Moal (2015) montrent que la signature de la houle est la même sur les flancs.

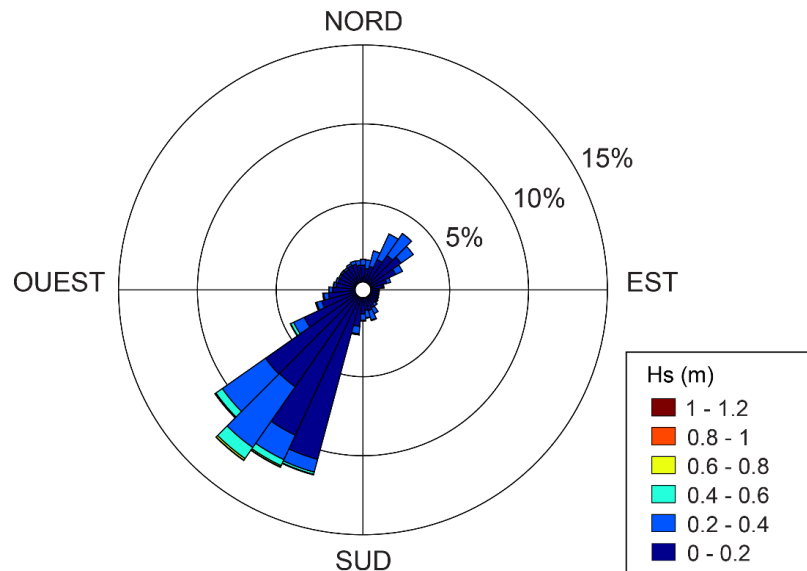


Figure 2.19. Fréquence (%) et hauteur significative (H_s) de la houle en fonction de sa direction de provenance, d'après le modèle Wave Watch III (Norgas-UG configuration) pour le banc du Creïzic (nœud [47.5781167° -2.87868333°]) de 2008 à 2018 (mesures horaires).

2.1.6. Inventaire des données disponibles

Les données disponibles avant les campagnes CreïziDunes (2017-18) sont résumées dans le Tableau 2.5, et présentées chronologiquement avec la Figure 2.20. En plus des données évoquées dans les paragraphes précédents (sismique, granulométrie, et hydrodynamique), on dispose d'un jeu de données bathymétriques, permettant une analyse diachronique allant de l'échelle décennale à l'échelle annuelle : 2003-2004, 2010, 2011 et 2014. Les caractéristiques méthodologiques et morphologiques de ces bathymétries sont présentées en détail dans les Chapitres 3 et 4.

Tableau 2-5. Données disponibles sur le banc du Creïzic avant les campagnes CreïziDunes (2017-18). La résolution horizontale des levés bathymétriques est comprise entre 1 m (MNT 2004) et 0.5 m (MNTs 2010 et suivants).

Date	Type de données	Source	Étendue des données par rapport au Creïzic	Commentaires
2002 Février	Sismique réflexion THR	Campagne Geogolfe2002 (Menier et al., 2011)	Un profil parallèle à l'axe principal, Un profil orthogonal à l'axe principal	
2003 Mai-Juin	Bathymétrie SMF	(SHOM, 2008)	Couverture quasi complète	Les deux levés ont été fusionnés en un seul MNT. Les sondes correspondantes constituent la grande majorité du MNT Litto3D sur le Creïzic
2004 Sept.-Oct.	Bathymétrie SMF	(SHOM, 2008)		
2004 Sept.-Oct.	Bathymétrie SMF	(SHOM, 2008)		
2005	Atlas de courant	(SHOM, 2005)	Résolution de 500 m, un seul point est localisé précisément sur le Creïzic. Courant horaire pour une vive-eau et une morte-eau.	Obtenu par modélisation numérique (HYCOM) et déploiement de 7 ADCP en 2004.
1996 2003-2004- 2005-2006- 2007-2008	Prélèvements sédimentaires (benne)	ODEM (Marcaillou et al., 1996) GMGL	Couverture Sporadique	L'ensemble des prélèvements ont permis ainsi que la carte de nature des fonds 7033G de Quiberon au Croisic (SHOM, 2009) d'établir la carte de nature des fonds 7133G du GM (Menier & Dubois, 2011)
2010 Juin	Sismique réflexion THR	GMGL	Couverture exhaustive	Les mauvaises conditions météorologiques lors de la campagne ont rendu les données difficilement exploitables.
2010 juin	Bathymétrie SMF	GMGL-IUEM	Couverture complète	
2011 juin	Bathymétrie SMF	GMGL-IUEM	Couverture complète	
2014 novembre	Bathymétrie SMF	GMGL-IUEM	Couverture complète	
2015 avril	Prélèvements sédimentaires (benne)	GMGL (Moal, 2015)	Couverture exhaustive	
2015 avril	Courantométrie (ADCP)	GMGL (Moal, 2015)	Un ADCP déployé successivement sur les flancs et la partie centrale du banc pour des coefficients de 55 à 85.	

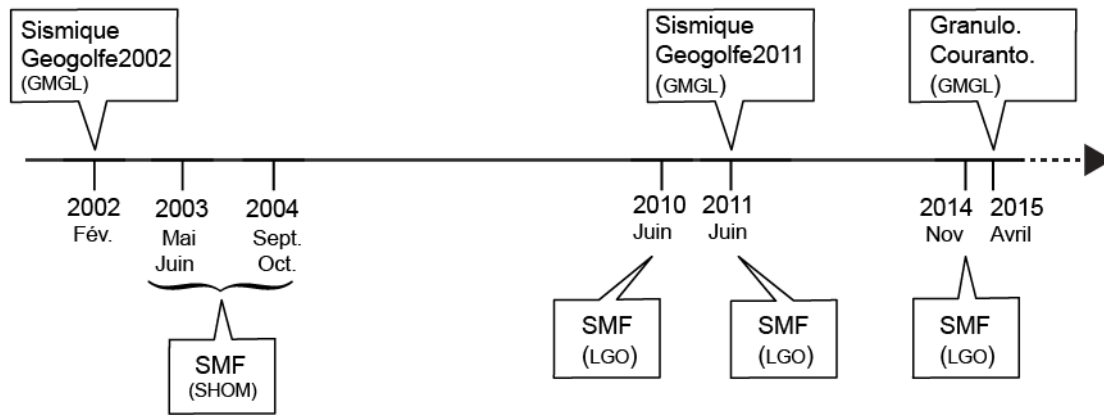


Figure 2.20. Échelle chronologique des données acquises sur le Creïzic antérieurement aux campagnes CreïziDunes (2017-18).

2.2. Stratégie de mesures de la dynamique des dunes et du transport : les campagnes *in situ* CreïziDunes

Cette section présente le compte-rendu des trois campagnes de mesures *in situ* CreïziDunes. L'organisation et la mise en œuvre des campagnes ont fait partie intégrante de ces travaux de thèse, et ont permis l'acquisition du jeu de données sur lequel se fonde en majeure partie les résultats des Chapitres 4 et 5, et également de plusieurs jeux de données qui n'ont pas encore été exploités.

2.2.1. CeïziDunes0 (CD0)

La campagne CreïziDunes0 s'est déroulée le 23 juin 2017 sur la période du flot, avec un coefficient de marée égal à 96 (marée de vive-eau moyenne). Elle été consacrée à une première découverte du banc du Creïzic, par fort coefficient de marée, et à la familiarisation avec les moyens nautiques. L'ensemble des objectifs scientifiques de cette campagne, portant sur des aspects hydro-sédimentaires et sédimentologiques, ainsi que les mesures qui ont été mises en œuvre pour y répondre, sont synthétisées dans le Tableau 2.6. Les positions des points et transects de mesure associés sont données sur la Figure 2.21.

Tableau 2-6 : Tableau récapitulatif CD0-Objectifs et instrumentation. Le dispositif de déploiement en profils verticaux de l'ensemble [profileur acoustique à sédiments (AQUAscat 1000R, Aquatec®) + sonde multi-paramètre (EXO 2, YSI®)] est présenté dans le paragraphe traitant la campagne CD1.

Objectif	Méthode/Instrumentation	Zone de mesure	Commentaires
Capacité de l'AQUAscat 1000R à nous fournir des résultats en termes de concentration de MES comparables à des échantillons d'eau	Prélèvements d'échantillons d'eau (surface + proche du fond) avec une bouteille Niskin. Filtration des échantillons <i>a posteriori</i> .	P1 à P8	Données exploitées
	Profils verticaux avec un profileur acoustique multifréquence à sédiments (AQUAscat 1000R) et une sonde multiparamètres (EXO2)	P1 à P8	Exploitation superficielle
Détermination de la granulométrie sur le fond, pour comparaison avec données antérieures	Prélèvement de sédiments avec une benne <i>Orange Peel</i> . Tamisage des échantillons <i>a posteriori</i> . Identification sommaire des espèces de coquillages.	P1 à P8	Données exploitées
Mesure du courant	Mesures ADCP en mode <i>bottom tracking</i>	Tout le long de la manip. (10h17 UT à 14h40 UT) Sur les transects T1 et T2.	Données non exploitées

Les résultats obtenus pour les échantillons de sédiments sont présentés en annexe A1. L'exploitation superficielle des profils verticaux du profileur acoustique multifréquence à sédiments (AQUAscat 1000R, Aquatec®) ont conclu à des concentrations de sédiments dans la colonne d'eau du même ordre de grandeur que ceux obtenus par filtration des échantillons d'eau, et cohérents avec la gamme de valeur donnée par Manaud (1976, cf. Tableau 2.4). Par conséquent, la capacité de l'AQUAscat à fournir une estimation correcte de la concentration des sédiments dans la colonne d'eau a été considérée comme confirmée, et il n'a pas été jugé nécessaire de réaliser des prélèvements d'eau au cours de la campagne suivante (CD1), compte-tenu, en outre, des contraintes logistiques inhérentes à ce type de prélèvements.

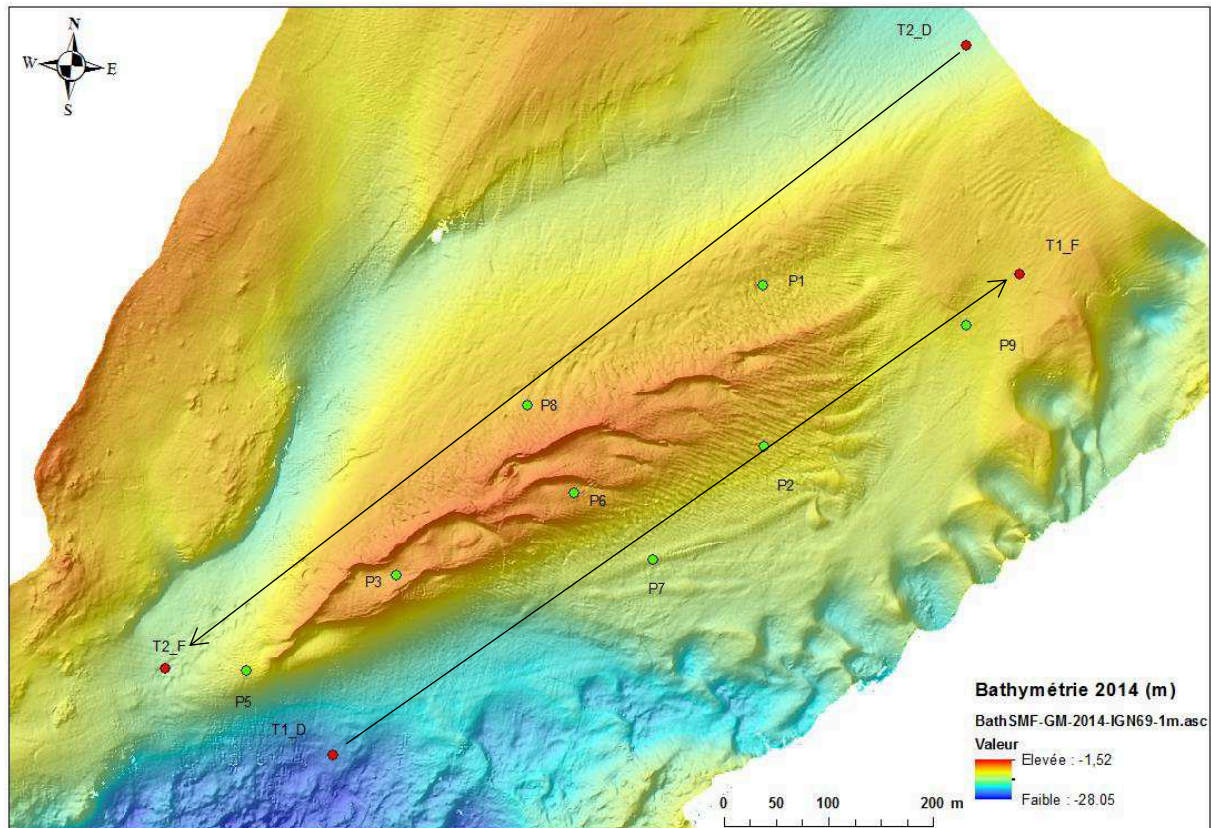


Figure 2.21. Mission préliminaire CreiziDunes0 (23 juin 2017). Les cercles verts correspondent aux points où des échantillons de sédiments ont été prélevés et où des profils AQUAScat-EX02 ont été réalisés ; les flèches et les cercles rouges correspondent aux transects ADCP effectués en mode *bottom tracking* pour étudier le courant sur les flancs du banc. (Système géodésique RGF93, projection Lambert 93).

2.2.2. CreiziDunes1 (CD1)

Plus d'une vingtaine de personnes ont été impliquées (plongeurs, ingénieurs, chercheurs). Les moyens nautiques utilisés, notamment le navire Sépiola (Station Biologique de Bailleron) ont fait l'objet d'une convention avec l'Université de Rennes 1. Une bourse LABEX-MER a été accordée au projet, ainsi qu'une aide de la part de l'ANR MESURE, puisque les données recueillies au cours de la campagne ont contribué à la base de données utiles pour l'ANR MESURE, en termes de mesures *in situ* de la matière de la suspension par technologie hydroacoustique.

2.2.2.1. Objectifs de la campagne

Il subsiste des lacunes sur notre connaissance de la morphodynamique et de l'équilibre des dunes, et dans une moindre mesure pour les bancs, localisés dans des environnements peu profonds soumis à un courant de marée intense, spatialement et temporellement hétérogène, et caractérisé par un apport sédimentaire non illimité (cf. Chapitre 1). Ces lacunes ont guidé la détermination des objectifs de la campagne CreiziDunes1, et ont été réduites, pour le banc du Creizic, à quatre grands objectifs, déclinés selon des sous-objectifs spatio-temporels et/ou relatifs aux processus:

- 1) Quantifier la morphodynamique des structures sédimentaires sur le fond à 2 échelles de temps :**
 - a. *Pour un cycle de morte-eau vive-eau pour le banc et les dunes* : direction et vitesse de migration, évolution morphologique du profil 2D des dunes, configuration intra et inter champs de dunes
 - b. *A l'échelle de la marée pour les dunes*, notamment par rapport au phénomène de retournement à la renverse jusant-flot (en fonction de la taille des structures) : changement morphologique dans le profil 2D, inversion de l'asymétrie, changement de direction de migration, distances de migration parcourues au temps court
- 2) Quantifier l'hydrodynamisme à l'échelle du banc et au sein la colonne d'eau**
 - a. *Courant dans la colonne d'eau*
 - b. *Courant proche du fond*
 - c. *Vagues et niveaux d'eau*
- 3) Qualifier et quantifier le transport sédimentaire à l'échelle du banc**
- 4) Évaluer le fonctionnement de la cellule de recirculation à l'aval de la crête d'une dune en termes d'hydrodynamisme et de transport sédimentaire**
 - a. **Evolution de la turbulence**
 - b. **Transport sédimentaire**

2.2.2.2. Stratégie de mesure

Comme les objectifs présentent des échelles spatiale et temporelle variables, trois stratégies ont été implémentées pour y répondre : Déploiement au mouillage pendant toute la durée de la campagne ; session de mesures intensives au cours du flot d'une marée de vive-eau (coeff. 87) ; mesures pré et post-campagne. Par ailleurs, trois zones représentatives ont été délimitées sur le banc, afin d'analyser le fonctionnement morpho-hydro-sédimentaire du banc dans son ensemble, et au sein même de ces zones d'intérêt.

La position approximative des zones, ainsi que leur caractéristiques morphologiques (dunes) et hydrodynamiques (courant) sont présentées sur la Figure 2.22. Ces zones ont délimitées d'après les dernières informations reportées sur le banc (Moal, 2015).

Zone A – Partie centrale

La partie centrale, sommitale du banc, désignée comme la zone A, a été la principale cible de la campagne. En effet, elle comporte des grandes dunes au sens de la classification d'Ashley (1990), asymétriques. Selon les études précédentes (Menier et al., 2011; Moal, 2015), ces grandes dunes sont animées par une dynamique pluriannuelle de l'ordre de ~10-50 m/an dans le sens du jusant.

Zone B et C – Flancs Nord-Ouest et Sud-Est

Les flancs NO et SE sont désignés respectivement comme zones B et C. Les deux flancs présentent l'un par rapport à l'autre des caractéristiques morphologiques, courantologiques et sédimentologiques très différentes. Ces deux zones ont été les cibles de la campagne CD1

plus particulièrement car elles comportaient des figures sédimentaires différentes, donc nous souhaitons comprendre les conditions hydro-sédimentaires générant des figures sédimentaires différentes.

La zone B, surtout par l'intermédiaire du mouillage qui y a été déployé, a été considérée comme la sortie du banc vers l'intérieur du Golfe. Elle a donc été la cible de tous les objectifs 1, 2 et 3. Pour l'objectif transport, seule la suspension a été mesurée.

La zone C a été instrumentée pour répondre aux objectifs 1, 2 et 3.

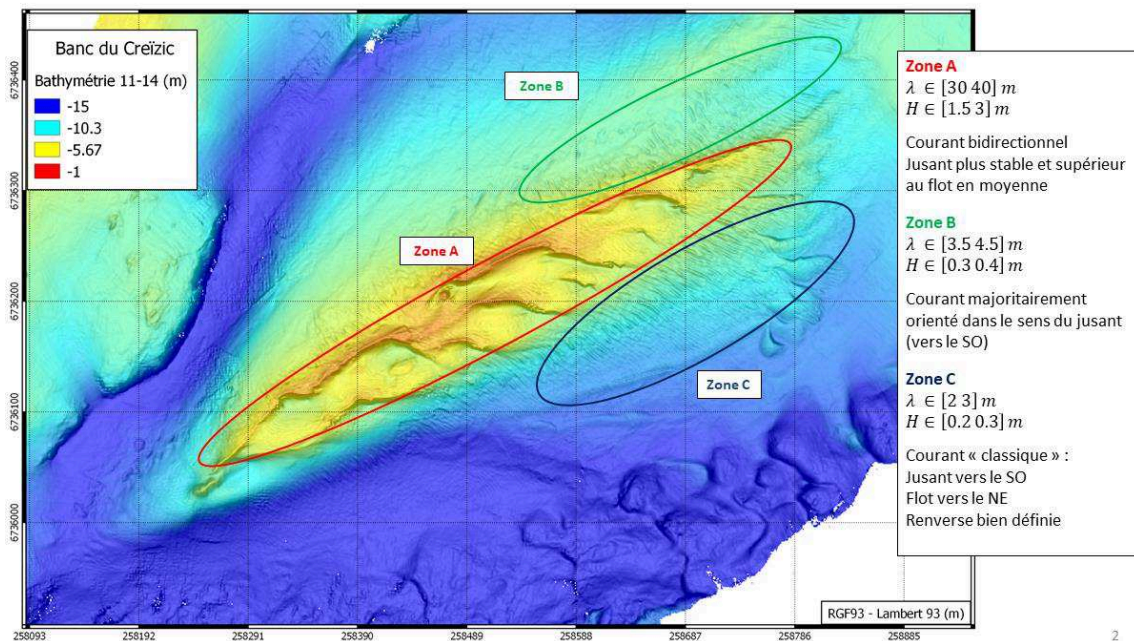


Figure 2.22. Zones ciblées pour la campagne, les informations données dans l'encart et ayant servis à planifier la campagne, sont d'après (Moal, 2015). Les plages de valeurs λ et H correspondent à la longueur d'onde et à la hauteur des dunes. La bathymétrie en fond est celle de Novembre 2014, référencée verticalement au zéro IGN69.

Zone E – Pointe Sud

La pointe Sud-Ouest du banc, appelée zone E, est considérée comme l'entrée du système, depuis l'extérieur du Golfe. Cette zone a été instrumentée afin de mesurer les conditions incidentes arrivant sur le banc et pour répondre à l'objectif 2.

2.2.2.3. Objectifs et instrumentation

On présente ici le type d'instrument déployé pour répondre à un objectif donné.

Objectif 1) Morphodynamique

Pour répondre à l'objectif « Morphodynamique », des levés bathymétriques du banc ont été réalisés avec un système Sondeur Multifaisceaux (SMF)(Figure 2.23). L'ensemble des équipements constituant le système d'acquisition SMF est présenté dans le Tableau 2.7. Le système d'acquisition SMF a été monté sur le Sépiola par l'intermédiaire d'une perche articulée sur un assemblage d'éléments de type Pont-Lumière.

Tableau 2-7. Équipements constituant le système d'acquisition SMF.

Équipement	Modèle-Marque
Célérimètre de coque	SVS Valeport
Centrale d'attitude	iXSea OCTANS III Subsea 200 m
Logiciel d'acquisition	QINSY
Récepteur et antenne GPS	Astech Proflex 500 et ASH111661
Sonde de célérité	RESON SVP 10/15
SMF	Kongsberg EM3002 (300 kHz)



Figure 2.23 Système d'acquisition SMF monté sur le Sériola. La vue d'encart (a) est prise depuis l'avant du bateau.

La structure Pont-Lumière a été installée en travers du pont du Sépiola. La perche était positionnée sur le côté tribord du navire, comme visible sur la Figure 2.23. Le sondeur utilisé est un EM3002 (Kongsberg®) et l'acquisition a été réalisée avec le logiciel QINSY (QPS®). Ce système d'acquisition fournit des bathymétries avec une résolution spatiale de 0.25 m (Chapitre 3) et une précision verticale d'environ 10 cm, permettant d'étudier la dynamique des figures sédimentaires de l'échelle du banc à l'échelle des petites dunes (Ashley, 1990).

La fréquence des acquisitions bathymétriques successives a été respectivement d'un mois d'écart pour l'étude morphodynamique à l'échelle mensuelle, et aussi fréquemment que possible au cours du flot pour l'étude à l'échelle du cycle de marée (Figure 2.24), en parallèle des mesures colonne d'eau SMF pour la mesure du transport en suspension (objectif 3).

Les acquisitions bathymétriques ont ciblé les trois zones A, B et C, sous la forme de transects aller-retour (une ligne à suivre par zone), répétitif. L'ensemble des micro-bathymétries superposées est visible sur la Figure 2.25. L'intérêt de ces acquisitions répétées était d'étudier l'évolution morphologique des dunes, et éventuellement leur migration, à une très courte échelle temporelle ($O(\text{heure})$), au sein d'un cycle de marée de vive-eau.

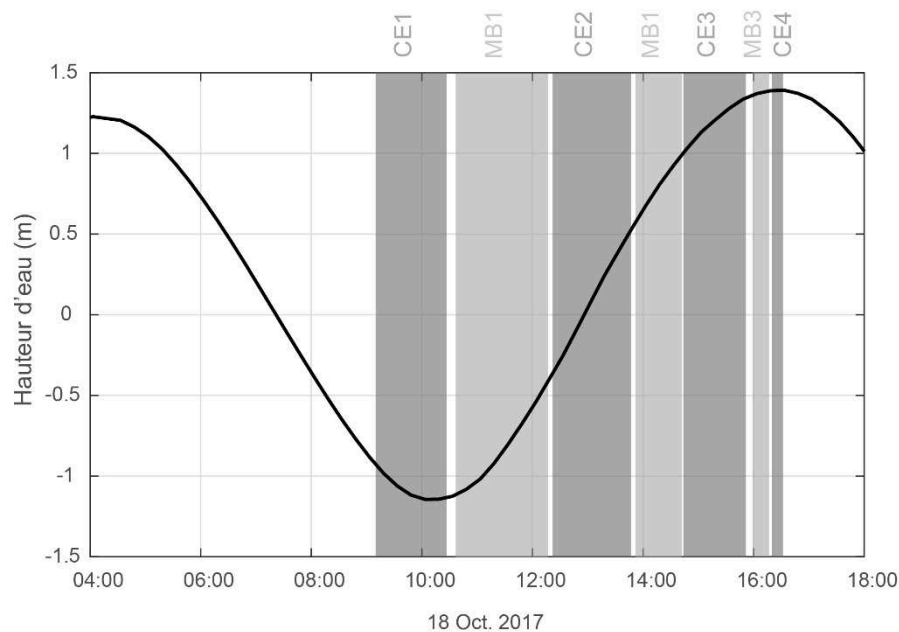


Figure 2.24. Chronogramme de la session de mesure intensive en fonction de la hauteur d'eau. Les abréviations CE1 à CE4 désignent les mesures colonne d'eau ; les abréviations MB1 à MB3 désignent les micro-bathymétries. La hauteur d'eau a été obtenue à partir de MARS3D lissée sur 1h et centrée sur la hauteur d'eau moyenne (modèle hydrodynamique présenté au Chapitre 3).

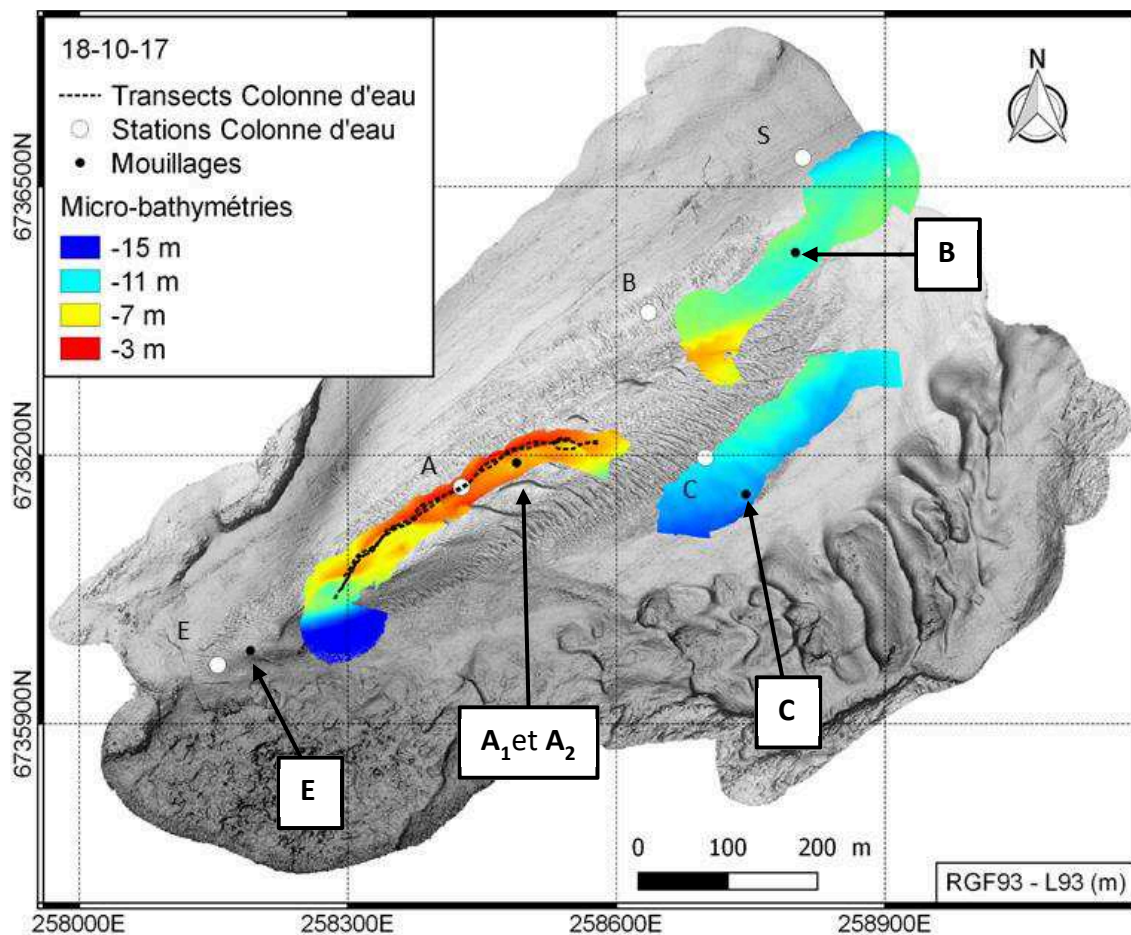


Figure 2.25. Micro-bathymétries et mesures SMF colonne d'eau sur le banc Creizic, session intensive de la campagne CreiziDunes1 (18 octobre 2017). Le MNT ombré en fond correspond à la bathymétrie du 9 novembre 2017. Les lettres simples donnent le nom des stations « Colonne d'eau ». Les lettres encadrées désignent les mouillages. Les lignes en pointillées des transects « Colonne d'eau » correspondent à leur traces GPS post-traitées.

Objectif 2) Hydrodynamique

Le forçage principalement étudié par notre campagne est le courant de marée. L'échantillonnage temporel de la mesure moyenne est donc dans l'idéal de l'ordre de 30 minutes. Le forçage de marée a été mesuré par des capteurs placés au mouillage pendant un mois, sur l'ensemble des zones A,B,C,E (Figure 2.25 pour leur position, Figure 2.26 pour la photo des mouillages des zones A-B-C). Plus particulièrement :

- a) **Le courant dans la colonne d'eau** (intensité, direction) a été mesuré avec des profileurs de courant de type *Acoustic Doppler Current Profilers* (ADCP et Aquadop profiler) fournissant une mesure sur un profil vertical de l'ordre de la dizaine de mètre (fonction de la hauteur d'eau), selon des cellules d'environ 50 cm. La mesure a été réalisée selon des burst de 20 minutes toutes les 30 minutes.
- b) **Le courant proche du fond** (intensité, direction), dont une définition spatiale fine ($O(cm)$) est précieuse pour l'étude du transport sédimentaire (Chapitre 1), a été estimé avec des profileurs de courant à effet Doppler haute-résolution (Aquadop profiler Haute

résolution), selon un profil vertical de l'ordre du mètre, et des cellules de quelques centimètres (zone de *blanking* incompressible de 20 cm). Pour le courant proche du fond, comme l'énergie requise à l'instrument pour émettre sur des cellules fines est plus élevée, il présente une autonomie plus faible, et la mesure a été programmée selon des burst de 20 minutes toutes les heures.

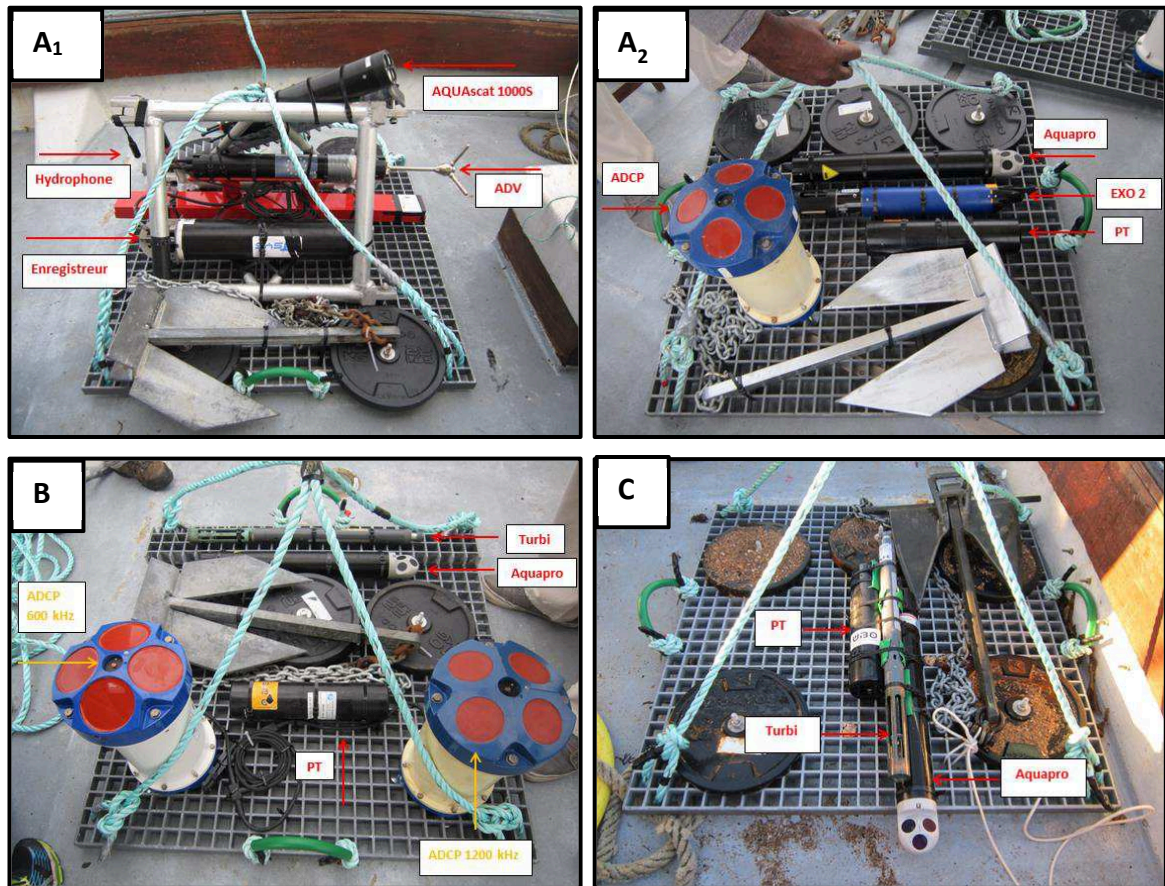


Figure 2.26. Photos des mouillages instrumentés, déployés entre Octobre et Novembre 2017 sur le banc du Creizic (postions données à la Figure 2.25). Les mouillages comportaient des profileurs de courant à effet Doppler (ADCPs de marque RDI® - « Aquapro » Aquadopp profiler Haute résolution (mouillage A₂ et B) et Aquadopp profiler (mouillage C) de marque Nortek®), un vélocimètre à effet Doppler (Vector de Nortek®), des capteurs de pression (abréviation « PT », Ocean Sensor System®), des sondes de turbidité/multiparamètres (abréviation « Turbi » 600OMSv2 / EXO 2, YSI®), un profileur acoustique à sédiments (AQUAscat 1000S, Aquatec®) et un hydrophone (HTI-96-MIN, High Tech®) couplé à un enregistreur (EA-SDA14, RTsys®).

- c) **Le motif général de turbulence dans toute la colonne d'eau** a été mesuré avec deux ADCPs synchronisés (mouillage B), les faisceaux décalés de 45°, d'après la méthode de (Vermeulen et al., 2011). La résolution temporelle est de (0.67 Hz) (Même programmation que pour le point (a)).
- d) **Les niveaux d'eau et les vagues** ont été étudiés en déployant des capteurs de pressions, avec une fréquence d'acquisition comprises entre 8 et 10 Hz (permettant d'étudier la hauteur d'eau liée à la marée et éventuelles surcotes et de calculer le spectre de vagues pour des périodes allant de la mer de vent (3 s) aux ondes longues type ondes infragravitaires (600 s) en passant par les houles générées au large (~15 s)).

Objectif 3) Transport sédimentaire

Sur chacune des trois zones A-B-C délimitées sur le banc, nous avons mis en oeuvre des instruments pour estimer le transport en suspension. Plus particulièrement, nous avons déployé des instruments au mouillage sur chacune des zones, donc pour trois points fixes, pour estimer le transport sur un mois (mouillages de la Figure 2.26) : les profileurs de courant (ADCP et Aquapro) sont utilisés combinaison avec une sonde de turbidité pour estimer le profil de concentration dans la colonne d'eau à partir de la rétrodiffusion acoustique des sédiments. De plus, les deux ADCPs du mouillage B, de fréquences acoustiques différentes (600 et 1200 kHz) permettent d'estimer la granulométrie des sédiments en suspension.

En plus des mouillages, une journée de mesures intensives a été réalisée pendant une vive-eau. Elle a inclut le déploiement d'un profileur acoustique multifréquence (AQUAscat) et des acquisitions SMF colonne d'eau (Chronogramme en Figure 2.24), afin de mesurer le transport en suspension selon la méthode introduite par Fromant (2015).

Les acquisitions SMF colonne d'eau (indice de rétrodiffusion volumique) ont été réalisées principalement en station (vedette la plus immobile possible, compte-tenu du courant), sur cinq points répartis sur le banc du Créizic (Figure 2.27) : sur les zones A B et C identifiées précédemment, ainsi qu'en entrée du système (vers l'aval du Golfe, point E), et en sortie du système (vers l'amont du Golfe, point S). Des acquisitions sous forme de transects, avec le moteur de la vedette assurant la propulsion, ont également été réalisées sur la zone des crêtes selon l'axe principal du banc (Figures 2.25-27).

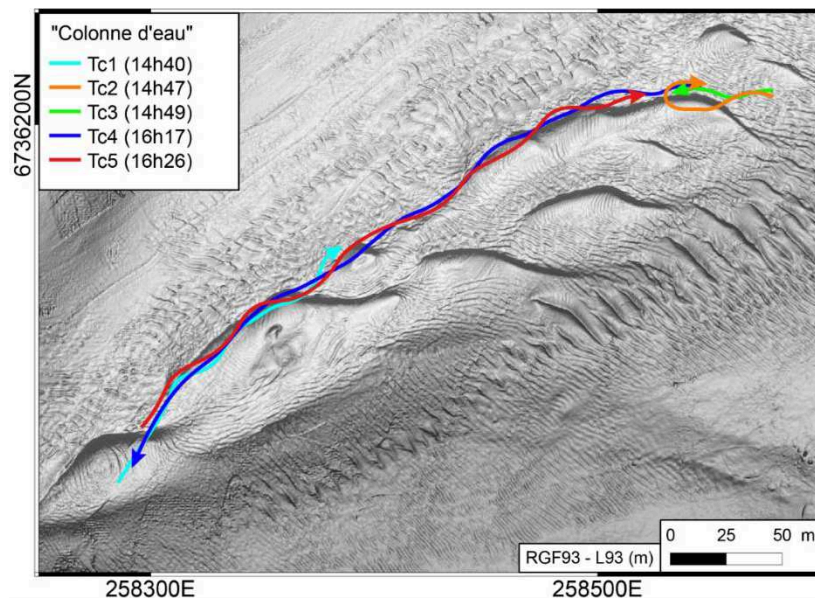


Figure 2.27. Zoom sur les transects SMF colonne d'eau acquis lors de la session de mesures intensives de la campagne CréiziDunes1 (18 Octobre 2017).

Les acquisitions des données colonne d'eau ont été réalisées directement avec le sondeur EM3002 (système décrit dans le Tableau 2.7 et sur la Figure 2.23), en enregistrant les données brutes issues du sondeur (indice de rétrodiffusion volumique) sur un disque dur externe SCSI

(*Small Computer System Interface*), en pilotant la cadence d'émission et le déclenchement de l'émission par le logiciel de bathymétrie QINSY. La procédure détaillée est présentée dans la thèse de Fromant (2015). La mise en œuvre de cette méthodologie est assez contraignante, puisque du fait de la technologie SCSI, un flux de données trop important provenant du sondeur peut entraîner une erreur généralisée du système d'acquisition. Ceci limite par conséquent la cadence à laquelle on peut faire émettre le sondeur, donc la cadence à laquelle on peut imager le contenu en MES de la colonne d'eau. La méthodologie a été donnée à 4 Hz par défaut (Fromant, 2015). Pour notre session intensive, la cadence a été fixée à 4 Hz pour les stations. Pour les transects sur la zone A, on a souhaité augmenter cette cadence pour obtenir le plus de mesures possible le long de la trajectoire de la vedette. Les premières tentatives (session colonne d'eau 3, Tc1 à Tc3), avec des cadences de 19 et 20 Hz, ont permis l'acquisition de données mais ont été avortées prématurément puisque le système d'acquisition finissait invariablement par crasher. Les secondes tentatives (session colonne d'eau 4, Tc4 et Tc5), avec une cadence d'acquisition de 16 Hz, ont été plus fructueuses, avec un plantage du système seulement à la fin de la dernière ligne (Tc5).

Le profileur multifréquence AQUAscat (AQUAscat 1000R, Aquatec®) a été déployé sur différents points du bancs (faisceaux orientés à l'horizontale, et à la verticale vers le bas, cf. Figure 2.28) pour estimer la granulométrie des sédiments en suspension, notamment pour l'inversion des données SMF colonne d'eau (Fromant, 2015) et pour comparer la concentration des sédiments en suspension avec celles des instruments installés au mouillage.

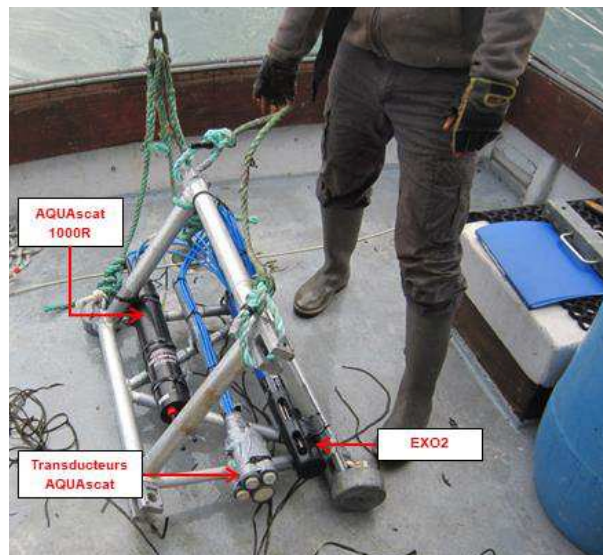


Figure 2.28 Instruments déployés en profils dans la colonne d'eau (stations) conjointement aux acquisitions SMF colonne d'eau, lors la session de mesures intensives de la campagne CreïziDunes1 (18 Octobre 2017).

L'AQUAscat a été programmé avec une portée de 1.28 m (cellules de 5 mm) pour les acquisitions horizontales, et avec une portée de 5.12 m (cellules de 2 cm) pour les acquisitions verticales, la portée étant plus grande sur la verticale pour avoir un aperçu le plus étendu possible de la colonne d'eau à un instant donné.

Objectif 4) Cellule de recirculation

L'objectif 4) vise à étudier le fonctionnement hydro-sédimentaire d'une cellule de recirculation à l'aval d'une dune, sur la zone A. Pour ce faire, nous avons déployé sur le mouillage A₁ (Figure 2.26) un profileur acoustique multifréquence (AQUAscat 1000S, Aquatec®) de manière incliné afin d'insonifier obliquement la cellule de recirculation en terme de concentration et de granulométrie des sédiments en suspension. Le profileur multifréquence a été déployé pour des cellules fines (1 cm), une portée de 2.6 m, avec une cadence d'émission de 4 Hz, selon des burst de 5 minutes toutes les 30 minutes.

Pour répondre conjointement à l'objectif 4), un vélocimètre à effet Doppler (ADV, *Acoustic Doppler Velocimeter*), a été mis en œuvre, pour obtenir une mesure ponctuelle de la turbulence, très précise, avec une fréquence de 16Hz. Un hydrophone a également été déployé pour étudier le transport par charriage dans la cellule de recirculation.

L'ADCP, déployé sur le mouillage voisin, A₂, avait également pour vocation de fournir une mesure du courant dans la colonne d'eau à proximité, utile à la compréhension de l'hydrodynamisme de la cellule de recirculation.

2.2.2.4. Bilan des données acquises pendant la campagne CreïziDunes1

Le bilan des données acquises pendant la campagne CreïziDunes1, en début et en fin de campagne, au mouillage, et pendant la session de mesure intensive, est réalisé sur la Figure 2.29. Les capteurs fournissant une mesure très précise sont ceux ayant acquis des données le moins longtemps, du fait de compromis liant l'autonomie du capteur et la cadence de mesure.

Toute campagne de mesure *in situ* est soumise à des aléas, et nous avons constaté quelques dysfonctionnements (ex. capteur ayant pris l'eau ou renversé par le courant). Ainsi, les ADCPs déployés sur les mouillages E (SO du banc) et A₂ n'ont pas fourni des données, la sonde de turbidité déployé sur le mouillage C non plus. L'hydrophone, censé acquérir des données exploitables en terme de charriage sur le fond d'une cellule de recirculation, a été mal programmé (pas de gain d'amplification par rapport à la sensibilité du capteur), et n'a pas pu fournir des données exploitables. Comme le charriage est généralement le mode transport dominant pour des dunes, donc au cœur des problématiques de cette thèse sur la morphodynamique des dunes, nous avons mis en œuvre une dernière campagne, la campagne CreïziDunes2, dédiée à cette méthode d'estimation du charriage (cf. paragraphe 2.2.3)

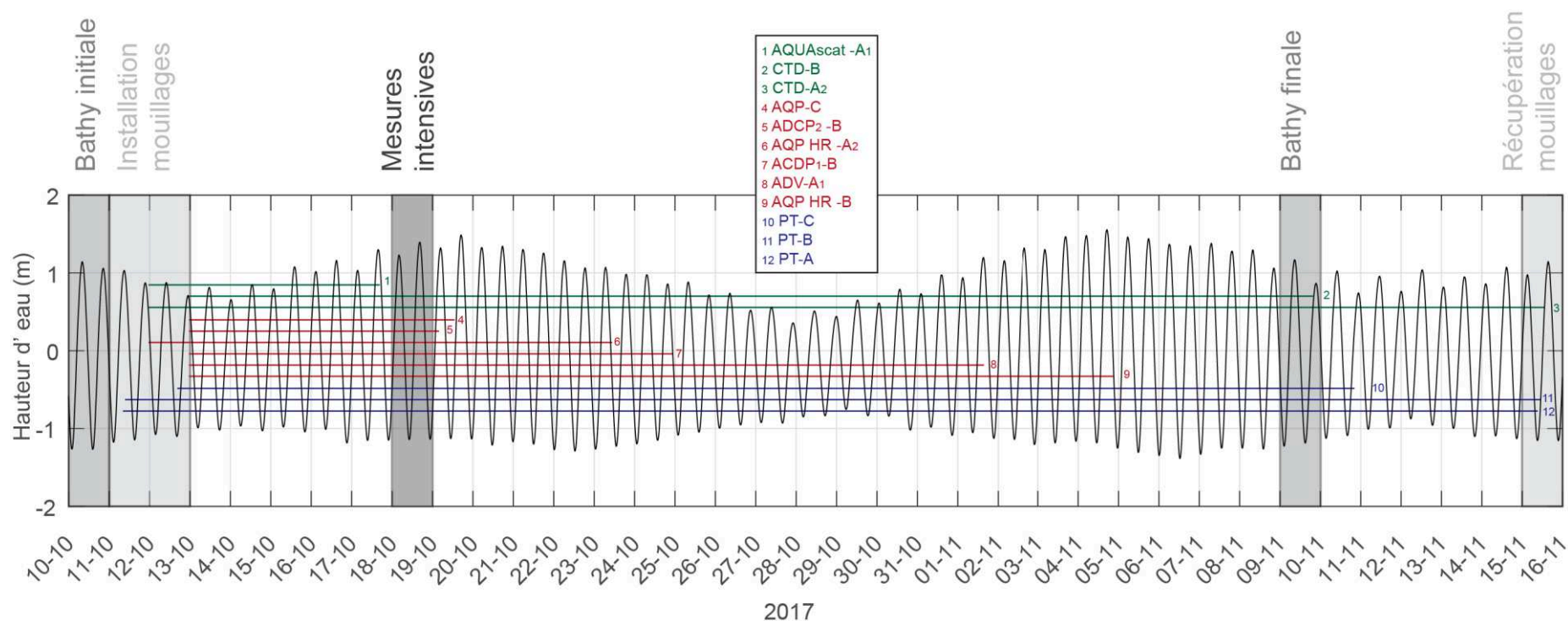


Figure 2.29. Chronogramme de la campagne CreïziDunes1. Les rectangles indiquent les étapes principales de la campagne. Les lignes horizontales donnent la durée d'enregistrement des données disponibles en fonction des capteurs. Les couleurs vert/rouge/bleu groupent les instruments par type de mesure : MES/Courantomètres/Capteurs de pression. La hauteur d'eau a été obtenue à partir de MARS3D (cf. lien), avec lissée sur 1h et centrée sur la hauteur d'eau moyenne. Les abréviations dans la légende désignent respectivement : CTD = Sonde de turbidité ou multiparamètres ; AQP = Profileur de courant à effet Doppler de marque Aquapro ; ADCP = Profileur de courant à effet Doppler de marque RDI ; AQP HR = Profileur de courant haute résolution à effet Doppler de marque Aquadopp profiler ; PT = Capteur de pression.

2.2.2.5. Informations complémentaires pour la campagne CreïziDunes1 Prélèvements sédimentaires

Le jour de la récupération des mouillages, des prélèvements de sédiments ont été effectués à la benne *orange peel*. Une première inspection visuelle a permis d'établir que ces prélèvements étaient très similaires à ceux de la campagne CreïziDunes0, et à ceux de Moal (2015). Par conséquent, ils n'ont pas encore été analysés en termes de granulométrie.

Données météorologiques

Pour la période de la campagne, des données météorologiques ont été recueillies auprès de Météo France pour les points les plus proches du banc du Creïzic (5 points). La pression atmosphérique au niveau de la mer, nécessaire à la calibration des capteurs de pression et le vent sont représentés sur les Figures 2.30 et 2.31. Les vents les plus intenses proviennent du quart Sud-Ouest, c'est-à-dire du large.

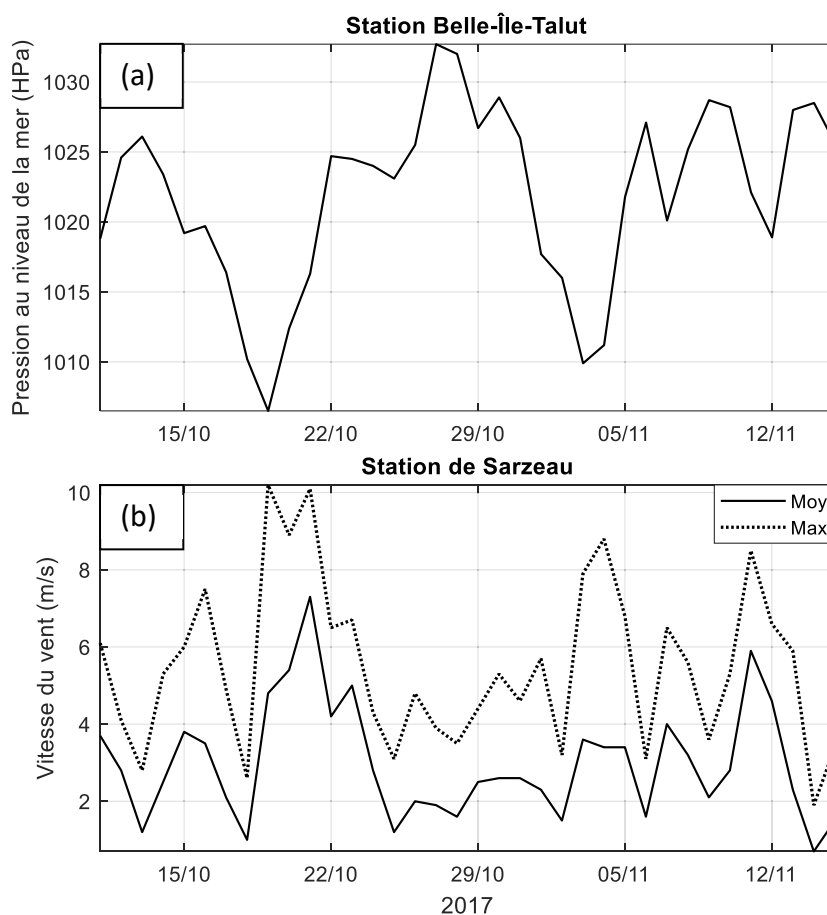


Figure 2.30. Données météorologiques pour la campagne CreïziDunes1 (Météo France) : (a) Pression mer moyenne, cette mesure était uniquement disponible pour la station Belle-Île-Talut, au sud-ouest de l'île. (b) Moyenne des vitesses du vent à 10 m quotidienne (courbe 'Moy') et vitesse du vent quotidien maxi (moyenne sur 10 min, courbe 'Max') pour la station de Sarzeau.

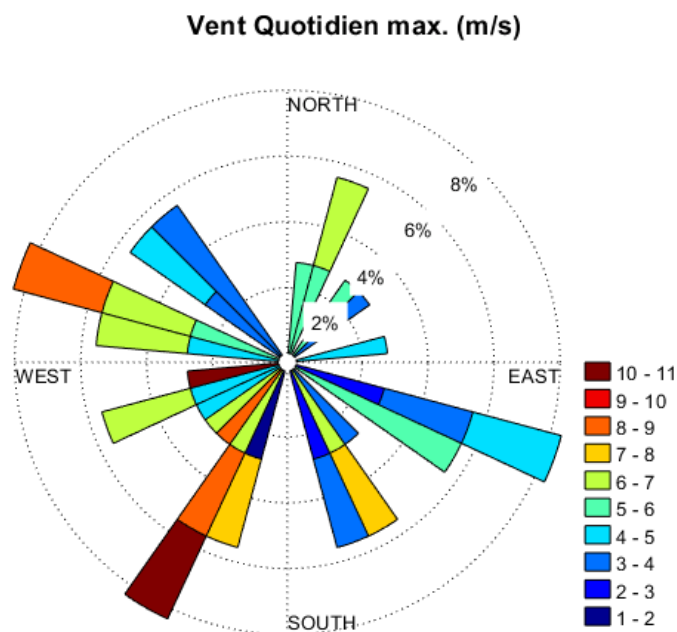


Figure 2.31. Rose du vent quotidien maxi (moyenne sur 10 min) pour la campagne CreiziDunes1, station de Belle-Île-Talut.

2.2.2.6. Vagues

En complément des mesures effectuées par les capteurs de pression, des données de houle ont été recueillies à partir de la base de données CANDHIS/CEREMA (mesures *in situ* depuis des bouées), sur les points les plus proches possibles du banc (2 bouées aux larges du Golfe), et à partir du modèle Wave Watch III (configuration Norgas-UG, en 5 points sur le Creïzic et pour les points correspondants aux bouées CANDHIS).

La modélisation Wave Watch III sur la période de la campagne donne des caractéristiques de vagues identiques à celles présentées au paragraphe 2.1.5.5, elles ne sont donc pas détaillées une nouvelle fois pour la campagne CD1.

2.2.3. CreiziDunes2 (CD2)

Afin d'étudier les figures sédimentaires en environnement marin peu profond, tel que le banc du Creïzic et les dunes qui lui sont surimposées, on souhaite obtenir une mesure du transport par charriage *in situ* en temps et en espace. On propose dans donc ce manuscrit une approche innovante, fondée sur la mesure par acoustique passive des bruits générés par les sédiments en collision sur le fond au cours du transport. Dans cette section 2.3., on présente la campagne CreiziDunes2 (CD2), qui a été mise en œuvre sur le banc du Creïzic pour acquérir de telles mesures sur le banc. Comme explicité précédemment, la campagne de mesure CD2 a été réalisée, ultérieurement, car l'hydrophone déployé pour la campagne CD1 n'a pas pu fournir de données exploitables.

2.2.3.1. Stratégie de mesure

Afin d'acquérir des mesures de bruits par acoustique passive avec une couverture spatiale la plus exhaustive possible du banc du Creïzic, la stratégie de mesure adoptée a été de déployer un hydrophone dans la colonne d'eau directement depuis une vedette, en laissant

la vedette dériver au-dessus du banc, avec le moteur coupé. Pour obtenir des mesures représentatives du forçage de marée, ces acquisitions, prenant la forme de transects, ont été répétées le plus régulièrement possible au cours du temps, à partir d'une même zone du banc (NE-Centre-SO). La trajectoire suivie par la vedette, naturellement fonction de la direction du courant qui est spatialement et temporellement hétérogène sur le banc, a donc été fonction du point de départ du transect, et du moment par rapport au cycle de marée. La durée typique d'un transect était de quelques minutes, pour des distances de dérives d'environ 100 m. Deux sessions de mesures ont été organisées, regroupées sous la dénomination CreïziDunes2 (CD2) : Une le 16 mai 2018, pour un fort coefficient de marée (102), une le 23 mai 2018, pour un faible coefficient de marée (55).

2.2.3.2. Système d'acquisition

Le système d'acquisition mis en œuvre au cours de la campagne CD2 comportait (Figure 2.32) :

- Pour la mesure d'acoustique passive :
 - Un hydrophone Type 8106 (Brüel & Kjaer), mesurant le son sur une bande de fréquences allant de 3 Hz à 80 kHz, possédant une sensibilité¹⁰ en réception de $-173 \text{ dB re } 1\text{V}/\mu\text{Pa} \pm 3 \text{ dB}$ et étant quasiment omnidirectionnel¹¹ (cf. Annexe A3)
 - Un enregistreur autonome étanche EA-SDA14 (RTsys) possédant une dynamique de 110 dB (24 bits)
- Pour le positionnement de la vedette :
 - Une antenne GPS Topcon Hiper V
 - Le logiciel de SIG QGIS

L'enregistreur et l'hydrophone ont été saignés sur une planche de bodyboard, et déployés sur le flanc bâbord de la vedette. L'hydrophone était immergé environ 0.75 m sous la ligne de flottaison. L'antenne GPS a été installée sur le toit de la vedette, à une distance horizontale de 1.8 m de l'hydrophone (Figure 2.32). Le signal acoustique a été enregistré avec une fréquence d'acquisition de 312.5 kHz, et stocké dans des fichiers audio wav de durée 2min23s (128 Mo). Le signal GPS a été enregistré avec une fréquence d'acquisition de 1 Hz. Il a été simultanément utilisé pour visualiser le positionnement de la vedette en temps réel au-dessus du banc, sur QGIS avec comme fond de carte la bathymétrie acquise le 9 novembre 2017 (MNT Nov. 2017, caractéristiques présentées au Chapitre 3), et stocké sous la forme de données brutes pour le post-traitement du positionnement et de la hauteur d'eau.

¹⁰ La sensibilité correspond à la tension générée par le capteur piézoélectrique en fonction de la pression acoustique reçue. Plus la sensibilité est élevée, plus la mesure de la pression est précise (Geay, 2013).

¹¹ La directionnalité représente la capacité d'un hydrophone à capter les ondes acoustiques provenant d'une direction donnée. Un hydrophone omnidirectionnel capte de manière identique la pression provenant de toutes les directions de l'espace (Geay, 2013).

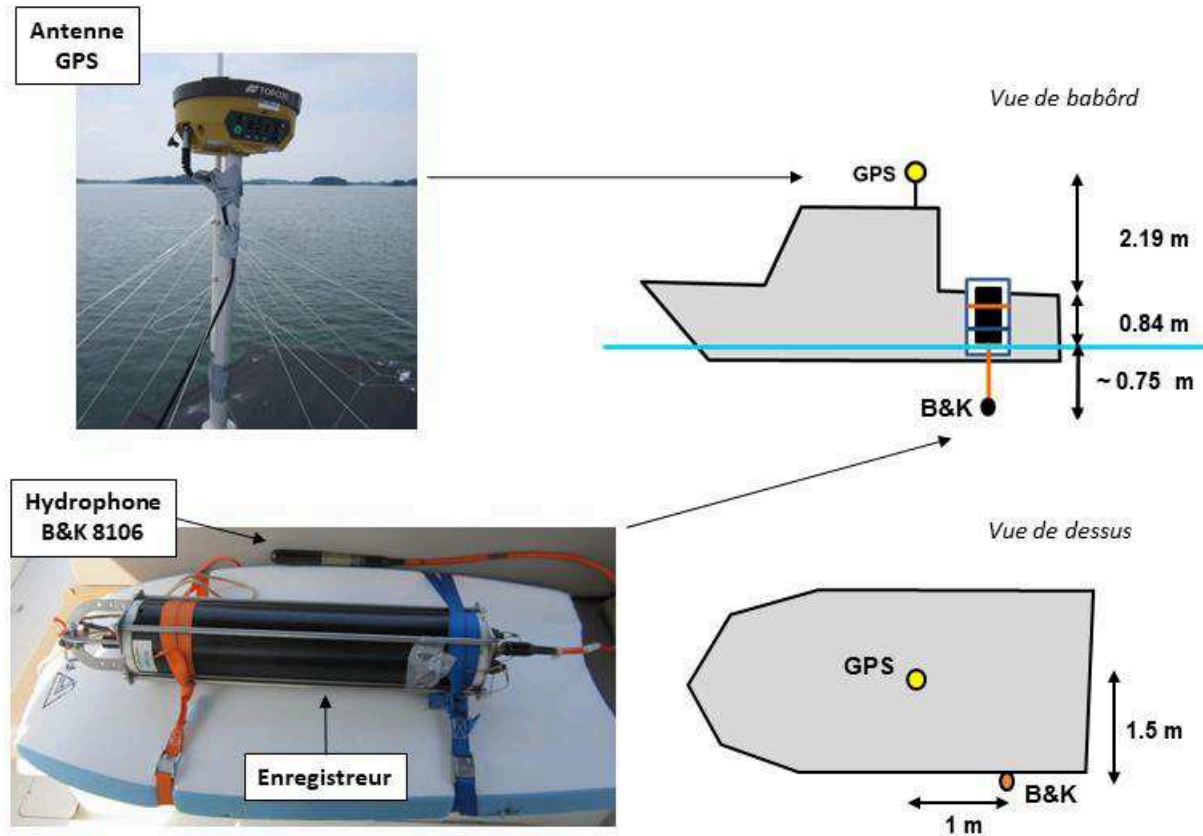


Figure 2.32. Système d'acquisition mis en œuvre pour la campagne de mesure du transport par charriage par acoustique passive CreiziDunes2

2.2.3.3. Données acquises

La localisation des transects acquis et leur moment d'acquisition par rapport à la marée sont présentées sur la Figure 2.33, pour les deux sessions de mesures incluses dans la campagne CreiziDunes2.

Pour le 16 mai 2018 (coeff. de marée de 102), 27 transects ont été réalisés, au cours du flot. Pour le 23 mai 2018 (coeff. de marée de 55), 34 transects ont été effectués, de la seconde moitié du flot à la première moitié du jusant. Dans la suite de ce manuscrit on désignera la session de mesure du 16 mai par « vive-eau », et celle du 23 mai par « morte-eau ».

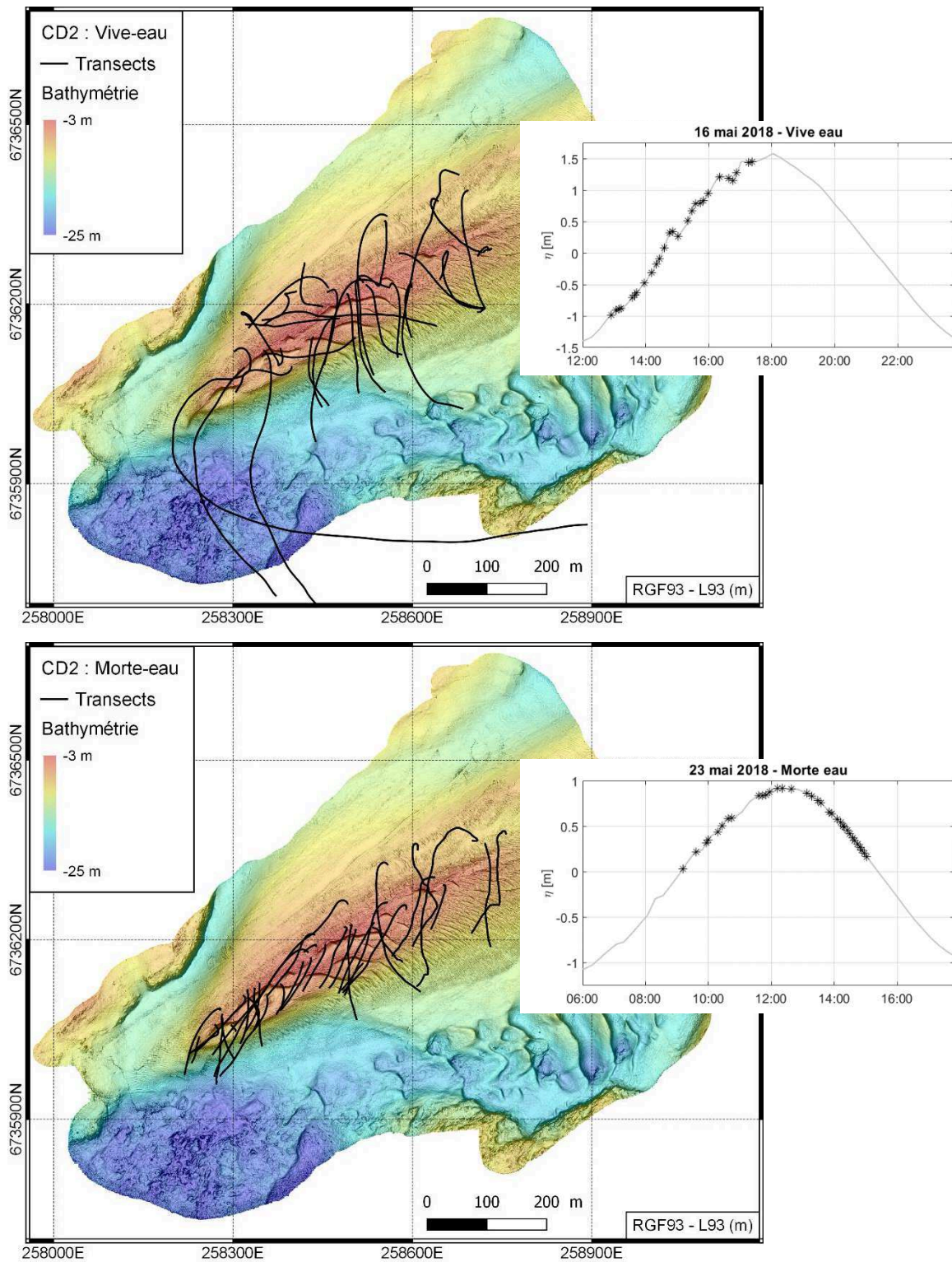


Figure 2.33. Transects et horaires des transects d'acoustique passive de la campagne CreiziDunes2. En fond : bathymétrie ombrée du banc (MNT Nov. 2017), référencée verticalement par rapport au zéro IGN69. Encarts : élévation moyenne de la surface libre d'après le modèle hydrodynamique MARD3D (Chapitre 3).

2.3. Synthèse – Le banc du Creïzic

Points clés

- ⇒ Le banc du Creïzic :
 - Est un banc de sillage de petites dimensions (900 m x 600 m), situé entre deux îles, dans la partie externe d'une baie semi-fermée caractérisée par un fort contrôle du socle rocheux et de faibles apports en sédiments, le golfe du Morbihan. Le banc est caractérisé par de très faibles profondeurs, comprises entre -2.5 et -25 m (réf. IGN69).
 - A été mis en place par la remontée des eaux lors de la transgression marine holocène (entre -8 ka et -3 ka environ). Il se positionne à cheval entre une incision du socle rocheux et une terrasse rocheuse. Ses flancs présentent une asymétrie marquée, le flanc surplombant l'incision du socle rocheux étant le plus abrupte (8° contre 3°). L'épaisseur moyenne de sédiments constituant le banc s'élève à 11 m environ. L'épaisseur moyenne de la couche supérieure (dunes actives) s'élève à 3 m environ.
 - Présente plusieurs champs de dunes surimposées, principalement orientés le long de l'axe principal du banc (SO-NE). Les dunes montrent une grande variété de formes et de dimensions, allant de petites dunes sur les flancs du banc, à de grandes dunes sur la partie centrale, la moins profonde du banc (Ashley, 1990). Selon les précédentes études réalisées sur le banc, les dunes de la partie centrale sont animées par une dynamique importante à l'échelle annuelle et pluriannuelle.
 - Est composé de sable coquiller très grossier, comprenant des fractions lithiques et bio-lithiques pour un d_{50} de 1.25 mm. On observe un gradient granulométrique perpendiculairement à l'axe du banc, avec du sable moyen à fin à son Nord-Ouest, et du gravier et de la roche à son SE.
- ⇒ Le principal forçage en action sur le banc est la marée, semi-diurne, caractérisée par un marnage mésotidal (3 m en vive-eau). D'après l'atlas du courant du SHOM (2005) :
 - Le courant de jusant est homogène sur le banc, dirigé vers le Sud-Ouest avec des intensités comprises entre 0.3 m/s et 0.7 m/s.
 - Le courant de flot tourne autour du banc, dans le sens antihoraire. Il présente des intensités significativement plus élevées (max 2.3 m/s) dans le Sud-Est du banc.
- ⇒ Plusieurs campagnes de mesures ont été réalisées sur le banc dans le cadre de cette thèse, incluant :
 - Des levés bathymétriques, à un mois d'intervalle et plusieurs fois sur une journée, pour appréhender la dynamique intra marée des dunes et la dynamique mensuelle du banc (Chap. 4).
 - Des mouillages pour caractériser l'hydrodynamiques du banc et le transport en suspension.
 - Deux jours de mesures par acoustique passive, afin de qualifier le potentiel de ces données pour l'estimation du transport par charriage (Chap. 5)

Chapitre 3 . Traitements et méthodes

Le Chapitre 3 détaille les traitements et méthodes qui ont été réalisés et appliqués pour exploiter les différents jeux de données sur le banc du Creizic et les dunes surimposées, en lien avec l'hydrodynamisme et le transport sédimentaire sur la zone. Les résultats correspondants sont présentés au Chapitre 4 et au Chapitre 5.

3.1. Acquisition et traitement des données bathymétriques

Les données bathymétriques analysées dans la suite du manuscrit comprennent 6 MNTs complets du banc du Creizic, acquis par SMF : 2004, 2010, 2011, 2014, Octobre 2017, Novembre 2017. On distingue le MNT 2004, qui a été acquis par le SHOM (SHOM, 2008). Les autres MNTs ont tous été acquis par l'IUEM et le GMGL. Les MNTs de 2014 et 2017 ont été acquis avec un système différent de celui des MNTs 2010 et 2011, (nouveau système acquis par l'IUEM en 2012). Les traitements sont identiques pour tous les MNTs IUEM-GMGL.

NB : Les micro-bathymétries présentées au Chapitre 2 n'ont pas pu être totalement exploitées et ne sont pas utilisées dans la suite du manuscrit.

3.1.1. Principe et intérêt du SMF

Le sondeur multifaisceaux (SMF) est un système acoustique actif employé pour mesurer la bathymétrie et cartographier les fonds marins (De Moustier, 1988; Glenn, 1970; Lurton, 2002; Tucker, 1960; Vilming, 1998). Cette technologie est largement employée pour étudier la morphodynamique des structures sableuses et des dunes en environnement marin ou en rivière (ex. Ernstsen et al., 2005; Franzetti et al., 2013; Clarke, et al., 1996; Parsons et al., 2005; Schmitt & Mitchell, 2014). Le système de faisceaux croisés en émission-réception sur lequel se fonde le fonctionnement du SMF permet d'insonifier le fond avec une résolution très fine (dans notre cas 0.25 m pour le Kongsberg EM3002 à des profondeurs de l'ordre de 2 à 25 m), tout en offrant une large couverture spatiale sous la forme d'une fauchée perpendiculaire au navire, dont l'étendue est fonction de la profondeur. Pour établir le positionnement des sondes avec précision, il est crucial de disposer d'une connaissance précise de la localisation du porteur, calculée par triangulation à partir des signaux GNSS, et de l'attitude du porteur, fournie par une centrale inertielle (roulis, tangage, lacet, et pilonnement) (Clarke et al., 1996). Pour correctement appréhender la propagation de l'onde acoustique dans l'eau, et donc positionner correctement les sondes, il est également nécessaire de posséder une bonne estimation du profil de vitesse du son dans l'eau (Dushaw et al., 1993), notamment lorsque les profondeurs sont importantes. Le profil de vitesse est mesuré, en parallèle de l'acquisition, avec une sonde de célérité ou un bathycélérimètre par exemple.

3.1.2. Méthode pour les bathymétries

3.1.2.1. Acquisitions des données bathymétriques

Les caractéristiques des systèmes d'acquisition déployés pour obtenir les bathymétries exploitées dans ce manuscrit sont synthétisées dans le Tableau 3.1.

Le MNT 2004 : provient de la fusion de deux levés réalisés par le SHOM (SHOM, 2008), entre 2003 et 2004, ils ont été acquis avec des systèmes différents (Tableau 3.1, première colonne). Nous n'avons pas accès à ces deux levés séparés, uniquement à la fusion des deux levés en un seul MNT. Les précisions caractérisant le MNT final, ne sont pas connues. Néanmoins, nous savons que MNT a servi à élaborer le MNT Litto3D (Pastol et al., 2007) pour la zone couvrant le Creizic. On prendra donc les précisions des données SMF utilisées pour générer le MNT Litto3D (SHOM & IGN, 2015), soit 0.4 m pour la précision verticale, et 2 m pour la précision horizontale.

Les levés de 2010 et de 2011 : ont été acquis par l'IUEM et le GMGL avec le même système SMF (seconde colonne du Tableau 3.1). Le levé de 2010 a été réalisé par l'IUEM et le GMGL le 8 juin 2010 principalement, avec des zones réduites de bathymétrie acquises les 7, 9 et 10 juin pour compléter l'ensemble. Le levé de 2011 a été conduit le 28 juin 2011 principalement, des zones très réduites de bathymétrie ayant été acquises le 29 et le 30 juin sur la partie centrale et flanc Sud-Est.

Les levés de 2014 et de 2017 : ont aussi été acquis par l'IUEM et le GMGL avec un nouveau système SMF par rapport aux levés de 2010-2011 (Troisième colonne du Tableau 3.1). Le levé de 2014 a été réalisé le 10 novembre 2014 principalement, des zones réduites de bathymétries ayant été acquises le 20 novembre. Les levés de 2017 (campagne CreiziDunes1) ont été conduits le 10 octobre et le 9 novembre 2017.

3.1.2.2. Traitements pour les MNTs 2010 à 2017

Le traitement des données bathymétriques acquises par l'IUEM et le GMGL a été réalisé avec le logiciel QINSy. Les principales étapes qui constituent la chaîne de traitement sont les suivantes :

En amont du levé

- 1) Définition du positionnement relatif des instruments par rapport à un référentiel local, afin de calculer les bras de levier, nécessaires aux corrections d'attitude du navire et de positionnement des sondes
- 2) Vérification de la synchronisation du système d'acquisition, pour appliquer si nécessaire les corrections de latence entre les instruments
- 3) Correction de la célérité du son dans l'eau lors de l'acquisition ou en post-traitement, on se réfère alors au profil de vitesse le plus proche temporellement et/ou spatialement

Post-traitement

3bis) Intégration de profils de célérité si nécessaire

- 4) Correction de la navigation, méthode DGNS-PPK (GNSS différentiel) : Le positionnement de tous les levés a été réalisé à partir des données brutes (fichiers RINEX) en utilisant la

phase du signal GPS (porteuses L1 et L2), post-traité en mode différentiel (DGNSS) selon la méthode PPK (*Post-Processed Kinematic*) dans le logiciel NovAtel GrafNav, avec les données brutes de la station GNSS fixe du réseau RGP (Réseau GNSS permanent) la plus proche, en l'occurrence celle de Sarzeau (“Fiche de station | RGP,” n.d.), et les corrections satellites mises à dispositions par l'IGS (*International GNSS Service*).

- 5) Correction de l'alignement entre la centrale d'attitude et le sondeur par calibration en roulis, tangage et lacet (*Patch test*)
- 6) Projection des sondes bathymétriques brutes en Lambert93 RGF93 et rattachement vertical au zéro IGN69
- 7) Épuration des données dans le logiciel Qloud (QINSy) en détectant et en éliminant automatiquement puis manuellement toutes les sondes incohérentes avec la bathymétrie
- 8) Construction de raster bathymétriques par interpolation des sondes (Krigage), avec des résolutions dépendantes de l'échantillonnage des sondes sur l'ensemble du levé, via le logiciel QPS Fledermaus
- 9) Estimation de la précision du MNT par *cross-check* sous Fledermaus (“Crosscheck - Fledermaus 7,” n.d.) : on compare statistiquement la profondeur des pixels avec la profondeur des sondes qui ont servi à générer les pixels, sur plusieurs lignes de levé représentatives.

Tableau 3-1. Systèmes d'acquisition sondeur multifaisceaux déployés pour les levés bathymétriques utilisés pour générer les MNTs du jeu de données pluriannuel. Dans la colonne 2003-2004, le gris italique correspond à 2003, le noir italique à 2004, le noir normal aux deux systèmes.

Équipement	<i>2003-2004</i>	2010-2011	2017-2014
Célérimètre de coque			SVS Valeport
Centrale d'attitude	<i>SEAPATH 200 (capteur MRU5) POSMV 320 v3</i>	iXSea OCTANS III Subsea 200 m	iXSea OCTANS III Subsea 200 m
Récepteur et antenne GPS	AQUARIUS et NAP002	SEPTENTRIO PolaRx2e et PolaNt	Astech Proflex 500 et ASH111661
Type de traitement	<i>LRK Mode naturel</i>	DGNSS-PPK	DGNSS-PPK
Sonde de célérité	MORS SV 510	RESON SVP 10/15	RESON SVP 10/15
SMF	<i>Atlas FANSWEEP20 (200 kHz) (sondeur petit fond) : 600 faisceaux Simrad EM3000 (300 kHz) : Ouverture de fauchée 2x65°</i>	RESON SeaBat 8101 (240 kHz) <ul style="list-style-type: none"> • Ouverture de fauchée 2x65° • Ouverture des faisceaux 1.5°x1.5°. • Mode équi-angulaire 	Kongsberg EM3002 (300 kHz) : <ul style="list-style-type: none"> • Ouverture de fauchée 2x65° • Ouverture des faisceaux 0.5°x0.5°. • Mode équidistant
Logiciel d'acquisition	<i>HYDROMAP ONLINE LaunchPad</i>	QINSy v8	QINSY v8
Logiciel de traitement bathymétrique	CARIS HIPS & SIPS (V 5.3)	QINSy v8 (Qloud)	QINSy v8 (Qloud)
Acquis par	SHOM	IUEM – GMGL	IUEM-GMGL

3.1.2.3. Références et synthèse des caractéristiques pour de tous les MNTs

Acquises initialement dans le système WGS84, les positions des sondes ont été converties vers le système géodésique RGF93¹² (Réseau Géodésique Français 1993), et projetées selon la projection conique conforme Lambert 93. La référence verticale utilisée est le zéro IGN69. À titre comparatif, le zéro hydrographique¹³ est 2.625 m en-dessous du zéro IGN69 à Port-Navalo (SHOM, 2017). L'ensemble des MNTs sont donc projetés **en Lambert 93 (RGF 93) avec comme référence verticale le zéro IGN69**. Le Tableau 3.2 synthétise les caractéristiques des 8 MNTs.

Tableau 3-2. Caractéristiques des MNTs constituant le jeu de données bathymétriques pluriannuel.

Nom	Date de l'acquisition	Résolution (m)	Précision verticale à 1 σ (m)
2004	Mai-juin 2003 & Septembre-Octobre 2004	1	0.2
2010	08/06/2010	0.25/0.5	0.1
2011	28/06/2011	0.25/0.5	0.1
2014	19/11/2014	0.25	0.1
10/2017	10/10/2017	0.25	0.1
11/2017	09/11/2017	0.25	0.1

Les MNTs de 2010 et 2011 présentent une résolution de 0.5 m, pour une précision verticale de 0.1 m, mais ils ont également pu être générés avec une résolution de 0.25 m. La densité des sondes étant trop faibles dans les zones les plus profondes du banc, il n'est pas possible de les utiliser à l'échelle complète du banc. Néanmoins, elle est largement suffisante sur la partie centrale du banc, donc les MNTs 2010-2011 à 0.25 m sont utilisables sur cette zone du banc.

Comme évoqué, le MNT final 2004 résulte de la combinaison de 2 acquisitions effectuées en mai-juin 2003 et sept.-oct. 2004 sans pouvoir identifier sur le produit final les contributions respectives de chacun des deux levés. Par ailleurs, ce MNT possède une moins bonne résolution spatiale et des précisions inférieures aux autres MNTs à notre disposition.

Par conséquent, le MNT 2004 sera considéré comme représentant l'état initial du banc pour l'étude pluriannuelle uniquement en termes qualitatifs. Les calculs comparatifs (migration et

¹² Le RGF93 est une réalisation du WGS84 avec une précision centimétrique.

¹³ Référence altimétrique maritime usuelle pour les cartes marines, proche du niveau des Plus Basses Mers Astronomiques (PBMA). Sa position verticale est donc variable en fonction de la localisation géographique.

volume) utiliseront le levé de 2010 comme référence, la version 50 cm pour les volumes, et la version 25 cm pour les profils extraits sur la zone centrale.

3.2. Méthodes d'analyse des bathymétries

3.2.1. Morphologie du banc et des dunes

Les analyses de la morphodynamique du banc et des dunes ont été effectuées conjointement avec le système d'information géographique QGIS (ponctuellement sur ArcGIS aussi), et sur Matlab®. Pour chacun des MNTs bathymétriques, une image de pente a été générée, avec l'outil « Pente » du module « Analyse de terrain » (QGIS). L'image de pente a été superposée en transparence (en échelle de gris) à celui des profondeurs afin de mieux visualiser les zones de pentes et donc les différentes structures dunaires.

3.2.1.1. Segmentation des champs de dunes et caractérisation morphologique

Pour chacun des MNTs, la limite extérieure supposée stable autour du banc a été fixée à la limite présence/absence de dunes, en l'occurrence des petites dunes d'après la classification d'Ashley (1990) (limite présentée à la Figure 4.4 du Chapitre 4). On désigne ce polygone par l'acronyme OBL (*Outer Bedform fields Limits*, littéralement limite extérieure des champs de dunes). Afin de mieux distinguer les différentes structures dunaires au sein du polygone OBL, des zones du banc regroupant des dunes similaires en termes de dimensions, d'orientation, de profondeur et/ou de dynamique ont été délimitées manuellement. On désigne ces polygones par l'acronyme BF (*Bedform fields*, littéralement champs de dunes). Six champs de dunes ont été distingués sur le banc du Creizic.

Pour chacun des BFs du MNT Oct. 2017, plusieurs segments représentatifs ont été dessinés, perpendiculairement aux lignes de crêtes, et croisant plusieurs crêtes (sauf pour BF1, la partie centrale du banc). Des profils bathymétriques ont été extraits selon ces segments représentatifs avec un pas d'échantillonnage correspondant à la résolution du MNT bathymétrique (0.25 m), en utilisant l'outil « Profil de Pile » (Arcmap, 2019). Le nombre de dunes étudiées et de profils extraits par champ BF est donné dans le Tableau 3.3.

Tableau 3-3. Nombre de dunes et de profils bathymétriques utilisés par champ de dunes (BF) pour caractériser la morphologie des dunes. Pour BF1 et BF5, les notations ^(P) et ^(S) désignent respectivement les dunes primaires (grandes dunes) et secondaires (petites dunes surimposées).

	BF1 ^(P)	BF1 ^(S)	BF2	BF3	BF4	BF5 ^(P)	BF5 ^(S)	BF6
Nb dunes (profils)	9 (22)	22 (3)	45 (3)	68 (2)	62 (6)	5 (2)	18 (3)	44 (4)

Chaque profil bathymétrique a ensuite été analysé pour déterminer les paramètres morphologiques primaires des dunes correspondantes. À partir de la figure représentant le profil bathymétrique, comme montré sur la Figure 3.1, on pointe manuellement tous les creux et sommets de dunes. Le sommet est pris comme le point le plus élevé de la dune. On ressort la profondeur du sommet de la dune, notée P , la hauteur projetée sur le plan d'inclinaison de la dune H_p , et l'étalement projeté sur le plan d'inclinaison de la dune L_p . Une fois les valeurs de (P, H_p, L_p) récupérées sur l'ensemble des dunes et profils, on réalise une moyenne et un écart-type de ces paramètres par champ de dune.

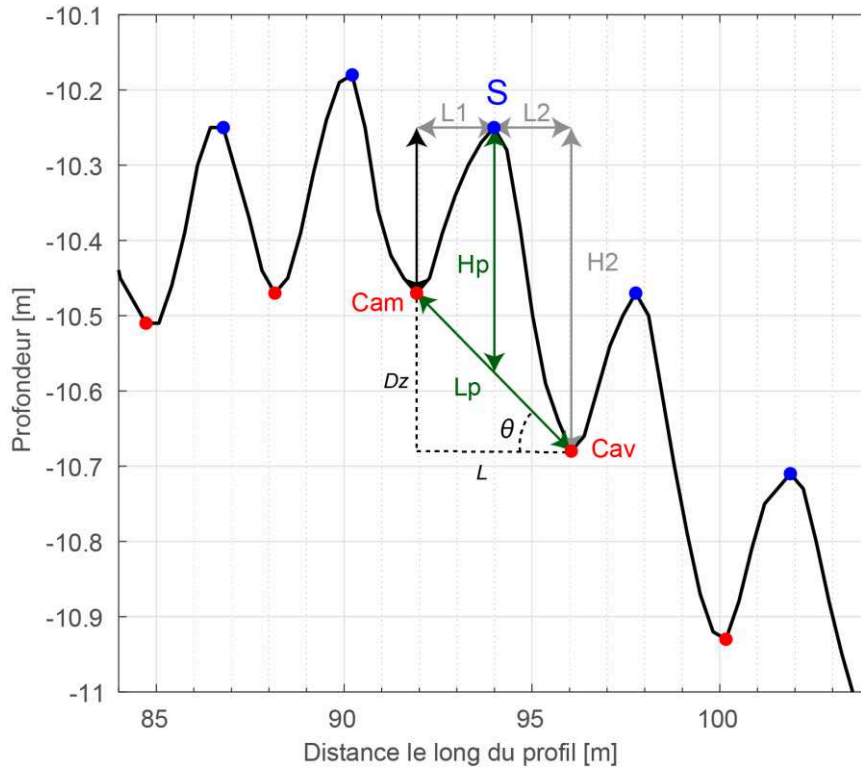


Figure 3.1. Calcul des paramètres morphologiques primaires L_p et H_p (étalement et hauteur selon le plan d'inclinaison de la dune) pour les profils bathymétriques caractérisant les champs de dunes. Exemple du profil 2 du champ BF3. Cam et Cav désignent les creux amont et aval respectivement, S le sommet de la dune. Profil affiché avec un rapport d'aspect 1/10.

3.2.1.2. Morphologie des dunes de la partie centrale

Caractérisation morphologique à partir des MNTs 2017 – Profils transversaux

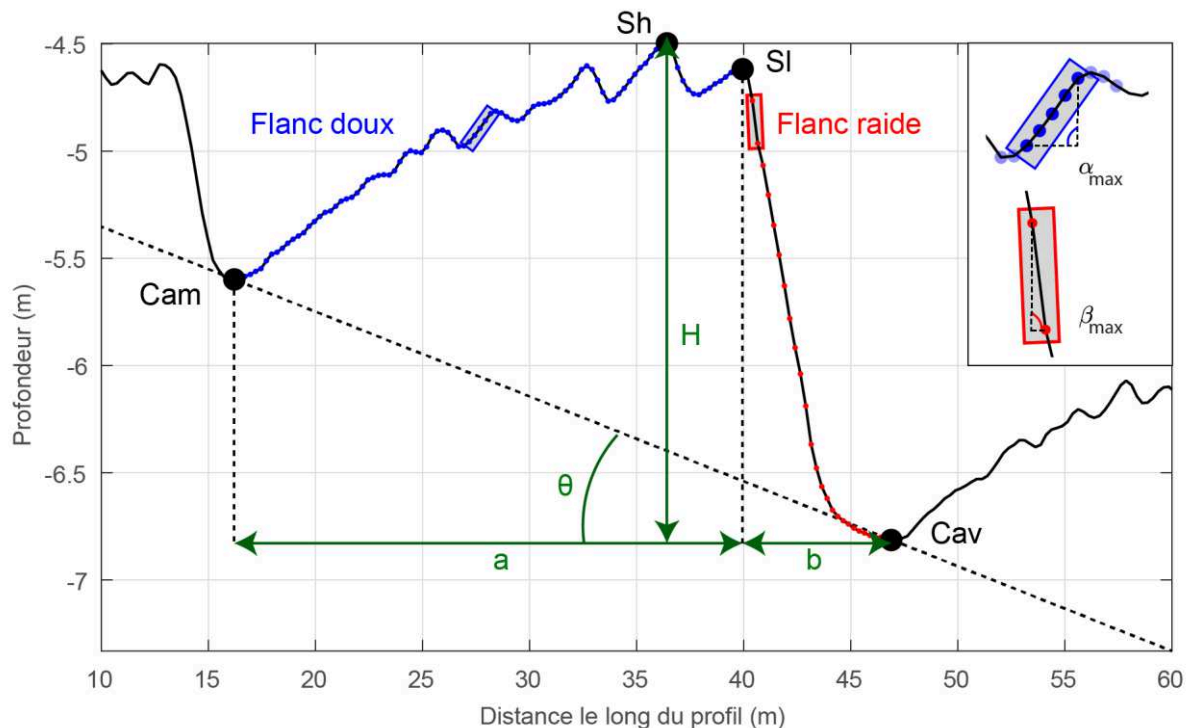


Figure 3.2. Estimation des paramètres morphologiques pour les profils bathymétriques extraits sur les dunes de la partie centrale (Exemple du profil D4Pb). Cam et Cav désignent les creux amont et aval respectivement, Sh le sommet de la dune utilisé pour déterminer la hauteur, SI le sommet utilisé pour délimiter les flanc doux et raides. Le profil est affiché avec un rapport d'aspect 1/10. L'angle θ (inclinaison du plan de la dune) vaut ici -2.3° .

Alors que pour les des dunes analysées dans les champs autre que BF1, on se retrouve généralement dans le cas idéal (Figure 3.1) où le creux amont et le sommet de la dune sont identifiables sans équivoque, quelques adaptations spécifiques aux dunes de BF1 ont été nécessaires. En effet, certaines des dunes, dont la ligne de crête est parallèle à l'axe du banc, présentent un flanc doux dans la continuité du flanc du banc. Pour ces dunes, le creux amont a été pris comme le point en amont du sommet possédant la profondeur la plus proche de celle du creux aval (Figure 3.2). Par ailleurs, pour les grandes dunes de BF1, le point le plus haut du relief ne correspond pas nécessairement au point où l'on observe une rupture de pente en continuité avec le flanc raide (Figure 3.2), soit parce que le profil est très aplati au sommet, soit parce que l'on trouve des dunes surimposées d'orientation similaire à celle de la dune hôte sur la partie supérieure du flanc doux. On a donc choisi de pointer les deux éléments, le point le plus haut, et le point au niveau de la rupture de pente (Figure 3.2). On utilise le point le plus haut pour définir la hauteur de la dune H , par rapport au creux aval, et la profondeur de la crête. On utilise le point à la rupture de pente pour délimiter les flancs raide et doux. La longueur de la dune L est prise comme $L = a + b$. L'inclinaison du plan de la dune θ a été calculé, mais l'analyse morphologique a été réalisée sur les paramètres (H, a, b, L) non projetés (l'inclinaison maximale sur toutes les grandes dunes analysées est de -2.6°).

En complément des paramètres calculés pour tous les autres champs (Figure 3.1), on calcule pour BF1 le rapport d'aspect et l'indice de symétrie, qui sont respectivement calculés à partir des paramètres morphologiques comme $R = H/L$ et $I = \frac{a}{b}$. On calcule également les angles des flancs, avec α , l'angle du flanc doux et β l'angle du flanc raide. L'angle α est calculé pour chaque point (x, z) comme la pente du segment délimité par les 5 points consécutifs centrés sur le point (x, z) ¹⁴ (cf. encart bleu Figure 3.2). On filtre ainsi l'influence des petites dunes surimposées. L'angle β est calculé pour chaque point (x, z) directement comme la pente du segment reliant chaque couple de points consécutifs (cf. encart rouge Figure 3.2). On évite ainsi de trop lisser la face d'avalanche. On calcule également les angles maximaux α_{max} et β_{max} .

Tous les profils traités ont été normalisés par rapport à leur hauteur (z/H en fonction de x/H) et leur origine en x a été fixée à celle de leur creux amont, afin qu'ils puissent tous être comparés sur un même graphique. L'analyse visuelle des profils sur le graphique comparatif a permis de distinguer deux formes typiques : la morphologie « Triangle » et la morphologie « Plateau » (Figure 3.3). La morphologie triangulaire se définit par un flanc doux en un seul segment, un flanc raide en un seul segment, et un profil asymétrique. La morphologie plateau est également caractérisée par un flanc raide en un seul segment et un profil asymétrique, mais se distingue par un flanc doux composé de deux segments, un premier oblique, et un second très peu incliné voir quasiment horizontal, et pouvant présenter des petites dunes surimposées. Les profils analysés, pour Octobre et Novembre 2017, ont été catégorisés en fonction de ces deux morphologies typiques. Les quelques profils ne vérifiant pas les critères morphologiques de l'une des deux catégories ou montrant trop de changements entre Octobre et Novembre ont été catégorisés comme « Autre ».

¹⁴ Pour le premier et le dernier point, on calcule la pente du segment délimité par deux points consécutifs. Pour le second et l'avant dernier point, on calcule la pente avec une fenêtre centrée de 3 points.

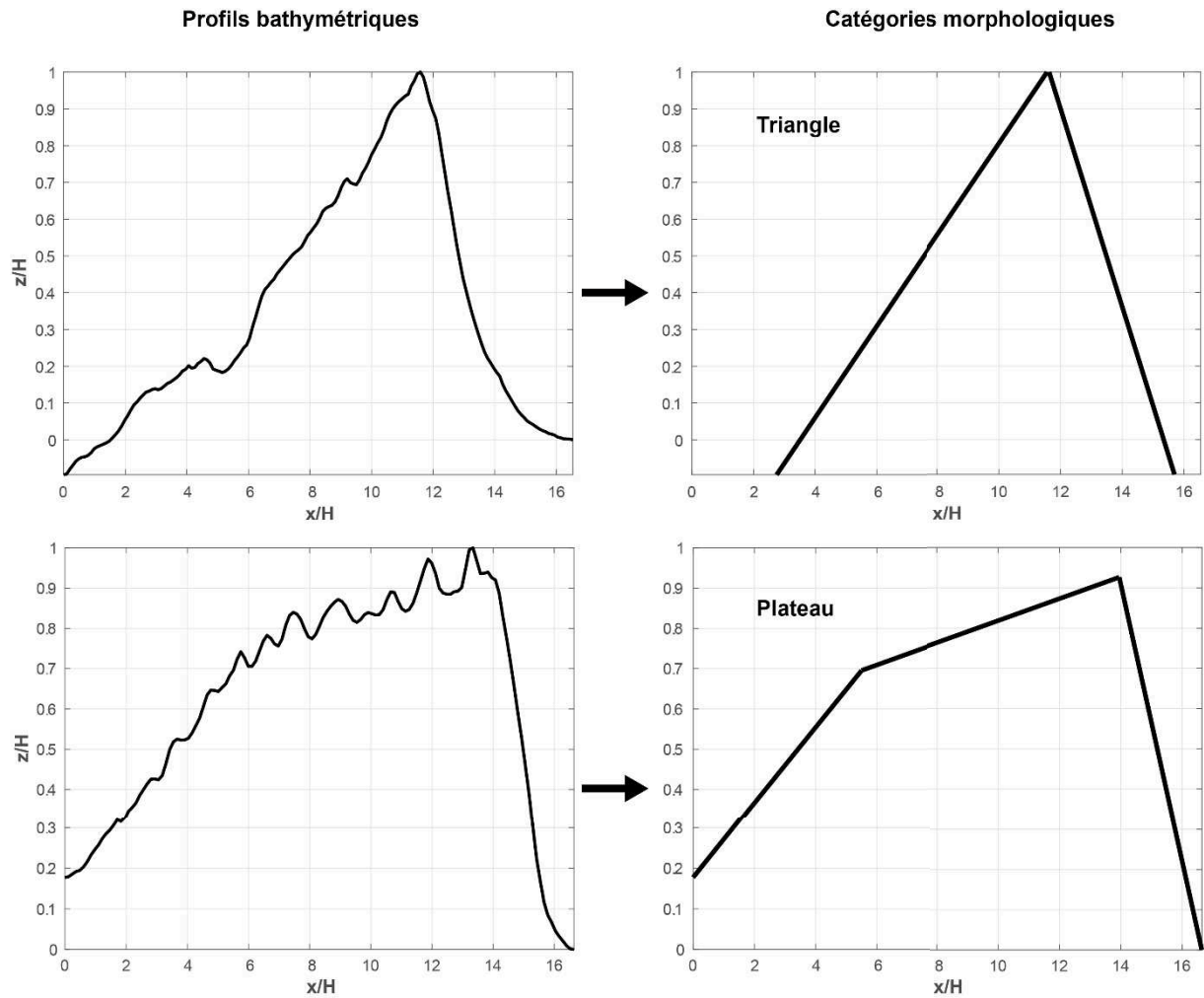


Figure 3.3. Catégorisation morphologique des profils extraits sur les grandes dunes de la partie centrale du banc (BF1). Exemple des profils D3Pi (Triangle) et D3Pm (Plateau).

Comparaison pluriannuelle de la configuration planimétrique du champ de dunes de la partie centrale – Dunes orthogonales et dunes axiales

La configuration planimétrique, c.-à-d. dans le plan horizontal, des crêtes du champ de dunes de la partie centrale du banc a été étudiée à l'échelle pluriannuelle. Les lignes de crête des grandes dunes ont été tracées pour tout le jeu de données bathymétriques.

Les lignes de crête montrent deux tendances d'orientation majeures, par rapport à l'axe longitudinal du banc (ex. Figure 3.4) : elles lui sont perpendiculaires, ou elles lui sont parallèles, à +/-20°. On a donc défini deux catégories de dunes, par rapport à leur ligne de crête : les « dunes orthogonales », dont la ligne de crête est perpendiculaire à l'axe longitudinal du banc, et les « dunes axiales », de ligne de crête approximativement parallèle à l'axe longitudinal du banc.

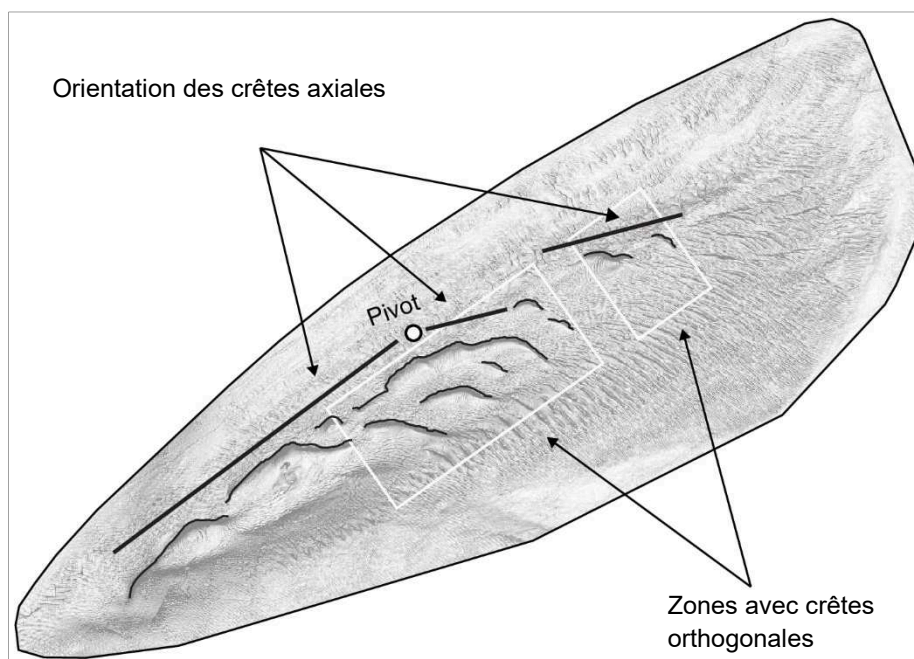


Figure 3.4. Positionnement manuel de l'orientation des crêtes axiales, du point de pivot, et des zones avec crêtes orthogonales. Exemple du MNT Nov. 2017.

On a constaté sur l'ensemble des MNTs une à deux ruptures d'orientation au sein d'une même ligne de crête continue de type axial (ex. Figure 3.4), c.-à-d. une même ligne de crête partagée en des portions distinctes d'orientation moyenne divergente. Sur chacun des MNTs, le point de rupture pour lequel le changement d'orientation générale était le plus important a été défini comme le point de pivot à l'échelle du banc. On a ensuite positionné l'orientation générale des différentes sections des lignes de crêtes axiales, selon 3 à 4 segments en fonction des MNTs. On a aussi délimité également les zones d'absence/présence des dunes à ligne de crête orthogonale (Figure 3.4).

3.2.2. Évolution des volumes de sédiments

L'étude diachronique réalisée sur le banc du Creizic a comporté une analyse de l'évolution du volume sédimentaire. Cette analyse a été faite à l'échelle du banc, pour estimer si le système était déficitaire, stable ou excédentaire, et par secteur du banc, pour étudier les transferts sédimentaires en interne.

3.2.2.1. Délimitation des zones

L'étape de délimitation a premièrement consisté à extraire les zones sur lesquelles on a ensuite estimé les volumes.

Bilan à l'échelle du banc

Afin de comparer les volumes correspondant aux zones identiques, et de réaliser des bilans sédimentaires, une emprise commune a été considérée sur chaque MNT. Cette emprise a été prise comme la fusion de tous les polygones OBL de l'ensemble des MNTs. On désignera ce polygone par l'acronyme MOBL (*Merged Outer Bedform fields Limits*). Cette emprise est supérieure aux polygones OBL individuels, puisque la fusion des polygones présente

nécessairement une surface égale ou supérieure à celle du polygone le plus étendu. La surface de MOBL ne correspond pas à la surface totale du banc, qui est plus étendue d'après les profils sismiques réalisés sur le banc (lien Chapitre 2). Néanmoins, on montrera dans la suite du manuscrit (Chapitre 4) que les différentiels réalisés pour deux MNTs consécutifs sur l'ensemble du jeu de données bathymétriques présentent une variabilité bathymétrique négligeable hors de l'emprise délimitée par MOBL.

Bilan en interne du banc

Calculer le bilan des transferts sédimentaires en interne sur le banc, au cours du temps, nécessite d'étudier le changement dans le volume sédimentaire de secteurs fixes du banc. Ces secteurs fixes ont été obtenus à partir de la délimitation des champs de dunes, qui sont-elles légèrement variables au cours du temps et constituent une partition du polygone MOBL. L'intérêt est donc ici d'utiliser des zones présentant des caractéristiques hydrodynamiques et sédimentaires homogènes, qui se retrouvent en l'occurrence dans l'homogénéité de la morphologie des dunes rencontrées dans ces zones. Précisément, chaque secteur a été obtenu par fusion de l'ensemble des polygones délimitant un même champ de dunes au cours du temps (6 polygones *BF* pour 6 bathymétries de 2004 à Nov. 2017).

3.2.2.2. Calcul des volumes

Les volumes ont été calculés avec QGIS en utilisant le module *Grid Volume*, mis à disposition par le fournisseur d'algorithme SAGA (*System for Automated Geoscientific Analyses*) (Conrad et al., 2015). L'algorithme a ici été paramétré pour calculer le volume d'un MNT au-dessus d'un niveau de référence (valeur de profondeur), avec la méthode de ré-échantillonnage « *B-Spline Interpolation* ».

Les profondeurs de référence ont été choisies comme la valeur de profondeur la plus importante atteinte au cours du temps par l'ensemble des MNTs sur le polygone d'intérêt. Ces valeurs sont données dans le Tableau 3.4.

Tableau 3-4. Profondeurs de référence (P_{ref}) au-dessus desquelles les volumes sédimentaires ont été calculés, pour les champs de dunes (secteurs BF1 à BF6) et pour l'ensemble du banc (polygone MOBL).

	BF1	BF2	BF3	BF4	BF5	BF6	MOBL
P_{ref}	-17.1 m	-17.5m	-14.2 m	-17.4 m	-12.4 m	-23 m	-23 m

3.2.2.3. Taux volumiques

Les différences de volume ($\Delta V_{n,i}$, m³) ont été déterminées entre le volume calculé pour un MNT n sur un BF i , et le volume du MNT 2010 sur le même BF i . Ces volumes ont ensuite été exprimés comme un pourcentage du volume du MNT 2010 sur le BF i ($\tau V_{n,i}$, %), qu'on appellera taux volumique.

Le taux volumique $\tau V_{n,i}$ est la grandeur analysée dans le Chapitre 4.

NB : Les données sismiques dont nous disposons pour le positionnement du socle cristallin ne sont pas d'assez bonne qualité pour permettre de calculer le volume réel de sédiments au-dessus du socle. Néanmoins comme la méthode des taux volumiques est une méthode différentielle, le taux volumique n'est pas dépendant de la profondeur au-dessus de laquelle il est calculé, si cette profondeur est bien en-dessous de la profondeur maximale du MNT.

3.2.2.4. Incertitudes sur les volumes

Par définition, le volume $V_{n,i}$ calculé avec le MNT n sur le polygone i dépend ici uniquement de l'aire A du polygone i et de la différence de profondeur $H(x,y)$ entre les deux MNTs considérés. L'incertitude sur l'aire correspond à l'aire des pixels coupés par la limite du polygone considéré donc cette incertitude est au maximum égale au périmètre du cercle multiplié par l'aire d'un pixel. Cette incertitude donne une valeur inférieure au % pour tous les MNTs considérés. Pour les différentiels, les MNTs différenciés ont des surfaces qui diffèrent de 2 m² maximum, représentant une différence de moins de 0,1% des surfaces totales.

L'incertitude sur la hauteur a été prise comme la précision verticale caractérisant les MNTs (Tableau 3.2), soit 0.1 m pour tous les MNTs sauf le MNT 2004 (0.2 m), ce qui donne une valeur d'incertitude $\varepsilon_H = 19\,0634\text{ m}^3$ par rapport au volume de référence (MNT 2010). Les taux d'incertitudes (%) sur les volumes selon le polygone sont indiquées dans le Tableau 3.5.

Tableau 3-5. Taux d'incertitudes volumiques $\tau\varepsilon_V$ (%) générés par l'incertitude sur la hauteur ε_V en fonction du polygone de calcul. Ces valeurs sont à multiplier par 2 pour le MNT 2004.

	BF1	BF2	BF3	BF4	BF5	BF6	MOBL
$\tau\varepsilon_V$	0.93	1.53	4.62	1.11	3.17	2	0.75

Du point de vue différentiel bathymétrique, les pixels présentant des différences de hauteur inférieures ou égales à $\pm\varepsilon_H$ n'ont pas d'influence significative sur les différences de volume totales : on trouve au maximum une variation de 1038 m³ pour deux MNTs avec la même résolution (Nov.2017 – Oct. 2017) soit un taux d'incertitude volumique de 0.04 %, et une variation maximale de 3593 m³ pour deux MNTs avec deux résolutions différentes (2010-2004) soit un taux d'incertitude volumique de 0.09 %, largement en-dessous du taux d'incertitude volumique calculé avec la précision verticale des MNTs.

3.2.3. Cinématique des dunes et du banc

Afin de quantifier la migration des figures sédimentaires, à l'échelle du banc et de manière ciblée, plusieurs méthodes complémentaires ont été employées.

La vitesse de migration est calculée par :

$$c_m = \frac{d_m}{\Delta t} \quad (3.1)$$

Avec Δt le temps écoulé entre les deux acquisition de MNTs.

3.2.3.1. Différentiels bathymétriques

Afin d'analyser l'évolution du banc au cours du temps, des différentiels bathymétriques ont été calculés avec l'outil « Calculatrice Raster » de QGIS pour l'ensemble des couples formés par deux MNTs consécutifs :

- MNT 2010 – MNT 2004 : résolution 1 m, précision verticale 0.2 m
- MNT 2011 – MNT 2010 : résolution 0.5 m, précision verticale 0.1 m
- MNT 2017 Oct. – MNT 2014 : résolution 0.25 m, précision verticale 0.1 m
- MNT 2017 Nov. – MNT 2017 Oct. : résolution 0.25 m, précision verticale 0.1 m

3.2.3.2. Migration des dunes - Profils bathymétriques

Dunes de la partie centrale – échelle mensuelle

Les profils bathymétriques extraits sur les grandes dunes de la partie centrale (3.2.1.2) ont également été exploités pour mesurer la migration des dunes à l'échelle mensuelle. Les valeurs de migration horizontales le long du profil dx (m) ont été calculées à partir de la distance horizontale (Figure 3.5) entre les sommets de la dune (sommet SI, pris au niveau de la rupture de pente) et entre les milieux des flancs raides (en prenant la hauteur entre SI et le creux amont). La différence de profondeur dz (m) a été calculée pour le sommet SI.

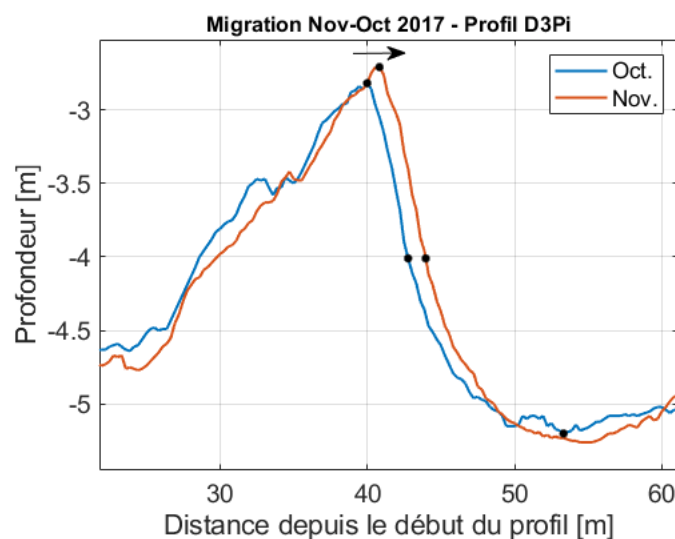


Figure 3.5. Calcul de la migration des dunes à partir d'un pointé manuel sur les profils bathymétriques. Exemple du Profil D3Pi, on trouve $dx = 0.75$ m pour le sommet et le flanc, et $dz = 0.1$ m.

Précision de la méthode : la migration horizontales dx est donnée à la résolution des MNTs près, en l'occurrence 0.25 m.

Dunes de la partie centrale – échelle pluriannuelle

Dunes orthogonales

À l'échelle pluriannuelle, la migration des dunes orthogonales a été quantifiée avec un profil bathymétrique orienté le long du banc (NE-SO). Ce profil (P0 sur la Figure 3.6) croise le plus grand nombre de dunes possibles, et de la manière la plus perpendiculaire possible. On note que l'organisation spatiale des dunes changeant significativement au cours du temps, le positionnement du profil ne peut pas être optimal pour toutes les dunes de toutes les MNTs.

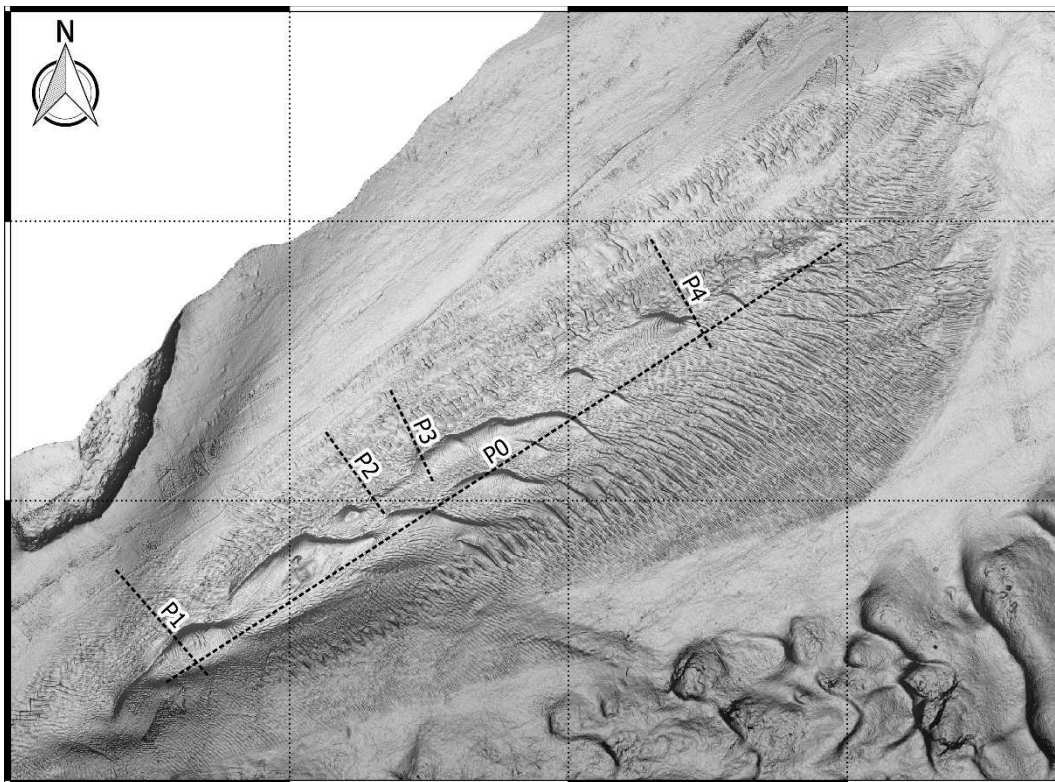


Figure 3.6. Position des profils utilisés pour quantifier la migration des grandes dunes de la partie centrale du banc l'échelle pluriannuelle. Fond : MNT Nov. 2017.

Lorsque les deux MNTs consécutifs sont espacés de moins d'un an (2010-2011, Oct.-Nov.2017), la correspondance des dunes d'un MNT à l'autre est aisément réalisable et peut être considérée comme indiscutable, excepté pour certaines des dunes les plus au nord-est du banc qui semblent avoir subi des coalitions ou des scissions entre 2010 et 2011. Pour les autres comparaisons, il a été nécessaire de faire des hypothèses pour retrouver les dunes d'un MNT à l'autre. Les résultats de migration calculés pourront être discutables. La correspondance entre les dunes d'un MNT à l'autre a été effectuée en s'aidant conjointement de la visualisation en « 3D » sur les MNTs ombrés par la pente, et de la visualisation sur le profil bathymétrique, en essayant de respecter l'ordre logique des dunes le long du profil (on admet d'après nos connaissances préliminaires sur la zone que les dunes orthogonales

migrent toutes vers le SO), et en essayant de respecter la morphologie des dunes (en coupe et en « 3D »).

Dunes axiales

À l'échelle pluriannuelle, la migration des dunes axiales a été quantifiée avec 4 profils bathymétriques répartis le long du banc et orientés perpendiculairement à l'axe longitudinal du banc (Figure 3.6, profils P1 à P4). Ces profils ont été extraits sur des zones où le ridge avait présenté une migration observable et significative, et où un même profil permettait de comparer des sections de dunes identiques. Ces profils ont aussi été utilisés pour estimer la pente des flancs des dunes axiales α_{moy} β_{moy} avec la méthode présentée au paragraphe (3.2.1.2), dans le but d'analyser les éventuelles inversions de polarité des profils.

Précision de la méthode: Elle correspond à la somme des résolutions des MNTs considérés. Pour le profil P0, les distances de migration et les taux de migration annuels sont arrondis au mètre. Pour les profils P1 à P4, on arrondit les valeurs de migration au multiple de 0.25 m inférieur, excepté pour le MNT 2004 dont les migrations seront analysées à 1 m près.

3.2.3.3. Migration des dunes et transport sédimentaire : Crête des grandes dunes de la partie centrale- Échelle mensuelle

Estimation des distances de migration

La migration des dunes de la partie centrale entre Oct. et Nov. 2017 a été calculée à l'échelle spatiale des lignes de crêtes, en utilisant un algorithme implémenté dans le Model Builder d'ArcMap. On rappelle que la résolution des deux MNTs est de 0.25 m (Tableau 3.2).

Principe

Le principe de la méthode est illustré sur le Figure 3.7. L'opérateur établit préalablement la correspondance des crêtes entre Oct. et Nov. 2017.

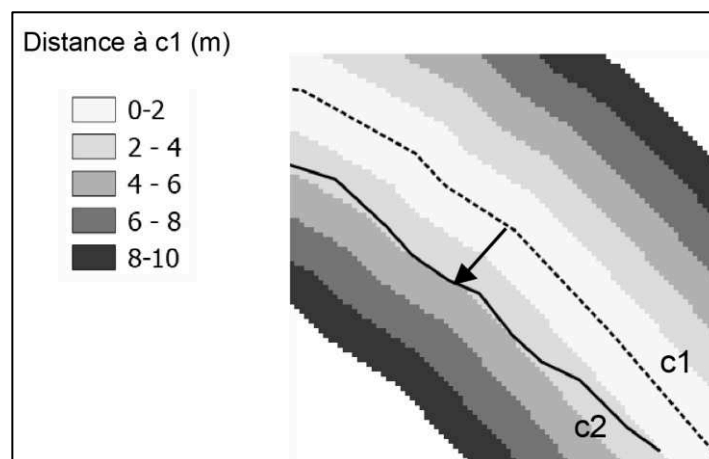


Figure 3.7. Principe du calcul de la distance de migration à partir des lignes de crêtes. Les lettres c1 et c2 désignent les lignes de crêtes respectivement pour Oct. et Nov. 2017. Le raster en fond correspond au raster de distance euclidienne généré à partir de la ligne de crête c1.

Pour chaque ligne de crête du MNT Oct. 2017, on génère une matrice de distance euclidienne (ArcMap, 2016) donnant la distance de chaque pixel (à moins de 10 m de la ligne de crête) à

la ligne de crête avec une résolution de 0.25 m. On croise ensuite ce raster avec la ligne de crête correspondante pour Nov. 2017. L'intersection donne directement la distance de migration horizontale d_e pour chaque échantillon le long de la crête de Nov. 2017. Le pas d'échantillonnage le long de la crête a été choisi ici à 0.25 m.

Dans les résultats présentés au Chapitre 4, on donne la distance de migration d'une ligne de crête d comme la moyenne des distances de migration d_e de l'ensemble des échantillons le long de la crête.

L'intérêt de cette méthode est, même si elle nécessite préalablement de tracer les crêtes et d'établir leurs correspondances, qu'elle permet de calculer la distance de migration tout le long de la crête, et simultanément pour l'ensemble des crêtes de la partie centrale.

Prétraitement des lignes de crêtes et analyse des résultats

Comme explicité au paragraphe 3.2.1, les lignes de crêtes sont caractérisables par deux orientations majeures. On retrouve cette distinction dans la direction de migration: les crêtes dites axiales migrent selon la direction SE-NO, les crêtes dites orthogonales migrent selon la direction NE-SO. On a donc préalablement découpé les lignes de crêtes en sections présentant une direction de migration homogène, et réparti ces sections dans l'une des deux catégories (axiale ou orthogonale). Pour chacune des deux catégories (abrégées respectivement a et o), on a calculé la moyenne de la distance de migration pondérée par la longueur de crêtes mobiles ($\overline{d_{a|o}}$) et l'écart-type de la distance de migration ($\sigma(d_{a|o})$) pondérés. Le coefficient de pondération w_i correspond au ratio de la longueur de la section considérée sur la somme des longueurs des sections appartenant à la catégorie :

$$w_i = \frac{l_i}{\sum_{j=1}^N l_j}$$

$$\overline{d_{a|o}} = \sum_{j=1}^N w_j d_j \tag{3.2}$$

$$\sigma^*(d_{a|o}) = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N w_j (d_j - \overline{d_{a|o}})^2}{\frac{N-1}{N}}}$$

Avec l_i la longueur de la section considérée, N le nombre de sections dans la catégorie, d_j et l_j les distances de migration et les longueurs de toutes les sections de la catégorie.

Précision de la méthode : On donne les valeurs de migration arrondies au multiple inférieur du double de la résolution des MNTs, soit 0.5 m.

3.2.4. Migration à l'échelle du banc par corrélation d'images diachronies

Afin de calculer la migration du fond marin à l'échelle spatiale complète du banc pour deux MNTs successifs, une méthode de corrélation d'images diachrones a été employée.

Notre méthode repose sur la reconnaissance de structure d'un MNT à l'autre. Il s'agit d'une méthode semblable à celles proposées par exemple par Delacourt et al. (2004), utilisée pour mesurer les déplacements relatifs à un glissement de terrain, par Duffy et Hughes-Clarke (2005) pour estimer la migration de dunes sous-marines en environnement peu profond, ou encore par Franzetti et al. (2013) pour mesurer la migration des dunes surimposées sur le banc du Four sur le plateau continental. Cette méthode fonctionne sur l'hypothèse que le déplacement se réalise de manière uniforme (translation uniquement) ou que les déformations associées au déplacement sont négligeables (Delacourt et al., 2004; Franzetti et al., 2013). En effet, il est nécessaire que la signature de la structure au temps t_1 soit la même que sa signature au temps t_2 . De ce fait, la méthode a été appliquée uniquement pour les deux MNTs de 2017, les déformations des dunes à l'échelle pluriannuelle étant non négligeables

On dispose de deux images (MNTs). Le MNT₁ et le MNT₂ acquis respectivement au temps t_1 et t_2 , avec $t_2 > t_1$. L'algorithme recherche la position de la structure présente à l'instant t_2 , dans le MNT à l'instant t_1 . On va ainsi déterminer sa position à l'instant t_1 , et puisque l'on connaît déjà sa position à l'instant t_2 , on va pouvoir directement calculer son déplacement. La recherche de la structure, dans le MNT à t_1 , se fait en déplaçant successivement la fenêtre de la structure à t_2 dans le MNT t_1 selon une zone délimitée par l'utilisateur. Pour chacune des positions possibles, on calcule le coefficient de corrélation croisée entre l'image de l'objet et l'image de la zone considérée. La bonne position, pour laquelle l'objet est retrouvé, est celle maximisant le coefficient de corrélation.

Notre méthode est illustrée sur la Figure 3.8. Implémentée sur Matlab®, elle utilise la fonction *cpcorr.m* (The MathWorks Inc., 2004), qui calcule le coefficient de corrélation croisée normalisé selon la méthode de Lewis (1995), à partir de la transformée de Fourier 2D des images analysées. La fenêtre de base FB, contenant l'objet à retrouver, est de taille CS . La fenêtre de recherche FR dans le MNT₁ est la fenêtre dans laquelle on cherche FB. Elle est de taille $2CS$, centrée sur la même position que la fenêtre de base FB (Figure 3.8). CS dépend donc de la taille de l'objet qu'on souhaite suivre, et de l'amplitude maximal du déplacement prédit ($CS >$ déplacement prédit).

Afin d'obtenir un résultat représentatif à la fois de la migration des grandes dunes de la partie centrale ($\lambda_{moy} = 35$ m), et de la migration du fond à l'échelle du banc, on a choisi CS égale à 81 m. Comme le déplacement maximal attendu est inférieur à 10 m, cette valeur de CS est pertinente.

La distance entre le centre de deux fenêtres de base adjacentes est le pas dl . Plus le pas dl est petit, plus on aura de recouvrement entre les fenêtres de base, et un résultat lissé. On souhaite suivre les grandes dunes, or nos MNTs contiennent conjointement des grandes et

des petites dunes. Pour éviter que la corrélation soit maximale du fait de la présence des petites dunes, on va préalablement lisser les petites dunes ($\lambda_{moy} = 2.5 \text{ m}$), en sous-échantillonnant le MNT à 1.5 m. On choisit une fenêtre de base centrée sur chacun des pixels, donc on prend un pas $dl = 1.5 \text{ m}$. Le taux de recouvrement entre les fenêtres de base adjacente est donc de 96 % ($CS = 81 \text{ m}$). Les déplacements ont été calculés pour les coefficients de corrélations supérieurs à 75 % (ils sont majoritairement supérieurs à 90 %).

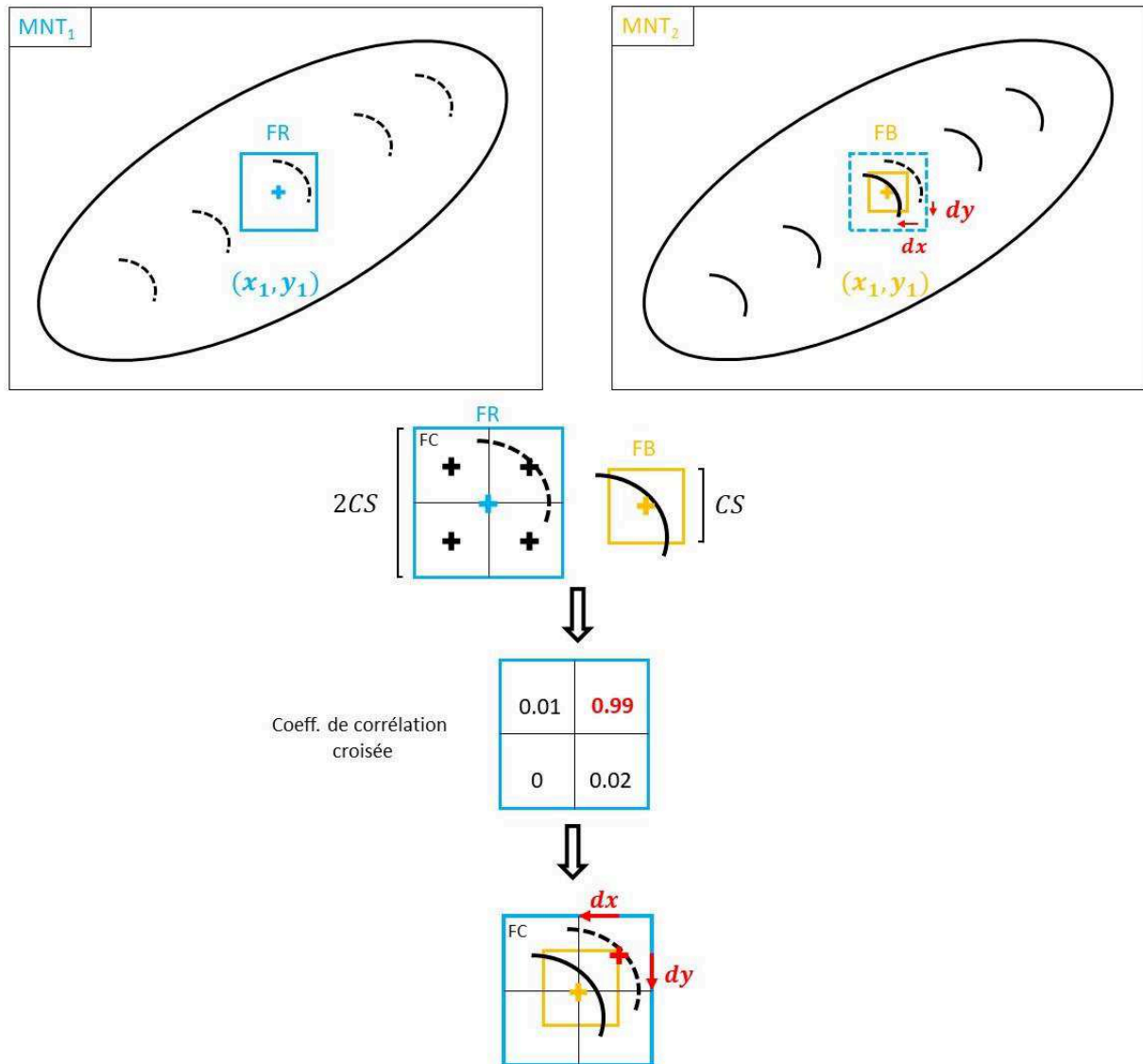


Figure 3.8. Méthode de corrélation croisée d'image mise en œuvre pour mesurer la migration à l'échelle du banc. FR est la fenêtre de recherche, extraite à partir du MNT1, FB est la fenêtre de « base » que l'on veut retrouver dans FR, FC est la fenêtre de calcul successivement extraite à partir de FR pour l'ensemble des positions possibles. Les fenêtres sont carrées, de taille CS pour FR et FC, de taille $2CS$ pour FR. La valeur de déplacement (dx, dy) est affectée au point sur lequel sont centrées les fenêtres FB et FR (x_1, y_1) .

3.3. Hydrodynamique et transport sédimentaire empirique

Les données hydrodynamiques exploitées dans les Chapitres 4 et 5 ont été obtenues de deux façons différentes. Une partie d'entre elles provient de mesures *in situ*, acquises respectivement pendant la campagne CD1 pour le Chapitre 4 (ADCP et capteurs de pressions), et pendant la campagne CD2 pour le Chapitre 5 (vitesse de dérive du porteur). L'autre partie provient d'une modélisation 3D du courant à l'échelle du banc (MARS3D), ce modèle ayant été validé grâce aux mesures *in situ* de la campagne CD1.

Ces données *in situ* et modélisées ont permis l'analyse de l'hydrodynamisme sur le banc et le calcul de taux de transport selon des formules empiriques tirées de la littérature (Chapitre 1). Dans le Chapitre 4, le transport est estimé de la sorte uniquement à partir du courant modélisé, et est comparé au taux de transport dérivé de la migration des dunes.

N.B. : Les profils de courant *in situ* n'ont pas été analysés dans le corps de ce manuscrit des exemples sont fournis en Annexe A4 pour la zone B sur une marée de vive-eau.

3.3.1. Traitement des données hydrodynamiques *in situ*

3.3.1.1. Pour la campagne CD1

Capteurs de pression

Pour chacun des capteurs de pression, l'élévation de la surface libre, noté η_P (m), a été obtenue par :

1. Prise en compte du décalage de l'horloge du capteur par rapport au temps universel
2. Calibration de la pression mesurée par rapport à la pression atmosphérique au niveau de la mer (station Météo France de Belle-Île, cf. Figure 2.30 Chapitre 2).
3. Transformation de la pression mesurée P (Pa) en hauteur d'eau H (m) (pression hydrostatique) au-dessus du capteur :

$$H = \frac{P}{\rho g} \quad (3.3)$$

Avec ρ la densité de l'eau prise à 1024 kg.m^{-3} et g l'accélération de la pesanteur prise à 9.81 m.s^{-2}

4. Calcul du spectre de vagues à partir de H : La méthode consiste à effectuer une transformée de Fourier sur une succession de segments de 1024 données, qui se chevauchent de 50%. Une fenêtre de Hanning est appliquée préalablement à chaque segment. Une fréquence de coupure de 0.33 Hz est imposée. Les spectres obtenus sur une durée de 15 min sont ensuite moyennés. Une correction non-hydrostatique est appliquée, suivant la théorie linéaire des vagues (Guza & Thornton, 1980). Les paramètres moyens des vagues sont ensuite calculés (IAHR Working Group, 1989)

Résultats : Les hauteurs significatives de vagues sont inférieures à 3 cm pour la période de mesure, c.-à-d. inférieures à l'incertitude du capteur de pression. Les résultats de l'analyse spectrale (hauteur significative et la période pic) sont disponibles en annexe A2. On considère

donc qu'il n'y a pas eu de vagues sur la zone d'étude pendant la période de mesure, que leur influence est négligeable de manière générale, et que le seul forçage en action est la marée.

ADCP

Pour les deux ADCPs synchronisés, déployés sur le mouillage B, les données ont été exploitées. Le courant a été mesuré par les ADCP avec une fréquence d'acquisition de 0.67 Hz, sur 32 cellules de 50 cm. Les traitements suivants ont été appliqués aux composantes u et v séparément :

1. Détection de la surface libre et suppression des cellules à la surface ou au-dessus
2. Option (pour une estimation 2D) : Moyenne sur la verticale
3. Lissage de variabilité de mesure inhérente au capteur : Moyenne glissante avec une fenêtre centrée de 2 min et un recouvrement de 1 min. Selon les informations fournies par le constructeur, l'erreur maximale pour une mesure ADCP est de 0.13 m/s. L'estimation du courant avec une moyenne glissante sur deux minutes (80 points de mesure) est donc entachée d'une erreur de $0.13/\sqrt{80} = 0.01$ m/s.

3.3.1.2. Pour la campagne CD2

Vitesse de dérive

Les trajectoires GPS réalisées par la vedette en dérive sur le banc ont été exploitées pour obtenir une estimation des conditions hydrodynamiques. La vitesse de dérive du navire a été calculée à partir des positions successives occupées par la vedette. En faisant l'hypothèse que la vitesse de dérive du navire correspondait à la vitesse locale, nous avons obtenu une estimation de l'intensité du courant de surface à chaque instant. Une acquisition en transect est par nature définie en termes de position spatiale et temporelle, par le biais de la trajectoire suivie par le porteur au cours de l'acquisition. Comme le positionnement a été réalisé toutes les secondes ($\Delta T = 1$ s), la trajectoire d'un transect se compose d'un ensemble discret de points, espacés temporellement d'une seconde.

Pour chaque transect, la vitesse de dérive instantanée $U_{Tr,d}(t_n)$ a été calculée à chaque instant à partir de la distance ΔX parcourue par la vedette depuis sa dernière position GPS :

$$U_{Tr,d}(t_n) = \frac{\Delta X(t_n)}{\Delta T} = \frac{([x(t_n) - x(t_{n-1})]^2 + [y(t_n) - y(t_{n-1})]^2)^{\frac{1}{2}}}{\Delta T} \quad (3.4)$$

La hauteur d'eau et la hauteur d'eau sous l'hydrophone ont également été calculées à partir de la position GPS verticale et de la bathymétrie la plus récente disponible (MNT Nov. 2017, résolution 25 cm). Les données brutes de positionnement par DGPS ont été traitées *a posteriori* avec la méthode de positionnement différentiel PPK. Les étapes du post-traitement sont identiques à celles présentées au paragraphe 3.1.1.2 pour les bathymétries. Les positions GPS post-traitées horizontales, initialement en WGS84 (longitude, latitude), ont été converties en coordonnées projetées Lambert 93 (x, y). Pour chaque position (x_n, y_n) composant un transect, on récupère la position (zéro IGN69) du pixel de la bathymétrie (x_B, y_B) le plus

proche du point (x_n, y_n) . Le GPS mesure quant à lui la hauteur ellipsoïdale $h_{elli}(x_n, y_n)$. On obtient la distance verticale hydrophone-fond par application des bras de leviers verticaux $h_{GPS-hydrophone}$ représentant la distance verticale entre le GPS et l'hydrophone pendant la mesure et $h_{IGN69-elli}$ la distance verticale entre le zéro IGN69 et l'ellipsoïde. Pour obtenir la hauteur d'eau, le calcul est le même en utilisant la distance verticale entre le GPS et la surface de l'eau $h_{GPS-surface}$ au lieu de $h_{GPS-hydrophone}$:

$$h_{mes}(x_n, y_n) = h_{elli}(x_n, y_n) - h_{GPS-hydrophone} - Z_{IGN69}(x_B, y_B) - h_{IGN69-elli} \quad (3.5)$$

$$h_e(x_n, y_n) = h_{elli}(x_n, y_n) - h_{GPS-surface} - Z_{IGN69}(x_B, y_B) - h_{IGN69-elli} \quad (3.6)$$

Les bras de leviers $h_{GPS-hydrophone}$ et $h_{GPS-surface}$ ont été mesurés avec un mètre ruban, ils sont indiqués sur la Figure 2.32 du Chapitre 2. La hauteur ellipsoïdale du zéro IGN69 $h_{IGN69-elli}$ a été prise comme celle du repère de nivellement le plus proche du banc (sur l'île de Berder à ~1 km du banc, (IGN, 2009)). L'évolution du niveau d'eau avec la marée est intégrée dans la mesure GPS de hauteur ellipsoïdale.

3.3.2. Modèle hydrodynamique

Les courants (et la hauteur d'eau) à l'échelle du banc ont été obtenues par modélisation 3D, avec le modèle hydrodynamique côtier MARS3D (*Model for Applications at Regional Scales*) (Lazure & Dumas, 2008).

3.3.2.1. Le modèle hydrodynamique côtier MARS3D

Le modèle MARS3D résout en trois dimensions les équations primitives de la mécanique des fluides, i.e. les équations de Navier-Stokes simplifiées (cf. par exemple (Blumberg & Mellor, 1987)). Ces équations sont résolues par différences finies selon les hypothèses et approximations suivantes :

- *L'hypothèse de Boussinesq* : on considère que la densité du milieu diffère de très peu par rapport à une densité de référence, et que l'on peut par conséquent la remplacer par cette densité de référence (par couche de fluide) excepté dans le terme relatif à la gravité ;
- *L'approximation hydrostatique* : on considère que les mouvements verticaux au sein du fluide sont d'un ordre de grandeur inférieur aux mouvements horizontaux.

MARS3D utilise un système de coordonnées verticales σ (modèle SCRUM, Hedström, 2000), c'est-à-dire que la position verticale des cellules suit la bathymétrie et l'élévation de la surface libre, et est donc également dépendante du temps et de la position. Pour davantage d'informations sur l'intégration des paramètres physiques liés aux équations de l'écoulement au sein du modèle, le lecteur pourra se reporter à (Lazure & Dumas, 2008) et au descriptif exhaustif associé (Dumas & Langlois, 2009).

3.3.2.2. Spécificités de la configuration exploitée

Les données exploitées ici proviennent d'une configuration mise en place et lancée par IFREMER (équipe DYNECO/DHYSED), dans le cadre du projet MARHA qui vise à faire progresser

la mise en œuvre de la directive européenne « habitats, faune, flore » (“MARHA,” n.d.). Le modèle a été lancé selon la configuration suivante :

- Bathymétrie Litto3D (Pastol et al., 2007) ré-échantillonnée à 20 m (grille WGS84), sur une emprise centrée sur le banc du Creizic, comprise entre 47.5663 ° et 47.5865 ° en latitude, et -2.9015 ° à -2.8554 ° (Figure 3.9-b). Le système géodésique associé est le WGS84.
- Cellules dans le plan horizontal de 20 m x 20m.
- Paramétrage avec 20 niveaux σ (ex. Figure 3.10)
- Marée forcée selon le modèle CST France du SHOM (Le Roy & Simon, 2003)
- Vent donné par des valeurs quotidiennes diffusées par Météo France
- Modèle de fermeture à deux équations en κ - ϵ
- Aucun module hydro-sédimentaire couplé
- Condition à la limite «au fond » : le frottement purement hydrodynamique a été modélisé par l’intermédiaire de la contrainte de cisaillement τ telle que $\vec{\tau} = \rho C_D \vec{U} \|\vec{U}\|$ avec ρ la densité de l’eau et C_D le coefficient de traînée. Si l’on fait l’hypothèse d’un profil de vitesse logarithmique sur le fond, $C_D = \left(\frac{\kappa}{\ln\left(\frac{dz}{z_0}\right)} \right)^2$, avec κ la constante de Von Karman, et dz l’épaisseur de la cellule de fond, la longueur de rugosité a été imposée à $z_0 = 0.0035$ m. Aucune contrainte sur le fond relatif à la remise en suspension des sédiments et à la présence des structures sédimentaires n’a été prise en compte.
- Conditions aux limites : elles ont été imposées selon une méthode de réduction d’échelle (André et al., 2005), c’est-à-dire en utilisant les résultats de la même configuration lancée sur une emprise plus grande incluant l’emprise originale, en l’occurrence sur l’ensemble du Golfe du Morbihan et de la baie de Quiberon, avec une résolution de grille plus grossière (100 m) (Figure 3.9-a).

La configuration a été lancée sur deux périodes distinctes de trois mois incluant les campagnes CD1 et CD2, respectivement entre le 01.10.2017 et le 31.12.2017, et entre le 01.03.2018 et le 31.05.2019. Les données sont simulées avec un pas de temps de 15 min.

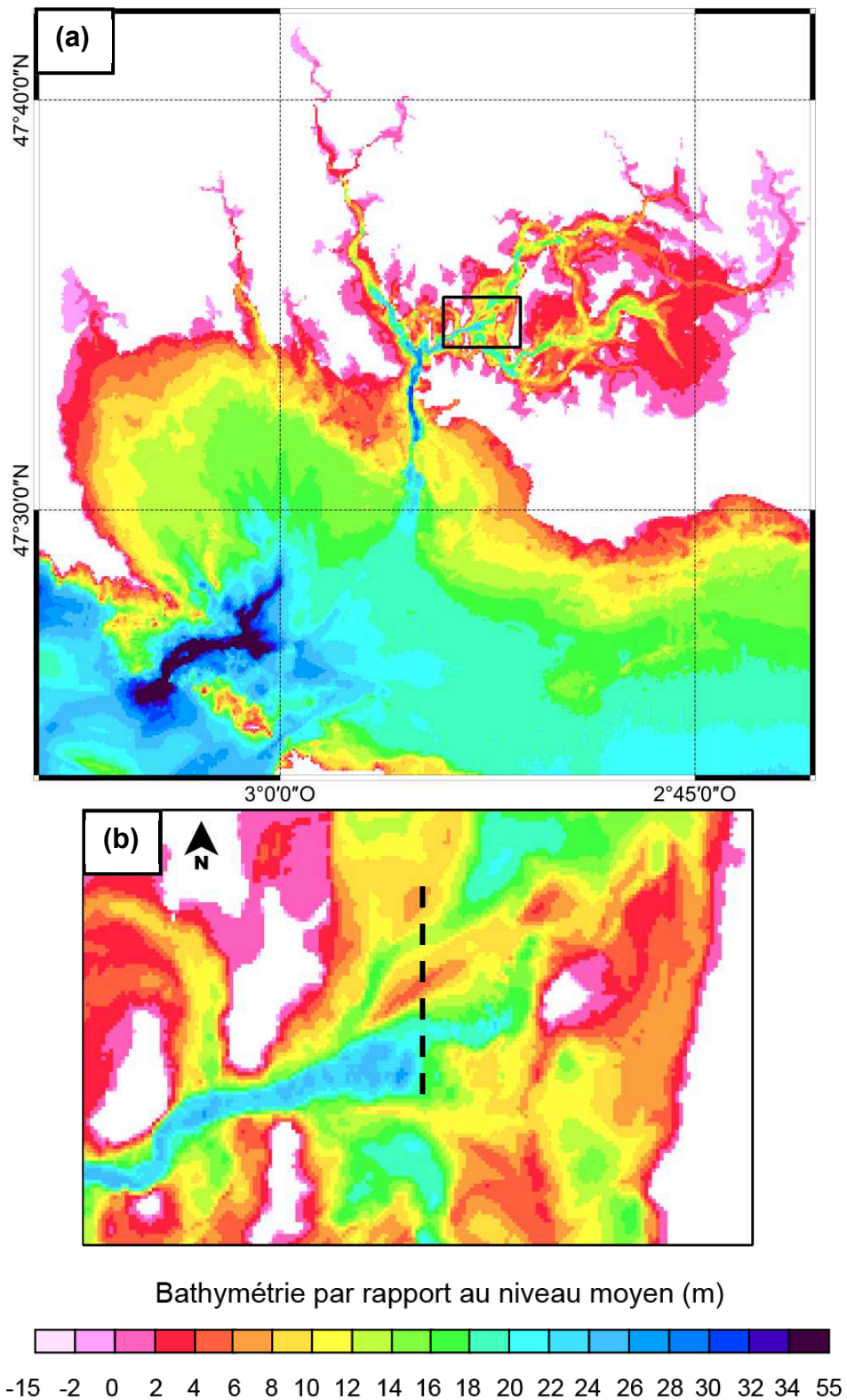


Figure 3.9. Bathymétries sur lesquelles le modèle hydrodynamique MARS3D a été lancé. (a) Grille à 100 m sur le Golfe du Morbihan et la Baie de Quiberon. Le cadre noir délimite l'encart (b) ; (b) Grille à 20 m centrée sur le banc du Creizic, obtenue à partir de Litto3D (Pastol et al., 2007). La ligne en pointillé donne la position du profil présenté sur la Figure 3.10. Projection Pseudo-Mercator, coordonnées WGS84. Les pixels blancs correspondent à la terre.

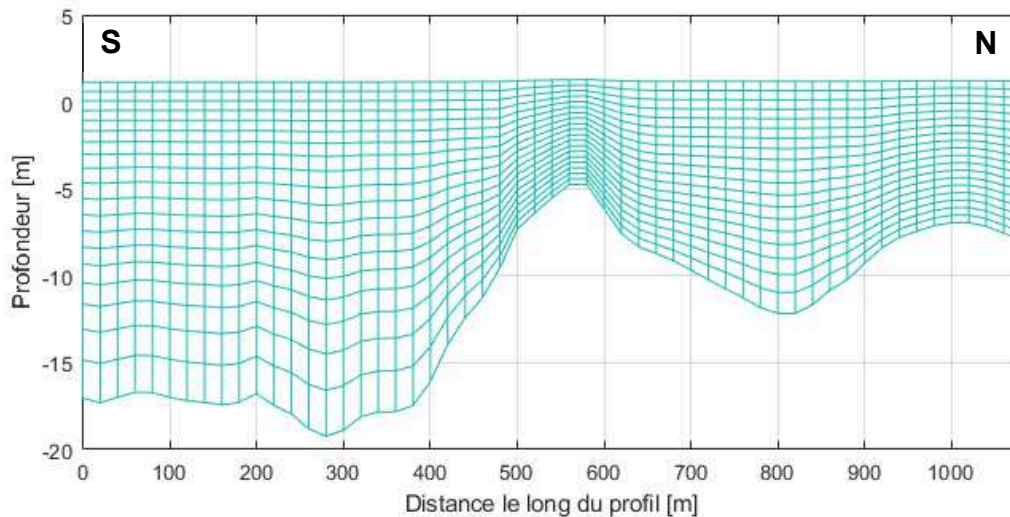


Figure 3.10. Discrétisation de la colonne d’eau en coordonnées σ selon 20 niveaux (affichage avec un rapport d’aspect 1/20), pour une pleine-mer de vive eau (coeff. 102), donc dans une configuration où le niveau d’eau est parmi les plus hauts possibles. Cette pleine mer correspond en l’occurrence à la pleine mer du 16 mai 2018 (18h), journée de mesure « vive-eau » de la campagne CD2. La position du profil est indiquée sur la Figure 3.9b, par la ligne en pointillé. La zone où les cellules sont le plus resserrées verticalement correspond au banc du Creizic. Au sommet du banc (à 550 m depuis le début du profil), les cellules mesurent environ 30 cm de hauteur. La profondeur est référencée par rapport au géoïde EGM96 associé au système Géodésique WGS84.

3.3.3. Validation du modèle pour la configuration exploitée

Le modèle a été validé avec les capteurs de pression et les ADCPs de la campagne CreiziDunes1.

Validation pour la hauteur d’eau

Pour chacun des trois capteurs déployés sur le banc (Chapitre 2), on a choisi la maille du modèle correspondant à la position du capteur et on a comparé les deux estimations de l’élévation de la surface libre sur la période de mesure des capteurs de pression.

Pour les capteurs de pression, on utilise la variation du signal traité de hauteur d’eau autour de la moyenne, moyenné sur une minute η_P .

Pour le modèle hydrodynamique, l’élévation de la surface libre, notée $\eta_M(m)$, a été obtenue pour les mailles correspondants aux capteurs de pression par :

1. Extraction de la variable XE , l’élévation de la surface libre au-dessus du géoïde, qui est dépendante de la position en (x, y) et du temps t
2. Calage par rapport à l’élévation moyenne sur la période de mesure complète du capteur associé

$$\eta_M(t) = XE(t) - \overline{XE}$$

On note $\Delta\eta = (\eta_M - \eta_P)$ la différence d’élévation de la surface libre à un instant donné, pour un capteur donné. La Figure 3.1 montre les élévations et les différences correspondantes pour les trois capteurs de pression.

Sur l'ensemble des périodes de comparaison, on trouve :

- Pour le capteur de la partie centrale du banc (PT-A) : $|\Delta\eta| = 0.074 \pm 0.051$ m
- Pour le capteur du flanc NO (PT-B) : $|\Delta\eta| = 0.064 \pm 0.046$ m
- Pour le capteur du flanc SE (PT-C) : $|\Delta\eta| = 0.069 \pm 0.052$ m

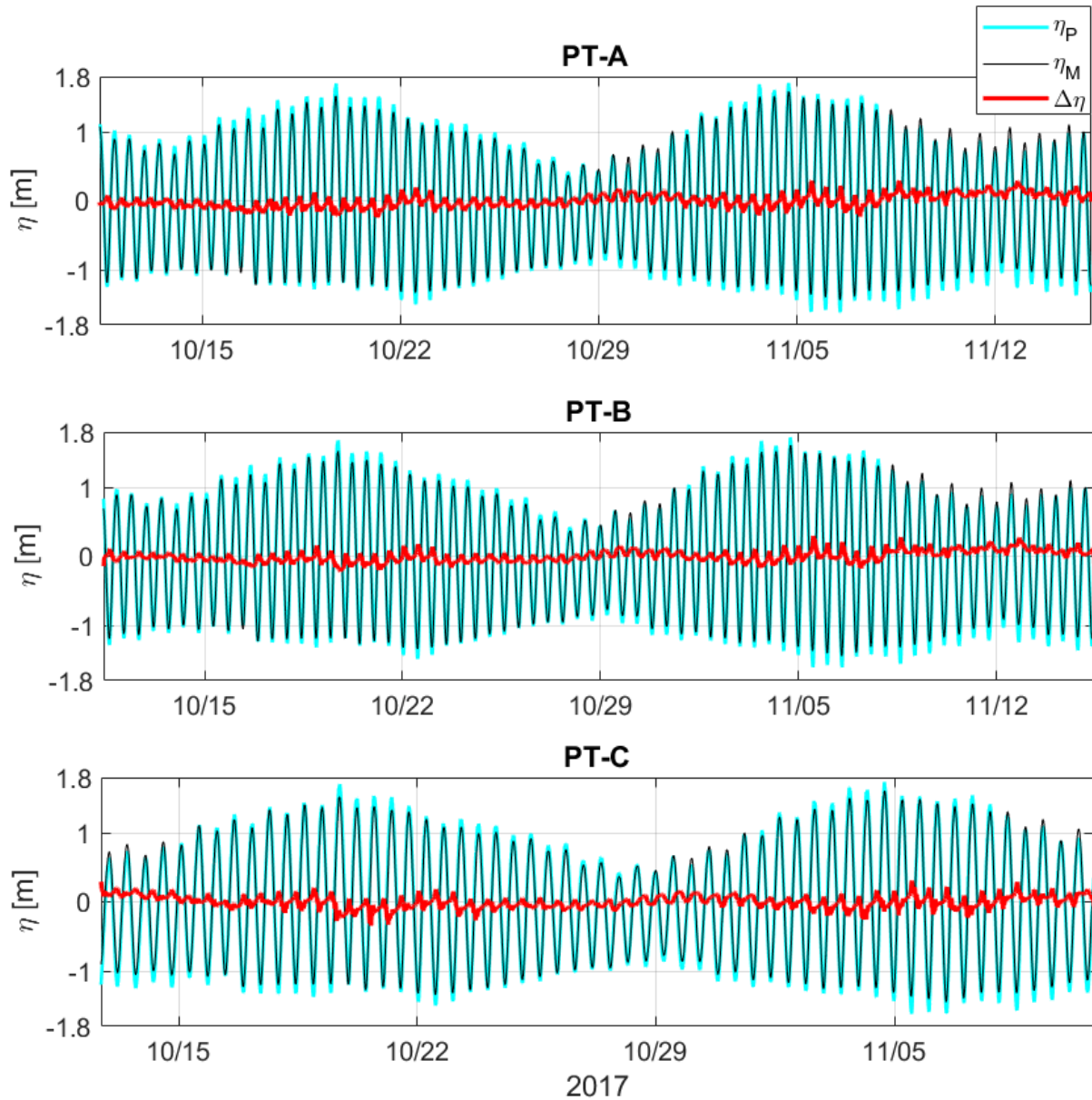


Figure 3.11. Validation du modèle hydrodynamique pour l'élévation de la surface libre η : η_P correspond à l'élévation par au niveau moyen pour les mesures dérivées des capteurs de pression (capteur PT-A, PT-B ou PT-C) ; η_M correspond à l'élévation par rapport au niveau moyen pour le modèle (sur la maille la plus proche du capteur de pression). $\Delta\eta$ correspond à $(\eta_M - \eta_P)$.

Les différences d'élévation de la surface libre sont du même ordre de grandeur que la précision des capteurs de pression (0.1m) pour les trois points de comparaison. Par conséquent, on considère que le modèle est bien calé en termes de hauteur d'eau (calage relatif).

Validation pour le courant

Le modèle a été validé pour le courant moyen, intégré sur la profondeur, en utilisant l'ADCP déployé sur le flanc NO du banc (ADCP_{2-B}, 600kHz), sur la maille du modèle correspondant au mouillage, pendant la période de mesure de l'ADCP.

Les données acquises par l'ADCP, et traitées (paragraphe 3.3.1.2 ADCP, avec option 2)) ont été sous-échantillonnées aux instants MARS3D $\rightarrow (u_{ADCP,l}, v_{ADCP,l})$. Pour le modèle hydrodynamique, les composantes du courant u et v (m/s) (dépendantes de la position en (x, y, z) et du temps t) ont été extraites pour la maille et la période correspondants à l'ADCP, puis moyennées sur la verticale. La Figure 3.12 donne les courants pour le modèle et la mesure ADCP sur chacune des composantes la journée du 19 Octobre 2017 (coeff. de marée égal à 93-94). La Figure 3.13 montre les mêmes variables pour toute la période de mesure de l'ADCP. Des différences élevées sont obtenues pour la journée du 19 Octobre, qui présente le coefficient de marée les plus élevé sur la période, néanmoins on ne trouve pas de tendance claire entre les différences et le marnage (Figure 3.13).

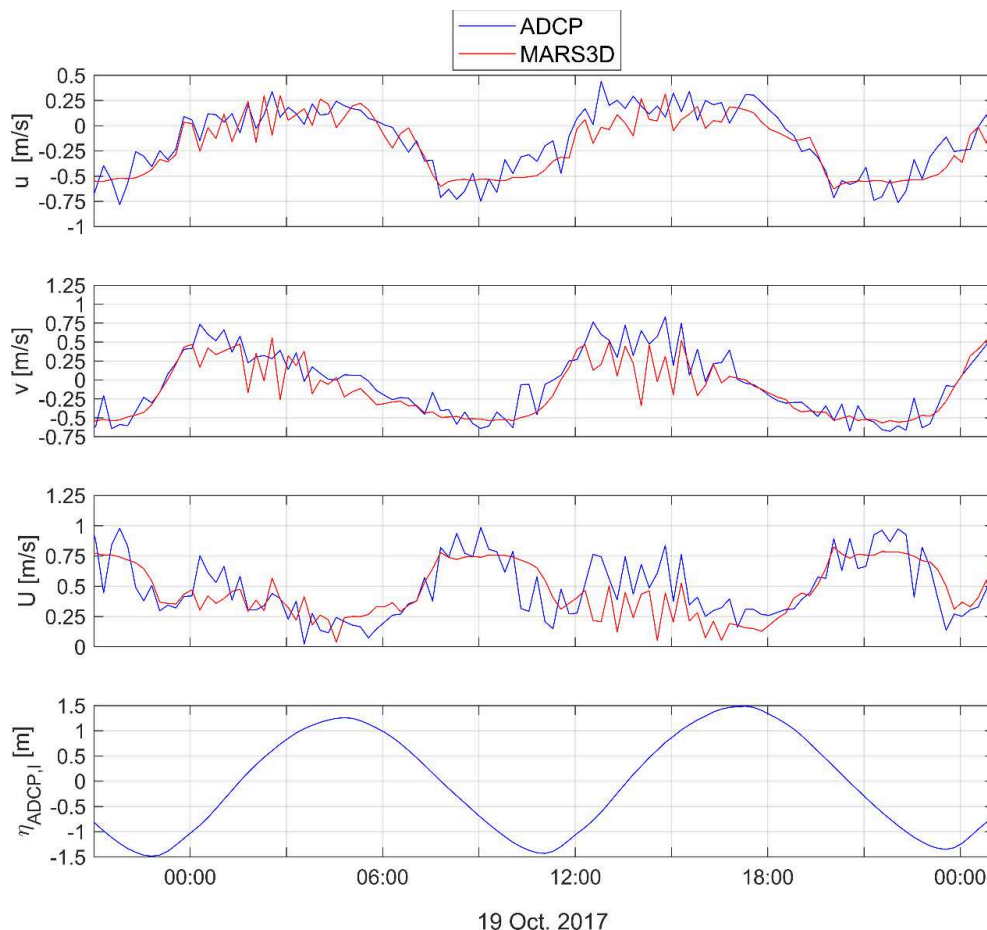


Figure 3.12. Comparaison entre MARS3D et l'ADCP pour le courant intégré sur la profondeur $(u_{M,l}, v_{M,l})$ et $(u_{ADCP,l}, v_{ADCP,l})$ sur toute la période de mesure de l'ADCP, avec une donnée toutes les 15 minutes. L'encart inférieur donne l'élévation de la surface libre de l'ADCP par rapport à la moyenne, lissée pour la visualisation avec une fenêtre glissante de 20 min et un recouvrement de 10 min.

Le jusant et la première moitié du flot sont correctement reproduits par le modèle (Figure 3.12). Sur l'ensemble de la seconde moitié du flot, on observe d'une part une sous-estimation du courant. D'autre part, le modèle éprouve des difficultés à appréhender correctement les fluctuations à fréquence élevée des deux composantes. On remarque néanmoins que l'on retrouve ces variations rapides dans la modélisation, elles possèdent la même amplitude mais n'apparaissent pas aux mêmes instants que celles mesurées par l'ADCP. On note Δu et Δv les différences « courant modélisé - courant ADCP » pour chacune des composantes à un instant donné.

Sur l'ensemble de la période de mesure (Figure 3.13), on trouve $\Delta u = -0.04 \pm 0.14 \text{ m/s}$, et $|\Delta u| = 0.12 \pm 0.09 \text{ m/s}$. On observe un minimum de -0.69 m/s le 23 octobre, environ deux heures avant la pleine mer, et un maximum de $+0.62 \text{ m/s}$, également deux heures avant la pleine mer. Rapportée à la valeur maximale de courant en valeur absolue atteinte par l'ADCP, -0.86 m/s , on obtient une erreur absolue moyenne relative de $\frac{|\Delta u|}{\max(|u|)} = 14 \pm 11 \%$.

Toujours sur l'ensemble de la période de mesure de l'ADCP, on trouve $\Delta v = -0.07 \pm 0.2 \text{ m/s}$, $|\Delta v| = 0.15 \pm 0.15 \text{ m/s}$. On observe un minimum de -1.00 m/s le 19 octobre, trois heures et quart avant la pleine mer, et un maximum de 0.90 m/s le 21 octobre trois heures avant la pleine mer. La valeur maximale atteinte par l'ADCP étant de 0.87 m/s , on obtient une erreur absolue moyenne relative $\frac{|\Delta v|}{\max(|v|)} = 17 \pm 17 \%$.

Pour le courant total $U = \sqrt{u^2 + v^2}$, on trouve une valeur maximale atteinte par l'ADCP de 1.1 m/s et une erreur $\frac{|\Delta U|}{\max(|U|)} = 15 \pm 13 \%$.

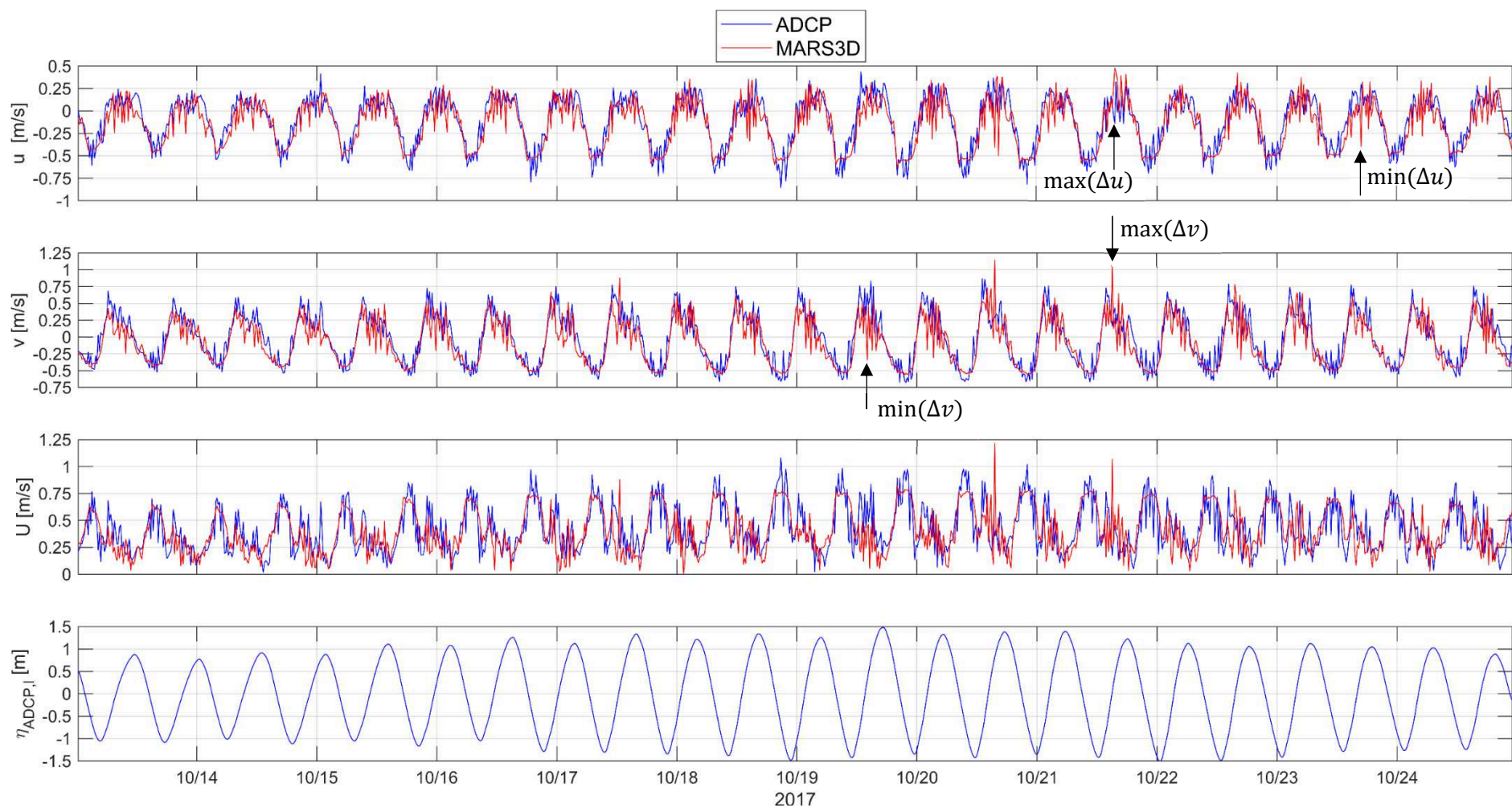


Figure 3.13. Comparaison entre MARS3D et l'ADCP pour le courant intégré sur la profondeur ($u_{M,l}$, $v_{M,l}$) et ($u_{ADCP,l}$, $v_{ADCP,l}$) sur toute la période de mesure de l'ADCP, avec une donnée toutes les 15 minutes. L'encart inférieur donne l'élévation de la surface libre de l'ADCP par rapport à la moyenne, lissée pour la visualisation avec une fenêtre glissante de 20 min et un recouvrement de 10 min.

3.4. Transport par charriage estimé empiriquement à partir du courant

3.4.1. Pour la campagne CD1

Le taux de transport par charriage q_b (m^2/s) a été estimé à l'échelle du banc à partir du courant modélisé par MARS3D. Il a ensuite été cumulé entre le 10 Octobre et le 09 Novembre 2017, c'est-à-dire entre la bathymétrie initiale et la bathymétrie finale de la campagne CD1, sur un nombre entier de cycles de marée, afin de pouvoir comparer les taux obtenus avec la morphodynamique observée entre les deux bathymétries.

La Figure 3.14 présente les étapes de calcul pour passer du courant modélisé au niveau de la cellule de fond vers le taux de transport par charriage cumulé sur le mois \overrightarrow{Q}_b ($m^2/mois$). Le flux charrié a été calculé avec la formule de Meyer-Peter & Müller (1948). Il s'exprime en fonction de l'excès du paramètre de mobilité de Shields θ au-dessus du paramètre de Shields critique θ_{cr} . Le paramètre de Shields critique est calculé selon l'équation de la courbe de Shields valable pour les diamètres de grains adimensionnels D_* compris entre 20 et 150 (ex. Soulsby, 1997; Van Rijn, 1993), le diamètre adimensionnel D_* étant ici égal à 23 (pour les paramètres indiqués sur la Figure 3.14). Le paramètre de mobilité de Shields est calculé avec la vitesse de cisaillement sur le fond u_* . La cellule de fond a été considérée comme incluse dans la couche limite, et donc caractérisée par un profil de vitesse logarithmique. Deux coefficients de rugosité k_s ont été testés séparément pour calculer la vitesse de cisaillement u_* : une rugosité de grain $k_{s,g}$ (Soulsby, 1997), rugosité généralement utilisée seule lorsque l'on considère que la contrainte de cisaillement est uniquement générée par les effets de peau (cf. discussion Chapitre 1, paragraphe 1.1.1.4), et une rugosité de forme $k_{s,f}$ afin de reproduire l'influence des dunes sur l'écoulement, calculée pour les paramètres morphologiques moyens du champ de dunes BF3 (petites dunes) avec la formule proposée par Grantet Madsen (1982). Pour les paramètres spécifiés dans la Figure 3.14, on a $k_{s,g} = 3.125 \text{ mm}$ et $k_{s,f} = 0.37 \text{ m}$.

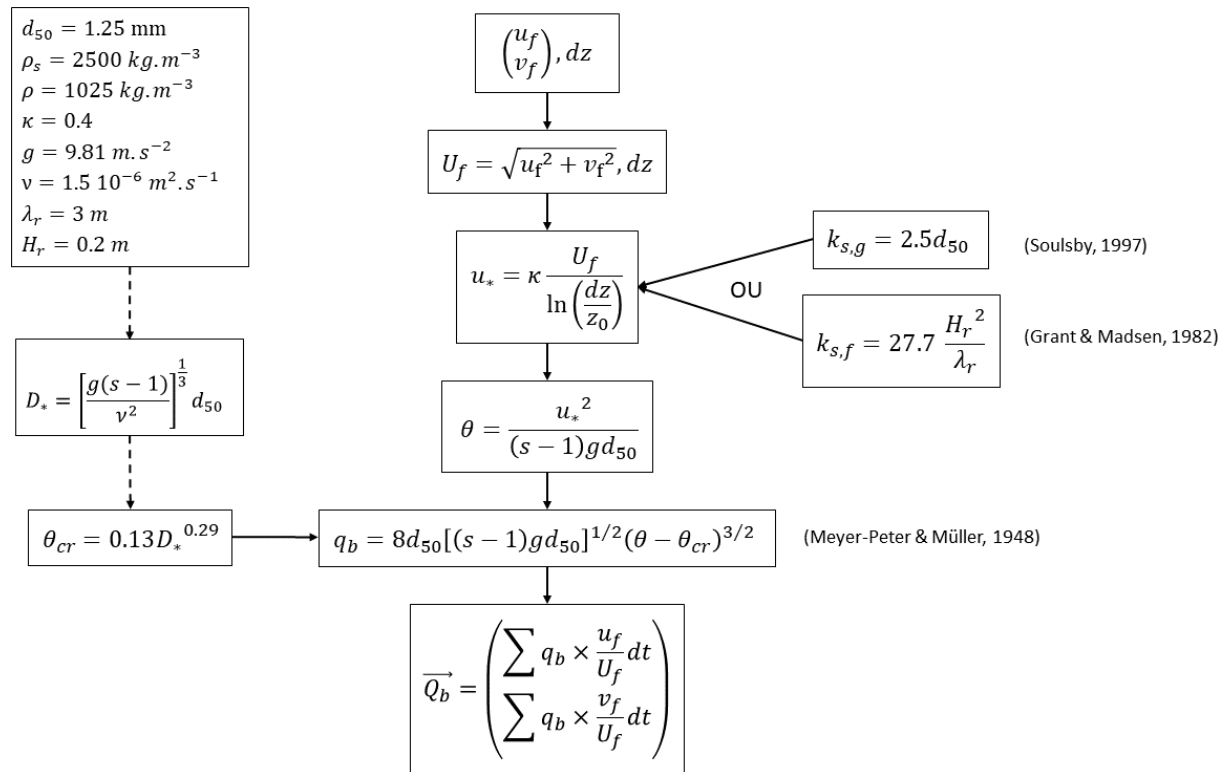


Figure 3.14. Méthode de calcul du taux de transport par charriage cumulé \vec{Q}_b (m^2/mois) à partir du courant modélisé par MARS3D (u_f, v_f) au niveau de la cellule de fond. L'épaisseur de la cellule de fond dz est variable en fonction de la position de la maille et du temps. La variable s correspond à la densité relative du sédiment par rapport à l'eau ρ_s/ρ . Les formules utilisées sont présentées dans le Chapitre 1, paragraphe 1.1.2. On rappelle que la longueur de rugosité z_0 est liée au coefficient de rugosité par $z_0 = \frac{k_s}{30}$.

Le diamètre médian d_{50} utilisé provient des analyses granulométriques réalisées sur le banc du Creïzic (Chapitre 2 et 4). La densité de l'eau ρ et la viscosité de l'eau ν ont été prises comme les valeurs usuelles pour l'eau de mer en environnement côtier. La densité du sédiment ρ_s a été prise à 2500 kg.m^{-3} afin de rendre compte de la fraction bioclastique caractérisant les sédiments du banc.

3.4.2. Pour la campagne CD2

Pour la campagne CreïziDunes2, le transport par charriage sur le fond a été estimé à partir de la vitesse de dérive du porteur, assimilée à la vitesse de surface, et à partir du courant modélisé par MARS3D. Cette estimation a été obtenue en termes de nombres de grains en transport par m^2 de fond.

Pour l'ensemble des étapes de calcul présentées dans ce paragraphe, les paramètres mécaniques et hydro-sédimentaires ($d_{50}, \rho, \nu, \kappa, g$) ont été pris identiques à ceux indiqués sur la Figure 3.14. La masse volumique réelle des sédiments composant le fond du Creïzic, 2300 kg.m^{-3} , a été calculée entre temps. C'est cette valeur qui a été utilisée pour la campagne CD2.

3.4.2.1. Calcul de la vitesse de frottement à partir du courant modélisé et de la vitesse de dérive

Le courant moyen a été modélisé par MARS3D avec un pas de temps de 15 minutes. On a donc interpolé linéairement chacune des composantes 3D du courant, et l'épaisseur de la couche de fond dz , aux temps des positions DGPS ($\Delta T = 1$ s) des acquisitions d'acoustique passive. La vitesse de frottement sur le fond U_* (m/s) a été calculée à partir des grandeurs interpolées, selon l'hypothèse d'un profil de vitesse logarithmique dans la couche de fond turbulente, comme indiqué sur la Figure 3.14. Le courant intégré sur la verticale \bar{U} a aussi été calculé à partir des grandeurs interpolées. Comme explicité au paragraphe 3.3.2., la modélisation MARS3D a été réalisée sur des mailles de 20 m x 20 m. On associe donc à chaque point (x_n, y_n) de la trajectoire le courant de la maille du modèle qui lui est la plus proche.

La vitesse de dérive du porteur, calculée avec la formule (3.4), a été lissée avec une moyenne glissante sur trois points consécutifs. La vitesse de frottement associée a ensuite été calculée à partir de cette vitesse lissée, de la même manière, en faisant l'hypothèse d'un profil logarithmique de vitesse comme indiqué sur la Figure 3.14.

3.4.2.2. Estimation empirique du charriage à partir de la vitesse de frottement

Afin d'avoir une estimation du charriage comparable à celle estimée par acoustique, on utilise la densité surfacique de grains en transport sur le fond, notée $D_{s,b}$ (m^{-2}). Cette approche est similaire à celle proposée par Blanpain et al. (2015). On relie la vitesse de frottement sur le fond U_* à la densité de grains en transport par charriage $D_{s,b}$ en utilisant les courbes de Graf et Pазis (1977), (Figure 3.15). Graf et Pазis (1977) ont obtenu expérimentalement des courbes d'isodensité de particules en mouvement sur le fond ($D_{s,b} = [1 \ 10 \ 1000 \ 100] m^{-2}$), en fonction du nombre de Reynolds de grain Re^* , et du paramètre de mobilité de Shields θ (Shields, 1936).

Pour établir la relation entre les variables U_* et $D_{s,b}$, on se place à un Re^* fixe, et on réalise une régression linéaire entre (Blanpain et al., 2015) :

- $X = \frac{1}{U_{D_{s,b}}^*}$: la vitesse de frottement correspondant aux quatre courbes d'isodensité, pour la valeur de Re^*
- $Y = \log_{10}(D_{s,b})$: Le log10 de la densité de charriage pour les quatre courbes

On utilise la relation (3.7) (cf. Chapitre 1 paragraphe 1.2) pour lier le paramètre de mobilité de Shields $\theta_{D_{s,b}}$ (-), lu en ordonnée du diagramme de Graf et Pазis (1977), à la vitesse de frottement $U_{*, D_{s,b}}$:

$$U_{*, D_{s,b}} = [g(s - 1)d_{50}\theta_{D_{s,b}}]^{\frac{1}{2}} \quad (3.7)$$

Avec g l'accélération due à la gravité (9.81 m.s^{-2}), $s = \rho_s/\rho$ la densité spécifique du sédiment, et d_{50} le diamètre de grain médian.

Le nombre de Reynolds de grain Re^* pour lequel notre régression a été calculée a été choisi de manière à être représentatif des conditions hydrodynamiques de la campagne CD2. La vitesse de frottement moyenne a été calculée sur l'ensemble des points d'acquisition correspondants à des transects valides (pour le courant modélisé, cf. paragraphe précédent). Pour la journée de mesure en vive-eau, le Re^* moyen vaut 16. Pour la journée de mesure en morte-eau, le Re^* moyen vaut 9. La majorité des transects valides a été acquise pendant la vive-eau. Par ailleurs, un Re^* plus élevé simule un nombre de grains en mouvement plus faible pour un U_* donné. On a donc fixé Re^* à 16 pour calculer la régression, sachant que l'on sous-estimerait $D_{s,b}$ pour un U_* donnant un $Re^* < 16$ et que l'on surestimerait $D_{s,b}$ pour U_* donnant un $Re^* > 16$.

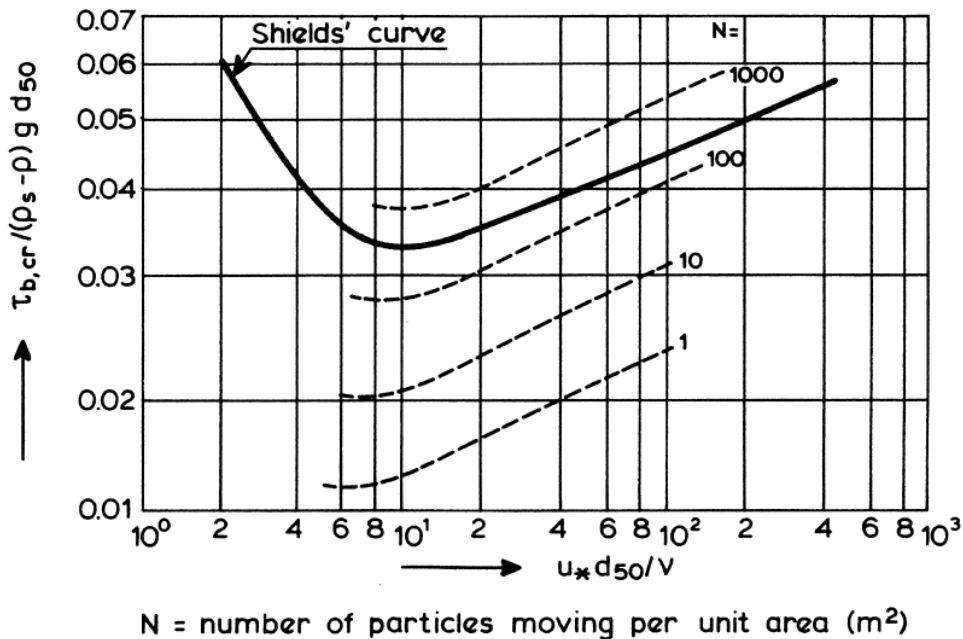


Figure 3.15. Détermination de la régression $U_* = f(D_{s,b})$ pour un nombre de Reynolds $Re^* = \frac{u_* d_{50}}{\nu}$ fixe, à partir des courbes d'isodensité de grains en transport N obtenues empiriquement par Graf et Paxis (1977), sous la forme de courbes de Shields $\tau_{b,cr}/(\rho_s - \rho)gd_{50}$. La courbe en noir épais représente la courbe de Shields critique (Shields, 1936). Pour notre étude, Re^* vaut 16.

Pour $Re^* = 16$, on trouve :

$$\log_{10}(D_{s,b}) = a \times \frac{1}{U_{D_{s,b}}^*{}^2} + b \quad (3.8)$$

Avec $a \sim - 5.7 \cdot 10^4$ et $b \sim 1.1 \cdot 10^4$

Pour un coefficient de détermination $R^2 = 0.987$.

Comme la régression a été réalisée en \log , on obtient un décalage entre les valeurs utilisées pour calculer la régression et celles estimées à partir de la régression mais les ordres de grandeurs sont respectés.

En faisant l’hypothèse que l’équation (3.8) est valable pour toute densité $D_{s,b}$ (en dehors et pour des valeurs sur lesquelles elle a été obtenue), on peut traduire directement n’importe quelle vitesse de frottement U_* en une densité surfacique de charriage, et inversement. On a par exemple $D_{s,b} = 248 \text{ m}^{-2}$ pour notre nombre de Shields critique $\theta_{cr} = 0.032$ calculé avec le diamètre de grain adimensionnel D_* ($\theta_{cr} = 0.013 D_*^{-0.29}$ et $D_* = 21$).

3.5. Méthode et traitements pour l’estimation du transport par charriage à partir des données d’acoustique passive

On souhaite calculer le nombre de grains en charriage sur le fond à partir des enregistrements d’acoustique passive acquis en transect sur le banc du Creizic (campagne CD2). Dans ce paragraphe, on présente tout d’abord la méthode employée pour déterminer le nombre de grains en transport sur le fond par m^2 à partir des enregistrements acoustiques traités. On détaille ensuite les traitements appliqués aux enregistrements acoustique bruts, afin qu’ils soient utilisables pour la méthode d’estimation du charriage.

3.5.1. Méthode d’estimation du charriage

3.5.1.1. Principe de l’estimation

Principe général

On cherche à estimer la densité surfacique de grains en transport par charriage par unité de fond $D_{s,b}(x, y)$ (m^{-2}) au moment de la mesure. On va estimer cette densité à partir des données hydroacoustiques mesurées sur le banc, consistant en des pressions quadratiques moyennes $P_{rms,mes}(x, y)$ (mesures traitées). Le principe général de la méthode est illustré sur la Figure 3.16. Le détail des étapes sera présenté au paragraphe suivant (3.5.1.2).

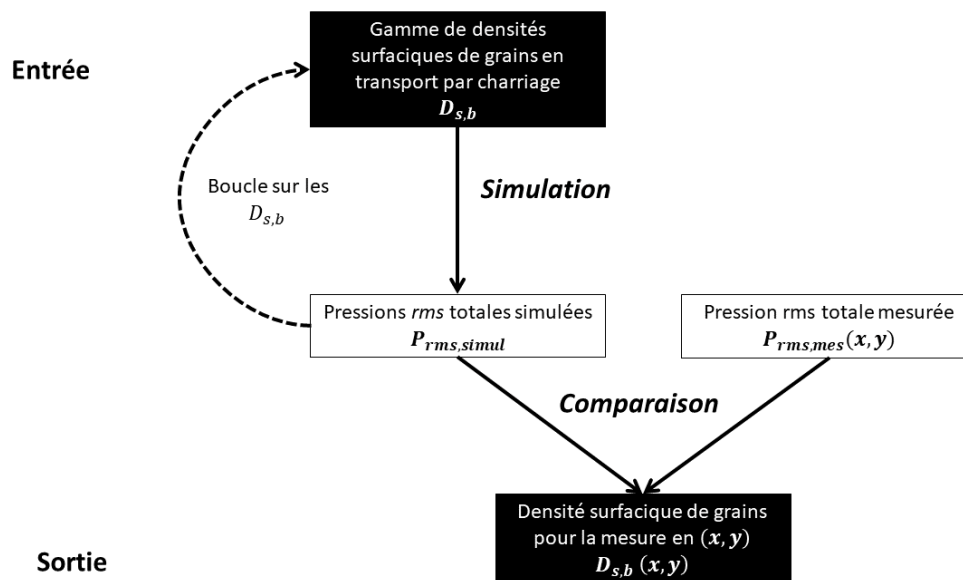


Figure 3.16. Principe général de la méthode pour calculer la densité de grains en transport sur le fond $D_{s,b}(x, y)$ au moment de la mesure sur le banc. On compare de la pression acoustique rms mesurée *in situ* $P_{rms,mes}$ à une pression acoustique simulée de manière semi-analytique $P_{rms,simul}$ pour une gamme de densités surfaciques de charriage donnée $D_{s,b}$.

On va calculer par simulation la pression théoriquement générée pour différentes densités surfaciques de charriage, $D_{s,b}$. On simule sur le fond un nombre de chocs interparticulaires donné, répartis sur le fond selon une distribution et une géométrie données, par rapport à un récepteur hypothétiquement placé au-dessus du fond (Blanpain et al., 2015). Chaque choc interparticulaire va produire une pression élémentaire, calculée selon l'expression semi-analytique de Thorne & Foden (1988). Le résultat de la simulation sera la pression *rms* totale produite par l'ensemble des chocs, au niveau du récepteur (Blanpain et al., 2015; Thorne & Foden, 1988), $P_{rms,simul}$. La pression *rms* mesurée *in situ* $P_{rms,mes}(x, y)$ va être comparée aux différentes valeurs de $P_{rms,simul}$. La pression simulée la plus proche de la pression mesurée, au sens des moindres carrés, donnera le nombre de grains en mouvement sur le fond par m^2 au moment de la mesure sur le banc $D_{s,b}(x, y)$.

Choix et hypothèses fondamentaux de la méthode

Transport sédimentaire

- On choisit de quantifier le transport par charriage sur le fond via la densité surfacique de grains, pour pouvoir comparer la quantité de transport estimée à celle calculée à partir de la vitesse de frottement sur le fond au moment de la mesure (Blanpain et al., 2015). On peut utiliser la densité surfacique si l'on fait l'hypothèse que le charriage est réparti de manière homogène sur la surface d'écoute, pendant le temps de la mesure de pression.
- On fait l'hypothèse que la vitesse d'impact des sédiments sur le fond est directement reliée à la densité surfacique de grains en mouvement.
- On considère un unique type de grains en transport, de diamètre égal au diamètre médian des sédiments collectés sur le banc du Creizic, et de caractéristiques mécaniques identiques.

Physique de l'impact et Acoustique

On considère les grains comme des corps rigides subissant une collision hertzienne, c'est-à-dire une collision élastique entre deux corps rigides subissant un soudain changement de vitesse du fait de la collision (Thorne & Foden, 1988). Le son produit par une telle collision est une source dipolaire. Ceci permet de faire l'hypothèse que la portion du fond d'où proviennent les sons contribuant au signal enregistré par l'hydrophone est un disque de rayon $2h$ sur le fond, avec h la distance verticale entre l'hydrophone et le fond (Blanpain et al., 2015). Pour la formulation de la pression élémentaire générée par un choc interparticulaire de Thorne et Foden (1988), la divergence géométrique caractérisant la propagation de l'onde est en $1/r$, avec r la distance choc-hydrophone. Ceci se traduit analytiquement par une diminution du signal en $1/h$ au niveau du récepteur, compte-tenu de la distribution uniforme des chocs sur la surface de simulation. Or, l'augmentation de la surface de simulation avec h induit une augmentation du nombre de chocs avec simulés avec h . Les deux effets d'augmentation et de diminution du signal avec h se compensent, de sorte que la pression simulée est indépendante de h , et dépend uniquement du nombre de chocs sur le fond par unité de fond. Cet effet de compensation est valable pour un couple $\{h, D(s, b)\}$ donnant un nombre de chocs sur le fond suffisamment élevé pour représenter correctement une

distribution uniforme. Comme $D(s, b)$ est la valeur directement utilisée pour estimer le transport *in situ*, on a cherché pour h une valeur de référence permettant de représenter correctement la distribution uniforme pour toute densité de charriage. Au regard de plusieurs simulations lancées avec différentes valeurs de h pour une même densité, et ce pour plusieurs densités faibles, cette valeur de référence h_{ref} a été fixée à $h_{ref} = 2 m$.

3.5.1.2. Détail des étapes

Dans ce paragraphe, on présente les cinq étapes (E1) à (E5) réalisées par notre méthode, pour simuler la pression en fonction du nombre de grains en transport $D_{s,b}$ (m^{-2}), et pour comparer ces pressions simulées avec les pressions *rms* mesurées *in situ*. Comme la pression simulée ne dépend pas des conditions *in situ*, les valeurs de $P_{rms,simul}$ ont été calculées indépendamment (étapes (E1) à (E4)), en amont de la comparaison $P_{rms,simul}$ vs $P_{rms,mes}$ (étape (E5)). La Figure 3.17 schématise l'enchaînement des étapes de simulation (E1) à (E4), pour une unique densité de charriage, correspondant à la flèche *Simulation* sur la Figure 3.16. Le descriptif de ces étapes est donc valable pour une unique valeur de $D_{s,b}$. L'étape (E5) correspond à la flèche *Comparaison* sur la Figure 3.16.

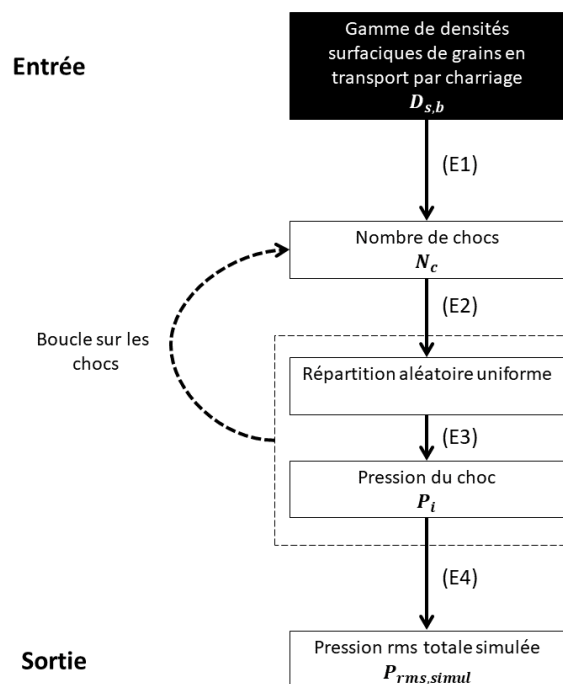


Figure 3.17. Étapes de simulation de la pression moyenne $P_{rms,simul}$ à partir une densité de charriage donnée $D_{s,b}$

N.B. : On estime le charriage *in situ* pour chaque point (x_n, y_n) de la trajectoire d'un transect réalisé sur le banc (acquis à $\Delta T = 1 s$, positionnement DGPS). Cette discrétisation de la $P_{rms,mes}$ à $\Delta T = 1 s$, par moyenne du signal mesuré à une fréquence d'acquisition beaucoup plus élevée ($f_s = 312 kHz$, cf. paragraphe 3.5.2), a été adoptée car il fallait avoir une estimation de la pression à la fois sur un temps assez long pour entendre des chocs et à la fois sur un temps assez court pour que la bathymétrie sous-jacente, influençant la dynamique du

transport, ne varie pas trop compte-tenu de la vitesse de dérive du porteur. Par soucis de lisibilité, on omet la notation (x_n, y_n) pour les variables correspondant à la mesure *in situ*

Étape 1: Détermination du nombre de chocs à simuler (E1)

L'étape (E1) consiste à calculer N_c le nombre de chocs à simuler, pour la densité surfacique de charriage $D_{s,b}$, et la hauteur de référence $h_{ref} = 2 \text{ m}$. Compte-tenu de la nature dipolaire des sources générées par les grains en collision, la surface écoutée par l'hydrophone S_{ref} ¹⁵ (m²), pour une hauteur h_{ref} (m), correspond à une empreinte circulaire de rayon $2h_{ref}$ sur le fond (Blanpain et al., 2015) (Figure 3.18). Elle est calculée avec:

$$S_{ref} = 4 \pi h_{ref}^2 \quad (3.9)$$

Le nombre de grains en transport sur la surface écoutée est calculée en multipliant le produit de la densité de la densité de grains $D_{s,b}$ (m⁻²) par la surface S_{ref} (m²) par

$$N = S_{ref} \times D_{s,b} \quad (3.10)$$

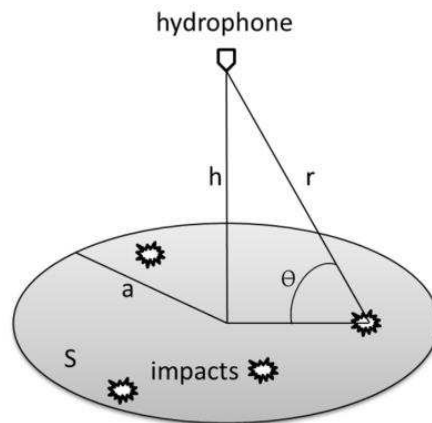


Figure 3.18. Géométrie pour la génération de la Prms simulée d'après (Blanpain et al., 2015).

Le nombre de choc à simuler N_c (-) est calculé en considérant, d'après l'étude expérimentale de Thorne (1986b), que seulement 10 % des grains en transport produisent des collisions contribuant au signal mesuré par l'hydrophone :

$$\begin{aligned} N_c &= 0.1 \times N \\ &= 0.1 \times D_{s,b} \times S_{ref} \end{aligned} \quad (3.11)$$

La gamme de densités surfaciques en entrée du modèle s'étend de 1.4 m^{-2} à $3 \cdot 10^5 \text{ m}^{-2}$. Les valeurs les plus faibles de la gamme ont été choisies afin de correspondre aux seuils qualitatifs de mise en mouvement des grains proposés par Delft Hydraulics (1972) (cf. étape (E3)).

¹⁵ Au sens de la portion du fond d'où proviennent les sons qui contribuent au signal enregistré par l'hydrophone.

Étape 2: Répartition spatio-temporelle des chocs à simuler (E2)

On distribue aléatoirement les N_c chocs, de manière uniforme en espace et en temps. Le signal élémentaire P_i simulé par chacun des N_c choc sera réparti postérieurement (étape E4) au sein d'un vecteur de pression totale simulée, $P_{simul}(t)$.

On caractérise chaque choc i ($i \in [1 ; N_c]$) par (Figure 3.19-20) :

- r_i la distance oblique choc-hydrophone
- θ_i l'angle d'impact (angle entre la ligne de déplacement de la particule impactante et la ligne verticale fond-hydrophone)
- t_i l'instant de début d'impact

On génère une distribution uniforme de N_c éléments pour chacun des trois paramètres $r \theta t$ indépendamment. La probabilité que le choc i ait une distance $r_i = r$ par exemple est donc la même pour toutes les valeurs de r appartenant à l'intervalle des r possibles, mais l'affectation est réalisée aléatoirement. Compte-tenu de la forme de la surface d'écoute, de rayon $2h_{ref}$, la répartition des chocs obéit à un symétrie cylindrique.

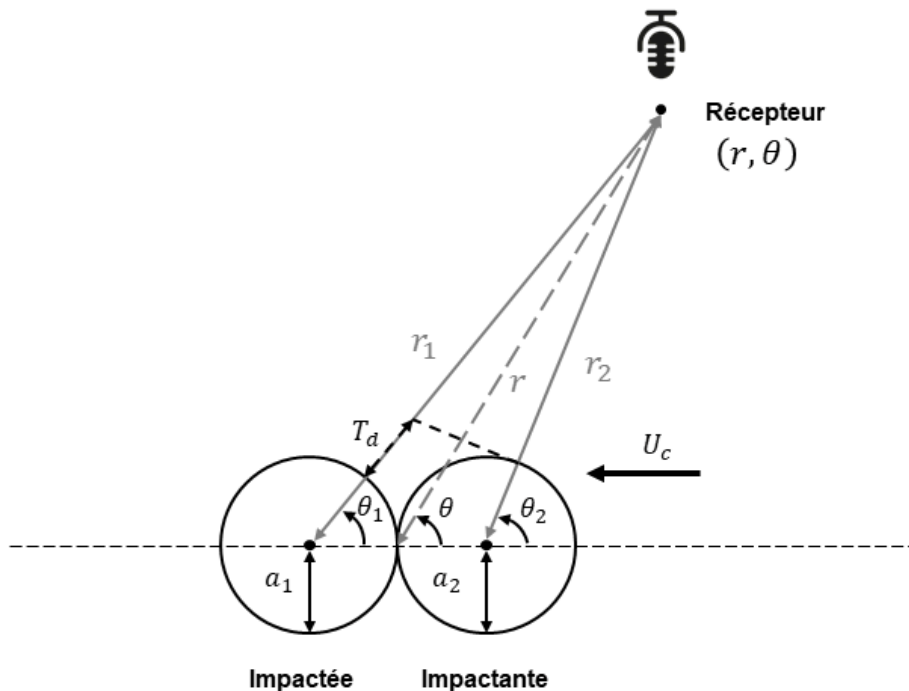


Figure 3.19. Géométrie de l'impact : le couple (r, θ) (distance oblique, angle d'impact) décrit la géométrie d'un impact. Une particule sphérique, appelée Impactante, vient percuter avec une vitesse U_c une particule sphérique, initialement immobile, appelée impactée. Dans notre cas, comme illustré sur ce schéma, les deux particules en collision sont considérées comme identiques, de rayon $a_1 = a_2$. Les paramètres r_1, r_2, r sont respectivement les distances obliques entre le centre de l'impactée, le centre de l'impactante, et le point de contact entre les deux particules. Les paramètres θ obéissent à la même notation, et correspondent à l'angle entre la ligne de déplacement de la particule impactante et la ligne définie entre le centre de la particule ou le point de contact.

Intervalle des distances

Les distances r_i sont réparties dans l'intervalle $I_r = [h_{ref}; \sqrt{5} h_{ref}]$. Une distance $r_i = h_{mes}$ correspond à un impact localisé sous l'hydrophone. Une distance $r_i = \sqrt{5} h_{ref}$ correspond à un impact localisé sur la bordure de l'empreinte circulaire (Figure 3.18).

Intervalle des angles d'impact

Les angles d'impact θ_i sont conceptuellement compris dans l'intervalle $[-\frac{\pi}{2}; \frac{\pi}{2}]$. Un angle d'impact $\theta_i = -\frac{\pi}{2}$ correspond à une particule impactante provenant horizontalement de la gauche avec l'hydrophone exactement à la verticale des deux particules (pour la géométrie de la Figure 3.19). Un angle $\theta_i = \frac{\pi}{2}$ correspond à une particule impactante provenant horizontalement de la droite avec l'hydrophone exactement à la verticale des deux particules.

En pratique, l'intervalle des θ_i a été codé comme $I_\theta = [0; \frac{\pi}{2}]$. En effet, la dépendance de la pression élémentaire P_i en fonction de θ est en cosinus, et les particules impactée et impactante ont toutes les deux les mêmes caractéristiques pour notre simulation. Donc une distribution uniforme sur $[0; \frac{\pi}{2}]$ est équivalente à une distribution uniforme sur $[-\frac{\pi}{2}; \frac{\pi}{2}]$.

Intervalle de temps

Les instants de début d'impact t_i sont répartis dans l'intervalle de temps $I_t = [0 : dt : T_{mes}]$. Il s'agit de l'intervalle sur lequel on simule la pression totale $P_{simul}(t)$ pour l'ensemble des chocs. T_{mes} est la durée sur laquelle $P_{rms,mes}$ est moyennée, fixée à 1 s (cf. étape E4).

Comme les signaux élémentaires P_i vont être répartis dans l'intervalle I_t , le pas de temps dt est choisi de manière à fournir une représentation temporelle satisfaisante de ces signaux. Un signal de pression simulé P_i possède un niveau significatif sur une durée de 6 μ s typiquement pour notre modèle (cf. étape E3). Le pas de temps dt est fixé à 10^{-7} s, ce qui donne une représentation du signal P_i avec 60 points typiquement (en fonction de la durée du signal dont le niveau est significatif), et un intervalle I_t de 10^7 points.

Étape 3 : Calcul de la pression élémentaire générée par un choc $P_i = (r_i, \theta_i, t_i)$ (E3)

Pour chaque choc i , la pression élémentaire $P_i = (r_i, \theta_i, t_i)$ est générée selon l'expression analytique temporelle proposée par Thorne & Foden, (1988) partir des travaux de (Akay & Hodgson 1978 ; Goldsmith, 1960; Koss & Alfredson, 1973;).

Formulation de la pression élémentaire

Pour chaque choc i paramétré par (r_i, θ_i, t_i) (Figure 3.19), on simule la pression élémentaire P_i générée par un impact, avec les équations (3.12-13-14-15), qui correspondent à l'expression analytique proposée par (Thorne & Foden, 1988) d'après (Akay & Hodgson, 1978; Goldsmith, 1960; Koss & Alfredson, 1973). Cette expression est valable pour deux particules sphériques considérées comme des corps rigides subissant un impact élastique. De plus, on l'applique ici pour deux particules identiques (mêmes caractéristiques).

La pression élémentaire P_i générée par l'impact entre deux particules est calculée sur le temps instantané t' , compris dans l'intervalle $I_{t'} = [0: dt: 1.5 t_0]$, avec t_0 la durée de l'impact, c'est-à-dire le temps où les deux particules restent en contact, et $dt = 10^{-7}$ s (cf. Eq. 3.13). On simule la pression sur une durée $1.5 t_0$ car il s'agit de la durée sur laquelle le signal de pression élémentaire a un niveau significatif (Blanpain et al., 2015; Thorne & Foden, 1988) :

$$P_i(t') = P_{s,1}(t') + P_{s,2}([t' - T_d]) \quad (3.12)$$

Avec $P_{s,1|2}$ la pression générée par la sphère 1|2, T_d le retard du temps d'arrivée du signal produit par la sphère 2 par rapport à la sphère 1, du fait de la différence de longueur de chemin acoustique entre les deux sphères et l'hydrophone (Figure 3.19, cf. eq. 3.14). Compte-tenu du fait que les particules en impact sont identiques, et que la géométrie de la simulation est caractérisée par une symétrie sphérique, le pulse P_i reste inchangé que l'on désigne les particules impactante et impactée respectivement comme la sphère 1 et la sphère 2, ou inversement.

Le champ de pression élémentaire rayonné par une seule sphère j , noté $P_{s,j}$, étant caractéristique d'une sphère subissant un changement rapide de vitesse du fait d'une collision élastique, il s'exprime d'après (Akay & Hodgson, 1978; Banerji, 1916; Koss & Alfredson, 1973) par le produit de convolution entre la solution impulsionnelle de pression de Kirchhoff (1883) et l'accélération de la sphère au cours du temps :

$$P_{s,j}(t) = \int_0^\gamma P_{s,j}(\xi) A(t - \xi) d\xi$$

γ est l'intervalle de temps sur lequel la convolution est calculée, tel que $\gamma = t$ si $0 \leq T_d \leq t_0$ et $\gamma = t_0$ si $T_d > t_0$.

L'accélération hertzienne au cours du temps A est estimée d'après (Goldsmith, 1960) comme une demi-sinusoïde:

$$A(t) = A_m \left(\frac{U_c \pi}{2t_0} \right) \sin \left(\frac{\pi t}{t_0} \right) \text{ pour } t \leq t \leq t_0$$

Il s'agit d'une demi-sinusoïde d'amplitude A_m , dépendant de U_c la vitesse de collision entre les particules et de t_0 la durée d'impact

Pour un choc élastique, la durée d'impact t_0 est donnée par (Goldsmith, 1960) :

$$t_0 = 4.53 \left[m \left(\frac{1 - \sigma^2}{E\pi} \right) \right]^{0.4} \times \left(\frac{D}{U_c} \right)^{0.2} \quad (3.13)$$

Avec m la masse du grain, σ le coefficient de poisson du grain, E le module d'Young du grain, D le diamètre du grain et U_c la vitesse de collision.

Dans notre code, on utilise la version simplifiée du produit de convolution, proposée par Thorne et Foden (1988) (Eq. 3.14), sous les conditions $\frac{\rho}{2\rho_s} \ll 1$ (sédiments denses) et $r_i \gg \frac{D}{2}$, (hydrophone loin des sources) pour calculer la pression élémentaire d'une sphère pendant et après l'impact (r_i, θ_i, t_i) :

$$0 \leq t' \leq t_0$$

$$P_{s,j}(t') = P_0 \left\{ (2\zeta^2 - 1) \cos(\pi\tau) + 2\zeta \sin(\pi\tau) - [(2\zeta^2 + 1) \sin(\pi\zeta\tau) + (2\zeta^2 - 1) \cos(\pi\zeta\tau)] e^{-\pi\zeta\tau} \right\}$$

$$t' > t_0$$

(3.14)

$$P_{s,j}(t') = P_0 \left\{ [(1 - 2\zeta^2) \cos(\pi\zeta(\tau - 1)) - (1 + 2\zeta^2) \sin(\pi\zeta(\tau - 1))] e^{-\pi\zeta(\tau-1)} - [(2\zeta^2 + 1) \sin(\pi\zeta\tau) + (2\zeta^2 - 1) \cos(\pi\zeta\tau)] e^{-\pi\zeta\tau} \right\}$$

$$P_0 = c\rho U_c \frac{D \cos(\theta_i)}{4 r_i (4 \zeta^4 + 1)}$$

Avec t_0 la durée d'impact, $\tau = \frac{t'}{t_0}$ le rapport entre le temps instantané t' et la durée d'impact, $\zeta = \frac{2ct_0}{\pi D}$, c la vitesse du son dans l'eau, ρ la masse volumique de l'eau, U_c la vitesse de choc, D la diamètre de grain, θ_i l'angle d'impact et r_i la distance impact-hydrophone.

Pour deux sphères identiques, $A_{m,2} = -A_{m,1}$ et $A_{m,1} = 1$

Pour deux sphères identiques, le temps de retard T_d (Figure 3.19) est approximé d'après (Thorne & Foden, 1988) par :

$$\begin{aligned} T_d &= \frac{D \cos(\theta_i)}{c} && \text{Pour } \theta_i > 0 \\ T_d &= \frac{D (1 + \frac{\pi}{2})}{2c} && \text{Pour } \theta_i = 0 \end{aligned} \quad (3.15)$$

Avec D le diamètre de grain, θ_i l'angle d'impact, c la vitesse du son dans l'eau.

Commentaire sur la forme du signal $P_i(t')$

La forme du signal de pression élémentaire $P_i(t')$ est illustrée sur la Figure 3.20, pour une configuration où l'hydrophone est placé en $\theta = 0^\circ$, c.-à-d. l'impactante vient du dessus et les grains sont précisément à la verticale de l'hydrophone pour la configuration géométrique illustrée sur la Figure 3.19.

Pour cette configuration, le premier signal à arriver à l'hydrophone est celui de l'impactée en accélération: On observe d'abord un pic de surpression, provenant de l'avant de la surface de

la sphère, qui est plus proche du récepteur, suivi par une dépression générée à l'arrière de la surface de la sphère. Comme l'impactée était initialement immobile, elle présente une accélération positive dans la direction de l'hydrophone pendant les premiers instants de l'impact. Après un délai T_d , le temps de retard, le signal de l'impactante arrive jusqu'à l'hydrophone. Le signal est en opposition de phase par rapport au précédent puisque l'impactante décélère dans la direction de l'hydrophone (l'impact ralentit la sphère). On a donc dans un premier temps un pic négatif de pression, puis dans second temps un pic de suppression. Le signal total obtenu par somme possède donc la forme d'un « M », comme illustré sur la Figure 3.20.

Autres paramètres

Comme explicité aux équations 3.12-13-14-15, la pression élémentaire simulée dépend, en plus des paramètres spatio-temporels (r_i, θ_i, t_i) , des variables suivantes :

- (D, σ, E, ρ_s) , les caractéristiques des grains, (c, ρ, ν) de l'eau sont prises constantes, quels que soient le choc et la densité surfacique D ;
- U_c la vitesse du choc : elle est variable en fonction de la valeur de densité surfacique de charriage $D_{s,b}$ proposée en entrée du modèle.

On détaille dans ce paragraphe les choix effectués pour fixer ces variables.

Caractéristiques des grains, de l'eau et de l'air

Le diamètre du grain D est pris comme la diamètre médian (d_{50}) des échantillons collectés sur le banc (campagne CD0, cf. annexe A1), soit $D = 1.25 \text{ mm}$.

La masse volumique du grain ρ_s est prise comme celle des échantillons collectés sur le banc (campagne CD0, cf. annexe A1), soit $\rho_s = 2300 \text{ kg.m}^{-3}$.

Le coefficient de poisson σ et le module de Young E des sédiments n'ont pas été mesurés pour nos échantillons. On utilise les valeurs prises pour du sable-gravier marin dans (Blanpain et al., 2015; Thorne, 1986b; Thorne & Foden, 1988), soit $\sigma = 0.3$ et $E = 4.6 \cdot 10^{10} \text{ N.m}^{-2}$.

La masse d'un grain m (kg) est calculée en considérant un grain parfaitement sphérique et plein, soit :

$$m = \rho_s \times \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2} \right)^3 \quad (3.16)$$

La célérité du son dans l'eau c , la masse volumique de l'eau ρ et la viscosité cinématique de l'eau ν sont prises comme les valeurs usuelles pour l'eau de mer en environnement côtier, soit $c = 1500 \text{ m.s}^{-1}$, $\rho = 1025 \text{ kg.m}^{-3}$ et $\nu = 1.5 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-2}$.

Vitesse de choc et densité surfacique de charriage

La vitesse de choc U_c est exprimée en fonction de $D_{s,b}$, la densité surfacique de charriage, par l'intermédiaire de U_* , la vitesse de frottement sur le fond (Blanpain et al., 2015; Graf & Pазis, 1977). L'association $D_{s,b} \rightarrow U_* \rightarrow U_c$ est réalisée en amont de la simulation, pour l'ensemble

des $D_{s,b}$ proposées en entrée, puisque cette association ne dépend pas des paramètres aléatoires de chocs individuels.

Le lien $D_{s,b} \rightarrow U_*$ est réalisé avec l'équation (Eq. 3.8) présentée au paragraphe 3.4.2.2. Le lien $U_* \rightarrow U_c$ est réalisé en faisant l'hypothèse que la vitesse dans la couche proche du fond sur le banc du Creïzic est décrite par un profil logarithmique (c.-à-d. que l'on a une couche limite turbulente, et pas de sous-couche visqueuse du fait de la rugosité du fond, ex. (Van Rijn, 1993), cf. Chapitre 1). On suppose que la vitesse de choc est égale à la vitesse du profil log, évaluée à la hauteur d'un diamètre de grain D (Blanpain et al., 2015):

$$U_c = \frac{U_*}{\kappa} \ln\left(\frac{D}{z_0}\right) \quad (3.17)$$

Avec κ la constante de Von Karman égale à 0.4 (-) et z_0 (m) la longueur de rugosité. La valeur de z_0 est calculée à partir des relations usuelles (ex. (Soulsby, 1997), cf. Chapitre 1) par $z_0 = \frac{2.5 D}{30} = \frac{D}{12}$.

N.B.: Comme le diamètre D est fixe pour nos simulations, U_c est ici directement proportionnelle à U_* . En l'occurrence, on a $U_c = \frac{\ln(12)}{\kappa} U_*$.

Étape 4 : Calcul de la pression moyenne totale simulée (E4)

Une fois que les pressions élémentaires P_i ont été simulées pour l'ensemble des N_c chocs, on peut calculer la pression moyenne totale $P_{rms,simul}$. On commence par répartir les $P_i(t')$ sur le vecteur $P_{simul}(t)$ (Figure 3.20) de pression totale simulée, pour lequel le temps correspond à l'intervalle $I_t = [0 : dt : T_{mes}]$. Ainsi, à un instant t donné, on a potentiellement la contribution de plusieurs chocs (ex. P_5 et P_3 sur la Figure 3.20).

Ensuite, on calcule la pression moyenne totale simulée $P_{rms,simul}$ (Blanpain et al., 2015). Cette valeur est donc associée à la densité de grains en charriage proposée en entrée :

$$P_{rms,simul}(D_{s,b}) = \left[\frac{1}{N_t} \sum_{t=0}^{T_{mes}} P_{simul}(t)^2 \right]^{1/2} \quad (3.18)$$

Avec t le temps compris dans l'intervalle $I_t = [0 : dt : T_{mes}]$, dt le pas de temps auquel est simulée la pression (10^{-7} s), T_{mes} la durée sur laquelle la pression moyenne mesurée $P_{rms,mes}$ est calculée (1 s), et N_t le nombre d'éléments de temps dans l'intervalle I_t .

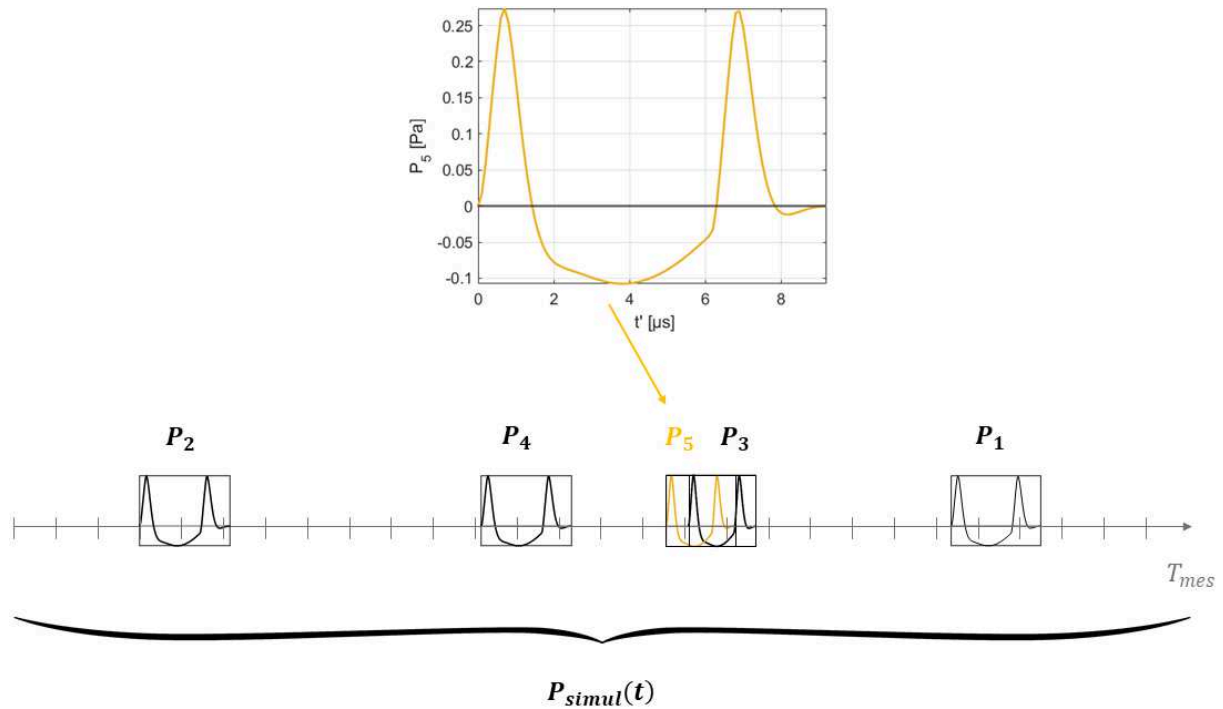


Figure 3.20. Principe de sommation des pressions élémentaires $P_i(t')$ sur l'intervalle de temps $I_t = [0 : dt : T_{mes}]$ pour former le signal de pression totale simulé $P_{simul}(t)$. Le pulse de pression pris comme exemple ici est identique pour tous les pulses représentés (P_1 à P_5), ce qui n'est pas le cas réellement dans la simulation. Ce pulse a été généré pour deux particules identiques, une hauteur hydrophone-fond $h_{ref} = 2 \text{ m}$, une distance hydrophone-impact de $r_i = \frac{\sqrt{5}+1}{2} h_{ref}$, et un angle d'impact $\theta_i = \frac{\pi}{4}$, et une vitesse de choc $U_c = 0.15 \text{ m/s}$ ($\Leftrightarrow D_{s,b} = 1000 \text{ m}^2$). La moyenne quadratique pour le signal élémentaire présenté ici $P_i(t')$ s'élève à 0.11 Pa .

Étape 5: Détermination de la densité de charriage correspondant à la mesure (E5)

On détermine la densité de charriage correspondant à la mesure en minimisant le carré de la différence entre la simulation et la mesure (Blanpain et al., 2015). La densité surfacique de grains en charriage utilisée pour simuler cette pression *rms* est considérée comme celle écoutée pendant la mesure:

$$D_{s,b}(x, y) = \underset{D_{s,b}}{\operatorname{argmin}} \left([P_{rms,simul}(D_{s,b}) - P_{rms,mes}]^2 \right) \quad (3.19)$$

3.5.2. Traitement des données acoustiques in situ

3.5.2.1. Analyse préliminaire

Une première analyse des enregistrements acoustiques a été réalisée, en amont de la chaîne de traitement globale. Le but de cette analyse a été de déterminer dans quelle mesure les enregistrements étaient exploitables, compte-tenu de la pollution sonore générée par les bateaux passant à proximité ou associée à d'autres bruits parasites (sondeur de pêche, chocs éventuels), et compte-tenu de la présence ou non de bruit généré par le transport sédimentaire sur le fond.

Les données brutes correspondent originellement à des séries temporelles de tension $V(t)$, échantillonnées à la fréquence $f_s=312.5$ kHz. Elles sont stockées sous la forme de fichiers .wav directement écoutables. La première étape d'analyse préliminaire a donc consisté à écouter les enregistrements audio, et à analyser le signal contenu dans ces enregistrements, transformé en un signal de pression fréquentiel (spectre) et un signal de pression temps-fréquence (spectrogramme). En fonction de cette analyse, on a réparti les enregistrements au sein des catégories suivantes :

- Inexploitable : Bruit parasite (bateaux ou autre)
- Exploitable :
 - Sans transport a priori (ou transport incertain)
 - Avec transport

Cette étape a également permis d'identifier le temps de début et de fin d'exploitabilité des fichiers, selon les critères évoqués ci-dessus.

Bruits générés par le transport

Comme explicité au Chapitre 1, les sons produits par les chocs pour des sédiments naturels s'étalent typiquement entre 10 et 100 kHz, en fonction de la granulométrie. Le spectre de ces sons est large bande, c'est-à-dire qu'il présente un niveau significatif sur une bande de fréquences large d'au moins 10 kHz. Plus la granulométrie est fine, plus la fréquence centrale du spectre est élevée, et plus la bande de fréquences significatives est large.

La fréquence centrale f_c correspondant à notre diamètre médian ($D_{50} = 1.25$ mm) vaut, d'après Thorne (1986b), entre 72 et 88 kHz, pour les vitesses de chocs inter-grains implémentées dans la méthode d'estimation du charriage (cf. étape (E3), paragraphe 3.5.1.2). D'après les informations fournies par le constructeur, la réponse de l'hydrophone (Type 8106, B&K) en fréquence est exploitable avec certitude uniquement jusqu'à 80 kHz. En considérant que les fréquences centrales supérieures à 80 kHz étaient tout de même associées à un niveau significatif sur une bande $f_c \pm 10$ kHz, on a choisi ici d'analyser le son généré par le transport sur la bande 60-80 kHz. La signature du transport se traduit par une remontée du spectre et du spectrogramme sur les hautes fréquences (ex. Figure 3.21). À titre comparatif, on donne sur la Figure 3.22 un exemple d'analyse préliminaire pour un transect exploitable mais sans transport.

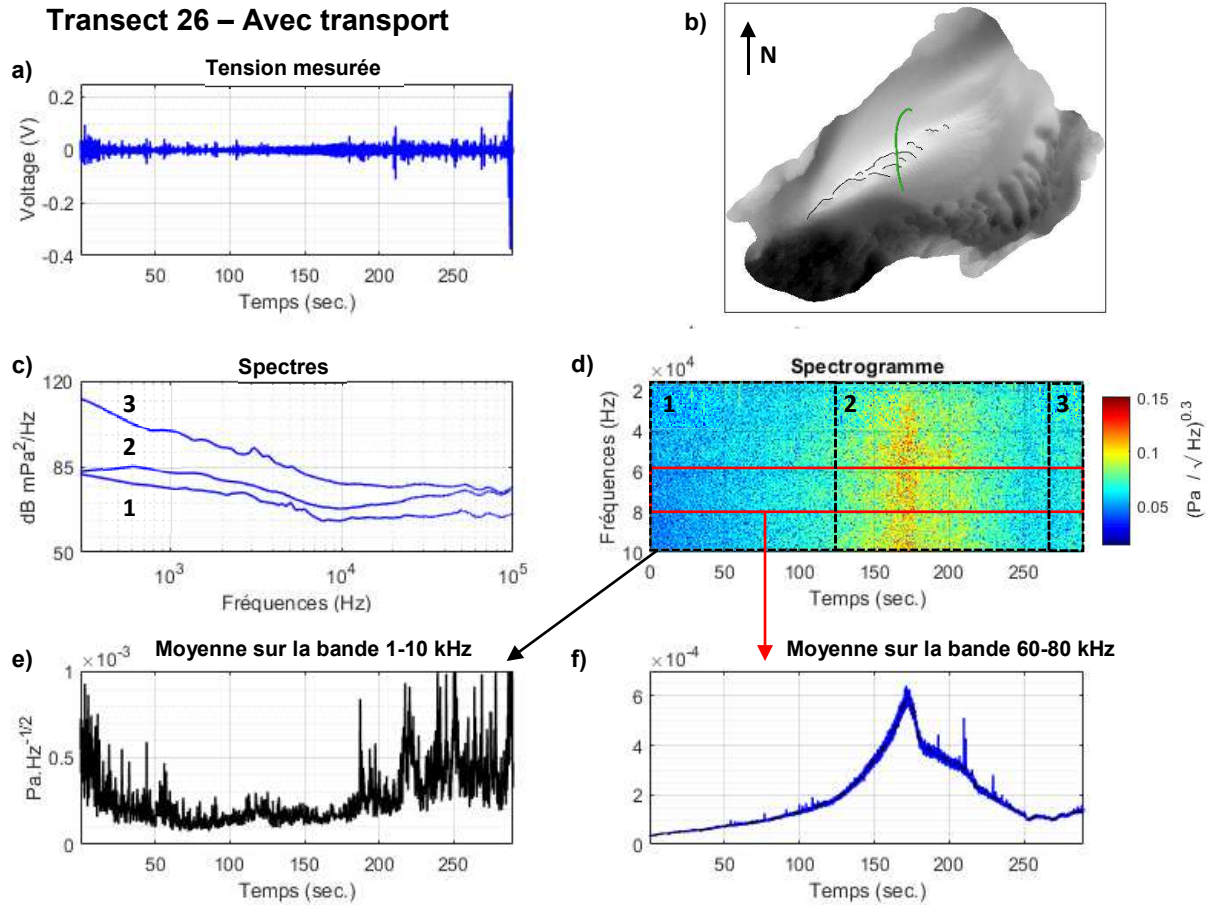


Figure 3.21. Exemple d'analyse préliminaire pour un transect avec transport - Le Transect 26 en Vive-Eau : a) Tension brute mesurée par l'hydrophone au cours du temps ; b) Position du transect sur le banc (acquis du Nord vers le Sud) ; c) Spectres (Densité spectrale de puissance), pour chacun des trois fichiers composant l'acquisition acoustique du transect ; d) Spectrogramme, le rectangle rouge délimite notre bande de fréquences d'intérêt (l'exposant 0.3 est appliqué uniquement pour la visualisation) ; e) Énergie temporelle (moyenne du spectrogramme) sur la bande 1-10 kHz correspondant au bruit généré par les bateaux » ; f) Énergie temporelle (moyenne du spectrogramme) sur la bande 60-80 kHz correspondant au transport. On observe une augmentation puis une diminution de l'énergie pour le second fichier, qui se traduit par un niveau global plus élevé et donc une remontée du spectre associé entre 10^4 et 10^5 Hz. L'énergie temporelle dans la bande 1- 10^4 Hz ne subit pas une telle évolution, et reste relativement constante sur l'ensemble de l'acquisition.

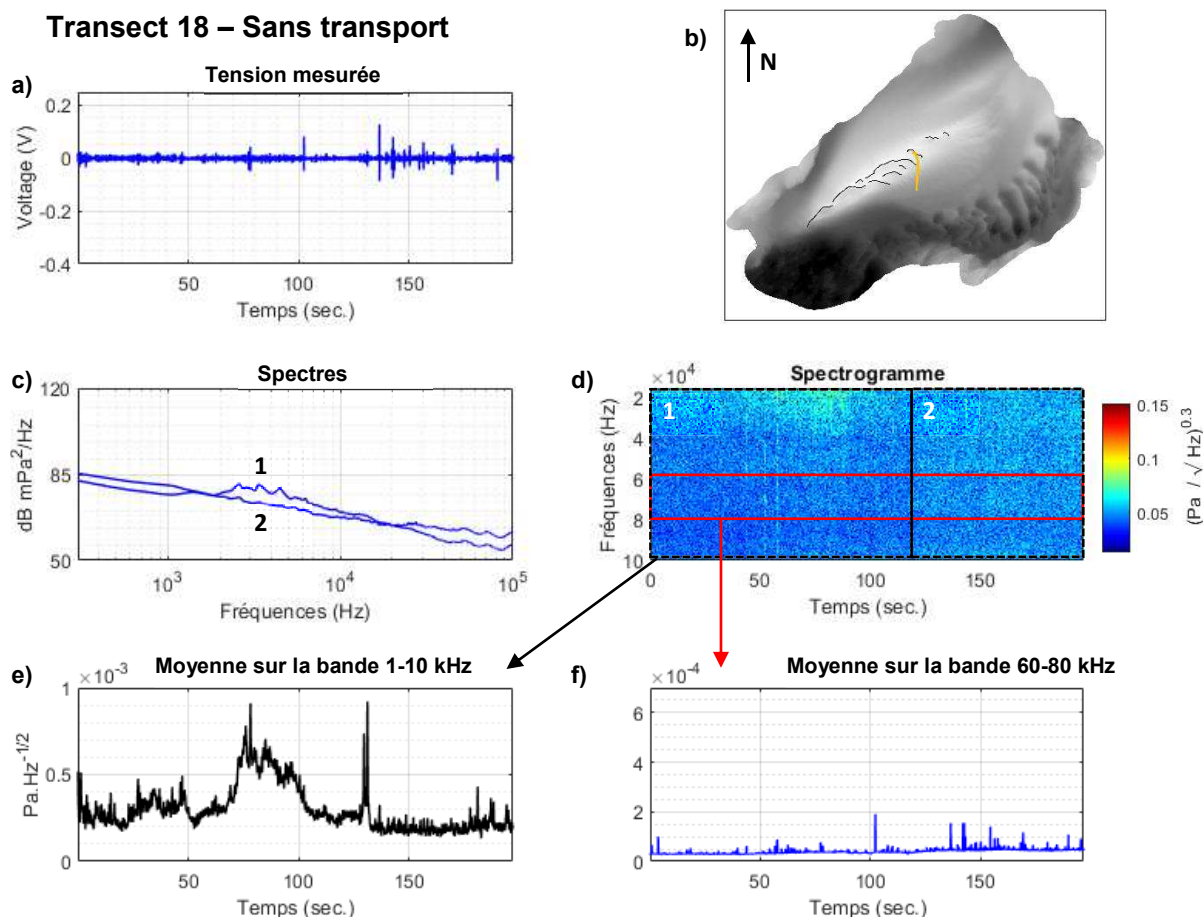


Figure 3.22. Exemple d'analyse préliminaire pour un transect sans transport - Le Transect 18 en Vive-Eau : a) Tension brute mesurée par l'hydrophone au cours du temps ; b) Position du transect sur le banc (acquis du Nord vers le Sud) ; c) Spectres (Densité spectrale de puissance), pour chacun des deux fichiers composant l'acquisition acoustique du transect ; d) Spectrogramme, le rectangle rouge délimite notre bande de fréquences d'intérêt (l'exposant 0.3 est appliqué uniquement pour la visualisation) ; e) Énergie temporelle (moyenne du spectrogramme) sur la bande 1-10 kHz correspondant au bruit généré par les bateaux » ; f) Énergie temporelle (moyenne du spectrogramme) sur la bande 60-80 kHz correspondant au transport. De manière générale, l'énergie est beaucoup plus faible que pour le transect 26 de la Figure 3.21. Aucune remontée n'est visible dans le niveau des spectres entre 10^4 et 10^5 Hz. Le niveau dans la bande $1-10^4$ Hz est similaire à celui du Tr26.

Bruits parasites

Comme présenté au paragraphe Chapitre 1, les bruits parasites produits par les bateaux sont basses fréquences (10-1000 Hz), ils sont donc clairement audibles dans les enregistrements audio. Néanmoins, ils peuvent monter plus haut en fréquence, et ainsi couvrir la bande correspondant au transport sédimentaire. On a donc choisi d'étudier le signal « Bruit bateau » en fréquence et en temps-fréquence sur une bande de fréquences plus large, 1-10 kHz, pour aider à confirmer la présence ou non d'un bateau à proximité par rapport à l'écoute (ex. Figure 3.23). On a d'autre part décidé de considérer inexploitable tous les enregistrements contenant du bruit de bateau. On a également éliminé les enregistrements comportant des bruits non identifiés à l'écoute (chocs sur le dispositif expérimental ?,

agitation hydrodynamique inhabituelle ?), et les enregistrements acquis alors que le sondeur de pêche de la vedette était encore en marche.

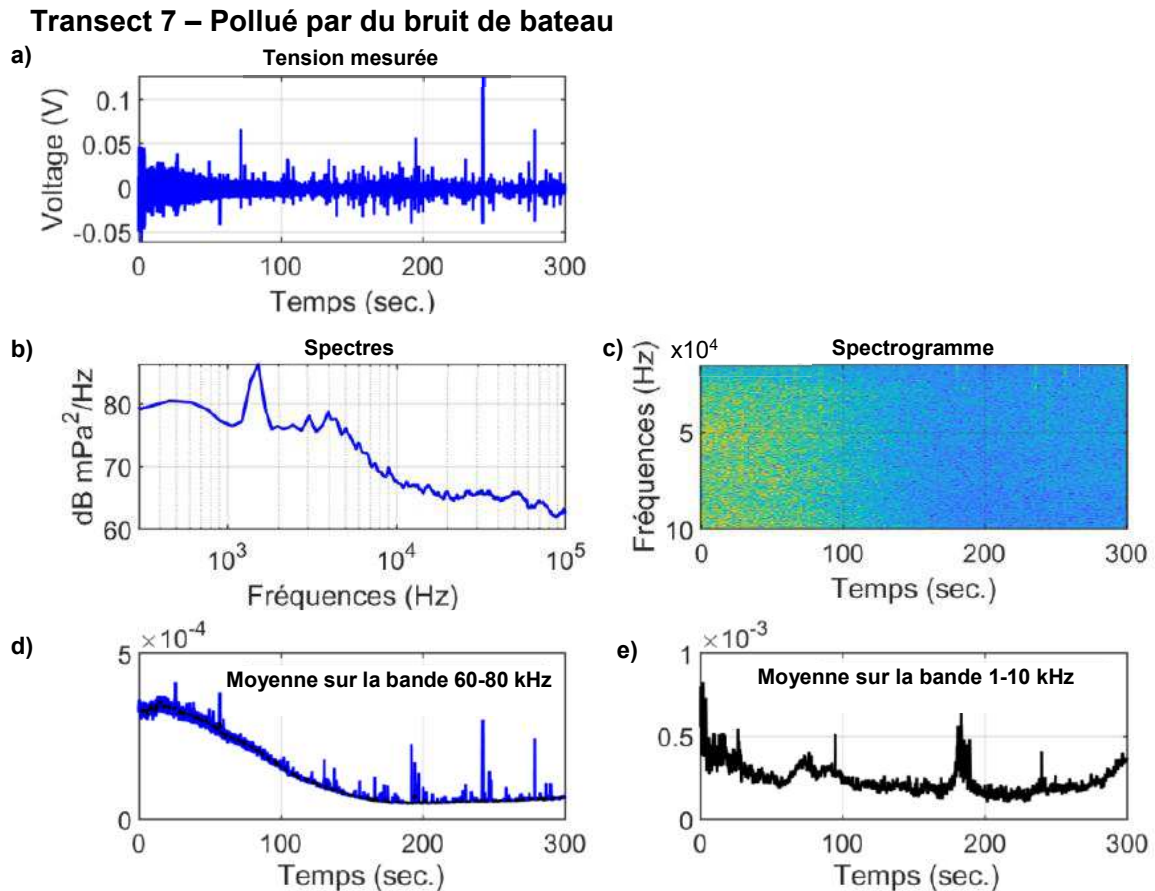


Figure 3.23. Exemple d'analyse préliminaire pour un transect pollué par le bruit d'un bateau passant à proximité du dispositif d'acquisition (au cours du premier tiers de l'acquisition) - Le Transect 7 en Vive-Eau : a) Tension brute mesurée par l'hydrophone au cours du temps ; b) Spectre (Densité spectrale de puissance) ; c) Spectrogramme ; d) Énergie temporelle (moyenne du spectrogramme) sur la bande 60-80 kHz correspondant au transport. e) Énergie temporelle (moyenne du spectrogramme) sur la bande 1-10 kHz correspondant au bruit généré par les bateaux ». La pollution sonore a été constatée à l'écoute des enregistrements, et se traduit directement dans les séries temporelles brutes de tension par des valeurs plus élevées. Dans le spectre, on constate effectivement un pic basse-fréquence, centré sur 1.4 kHz environ. Sur le spectrogramme, l'énergie est plus élevée pour toutes les fréquences.

3.5.3. Chaîne de traitement des transects

On souhaite estimer la pression générée par les grains en transport sur le fond à partir des enregistrements bruts d'acoustique passive. Comme explicité au paragraphe 3.5.1.2 (Étape 5), cette pression mesurée *in situ* sera comparée à une estimation théorique de la pression générée pour un nombre de grains donnés, estimation qui aura été obtenue par la méthode de Blanpain et al. (2015), Thorne et Foden (1988).

Données acoustiques

Afin de transformer les mesures d'acoustique passive acquises sur le Creïzic en pressions *rms* ($P_{rms,mes}$) exploitables pour l'estimation du transport par charriage, les étapes 1 à 9 ont été appliquées successivement à chacun des transects valides.

1. Regroupement des fichiers audio pour le transect :

On concatène les enregistrements correspondants, et on procède au rognage par rapport au temps de début et de fin d'exploitabilité (un enregistrement dure strictement 2min23s, un transect peut durer plus longtemps).

2. Calcul du spectrogramme :

On découple le signal temporel en N_f fenêtres successives de 2048 points (durée $T_f = 6.6$ ms pour $f_s = 312.5$ kHz), avec un recouvrement de 50 %, et on applique une transformée de Fourier à chacune de ces fenêtres. La résolution fréquentielle du spectrogramme Δf est égale à $\frac{1}{T_f} = 153$ Hz (propriété de la transformée de Fourier). La fréquence maximale analysée par le spectrogramme f_{max} s'élève à $\frac{f_s}{2} = 156$ kHz (théorème d'échantillonnage de Shannon). L'énergie du spectre s'exprime en Pa. Hz^{-1/2}

3. Correction de la sensibilité de l'hydrophone :

On utilise la courbe fournie par le constructeur pour transformer les tensions en pressions.

4. Sous-échantillonnage temporel du spectrogramme :

On sous-échantillonne le spectrogramme à une donnée sur 5 (toutes les 0.0164 s). Cette étape est réalisée pour gagner de l'espace de stockage. Le pas de sous-échantillonnage temporel a été choisi à partir de considérations arithmétiques, pour que la seconde sur laquelle on moyenne la P_{rms} à l'étape 8 corresponde le plus précisément possible à celle du pas de temps des positions DGPS.

5. Récupération du signal sur la bande de transport [60-80] kHz :

On conserve l'amplitude du spectrogramme sur la bande [60-80] kHz uniquement, et on multiplie cette amplitude par la racine de la largeur de la bande ($\sqrt{20 \times 10^3}$ Hz) pour retrouver un signal exprimé en Pascal.

$$P(f, T') \text{ (Pa} \cdot \text{Hz}^{-1/2}) \rightarrow P(60 \text{ kHz} \leq f \leq 80 \text{ kHz}, T') \text{ (Pa)}$$

6. Reconstruction du signal sur la bande de transport en séries temporelles :

On applique une transformée de Fourier inverse à chacune des fenêtres conservées du spectrogramme.

7. Calcul de la pression moyenne P_{rms} sur les signaux reconstruits:

Pour chaque fenêtre de pression reconstruite, on calcule la moyenne quadratique P_{rms}

$$P_{rms}(j) = \left[\frac{1}{N_{ech}} \sum_{t'=t_{D,j}}^{t_{F,j}} [P_{60-80\text{ kHz}}(t')]^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.20)$$

Avec $N_{ech} = 2048$ le nombre de points constituant le signal reconstruit, $t_{D,j}$ le temps de début du signal reconstruit pour la fenêtre j , le temps de fin du signal reconstruit pour la fenêtre j .

8. Moyenne de la P_{rms} à chaque position DGPS

On souhaite d'une part avoir une estimation moyenne, représentative de la P_{rms} ((Blanpain et al., 2015), et d'autre par la faire coïncider avec les positions DGPS du porteur au cours de l'acquisition. Les positions DGPS (x_n, y_n) sont disponibles toutes les secondes, avec n le numéro du point de la trajectoire. On moyenne la P_{rms} sur l'ensemble des fenêtres comprises entre la position $n - 1$ et la position n (~61 fenêtres) pour obtenir la pression moyenne correspondant à la position n .

9. Soustraction de la pression seuil de bruit ambiant :

On souhaite pouvoir analyser une $P_{rms,mes}$ qui corresponde strictement aux bruits générés par les grains en transport. Or comme évoqué au paragraphe Chapitre 1, même s'il est faible pour notre bande de fréquences, du bruit ambiant entache effectivement nos mesures de pression (agitation thermique et bruit électrique propre au capteur). Le niveau de pression seuil P_{seuil} , correspondant à ce bruit ambiant, a été déterminé en prenant la valeur minimale de la P_{rms} moyennée, sur l'ensemble des transects valides sans transport apparent, à l'image de (Blanpain et al., 2015). Les pressions moyennes corrigées du niveau de bruit ambiant sont obtenues en soustrayant la pression seuil :

$$P_{rms,mes}(x_n, y_n) = \overline{P_{rms}}(x_n, y_n) - P_{seuil} \quad (3.21)$$

Avec $P_{seuil}=0.0089$ Pa dans notre cas, soit 79 dB re μPa .

Chapitre 4 . Morphodynamique des dunes et du banc à l'échelle pluriannuelle et mensuelle, et transport sédimentaire associé

4.1. Introduction

Comme vu au Chapitre 1, notre compréhension des variations morphologiques et de la cinématique des dunes présente encore des lacunes pour les figures sédimentaires soumises à un forçage de marée instationnaire et spatialement variable, et localisés dans un environnement peu profond et limité en apport sédimentaire. Par ailleurs, la morphodynamique des bancs est relativement bien appréhendée pour de telles conditions, néanmoins ils peuvent jouer le rôle de zone de stockage ou de relai sédimentaire pour les transferts de la côte vers la plateforme externe, et ce rôle est encore mal compris pour les zones caractérisées par des apports faibles en sédiments.

Afin de faire progresser nos connaissances sur ces deux sujets, nous avons choisi d'étudier dans le cadre de cette thèse le comportement morphodynamique des dunes et du banc du Creizic. Comme présenté au Chapitre 2, il s'agit d'un banc de sable localisé dans la zone externe du Golfe du Morbihan, un environnement pauvre en apport sableux, soumis à un courant de marée intense et surtout instationnaire et variable en espace. Ce banc est composé de sable très grossier coquiller¹⁶ et présente des dunes surimposées de grandes dimensions (Ashley, 1990), rapportées comme dynamiques à l'échelle pluriannuelle d'après les études antérieures (Menier et al., 2011; Moal, 2015)

Dans ce Chapitre 4, nous allons étudier la morphodynamique des dunes du Creizic à l'échelle pluriannuelle (2004-2010-2011-2014-2017), et à l'échelle mensuelle (Oct.-Nov. 2017). Nous allons également étudier la persistance du banc à l'échelle pluriannuelle, et voir comment les données mensuelles de courant et de migration des dunes expliquent cette potentielle persistance.

Notre étude est ici présentée sous la forme d'un article, intitulé *Multi timescale morphological evolution of a dune bank in a shallow tide-dominated environment*. Cet article a été soumis au journal *Earth Surface Processes And Landform*, et est actuellement en cours de révision. Cette étude a par ailleurs fait l'objet d'une présentation orale à la sixième édition de la conférence *Marine and River Dune Dynamics* (Homrani, 2019).

N.B. : Dans cette version de l'article, les dunes axiales sont appelées dunes *ridge*. Leur dénomination, en tant que dunes axiales, a été revue après soumission de l'article. On trouvera également, en annexe A5, deux figures supplémentaires pour l'analyse des relations entre les paramètres morphologiques moyens par champ de dunes.

¹⁶ $d_{50}=1.25$ mm, 60 % de CaCO₃ pour la classe 1250– 2000 μ m, 30 % de CaCO₃ pour la classe 800-1250 μ m.

4.2. Article en cours de révision pour *ESPL*: *Multi timescale morphological evolution of a dune bank in a shallow tide-dominated environment*

Multi timescale morphological evolution of a dune bank in a shallow tide-dominated environment

S. Homrani¹, N. Le Dantec^{1,2}, F. Floc'h¹, M. Franzetti¹, D. Menier³, M. Sedrati³, C. Winter⁴, C. Delacourt¹

¹ Laboratoire Géosciences Océan UMR 6538, Université de de Bretagne Occidentale, Plouzané, France

² CEREMA—Centre d'Etudes et d'expertise sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement, DTecEMF, Plouzané, France

³ Laboratoire Géosciences Océan UMR 6538, Université de de Bretagne Occidentale, Vannes, France

⁴ Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Germany

ABSTRACT

Sand banks exhibiting superimposed dunes are ubiquitous systems in coastal areas. Understanding their morphodynamics, sediment budget and the associated sediment fluxes is still scientifically challenging. This paper focuses on a dune bank located in very shallow waters inside a semi-enclosed bay, where the tidal current is strong and unsteady, using a multi timescale bathymetric dataset and currents derived from a hydrodynamic model. This 520.103 m³, elongated tidal banner bank, which is composed of coarse shell sand, has a steady sediment volume and has not migrated over the last decade, despite its shallow depth and the overlying dune morphodynamics. Its central, highest part can be seen as a two-component system, featuring a ridge analogous to a linear dune, oriented along the main axis of the bank (SW-NE), and a series of transverse dunes orthogonal to the ridge. The co-existence of the two types of dunes is consistent with the large angle between the two main directions of the tidal current and the low sediment supply. The orthogonal dunes are migrating SW, corresponding to the steady ebb current direction, with a mean migration celerity of 2 ± 1 m/month. The ridge structure shows a mean migration celerity of 1 ± 0.5 m/month SE or S, corresponding to the varying flood current direction, with some ridge sections undergoing deformation rather than migration. The ridge orientation is steady except for the middle section, where the bedform configuration combining ridge and transverse dunes is variable. The migration of smaller bedforms in a counter clock-wise motion at the bank's NE edge suggests internal recirculation of sediments. Estimations of monthly cumulative bedload transport rates derived either from dune migration or from current velocity using empirical formula are both consistent with the transverse dunes' migration during ebb, and suggest the ridge migration only occurs during flood high-intensity peaks.

KEYWORDS

dune, sandbank, morphodynamics, bedload transport, sediment pathways

4.2.1. Introduction

Subaqueous sand banks and dunes are commonly observed in coastal areas (Berné et al., 1988; Ernstsén et al., 2006; Ferret et al., 2010; Horrillo-caraballo & Reeve, 2008; Houbolt, 1968; Ma et al., 2019). Understanding their morphodynamics, and the associated sediment fluxes and transport pathways, is crucial for diverse applications such as the safety of navigation, the exploitation of marine resources, or the conservation of benthic and pelagic species (Hequette & Aernouts, 2010; Todd et al., 2014; Trentesaux et al., 1999)

Tidal banks are elongated sediment bodies, with crest lines parallel or slightly oblique ($<30^\circ$) to the dominant tidal current (Deleu et al., 2004; Hulscher, 1996; Huthnance, 1982b; Kenyon et al., 1981; Le Bot, 2001). Banner banks are banks formed and maintained by a coastline irregularity generating a residual current eddy trapping sediments at its center (Besio et al., 2006; Davies et al., 1995; Dyer & Huntley, 1999; Hulscher, 1996; Neill & Scourse, 2009; Pingree & Maddock, 1979b; Reynaud & Dalrymple, 2012; Wolanski et al., 1984). They typically measure 5-30 km length by 1-2 km width and might be associated with tidal currents (Schmitt et al., 2007; Todd et al., 2014). Many sandbanks located in coastal seas were formed by sea level rise during the last marine transgression (Chaumillon et al., 2002; Dyer & Huntley, 1999). Accordingly, the processes that created the bank may differ from the ones maintaining it at present time (Dyer & Huntley, 1999).

Sand banks generally feature superimposed bedforms (Franzetti et al., 2013; McCave & Langhorne, 1982; Schmitt & Mitchell, 2014; Trentesaux et al., 1999). Submarine transverse bedforms are described as elongated structures with crest lines perpendicular to the dominant flow, with variations up to 20° (Belderson et al., 1982; Le Bot, 2001). They are usually classified according to their wavelength (Ashley, 1990) as small dunes (0.5 - 6 m), medium dunes (5-10 m), large dunes (10-100 m), very large dunes (>100 m), or using other morphological parameters (Ashley, 1990; Garlan, 2004).

Flow-transverse bedforms' dimensions and shape are controlled by flow and sedimentological conditions leading to a wide variety of morphological patterns in nature (Kocurek et al., 2010; Lefebvre et al., 2016). Bedforms are mostly composed of non-cohesive sediments (Langhorne, 1973; Terwindt, 1971); field observations indicate that their dimensions increase with grain size, e.g. Flemming (2000) and current intensity (Charru et al., 2013; Dalrymple & Rhodes, 1995), and are limited by the quantity of available sediments (Belderson et al., 1982). Linear stability analysis on the growth of small dunes shows the selection of a particular wavelength for the higher growth rates. Large dunes size and growth are limited by other processes, such as dune maturation, or the thickness of the flow layer (Andreotti et al., 2009; Charru et al., 2013).

Dunes' vertical growth is limited by water depth (Allen, 1968; Bartholdy et al., 2005; Flemming, 2000; Van Landeghem et al., 2009a; Yalin, 1977), as increasing shear stress leads to erosion of the crest by suspension of sediments (Dalrymple et al., 1978; Van Landeghem et al., 2009a). Dunes tend to be isolated with a barchan shape when sediment supply is low (Blom, et al.,

2000; Garlan, 2004) or conversely more linear (Garlan, 2007) and organized parallel to each other in a dune field for unlimited sediment supply, with a significant sedimentary volume required to maintain a persistent dune field (Ferret et al., 2010).

The shape and asymmetry of bedforms depend mainly on the symmetry and on the boundary conditions characterizing the flow (Andreotti et al., 2009; Charru et al., 2013; Fryberger & Dean, 1975). For shallow tidal environments, flow intensity, direction and water depth are changing following the cycle, inducing morphological modifications on bedforms (Darlymple, 1978). Most of the work to date on hydraulic dunes concerns flow conditions either unidirectional or with a dominant tidal direction. For asymmetric tidal currents, most of the transverse bedforms show an asymmetry with an oblique stratigraphy corresponding to the build-up of dune foresets as the dune grows and migrates (Allen, 1980; Berné, 1993; Berné et al., 1988; Ferret et al., 2010; Le Bot & Trentesaux, 2004; Lobo et al., 2000; Ma et al., 2019; Wynn & Stow, 2002). Smaller bedforms may change their direction with the tidal currents reversal, whereas larger dunes may exhibit an asymmetry representative of the residual current direction (Lobo et al., 2000; Winter et al., 2016). Linear longitudinal dunes may be found for bi-directional flows with an oblique angle between the two directions (Ping et al., 2018; Reffet et al., 2010)

A large variety of dune banks were studied on the inner European shelf, e.g. in the North sea (Knaapen, 2005; McCave, 1971; Van Der Veen et al., 2006), or in the English channel (Ferret et al., 2010; Le Bot, 2001; Reynaud et al., 2003; Trentesaux et al., 1999), and in the Irish's sea (Van Landeghem et al., 2009a ; 2009b). Fewer studies tackle very deep dune banks on the outer shelf, such as (Franzetti et al., 2013) like the *Banc du Four* or (Garlan et al., 2013) like the *Banc d'Ouessant* off the north-western French coast. Similarly, few studies have focused so far on tidal dune banks composed of coarse sand (Gregoire et al., 2016; Ma et al., 2019) in shallow waters. Studies in tidal inlets or estuaries focus on fine to medium sand dunes, under unidirectional or bi-directional currents (Ernstsen et al., 2006; Fraccascia et al., 2016; Kostaschuk & Best, 2005), more rarely on dune banks (Horrillo-caraballo & Reeve, 2008; Schmitt & Mitchell, 2014).

Assessing sediment budgets for sand bodies is still difficult to achieve, both because of technological challenges related to the measurement of sediment fluxes and because sediment transport processes and resulting fluxes are highly variable in time and space. Especially, the quantification of bedload transport of heterogeneous sediments (in size and composition) still requires further work due to the complexity of the underlying physical processes and observation methodology (Durafour et al., 2015). Estimations of residual sediment transport may be derived from dune asymmetry and migration rate (Ernstsen et al., 2005; Hoekstra et al., 2004; Lisimenka & Kubicki, 2019; Masselink et al., 2009).

In this study, we aim to understand how dune banks located in shallow waters and exposed to intense tidal currents with varying directions persist in such conditions, and how the superimposed dunes dynamics participate to the persistency of these banks. The study site is

a very shallow sandbank located in the Gulf of Morbihan, at the French Atlantic coast. It consists of coarse shell sand, and is subjected to a strong tidal forcing with a complex flow pattern. Classified as a banner bank (Dyer and Huntley 1999; Berné 1999), it was formed during the last marine transgression (Menier et al., 2011). Its central part features large dunes exhibiting annual migration distances of decametric order; however, the bank location and volume have been steady at least over the last decade. Throughout the paper, this state will be referred to as a dynamic equilibrium. This study examines 1) the evolution of the bank and of the large bedforms at multi-year and monthly timescales and 2) gives estimates of the sediment transport at the monthly timescale.

4.2.2. Study site

The *Creizic* submarine dune bank (Pérez-Belmonte, 2008) is a tidal banner bank situated in the western part of the Gulf of *Morbihan* (GM) (Figure 4.1), in a narrowing between the *Berder* and *Creizic* islands, which hosts powerful tidal currents up to 4 m/s (Marcos et al., 1996). It measures about 900 m long and 600 m wide, with water depths ranging from 2.5 to 25 m. The main forcing on the area is a semi-diurnal tide, with a tidal range up to 3 m at spring tide, and intensities up to 2.3 m/s (Figure 4.1b, Marcos et al., 1996). The area exhibits an ebb-dominant tidal residual current. Swell does not propagate inside the gulf, and fetch is very limited. The steep prominent dunes located to the SE of the bank are not considered in this study, as they do not show any migration nor deformation at the multiyear timescale (Menier et al., 2011). The central part of the bank is composed of coarse shell sand, mixing clastic and bioclastic sediments, with a median grainsize d_{50} equal to 1.25 mm, whereas there is fine sand to its NW, and gravels and rocks to its SE. The *Creizic* bank, as well as the other fourteen sandbanks located in the western part of the GM used to be exploited as a sand resource for oyster farming in the GM until 2003.

The GM is a bedrock-controlled lagoonal basin with low sediment supply, incised by a complex network of tidal channels (Menier et al., 2011), and connected to the Atlantic Ocean by a very narrow inlet. The last marine transgression led to the infilling of the incised paleo-valleys, with erosion at the entrance of the gulf and sediment deposition on the margins of the tidal channels in the GM outer part, like the *Creizic* bank (Menier et al., 2011). The *Creizic* bank actually lies over a rocky terrace in-between two deeper channels, as displayed in Figure 4.2 (Menier et al., 2011), with a sediment thickness averaging 10 m and reaching 20 m. The geometry of its constitutive sediment units is constrained by the bedrock relief, especially at the bank's SE extremity, where the sediment accumulation is bounded by the steep bedrock slope. The uppermost unit corresponds to the active sand dunes layer (yellow layer, Figure 4.2). The bank shows a well-defined ridge in the central area, shaped up within the upper unit, without any corresponding feature apparent in the underlying units.

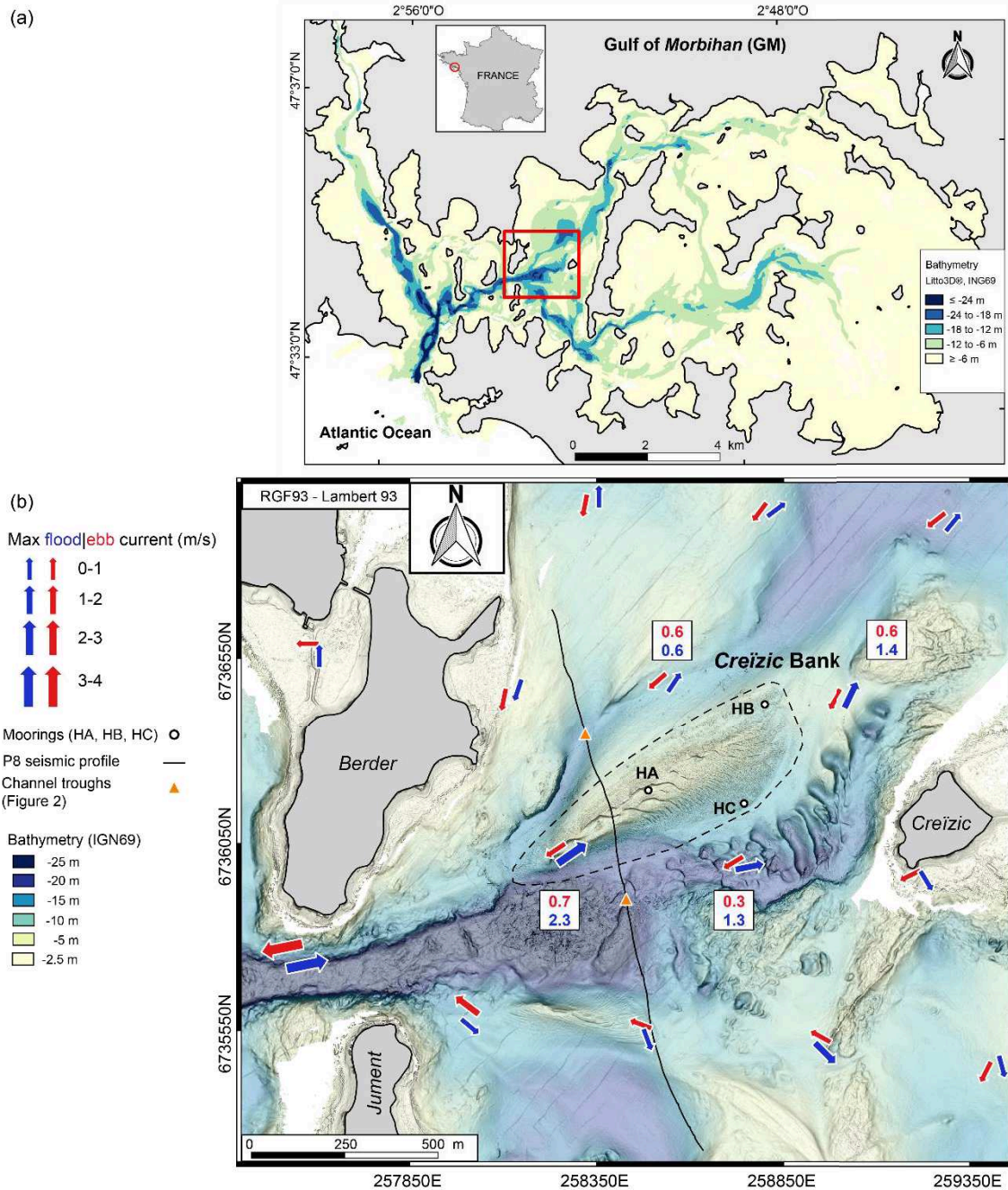


Figure 4.1. (a) Gulf of Morbihan (GM) from the Litto3D bathymetry with the location of the Creizic bank (red square) ; (b) The Creizic bank bathymetry (2017 November, MBES) with the maximum flood and ebb current at spring tide from (Marcos et al., 1996), the moorings locations, deployed during fall 2017, and the position of the P8 cross-bank seismic profile.

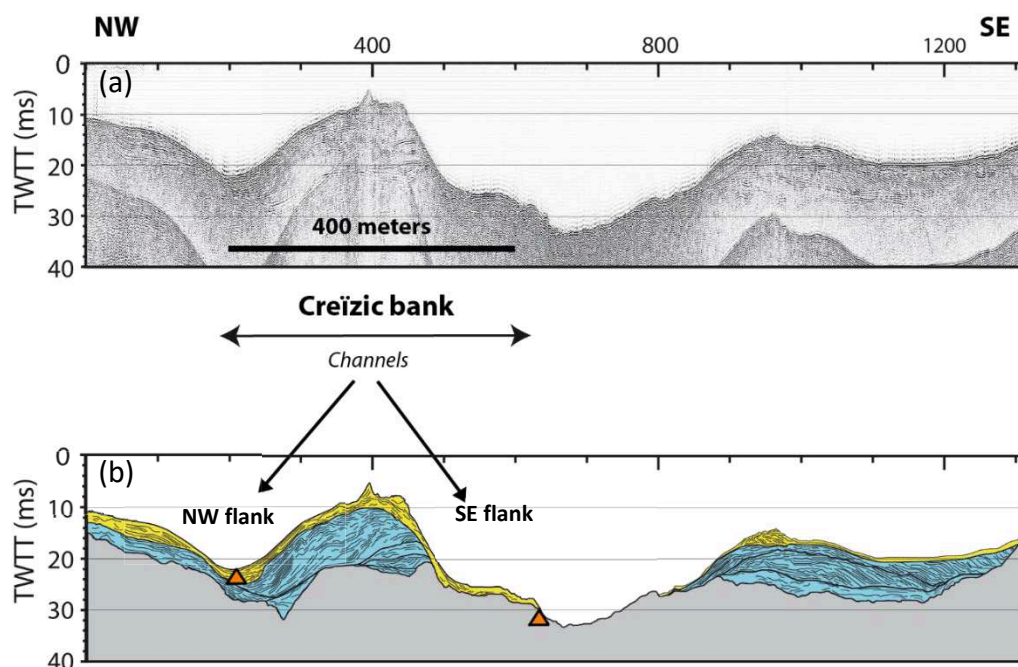


Figure 4.2. Seismic profile across the Creizic Bank (yellow seismic unit). (a) Raw profile. (b) Interpreted profile. The delimitation between the grey layer on and the other colored layers on the interpreted profile correspond to the bedrock. The orange triangles correspond to the troughs of the channels delimited by the bank (Figure 4.1b)

4.2.3. Dataset and methodology

4.2.3.1. Field data

The dataset is composed of Digital Terrain Models (DTM) obtained from Multibeam echo sounder (MBES) bathymetric surveys carried out in 2004, 2010, 2011, 2014, 2017 (October and November) (Tableau 4.1). The 2004 survey originates from the Litto3D[®] program (Pastol et al., 2007), consisting in a combination of LIDAR data and MBES data, acquired in 2003 and 2004. MBES data were acquired using a Kongsberg EM3002 (300 kHz system), coupled to an Octans motion sensor and a GNSS. GNSS data were post-processed using the differential positioning and post-processed kinematic methods. Grids are referenced in the RGF93 geodetic systems, associated with the Lambert 93 projection and the IGN69 chart datum.

Tableau 4-1. Multi timescale bathymetric dataset specifications

Date	Origin of data	Horizontal resolution (m)	Vertical precision (m)
2004	MBES; LIDAR Litto3D	1	0.4
2010 - 2011	MBES surveys	0.5	0.1
2014- 10 Oct. 2017 – 09 Nov. 2017	MBES surveys	0.25	0.1

As DTM 2004 is a compilation of datasets acquired at different moments and its resolution and precision are coarser than the following DTMs (see Table 1), information extracted from it will be discussed.

Three wave gauges (Ocean Sensor System) were deployed on the bank during a month in fall 2017 (HA, HB, HC white dots on Figure 4.1). Pressure data were collected with a 10 Hz frequency, corrected for atmospheric pressure and time delay, and converted to water heights. An ADCP (600 kHz, Workhorse Sentinel, RDI) was deployed on HB with an acquisition rate of 0.5 Hz and bin sizes set to 0.5 m.

As DTM 2004 is a compilation of datasets acquired at different moments and its resolution and precision are coarser than the following DTMs (see Table 4.1), information extracted from it will be discussed.

4.2.3.2. Dune field segmentation, morphological parameters and sediment volume

The outer limit of the bedform fields (OBL) on the bank was derived for all DTMs. Distinct Bedform Fields (BF) gathering similar bedforms were delimited according to bedforms size, orientation, position on the bank and/or depth and dynamics, to help visualize the different objects. Terrain profiles were extracted by BF, orthogonally to bedforms' crest lines (see details in Table 4.2). For each dune on a profile, wavelength λ and height H were computed, and averaged by BF.

For the large dunes of the central part (BF1), crest line picking was performed manually on QGIS, leading to an uncertainty equal to the DTM horizontal resolution (Table 1). The dune morphological parameters (Figure 4.3) were estimated from the terrain profiles.

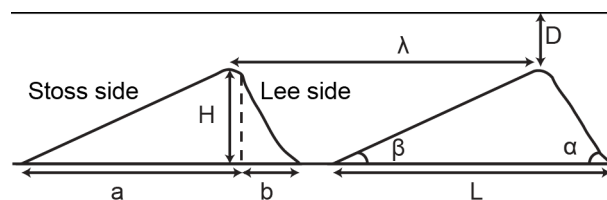


Figure 4.3. Dunes morphological parameters: height H , stoss side length a , lee side length b , dune length $L=a+b$, dune wavelength λ , stoss side angle α , lee side angle β , crest depth D

To compute sediment volumes, the DTMs were preliminarily cropped with both modified OBL and BFs polygons. The modified OBL was obtained by merging the OBLs of all DTMs. The modified BFs were obtained by merging the BF1s of all the DTMs, and by adapting the other BFs' in order to fit both the modified BF1 and modified OBL. Volume computations were performed using the SAGA Grid Volume module in QGIS, over base levels corresponding to the minimum depth for all DTMs over time on the considered polygon. Volumes differences over time (m^3) were computed using the 2010 DTM as a reference volume, and expressed as a percentage of the 2010 volume. Uncertainties on the bank surface delimitations were considered equal to zero (OBL and BFs). Therefore, volume uncertainties (m^3) were computed by multiplying the vertical precision of the DTMs (0.1 m) with the respective surface areas.

4.2.3.3. Dune migration

A bathymetry difference was computed between the November and October 2017 DTMs in QGIS. Its horizontal resolution is 0.25 m and its vertical precision is 0.2 m. Displacement celerities for the whole bank terrain were computed using an image correlation algorithm based on a change detection method, similar to the Delacourt et al. method (2004). This method is appropriate for translation motions but does not correlate properly for structural deformation. It was therefore only used on the October and November 2017 datasets, down-sampled to 1.5 m. To correlate on the primary dunes, the size of the pattern window was set to 40.5 m.

Complementarily, migration celerities for the crest lines of BF1 were computed from the two consecutive 2017 DTMs, using an algorithm developed in ArcGIS. The crest lines were preliminary cut in sections with consistent migration directions. For each section in DTM_1 , a raster of Euclidian distances is generated (within a range selected by the user, 10 m here). It is then intersected with the corresponding section of DTM_2 , directly giving the migration distance and associated celerity at a sampling step (chosen at 0.25 m) along the section. The migration celerity of the whole section c is defined as the mean of the celerities from all the sampled steps in the section. The resolution is 0.5 m. Weighted means and standard deviations of the celerities were computed considering the section length, for section migrating about SW or SE, i.e. orthogonal or ridge sections (see paragraph 4.2.4.1. for definition), or altogether. Crest lines with differing directions were discarded from mean calculations.

At the multi-year timescale, recognition of individual dunes from a DTM to another is not always feasible, especially when the DTMs were acquired more than 1 year apart. When the co-existence of dunes is confirmed on two consecutive DTMs, crest migration celerities and vertical erosion/accretion were estimated.

4.2.3.4. Hydrodynamic model

Tidal currents were retrieved from the MARS3D coastal hydrodynamic model (Lazure & Dumas, 2008). The model was run on the Litto3D[®] bathymetry of the GM (Pastol et al., 2007) resampled to a 20 m grid referenced in the WGS84 geodetic system, on a spatial extent ranging from 47.5663 ° to 47.5865 ° in latitude and -2.9015 ° to -2.8554° in longitude, from the 01/10/2017 to the 31/12/17, with outputs given at 15 min timestep. The initial and boundary conditions were imposed using a downscaling method (André et al., 2005) with two levels of grid nesting. The shear stress on the seafloor assumes a Prandtl mixing length log profile, with the hydraulic roughness length z_0 set to 0.0035 m. The model was validated using the ADCP and pressure sensors deployed on the bank during the fall 2017. The uncertainty on the current is equal to 30 %. The errors originate from the second half of the flood, for which the current is under-estimated. The uncertainty on water level is equal to 0.07 m, i.e. of the order of the pressure sensors' precision.

4.2.3.5. Bedload transport estimations

For each crest line section analyzed for dune migration between October and November 2017, the residual volumetric bed load transport Qb_m (m²/month) was computed from c (m/month) the crest line section average migration celerity, assuming an idealized dune profile with a triangular shape (Simons, et al., 1965) :

$$Qb_m = 0.5 \times c \times H \quad (4.1)$$

With H the dune height (m)

Concurrently, the bedload transport rate q_b (m²/s) was estimated from velocity data of the hydrodynamic model at the bank's spatial scale. The Meyer-Peter and Müller empirical formula (1948) was applied for each timestep of the model:

$$q_b = 8d_{50}[(s - 1)gd_{50}]^{\frac{1}{2}}(\theta - \theta_{cr})^{3/2} \quad (4.2)$$

With d_{50} the median grain diameter (m), g the gravity acceleration (m.s⁻²), θ the Shield mobility parameter (Shields, 1936), θ_{cr} the critical Shield stress taken equal to $0.13D_*^{0.29}$ (Soulsby, 1997) with D_* the dimensionless grain number

To calculate θ , the shear velocity was derived from the current velocity of the bottom cell of the model assuming a logarithmic profile. The hydraulic roughness length was assumed to be $z_0 = ks/30$ (m) (Nikuradse, 1933). The Nikuradse roughness length k_s (m) was computed 1) as grain roughness $k_{s,g} = 2.5d_{50}$ (Engelund & Hansen, 1972; Nielsen, 1992; Soulsby, 1997), considering that only skin frictions are involved in the effective shear stress that causes the sediments motion (Ernstsen et al., 2005; Madsen & Grant, 1976; Soulsby, 1997) ; 2) as form drag form roughness for ripples $k_{s,f}$ (Grant and Madsen 1982) for comparison purposes

$$k_{s,f} = 27.7 \frac{H_r^2}{\lambda_r} \quad (4.3)$$

With H_r the ripple height and λ_r the ripple wavelength, taken as the mean value of the BF located on the bank's SE side (section 4.2.4.1), respectively 0.2 m and 3 m.

Cumulative bedload rates \overrightarrow{Qb} (m²/month) were computed over one month, from 10 October to 9 November 2017 at low tide, by projecting q_b on the two horizontal components of the current velocity and adding up the contributions.

4.2.4. Results

4.2.4.1. Dune morphology

The wide variety of bedforms superimposed on the Creizic submarine bank was divided into six main bedform fields (BF) (see Figure 4.4 for representative profiles) from the Oct. 2017 DTM. The BFs are mainly oriented along the bank (NE-SW), with bedforms mostly transverse to the NE-SW, except for some dunes of BF1 and BF5 that are oriented along the bank.

Bedforms varies from small to large dunes (Ashley, 1990), with mean wavelengths by BF from 2.5 m to 40 m, and mean heights from 0.1 m (the smallest observable) to 2.2 m (Tableau 4.2). The NW flank and central part mainly features ebb oriented asymmetric bedforms (BF4, BF1) whereas the SE flank features quasi-symmetrical bedforms, with trochoidal dunes in BF2, and rounded crest dunes in BF6 and BF3.

Tableau 4-2. Morphometric parameters and standard deviation for the six main bedform fields (BF) delimited on the Creizic bank. Dunes were classified according to Ashley (1990). BF representative profiles are displayed on Figures 4.4b and 4.5b

BF	BF depth range (m)	Number of dunes (profiles) analyzed	Wavelength (m)	Height (m)	Crest depth (m)	Dune class
1 primary dunes	[-16.2 ; -2.6]	9 (22)	40 ± 16	2.2 ± 0.7	3.8 ± 0.9	large
1 superimposed dunes		22 (3)	2.50 ± 0.75	0.10 ± 0.05	5.4 ± 0.9	small
2	[-17.4 ; -6]	45 (3)	6.75 ± 2.75	0.50 ± 0.23	11 ± 3	medium
3	[-13.8 ; -8.6]	68 (2)	3.00 ± 1.25	0.20 ± 0.09	11 ± 1.2	small
4	[-17.3 ; -3]	62 (6)	4.25 ± 1.00	0.20 ± 0.07	8 ± 3.1	small
5 primary elongated dunes	[-12.2 ; -4.3]	5 (2)	27.75 ± 5.00	1.10 ± 0.15	7.5 ± 0.3	large
5 superimposed dunes		18 (3)	4 ± 1.00	0.3 ± 0.08	9 ± 1.1	small
6	[-22.7 ; -12.9]	44 (4)	3.00 ± 0.75	0.10 ± 0.05	19.1 ± 1.2	small

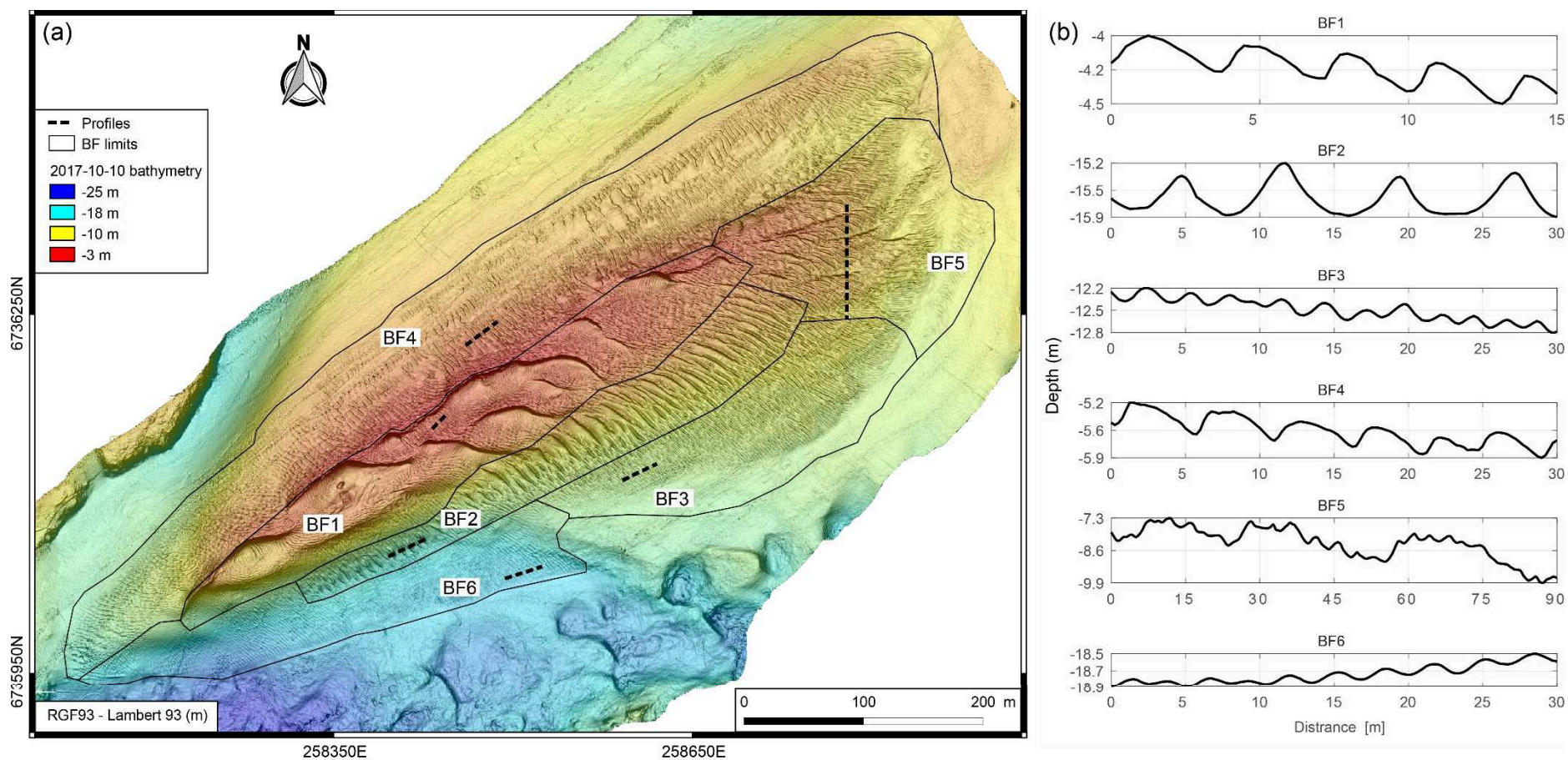


Figure 4.4. Main bedform fields (BF) of the Creizic bank (black lines). (a) Digital terrain model obtained from the 2017, October digital terrain model. (b) BF representative profiles (dashed lines on (a)), all plotted with a 1/5 aspect ratio. For both inserts, vertical information is given according to the IGN69 chart datum.

The large dunes located in BF1 are significantly larger and more sinuous than the other bedforms, showing a complex layout. The crest lines of the nine primary large dunes identified on the bank (Figure 4.5a) were divided into two groups according to their orientation: 1) Crest lines parallel to the NE-SW axis of the bank, forming an almost continuous linear 2) Crest lines orthogonal to the ridge structure. The BF delimitations and the large dunes layout is identical for Nov. 2017.

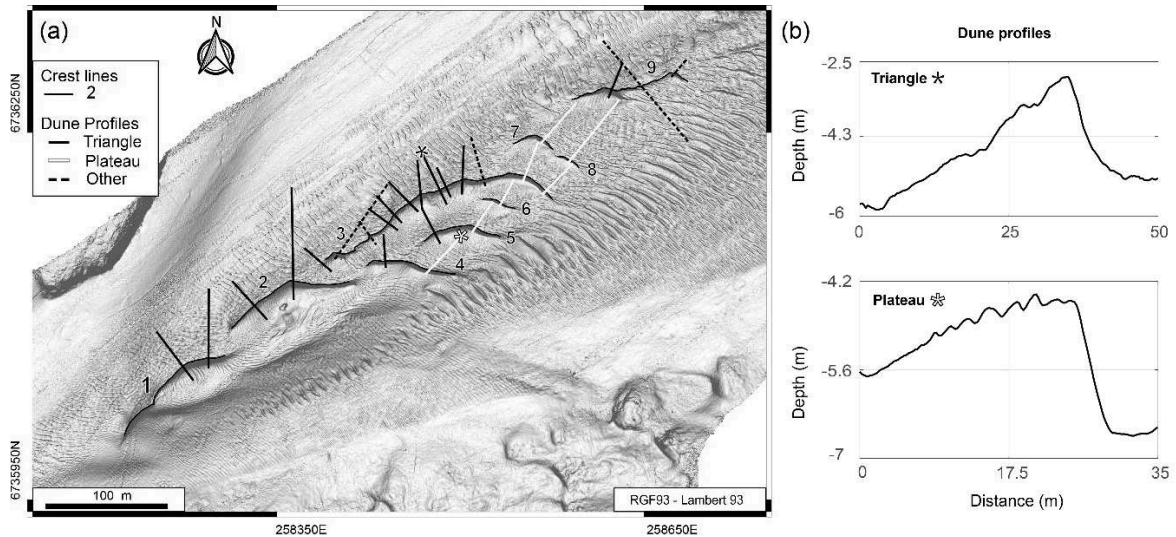


Figure 4.5. Focus on the large dunes of the central area of the bank (BF1). (a) October 2017 shaded digital terrain model with manually drawn crest lines (1 to 9) and analyzed profiles sorted by morphological type: triangle shape profile (black lines), plateau shape dune (white lines), others (black dashed lines) ; (b) Typical dune profiles for the triangle and plateau shapes, the black and white stars on (a) indicates the corresponding profiles. Depths are given according to the IGN69 chart datum.

Most of dunes exhibit triangular dune profile or plateau dune profile shapes (Figure 4.5b). The triangular profiles feature both a stoss side and a lee side in one continuous segment. The plateau profiles have a quasi-horizontal plateau in the upper part of their stoss side, with a very smooth stoss side (Table 4.3), exhibiting superimposed small dunes (Figure 4.5b). For both of the profile shapes, dunes are asymmetric with a well-defined lee side.

Tableau 4-3. Mean morphological parameters for the Triangle and Plateau dune profile shapes, from the profiles extracted from the October and November 2017 Digital Terrain Models. Depth is given according to the IGN69 chart datum.

	Triangle		Plateau	
	Oct. 2017	Nov. 2017	Oct. 2017	Nov. 2017
L (m)	40	40	40	40
H (m)	2.4	2.6	1.6	1.6
H/L	0.06	0.07	0.05	0.05
a/b	2.8	2.6	9	7.7
Depth of crest (m)	3.5	3.4	4.6	4.6
alpha moy (°)	5.3	5.6	1.9	1.8
beta moy (°)	12.6	13.3	17.9	15.8
beta max (°)	32.2	37.2	31.8	31.3

For a same length, the triangular profiles have a higher height and consequently a higher aspect ratio (H/L , Table 4.3). The plateau profiles have a higher asymmetry ratio, due to their shorter lee side, and some of them have a longer and smoother stoss side, e.g. profile for dunes 7 and 8. Both profile shapes exhibit maximum lee side angle superior to 30° , meaning avalanching and flow separation may occur (Kwoll et al., 2016). Ridge crest line sections mostly exhibit a triangular profile shape, with a SE-S oriented lee side; orthogonal crest line sections mostly exhibit a plateau profile shape, with a SW facing lee side (Figure 4.5a).

4.2.4.2. Hydrodynamic forcings

The bank is ebb dominated with a counter clockwise tidal gyre off toward SE (Figure 4.6a white arrows and star).

Three different regimes occur depending on the location on the bank (NW flank, central area, SE flank). The ebb current is quasi-identical everywhere on the bank with a steady intensity of 0.6 m/s for the central part (e.g. circle on Figure 4.6a-b) and a steady SW orientation. During flood however, the flow is characterized by a counter clockwise residual gyre (blue arrows and star on Figure 6a), in the central part residual flood intensity are around 0.2 m/s whereas max intensity is equal to 1.6 m/s (Figure 4.6b). The flood current direction is more steady on the SE flank (Figure 4.6c) compared to the central part and the NW flank. Outside the OBL polygon, residual flood magnitudes are significantly higher (Figure 4.6a).

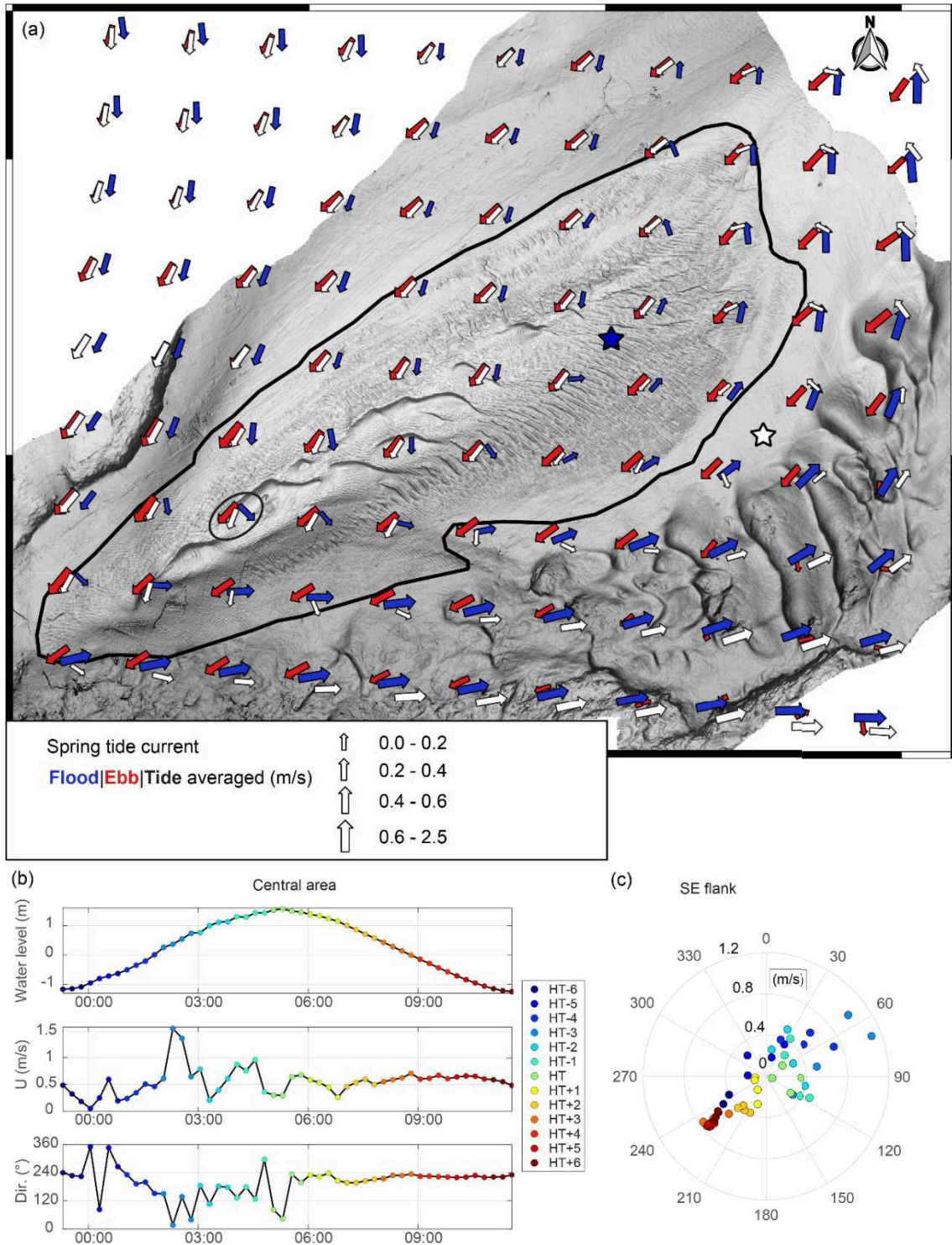


Figure 4.6 (a) Tide, flood and ebb residual currents for spring tide (20 Oct. 2017) from the depth-averaged hydrodynamic model currents. Background: November 2017 digital terrain model. The black line corresponds to the limit of bedforms appearance (OBL polygon). The node circled in black corresponds to (b). The stars indicate the centers of the tidal residual gyre and the flood residual gyre. (b) Typical hydrodynamics conditions (water level, current magnitude and current direction) along a spring tide for the central area of the bank, from the hydrodynamic model (black circle on (a)). Values are colored by hourly portions of the tide, relative to High Tide (HT). (c) Spatially averaged tidal ellipse for all hydrodynamic model nodes on the SE flank of the bank (BF3+BF5+BF6 sectors, see Figure 4, one circle every 15 min), the direction is given in (°)

4.2.4.3. Multi-year morphodynamic study

Bedform spatial extensions and volumes

The outer bedform limit does not move over time (OBL polygon), with a mean area for the whole bank for all the DTMs of $171.10^3 \pm 9.10^3 \text{ m}^2$, ranging from $166 \cdot 10^3 \text{ m}^2$ for 2004 to $183 \cdot 10^3 \text{ m}^2$ for October 2017. The main spatial extent discrepancies (Figure 4.7) are found for BF4, whose limit is detected further from the bank for the two 2017 DTMs, and in south BF3 to a lesser extent, which extended further for 2014.

Inside OBL, the spatial repartition of bedforms BF by BF is identical over time (Figure 4.7): 3D large dunes in BF1, medium trochoidal dunes in BF2, elongated dunes in BF5, asymmetric megaripples on BF4, and the smallest dunes on BF3 and BF6. Nevertheless, on the edge of BF3 and BF5 (black circle, Figure 4.7), DTM 2014 clearly features medium-size, low-relief dunes ($L=18 \pm 6 \text{ m}$; $H= 0.6 \pm 0.2 \text{ m}$ for 4 dunes) and an isolated barchan dune that are hardly discernable or absent on the other DTMs.

The volume uncertainty for the whole bank was estimated to 0.8 % of the 2010 reference volume. All volume ratios from 2011 to 2017 are included in this uncertainty interval, meaning the sediment volume is steady at the bank scale over the decennial timescale. By BF, all the volume differences are also included in their respective uncertainty interval, except BF1, for the Nov. 2017 DTM. This volume difference is equal to 1 %, very close to the BF1 uncertainty, which is equal to 0.9 %. The sediment volumes are therefore steady for all the BFs over time, with a slight increase for BF1.

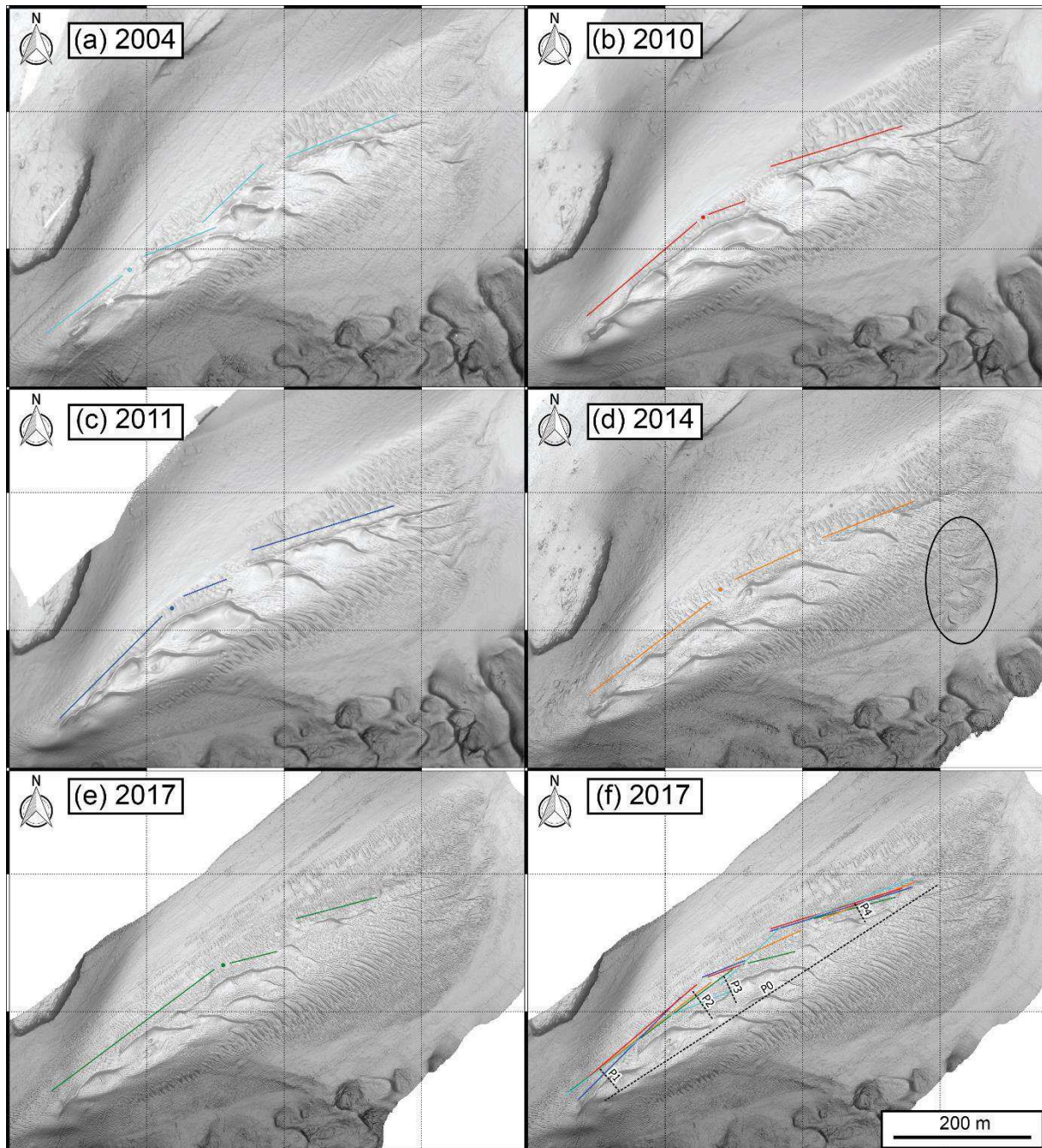


Figure 4.7. (a)-(e) Multiyear bathymetric dataset. Each subplot features the bathymetry, the ridge main orientation, and the pivot point. The medium-size, low-relief dunes are outlined by the black ellipse on DTM 2014 ; (f) Ridge main orientations from 2004 to 2017 ; analyzed profiles for the orthogonal dunes (P0) and for the ridge (P1 to P4).

Multiyear morphodynamics

On the central bank (BF1), the ridge/orthogonal dune configuration is persistent, yet it shows significant changes over the 2004-2017 period (Figure 4.7). The ridge continuity differs with time, in combination with the location of the complex 3D orthogonal dunes, which are dislocating from the ridge (Figure 4.7). In South BF1 for 2010, a bifurcation created from the 2004 ridge, forming two ridges. They afterwards diverged, gradually leading to the southern ridge vanishing on the SE flank of the bank. A pivot point at which the ridge orientation is

changing with respect to its southern part is observed (dots on Figure 4.7). The pivot point is migrating NE along time, with a linear trend. In South and North BF1, the ridge exhibits a steady orientation over time ($\pm 3^\circ$). Conversely, in central BF1 its orientation is changing ($\pm 11^\circ$).

Terrain profiles extracted from ridge dynamic sections (Figure 4.8) show that the ridge is going back and forth along the NW-SE direction, with a different time ordering depending on the profile.

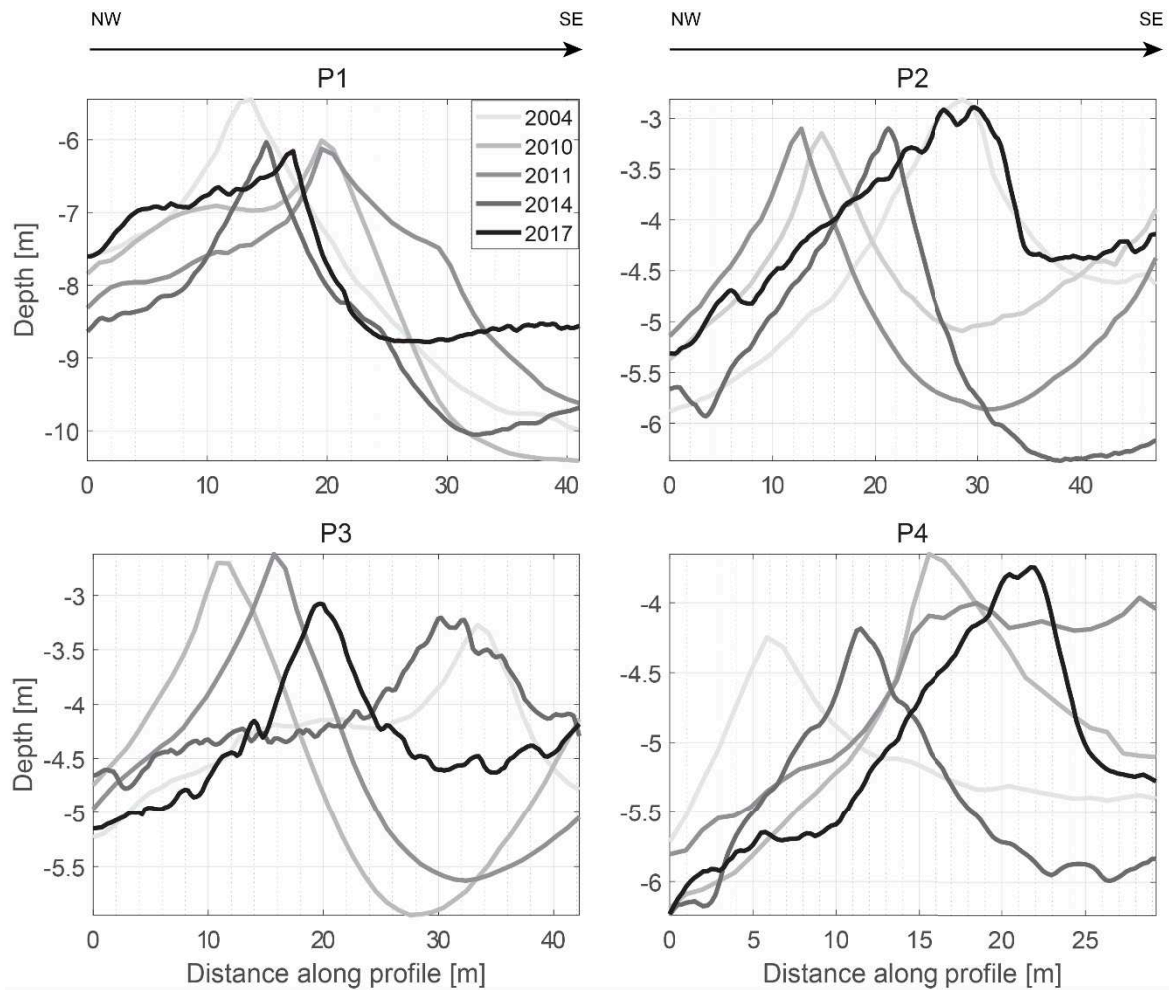


Figure 4.8. Terrain profiles of dynamic ridge sections. See Figure 7 f) for location of the profiles on the bank. Depth is given according to the IGN69 chart datum.

Corresponding annual migration celerities for all DTMs range from 1 ± 1 m/year in P1 to 4 ± 1 m/year in P3. Differences in height for two consecutive DTMs are ranging from 0 m for 2011-2010 on P2, to 0.7 m for 2010-2004 on P1. The ridge shape is roughly triangular with a steep SE side (Figure 4.8) yet some profiles are quasi-symmetrical or feature steep NW sides. Ridge profiles may reverse their polarity from NW to SE, e.g. on P2 between 2010 and 2011, respectively with a NW side slope of 10° and 7.7° , and a SE side slope of 7.9° and 8.7° or on P4 between 2014 and 2017 (Figure 4.8).

The orthogonal dunes migration distances are ranging from 12 to 54 m (Figure 4.9). Corresponding celerities range from 4 to 35 m/year (Table 4), with an average of 17 ± 5 m/year. The annual migration celerities depends on the two DTM used within the dataset (columns of Table 4), except for dune D2. Conversely, all dunes migrate with a similar rate for a given DTM comparison, except for the 2011-2014 (rows of Table 4.4), for which dune tracking was the hardest. Concerning vertical erosion/accretion at the crests, there are no discernible trends over time and space.

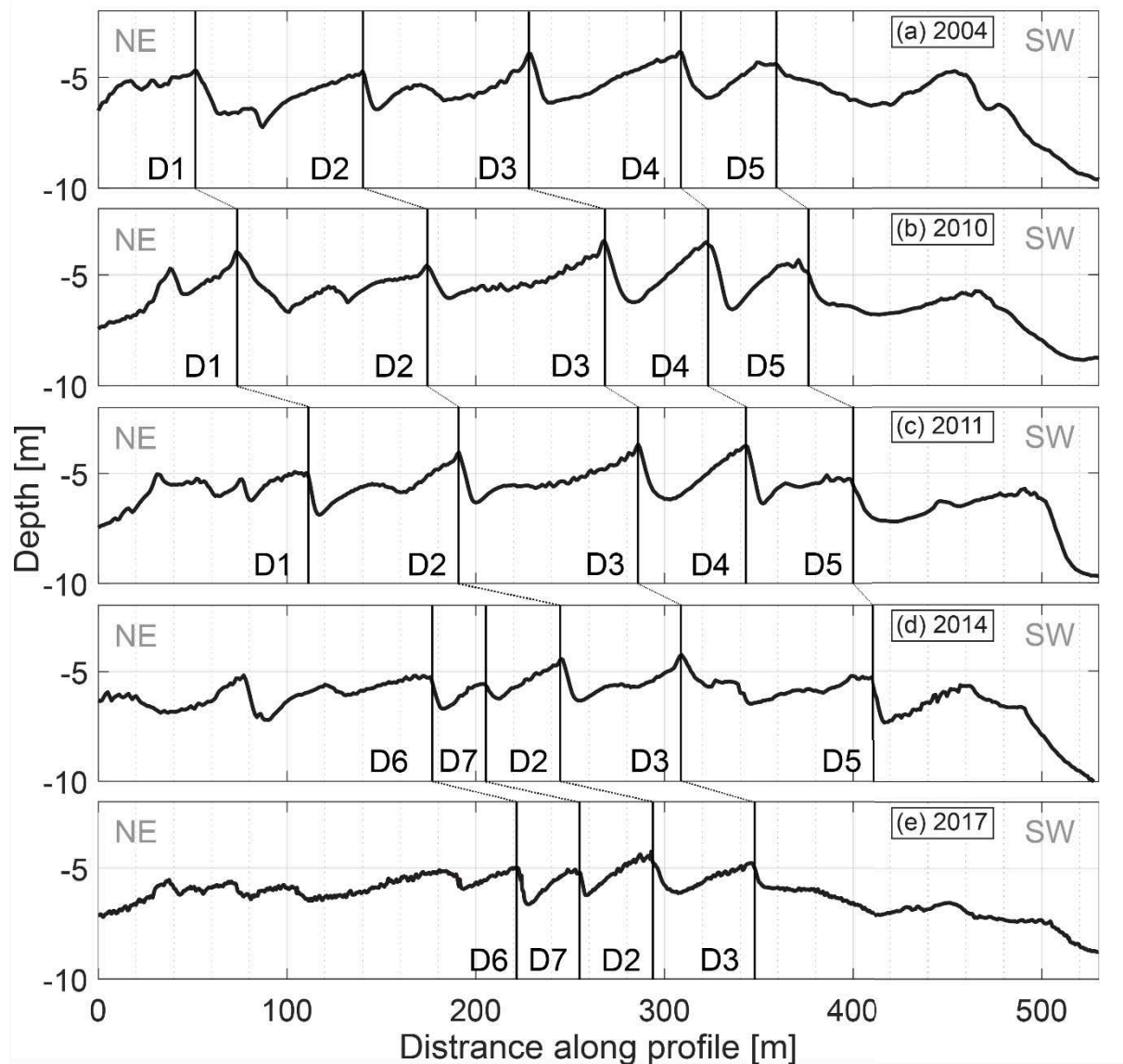


Figure 4.9. Extracted terrain profile for the orthogonal dunes (P0) on the full bathymetric dataset. See Figure 4.7 for the location of the profile on the bank. Depth is given according to the IGN69 chart datum.

Tableau 4-4. Annual migration celerities [m/year] of the orthogonal dunes identified on the P0 profile (Figure 4.9). The 2011-2014 comparison was the hardest to perform (values in italics)

Dune \ DTM comparison	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	Mean per DTM comparison
2010-2011	35	16	17	20	23			19
2011-2014		<i>16</i>	<i>7</i>		<i>4</i>			5
2014-2017		17	13			16	18	15
Mean per dune	35	16	12	20	13	16	18	

4.2.4.4. Monthly morphodynamics study

Dune migration at the bank scale

The October-November 2017 difference bathymetry exhibit differences ranging from -0.7 to 2 m, with a zero mean (Figure 4.10a). The highest differences are mostly found in BF1, with the highest positives located on the crest lines and the highest negatives in the troughs of the orthogonal dunes. Erosion/accretion is also seen in North BF2, and to a lesser extent on South BF2. On North BF3, an erosion/accretion pattern is found at a decametric wavelength, significantly higher than the small dunes 'one (Table 4.2), in continuity with the large dunes of BF5, revealing a larger dune pattern.

Displacement celerities of several meters per month were revealed for the central and northern areas using the correlation algorithm, up to 7.5 m/month over BF4's small dunes, and between 1.5 and 4.5 m/month over BF1's large dunes. Corresponding directions are all WSW or SW (Figure 4.10b). BF2 features low displacement celerities, mainly between 0 and 1 m/month, with diffuse orientations. BF3 shows low celerities as well, toward N or NE, expect for its northern part, which exhibit a counter clock-wise motion around the NE extremity of the bank, joining the general SW motion, with celerities ranging from 1.5 to 4.5 m/month.

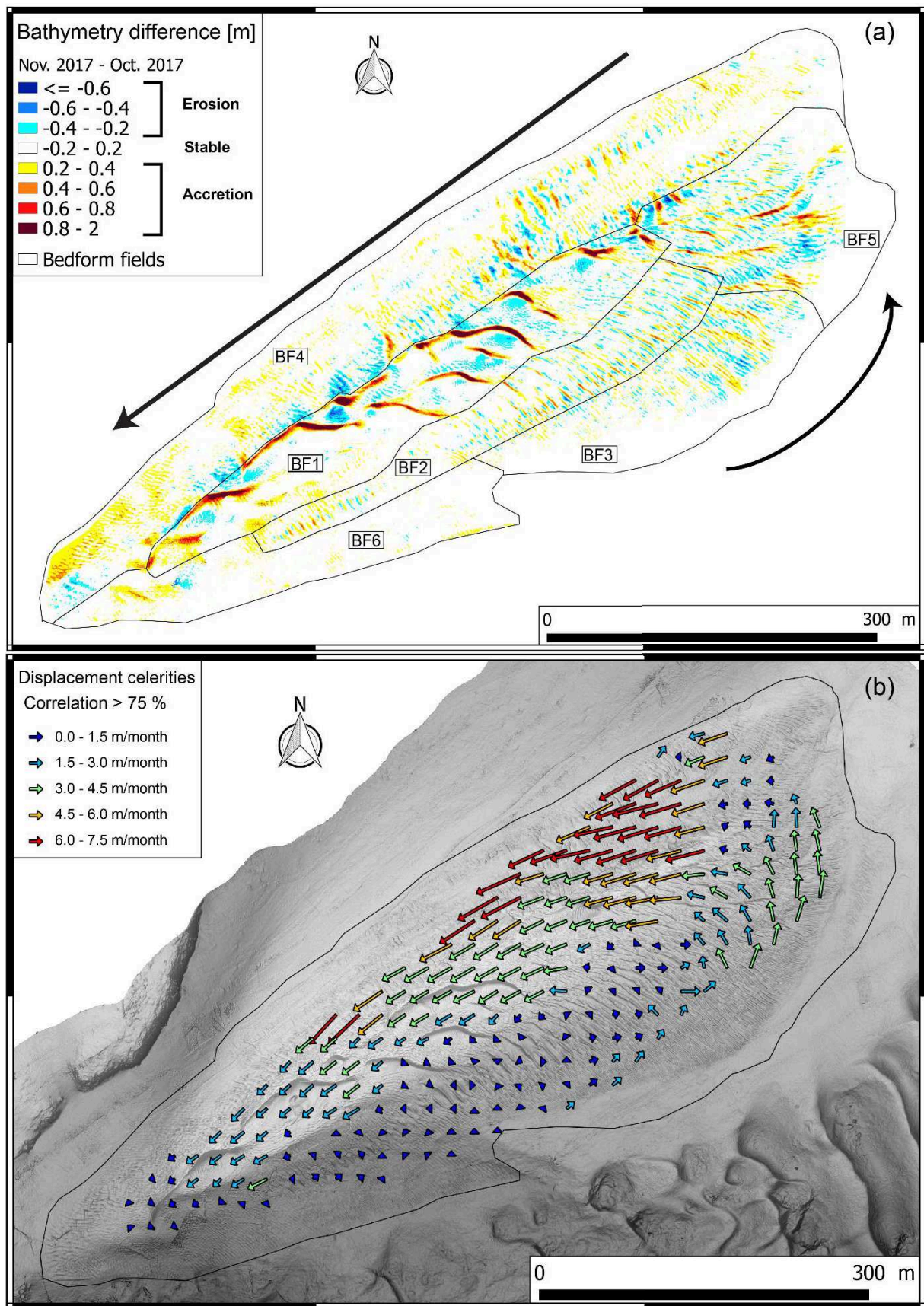


Figure 4.10. (a) Bathymetry difference between October 2017 and November 2017. The black arrows illustrate the motion visually observed on the DTMs. (b) Displacement celerities (Oct-Nov 2017) computed with the correlation algorithm. The results are down-sampled every 20 m for visualization.

Dune crest line migration and bedload transport rates

The orthogonal sections exhibit migration celerities twice higher than the ridge sections, with the maximum celerities up to 4 m vs 2 m, and weighted means of 2 m vs 1 m (Table 4.5). All the orthogonal sections have migrated SW or S, as found with the correlation algorithm. Conversely, all the ridge sections have migrated SE, which is not found by the correlation algorithm. Corresponding bedload transport rates range from -0.4 to 11 m²/month (Figure 4.11). Rates are higher for the orthogonal sections than the ridge sections, with mean values respectively of 1.7 ± 1.2 m²/month and 0.7 ± 0.4 m²/month.

Tableau 4-5. Monthly migration celerities of the crest line sections. The mean and STD of the migration celerities were weighted using with the ratio of the length of the line section and the length of all the line sections considered

	Interval [m/month]	Mean [m/month]	STD [m/month]	Total length [m] (Number of section)
All	[0 ; 4]	1.5	1	608 (20)
Ridge	[0 ; 2]	1	0.5	337.5 (9)
Orthogonal	[0.5 ; 4]	2	1	270.5 (11)

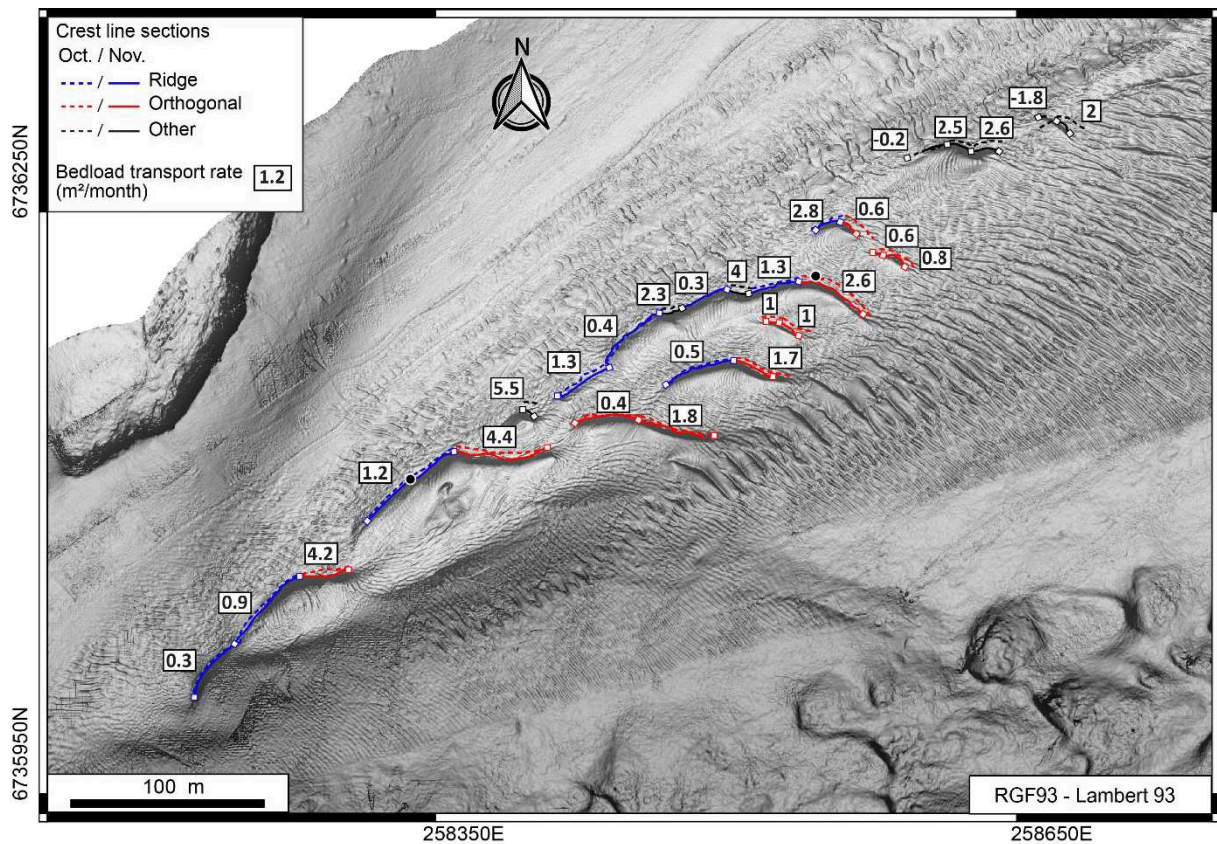


Figure 4.11. Crest line sections of the central area of the Creizic bank used for the computation of migration distances (Table 4.5) with corresponding bedload transport rates estimated with (D. B. Simons et al., 1965). A section is delimited between two white squares. Black dots corresponds to the nodes of the hydrodynamic model used in Figure 14 (see section 4.2.5.3).

Empirical bedload transport rates

Empirical cumulative bedload transport rates estimated from the velocity data of the hydrodynamic model using the grain roughness $k_{s,g}$ (Soulsby, 1997) (Figure 4.12a) range from 0 to 10 m²/month with high magnitudes mostly around the SW extremity of the bank. To the SE of the extremity, vectors are directed NE with magnitudes mostly superior to 3.6 m²/month whereas to the NW of the point, vectors are directed SE with magnitude between 0.6 to 2.6 m²/month. For other areas, bedload rates are significantly smaller, mainly oriented SE for the NW half of the bank, and mainly oriented NE for the SE half of the bank. Around the NE point of the bank, a low magnitude counter-clockwise transport pattern is found.

Empirical cumulative bedload transport rates estimated using drag roughness $k_{s,f}$ (Grant & Madsen, 1982) are ranging from 2 to 93 m²/month, typically a 10² order of magnitude higher (Figure 4.12b). The highest bedload magnitudes are also found around the SW point of the bank, directed NE, but with a smaller spatial extent on the SE flank. On the NW flank, more vectors exhibit high magnitudes, with their direction gradually changing from the SE to SW along the SW-NE axis of the bank. On BF2 and on southern BF3, magnitudes are small with scattered directions. Around the NE point of the bank, empirical bedload rates have medium to high magnitudes, mainly directed SW, with a counter clockwise transport pattern discernible for the lowest magnitude vectors.

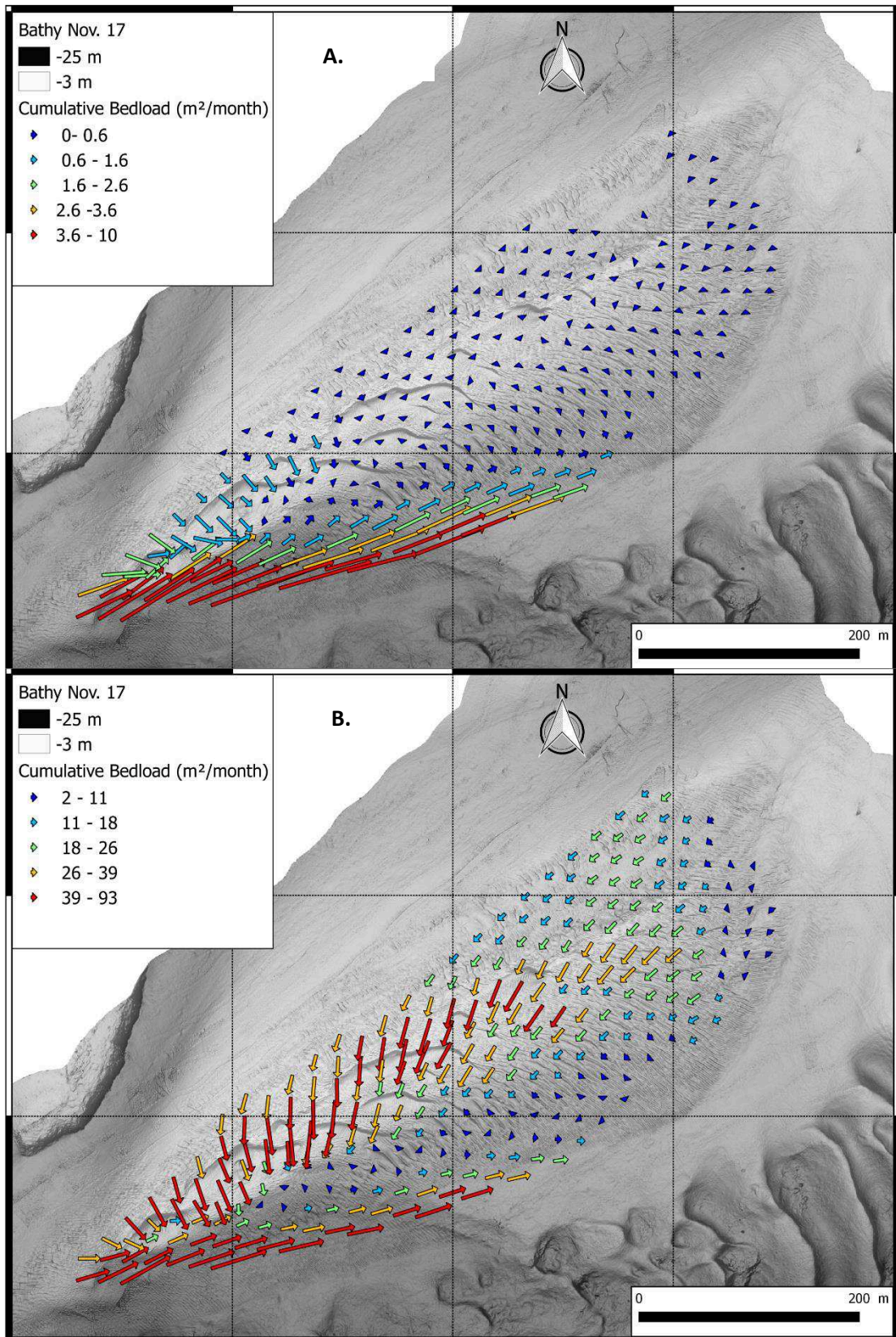


Figure 4.12. Cumulative bedload transport estimates from the current velocity near the bottom from hydrodynamic model. (a) Using grain roughness $k_{s,g}$ of 3.1 mm from (Soulsby, 1997) ; (b) Using drag form roughness $k_{s,f}$ of 37 cm from (Grant & Madsen, 1982).

4.2.5. Discussion

4.2.5.1. A persistent bank at the decennial timescale, characterized by a morphological cycle

The inherited bedrock geometry underneath the Creizic bank participates in its stability and persistency at the multi-year timescale (2004-2017). The sedimentary units composing the bank are aggradation sequences with lateral progradation (Menier et al., 2011) that were deposited on a rocky terrace along the side of an incised channel, with a principal orientation to the NW-SE (Figures 4.1-4.2). Likewise, supplementary seismic data with transverse (ENE-WSW) profiles (Menier et al., 2011, fig. 4) show that the underlying sedimentary units are also geometrically bounded in SWS direction by a rocky terrace.

Sediment volume computations between 2010 and 2017, both at the full bank spatial scale and by BF sector, show fluctuations comprised in the uncertainty interval, confirming the stability of the sediment stock constituting the bank at the decennial timescale. The spatial extension of the bank delimited from bedforms detection threshold (OBL polygon), is also steady over time, exhibiting variations below 5 % of the mean area, partly due the coarser resolution of 2004-2010-2011 DTMs. The spatial distribution by bedform type, and in particular the configuration of the large dunes in BF1, is persistent as well. The elongated ridge dune structure along the SW-NW axis of the bank, with a triangular profile, and the dunes orthogonal to the ridge, with plateau profiles, are systematically observed on the shallower part of the bank, and the ridge orientation is stable except at the center of BF1. This configuration still undergoes morphological modifications in the spatial arrangement of the ridge and orthogonal dunes at the decennial timescale, besides dunes 'migration, e.g. the number and location of ridge openings and bends, or the connections between the ridge and orthogonal dunes. Such geometrical modifications are fewer at the yearly timescale (2010-2011), and have not been observed at the monthly time scale (Oct-Nov 2017). These morphological modifications could originate from environmental and hydrodynamic factors that seem to act at a longer timescale than a neap-spring tidal cycle at least. Seasonal-scale river discharge fluctuations are unlikely to contribute, as the sediment supply from the rivers into the GM is currently very low (Pérez-Belmonte, 2008).

We propose that the multi-year timescale modifications could correspond to different stages of a cycle associated with the tidal migration of the large dunes, supporting the dynamic equilibrium characterizing the bank. The following processes would govern this cycle:

- The orthogonal dunes emergence and growth in North BF1. As they grow and migrate SW, they reach an equilibrium size limited by water depth and the secondary order sediment supplies coming from NW through the ridge openings.
- Their multiple dislocations and coalescences with the ridge, due to their SW migration, NW-SE lateral expansion and the ridge deformations and migrations along the NW-SE direction.

- Their disappearance when reaching the SW bank extremity, due the steepness of the SE flank and the intense tidal currents.

4.2.5.2. Coupling between hydrodynamics and bed morphology

Effect of the bank on the hydrodynamics

The *Creizic* bank developed during the late marine transgression. The hydrodynamics over and around the bank, which drives the morphodynamics of the superimposed dunes, is most likely controlled by the topography of the bank. As shown by (Bastos et al., 2004; Neill & Scourse, 2009; Pingree & Maddock, 1979) tidal banks are usually maintained by residual gyres trapping sediments at their center. These gyres are created by the presence of the bank, over which they exert a positive feedback. However, for the *Creizic* bank, the residual current gyre is located off the bank, shifted to its SE (Figure 4.6a, white star).

The steep seabed topography is deflecting the tidal currents around the bank. The bank accentuates the relief of the bedrock-inherited channel, which results in its separation into two sub-channels (Figures 4.1-4.2), with a clear enhancement of the asymmetry: the NW channel, which was already narrower than the SE channel, is now shallower with smoother slopes. The presence of the bank and superimposed dunes also leads to a thinner water column, corresponding to 10 to 20 % of the one in the thalweg of the SE channel (Figure 4.2), against a water column corresponding to 60 % of the one in the thalweg for the bedrock relief below the bank. This shallow configuration with two dissymmetrical channels influences the establishment of the flow, mostly during the flood, given the overall shape of the bank.

The steep relief and narrow width of the bank at its SW extremity, while its NE extremity is much less abrupt, could promote the flood unsteadiness both in direction and in intensity, as well as the dunes orthogonal to the ridge, with their SW polarity. Besides, with lees sides for both ridge and orthogonal dunes exhibiting mean angles superior to 12° and maximum angles up to 30°, flow separation may occur when the current is transverses to the beforms crest (Kwoll et al., 2016; Lefebvre et al., 2016; Winter et al., 2016). Flow separation generates macro-turbulence extending over the entire water column, as it is shallow, and further preventing the establishment of the flow.

Two types of dune morphology shaped by the tidal currents

The two main types of dunes superimposed on the bank, the ridge and orthogonal dunes are co-located yet different in profile and orientation. The ridge structure exhibits a triangular cross-section, with certain characteristics alike hydraulic dunes: a steeper lee side and migration with a direction consistent with its asymmetry. However, it also bears similarity with linear aeolian sand dunes found in deserts (Lancaster, 1982; Pye & Tsoar, 2008), being elongated along the NE-SW axis of the bank, which corresponds to the residual flow direction. The orthogonal dunes are transverse to the residual flow direction and show an important degree of sinuosity.

These two types of dune morphology are consistent with the tidal current regime (Figure 4.5) and limited sediment supply characterizing the Creizic bank and the surrounding area. (Reffet et al. (2010) showed that submarine longitudinal ridges form and stabilize aligned with the mean current direction when the angle between the main two current directions (γ) is superior or equal to 90° , and their magnitudes are comparable. They concomitantly showed that barchan dunes transverse to the mean current direction emerge, but are not stable, when γ is acute. This is consistent with the presence and persistence of the ridge, as well as its higher degree of continuity on the SW part of the bank, since γ angles are obtuse on that area, and the mean ebb and flood intensities are similar (factor ~ 2 , Figure 4.6a). Likewise, the ridge discontinuity (from 2014) and the presence of distinct orthogonal dunes on the NE of the bank is consistent with the ebb current dominance and the more acute γ angles on that area (Figure 4.6a).

In addition, Ping et al. (2018) showed that for a limited sediment supply and a bidirectional current regime characterized by unequal magnitudes and an obtuse angle, linear ridges might form aligned with the mean transport direction and coexist with transverse dunes, all located on the same flank of the linear dune. This would explain the presence of the orthogonal dunes detaching from the ridge only on the SE side of the bank.

Water depth and sediment controls on dune size and zonation

No clear height/crest depth relationship was found among the large dunes of the central area (BF1) (Figure 4.13), which exhibit significantly higher heights than predicted by the literature (Allen, 1968; Francken et al., 2004; Van Landeghem, Wheeler, et al., 2009; Yalin, 1977), given their shallow crest depths.

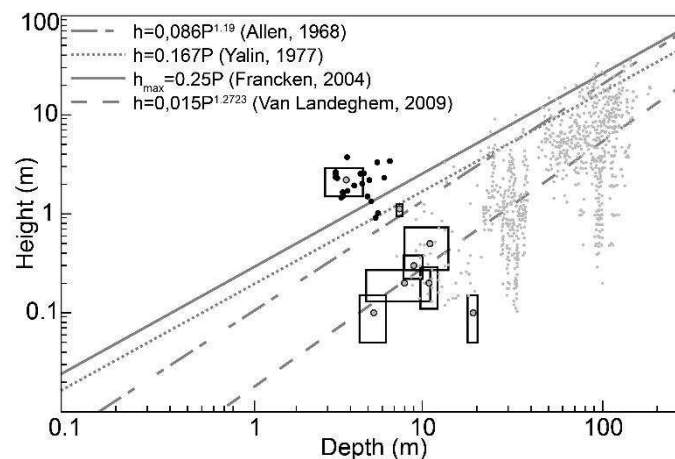


Figure 4.13. Dune height vs crest depth. The black dots correspond to dune of the central bank (orthogonal and ridge dunes, Figure 4.5, Tableau 4.3). The white circles dots corresponds to the mean values by sector of the bank (Tableau 4.2), the surrounding rectangles being the associated standard deviations. The finer grey cloud point correspond to the studies from literature (when available).

However, the mean dune heights by bank sector (BF) show a clear dependency with crest depth and are consistent with the Van Landeghem et al. (2009) power law for the BFs comprising small to medium dunes, except for the small dunes from BF6 (19.1 m ; 0.1 m), for

which tidal current is too intense to allow higher dunes. All BFs except BF1 are in agreement with the upper limit given in (Francken et al., 2004).

Sediment supply and grain size also seem to have an influence on bedform dimensions, as well as on their distribution. For all the DTMs of the multiyear dataset the visual threshold for bedform detection is clear on the SE edge of the bank (BF6-BF3), where the smallest dunes occur. At the edge of BF3-BF5, sparse bedforms are found intermittently, with a barchan dune on DTM 2014, which is typical of low sediment-supply environments (Blom et al., 2000; Garlan, 2004). The visual threshold for bedforms detection becomes less sharp for the NW flank of the bank, where the dunes are also larger. These observations are consistent with the granulometric gradient observed over the *Creizic* Bank and nearby, since there is an abundant fine sand cover to the NW of the bank, and only rocks and pebbles to the SE of the bank.

4.2.5.3. Dune migration as an indicator of sediment transport pathways

SW oriented bedload transport along with dune migration

The erosion (troughs) / accretion (crests) pattern observed at the monthly timescale for the orthogonal dunes (Figure 4.10a) corresponds to the SW, ebb directed migration of the dunes. It is confirmed by the correlation algorithm (Figure 4.10b), and the crest line analysis (Figure 4.11, Tableau 4.5), which both show a general SW migration pattern for the central bank. The 24 m/year mean migration rate derived from the crest line analysis is comparable to the annual rates computed from the multiyear dataset (Tableau 4.4, mean value 17 m/year \pm 5). It suggests that the orthogonal dunes' migration occurs at a steady pace, and could thus be driven solely by tidal currents, which exhibit a steady SW flow during ebb.

The monthly timescale accretion pattern on the ridge crests is not as well-marked as for the orthogonal dunes (Figure 4.10a) and the SE or S migration of the ridge crest lines is slower (1 m / month, close to the uncertainty limits for displacement detection in some sections). At the multi-year timescale, the ridge shows inversions of polarity from NW to SE. The discontinuity in the ridge crest lines and the changes of polarity suggest a complex morphodynamic response that leads to both the deformation and alternating migration of the ridge either to the NW or to the SE.

Monthly empirical cumulative bedload rates computed with the $k_{s,g}$ grain roughness (Soulsby, 1997) suggest SE oriented sediment transport on the southern bank (NW side of the ridge), and on the central bank with smaller rates (Figure 4.12a), consistent with the monthly bedload rates derived from dune migration (Figure 4.11). Conversely, the cumulative bedloads computed with the form roughness $k_{s,f}$ (Grant & Madsen, 1982) suggest a SW or SSW sediment transport for most of the central bank, and towards SSE or SE for the southern bank only, but with significantly higher magnitudes compared to monthly bedload rates from dune migration (Figure 4.12b).

The direction discrepancies between these two bedload estimations originates from the proportion of time for which current velocity induces shear stress above the threshold for

bedload transport. As the highest current magnitudes are found during flood (Figure 4.6b) and $k_{s,g}$ is the more restrictive, the bedload rates computed using $k_{s,g}$ are mainly generated during flood:

- for the ridge section (Figure 4.14a)
 - With $k_{s,g}$, 8 % of currents over a month induce bedload, among which 46 % are comprised in the SE sector, corresponding to flood only, and only 2 % are in the SW sector, corresponding to ebb mostly.
 - With $k_{s,f}$, 78 % of currents over a month induce bedload but 13 % of them are in the flood SE sector only, vs 42 % in the ebb SW sector.
- for the orthogonal section (Figure 4.14b):
 - Proportions of currents inducing bedload are slightly smaller (3% for $k_{s,g}$ with $k_{s,g}$ 77% for $k_{s,f}$ but both k_s mostly induce bedload comprised in the SW sector.

Accordingly, using $k_{s,f}$ (Figure 4.12b) the spatial heterogeneity of bedload is explained by the combined influence of the stable ebb current and the flood's peak: i) SW transport for the northern bank (ebb influence mostly, orthogonal dunes); ii) SSW transport for the central bank (influence of both ebb and flood, ridge and orthogonal dunes); iii) SE transport for the southern bank (flood influence mostly, ridge dunes). Therefore, we suggest that the SE ridge migrations/deformations and the associated sediment transport mostly occur during the peaks of the flood current, and the orthogonal dunes mostly migrate during ebb.

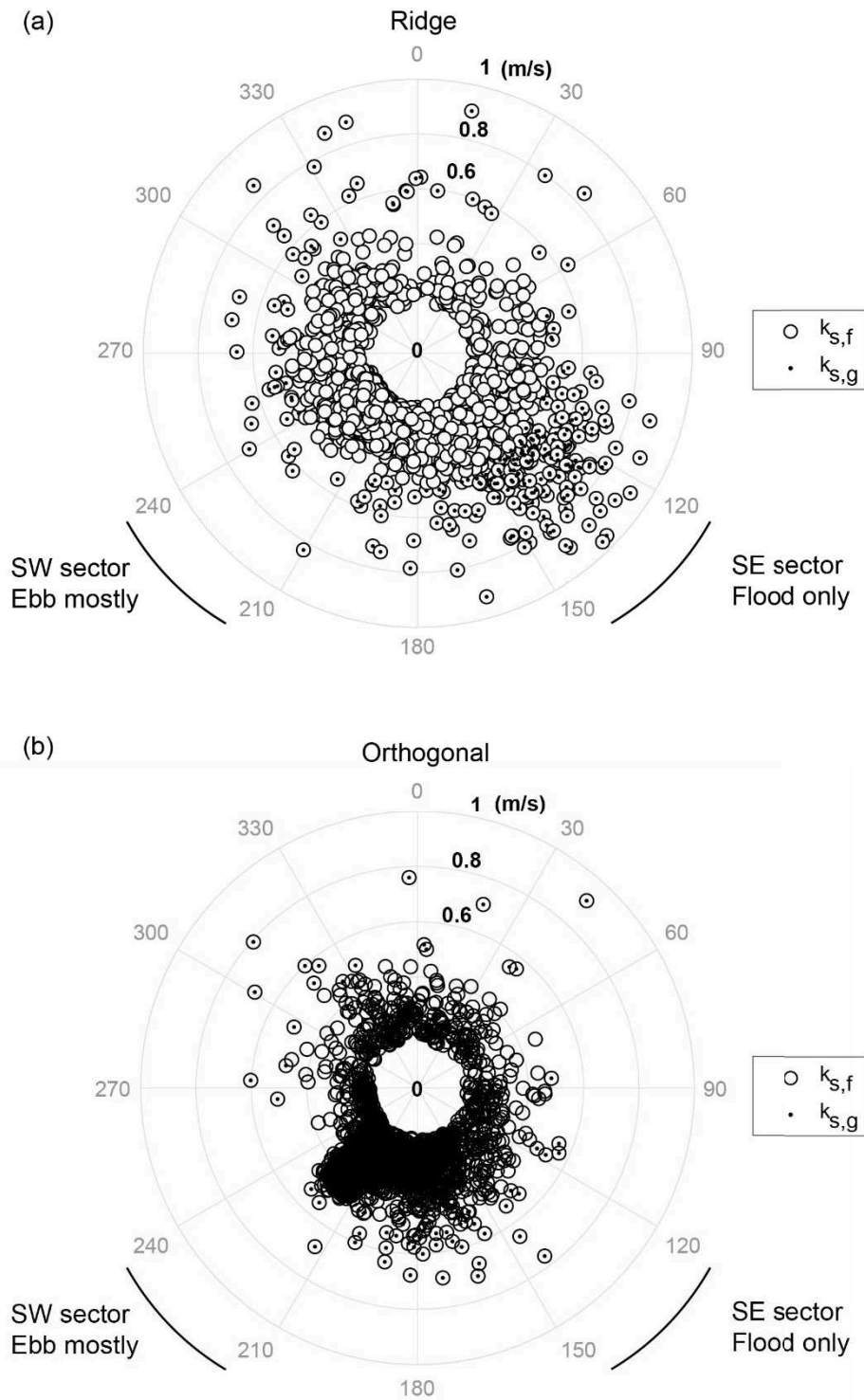


Figure 4.14. Currents from the hydrodynamic model (m/s,°) for the $\theta \geq \theta_{cr}$ time steps over a month, with θ computed using the $k_{s,g}$ grain roughness and $k_{s,d}$ drag form roughness, for a ridge dune section (A) and an orthogonal dune section of (A). The location of the nodes of the hydrodynamic model corresponding to the ridge and orthogonal section is given on Figure 4.11

Recirculation around the NE extremity and shear zones

The medium-sized trochoidal dunes located on BF2 show very small monthly migration celerities from the correlation algorithm (Figure 4.10b). The difference bathymetry (Figure 4.10a) shows an erosion-accretion pattern for their SE half, and rotation with a counter-clockwise motion, while there is no clear pattern for their NW half. These symmetrical dunes are typically found in bedload convergence zones (Ma et al., 2019) or in shearing zones (Franzetti et al., 2013). The empirical cumulative bedload rates supports BF2 as a convergence or shearing zone, as sediment transport is NE oriented during flood, and SW oriented during ebb and flood combined (Figure 4.12). Indeed, BF2 is at the limit between the NW half of the bank where the flood current is unstable and mainly directed SE-SSE, and the SE half of the bank where the flood current is more stable and canalized toward NE.

The counter-clockwise motion around the NE extremity of the bank, detected with the difference bathymetry (Figure 4.10a) and confirmed by the correlation algorithm (Figure 10b) at the monthly timescale corresponds to the medium-wavelength, low-relief dunes highlighted in DTM 2014 (Figure 4.7d) and the large, elongated dunes of BF5. The bottom morphology in this area can change substantially, as the low-relief dunes are not systematically present. The counter-clockwise motion highlights sediment recirculation around the NE extremity, consistent with the flood tidal gyre (Figure 4.6a). The cumulative empirical bedloads computed using the modeled currents cannot provide clear evidence of this recirculation, as the spatial resolution of the model is of the same order as the dunes wavelength, and no corresponding drag form roughness was implemented.

Building upon the aforementioned observations, we propose a conceptual scheme of the main sediment transport pathways over the *Creizic* bank (Figure 4.15). Bedload transport mostly occurs: (i) toward SW along the axis of the bank; (ii) with a counter-clockwise pattern around the NE extremity; and (iii) toward SE (across the ridge) at the SW extremity. Internal suspended transport may also occur: (i) along the bedload pathways to a lesser extent, as suspend transport may be involved in dune migration (Besio, 2004; Kostaschuk & Best, 2005; Masselink et al., 2009) ; (ii) on the SE flank, due to the high current velocities. Exchanges of sediment with other stocks outside the bank trough suspension could be considered, given: (ii) the intense currents both on the SE flank (southern part), and over the steep dunes SE off the bank (Figure 4.6); (ii) the presence of other sand banks in the western GM.

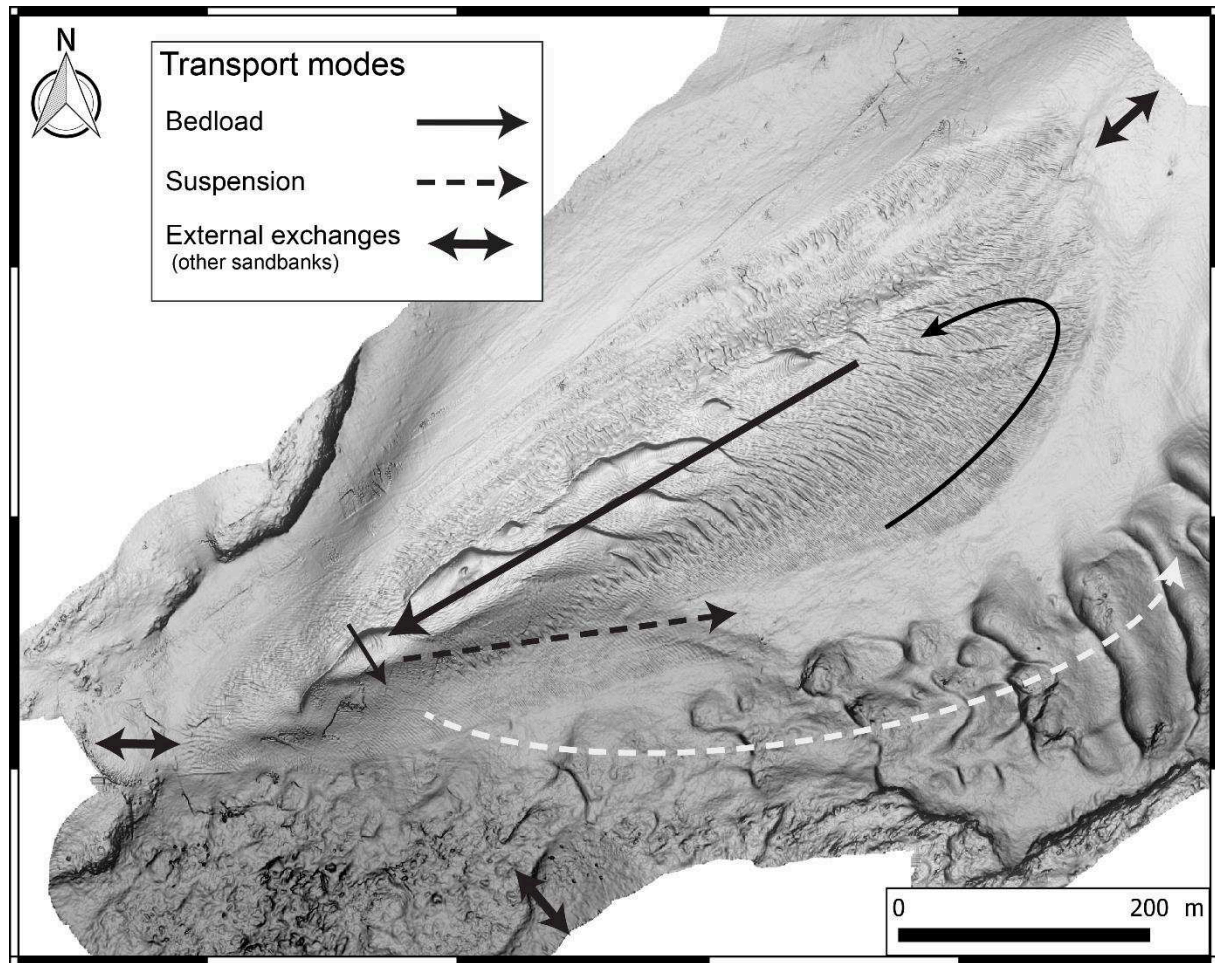


Figure 4.15. Conceptual schematic of the sediment transport pathways suggested by monthly dune migration at the scale of the Creizic Bank. The gray dashed arrow is a supposed suspension pathway.

4.2.6. Conclusion

This study provides insight of the morphodynamics at the multiyear and monthly timescales of a persistent bank yet shallow and subject to strong tidal currents, a type of sandbank that has received limited prior attention. The bank exhibits a steady volume and fixed bedform delimitations, whereas the superimposed dunes are undergoing migration and/or deformation. The shallowest, central part of the bank can be seen as a two-component system, featuring a ridge oriented along the bank, and a series of dunes that are orthogonal to the ridge. The co-existence of the linear ridge and the orthogonal dunes is consistent with the acute angle between the two main directions of the tidal current, and the limited-sediment supply prevailing over the area.

At the multiyear timescale, the ridge orientation is stable except for its central part, and the junction points between the ridge and the orthogonal dunes change rapidly. The ridge features annual migration celerities up to 4 ± 1 m/year, and monthly migration celerities equal to 1 ± 0.5 m/month, oriented SE or S. Some of its sections show a change of polarity (NW to SE, or inversely) between two successive bathymetric surveys. The orthogonal dunes exhibit a higher annual migration celerity, equal to 17 ± 5 m/year, and a higher monthly migrating

celerity, equal to 2 ± 1 m/month. They are migrating SW, the ebb current direction, which is dominant on the area. This migration direction is confirmed by results of a correlation algorithm applied between October and November 2017.

Comparison performed with cumulative bedload rates estimated from empirical formula suggest the ridge is migrating only during the intense peaks of the flood current, and confirm that the orthogonal dunes migrate SW, mostly during the ebb. The migration pattern of smaller bedforms at the bank NE edge points out to internal recirculation of sediments over the bank, in consistence with the flood current gyre. A conceptual scheme of the sediment transport pathways at the scale of the bank is proposed, including the potential sediment exchanges with the outside.

ACKNOWLEDGEMENT

This work was supported by the Labex-MER (ANR-10-LABX-19-01, IUEM, Brest), and the ANR MESURE project (ANR-16-ASMA-0005). The authors would like to give a special thanks to our colleagues from the University of South Brittany (R. Le Gall), the *Pôle Image* and diving teams of, the IUEM and firemen's of the *Morbihan* department, the crew of the *Sépiola* research vessel (L. Allano), and P. Allemand (University of Lyon 1) for the implementation of the correlation algorithm.

REFERENCES¹⁷

¹⁷ Références incluses dans celles données à la fin de ce manuscrit.

4.3. Résumé: Résultats et conclusions

Dans ce paragraphe, nous proposons un résumé des principaux résultats et conclusions présentés au paragraphe 4.2.

Les informations relatives au courant seul sont synthétisées sur la Figure 4.6. Pour la granulométrie détaillée sur le banc, on pourra se référer à la Figure 2.8 (Chapitre 2, la taille de grain est homogène sur la zone de dunes, mais varie de part et d'autre).

4.3.1. Morphodynamique des dunes

Sur le banc, nous avons distingué six secteurs comprenant des dunes de caractéristiques morphologiques et/ou cinématiques similaires, et associés à des conditions hydro-sédimentaires homogènes.

4.3.1.1. Flancs du banc et pointe Nord-Est

Sur le flanc Nord-Est du banc, les petites dunes (Ashley, 1990), présentent une asymétrie vers le SO compatible avec le courant quasiment unidirectionnel auquel elles sont soumises au cours des deux phases de la marée (jusant +flot). (Figure 4.4. – Tableau 4.2)

Sur le flanc Sud-Est, qui est plus abrupte, les dunes moyennes à petites (Ashley, 1990) sont relativement symétriques, en cohérence avec le courant de marée de variabilité plus classique sur cette zone, d'intensité et direction constante au jusant (SO), et variable en intensité et en direction au cours du flot (~NE). (Figure 4.4. – Tableau 4.2)

Sur le Nord du flanc SE, on trouve des grandes dunes de rapport d'aspect faible, et allongée selon leur dimension transversale. Ces dunes migrent selon un mouvement circulaire antihoraire autour de la pointe Nord-Est du banc. Leur vitesse de migration est d'environ 3 m/mois, et leur direction de migration est en accord avec la directionnalité du courant de flot. (Figure 4.4. – Tableau 4.2- Figures 4.7-4.10).

4.3.1.2. Partie centrale du banc

Les grandes dunes de la partie centrale, sommitale du banc, présentent une morphodynamique intense, et associée à un courant de marée très instationnaire et variable en espace pendant le flot.

Ces dunes sont réparties selon deux types (Figure 4.7) :

- les « dunes orthogonales », dont la ligne de crête est perpendiculaire à l'axe longitudinal du banc et à la direction très peu variable du jusant, organisées selon un rythme spatial quasi-périodique le long du banc ;
- les « dunes axiales », de ligne de crête approximativement parallèle à l'axe du banc, qui forment une structure linéaire plus ou moins continue le long du banc, semblable à une grande dune linéaire.

Cette configuration planimétrique est consistante au cours du temps (Figure 4.7), sauf sur la partie tout à fait centrale du banc, où les zones de discontinuité de la dune linéaire, et les

points de jonction entre les dunes orthogonales et la dune linéaire changent au cours du temps.

Les profils transversaux de dunes peuvent être répartis selon deux catégories (Figure 4.5), qui recoupent les deux morphologies des lignes de crêtes : Les dunes axiales présentent un profil transversal proche de l'archétype du triangle. Les dunes orthogonales possèdent un flanc doux moins abrupte, et une zone de plateau sur la partie supérieure du flanc doux. Pour les deux morphologies, le flanc raide est abrupt avec un angle maximal compatible avec les processus d'avalanche.

La coexistence, inhabituelle, de la dune linéaire et des dunes orthogonales pourrait s'expliquer par l'angle élevé entre les deux directions résiduelles du courant (jusant vs flot), et l'apport limité en sédiment prévalant sur la zone, en accord avec la modélisation proposée par Ping et al. (2018) pour figures sédimentaires éoliennes, et l'étude de Reffet et al. (2010) pour des dunes aquatiques.

Les différentes sections continues de la dune linéaire migrent d'environ 4 ± 1 m/an, et 1 ± 0.5 m/mois (Figures 4.8-4.11). Les migrations sont orientées vers le S ou le SE, approximativement la direction résiduelle du courant de flot. Certaines sections de la dune linéaire ont montré des inversions d'asymétrie (du SE vers le NO, et inversement) entre deux levés bathymétriques successifs. Les dunes orthogonales migrent quant à elles vers le SO (Figures 4.8-4.10-4.11), dans la direction stable du courant du jusant, plus vite, d'environ 17 ± 5 m/an, et 2 ± 1 m/mois.

Évolution des dimensions avec la profondeur et couplage hydro-sédimento-bathymétrique

Nous avons constaté que la dimension des dunes diminuait avec la profondeur (Figure 4.4-4.13), selon un gradient très clair sur le flanc SE notamment, en contradiction avec ce qui est souvent rapporté dans la littérature. Ceci signifie que la hauteur d'eau joue un rôle, mais implicitement, à travers d'autres facteurs. En effet, la pente abrupte du flanc SE rend instable l'empilement des grains constituant les dunes, de sorte qu'elles ne peuvent pas devenir trop grandes et sont étendues longitudinalement dans le sens du gradient de profondeur. Par ailleurs, le courant de flot, accéléré par la bathymétrie abrupte, est intense, et favorise peut-être un transport en suspension, ce qui limite donc le développement en hauteur, et donc en largeur des figures sédimentaires. Sur la pointe NE du banc, les dunes sont de petites dimensions, et leur existence/absence est très clairement délimitée (compte-tenu de la résolution des MNTs). Cette démarcation très nette pourrait s'expliquer par l'apport en sédiments limité, le banc étant installé sur un fond rocheux. La diminution de la taille des figures sédimentaires sur le flanc NE s'expliquerait davantage par l'intensité moindre du courant, lié à la dynamique locale du courant à l'échelle du banc, et au gradient granulométrie (diamètre diminuant vers le NO).

4.3.2. Transport sédimentaire associée à la migration des grandes dunes, et recirculation des sédiments

Le transport par charriage a été estimé à l'échelle mensuelle, à partir de la migration des dunes (lignes de crêtes), valant en moyenne pour les dunes ridges $0.7 \text{ m}^2/\text{mois}$ et les dunes orthogonales $1.7 \pm 1.2 \text{ m}^2/\text{mois}$ (Tableau 4.5 - Figure 4.11). Le transport par charriage a également été calculé à partir du courant modélisé à l'échelle du banc, par cumul à l'échelle du mois. Deux longueurs de rugosité distinctes ont été utilisées, une tenant compte uniquement des effets de peau $k_{s,g}$, et une tenant compte de la trainée de forme générée par les dunes $k_{s,f}$ (Figure 4.12). Le transport cumulé obtenu avec $k_{s,g}$ donne des ordres de grandeurs similaires à ceux obtenus par la migration des dunes sur la partie centrale du banc, mais uniquement sur le Sud du flanc SE et le Sud de la partie centrale, et des incohérences avec la migration des dunes sur la partie centrale du banc. Le transport cumulé obtenu avec $k_{s,f}$ met davantage en évidence un mouvement de recirculation sur la pointe Nord-Est du banc, et donne des directions de migration plus cohérentes avec la migration des dunes, mais des taux de transport beaucoup plus élevés.

Cette différence peut être comprise par rapport aux proportions pour lesquelles le courant de flot et le courant de jusant sont impliqués dans le taux de transport obtenu (Figure 4.14): À l'instar des modèles hydro-sédimentaires régionaux, le frottement sur le fond a été dans un premier temps évalué à partir de la rugosité de grain. Le frottement induit restait alors très faible et permettait du transport seulement pendant les pics du courant de flot. En calculant le frottement à partir de la rugosité de forme, celui-ci devient plus important et permet de d'avoir du transport également pendant la phase de jusant. L'explication de la migration des dunes orthogonales le long de l'axe NO-SE du banc n'est possible qu'en considérant un transport durant les phases de jusant également, validant l'utilisation de la rugosité de forme pour le calcul du frottement.

La migration des dunes, et le transport estimé à partir du courant modélisé sur la zone, permettent ainsi de mettre en évidence les principaux chemins de transport à l'échelle du banc, en fonction des phases de la marée (Figure 4.15): les dunes orthogonales migrent principalement pendant le jusant, faisant transiter les sédiments le long du banc ; pendant le flot, les sédiments peuvent être mis en suspension depuis la pointe SO du banc, et possiblement être recirculés par la boucle de courant dans le chenal incisé au SE du banc, et ils sont recirculés de manière certaine par la migration des grandes dunes en sens antihoraire depuis le SE autour de la pointe NE du banc.

4.3.3. Persistance et maintenance du banc

Nous avons constaté la persistance du banc à l'échelle pluriannuelle, en lien avec le couplage hydro-sédimento-bathymétrique local, et en accord avec les chemins de transport indiqués par la migration des dunes.

Le banc du Creizic est un banc de sillage. Il est installé sur un socle rocheux, à cheval sur une terrasse et une vallée incisée, avec un flanc plus abrupte du côté de la vallée incisée (flanc SE) (Figure 4.2). La configuration du trait de côte environnant est complexe, avec un passage très étroit à son Sud-Ouest, et des îles à l'Ouest, et à l'Est (Figure 4.1).

Il a été mis en place pendant des épisodes de remontée du niveau marin, par une convergence locale du transport très probablement initiée par l'irrégularité du trait de côte, et son unité supérieure, épaisse d'une dizaine de mètres, date de la transgression holocène et correspond aux dunes actives (Figure 4.2).

Son volume sédimentaire est constant au cours du temps, pour toutes les échelles temporelles étudiées (2004-2010-2011-2014-2017). Ce caractère constant et établi se retrouve dans la morphodynamique des dunes, consistante au cours du temps pour les mêmes échelles temporelles : la limite extérieure de présence/absence des dunes sur ses flancs évolue très peu ; la localisation des différents champs de dunes est quasiment fixe ; la morphodynamique des grandes dunes de la partie centrale semble être régie par un cycle de naissance – croissance-équilibre-disparition des dunes orthogonales le long de l'axe NE-SE, et une migration cyclique aller-retour de la dune linéaire, axiale, selon la direction NO-SE. Le banc est donc caractérisé par un équilibre dynamique.

Le courant de marée modélisé à l'échelle du banc explique cet équilibre par une auto-maintenance, typique d'un banc de sillage, avec une gyre tidale transitoire au cours du flot, tournant en sens antihoraire, centrée sur la pointe NE, et un courant unidirectionnel et stationnaire, orienté vers le SE, pendant le jusant (Figure 4.6), cette instationnarité de la gyre tidale est par exemple similaire à ce qui a été observé par Li et al. (2014) sur le banc Cape Split dans la Baie de Fundy, et par d'autres études antérieures de la littérature. Dans notre cas, le couplage hydro-transport-bathymétrie est exacerbé par l'héritage structural du socle rocheux (Figures 4.1-4.2) : la présence du banc renforce l'aspect abrupte du fond, déjà abrupte du fait de la vallée incisée au SE du banc, et donc participe à la perturbation de l'écoulement et à la convergence des chemins de transport vers sa pointe NE au flot. Cette auto-maintenance peut aussi potentiellement impliquer des transferts de sédiments avec les autres bancs de sable environnants, mais toujours selon un budget sédimentaire équilibré.

Chapitre 5 . Estimation du transport par charriage par méthode acoustique passive *in situ*

Dans le cadre de cette thèse, une méthode d'estimation du transport par charriage, par acoustique passive, a été mise en œuvre selon une approche originale sur le banc du Creizic (campagne CreiziDunes2, CD2). Notre méthode permet de quantifier le charriage en environnement marin peu profond, sur une couverture spatiale étendue. Elle a été ici mise en œuvre pour tester son potentiel quant à l'étude du transport sédimentaire associé à la dynamique des dunes et des bancs de sable.

Notre méthode se fonde conjointement sur l'exploitation des bruits générés par les grains en transport sur le fond, et sur le calcul d'une estimation théorique du niveau de pression généré pour un nombre de grains donné. Le système d'acquisition (hydrophone et positionnement DGNS) a été déployé depuis une vedette, en laissant la vedette dériver au-dessus du banc. Deux sessions de mesures ont été organisées: Une pour un fort coefficient de marée (102), une pour un faible coefficient de marée (55). Le système d'acquisition et la stratégie de mesure sont exposés au paragraphe 2.2.3.2 du Chapitre 2. La méthode et le traitement des données sont présentés au paragraphe Chapitre 3 (section 3.5 pour les données acoustiques).

Ce Chapitre 5 dresse une analyse des résultats préliminaires obtenus (pressions mesurées et estimations du charriage correspondantes), puis réalise une comparaison des estimations du charriage avec des estimations obtenues à partir de données de courant (formulations empiriques) à notre disposition. Ce chapitre se conclue par un bilan des limites et des perspectives de la méthode, dressé au travers des résultats obtenus.

5.1. Résultats

Dans cette section, nous allons aborder les résultats obtenus avec la méthode d'acoustique passive *in situ*, en termes de :

- La classification des données acoustiques *in situ*, obtenue après une analyse préliminaire en termes d'exploitabilité
- Les données de courant et le transport estimé à partir du courant
- Les données de pression moyenne mesurées $P_{rms,mes}$ sur la bande de transport 60-80 kHz et le transport par charriage estimé à partir de ces données
- La comparaison des différentes estimations du transport, et la discussion sur les mesures de pression *in situ*.

5.1.1. Exploitabilité des données

L'analyse préliminaire des enregistrements hydrophone et de leur contenu temps-fréquence a été réalisée pour identifier les transects non-exploitable (contenant des bruits parasites), les transects exploitables mais sans transport a priori, et les transects exploitables avec transport (augmentation du contenu fréquentiel du signal sur la bande de transport 60-80 Hz).

Des exemples typiques d'analyse temps-fréquence pour un transect exploitable avec transport, un transect exploitable sans transport a priori, et un transect non-exploitable (bruit de bateau) sont donnés au Chapitre 3, respectivement sur les Figures 3.23, 3.24 et 3.25.

5.1.1.1. Vive-eau

Sur les 27 transects acquis au cours de la campagne en vive-eau (Figure 5.1), 11 transects sont non-exploitable : 9 transects contenaient le bruit d'un bateau passant à proximité et 2 transects contenaient le bruit du sondeur de pêche de la vedette, resté en route pendant l'acquisition. Parmi les 16 transects exploitables a priori, 9 transects ne comportent pas de transport, et 7 en comportent.

La distance moyenne parcourue par la vedette pour les 16 transects exploitables est de 220 m, pour une durée moyenne de 3 min 20 s et une vitesse de dérive de $0.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. (Tableau 5.1).

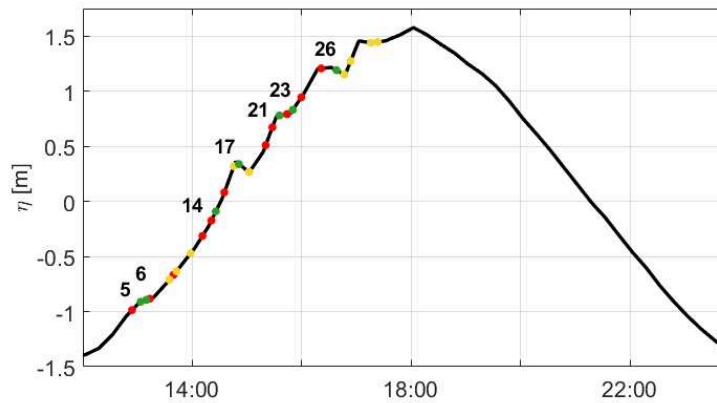
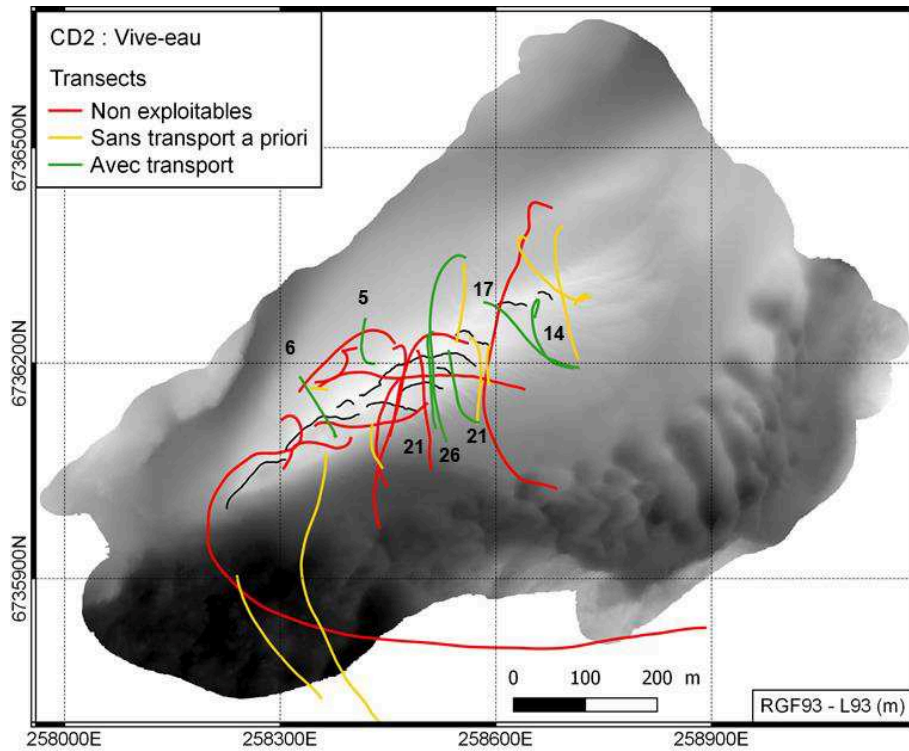


Figure 5.1. Exploitabilité des transects d’acoustique passive acquis pendant la campagne en vive-eau. Les numéros correspondent aux transects valides avec transport uniquement (lignes, points verts). (Sans transport = points jaunes ; Non-exploitable = points rouges).

Tableau 5-1 Caractéristiques spatio-temporelles des transects « valides avec transport » pour la campagne en vive-eau.

Transect	Durée	Distance parcourue (m)	Vitesse de dérive moyenne (m.s ⁻¹)
5	3 min 20 s	72	0.4 ± 0.1
6	2 min 24 s	99	0.7 ± 0.3
14	6 min 14 s	154	0.4 ± 0.2
17	4 min 33 s	164	0.6 ± 0.1
21	3 min 20 s	138	0.7 ± 0.2
23	2 min 53 s	116	0.7 ± 0.2
26	4 min 50 s	285	1 ± 0.2

5.1.1.2. Morte-eau

Sur les 33 transects acquis au cours de la campagne en morte-eau (Figure 5.2), 19 transects sont non-exploitable : 15 contenaient du bruit de bateaux, dont certains du bruit généré par notre propre vedette. En effet, pour réaliser la trajectoire voulue sur le banc, ex. pour croiser orthogonalement une crête de dune, il a parfois été nécessaire de réaliser des manœuvres serrées, induisant la production de bulles et de turbulences en surface, proche de l'hydrophone. Les autres transects non-exploitable contenaient le bruit du sondeur de pêche de la vedette, resté en route pendant l'acquisition. Parmi les 14 transects exploitables, 9 transects ne comportent pas de transport a priori, et 5 en comportent.

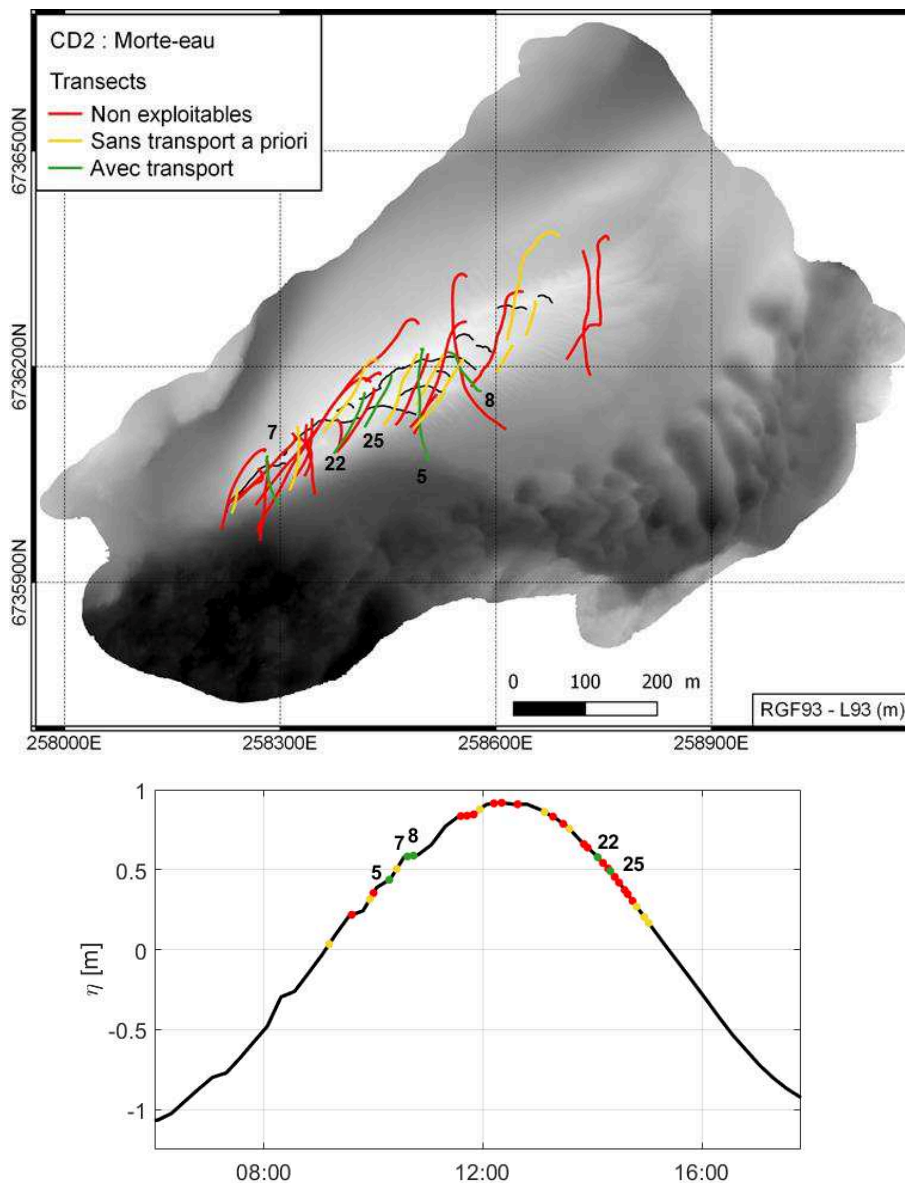


Figure 5.2. Exploitabilité des transects d'acoustique passive acquis pendant la campagne en morte-eau. Les numéros correspondent aux transects valides avec transport uniquement (lignes, points verts) (sans transport points jaunes, non-exploitable points rouges).

Pour les 14 transects exploitables, la distance moyenne parcourue par la vedette est de 220 m, pour une durée moyenne de 2 min 31 s et une vitesse de dérive de 0.5 m.s⁻¹ (Tableau 5.2).

Tableau 5-2. Caractéristiques spatio-temporelles des transects « valides avec transport » pour la campagne en morte-eau.

Transect	Durée	Distance parcourue (m)	Vitesse de dérive moyenne (m.s ⁻¹)
5	3 min 55 s	159	0.7 ± 0.1
7	2 min 34 s	72	0.5 ± 0.1
8	5 min 40 s	78	0.4 ± 0.1
22	2 min 55 s	93	0.5 ± 0.1
25	2 min 00 s	80	0.7 ± 0.1

Les données acoustiques traitées, pour la bande de fréquences 60-80 kHz, correspondant au transport par charriage pour notre diamètre de grains médian $d_{50} = 1.25 \text{ mm}$, vont être analysées dans le paragraphe 5.1.3. Afin que le lecteur non habitué à l'interprétation de données d'acoustique passive en termes de transport puisse se faire une idée des conditions de transport attendues, les données de courant sont premièrement présentées au paragraphe 5.1.2, ainsi que les estimations empiriques du charriage associées, pour les mêmes temps et positions d'acquisition que les données d'acoustique passive.

5.1.2. Estimation du charriage à partir des données de courant

Dans ce paragraphe, nous allons analyser la variation spatio-temporelle de la vitesse de frottement sur le fond, et du transport par charriage obtenu à partir de la vitesse de frottement sur le fond, pour les mêmes temps et positions d'acquisition que les données d'acoustique passive catégorisées « avec transport ».

Deux estimations de la vitesse de frottement sur le fond ont été utilisées, à titre comparatif : les vitesses de frottement obtenues avec le courant modélisé par MARS3D, et les vitesses de frottement obtenues avec la vitesse de dérive de la vedette, assimilée à la vitesse de surface (Chapitre 3, paragraphe 3.1.).

5.1.2.1. Cartographie de la vitesse de frottement

Vitesse de frottement calculée à partir du courant modélisé par MARS3D

Le courant modélisé par MARS3D sur le banc du Creïzic (mailles de 20 m x 20 m), pour les jours de la campagne de mesure CreïziDunes2, a été utilisé afin de calculer la vitesse de frottement sur le fond U_* , en faisant l'hypothèse d'un profil logarithmique pour une couche limite turbulente proche du fond, et en prenant une longueur de rugosité $z_0 = \frac{D_{50}}{12}$ (Chapitre 3, paragraphe 3.1.2). La cartographie des vitesses de frottement le long des transects est présentée sur la Figure 5.3a pour la vive-eau, et sur la Figure 5.3b pour la morte-eau. Les vitesses de frottement moyennes par transect en fonction du temps, pour les deux sessions de mesure, sont données sur la Figure 5.4a.

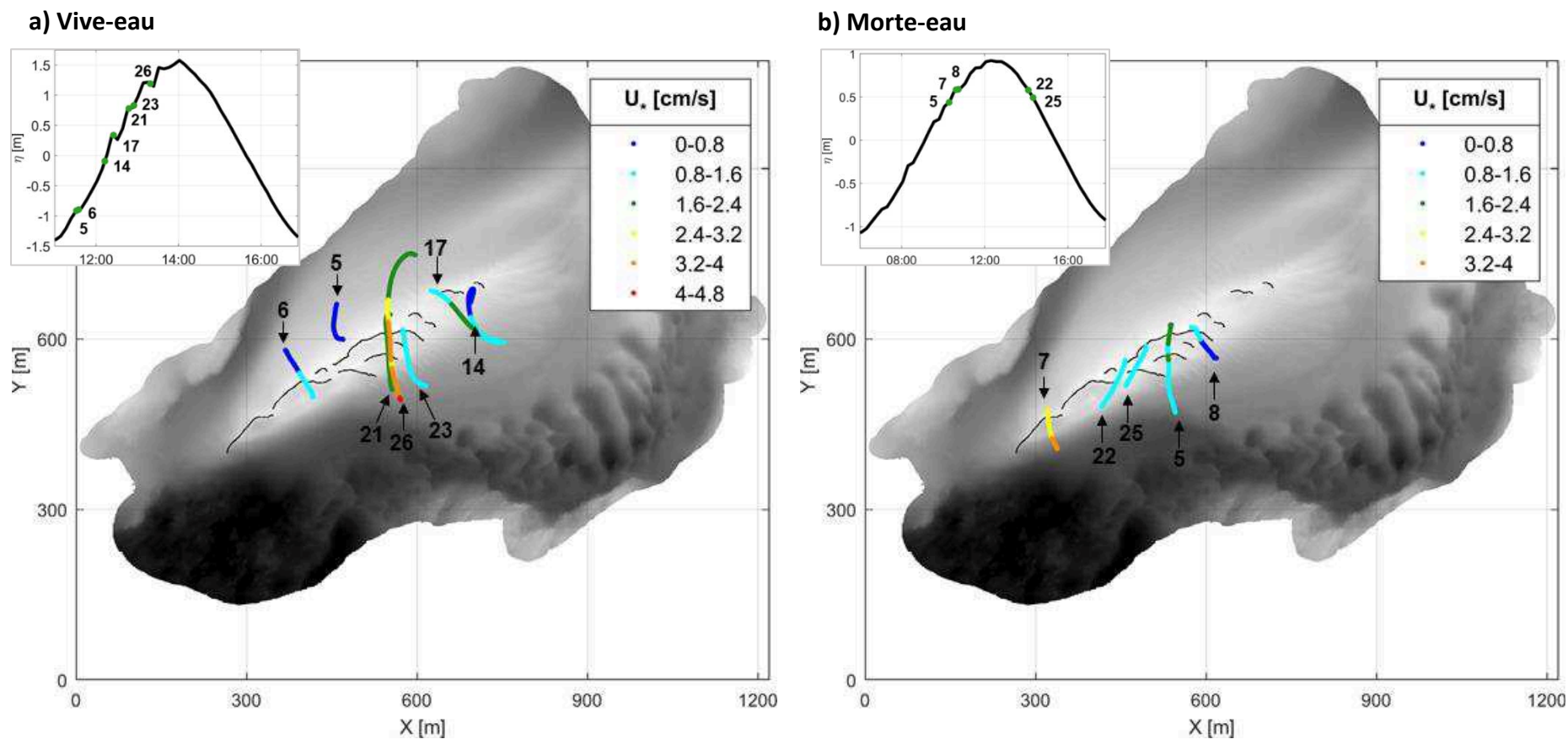


Figure 5.3. Cartographie de la vitesse de frottement sur le fond U_* modélisée par MARS3D pour les transects «avec transport » acquis au cours de la session de mesure : a) en vive-eau (coeff. 102) ; b) en morte-eau (coeff. 55). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.

Pour la vive-eau (coeff. 102), les transects avec transport sont répartis temporellement tout le long du flot. Les vitesses de frottement sont comprises entre 0.5 cm/s (pour le transect 14) et 4 cm/s (pour le transect 26) (Figure 5.3a). Sur l'ensemble des transects, la valeur moyenne s'élève à 1.7 cm/s, avec un écart-type de 1 cm/s (Figure 5.4a). Le transect possédant globalement les vitesses les plus faibles et le moins de variabilité est le transect 5, acquis au début du flot sur le flanc NO du banc. Il est caractérisé par une moyenne de 0.7 cm/s et un écart-type de 0.04 cm/s. Le transect possédant les vitesses les plus élevées est le transect 26, acquis sur la partie centrale du banc à la fin du flot. Il présente une moyenne de 2.6 cm/s et un écart-type de 0.8 cm/s.

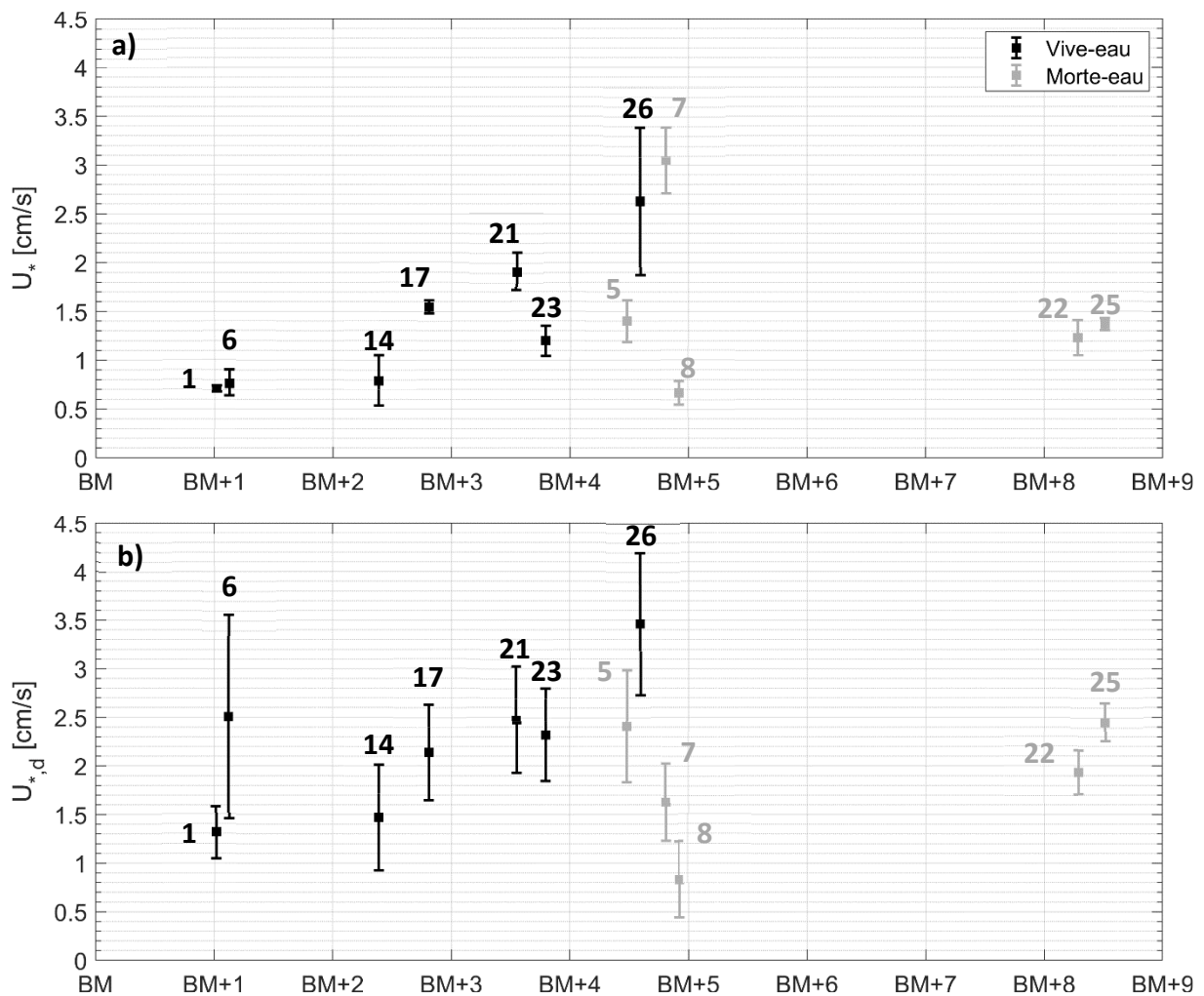


Figure 5.4. Vitesse de frottement sur le fond moyenne par transect, pour les transects « avec transport », en fonction de l'heure d'acquisition par rapport à la basse-mer (BM + heure), pour les sessions de mesure en vive-eau et en morte-eau (coeff. 102 et 55 respectivement.). La vitesse de frottement a été calculée : a) U_* : avec le courant modélisé par MARS3D ; b) $U_{*,d}$: avec la vitesse moyenne de dérive de la vedette. Les barres d'erreur indiquent \pm l'écart-type.

On observe globalement que la vitesse de frottement augmente à mesure que le flot avance (Figure 5.4a). Néanmoins, aucune tendance franche ne peut être dégagée, surtout si l'on couple l'aspect spatial à l'aspect temporel. On observe en effet (Figure 5.3a):

- Des valeurs similaires pour des transects acquis sur des zones différentes mais à des instants proches, ex. les transects 5 et 6,
- Des valeurs similaires pour des transects acquis sur des zones différentes et à des instants différents, ex. les transects 17 et 23 ou les transects 5-6 et 14
- Des valeurs différentes pour des transects acquis sur des zones similaires à des instants différents, ex. les transects 14 et 17 (25 min d'intervalle), ou même sur des zones quasiment identiques, ex. les transects 21 et 26 (50 min d'intervalle)

Comme explicité aux Chapitres 2 et 4, le courant sur le banc du Creïzic est hétérogène, spatialement et temporellement. La seconde moitié du flot est la période où les courants sont les plus intenses, et de directions les plus variables (spatialement et temporellement). La Figure 5.5 montre par exemple le courant intégré sur la verticale (d'après la modélisation MARS3D) pour le moment de l'acquisition du transect 26 (une seule sortie temporelle du modèle). Les courants sont intenses, avec des magnitudes comprises entre 1 m/s et 1.5 m/s pour la partie centrale et le flanc SE du banc. Pour ce moment de la marée, les directions sont majoritairement SE sur l'ensemble du banc et l'on observe une boucle de courant à la limite Est du banc.

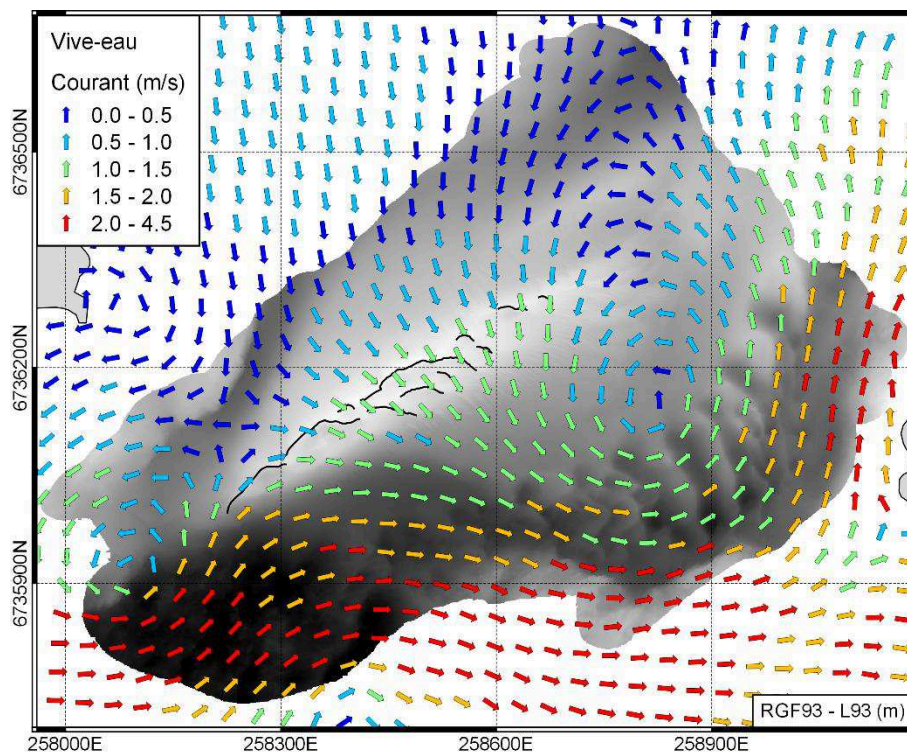


Figure 5.5. Courant intégré sur la verticale d'après le modèle MAR3D pour le moment d'acquisition du transect Tr26 de la vive-eau (coeff. 102). Le courant est sous-échantillonné pour l'affichage à une valeur tous les 40 m.

Pour la morte-eau (coeff. 55), les transects sont répartis de part et d'autre de la pleine mer. Les vitesses de frottement sont comprises entre 0.5 cm/s (pour le transect 8) et 3.5 cm/s (pour le transect 7) (Figures 5.3b-5.4a). Sur l'ensemble des transects, la valeur moyenne s'élève à 1.4 cm/s, avec un écart-type de 0.8 m/s (Figure 5.4b). Les vitesses de frottement de la morte-eau couvrent une gamme de valeurs similaires mais sont en moyenne plus faibles que celles acquises pour la vive-eau. Le transect possédant globalement les vitesses les plus faibles et le moins de variabilité est le transect 8, acquis à la fin du flot au NE de la partie centrale du banc, avec une moyenne de 0.7 cm/s et un écart-type de 0.1 cm/s. Le transect possédant les vitesses les plus élevées est le transect 7, acquis aussi à la fin du flot et à l'extrémité SO de la partie centrale du banc, avec une moyenne de 3 cm/s et un écart-type de 0.3 cm/s.

On observe globalement une bonne cohérence spatio-temporelle de la répartition des vitesses inter-transect, excepté pour les transects 7 et 8 acquis au même moment (7 min d'intervalle), mais sur des zones éloignées. Cette disparité provient de la non-hétérogénéité spatiale du courant : Le transect 7 est localisé au Sud-Ouest du banc, en partie dans une zone où les vitesses sont plus élevées que celles de la partie sommitale du banc où a été acquis le transect 8 (ex. Figure 5.5 en vive-eau, zone avec les flèches jaunes).

Vitesse de frottement calculée à partir de la vitesse de dérive de la vedette

Afin d'avoir une estimation *in situ* du courant, la dérive de la vedette a été utilisée. La vitesse de dérive a été calculée à partir déplacement entre deux positions GPS consécutives ($\Delta T = 1 s$), et lissée avec une moyenne sur une fenêtre glissante de 3 s. La vitesse de frottement a été calculée à partir de la vitesse de dérive en faisant l'hypothèse d'une couche limite turbulente avec un profil logarithmique s'étendant jusqu'à la surface, la hauteur d'eau étant connue et en prenant une longueur de rugosité $z_0 = \frac{D_{50}}{12}$ (Chapitre 3, paragraphe 3.3.1.2).

La cartographie des vitesses de frottement le long des transects est présentée sur la Figure 5.6a pour la vive-eau et sur la Figure 5.6b pour la morte-eau. Les vitesses de frottement moyennes par transect en fonction du temps pour les deux sessions de mesure sont données sur la Figure 4c-d. L'ordre de grandeur des vitesses de dérive a été donné dans les tableaux 5.1 et 5.2.

Pour la vive-eau (Figures 5.6a-5.4b), les vitesses de frottement sont comprises 0.5 et 5.5 cm/s, avec une moyenne de 2.2 ± 1.0 cm/s. Pour la morte-eau (Figures 5.6b-5.4b), les vitesses de frottements sont plus faibles, comprises entre 0.2 et 3.5 cm/s, avec une moyenne de 1.7 ± 0.8 cm/s.

Du point de vue temporel, pour la vive-eau, on observe globalement une augmentation de la vitesse moyenne (Figure 5.4b) à mesure que le flot avance, avec une moyenne de 1.3 cm/s pour le Tr5 et une moyenne de 3.5 cm/s pour le Tr26. Pour la morte-eau, on observe une diminution de la vitesse moyenne sur la fin du flot, de 2.4 cm/s pour le Tr5 à 0.8 cm/s pour le Tr8 (4d), puis une augmentation sur le début du jusant, de 1.9 pour le Tr22 à 2.5 pour le Tr25.

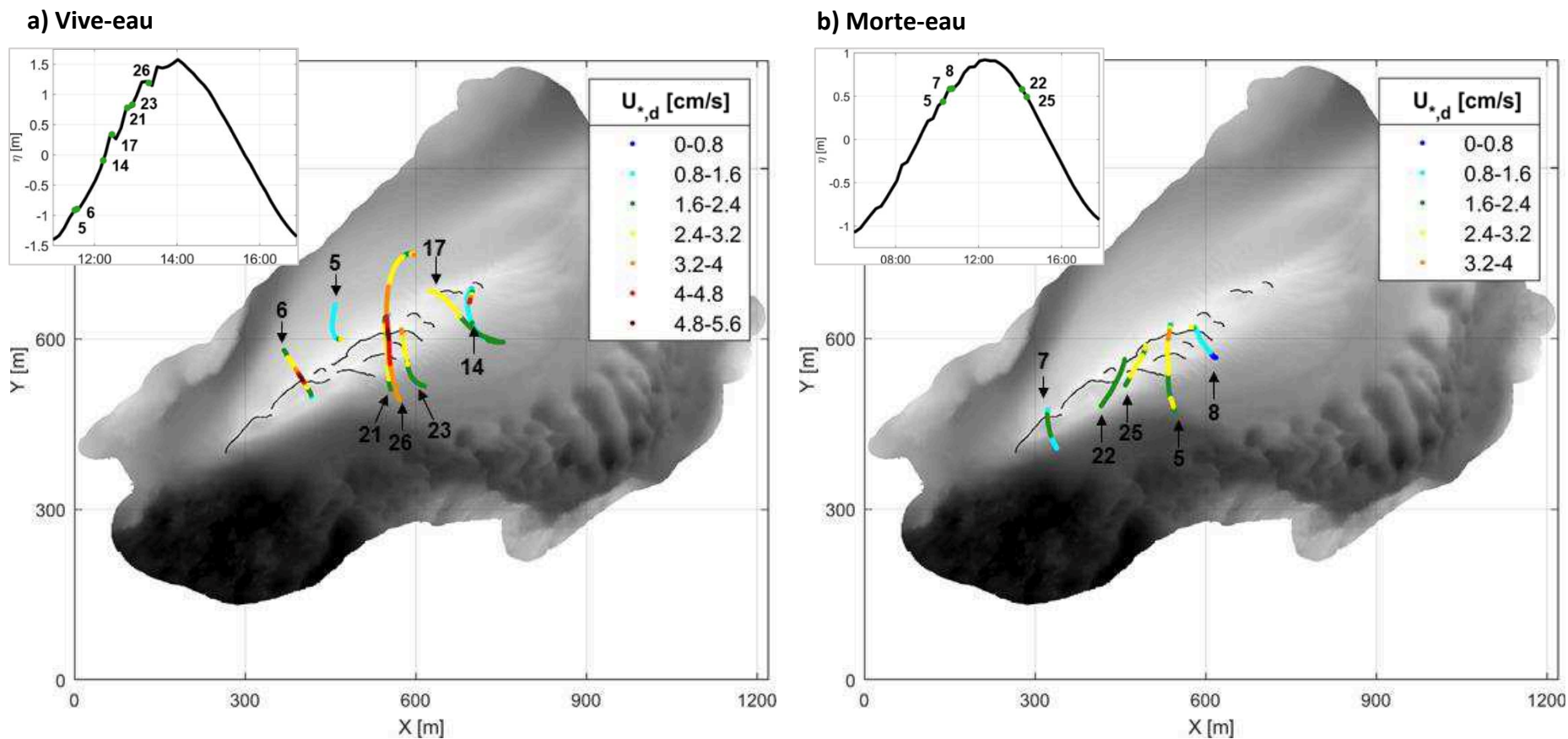


Figure 5.6. Cartographie de la vitesse de frottement $U_{*,d}$ calculée avec la vitesse de dérive de la vedette, pour les transects « avec transport » pour : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.

Du point de vue spatial, on observe que la vitesse de frottement est plus élevée sur la partie centrale du banc, que ce soit pour la vive-eau (Tr 6-21-23-26) ou pour la morte-eau (Tr 5-22-25). Sur les transects croisant une crête de dune, on observe une augmentation puis une diminution de la vitesse de frottement de part et d'autre de la crête. Cette augmentation-diminution est d'autant plus marquée pour les transects croisant la crête des dunes axiales, en venant de l'extérieur du banc (Tr21 -26 VE, et Tr5 ME) ou en venant de l'intérieur du banc sans croiser d'autres dunes (Tr 6 VE). L'exemple du Transect 26 (Figure 5.7) illustre cette évolution de la vitesse de frottement avec la topographie.

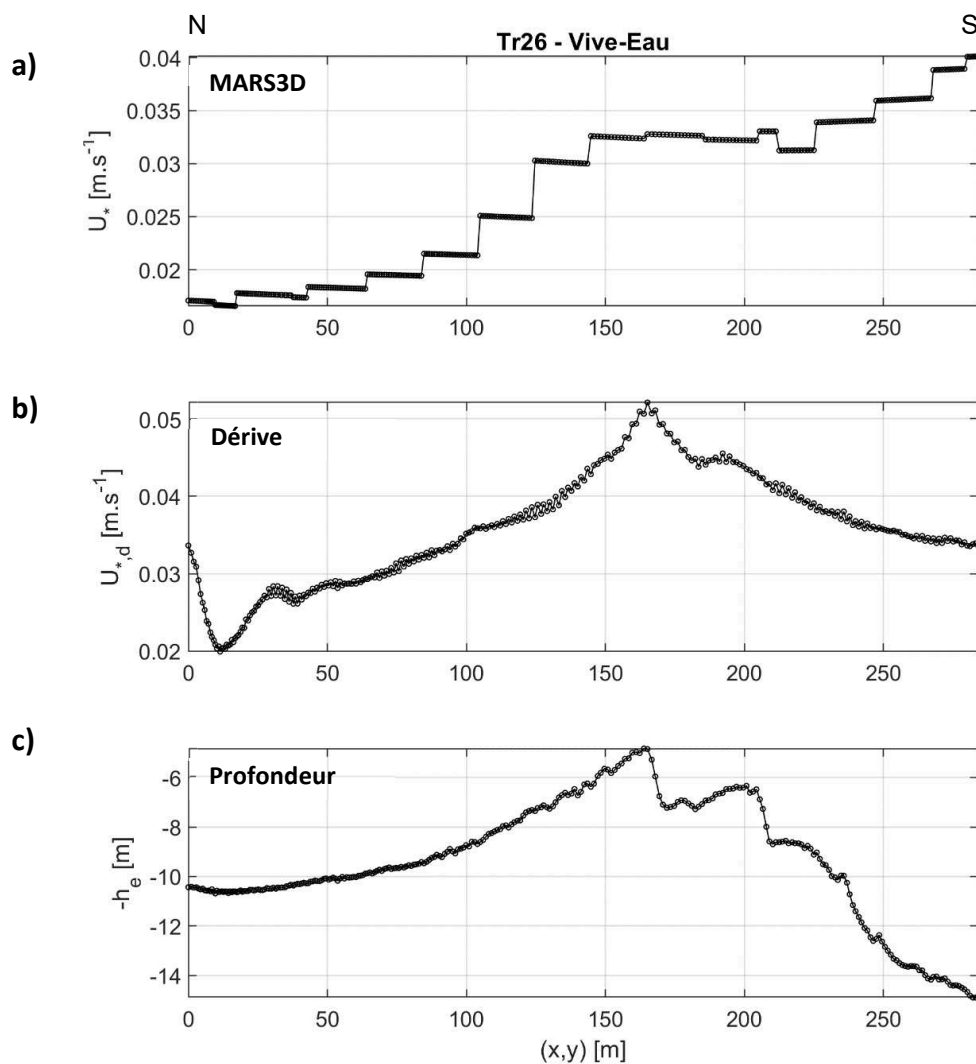


Figure 5.7. Exemple du transect 26 de la vive-eau. Vitesse de frottement sur le fond calculée: a) U_* : avec le courant modélisé par MARS3D ; b) $U_{*,d}$: avec la vitesse de dérive de la vedette. c) Distance verticale fond-surface de l'eau, affichée négativement pour la visualiser comme la topographie.

5.1.2.2. Cartographie de la densité surfacique de grains en transport par charriage

La densité surfacique de grains en transport par charriage a été calculée à partir de la vitesse de frottement, en se fondant sur les courbes d'isodensité de (Graf & Pazis, 1977) (Chapitre 3, paragraphe 3.3), comme suggéré par (Blanpain et al., 2015) : Graf et Pazis (1977)

ont obtenu expérimentalement des courbes du paramètre de mobilité de Shields θ (cf. Chapitre 1, section 1.2) en fonction du nombre de Reynolds de grain, pour un nombre de particules en mouvement par m^2 donné. Pour le nombre de Reynolds de grains représentatif des conditions moyennes de notre étude ($Re_g=16$), nous avons utilisé ces courbes afin de déterminer une expression reliant la densité de charriage, $D_{s,b}$ (m^{-2}) et la vitesse de frottement : $\log_{10}(D_{s,b}) = a \times \frac{1}{U_*^2} + b$, avec $a \sim -5.7 \cdot 10^4$ et $b \sim 1.1 \cdot 10^4$ (équation 3.14). Comme cette approche n'utilise pas l'excès par rapport à un seuil critique, nous avons pu calculer des densités de charriage pour des vitesses de frottement inférieures à la vitesse critique.

La densité critique de transport selon le critère de Shields (1936), pour les sédiments du Creïzic, correspond à 248 grains en mouvement par m^2 d'après la formule (3.14). À titre comparatif, les vitesses de frottement inférieures au seuil ont été exprimées en fonction des seuils qualitatifs de mise en mouvement de (Delft Hydraulics, 1972) (Tableau 5.3) obtenus expérimentalement. Le seuil critique de Shields est compris entre les seuils S6 et S7, c'est-à-dire qu'il correspondrait selon (Delft Hydraulics, 1972) à un mouvement permanent des grains à toutes les localisations de la surface du fond.

Tableau 5-3. Densité surfacique de grains en transport sur le fond, exprimée à partir des seuils qualitatifs de transport formulés expérimentalement dans (Delft Hydraulics, 1972), pour $Re_{e,g} = 16$.

	Description qualitative du mouvement des grains sur le fond	$D_{s,b}$ (m^{-2})
S1	Occasionnel à quelques localisation	0.08
S2	Fréquent à quelques localisations	1.4
S3	Fréquent à de nombreuses localisations	7
S4	Fréquent à presque toutes les localisations	16
S5	Fréquent à toutes les localisations	80
S6	Permanent à toutes les localisation	202
	Seuil de Shields critique	248
S7	Transport généralisé (initiation de ride)	378

Densité de charriage calculée à partir du courant modélisé par MARS3D

Pour la vive-eau, les densités de charriage sont comprises entre 0 et 22 300 grains par m^{-2} (Figure 5.8a), et valent en moyenne 940 m^{-2} . Pour la morte-eau (Figure 5.8b), les densités sont plus faibles, comprises entre 0 et 14000 m^{-2} , avec une moyenne 1000 m^{-2} .

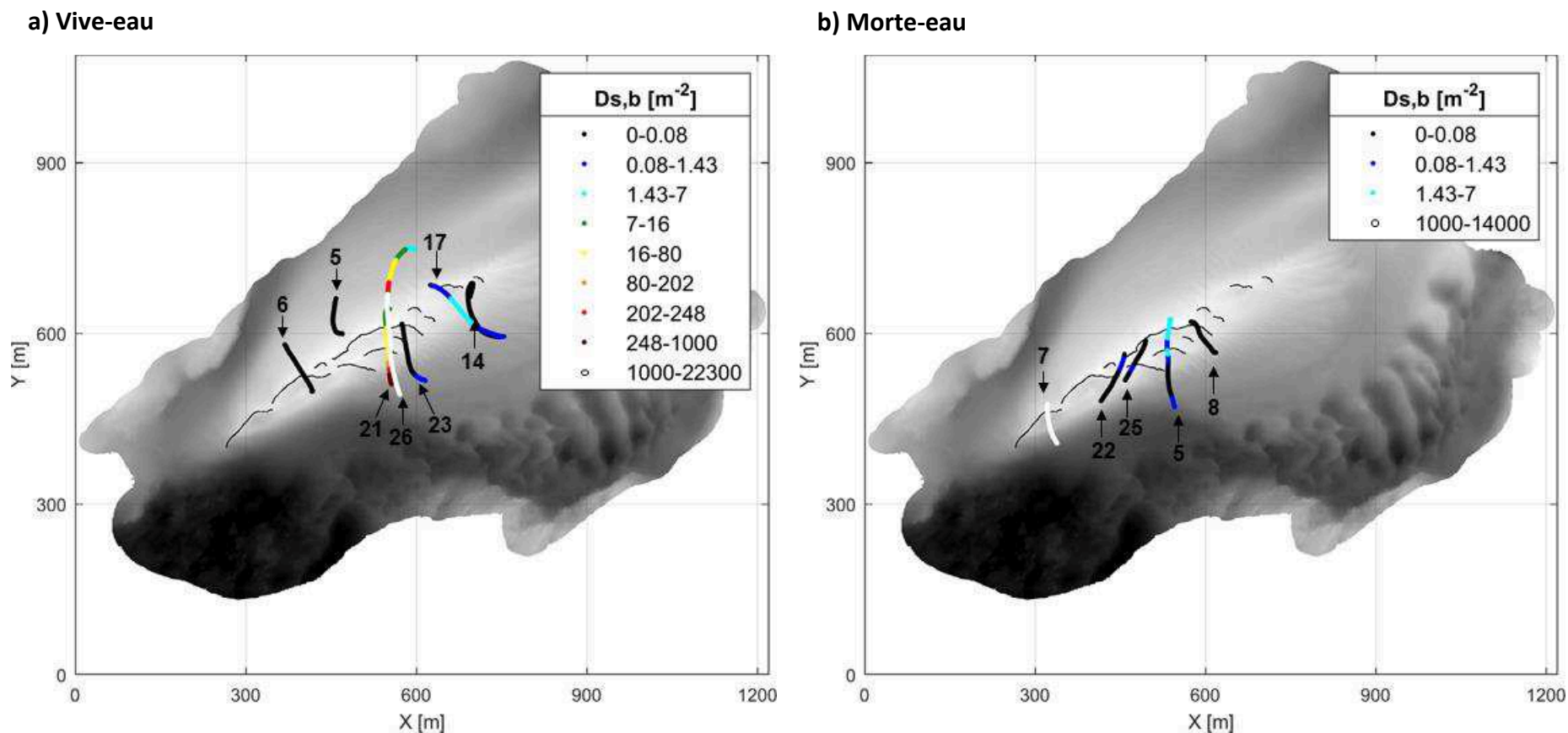


Figure 5.8. Cartographie de $D_{s,b}$ la densité surfacique de grains en transport par charriage calculée avec la vitesse de frottement obtenue à partir du courant modélisé par MARS3D, pour les transects « avec transport », pour : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). La densité $248 m^{-2}$ correspond au seuil critique de Shields calculé d'après (Bonnefille, 1963; Yalin, 1977). Les intervalles inférieurs à $248 m^{-2}$ sont proposés en cohérence avec les seuils qualitatifs de transport de (Delft Hydraulics, 1972). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de $-25 m$ à $-3 m$ (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.

Les densités sont inférieures au seuil minimal S1 (Tableau 5.3) de « mouvement occasionnel à quelques localisations » pour les transects 6-5-14 de la vive-eau et le transect 8 de la morte-eau (Figure 5.8). La vitesse de frottement modélisée ne prédit donc aucun transport selon les seuils de (Delft Hydraulics, 1972). Les autres transects entièrement sous le seuil critique de Shields, c.à.d. les transects 17-23 de la vive-eau et 5-22-25 de la morte-eau, possèdent majoritairement des densités correspondant à S1, et dans une moindre mesure des densités associées au seuil S2 de mouvement « fréquent à quelques localisations ».

Les transects 21-26 de la vive-eau et 7 de la morte-eau présentent des densités plus élevées, et en partie supérieures au seuil critique de Shields. Pour le transect 21, les densités sont comprises entre 8 et 600 grains m^{-2} . Elles correspondent au minimum à un mouvement « fréquent à de nombreuses localisations » (S3, Tableau 5.3), avec 15 % des points au-dessus du seuil de Shields critique. Pour le transect 7 de la morte-eau, les densités vont de 1900 à 13200 m^{-2} , avec une moyenne de 6700 grains m^{-2} . Le transect 26, acquis pour les conditions hydrodynamiques les plus intenses, présente la moyenne la plus élevée, égale à 9600 grains m^{-2} , 55 % de ses points sont compris dans l'intervalle [1200-22300] m^{-2} .

Densité de charriage calculée à partir de la vitesse de dérive de la vedette

Pour la vive-eau, les densités de charriage sont comprises entre 0 et 52000 grains par m^{-2} (Figure 5.9a), et valent en moyenne $3900 \pm 8100 m^{-2}$. Les gammes de densités proposées pour l'affichage de la Figure 5.9a présentent des pourcentages similaires. La classe de densité la plus représentée est [0 16[m^{-2} (13 %), correspondant à un transport allant de nul à un « mouvement des grains fréquent à presque toutes les localisations » (Seuil S4 Tab 4 de (Delft Hydraulics, 1972)). On retrouve cette gamme de densités principalement sur les transects 5, 14, et 17 dans une moindre mesure. La seconde classe la plus représentée est [3500 5500 [m^{-2} (10 %). Sur les zones de crêtes (transect 6-17-21-26-23), la densité de charriage est au moins égale à 5500 m^{-2} . Pour les transect 17-21-23, les portions appartenant à la classe [5500 15000[valent respectivement en moyenne $5600 \pm 0 m^{-2}$, $6700 \pm 800 m^{-2}$, $7700 \pm 1800 m^{-2}$. Pour les transects 6 et 26, les portions appartenant à la classe [15000 52000] sont égales en moyenne respectivement à $26400 \pm 8300 m^{-2}$ et $34700 \pm 8300 m^{-2}$.

Les densités surfaciques de charriage pour la morte-eau sont plus faibles. Elles sont comprises entre 0 et 14000 m^{-2} , avec une moyenne $700 \pm 1700 m^{-2}$ (Figure 5.9b). La classe de densités la plus représentée est [16 248[m^{-2} (17 %), que l'on retrouve sur chacun des transects dans des proportions comprises entre 0.9 % pour le transect 8 et 49 % pour le transect 22. La seconde classe de densités la plus représentée est [500 1500[m^{-2} retrouvée sur chacun des transects également, dans des proportions comprises entre 0.9 % pour le transect 8 et 53 % pour le transect 25. Le transect 8 est caractérisé par un transport inférieur au seuil S4 pour 98 % de ces points, avec une moyenne de $0.004 \pm 0.6 m^{-2}$, donc aucun transport n'est prédit avec la vitesse de dérive

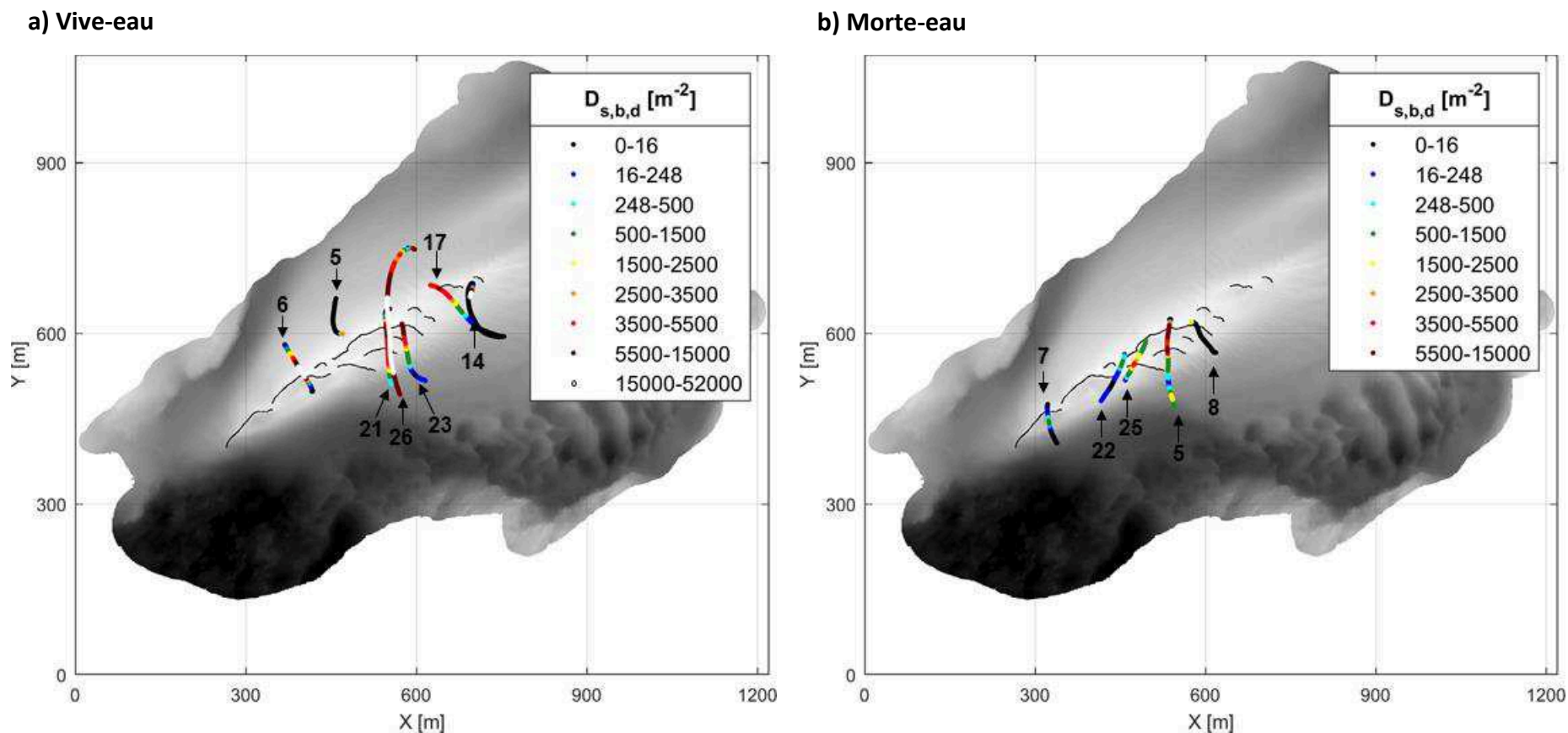


Figure 5.9. Cartographie de $D_{s,b,d}$ la densité surfacique de grains en transport par charriage calculée avec la vitesse de frottement obtenue à partir de la vitesse dérive, pour les transects « avec transport » pour : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). La densité $248 m^{-2}$ correspond au seuil critique de Shields calculé d'après (Bonnefille, 1963; Yalin, 1977). Les intervalles inférieurs à $248 m^{-2}$ sont proposées en cohérence avec les seuils qualitatifs de transport de (Delft Hydraulics, 1972). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.

Les zones de crête présentent des densités plus élevées pour les transects 5 et 25. Pour le transect 25, la portion dont les densités sont comprises dans l'intervalle $[2500 \text{ } 5500[\text{ m}^{-2}$ possède une densité moyenne de 3100 m^{-2} , avec un maximum de 3700 m^{-2} à 1 m avant le sommet de la dune. Pour le transect 5, la portion croisant les deux crêtes de dunes présente les valeurs les plus élevées de la morte-eau, avec une moyenne de 6000 m^{-2} sur l'intervalle $[2500 \text{ } 5500[\text{ m}^{-2}$. Les deux zones de densités maximales, dans l'intervalle de $[5500 \text{ } 15000 [\text{ m}^{-2}$, présentent respectivement du Nord au Sud une moyenne de $8800 \pm 2800 \text{ m}^{-2}$, avec une densité maximale de 13000 m^{-2} environ 2 m après le sommet dune, et une moyenne de $5700 \pm 600 \text{ m}^{-2}$ avec une densité maximale de 6500 m^{-2} sur le sommet de la dune.

5.1.3. Estimation du charriage à partir des données d'acoustique passive

Dans le présent paragraphe, nous présentons tout d'abord les données acoustique *in situ* traitées, consistant en des pressions moyennes ($P_{rms,mes}$), correspondant à l'intensité du signal acoustique moyenne sur la bande de fréquences du transport 60-80 kHz (moyenne à $\Delta T = 1 \text{ s}$) (cf. Chapitre 3, paragraphe 3.4.2). Nous présentons ensuite les densités surfaciques de grains en transport par charriage ($D_{s,b} \text{ m}^{-2}$) obtenues à partir de ces pression *rms* moyennes en appliquant la méthode explicitée au Chapitre 3, paragraphe 4.1.

5.1.3.1. Pressions acoustiques moyennes in situ $P_{rms,mes}$ pour le charriage

La cartographie de la $P_{rms,mes}$ est présentée sur la Figure 5.10, pour les sessions de mesure en vive-eau et en morte-eau. Les moyennes de la $P_{rms,mes}$ par transect en fonction du temps sont données sur la Figure 5.11a-b.

Vive-eau

Pour les transects de la vive-eau (Figure 5.11a), les niveaux de $P_{rms,mes}$ appartiennent à l'intervalle $1.3 \cdot 10^{-2}$ et 1.98 Pa , soit $[83\text{-}126] \text{ dB}$. Sur l'ensemble des transects, la valeur moyenne s'élève à $1.4 \cdot 10^{-1} \text{ Pa}$ (103 dB), l'écart-type à $2.3 \cdot 10^{-1} \text{ Pa}$. (Figure 5.11a).

Le transect 17 présente les niveaux les plus faibles, avec des niveaux inférieurs à 0.04 Pa sur 60 % de sa trajectoire (92 dB). Le transect 6 présente les niveaux les plus élevés, avec des niveaux supérieurs à 0.45 Pa sur 70 % de sa trajectoire (113 dB).

Les valeurs de $P_{rms,mes}$ au sein d'un transect sont globalement incluses dans un ordre de grandeur 10. Le rapport entre le niveau max et le niveau min vaut en moyenne 6.8 Pa. Le transect Tr5 présente le rapport le plus faible à 1.3 ; le transect 26 possède le rapport le plus élevé, à 17.3.

Si l'on considère seule la variable temps par rapport à la basse-mer, la $P_{rms,mes}$ moyenne par transect par rapport ne présente pas d'évolution caractéristique (Figure 5.11a), les valeurs moyennes sont similaires quelque que soit le temps.

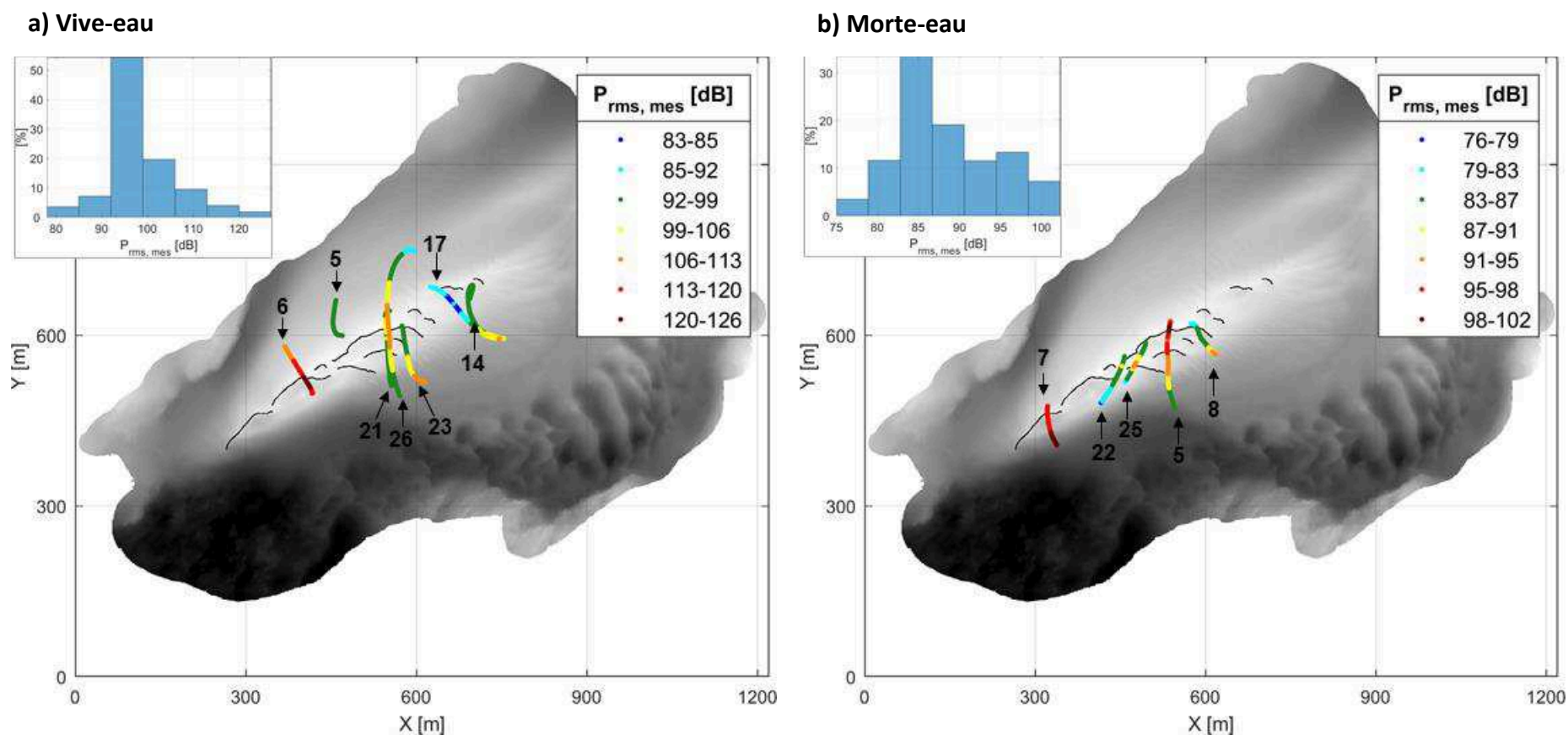


Figure 5.10. Cartographie des transects de pression moyenne mesurée $P_{rms,mes}$ correspondant au son généré par les grains en transport sur le fond pour les transects « avec transport » : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). L’histogramme en haut à gauche présente la répartition par gamme de $P_{rms,mes}$. La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.

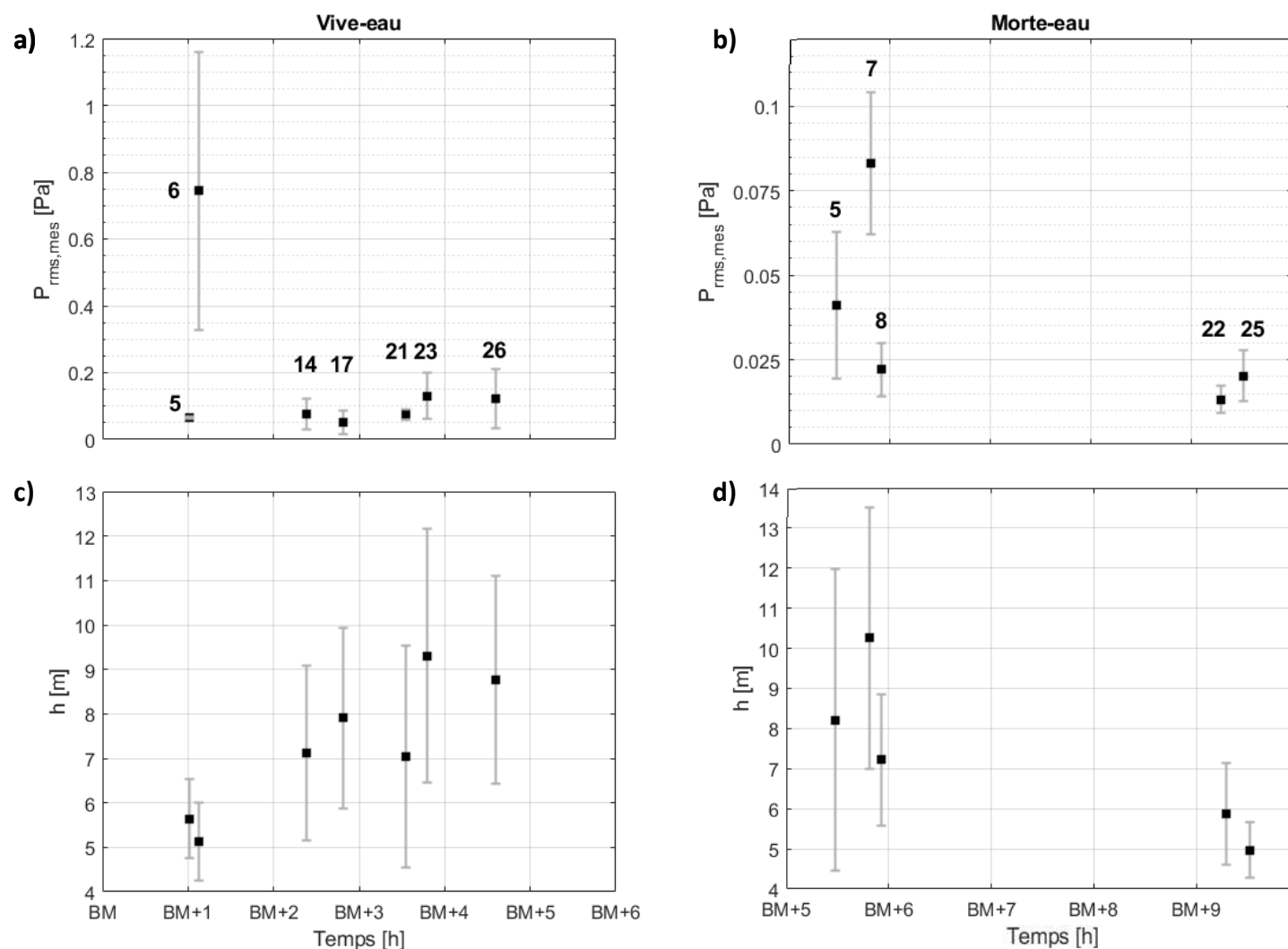


Figure 5.11. Pressions *rms* mesurées $P_{rms,mes}$ et hauteurs d'eau fond-hydrophone h moyennes par transect pour les transects « avec transport » en fonction du temps d'acquisition par rapport à la basse-mer (BM) ; (a)-(c) session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; (b)-(d) session de mesures en morte-eau (coeff. 55). Les barres d'erreur correspondent à l'écart-type.

Morte-eau

Pour les transects « avec transport » de la morte-eau (Figure 5.10b), les $P_{rms,mes}$ appartiennent à l'intervalle $6.4 \cdot 10^{-3}$ et $1.2 \cdot 10^{-1}$ Pa, soit 76 dB à 102 dB. La valeur moyenne s'élève à $3.4 \cdot 10^{-2}$ Pa (91 dB), et l'écart-type vaut $2.8 \cdot 10^{-2}$ Pa (Figure 5.11b).

En comparaison avec les $P_{rms,mes}$ acquises en vive-eau (Figure 5.10), les $P_{rms,mes}$ de la morte-eau couvrent des gammes de valeurs qui se recoupent mais sont plus faibles. On a un rapport d'environ 2 entre la moyenne des transect en vive-eau, et le moyenne des transects en morte-eau. Les valeurs minimales de la ME sont inférieures à celles de la VE, avec un minimum à $6.4 \cdot 10^{-3}$ contre un minimum $1.3 \cdot 10^{-2}$ Pa, la gamme bleu foncé de la vive-eau (Figure 5.10a) correspond aux gammes bleu foncé et cyan de la morte-eau (Figure 5.10b). Les valeurs maximales de la ME sont très inférieures à celles de la VE, avec un maximum à $1.2 \cdot 10^{-1}$ Pa contre un maximum 1.98 Pa, le maximum de la ME correspondant au maximum du transect 21 de la VE. Le transect 22 présente les niveaux les plus faibles, avec une moyenne de 0.02 Pa et un écart-type de 0.004 Pa. Le transect 7 présente les valeurs les plus élevées, avec une moyenne de 0.08 Pa et un écart-type de 0.02 Pa.

Le rapport entre le niveau max et le niveau min sur un transect est plus faible que pour la VE. Il est égal en moyenne à 4.5, au minimum à 2.1 pour le transect 7 et au maximum à 7.4 pour le transect 8.

Si l'on considère seule la variable temps par rapport à la basse-mer, la P_{rms} moyenne par transect est plus élevée pour les transects acquis à la fin du flot. La moyenne pour l'ensemble des P_{rms} des transects 5-7-8, acquis à la fin du flot, vaut 0.041 Pa avec un écart-type de 0.028 Pa. La moyenne pour l'ensemble des $P_{rms,mes}$ des transects 22-25, acquis au début du jusant, vaut 0.016 Pa, avec un écart-type de 0.006 Pa.

5.1.3.2. Évolution de la $P_{rms,mes}$ en fonction de la hauteur hydrophone-fond h_{mes}

Dans ce paragraphe nous allons analyser l'évolution de la $P_{rms,mes}$ en fonction de la hauteur de l'hydrophone au-dessus du fond h_{mes} , car des comportements différents ont été constatés. Comme les profondeurs absolues (ex. référencées au zéro IGN 69) sondées par un transect, d'un transect à l'autre, sont à peu près les mêmes, le seul élément qui induit une variation de que la hauteur moyenne hydrophone-fond d'un transect à l'autre, c'est l'évolution du niveau d'eau avec la marée.

On observe trois comportements généraux en termes d'évolution du niveau de $P_{rms,mes}$ le long d'un transect, au regard de la profondeur et de la présence de figures sédimentaires (grandes dunes) sous l'hydrophone. Ces comportements sont synthétisés dans le Tableau 5.4.

Des exemples typiques de ces trois comportements sont présentés sur les Figures 5.12 et 5.13, avec le transect 14 de la vive-eau pour le cas (a), le transect 7 de la morte-eau pour le cas (b), et les transects 6 et 26 de la vive-eau pour le cas (c). Les autres transects peuvent être associés à l'un de ces trois comportements (Tableau 5.4) même s'ils le suivent de manière moins

caractéristique, et certains transects peuvent être associés à deux des comportements, ex. (a) + (c) pour le transect 17 ou (a)+(b) pour les transects Tr23 VE et Tr7 ME

Tableau 5-4. Comportements généraux observés pour l'évolution de la $P_{rms,mes}$ en fonction de la distance verticale hydrophone-fond h_{mes} . VE signifie vive-eau, ME signifie morte-eau. Le transect 5 de la vive-eau n'est pas inclus car sa $P_{rms,mes}$ est quasiment constante.

	Comportement	Transects
(a)	Pas de figures sédimentaires notables (MNT2017) La $P_{rms,mes}$ augmente avec h_{mes} qui augmente	Portions des Tr14 VE - Tr17 VE - Tr23 VE -Tr7 ME – Tr8 ME sur le flanc SE du banc
(b)	Présence de figures sédimentaires notables (MNT2017) Pas de corrélation apparente entre l'évolution de la $P_{rms,mes}$ et la topographie liée aux dunes	Portions des Tr23 VE-Tr7 ME sur la partie sommitale du banc
(c)	Présence de figures sédimentaires notables <i>a priori</i> La $P_{rms,mes}$ augmente avec h_{mes} qui diminue en corrélation apparente avec la topographie des dunes de la partie centrale du banc	De manière indiscutable : Tr6 VE –Tr21 -Tr26 VE-Tr5 ME- Tr25 ME –Partie NO du Tr17 VE De manière moins claire : 8 ME-22 ME

Cas (a) - Exemple du transect 14 de la vive-eau

Le Tr 14 a été acquis 2h30 après la BM, sur la partie NE du banc, du NO vers le SE en descendant le flanc du banc (Figure 5.10a). Il couvre une gamme de valeurs de [0.04 - 0.21] Pa, avec une moyenne de 0.076 ± 0.046 Pa.

On observe deux tendances pour sa $P_{rms,mes}$ (Figure 5.12a) : une première zone avec une $P_{rms,mes}$ quasi constante, et qui ne semble pas être corrélée avec la profondeur ; une seconde zone où la $P_{rms,mes}$ augmente de manière constante avec la profondeur, selon un taux moyen de $+ 2.5 \pm 3.5 \cdot 10^{-3}$ Pa/m. Pour cette augmentation conjointe, on trouve la relation linéaire $P_{rms,mes} = 0.047 \times h_{mes} - 0.31$, avec un coefficient de détermination $R^2 = 0.87$.

Pour la portion du transect 17 uniquement sur le flanc du banc (sur 120 m de transect, non montré en profil mais visible sur la Figure 5.10a), on obtient également une relation linéaire: $P_{rms,mes} = 0.019 \times h_{mes} - 0.1$, avec $R^2 = 0.97$. Ce type de relation a été trouvée pour d'autres portions de transects (cf. Tableau 5.4, première ligne), avec des coefficients de régression variables mais des coefficient de détermination élevés ($R^2 \geq 0.7$).

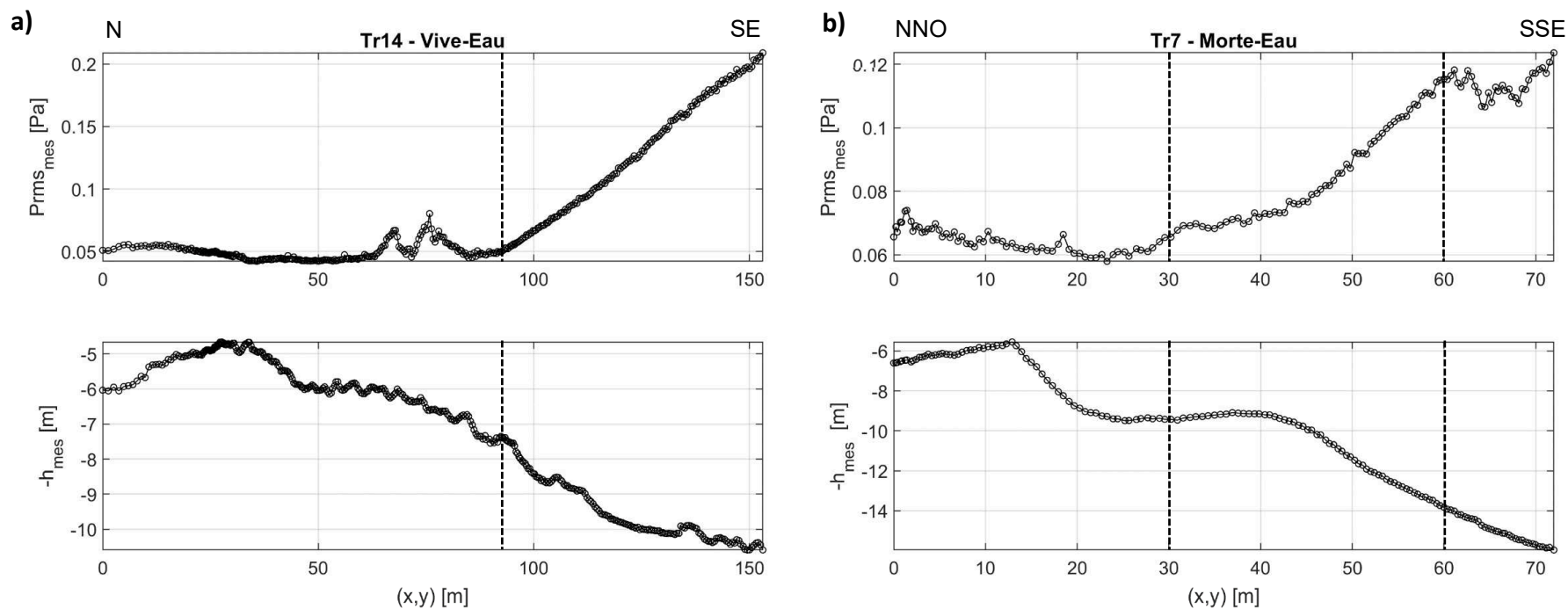


Figure 5.12. Évolution de $P_{rms,mes}$ la pression moyenne mesurée par acoustique passive pour la bande de transport 60-80 kHz, de $-h_{mes}$ avec h_{mes} la hauteur de l'hydrophone au-dessus du fond en fonction de la position $(x(t), y(t))$ donnée au pas de temps $\Delta T = 1$ s pour les transects : (a) Tr14 de la vive-eau ; (b) Tr7 de la morte-eau. Les lignes verticales en pointillés délimitent des sections de pression moyenne de tendance similaire.

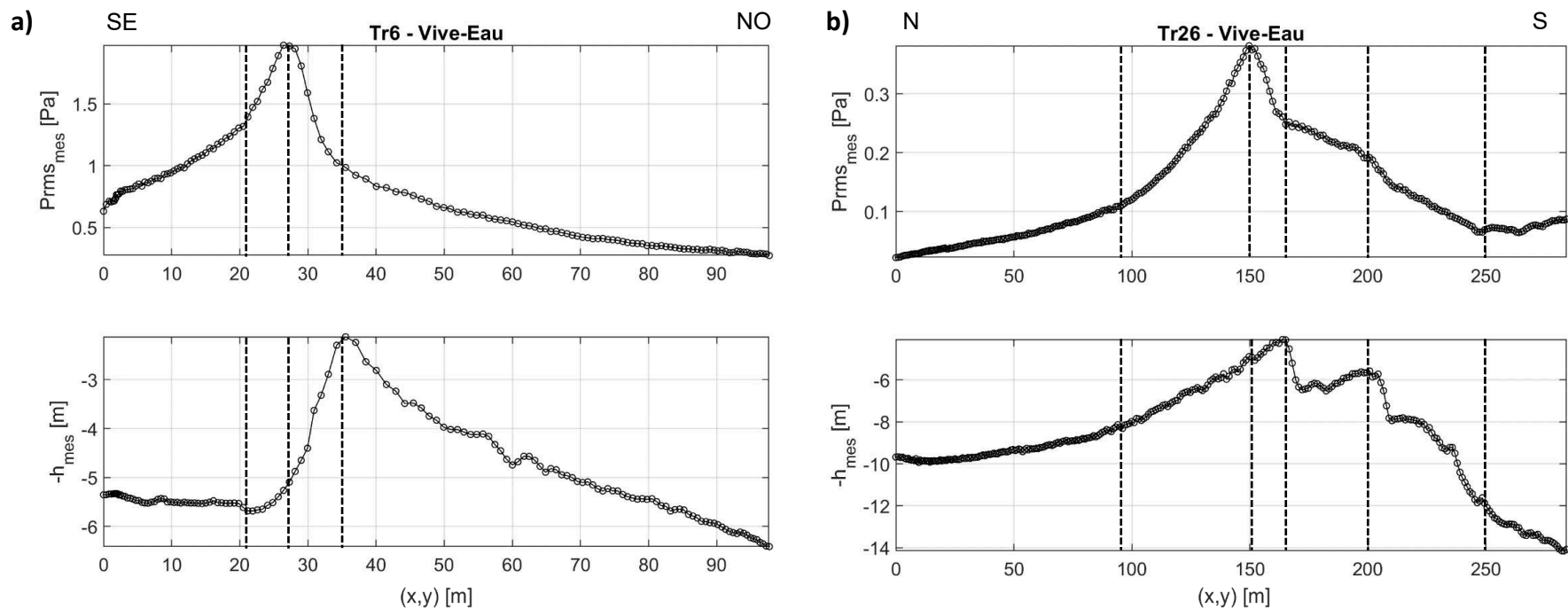


Figure 5.13. Évolution de $P_{rms,mes}$ la pression moyenne mesurée par acoustique passive pour la bande de transport 60-80 kHz, de $-h_{mes}$ avec h_{mes} la hauteur de l'hydrophone au-dessus du fond en fonction de la position $(x(t), y(t))$ donnée au pas de temps $\Delta T = 1$ s pour les transects : (a) Tr6 ; (b) Tr26 de la vive-eau. Les lignes verticales en pointillés délimitent des sections de pression moyenne de tendance similaire.

Cas (b) - Exemple du transect 7 de la morte-eau

Le Tr 7 de la morte-eau a été acquis 1h avant la PM. Il a été réalisé à l’extrémité SO de la partie centrale banc, du NO vers le SE, et passe *a priori* au-dessus d’une dune de type ridge, croisant quasiment orthogonalement sa ligne de crête (Figure 5.10b). Il présente une $P_{rms,mes}$ moyenne de 0.083 ± 0.021 Pa. Il s’agit du transect avec les $P_{rms,mes}$ les plus élevées pour la morte-eau.

Il comporte trois tendances pour d’évolution pour la $P_{rms,mes}$ (Figure 5.12b) : une zone relativement constante, une zone caractérisée par une augmentation significative, relativement par rapport à la zone précédente, et une nouvelle zone constante. La P_{rms} semble corrélée à la profondeur uniquement sur la zone centrale d’augmentation, pour laquelle on trouve une relation linéaire comme identifié au cas (a), $P_{rms,mes} = 0.007 \times h_{mes} + 0.004$ avec $R^2 = 0.94$.

N.B. : Pour la suite de ce chapitre, on va considérer que le comportement (b) est uniquement lié au fait que les figures sédimentaires *a priori* sous-jacentes ont très probablement migré, comme on peut le supposer d’après nos connaissances sur la dynamique des dunes sur le Creizic, et que la bathymétrie de Nov. 2017 n’est tout simplement plus adaptée.

*Cas (c) - Exemples des transect 6 et 26 de la vive-eau**Transect 6*

Le Tr6 de la vive-eau a été acquis au début du flot, sur la partie SO de la zone centrale du banc. Il croise orthogonalement une ligne de crête d’une grande dune de type « ridge » (Figure 5.10a). Il s’agit du transect qui présente les $P_{rms,mes}$ les plus élevées de l’ensemble du jeu de données, avec une moyenne de 0.74 Pa +/- 0.42 Pa.

Sa $P_{rms,mes}$ (Figure 5.13a) est caractérisée par un pic quasi-symétrique centré sur $(x, y) = 26$ m, et atteignant la valeur maximale de 1.98 Pa., qui semble corrélé à la présence de la dune : Le niveau de $P_{rms,mes}$ augmente à mesure que l’on s’approche de la face aval très abrupte de la dune, en étant maximal sur la partie inférieure du flanc, puis diminue à mesure que l’on passe le flanc et la crête. On note que les niveaux atteints par la $P_{rms,mes}$ à la fin du transect, pour les hauteurs les plus importantes, sont tout de même plus élevées que celles des autres transects.

Transect 26

Le transect Tr26 de la vive-eau a été acquis 4h30 après la BM, sur la partie centrale du banc, du N au S (Figure 5.10a). Il croise deux lignes de crête de dunes, la première orthogonalement, la seconde obliquement. Ses $P_{rms,mes}$ sont comprises entre 0.022 Pa et 0.381 Pa, avec une moyenne de 0.12 ± 0.09 Pa. Il est le second transect en terme d’intensité de la $P_{rms,mes}$. À l’image du transect 6, sa $P_{rms,mes}$ présente un pic remarquable (Figure 5.13b). Néanmoins ce pic n’est pas symétrique, et les taux linéaires d’augmentation ou de diminution de la pression linéaires sont plus faibles.

Ainsi, on remarque que la $P_{rms,mes}$ augmente à mesure que l'on se rapproche de la première dune, le pic de $P_{rms,mes}$ est centré sur la face amont de cette première dune. Une fois passée cette première dune, la P_{rms} diminue sur la zone [160-200] m d'inter-dune/de la face aval de la seconde dune, mais avec un taux plus faible que celui du segment [150-162] m précédent, et avec un taux plus faible en valeur absolue que pour l'augmentation avant la valeur maximale. Une fois les deux dunes passées, on trouve une diminution à tendance homogène de la $P_{rms,mes}$ sur des zones correspondant à des diminutions à tendance homogène de la hauteur hydrophone-fond.

5.1.3.3. Densités de charriage obtenues par inversion des données acoustique de $P_{rms,mes}$
Relation densité de charriage et pression rms simulée : $D_{s,b} \leftrightarrow P_{rms,simul}$

Les pression acoustique moyennes mesurées *in situ*, exploitées sur la bande 60-80 kHz correspondant au transport pour notre diamètre médian ($d_{50} = 1.25$ mm) sont comparées à des pressions théoriques (Blanpain et al., 2015; Thorne & Foden, 1988), simulées pour une densité de charriage donnée. La densité de charriage correspondant à la mesure *in situ*, $D_{s,b}$ (m^{-2}) est celle qui a été utilisée pour simuler la pression théorique la plus proche de la pression mesurée (au sens des moindres carrés) (cf. Chapitre 3, paragraphe 4.3.1).

Nous avons implémenté 38 valeurs possibles de densités en entrée de la méthode pour simuler la pression moyenne théorique $P_{rms,simul}$. Ces densités possibles sont réparties de $1.4 m^{-2}$ (seuil qualitatif S2 de (Delft Hydraulics, 1972)) à $30\,000 m^{-2}$. Les résultats présentés dans le paragraphe 5.1.3.3 correspondent donc à un ensemble de valeurs discrètes, et les valeurs statistiques calculées sont données à titre comparatif. Les valeurs de $P_{rms,simul}$ simulées sont présentées sur la Figure 5.14.

La $P_{rms,simul}$ vaut $8.8 \cdot 10^{-4}$ Pa pour la plus faible densité proposée à $1.43 m^{-2}$, et $1.7 \cdot 10^{-3}$ Pa pour la seconde densité proposée à $7 m^{-2}$. Pour la densité la plus élevée à $30\,000 m^{-2}$, la $P_{rms,simul}$ vaut 0.38 Pa.

Pour le transect 6 de la vive-eau, les valeurs de $P_{rms,mes}$ sont bien plus élevées que la gamme de valeurs proposées en entrée de la méthode (jusqu'à 1.98 Pa). En effet, au moment où la méthode a été codée, le transect 6 ne faisait pas partie des données considérées pour estimer la gamme des densités possibles à implémenter (il avait été initialement mis de côté). La relation linéaire entre la pression moyenne simulée $P_{rms,simul}$ et $\sqrt{D_{s,b}}$ visible sur la Figure 5.14 ($R^2 = 0.988$ pour les valeurs entre 5000 et 30000 m^{-2}), est cohérente avec l'approximation de (Beranek, 1971) pour notre distribution de sources aléatoires indépendantes, et a donc été utilisée pour inverser les données de $P_{rms,mes}$ du transect 6 en termes de densité de charriage.

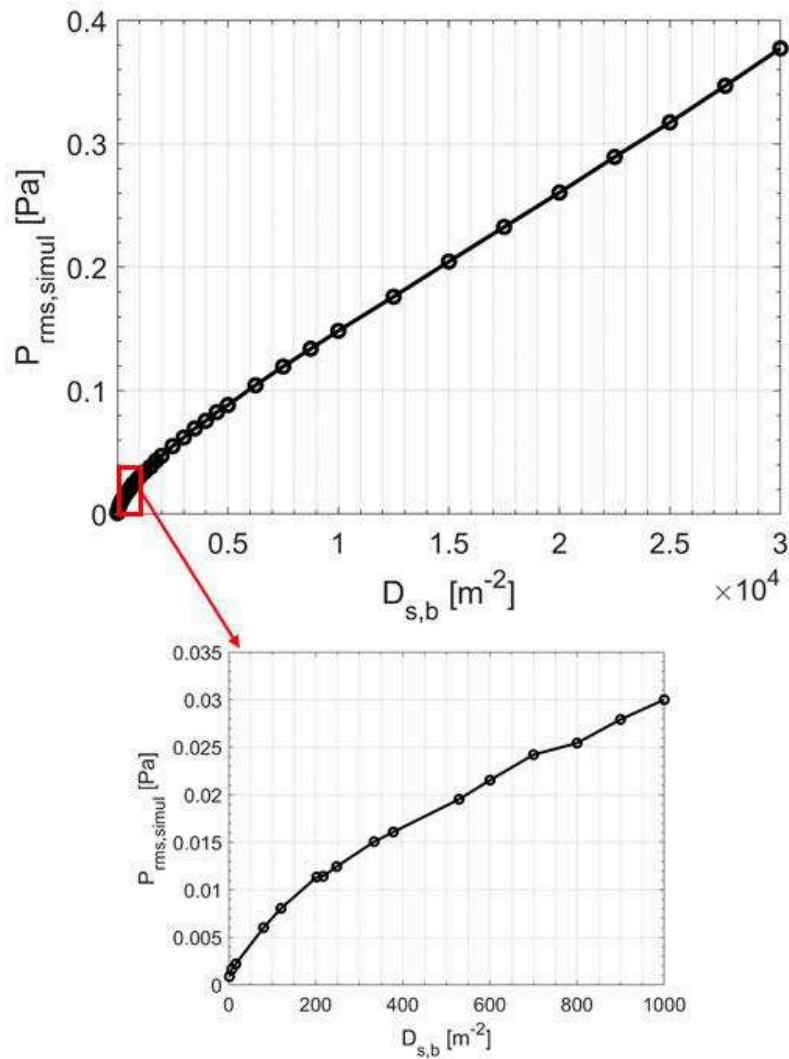


Figure 5.14. Courbe de pressions rms simulées $P_{rms,simul}$ en fonction des 38 valeurs possibles de densités surfaciques que grains en transport sur le fond $D_{s,b}$ proposées en entrée de la méthode.

Deux exemples de pressions simulées et de densités inversées le long d'un transect sont donnés sur la Figure 5.15, pour les transects 17 et 26 de la vive-eau. La courbe de densité inversée pour le transect 6 de la vive-eau est présentée sur la Figure 5.16. La différence relative entre la pression simulée et la pression mesurée $\frac{|P_{rms,simul} - P_{rms,mes}|}{P_{rms,mes}}$ est en moyenne $28 \pm 19\%$ pour le transect 17 (Figure 5.15), et est moins élevée pour le transect 26, égale à $12 \pm 9\%$. Si l'on considère tous les transects de la vive-eau (excepté le 6), la différence vaut en moyenne $16 \pm 12\%$. Pour les transects de la morte-eau, la différence vaut $40 \pm 21\%$. Pour rappel, la morte-eau comporte des niveaux de pression mesurés plus faibles que ceux de la vive-eau (cf. paragraphe 5.1.3.1). Ceci nous indique qu'une meilleure discrétisation aurait été souhaitable pour les valeurs faibles et moyennes de densité proposées en entrée de la méthode. En considérant l'ensemble des valeurs de densités possibles continu, si l'on utilise la relation linéaire visible entre $P_{rms,simul}$ et $\sqrt{D_{s,b}}$ sur la Figure 5.14 obtenue pour toute la gamme de densité proposées en entrée, on trouve qu'une erreur de 0.01 Pa engendre une erreur de 800 grains m^{-2} .

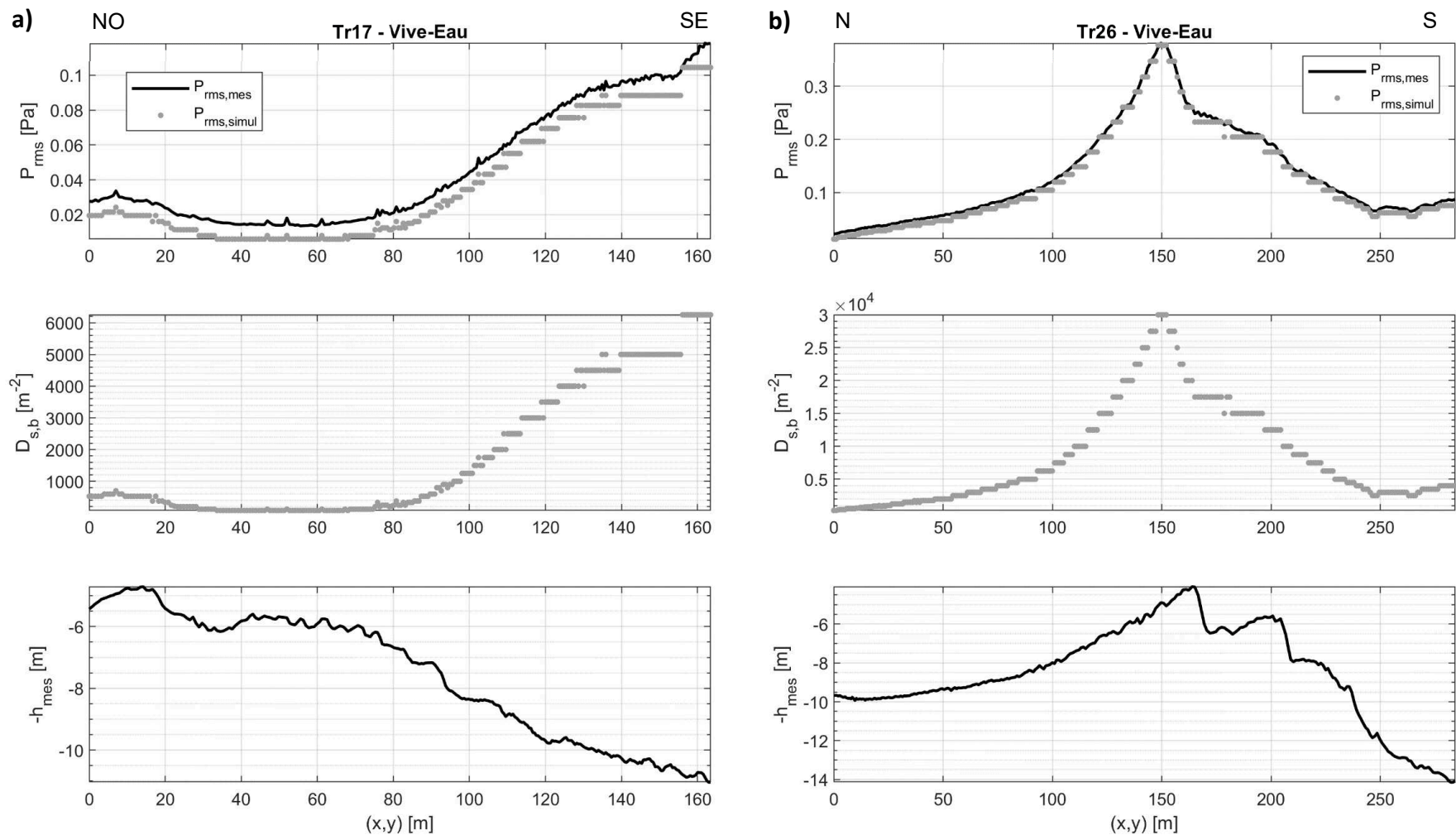


Figure 5.15. Pression rms mesurée par acoustique passive $P_{rms,mes}$ pour la bande de transport 60-80 kHz, et pression simulée $P_{rms,simul}$; Densité surfacique de grains en transport sur le fond $D_{s,b}$ obtenue par la méthode ; hauteur fond hydrophone $-h_{mes}$ en fonction de la position $(x(t), y(t))$ donnée au pas de temps $\Delta T = 1$ s pour les transects : (a) Tr17 ; (b) Tr26 de la vive-eau.

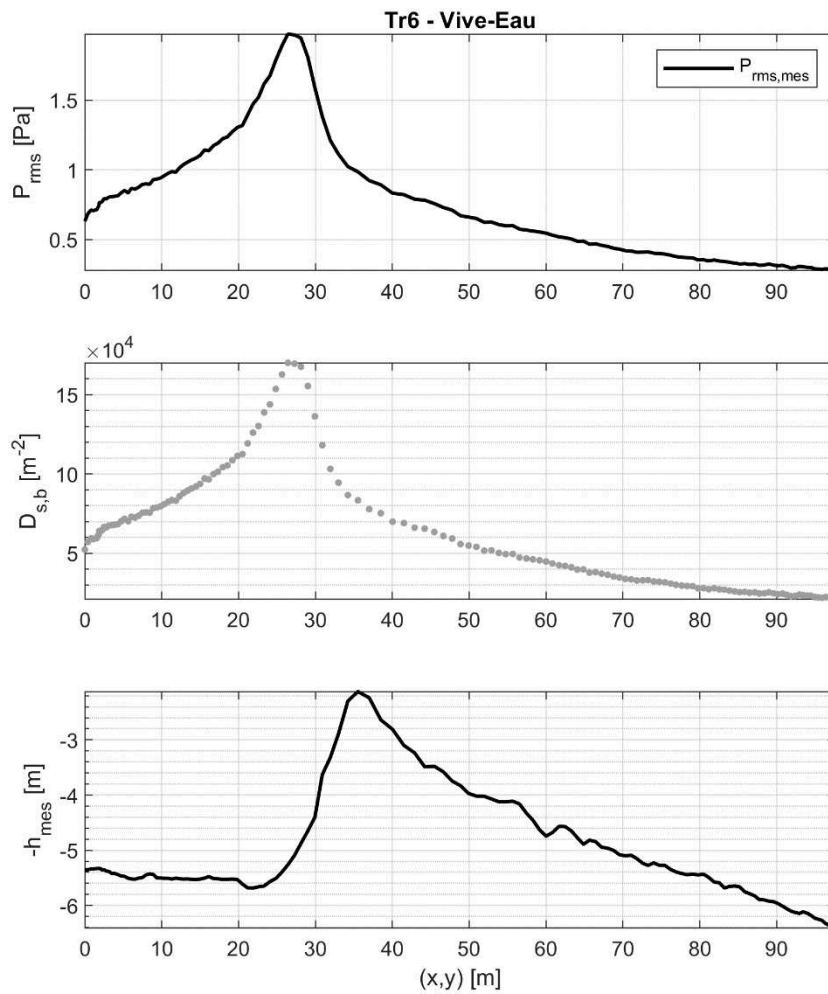


Figure 5.16. Pression *rms* mesurée par acoustique passive $P_{rms,mes}$ pour la bande de transport 60-80 kHz ; Densité surfacique de grains en transport sur le fond $D_{s,b}$ obtenue par extrapolation linéaire des résultats de la méthode de simulation de la pression acoustique pour une densité de charriage donnée, en fonction de la profondeur fond-hydrophone $-h_{mes}$ en fonction de la position $(x(t), y(t))$ donnée au pas de temps $\Delta T = 1$ s pour le transect Tr6 de la vive-eau.

Cartographie des densités obtenues par inversion

Les cartes de densités surfaciques $D_{s,b}$ obtenues en inversant les données de pression moyenne mesurées *in situ* $P_{rms,mes}$ sont présentées sur la Figure 5.18. Les valeurs moyennes et écart-types par transect sont synthétisées sur la Figure 5.17.

Pour la vive-eau, les densités inversées vont de 16 m^{-2} (Transect 17) à la valeur maximale possibles soit 30000 m^{-2} avec une moyenne de 6500 m^{-2} sur l'ensemble. Pour la morte-eau, à l'image des données de pressions mesurées, les densités inversées sont plus faibles. Elles sont comprises entre la valeur minimale 1.4 et 7500 m^{-2} , et valent en moyenne 1000 m^{-2} (Figure 5.17). Pour la vive-eau et la morte-eau confondues, on peut distinguer trois groupes de valeurs moyennes de $D_{s,b}$:

- Les transects les plus faibles, avec des moyennes comprises entre 68 et 324 m⁻² : transects 8, 22 et 25 de la morte-eau ;
- Les transects de densités intermédiaires, avec des moyennes comprises entre 1000 et 4000 m⁻² : transects 5 et 7 de la morte-eau, et 5-14-17-21 de la vive-eau ;
- Les transects de densité les plus élevées, avec des moyennes comprises entre 7000 et 8000 m⁻² : transect 23 et 26 de la vive-eau.

Le transect 6 de la vive-eau comporte des densités significativement plus élevées que ces trois groupes, comprises entre 21 10³ et 170 10³ m⁻², avec une moyenne de 62 10³ m⁻² et un écart-type de 36 10³ m⁻² (Figure 5.17).

Pour la vive-eau, 5 % des valeurs de densité sont en-dessous du seuil de Shields critique (248 m⁻²), sur le transect 17 uniquement. Ces 5 % sont supérieurs au seuil qualitatif S4 (16 m⁻²) correspondant à un mouvement « fréquent à presque toutes les localisations ».

Pour le morte-eau, 47 % des valeurs sont inférieures au seuil de Shields critique, et seul le transect 7 présente uniquement des valeurs supérieures au seuil. De ces 47 %, on compte 9 % inférieurs au seuil qualitatif S4, sur la partie SE du transect 22 (41 % des points) et sur la partie Nord du transect 8 (9 % des points).

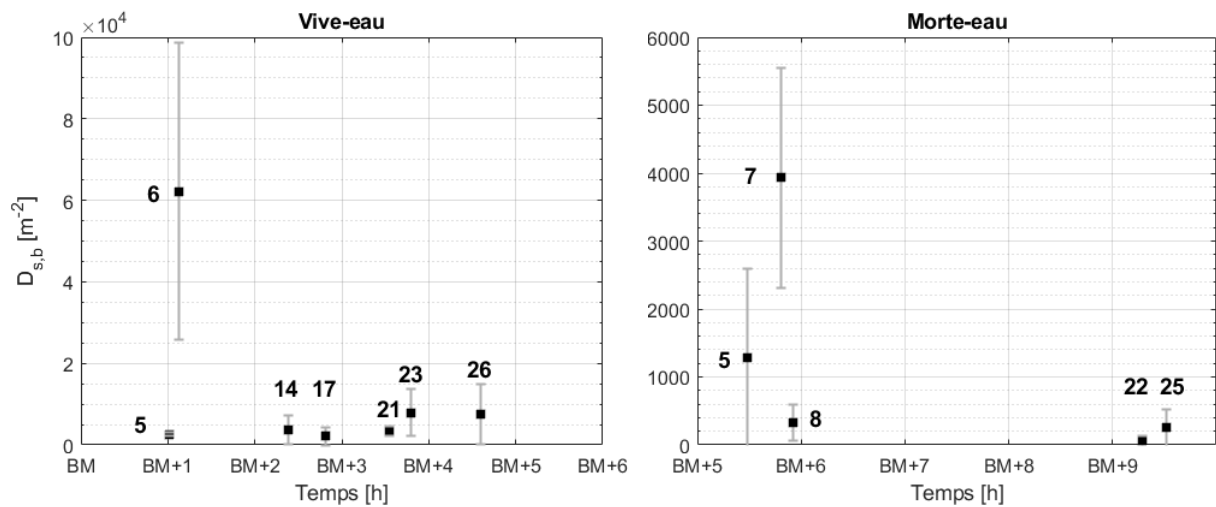


Figure 5.17. Densité surfacique moyennes de grains en transport par charriage $D_{s,b}$ obtenues à partir des données d'acoustique passive en fonction du temps d'acquisition par rapport à la basse-mer (BM), en heures. Les barres d'erreur correspondent à l'écart-type.

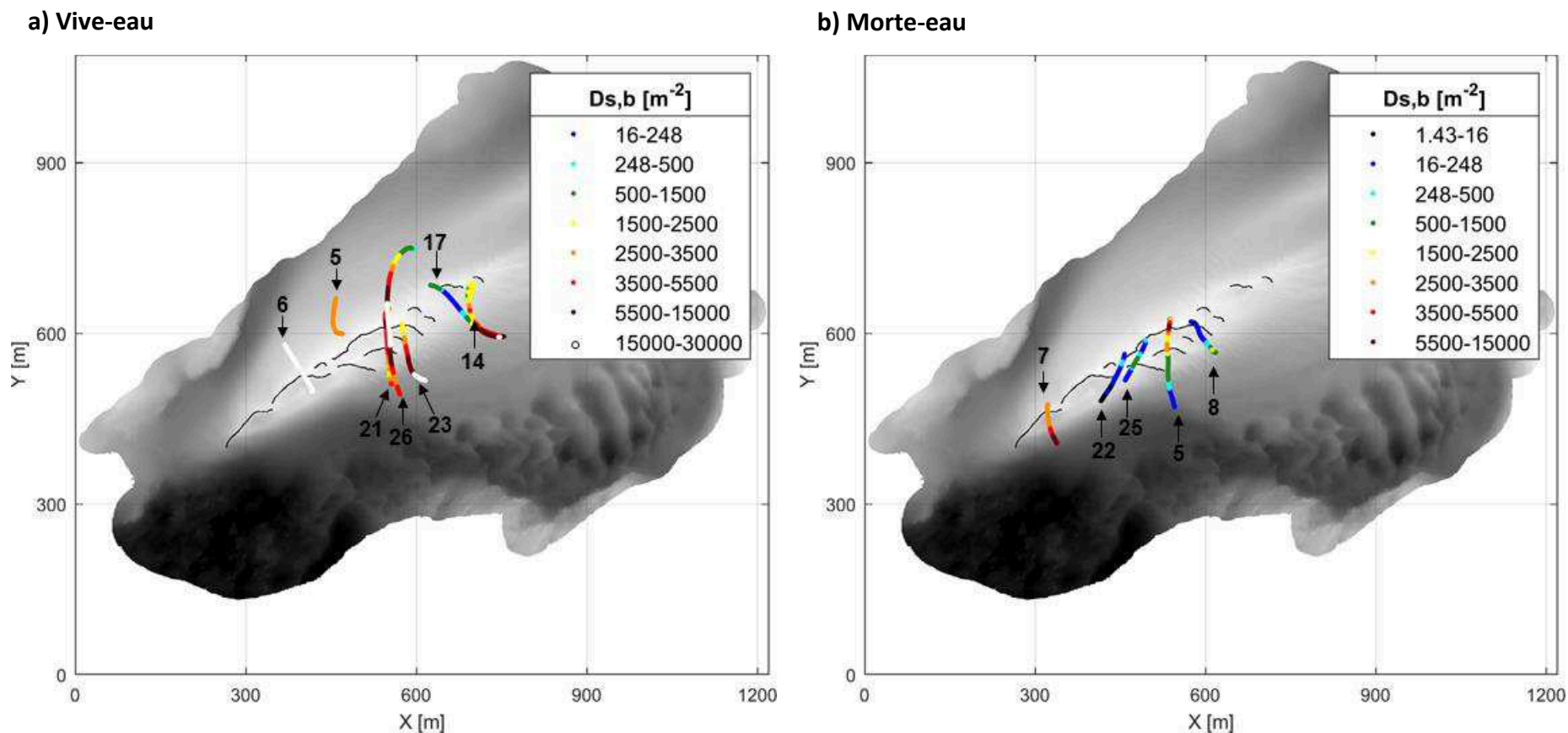


Figure 5.18. Cartographie de la densité surfacique de grains en transport par charriage $D_{s,b}$ estimées par inversion des données d'acoustique passive pour les transects « avec transport » pour : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc. La gamme de valeur pour $D_{s,b}$ n'est pas adaptée au transect 6 (cf. Figure 5.16).

5.1.4. Synthèse des résultats

On résume ici les principaux résultats de la section 5.1.

Pour les données acoustiques acquises en vive-eau, 16 transects sont exploitables avec du transport a priori. Pour la morte-eau, 5 transects sont exploitables avec du transport a priori. Les transects durent environ 3 min, pour 200 m parcourus en dérivation par la vedette.

Les pressions acoustiques mesurées et les estimations associées du transport par charriage sont synthétisées dans le tableau 5.5. Les vitesses de frottement sur le fond et les estimations associées du transport par charriage sont synthétisées dans le Tableau 5.6.

Tableau 5.5. Synthèse des valeurs des pressions acoustiques moyennes mesurées ($P_{rms,mes}$), et des estimations du transport par charriage correspondantes ($D_{s,b}$) (hors Tr6 de la vive-eau) - Comportements typiques pression acoustique vs profondeur hydrophone-fond h_{mes} observés. On rappelle que la méthode donne une estimation du charriage discrète sur un intervalle fini.

	Vive-eau (Coeff. 102, flot)	Morte-eau (Coeff. 55, ½ flot + ½ jusant)
$P_{rms,mes}$	82 – 126 dB Moyenne de 103 dB	76 – 102 dB Moyenne de 91 dB
$D_{s,b}$	16 – 14000 m^{-2} Moyenne de 6500 m^{-2}	1 – 7500 m^{-2} Moyenne de 1000 m^{-2}
$P_{rms,mes}$ vs h_{mes}	<ul style="list-style-type: none"> • Pas de figures sédimentaires notables (MNT2017). $P_{rms,mes}$ augmente avec h_{mes} qui augmente. Comportement surtout observé sur les flancs du banc • Présence de figures sédimentaires notables a priori. $P_{rms,mes}$ augmente avec h_{mes} qui diminue en corrélation apparente avec la topographie des dunes de la partie centrale du banc (relation linéaire ?). 	

Tableau 5.6. Synthèse des valeurs de vitesse de frottement sur le fond (U_*) et des estimations du transport par charriage correspondantes ($D_{s,b}$), obtenues à partir du courant modélisé par MARS3D et du courant de dérivation de la vedette *in situ*. La vitesse de frottement et le charriage sont de manière générale variables en temps et en espace pour les données étudiées.

	Vive-eau (Coeff. 102, flot)		Morte-eau (Coeff. 55, ½ flot + ½ jusant)	
	MARS3D	Dérive	MARS3D	Dérive
U_*	1.7 ± 1 cm/s	2.2 ± 1 cm/s	1.4 ± 0.8 cm/s	1.7 ± 0.8 cm/s
$D_{s,b}$	0 – 22300 m^{-2} Moyenne de 1000 m^{-2}	0 – 52000 m^{-2} Moyenne de 3900 m^{-2}	0 – 14000 m^{-2} Moyenne de 940 m^{-2}	0 – 14000 m^{-2} Moyenne de 700 m^{-2}
Comm.		Plus élevé sur les crêtes de dunes		Plus élevé sur les crêtes de dunes

5.2. Comparaison des estimations du charriage et interprétation

Pour comparer les densités surfaciques de transport par charriage, on étudie la différence relative $\Delta D_{s,b}$ (-) formulée comme :

$$\Delta D_{s,b} = \frac{D_{s,b,ac} - D_{s,b,u*}}{\left[\frac{D_{s,b,ac} + D_{s,b,u*}}{2} \right]}$$

Avec $D_{s,b,ac}$ (m^{-2}) la densité obtenue par les données de pression moyenne mesurées, et $D_{s,b,u*}$ (m^{-2}) la densité calculé à partir du courant modélisé par MARS3D, ou à partir de la vitesse de dérive de la vedette.

Une différence relative proche de -2 indiquera une densité $D_{s,b,ac}$ proche de 0, une différence relative proche de 2 indiquera au contraire une densité $D_{s,b,u*}$ proche de zéro.

5.2.1. Comparaison des estimations du charriage : Acoustique vs MARS3D

La cartographie des différences relatives entre la densité de charriage estimée par acoustique et la densité de charriage obtenue avec la vitesse de frottement modélisée est présentée sur la Figure 5.19.

Pour la majorité des transects (8/12), la différence relative $\Delta D_{s,b}$ est extrêmement proche de 2 avec $\epsilon = 2 - moy(\Delta D_{s,b})$ au maximum de l'ordre de 10^{-7} pour le transect 14 de la vive-eau, et des écarts-types également négligeables. Le transect 17 de la vive-eau présente une moyenne de 1.98 et un écart-type de 0.03, et peut être considéré comme possédant une différence relative de 2 sur son ensemble. Le courant estime donc un transport nul pour ces neuf transects.

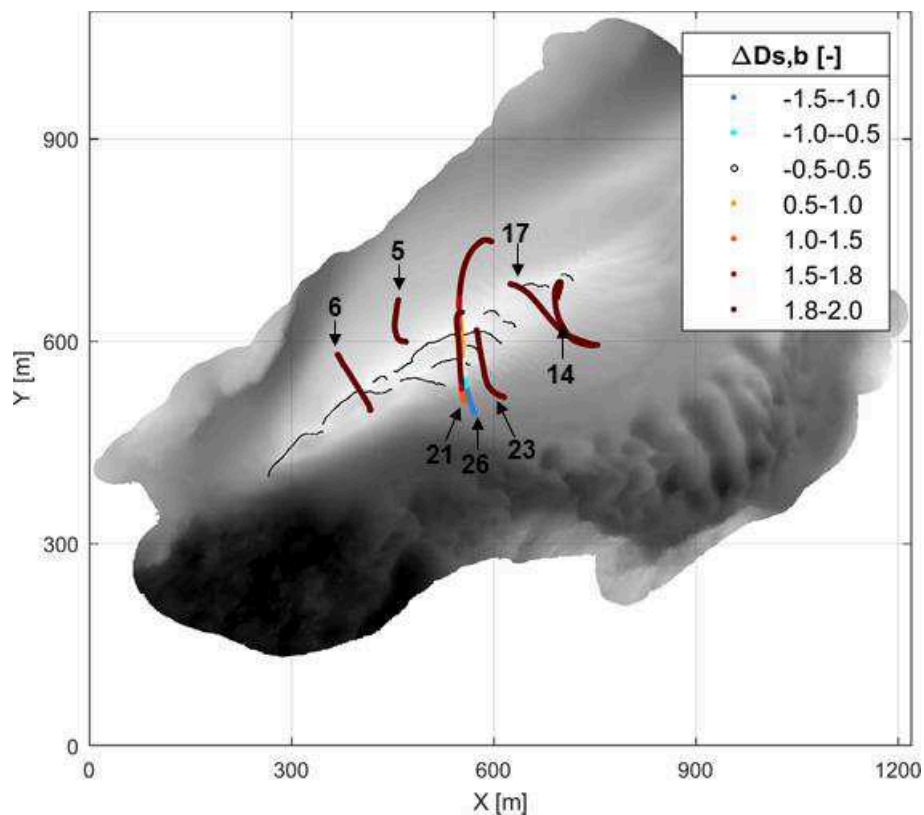
Seuls les transects 7 de la morte-eau, et 21 et 26 de la vive-eau possèdent des différences relatives différentes de 2.

Pour le transect 7 de la morte-eau (Figure 5.20a), on obtient une différence moyenne de -0.34 ± 0.4 . Ceci signifie que la densité estimée par l'acoustique est comparable à celle estimée avec le courant modélisé, mais globalement inférieure. Sur les 30 premiers mètres du transect, les différences sont faibles, dans l'intervalle $[-0.5 ; 0.5[$ (Figure 5.19a). Les deux estimations sont effectivement très proches, avec $2600 \pm 300 m^{-2}$ pour l'acoustique, contre $2300 \pm 300 m^{-2}$ pour le courant modélisé. Au-delà, les estimations augmentent toutes les deux, mais de manière plus significative pour l'estimation donnée par le courant (Figure 5.20a), et on trouve des différences relatives comprises dans l'intervalle $[-1 ; -0.5[$, donc d'une densité estimée par l'acoustique égale de $3/5$ à $1/3$ de celle estimée par le courant. Pour le transect 21 de la vive-eau (Figure 5.21a), la différence relative moyenne s'élève à 1.83 ± 0.3 . Globalement, la densité obtenue par acoustique est significativement plus élevée que celle obtenue par le courant. Les 100 premiers mètres possèdent des différences relatives dans l'intervalle $[1.8 ; 2]$, avec une moyenne de 1.96 ± 0.06 (la densité obtenue par le courant multipliée par 10 est toujours largement inférieure à la densité obtenue par l'acoustique, Figure 5.21a). Ensuite l'estimation

du courant augmente de plus d'un ordre de grandeur, alors que celle de l'acoustique subit des fluctuations au sein d'un même ordre de grandeur. Les différences relatives sont alors comprises pendant 18 m dans l'intervalle [1.5 1.8[(rapport 7 à 19) avec une moyenne de 1.7 ± 0.7 , puis dans l'intervalle [1 1.5[sur les 18 derniers mètres du transect (rapport 3 à 7) avec un moyenne de 1.2 ± 0.2 .

Pour le transect 26 (Figure 5.22a), la différence relative moyenne s'élève à 0.9 ± 1.2 . On observe que la différence relative diminue le long du transect, du nord vers le sud : Sur les 104 premiers mètres les points sont dans l'intervalle [1.8 2] avec une moyenne de 1.9 ± 0.1 ; ensuite, les autres intervalles de différences regroupent successivement entre 5 et 15 % des points. Entre 197 m et 225 m, les deux estimations sont en très bon accord, dans l'intervalle [-0.5 0.5[, avec une moyenne 0.2 ± 0.2 . Au-delà, les estimations du courant sont plus élevées que celles de l'acoustique.

a) Vive-eau



b) Morte-eau

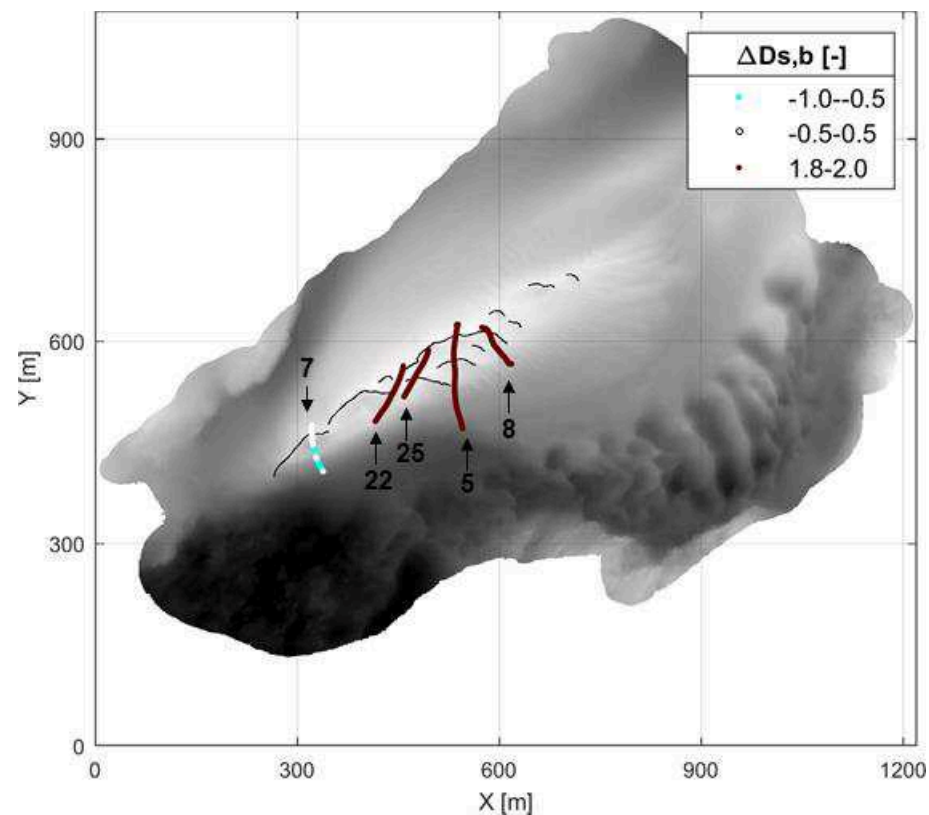
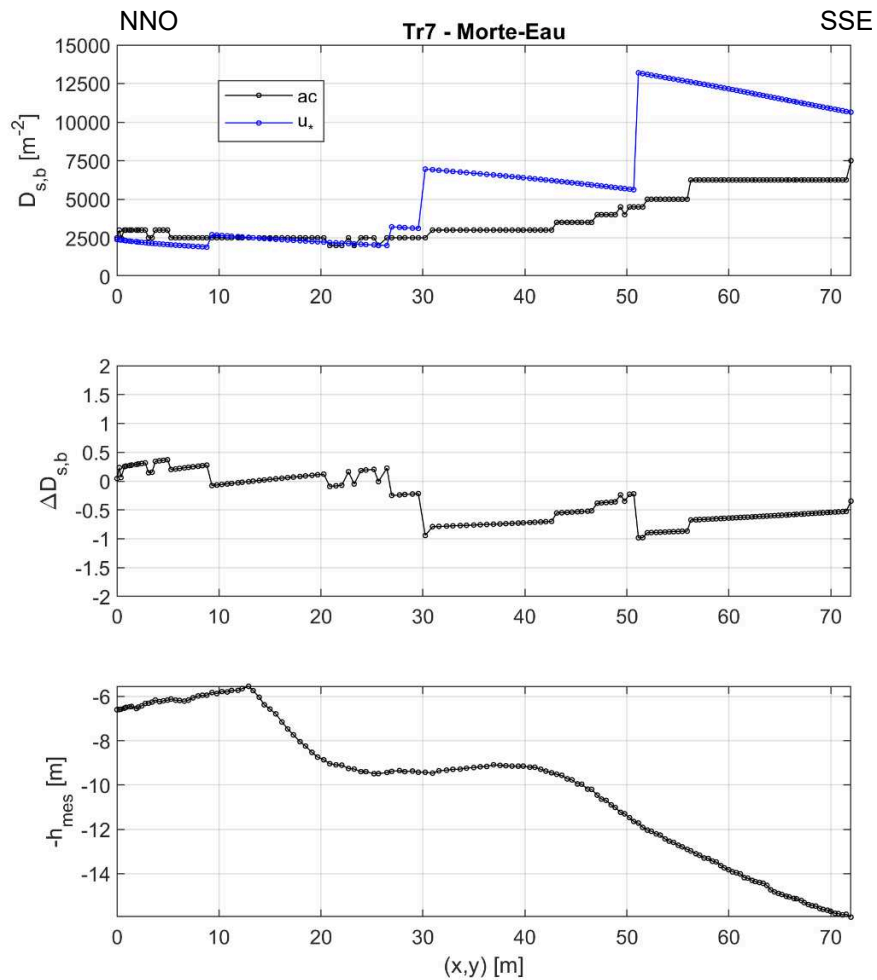


Figure 5.19. Cartographie de la différence relative $\Delta D_{s,b} = [D_{s,b,ac} - D_{s,b,u*}] / \left[\frac{D_{s,b,ac} + D_{s,b,u*}}{2} \right]$ des densités surfaciques de grains en transport par charriage estimées par inversion des données d'acoustique passive $D_{s,b,ac}$ et avec le courant modélisé $D_{s,b,u*}$ pour les transects « avec transport » pour : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.

a) Courant MARS3D



b) Vitesse de dérive

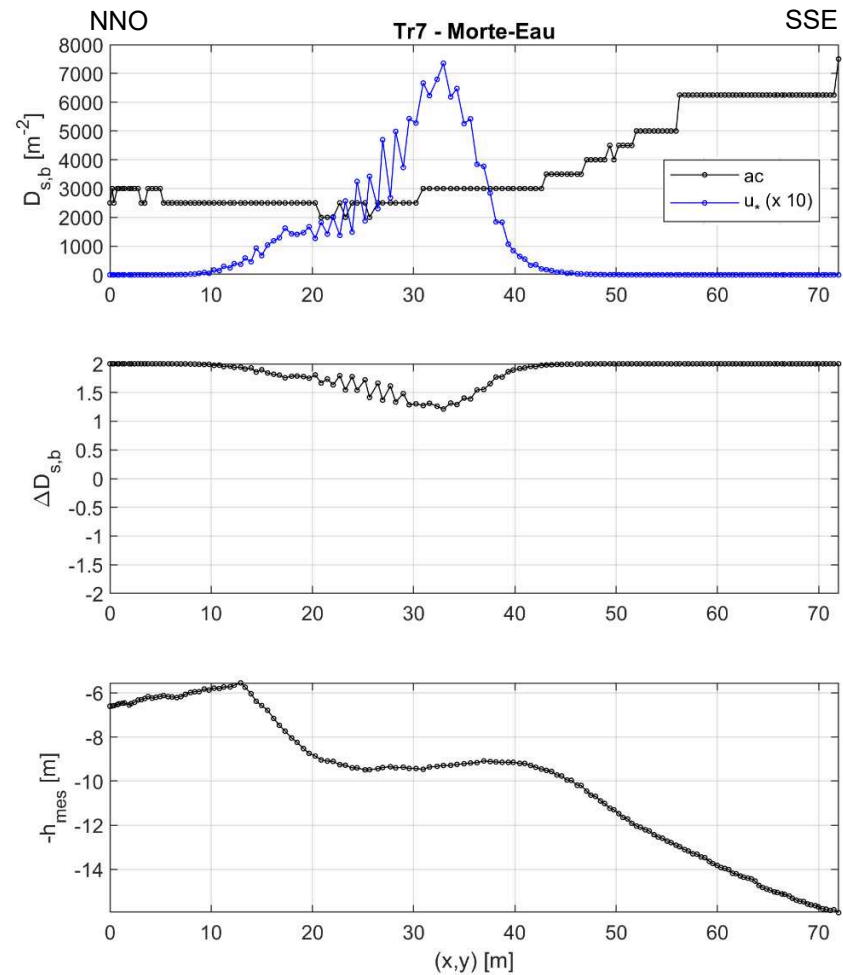
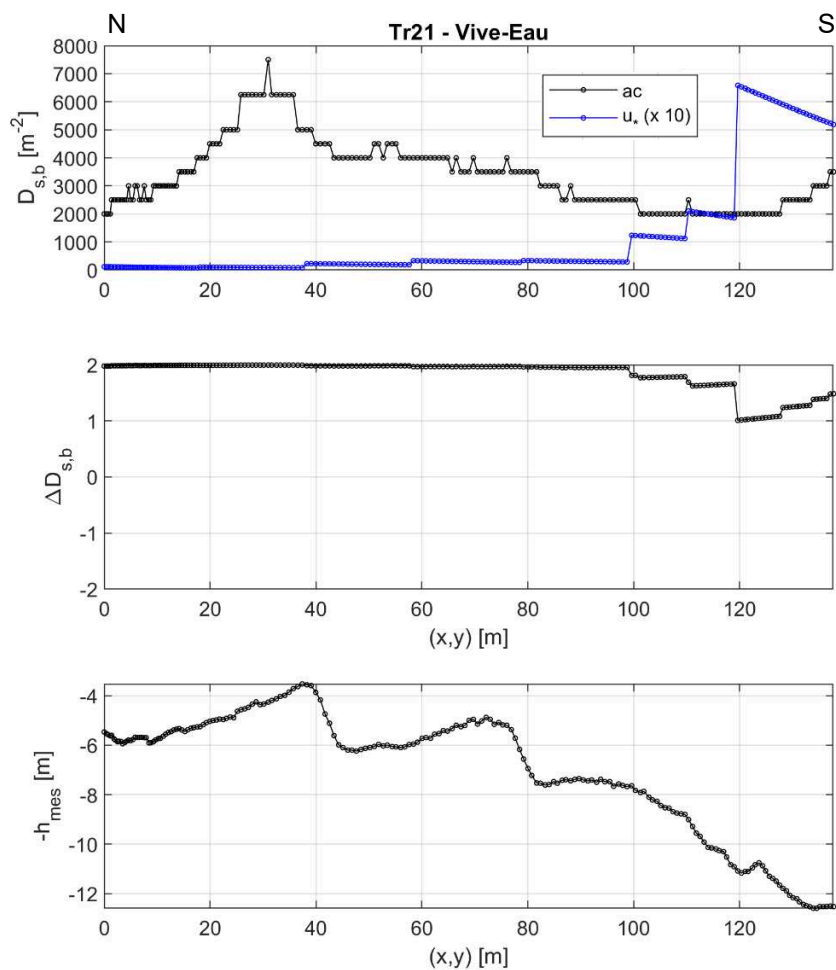


Figure 5.20. Densités surfaciques de charriage pour les estimations de l'acoustique passive $D_{s,b,ac}$ et de la vitesse de frottement sur le fond D_{s,b,u_*} et erreur relative $\Delta D_{s,b}$, pour la vitesse de frottement calculée à partir de : a) le courant modélisé par MARS3D ; b) la vitesse de dérive de la vedette, pour le transect 7 ME. h est la hauteur de l'hydrophone au-dessus du fond.

a) Courant MARS3D



b) Vitesse de dérive

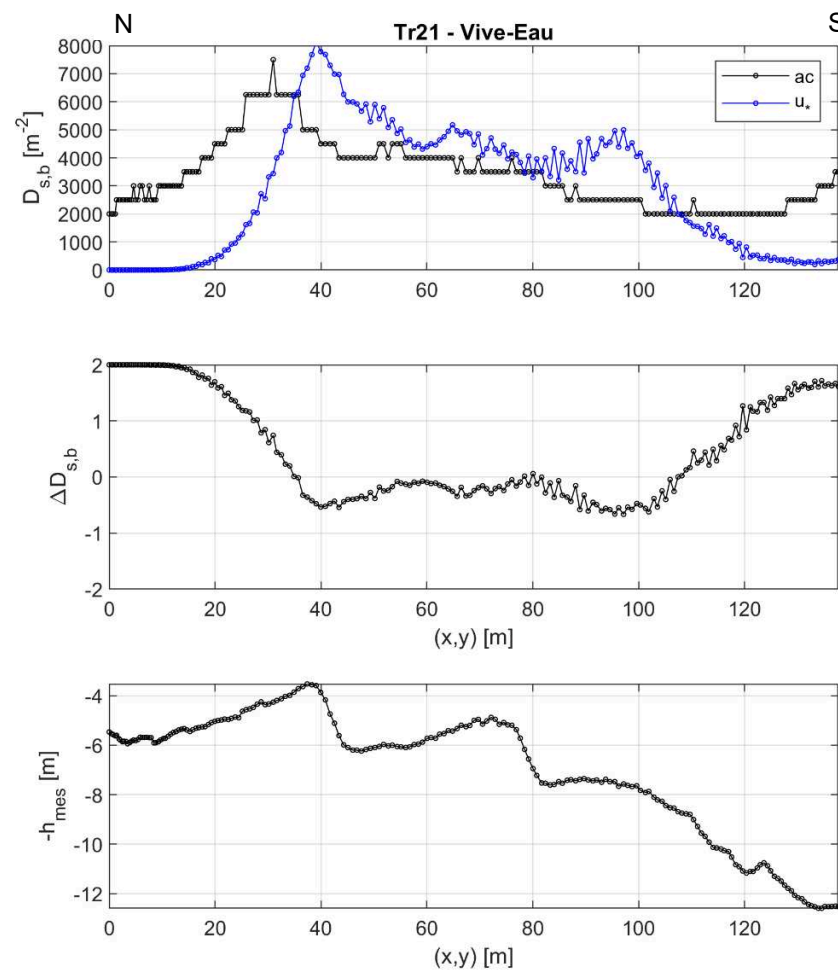
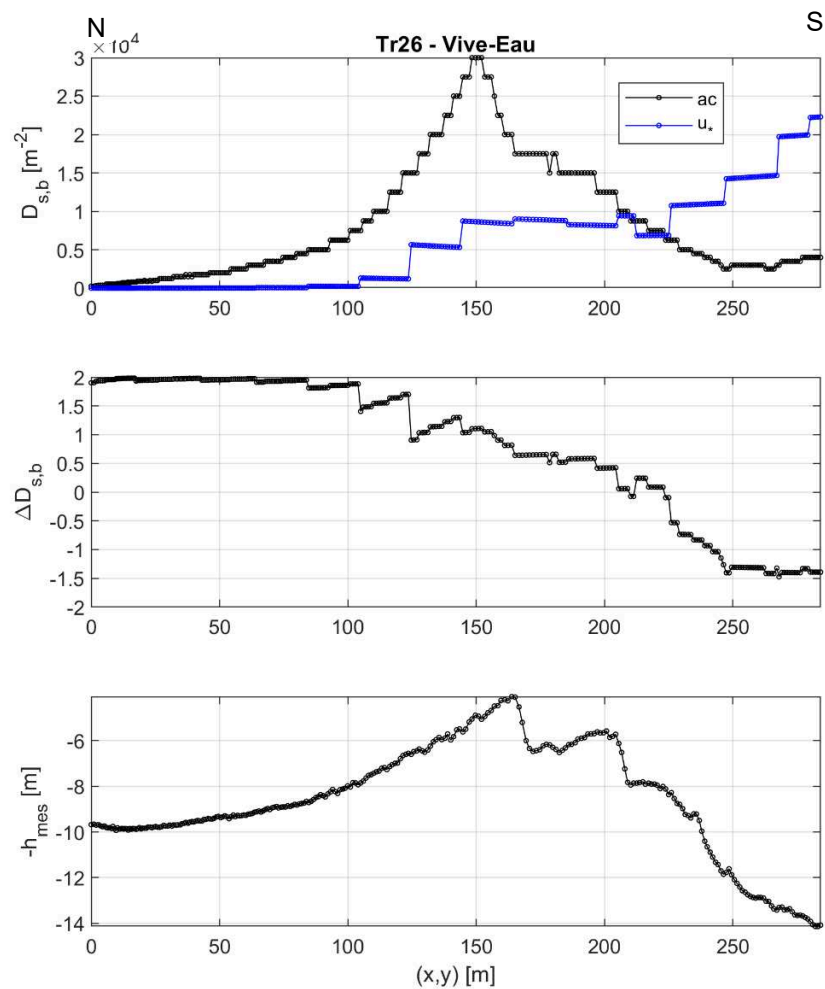


Figure 5.21. Densités surfaciques de charriage pour les estimations de l'acoustique passive $D_{s,b,ac}$ et de la vitesse de frottement sur le fond D_{s,b,u_*} et erreur relative $\Delta D_{s,b}$, pour la vitesse de frottement calculée à partir de : a) le courant modélisé par MARS3D ; b) la vitesse de dérive de la vedette, pour le transect 21 VE. h est la hauteur de l'hydrophone au-dessus du fond.

a) Courant MARS3D



b) Vitesse de dérive

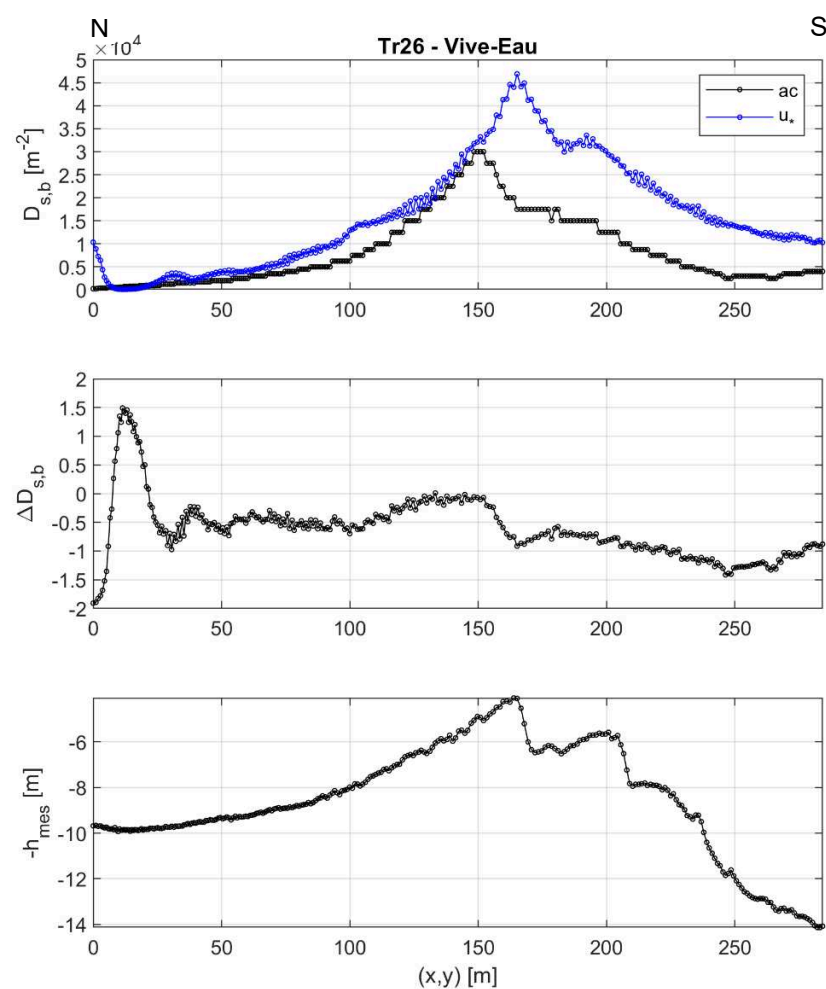


Figure 5.22. Densités surfaciques de charriage pour les estimations de l'acoustique passive $D_{s,b,ac}$ et de la vitesse de frottement sur le fond D_{s,b,u_*} et erreur relative $\Delta D_{s,b}$, pour la vitesse de frottement calculée à partir de : a) le courant modélisé par MARS3D ; b) la vitesse de dérive de la vedette, pour le transect 21 VE. h est la hauteur de l'hydrophone au-dessus du fond.

5.2.2. Comparaison des estimations du charriage : Acoustique vs dérive

Pour la vive-eau (Figure 5.23a), les différences relatives entre les deux estimations du transport sont comprises entre 1.92 et +2. Elles valent en moyenne 0.97 ± 1.3 . Pour la morte-eau (Figure 23b), les différences relatives vont de -1.99 à 2, avec une moyenne de 0.63 ± 1.5 . Les transects présentent trois comportements typiques pour la différence entre les deux estimations :

- a) L'estimation acoustique augmente alors que l'estimation de la vitesse de dérive diminue : transects 17 et 23 de la vive-eau (Figure 5.23a).
- b) Les deux estimations diffèrent d'un décalage quasi constant sur l'ensemble de la trajectoire, car les estimations acoustiques sont significativement plus élevées que celles de la vitesse de dérive (Figure 5.20b).
- c) Les deux estimations sont similaires sur une portion significative de la trajectoire : sur les transects 5-22-(25) de la morte-eau, (ex. Figures 5.24b) et plus particulièrement sur les transects 21 et 26 de la vive-eau (Figures 5.21b et 5.22b).

Le transect 6 est un cas particulier. Les deux estimations diffèrent significativement de part et d'autre de la dune croisée par la trajectoire, avec des estimations acoustiques significativement plus élevées. Néanmoins, elles sont proches sur une zone restreinte au niveau de la dune. Comme illustré sur la Figure 5.24a, l'estimation de l'acoustique est maximale sur la moitié inférieure du flanc raide de la dune, alors que l'estimation de la vitesse de dérive est élevée sur la partie supérieure du flanc doux, après la crête. On observe ainsi une zone de différence minimale sur la partie supérieure du flanc doux, avec des différences relatives comprises entre -1 et 1 de 32 m à 50 m.

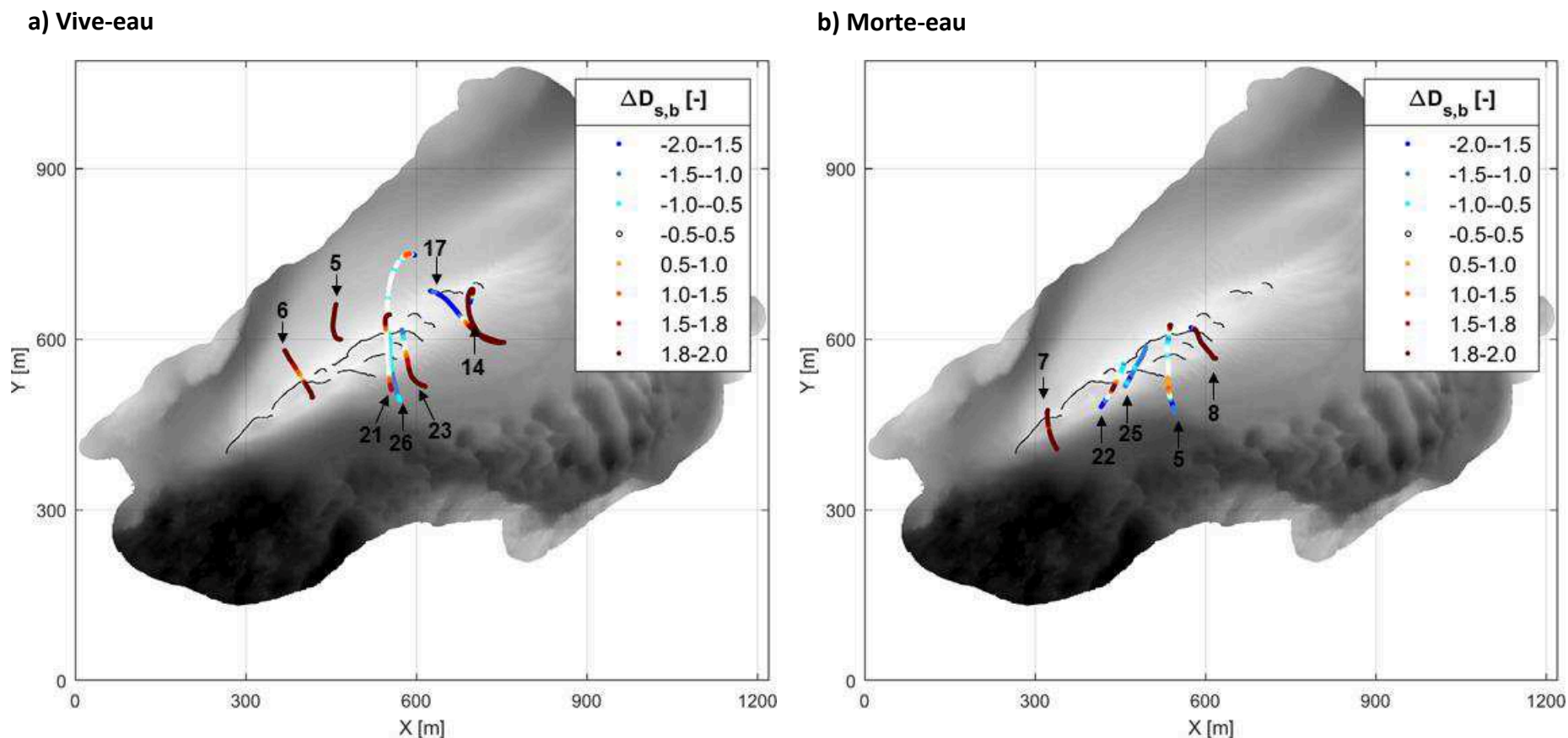


Figure 5.23. Cartographie de la différence relative $\Delta D_{s,b} = [D_{s,b,ac} - D_{s,b,u*}] / \left[\frac{D_{s,b,ac} + D_{s,b,u*}}{2} \right]$ des densités surfaciques de grains en transport par charriage estimées par inversion des données d'acoustique passive $D_{s,b,ac}$ et avec la vitesse de dérive du porteur $D_{s,b,u*}$ pour les transects « avec transport » pour : a) la session de mesure en vive-eau (coeff. 102) ; b) la session de mesures en morte-eau (coeff. 55). La bathymétrie en fond correspond au MNT Nov. 2017, colorée avec une échelle de gris allant de -25 m à -3 m (zéro IGN69). Les lignes noires symbolisent les lignes de crêtes des grandes dunes de la partie centrale du banc.

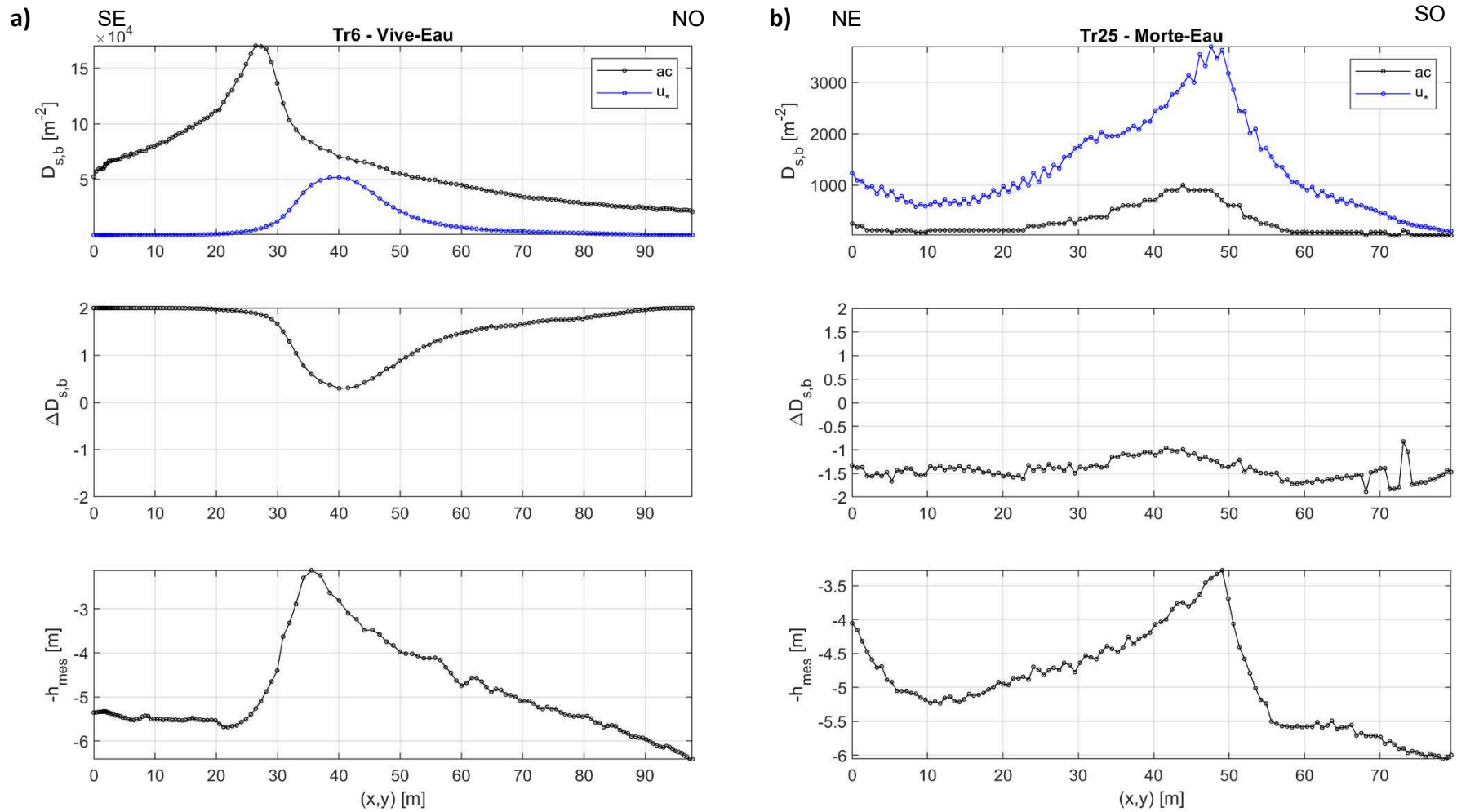


Figure 5.24. Comparaison des densités surfaciques de grains en charriage $D_{s,b}$ pour les estimations avec l’acoustique passive (ac) et avec la vitesse de frottement sur le fond (u_*) calculée à partir de la vitesse de dérive de la vedette, et différence relative associée $\Delta D_{s,b}$, pour les transect (a) 6 de la vive-eau ; (b) 7 de la morte-eau. h est la hauteur de l’hydrophone au-dessus du fond.

5.2.3. Interprétation du transport par charriage pour la dynamique du transport sur les dunes

Dans ce paragraphe nous allons interpréter les estimations de la densité surfacique de charriage obtenues par acoustique conjointement avec les estimations obtenues avec la vitesse de dérive en termes de dynamique du transport sur une dune. On considère l'estimation acoustique comme la vraie mesure du transport par charriage.

Pour le transect 6 de la vive-eau (Figure 5.24a), les estimations du transport par charriage $D_{s,b,ac}$ sont les plus élevées de l'ensemble du jeu de données. Dans l'estimation acoustique, on observe un pic pour le transport par charriage atteignant $170 \cdot 10^3 \text{ m}^{-2}$, centré au niveau de la face aval de la dune. Dans l'estimation obtenue avec le courant de dérive, on observe aussi un pic mais de plus faible ampleur, atteignant $52 \cdot 10^3 \text{ m}^{-2}$, centré au niveau supérieur de la face amont de la dune. Ce décalage spatial le long du profil de dune pourrait s'expliquer par le fait que les pics traduisent des processus de transport différents. Pour l'estimation acoustique, l'intensité très élevée sur la face aval pourrait provenir d'une augmentation du charriage par avalanche (la face aval possède un angle moyen de 14.5° et un angle maximal de 32° , compatible avec la physique de l'avalanche). Le transport par charriage au pied de la dune pourrait être généré par une turbulence importante proche du fond, accrue par la topographie très abrupte du flanc aval (trainée de forme, la dune mesure 3.5 m de hauteur). Sur la partie supérieure de la face amont, le transport par charriage plus faible serait cohérent avec un processus d'érosion se traduisant par du transport par suspension, processus fréquent pour les vitesses de courant élevées sur cette portion d'un profil de dune. En effet, la vitesse de dérive donne un pic de vitesse de frottement sur cette zone, cohérent avec l'accélération produite par la topographie à la crête d'une dune, et le rapport $\frac{U_*}{U_{*,cr}}$ maximal vaut 2.5, soit un rapport charriage-suspension de 35-65 % d'après le diagramme d'Abbott et Francis (1977). Le pic dans l'estimation de la vitesse de dérive pourrait donc potentiellement être associé à la fois à du charriage et à de la suspension, comme notre méthode pour calculer la densité ne distingue pas les deux contributions. La faible valeur du charriage estimée d'après la vitesse de dérive sur le creux aval pourrait provenir de la non prise en compte de la trainée de forme dans la génération de turbulence mobilisatrice, au moment du calcul de la vitesse de frottement.

Pour le transect 26 de la vive-eau (Figure 5.22b), l'augmentation similaire des deux estimations du charriage entre 25 m et 150 m est cohérente avec l'accélération du courant par la topographie. Néanmoins, le pic d'estimation du charriage est atteint pour la vitesse de dérive précisément sur le sommet de la dune, alors que le pic de l'acoustique est situé environ 15 m avant le sommet de la dune. Ceci pourrait s'expliquer, à l'image du transect 6, par un transport des grains davantage par suspension sur la partie supérieure de la dune, puis sur la zone d'inter-dune, et donc une contribution sonore moins élevée du transport, la valeur maximale donnée par la dérive correspondant à un rapport $\frac{U_*}{U_{*,cr}}$ de 2.36 donc à un rapport charriage suspension compris entre 50-50% et 35 -65 % d'après (Abbott & Francis, 1977). Le fait que les

deux estimations proposent une diminution moins abrupte du transport après la première crête est cohérent avec la présence d'une seconde dune sur laquelle du transport peut également avoir lieu.

Pour le transect 25 de la morte-eau (Figure 5.25b), selon la même logique que pour les transects 6 et 26, le fait que les deux estimations du charriage aient une évolution similaire, avec une augmentation progressive sur le flanc amont et une diminution plus abrupte sur le flanc aval, suggère un transport uniquement par charriage. Cette hypothèse est cohérente avec les vitesses faibles calculées d'après la dérive.

Pour le transect 21 de la vive-eau (Figure 5.21b), on observe une augmentation du transport sur les 30 premiers mètres pour l'estimation acoustique, et entre 20 et 40 m mètres pour l'estimation fournie par la dérive, avec une valeur maximale similaire mais donc décalée spatialement. Le décalage du pic de transport entre le haut de la face amont et le sommet pourrait une nouvelle fois être expliqué par un proportion plus importante de suspension donc une surestimation du charriage par la vitesse de dérive (valable aussi pour le second pic de la vitesse de dérive au niveau de la seconde dune), néanmoins aucune explication plausible en termes de transport n'a été trouvée pour expliquer la différence d'ordre de grandeur sur le début les 20 premiers mètres et sur les 20 derniers en termes de processus de transport.

De manière plus générale, le fait que la cohérence entre les deux estimations du charriage soit meilleure sur la partie centrale du banc suggère que cette zone est effectivement une zone où le transport est dynamique, en lien avec la présence des dunes.

5.3. Discussion

Comme évoqué au paragraphe 5.2, on trouve des disparités entre les estimations du transport par charriage, disparités plus ou moins importantes en fonction de la comparaison (acoustique vs MARS, ou acoustique vs dérive). Pour expliquer ces disparités, notamment par rapport à leur localisation, et indépendamment des processus de transport évoqués au paragraphe 5.2.3, nous allons nous intéresser séparément à la pertinence de : (1) l'estimation de la vitesse de frottement à partir du courant modélisé ou de la vitesse de dérive *in situ* ; (2) l'estimation de la quantité de grains en mouvement d'après l'acoustique passive. La pertinence de la méthode d'estimation acoustique va également être remise en cause pour expliquer les différents comportements observés pour les variations de la pression moyenne mesurée $P_{rms,mes}$ avec la profondeur en-dessous de l'hydrophone h_{mes} .

5.3.1. Pertinence de la vitesse de frottement

5.3.1.1. Vitesse de frottement obtenue avec le courant modélisé par MARS3D

On observe de manière générale une grande disparité entre l'estimation du transport par l'acoustique passive et l'estimation du transport par le courant modélisé. Dans la majorité des cas, l'estimation du courant modélisé est beaucoup plus faible devant celle de l'acoustique. Seuls les transects 26 de la vive-eau, et 7 de la morte-eau, présentent des ordres de grandeurs comparables pour les deux estimations, avec une portion plus restreinte de valeurs

cohérentes pour le transect 26. Si l'on considère que l'estimation fournie par l'acoustique est l'estimation de référence du transport, car représentative du transport *in situ*, on peut expliquer les différences entre les deux estimations par les éléments suivants :

- 1) Résolution spatiale du modèle : la configuration du modèle MARS3D utilise une résolution spatiale de 20 m. La longueur d'onde d'une dune étant en moyenne de 40 m, cette résolution n'est pas suffisante pour appréhender la dynamique spatiale du transport charrié en différentes zones d'un profil transverse de dune (accélération puis diminution du courant de part et d'autres de la crête)
- 2) Rugosité : Le cisaillement a été calculé à partir de la rugosité de grain et non de forme, induisant une sous-estimation du cisaillement total, et probablement du transport induit. Cette hypothèse a été faite selon les préconisations de nombreuses études de la littérature, ex. (Diplas et al., 2008; Ernstsens et al., 2005; Heathershaw & Thorne, 1985; Lee & Balachandar, 2012; Madsen & Grant, 1976; Shields, 1936; Soulsby, 1997; Wiberg & Smith, 1987) qui affirment que seule la force de trainée exercée par le fluide sur les grains individuels participe à leur mise en mouvement. Néanmoins, les forces instantanées associées à des fluctuations turbulentes peuvent également mobiliser les grains (Bassett et al., 2013), indépendamment des effets de peau moyens. Or, des figures sédimentaires de petites dimensions sur le fond, comme des rides, peuvent générer de la turbulence et ainsi participer au transport sédimentaire.

Pour la comparaison l'estimation du charriage par acoustique vs estimation du charriage avec le frottement sur le fond provenant du courant modélisé, l'estimation acoustique peut donc être considérée comme l'estimation la plus vraie.

5.3.1.2. Vitesse de frottement obtenue avec la vitesse de dérive

Les disparités entre les estimations du charriage obtenues avec les mesures acoustiques et avec la vitesse dérive, assimilée à la vitesse du courant de surface, semblent en partie liées à la localisation des transects sur le banc. En effet, les estimations les plus cohérentes sont obtenues pour des portions de transect localisées au milieu de la partie centrale du banc, sur les dunes de grandes dimensions (ou marginalement sur le flanc NO pour le transect 6). Sur une proportion non négligeable des transects (paragraphe 5.2.2), les deux estimations du charriage présentent des ordres de grandeur similaires, voire des valeurs très proches pour la partie nord du transect 26 et pour la partie centrale du transect 21 de la vive-eau. On observe également des évolutions similaires des deux estimations, que l'ordre de grandeur soit identique ou non, par exemple pour les transect 21 et 26 de la vive-eau ou 25 de la morte-eau. Ces premiers constats nous permettent de dire que le charriage mesuré par la méthode d'acoustique passive est de manière générale cohérent avec l'estimation *in situ* du charriage. Plus particulièrement, le fait que la variabilité spatiale de l'estimation par acoustique soit cohérente pour certains transects avec celle du courant *in situ* nous a permis dans un premier temps, et avec précaution, de proposer une interprétation de cette variabilité au regard des processus de transport caractérisant les dunes au paragraphe 5.2.3.

Néanmoins, la vitesse de dérive en surface ne peut pas toujours être utilisée comme un proxy pour calculer la vitesse de frottement sur le fond, en fonction de la variation de la vitesse avec la verticale. Le profil de vitesse réel, dans les conditions fortement hétérogènes et instationnaires présentes sur et autour du banc, peut dévier du profil logarithmique admis dans des conditions de courant unidirectionnel stationnaire sur fond plat.

Par ailleurs, on rappelle que l'influence de la vitesse initiale de la vedette sur la trajectoire totale a été négligée. Même si le moteur était coupé au début de chaque transect, la vedette pouvait tout de même posséder une erre non négligeable au début du transect. C'est par exemple le cas pour le transect 26 (ex. Figure 5.22b). Cette vitesse initiale non nulle induit une densité élevée sur les 10 premiers mètres du transect. Au bout de ces dix premiers mètres, la vedette perd son élan initial et les densités suivantes deviennent très faibles. En outre, l'influence du vent sur la vitesse de dérive de la vedette n'a pas non plus été étudiée.

Malgré l'ensemble de ces approximations, les valeurs de vitesse de surface, et de vitesse de frottement sur le fond, sont dans des ordres de grandeurs attendus. L'estimation du charriage par la vitesse de dérive peut donc être considérée comme la valeur la plus vraie pour la comparaison avec l'estimation de l'acoustique passive. Au paragraphe suivant, nous allons remettre en cause la pertinence de la méthode acoustique pour expliquer les disparités entre les deux méthodes.

5.3.2. Pertinence de la méthode acoustique : disparités des densités de charriage entre les méthodes et variabilité de la pression moyenne mesurée $P_{rms,mes}$

En termes de disparités entre les estimations du charriage obtenues avec les mesures acoustiques, et les estimations obtenues avec la vitesse de dérive, (comparaison au 5.2.2 et éléments de discussions au paragraphe 5.3.1.2) deux constats peuvent être faits :

- 1) Sur les zones de crêtes : on observe globalement des résultats comparables entre l'acoustique et la dérive. L'évolution des deux estimations semble être explicable par la dynamique du transport sur une dune.
- 2) Hors de la zone de crêtes tout à fait centrale du banc : on observe globalement un accord moyen à très mauvais entre les deux estimations, avec une tendance à la surestimation de l'estimation acoustique par rapport à celle de la dérive.

Par ailleurs, comme explicité au paragraphe 5.1.3.2., on observe deux comportements typiques pour l'évolution de la $P_{rms,mes}$:

- 3) Une évolution de la $P_{rms,mes}$ manifestement corrélée avec la présence d'une dune et en partie cohérente avec la dynamique du transport (comportement (b))
- 4) Une augmentation linéaire de la $P_{rms,mes}$ avec la profondeur sur le flanc SE du banc

Premièrement, comme évoqué les points (1) et (3) combinés suggèrent que la méthode acoustique donne une estimation globalement correcte pour les zones de crêtes, et donc qu'on obtient bien une évolution de la $P_{rms,mes}$, corrélée avec la présence de la dune.

Deuxièmement, les points (2) et (4) combinés suggèrent que l'évolution de la $P_{rms,mes}$ sur le flanc SE n'est peut-être pas uniquement représentative du transport.

Dans ce paragraphe, on va donc rappeler les hypothèses principales associées à la méthode, puis les commenter par rapport à la réalité, pour trouver une explication au fait que l'estimation du charriage soit correcte (par rapport à notre référence, l'estimation du charriage obtenue avec la vitesse de dérive) sur les crêtes, et incorrecte sur le flanc SE, notamment du fait de l'évolution du niveau de pression mesuré in situ avec la profondeur.

5.3.2.1. Rappels des hypothèses de notre méthode d'estimation du charriage à partir des données acoustiques passives

Le principe de notre méthode est de comparer la pression moyenne mesurée *in situ*, $P_{rms,mes}$, avec des pressions moyennes théoriques, $P_{rms,simul}$, simulées pour des densités de charriage connues, afin de déterminer la densité de charriage associée à la mesure *in situ* (Chapitre 3, paragraphe 3.5).

Pour la simulation

Pour simuler la pression, notre méthode repose sur les hypothèses suivantes:

- i. Les chocs contribuant au signal sont des sources à rayonnement dipolaire, donc les sons proviennent d'une surface S correspondant à une empreinte circulaire de rayon $2h$, plane, avec h la hauteur entre l'hydrophone et le fond. L'espace de simulation ne comprend pas d'interfaces (pas de bathymétrie et pas de surface eau-air ou eau-sédiments) (Blanpain et al., 2015) ;
- ii. Une distribution des chocs sur la surface S au cours du temps uniforme et aléatoire, indépendante pour chacun des trois paramètres spatio-temporels r , θ et t avec r la distance impact hydrophone, θ l'angle d'impact et t le temps d'impact. Le nombre de chocs simulés est assez élevé pour représenter correctement la distribution uniforme ;
- iii. Une divergence sphérique de l'onde acoustique : le niveau de pression en tout point de l'espace et du temps proportionnel à $\frac{1}{r}$, d'après la formulation utilisée pour simuler la pression générée par un impact entre deux particules (Koss & Alfredson, 1973; Thorne & Foden, 1988). Le carré de la pression totale simulée correspond à la somme des carrés des pressions élémentaires (Beranek, 1971).

Comme expliqué au paragraphe 3.5.1.1. du Chapitre 3, la combinaison de ces trois hypothèses débouche pour notre méthode sur une bijection entre la densité de charriage proposée, et la pression simulée, quelle que soit la hauteur h . En effet, en combinant l'ensemble de ces hypothèses, le nombre d'impacts contribuant au bruit de transport total augmente proportionnellement avec la distance r^2 , mais le niveau de pression élémentaire diminue avec la distance r , donc par sommation des carrés des pressions élémentaires, les deux effets se compensent (la distance r peut être ici directement assimilée à la profondeur h compte-tenu de la forme de l'empreinte et de la nature de la distribution des chocs). Les simulations ont donc été implémentées pour une hauteur de référence $h_{ref} = 2 \text{ m}$.

Pour la mesure

Pour le traitement et l'interprétation des pressions acoustiques mesurées *in situ*, nous avons fait l'hypothèse que :

- iv. Le son produit par les sédiments en collision sur le fond contribue uniquement au signal acoustique dans la bande de fréquences 60-80 kHz. Cette hypothèse est faite en considérant que le diamètre de grain médian est représentatif pour le son généré par les chocs interparticulaires, que l'énergie acoustique pour ce diamètre est bel et bien uniquement restreinte à la bande 60-80 kHz, et que le diamètre médian est identique sur tout le banc ;
- v. Le seuil minimal de transport pour la pression moyenne mesuré $P_{rms,mes}$ est la valeur minimale sur la bande 60-80 kHz pour l'ensemble des transects sans transport *a priori* ; en-dessous, le son correspond à du bruit ambiant.
- vi. Le charriage est estimé à partir de la $P_{rms,mes}$ en termes de nombre de grains pour une unité surfacique de fond, quelle que soit la localisation d'où proviennent les sources en réalité. L'estimation est considérée comme représentative du point géographique de mesure, mais correspond en réalité à une estimation intégrée sur une surface inconnue, car on ne peut pas localiser les sources et par conséquent on ne peut estimer précisément la zone d'où proviennent les sources par rapport à ce point géographique d'acquisition (un seul hydrophone) ;
- vii. La bathymétrie sous l'hydrophone pendant la campagne CD2 est la même que celle sous le GPS, déporté horizontalement de 1.8 m, et est la même que celle de Novembre 2017 (MNT Nov. 2017).

5.3.2.2. Discussion des hypothèses de notre méthode pour expliquer nos mesures acoustiques et nos estimations du charriage

Discussion de l'hypothèse sur l'uniformité du charriage pour simuler la pression moyenne théorique $P_{rms,simul}$

De manière générale, quelle que soit la zone du banc, l'hypothèse d'une distribution uniforme des chocs sur le fond pour simuler la pression peut induire une surestimation ou une sous-estimation de la densité de charriage, impossible à prédire. En effet, si l'on considère que les sources sonores proviennent réellement d'une surface circulaire sur le fond, on peut envisager trois archétypes de distributions des sédiments sur cette surface :

1. Les grains en charriage sont localisés très proches de la verticale sous l'hydrophone. Compte-tenu de la divergence sphérique de l'onde acoustique, la pression moyenne $P_{rms,mes}$ mesurée par l'hydrophone est plus élevée que si les grains avaient été répartis uniformément sur la surface, pour un même nombre de grains donné. Donc le nombre de grains estimé par comparaison avec la simulation est surestimé.
2. Les grains sont répartis uniformément sur la surface *in situ*. Le nombre de grains estimé par comparaison avec la simulation est correct.
3. Les grains en charriage sont localisés en bordure de la surface S , loin de la verticale de l'hydrophone. Compte-tenu de la divergence sphérique de l'onde acoustique, la

pression moyenne $P_{rms,mes}$ mesurée par l'hydrophone est plus faible que si les grains avaient été répartis uniformément, pour un même nombre de grains. Le nombre de grains estimé par comparaison avec la simulation est sous-estimé.

L'uniformité de la distribution des sédiments sur le fond pourrait en partie expliquer les bonnes estimations du charriage sur les crêtes, et les moins bonnes sur le flanc SE. En effet, si la surface d'écoute, c.-à-d. la surface du fond comportant des sources sonores (grains en collisions) contribuant à la pression mesurée par l'hydrophone, dépend uniquement de la profondeur (hypothèse d'uniformité du charriage appliquée à la mesure *in situ*), alors la surface d'écoute sera significativement plus petite pour une plus faible profondeur qu'à une profondeur plus importante, ex. $\sim 50 \text{ m}^2$ pour $h=2 \text{ m}$, $\sim 1100 \text{ m}^2$ pour $h=10 \text{ m}$. Or le transport a statistiquement plus de chance d'être à peu près homogène sur une petite surface que sur une grande surface. Donc il y a plus de chance que l'hypothèse d'uniformité soit valable sur la zone sommitale du banc que sur les flancs. Par conséquent, notre méthode aura plus de chance de fournir une estimation correcte de la densité de charriage sur une zone peu profonde.

Discussion des hypothèses – Localisation des sources et influence de la bathymétrie - Localisation des sources et nature des signaux sonores contribuant à la pression du charriage

Pour expliquer l'augmentation de la $P_{rms,mes}$ avec la profondeur pour les transect 14 et 17 de la vive-eau, et des portions de certains autres transects, nous pouvons discuter les hypothèses relatives à la localisation des sources et à la propagation des sons de SGN contribuant à la $P_{rms,mes}$, c.-à-d. les hypothèses (i)-(ii)-(iii)-(vi).

Provenance des sources sonores de charriage in situ – principe de la mesure passive

Pour simuler la pression théorique en tant que telle, il est nécessaire de choisir une surface de référence sur laquelle on génère le nombre de chocs voulu. Cette surface a été prise ici d'après Blanpain et al. (2015), du fait du rayonnement dipolaire des sources, comme un cercle de rayon $2h$, avec h fixé après test à 2 m (cf. explication paragraphe 3.5.1 Chapitre 3). Néanmoins, on aurait pu choisir de répartir les sources sonores sur une surface plus importante, ou plus faible. Donc intrinsèquement, utiliser une surface en $2h$ pour notre simulation revient à dire que l'on considère que les sources *in situ* étaient également réparties sur une surface de rayon $2h$, alors qu'aucune information *in situ* ne nous permet de le vérifier.

En effet, un transport uniforme précisément sur une telle surface, ne se produit probablement pas la plupart du temps *in situ*, puisque par principe de la mesure passive, les sources qui contribuent au signal sont avant tout les sources à la fois assez proches, et à la fois assez intenses à l'émission sur le fond, pour arriver jusqu'à l'hydrophone. Dans la littérature, la localisation des sources contribuant au signal enregistré a été montré comme dépendante des conditions de transport et de géométrie du milieu. Geay et al., (2017) grâce à des mesures effectuées simultanément avec un réseau de géophones, ont par exemple estimé que leur hydrophone déployé, sur une structure fixe à 30 cm du fond de la rivière, mesurait des sons de SGN provenant d'une distance horizontale comprise entre 5 et 10 m (10 à 20 % de la largeur

de la rivière étudiée), donc sur une empreinte bien plus large que celle théoriquement proposée par Blanpain et al. (2015) compte-tenu de la hauteur hydrophone-fond, pour un rayonnement dipolaire.

L'augmentation de la $P_{rms,mes}$ avec la profondeur pourrait donc vraisemblablement venir d'un plus grand nombre de sources capables de contribuer au signal enregistré par l'hydrophone, provenant de plus loin par rapport à ce que nous avons envisagé théoriquement, de sorte que les pertes par transmission et le son émis par les sources ne se compensent pas tout à fait. Mais des hypothèses supplémentaires doivent être remises en cause pour expliquer la dépendance claire entre la P_{rms} et la profondeur observée dans nos données.

Provenance des sources sonores de charriage in situ - Influence de la bathymétrie et masquage des sources sonores par la bathymétrie sur les zones des crêtes

La bathymétrie complexe du banc du Creizic, et des dunes surimposées, en lien avec l'uniformité de la localisation des sources, pourrait effectivement avoir une influence sur le signal reçu par l'hydrophone, et donc expliquer une dépendance entre le signal de pression mesuré par l'hydrophone et la hauteur hydrophone-fond.

Sur le banc du Creizic, la surface d'écoute *in situ* n'est pas plane mais comporte une géométrie complexe. Pour le flanc, le fond est incliné. Si l'on considère par exemple que le transport est plus intense sur la partie supérieure du flanc, cela va induire un niveau de bruit enregistré plus élevé que si la surface écoutée avait été plane, car les sources significatives seront plus proches de l'hydrophone. Cependant, nous ne disposons pas d'assez d'arguments analytiques pour estimer si l'inclinaison du fond peut engendrer une augmentation de la $P_{rms,mes}$ avec h de manière aussi claire que celle constatée dans nos données.

En complément, des effets complexes de propagation des ondes dans le milieu pourraient expliquer certaines des différences observées entre l'estimation du charriage obtenue avec la vitesse de dérive, et l'estimation acoustique. En effet, une topographie complexe et abrupte pourrait avoir une influence significative sur les trajets acoustiques des ondes de pression (par réflexion et absorption aux interfaces, avec des interactions aussi possibles avec la surface eau-air), et éventuellement produire un effet de masquage sur la provenance des sources, par exemple si les sources viennent de l'aval de la dune. Ce phénomène de masquage pourrait ainsi expliquer le comportement observé sur le transect 26 (Figure 5.22), pour lequel le niveau maximal de pression est mesuré en amont du sommet, puis pour lequel le niveau diminue progressivement sur le flanc aval.

Provenance des sources sonores de charriage in situ - Rayonnement acoustique vs pertes énergétiques par divergence géométrique, et dépendance avec la profondeur

Le fait que l'on obtienne une dépendance claire entre la profondeur et la pression acoustique mesurée *in situ*, et que cette dépendance se retrouve uniquement pour le flanc, et non sur les crêtes, pourrait s'expliquer par la nature du rayonnement des sources et les phénomènes de propagation acoustique.

Premièrement, la surface théorique de provenance des sources contribuant au signal a été déterminée par Blanpain et al. (2015) pour des chocs sur le fond se comportant comme des sources sonores à rayonnement dipolaire¹⁸. Pour un tel rayonnement, l'énergie se propage de manière anisotrope dans l'espace. Le signal de pression s'exprime en $\cos(\theta)$ (Koss & Alfredson, 1973; Thorne & Foden, 1988), avec θ l'angle entre la direction du choc et la direction hydrophone-choc (cf. schéma 3.19 du Chapitre 3, et figure 3.1 de la thèse de Petrut (2017) par exemple). On a donc une pression maximale le long de la direction d'impact entre les deux grains, mais pas nécessairement dans la direction de l'hydrophone. Or, si le rayonnement de la source est de nature monopolaire (pour des raisons de mécanique des grains), c.-à-d. avec une seule source, réelle, sur le fond, l'énergie se répartira de manière identique dans tout le volume, donc désormais la direction d'impact n'aura plus d'importance, et certains chocs contribueront davantage au signal arrivant à l'hydrophone. Un rayonnement monopolaire pourrait donc se traduire par un rayon de captage des sources sonores plus grand que celui proposé par Blanpain et al. (2015) en $2h$, et expliquer une non-compensation de l'augmentation du signal avec les pertes de signal par divergence géométrique, se manifestant plus clairement pour les profondeurs plus élevées.

Par ailleurs, comme évoqué ci-dessus, l'onde acoustique émise par le choc interparticulaire subit des pertes énergétiques au cours de sa propagation dans le milieu. Cette perte est implémentée comme une divergence sphérique dans notre simulation d'après (Koss & Alfredson, 1973; Thorne & Foden, 1988), et est donc considérée comme valable pour décrire la propagation d'une onde acoustique *in situ*. Si dans un premier temps on considère que le transport est uniforme sur le fond et qu'il provient de l'empreinte circulaire de rayon $2h$, pour un rayonnement dipolaire, une divergence géométrique d'un autre type pourrait expliquer le déséquilibre de la compensation entre les pertes du signal par transmission et l'augmentation du nombre de sources contribuant au signal total avec la profondeur. La divergence sphérique est la divergence géométrique la plus communément observée en milieu marin (cas général d'une onde sonore se propageant dans toutes les directions dans un milieu non borné). Néanmoins, en zone peu profonde, on pourrait envisager une divergence cylindrique, se traduisant par une perte par propagation en $1/\sqrt{r}$ (Geay, et al., 2017; Jensen et al., 2011) et compatible avec une augmentation du niveau de $P_{rms,mes}$ avec la racine de la profondeur, relation qui a été testée sur nos données avec succès (coefficient de détermination légèrement moins bon que la dépendance directe en h). Le cas d'une propagation cylindrique pour le SGN a par exemple été mis en évidence pour une rivière se comportant comme une guide d'onde par (Geay et al., 2017), avec une modélisation comportant une couche d'eau de 2 m et un hydrophone placé au milieu de la colonne d'eau.

Dans notre cas, même si cela ne transparait pas manifestement dans nos données, la divergence cylindrique pourrait aussi être valable sur la partie sommitale du banc, en plus de

¹⁸ Rappel - Source dipolaire : Source à symétrie, constituée de la source réelle sur le fond, et d'une source fictive au niveau de la surface, les deux sources émettant en opposition de phase, cf. par exemple (Migeot et al., 2015). Les bulles d'air sous la surface de la mer sont typiquement des sources à rayonnement dipolaire.

l'être sur les flancs. Néanmoins, davantage d'investigations seraient nécessaires pour confirmer le phénomène de guide d'onde et la propagation sphérique. Un rayonnement monopolaire serait cependant plus plausible qu'une divergence cylindrique pour expliquer la dépendance pression mesurée vs hauteur hydrophone, la bathymétrie complexe du banc et des dunes pouvant notamment contraindre l'établissement d'un guide d'onde.

Discussion de l'hypothèse sur la bande de fréquences exploitée dans le signal acoustique mesurée (granulométrie impliquée dans le transport) et évolution de la pression moyenne mesurée avec la profondeur

Pour expliquer l'augmentation de la $P_{rms,mes}$ avec la profondeur sur le flanc SE, on pourrait aussi envisager des sources sonores plus énergétiques car produites par des particules plus grossières et contenant moins de fragments de coquilles. On rappelle que la fréquence centrale du bruit de SGN est inversement proportionnelle au diamètre de grain mais que le niveau significatif du bruit s'étend sur une large bande. Donc pour des quantités de grains en mouvement identiques, mais des grains légèrement plus grossiers et de masse volumique plus élevée, le son généré sera plus intense, comme la surface par laquelle les grains diffusent l'onde de pression est plus étendue et l'impédance sédiment-eau plus élevée.

Un gradient granulométrique existe bel et bien entre le sommet du banc et la zone SE du banc (sable grossier à très grossier, cf. Chapitre 2 Figure 2.8), mais ce gradient n'est pas assez marqué pour nous permettre d'affirmer que la dépendance en profondeur provient directement, ou du moins uniquement, des caractéristiques des grains.

Bruits parasites et évolution de la pression moyenne mesurée avec la profondeur

La dernière possibilité à envisager pour expliquer l'augmentation de la pression moyenne mesurée avec la profondeur, en désaccord avec l'estimation du charriage obtenue avec le courant de surface, est le fait que l'augmentation de la $P_{rms,mes}$ avec la profondeur soit liée à une mauvaise calibration de la pression seuil et ainsi une éventuelle augmentation du bruit ambiant « parasite » avec la profondeur.

Effectivement la pression seuil utilisée pour symboliser la limite entre le bruit généré par le transport, et les bruits générés par les autres processus physiques, a été considérée comme constante dans notre approche conceptuelle, et dans notre inversion. Cette pression seuil a été déterminée en prenant le minimum de pression moyenne sur la bande 60-80 kHz pour les transects sans transport de la vive-eau d'après l'analyse préliminaire. Or ayant été déterminée de la sorte, elle n'est probablement pas adaptée à l'ensemble des données, et temporellement, et spatialement. En outre, compte tenu de la géométrie du milieu sous-marin sur le banc du Creizic, le niveau de bruit ambiant pourrait éventuellement être plus élevé pour les plus grandes profondeurs, du fait d'une colonne d'eau plus haute par rapport au sommet du banc, permettant aux bruits parasites basses fréquences venant de plus loin dans le Golfe de se propager jusqu'à l'hydrophone. Néanmoins, cette propagation favorisée serait surtout valable effectivement pour les basses fréquences ($O(1 - 100 \text{ Hz})$), bien inférieures à celles exploitées par notre méthode pour le transport.

En conclusion de ce paragraphe 5.3.2, une manière appropriée d’appréhender l’ensemble des phénomènes de propagation en fonction de la localisation des sources, et donc la dépendance pression mesurée vs hauteur hydrophone-fond consisterait premièrement à vérifier *in situ* la nature monopolaire ou dipolaire du rayonnement acoustique des sources de charriage, nos sédiments étant sensiblement différent du cas idéal utilisé par Thorne (1986b) Thorne & Foden (1988) (deux sphères pleines silicoclastiques de même diamètre). Une fois cet élément vérifié, on pourrait faire tourner un modèle de propagation acoustique sur le banc du Creïzic (avec la bathymétrie), pour différentes distributions spatiales du transport sur le fond et différents niveaux d’eau, conjointement à une calibration de l’hydrophone en canal pour une meilleure détermination de la pression seuil.

5.4. Perspectives- Amélioration de notre méthode d’estimation du charriage par acoustique passive

La méthode exploitée dans ce Chapitre 5 fournit des estimations du transport par charriage à partir des données acoustiques passives contenant la signature sonore des chocs produits par les grains en collision sur le fond au cours de leur transport. Cette méthode fournit une estimation du transport par charriage très fine à l’échelle temporelle, et interprétable d’après nos résultats à une échelle spatiale consistante avec celle des grandes dunes. Néanmoins, comme discuté au paragraphe 5.3, différents éléments peuvent être remis en cause et améliorés pour mieux interpréter la mesure acoustique, et améliorer la précision de l’estimation du transport par charriage.

5.4.1. Amélioration de la méthode de mesure *in situ* (campagne) et du système d’acquisition

La campagne CreïziDunes2 était une campagne test, pour estimer le potentiel de la mesure *in situ* par acoustique passive du transport selon des acquisitions en dérive. Plusieurs éléments techniques pourraient donc être améliorés pour le déploiement de la méthode :

- Acquisition d’une mesure du courant *in situ* conjointement à la mesure hydrophone avec un profileur de courant type ADCP pour comparer l’estimation du charriage par acoustique passive à une estimation plus conventionnelle. L’avantage serait double car en plus de fournir le courant, l’ADCP utilisé en mode *bottom track* pourrait fournir la bathymétrie.
- Utilisation de deux antennes GPS au lieu d’une pour mesurer le cap instantané de la vedette, et recalculer le bras de levier GPS hydrophone, ou utilisation d’une perche sur laquelle le GPS est à la verticale de l’hydrophone
- Utilisation d’une bathymétrie plus récente pour une meilleure estimation de la hauteur d’eau et de la bathymétrie potentiellement écoutée par l’hydrophone

Pour la mesure hydrophone, on pourrait envisager :

- D’utiliser un récepteur hydrophone qui monte plus haut en fréquence : celui utilisé pour la campagne CD2 présentait une très bonne sensibilité (conversion pression – volts)

néanmoins sa fréquence max. d'écoute était de 80 kHz, alors que compte-tenu de notre granulométrie on aurait pu avoir de l'énergie de SGN montant plus haut en fréquence ;

- De calibrer l'hydrophone préalablement en bassin, avec des sédiments prélevés sur le banc du Creizic : on vérifierait ainsi que les sédiments très coquillers du Creizic présentent une signature acoustique de charriage similaire à celle prédite par la théorie de Thorne et Foden (1988) et cela nous permettrait de mieux déterminer la pression seuil pour laquelle on a un bruit de transport minimal
- Dans l'idéal, on pourrait déployer deux hydrophones pour déterminer la direction d'où proviennent les sources contribuant à la pression mesurée, comme réalisé par Bassett et al. (2013), ou éventuellement déployer trois hydrophones pour localiser les sources ;

5.4.2. Pertinence des hypothèses de la méthode en termes de transport sédimentaire et de la simulation de la pression moyenne théorique

Pour que la pression simulée soit plus représentative de la pression potentiellement produite par les sédiments en transport sur le fond du Creizic, on pourrait :

- Simuler la pression pour une distribution granulométrique étendue, et pas uniquement pour le diamètre médian : compte-tenu de la distribution granulométrique des échantillons recueillis sur le Creizic, le diamètre médian était une première approximation valable. Néanmoins, comme la fréquence du SGN dépend de la taille des sédiments, implémenter une distribution permettrait de quantifier le transport plus bas et plus haut en fréquence, et donc d'avoir une pression simulée plus représentative de ce qui peut être potentiellement être mesuré in situ ; on pourrait donc générer par exemple des chocs entre des particules de taille différentes ;
- Mesurer les paramètres mécaniques des sédiments du Creizic, qui ont une influence sur la pression simulée : module de Young, coefficient de Poisson, et prendre en compte l'aspect non sphérique des grains : une proportion non négligeable des coquillages trouvés sur le fond du Creizic présentent une forme cylindrique. On pourrait donc éventuellement simuler la pression en utilisant l'expression de la pression élémentaire d'un impact entre deux cylindres proposée par Wang et Tong (1992) ;
- Utiliser une expression plus appropriée pour lier la vitesse de choc à la densité de grains en transport sur le fond : on fournit une estimation du transport en termes de densité surfacique de charriage, et on calcule la vitesse de choc comme la vitesse à hauteur d'un diamètre de grain selon un profil log de vitesse valable pour une couche limite turbulente, en reliant la vitesse de frottement caractérisant le profil log à la densité de charriage simulée. Le lien entre la vitesse de frottement et la densité est fait selon une loi empirique obtenues à partir de courbes obtenues expérimentalement par Graf et Pabis (1977), pour un nombre de Reynolds de grain donné. Une meilleure connaissance de la vitesse de choc, en fonction de la densité de grains en transport, et donc par extension des caractéristiques hydrodynamiques et sédimentaires, permettrait de mieux contraindre la pression simulée pour une densité de charriage donnée.
- Déterminer plus précisément la proportion des grains en transport qui contribuent aux chocs écoutés par l'hydrophone : Dans notre méthode de simulation, on suppose que 10 % des grains en transport produisent un choc qui va contribuer au signal mesuré, et

également au signal simulé, d'après les observations de Thorne (1986b) en laboratoire, pour des sédiments agités dans un tambour. Cette proportion pourrait être étudiée en canal, en mesurant simultanément le son avec un hydrophone et en comptant les chocs par l'intermédiaire d'une méthode visuelle.

- Mieux appréhender l'influence de la localisation des sources (influence de la nature du signal acoustique et de la bathymétrie) contribuant au signal : Pour simuler la pression générée par un choc, on part du principe que sur une surface plane assez grande, on a une densité de chocs et de transport homogène. Sans connaître précisément la nature de la distribution des chocs *in situ*, et sans connaître a priori sur l'influence de la bathymétrie, cette hypothèse est la moins biaisée qui soit. On pourrait néanmoins étudier l'influence d'une distribution non-homogène sur un plan incliné, à l'image de ce qui pourrait se produire sur le flanc SE du banc du Creizic, en simulant une telle configuration, et investiguer ainsi la dépendance linéaire entre la P_{rms} et la hauteur d'eau ou la racine de la hauteur d'eau observée sur le flanc SE du banc. Il serait également crucial de vérifier la nature du rayonnement des sources sonores de nos sédiments (monopolaire au lieu de dipolaire ?) pour élucider la dépendance la P_{rms} et la hauteur d'eau, par exemple par des mesures *in situ*. En complémentent, et par la suite, on pourrait modéliser les phénomènes de propagation acoustique de manière ciblée sur la crête d'une dune, pour étudier les phénomènes de masquage du son produit par une topographie aussi abrupte et pouvoir estimer d'où proviennent le plus probablement les sons en fonction de la position de l'hydrophone au-dessus des différents segments de la dune, et en fonction de différentes distributions.

Conclusion générale

Dans cette thèse, nous avons étudié la morphodynamique d'un banc de sable et des dunes surimposées, et tenté de quantifier le transport par charriage associé, pour un forçage de marée intense, instationnaire et variable en espace, et une profondeur réduite. Notre objet d'étude, le Banc du Creizic, est localisé dans une zone très peu profonde du Golfe du Morbihan, un environnement pauvre en apport sableux, (Figure 3), et soumis à un forçage de marée de régime mésotidal. Différentes méthodes de mesure *in situ* ont été déployées, au cours de campagnes spécifiques à cette thèse, et nous avons aussi exploité des données *in situ* antérieures, et des données hydrodynamiques modélisées hors du cadre de cette thèse.

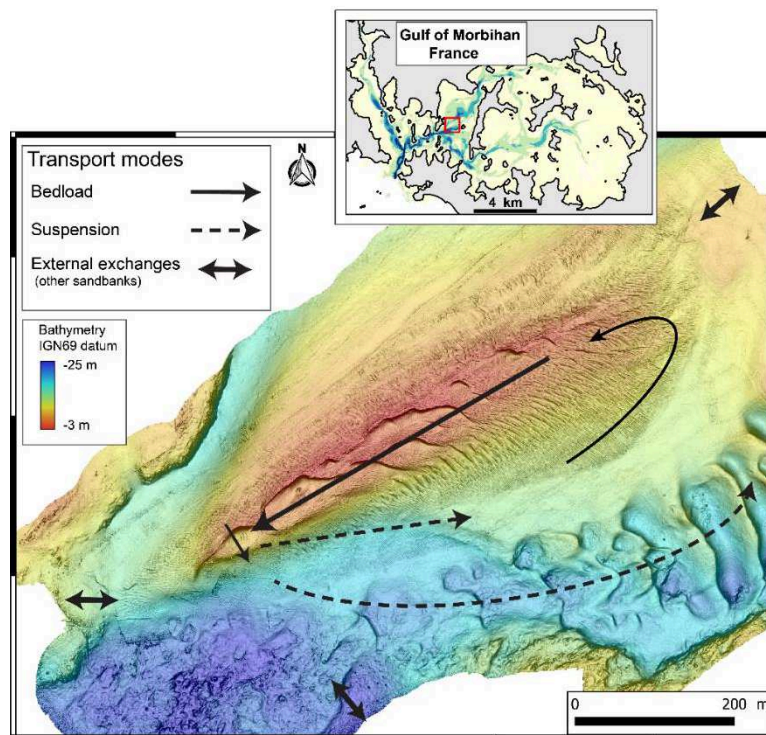


Figure 3. Schéma conceptuel pour les chemins de transport sur le banc du Creizic, suggéré par la migration mensuelle des dunes. Carte bathymétrique de Novembre 2017.

Résultats et conclusions associées

Morphodynamique des dunes et conditions hydro-sédimentaires

Nous avons déterminé la morphologie et la dynamique des dunes surimposées au banc, à l'échelle pluriannuelle (2004-2010-2011-2014-2017), et à l'échelle mensuelle (Octobre-Novembre 2017), au regard des conditions hydrodynamiques sédimentaires.

Nous avons distingué sur le banc six secteurs comprenant des dunes de caractéristiques morphologiques et/ou cinématiques consistantes, et associés à des conditions hydro-sédimentaires homogènes.

Flancs du banc et pointe Nord-Est

Sur le flanc Nord-Est du banc, les petites dunes (longueur d'onde $\lambda \sim 4 \text{ m}$, hauteur $H \sim 0.2 \text{ m}$) présentent une asymétrie vers le SO compatible avec le courant quasiment unidirectionnel auquel elles sont soumises au cours des deux phases de la marée (jusant +flot). Sur le flanc Sud-Est, qui est plus abrupte, les dunes moyennes à petites ($\lambda \sim 3$ à 7 m , $H \sim 0.1$ à 0.5 m) sont relativement symétriques, en cohérence avec le courant de marée de variabilité plus classique sur cette zone, d'intensité et direction constante au jusant (SO), et variable en intensité et en direction au cours du flot ($\sim \text{NE}$).

Sur le Nord du flanc SE, on trouve des grandes dunes ($\lambda \sim 30 \text{ m}$ $H \sim 1.1 \text{ m}$) de rapport d'aspect faible, et allongée selon leur dimension transversale. Ces dunes migrent selon un mouvement circulaire antihoraire autour de la pointe Nord-Est du banc. Leur vitesse de migration est d'environ 3 m/mois , et leur direction de migration est en accord avec la directionnalité du courant de flot.

Partie centrale du banc

Les grandes dunes de la partie centrale, sommitale du banc ($\lambda \sim 40 \text{ m}$ et $H \sim 2.2 \text{ m}$), présentent une morphodynamique intense, et associée à un courant de marée très instationnaire et spatialement variable pendant le flot.

Ces dunes sont réparties selon deux types : les « dunes orthogonales », dont la ligne de crête est perpendiculaire à l'axe longitudinal du banc et à la direction très peu variable du jusant, organisées selon un rythme spatial quasi-périodique le long du banc ; les « dunes axiales », de ligne de crête approximativement parallèle à l'axe du banc, qui forment une structure linéaire plus ou moins continue le long du banc, semblable à une grande dune linéaire. Cette configuration planimétrique est consistante au cours du temps, sauf sur la partie tout à fait centrale du banc, où les zones de discontinuité de la dune linéaire, et les points de jonction entre les dunes orthogonales et la dune linéaire changent au cours du temps.

Les profils transversaux de dunes peuvent être répartis selon deux catégories, qui recourent les deux morphologies des lignes de crêtes : Les dunes ridge présentent un profil transversal proche de l'archétype du triangle. Les dunes orthogonales possèdent un flanc doux moins abrupte, et une zone de plateau sur la partie supérieure du flanc doux. Pour les deux morphologies, le flanc raide est abrupt avec un angle maximal compatible avec les processus d'avalanche.

La coexistence, inhabituelle, de la dune linéaire et des dunes orthogonales pourrait s'expliquer par l'angle élevé ($>90^\circ$) entre les deux directions résiduelles du courant (jusant vs flot), et l'apport limité en sédiment prévalant sur la zone.

Les différentes sections continues de la dune linéaire migrent d'environ $4 \pm 1 \text{ m/an}$, et $1 \pm 0.5 \text{ m/mois}$. Les migrations sont orientées vers le S ou le SE, approximativement la direction résiduelle du courant de flot. Les dunes orthogonales migrent quant à elles vers le SO, dans la direction stable du courant du jusant, d'environ $17 \pm 5 \text{ m/an}$, et $2 \pm 1 \text{ m/mois}$.

Évolution des dimensions avec la profondeur et couplage hydro-sédimento-bathymétrique

Nous avons constaté que la dimension des dunes diminuait avec la profondeur, selon un gradient plus marqué sur le flanc SE notamment (Figure 3), en contradiction avec ce qui est majoritairement rapporté dans la littérature. Cette diminution sur le flanc SE pourrait résulter de l'instabilité induite par la pente abrupte du flanc, empêchant les dunes de croître davantage en hauteur et donc en largeur, et pourrait aussi être expliqué par le courant plus intense. Pour les zones où le courant est moins intense, et la pente du fond moins abrupte, la diminution de la taille des figures sédimentaires pourrait provenir de l'apport en sédiments se raréfiant, typiquement au Nord du flanc Sud-Est.

Persistance du banc

Dans cette thèse, nous nous sommes également intéressés à la persistance du banc, et à sa dynamique sédimentaire en interne, à l'échelle pluriannuelle, en lien avec le couplage hydro-sédimento-bathymétrique local, et exploitant les informations fournies par la dynamique des dunes qui lui sont surimposées.

Le banc du Creïzic est un banc de sillage. Il est installé sur un socle rocheux, à cheval sur une terrasse et une vallée incisée, avec un flanc plus abrupt du côté de la vallée incisée (flanc SE). La configuration du trait de côte environnante est complexe, avec un passage très étroit à son Sud-Ouest, et des îles à l'Ouest, et à l'Est. Il a été mis en place pendant des épisodes de remontée du niveau marin, par une convergence locale du transport très probablement initiée par l'irrégularité du trait de côte, et son unité supérieure, épaisse d'une dizaine de mètres, date de la transgression holocène et correspond aux dunes actives (Menier et al., 2011).

Son volume sédimentaire est constant au cours du temps, pour toutes les échelles temporelles étudiées, allant de la comparaison annuelle à une comparaison sur 13 ans. Ce caractère constant et établi se retrouve dans la morphodynamique des dunes, consistante pour les mêmes échelles temporelles : la limite extérieure de présence/absence des dunes sur ses flancs évolue très peu ; la localisation des différents champs de dunes est quasiment fixe ; la morphodynamique des grandes dunes de la partie centrale semble être régie par un cycle de naissance –croissance–équilibre–disparition pour les dunes orthogonales le long de l'axe NE-SE, et une migration cyclique aller-retour de la dune linéaire selon la direction NO-SE. Le banc est donc caractérisé par un équilibre dynamique à l'échelle pluriannuelle.

Le courant de marée modélisé à l'échelle du banc explique cet équilibre, le banc participant à sa propre maintenance par une gyre tidale transitoire au cours du flot, tournant en sens antihoraire, et centrée sur la pointe NE, et un courant unidirectionnel et stationnaire, orienté vers le SE, pendant le jusant. Ceci s'inscrit ainsi dans un couplage hydro-sédimento-bathymétrique, la présence du banc renforce l'aspect abrupte du fond, déjà abrupte du fait de la vallée incisée au SE du banc, et donc participe à la perturbation de l'écoulement et à la convergence des chemins de transport vers sa pointe NE au flot. Le courant au jusant est plus faible, mais suffisamment intense pour induire du transport sur le sommet du banc vers le SO, chemins de transport potentiellement bouclés au flot par de la suspension à partir de la pointe

SO. Cette auto-maintenance peut aussi potentiellement impliquer des transferts de sédiments avec les autres bancs de sable environnants, mais toujours selon un budget sédimentaire équilibré.

Mesure du transport par charriage sur les dunes avec une méthode d'acoustique passive originale

Afin de faire progresser notre compréhension du transport par charriage associée à la morphodynamique des dunes et du banc, nous avons mis en œuvre une méthode d'acoustique passive sur la partie centrale du banc.

Cette méthode exploite les sons produits par les grains en transport sur le fond, contenu dans des enregistrements acquis avec un hydrophone. Elle permet de quantifier selon une résolution temporelle très fine (1 s) le nombre de grains en transport par unité de surface de fond (m^{-2} , densité surfacique de charriage) (Blanpain et al., 2015; Thorne & Foden, 1988).

Nous avons mis en œuvre cette méthode de manière originale, par acquisition en transect sur le banc, donc selon une couverture spatiale étendue (transects d'une centaine de mètres), et avec une discrétisation spatio-temporelle compatible avec l'étude des processus de transport à l'échelle d'une dune ($< \sim 10$ m). Cette méthode n'a en effet jamais été testée sur des dunes avec une acquisition lagrangienne. Elle est plutôt mise en œuvre au mouillage pour les environnements marins, ou au mouillage et en dérive pour les rivières mais dans le cadre d'études ne portant pas sur les dunes.

Comme elle utilise le son produit par les grains, cette méthode a l'avantage d'exploiter une grandeur physique directement produite par le transport, et non une grandeur intermédiaire donnant le transport sous certaines conditions, comme la combinaison de la contrainte de cisaillement et du paramètre seuil pour l'initiation du transport, qui sont eux aussi sujets à des incertitudes de mesure (cisaillement), mais qui apportent des incertitudes via leur lien avec la quantité de transport (formules empiriques). De la sorte, nous avons pu quantifier le transport pour des densités surfaciques de charriage supérieure au seuil pour l'initiation du transport usuel, mais aussi en-dessous de ce seuil, dans le cas de conditions hydrodynamiques moins énergétiques.

En cohérence avec des conditions hydro-sédimentaires plus intenses, nous avons constaté une pression acoustique de transport plus élevée, et davantage variable, pour des mesures en vive-eau, par rapport à une morte-eau, et des mesures plus élevées sur les zones de crêtes des dunes.

Sur la partie centrale du banc, sur les dunes, nos mesures acoustiques semblent corrélées apparente avec la présence des dunes : le son est d'autant plus fort que la colonne d'eau est réduite. Pour ces données, surtout sur la partie tout à fait centrale du banc, nous avons observé un accord moyen à excellent (valeurs et évolution avec la topographie) avec une autre estimation du charriage, obtenue à partir du courant *in situ* (vitesse de surface, obtenue par approximation avec la dérive de la vedette). L'interprétation de ces deux estimations du charriage a montré une évolution du transport à l'échelle du profil de dune 2D compatible

avec celle attendue : une augmentation du transport charriage en remontant la face amont, et une possible remise en suspension dans la région centrée sur la crête. Néanmoins, sur le flanc SE du banc les mesures acoustiques semblent indiquer une augmentation du charriage en désaccord apparent avec les estimations du charriage obtenues avec la vitesse de surface. Cette augmentation semble être liée à l'augmentation de la profondeur sous l'hydrophone et pourrait s'expliquer notamment la nature de la source et par des effets de propagation acoustique complexes. Ceci met en évidence la complexité d'interprétation des signaux sonores générés par les grains en transport sur le fond, mais les résultats favorables obtenues sur les crêtes nous encouragent à poursuivre nos investigations pour faire progresser la méthode en la contraignant mieux.

Perspectives

Morphodynamique des dunes et du banc

Étude des petites et moyennes dunes

Le fonctionnement hydro-sédimentaire du banc, et les trajectoires de transport suivi par les sédiments à l'échelle du banc ont principalement été étudiés à partir des grandes dunes. Pour une appréhension plus fine des chemins de transport, temporellement et spatialement, la morphodynamique des moyennes et petites dunes, localisées sur les flancs, ou surimposées aux grandes dunes dans la partie centrale pourraient être analysée. En effet, ces figures sédimentaires plus petites s'adaptent théoriquement plus vite à de la variabilité du forçage, montrant donc des changements morphologiques et cinématiques (ex. retournement et migration en sens inverse).

Une telle étude serait donc particulièrement pertinente à l'échelle d'un cycle de flot-jusant, à partir d'une acquisition bathymétrie répétitive sur une zone ciblée. Cette méthode a été mise en œuvre pendant la campagne CD1, avec les « micro-bathymétries ». Une analyse préliminaires de ces données a été réalisée pour le champ de petites dunes au SO du flanc SE ($\lambda \sim 3 \text{ m}$, $H \sim 0.2 \text{ m}$) et pour les petites dunes localisées dans les creux des grandes dunes de la partie centrale ($\lambda \sim 4 \text{ m}$, $H \sim 0.3 \text{ m}$) mais davantage d'investigations sont nécessaires pour conclure, comme l'étude morphodynamique pour des figures sédimentaires aussi petite peut être est délicate (migration), voire impossible (changement morphologique) puisque l'on est en limite de résolution du MNT bathymétrique (0.25 m). Par ailleurs les micro-bathymétries ont été acquises uniquement au cours du flot, et une couverture temporelle complète flot et jusant sera nécessaire pour avoir une vue complète de leur morphodynamique au cours de la marée.

Étude des grandes dunes et de l'influence de la variabilité du courant de marée à l'échelle flot-jusant

En ce qui concerne les grandes dunes de la partie centrale, il était prévu initialement d'analyser leur morphodynamique à l'échelle du flot, avec les micro-bathymétrie acquises le long des dunes axiales pendant la campagne CD1, pour identifier des potentiels changements morphologie et une migration en fonction de la variabilité du courant.

Néanmoins le traitement de ces données bathymétrique est chronophage. En effet, comme explicité précédemment, une telle étude, à une échelle spatio-temporelle si fine, se place en limite de résolution des données bathymétriques, et un traitement automatique n'est pas suffisant. Le temps nécessaire pour le traitement manuel précis des données n'étant pas compatible avec l'agenda d'une thèse, et les premiers résultats obtenus n'ayant pas permis d'identifier une dynamique ou des changements morphologiques significatifs à cette échelle temporelle, il a été décidé de ne pas poursuivre les investigations sur les micro-bathymétries.

En revanche, comme nous possédons désormais une meilleure vision de la dynamique des dunes et du courant sur le banc, nous pouvons définir un cahier des charges adapté à une future campagne terrain ayant pour but d'analyser à la morphodynamique des grandes dunes à l'échelle du flot-jusant. Afin de s'assurer d'une couverture spatiale consistante pour un même objet au cours des deux phases de la marée à une résolution temporelle adaptée (ex. $\Delta T = 30$ minutes), comme la fauchée du SMF évolue significativement en proportion relative au cours de la marée (variation de la hauteur d'eau), il sera préférable de se concentrer sur une ou deux dunes seulement, et d'acquérir les micro-bathymétries selon une direction perpendiculaire à la ligne de crête de la dune pour une meilleure appréhension du profil 2D de la dune. Par ailleurs, pour la campagne CreiziDunes1, seules les dunes axiales ont été visées par les micro-bathymétries. Or une analyse au cours d'un cycle complet de flot-jusant de la morphodynamique des dunes orthogonales, nous permettrait de voir comment elles se comportent au flot, alors qu'elles sont a priori censées principalement migrer au jusant.

Méthode d'acoustique passive pour la mesure du transport par charriage et estimation du transport sur la colonne d'eau complète

La méthode d'acoustique passive proposée dans ce manuscrit fournit des estimations du transport par charriage interprétables à une échelle temporelle fine ($\sim < 10$ m) pour des grandes dunes localisées dans un environnement marin peu profond (-3 m -25 m IGN69) et soumis à un courant de marée. Néanmoins, plusieurs points de cette méthode peuvent être améliorés pour fournir une mesure acoustique plus facilement interprétable, et une estimation plus précise du transport par charriage.

Pour améliorer notre conversion pression simulée, pression mesurée, il serait intéressant de mieux la contraindre. Ceci pourrait être réalisé par des expérimentations en bassin sous des conditions contrôlées. Plus particulièrement, nous pourrions étudier le comportement acoustique des sédiments coquillers, comme ceux du Creizic et ceux constituants de nombreux bancs de sable de plateforme ouverte, de sillage, ou trouvés dans des structures littorales comme les cheniers. Les sédiments coquillers peuvent présenter des formes et densités variables en fonction de la classe granulométrique, ce qui influencera le son produit par une collision interparticulaire. Par des expérimentations en bassin, nous pourrions donc vérifier que l'expression théorique implémentée dans cette thèse pour la pression élémentaire générée par un choc (Thorne & Foden, 1988), est adaptée à des sédiments coquiller, et estimer quel niveau de pression est généré par un nombre minimal de grains en

transport, afin de pouvoir ensuite *in situ* quantifier le transport sans biais et appréhender plus facilement les effets géométriques de propagation du son. Par ailleurs, une vérification en bassin du lien entre la vitesse de collision, le nombre de grains en transport, et la proportion des grains en transport produisant un choc nous permettrait de calculer une pression simulée plus proche de la réalité *in situ*.

Si notre méthode est validée avec succès expérimentalement, nous pourrions ainsi la déployer à nouveau dans un environnement *in situ* soumis à des conditions hydrodynamiques intenses pour mieux estimer sa capacité à prédire le transport au regard de l'intensité du courant, par exemple typiquement sur les dunes de la partie centrale du banc. Nous pourrions commencer par la déployer au mouillage, pour acquérir une série temporelle longue, à un point fixe, afin de pouvoir ensuite mieux appréhender la mesure lagrangienne sur les dunes a posteriori. Pour un déploiement en transect, nous pourrions alors mettre conjointement œuvre avec un ADCP en mode bottom tracking, et en utilisant une bathymétrie plus récente si possible pour l'interprétation une bathymétrie très récente, ainsi statuer sur la capacité de la méthode à quantifier le transport par charriage dans le cas particulier du transport sur des dunes. La capacité de la méthode à déterminer la granulométrie du transport pourra aussi alors être exploitée.

Compte-tenu de l'intensité du courant sur le banc et de la nature des sédiments, coquillers, le transport en suspension devra conjointement être étudié. En effet, on estime que les sédiments coquillers peuvent être plus facilement ou moins facilement mis en mouvement que grains silicoclastiques, en fonction de leur imbrication et de leur tassement sur le fond, mais une fois qu'ils sont en transport, ils ont plus de chance d'être mis et de rester en suspension, du fait de la traînée générée par leur forme complexe tridimensionnelle. L'ADCP en mode *bottom tracking* pourrait assurer cette mission conjointement à la mesure passive déployée pour le charriage. Par ailleurs, pour une détermination du transport en suspension sur une emprise spatiale plus étendue, et donnant la granulométrie des sédiments en suspension pourrait être mise en œuvre, avec par exemple la méthode d'acoustique active innovante déployée pendant l'une des campagnes de cette thèse et dont les données seront exploitées par de futures études. Afin d'obtenir conjointement, et donc de manière continue sur toute la colonne d'eau du fond jusqu'à la surface, une estimation de la quantité et de la granulométrie des grains en transport, nous pourrions ainsi combiner la méthode passive pour le charriage et la méthode d'acoustique active pour la suspension.

Références

- Abbott, J. E., & Francis, J. R. D. (1977). Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 284(1321), 225–254. <https://doi.org/10.1098/rsta.1977.0009>
- Akay, & Hodgson. (1978). Acoustic radiation from the elastic impact of a sphere with a slab. *Applied Acoustics*, 11(4), 285–304. [https://doi.org/10.1016/0003-682X\(78\)90005-1](https://doi.org/10.1016/0003-682X(78)90005-1)
- Allen, J. R. L. (1968). *Current Ripples: Their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion*. North-Holland Publishing Company.
- Allen, J. R. L. (1969). Some recent advances in the physics of sedimentation. *Proc. Geol. Assoc.*, 80, 1–42.
- Allen, J. R. L. (1976a). Computational models for dune time-lag: general ideas, difficulties, and early results. *Sedimentary Geology*, 15(1), 1–53.
- Allen, J. R. L. (1976b). Time-lag of dunes in unsteady flows: an analysis of nasner's data from the r. weser, germany. *Sedimentary Geology*, 15(4), 309–321.
- Allen, J. R. L. (1980). Sand waves: A model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26(4), 281–328.
- Allen, J. R. L. (1982). Sedimentary Structures: their character and physical basis. In *Developments in sedimentology: Vol. B* (p. 663). Amsterdam.
- Allen, J. R. L., & Collinson, J. (1974). The superimposition and classification of dunes formed by unidirectional aqueous flows. *Sedimentary Geology*, 12, 169–178.
- Amos, C. L., & King, E. L. (1984). Bedforms of the Canadian eastern seaboard: A comparison with global occurrences. *Marine Geology*, 57(1–4), 167–208. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90199-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90199-3)
- Ancey, C. (2010). Stochastic modeling in sediment dynamics: Exner equation for planar bed incipient bed load transport conditions. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F2), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2009jf001260>
- André, G., Garreau, P., Garnier, V., & Fraunié, P. (2005). Modelled variability of the sea surface circulation in the North-western Mediterranean Sea and in the Gulf of Lions. *Ocean Dynamics*, 55(3–4), 294–308. <https://doi.org/10.1007/s10236-005-0013-6>
- Andreotti, B., Claudin, P., Devauchelle, O., Durán, O., Andreotti, B., Claudin, P., ... Bedforms, A. F. (2012). Bedforms in a turbulent stream: ripples, chevrons and antidunes. *J. Fluid Mech*, 690, 94–128.
- Andreotti, B., Fourrière, A., Ould-Kaddour, F., Murray, B., & Claudin, P. (2009). Giant aeolian dune size determined by the average depth of the atmospheric boundary layer. *Nature*, 457(7233), 1120–1123. <https://doi.org/10.1038/nature07787>
- Anthony, E. J. (2013). Storms, shoreface morphodynamics, sand supply, and the accretion and erosion of coastal dune barriers in the southern North Sea. *Geomorphology*, 199, 8–21. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.007>
- ArcMap. (2016). Distance euclidienne—Aide | ArcGIS for Desktop. Retrieved December 14, 2019, from <https://desktop.arcgis.com/fr/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/euclidean-distance.htm>
- Ashley, G. (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms : a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(1), 160–172.
- Baas, J. H. (1993). *Dimensional analysis of current ripples in recent and ancient depositional environments. environments Ph.D. thesis, University of Utrecht, Utrecht, The Netherlands.*
- Baas, J. H. (1994). A flume study on the development and equilibrium morphology of current ripples in very fine sand. *Sedimentology*, 41, 185–209.
- Baas, J. H. (1999). An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand. *Sedimentology*, 46, 123–138.

- Baas, J. H., Best, J. L., & Peakall, J. (2011). Depositional processes, bedform development and hybrid bed formation in rapidly decelerated cohesive (mud-sand) sediment flows. *Sedimentology*, 58(7), 1953–1987. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01247.x>
- 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>
- Baas, J. H., Davies, A. G., & Malarkey, J. (2013). Bedform development in mixed sand-mud: The contrasting role of cohesive forces in flow and bed. *Geomorphology*, 182, 19–32. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.025>
- Bagnold, R. (1966). An approach to the sediment transport Problem from general Physics. *USGS Professional Paper*, 422(I), 1–37.
- Bagnold, R. A. (1941). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. London: Methuen.
- Bagnold, R. A. (1980). An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. *Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical and Physical Sciences*, 372(1751), 453–473.
- Banerji, S.-S. (1916). On aerial waves generated by impact. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 32(187), 96–111. <https://doi.org/10.1080/14786441608635545>
- Barrière, J., Krein, A., Oth, A., & Schenkluhn, R. (2015). An advanced signal processing technique for deriving grain size information of bedload transport from impact plate vibration measurements. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(7), 913–924. <https://doi.org/10.1002/esp.3693>
- Bartholdy, J., Flemming, B. W., Bartholomä, A., & Ernstsen, V. B. (2005). Flow and grain size control of depth-independent simple subaqueous dunes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(4), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2004JF000183>
- Barton, J., Slingerland, R. R. L., Pittman, S., & Gabrielson, T. B. (2010). Monitoring coarse bedload transport with passive acoustic instrumentation: A field study. *US Geological Survey Scientific Investigations Report*, 38–51.
- Bassett, C., Polagye, B., Holt, M., & Thomson, J. (2012). A vessel noise budget for Admiralty Inlet, Puget Sound, Washington (USA). *The Journal of the Acoustical Society of America*, 132(6), 3706–3719. <https://doi.org/10.1121/1.4763548>
- Bassett, C., Thomson, J., & Polagye, B. (2013). Sediment-generated noise and bed stress in a tidal channel. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(4), 2249–2265. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20169>
- Bastos, A. C., Collins, M. B., & Kenyon, N. . (2003). Water and sediment movement around a coastal headland: Portland Bill, Southern UK. *Ocean Dynamics*, 53(3), 309–321.
- Bastos, A. C., Kenyon, N. H., & Collins, M. (2002). Sedimentary processes, bedforms and facies, associated with a coastal headland: Portland Bill, Southern UK. *Marine Geology*, 187(3–4), 235–258. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00380-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00380-8)
- Bastos, A. C., Paphitis, D., & Collins, M. B. (2004). Short-term dynamics and maintenance processes of headland-associated sandbanks: Shambles Bank, English Channel, UK. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59(1), 33–47. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2003.07.008>
- Bedeus, K., & Ivicis, L. (1963). Observation of the noise of bed load. *General Assembly, Commission on Hydrometry, International Association of Hydrological Sciences*, 19–31. Berkeley, CA, USA.
- Belderson, R., Johnson, M. A., & Kenyon, N. H. (1982). Bedforms. In A. H. Stride (Ed.), *Offshore Tidal Sands : Processes and Deposits* (pp. 27–687). London, England: Chapman and Hall.
- Belleudy, P., Valette, A., & Graff, B. (2010). Passive Hydrophone Monitoring of Bedload in River Beds: First Trials of Signal Spectral Analyses. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report*, 5091, 67–84.
- Beranek, L. L. (1971). *Noise and Vibration Control, Chap. 2*. McGraw-Hill, New York.
- Berné, S. (1993). Morphology, internal structure and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the Gironde Estuary. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 780–793.
- Berné, S. (1999). *Dynamique, architecture et préservation des corps sableux de plate-forme.(Habilitation à Diriger des Recherches)*. Université des Sciences et Technologie de Lille - IFREMER.

- Berné, S., Auffret, J. P., & Walker, P. (1988). Internal structure of subtidal sand waves revealed by high resolution seismic reflection. *Sedimentology*, 35, 5–20.
- Berné, S., Trentesaux, A., Stolk, A., Missiaen, T., & Batist, M. De. (1994). Architecture and long term evolution of a tidal sandbank : The Middelkerke Bank (southern North Sea). *Marine Geology*, 121(1–2), 57–72.
- Berné, S., Vagner, P., Guichard, F., Lericolais, G., Liu, Z., Trentesaux, A., ... Yi, H. II. (2002). Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea. *Marine Geology*, 188(3–4), 293–315. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00446-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00446-2)
- Berné, Serge. (1991). *Architecture et dynamique des dunes tidales. Exemples de la marge atlantique française*. Université des sciences et techniques de Lille Flandres-Artois.
- Berné, Serge, Allen, G., Auffert, J.-P., Chamley, H., Durand, J., & Weber, O. (1989). Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bulletin de La Société Géologique de France*, (6), 1145–1160.
- Berthot, A., & Pattiaratchi, C. (2006a). Field measurements of the three-dimensional current structure in the vicinity of a headland-associated linear sandbank. *Continental Shelf Research*, 26(3), 295–317.
- Berthot, A., & Pattiaratchi, C. (2006b). Mechanisms for the formation of headland-associated linear sandbanks. *Continental Shelf Research*, 26(8), 987–1004. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.03.004>
- Bertin, X., & Chaumillon, É. (2005). Apports de la modélisation sur bathymétries historiques dans la compréhension des évolutions des bancs de sable estuariens. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(15), 1375–1383. <https://doi.org/10.1016/J.CRTE.2005.06.007>
- Besio, G., Blondeaux, P., & Vittori, G. (2006). On the formation of sand waves and sand banks. *Journal of Fluid Mechanics*, 557, 1–27. <https://doi.org/10.1017/S0022112006009256>
- Besio, Giovanni, Blondeaux, P., Brocchini, M., & Vittori, G. (2004). On the modeling of sand wave migration. *Journal of Geophysical Research*, 109(C4), C04018. <https://doi.org/10.1029/2002JC001622>
- Best, J. (2005a). Kinematics, topology and significance of dune-related macroturbulence: some observations from the laboratory and field. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists*, 35, 41–60.
- Best, J. (2005b). The fluid dynamics of river dunes: A review and some future research directions. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(4), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2004JF000218>
- Betat, A., Frette, V., & Rehberg, I. (1999). Sand ripples induced by water shear flow in an annular channel. *Physical Review Letters*, 83(1), 88–91. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.83.88>
- Betat, A., Kruelle, C. A., Frette, V., & Rehberg, I. (2002). Long-time behavior of sand ripples induced by water shear flow. *The European Physical Journal E*, 8(1), 465–476.
- Bishop, S. R., Momiji, H., Carretero-González, R., & Warren, A. (2002). Modelling desert dune fields based on discrete dynamics. *Discrete Dynamics in Nature and Society*, 7(1), 7–17.
- Blanpain, O., Bailly Du Bois, P., Cugier, P., Lafite, R., Lunven, M., Dupont, J., ... Pichavant, P. (2009). Dynamic sediment profile imaging (DySPI): a new field method for the study of dynamic processes at the sediment-water interface. *Limnology and Oceanography : Methods*, 7(1), 8–20.
- Blanpain, O., Demoulin, X., Waeles, B., Ravilly, M., Garlan, T., & P, G. (2015). Passive Acoustic Measurement of Bedload Discharge Features on a Sandy Seafloor. *Proceedings of the Institute of Acoustics*, 37, 327–334.
- Blom, A., Ribberink, J. S., & van der Sheer, P. (2000). Sediment transport in flume experiments with a trimodal mixture. *Gravel Bed Rivers 2000*. New Zealand.
- Blott, S. J., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Blumberg, A. F., & Mellor, G. L. (1987). A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In N. S. Heaps (Ed.), *Three-Dimensional Coastal Ocean Models* (pp. 1–16). <https://doi.org/10.1029/CO004p0001>
- Bokuniewicz, H., Gordon, R., & Kastens, K. (1977). From and migration of sand waves in a large estuary, Long Island Sound. *Marine Geology*, 24(3), 185.

- Bonnefille, R. (1963). Essais de synthèse des lois de début d'entraînement des sédiments sous l'action d'un courant en régime continu. *Bulletin Du Centre de Recherche et d'Essais de Chatou*, (5).
- Bordner, G. L. (1978). Nonlinear analysis of laminar boundary layer flow over a periodic wavy surface. *The Physics of Fluids*, 21(9), 1471–1474.
- Bourke, M. C., Lancaster, N., Fenton, L. K., Parteli, E. J. R., Zimbelman, J. R., & Radebaugh, J. (2010). Extraterrestrial dunes: An introduction to the special issue on planetary dune systems. *Geomorphology*, 121(1–2), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.04.007>
- Brew, D., & Carolan, J. (2011). Galloper Wind Farm Project, Environment Statement -. In *Chapter 9 : Physical Environment (Draft Report No. 5.2.9)*.
- Bridge, J. S., & Best, J. L. (1997). Preservation of planar laminae due to migration of low-relief bed waves over aggrading upper-stage plane beds: comparison of experimental data with theory. *Sedimentology*, 44, 253–262.
- Callouet, M. (2012). *Traitement et analyse de données géophysiques : Le Banc du Creizig, Golfe du Morbihan*. (Technicien supérieur). Université de Bretagne Sud- INTECHMER.
- Camenen, B., & Larson, M. (2005). A general formula for non-cohesive bed load sediment transport. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 63(1–2), 249–260. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.10.019>
- Caponi, E., Fornberg, B., Kight, D., McLean, J., Saffman, P., & Yuen, H. (1982). Calculations of laminar viscous flow over a moving wavy surface. *Journal of Fluid Mechanics*, 124, 347–362.
- Carling, P. A. (1999). Subaqueous gravel dunes. *Journal of Sedimentary Research*, 69(3), 534–545. <https://doi.org/10.2110/jsr.69.534>
- Carling, P. A., Golz, E., & Orr, H. G. (2000). The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. I. Sedimentology and morphology. *Sedimentology*, 47, 227–252. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.07.007>
- Carling, P. A., Williams, J. J., Golz, E., & Kelsey, A. D. (2000). The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. II. Hydrodynamics and sediment transport. *Sedimentology*, 183, 159–179.
- Caroff, M., Bellon, H., Chauris, L., Carron, J.-P., Chevrier, S., Gardinier, A., ... Neidhart, Y. (1995). Magmatisme fissural triasico-liasique dans l'ouest du Massif armoricain (France): pétrologie, géochimie, âge, et modalités de la mise en place. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(11), 1921–1936. <https://doi.org/10.1139/e95-147>
- Caston, V. N. D. (1972). Linear sand banks in the Southern North Sea. *Sedimentology*, 18(1–2), 63–78.
- Caston, V. N. D., & Stride, A. H. (1970). Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off northeast Norfolk. *Marine Geology*, 9(5), M38–M42.
- Chang-shu, Y., & Jia-song, S. (1988). Tidal sand ridges on the East China Sea shelf. *Symposium on Clastic Tidal Deposits*, 22–38.
- Charru, F., Andreotti, B., & Claudin, P. (2013). Sand Ripples and Dunes. *Annu. Rev. Fluid Mech*, 45, 469–493. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-011212-140806>
- Charru, F., & Hinch, E. J. (2006). Ripple formation on a particle bed sheared by a viscous liquid. Part 1. Steady flow. *Journal of Fluid Mechanics*, 550, 111–121. <https://doi.org/10.1017/S002211200500786X>
- Chaumillon, E., Bertin, X., Falchetto, H., Allard, J., Weber, N., Walker, P., ... Woppelmann, G. (2008). Multi time-scale evolution of a wide estuary linear sandbank, the Longe de Boyard, on the French Atlantic coast. *Marine Geology*, 251(3–4), 209–223. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.02.014>
- Chaumillon, E., Féliès, H., Billy, J., Breilh, J. F., & Richetti, H. (2013). Tidal and fluvial controls on the internal architecture and sedimentary facies of a lobate estuarine tidal bar (The Plassac Tidal Bar in the Gironde Estuary, France). *Marine Geology*, 346, 58–72. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.07.017>
- Chaumillon, É., 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. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01710-8](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01710-8)

- Christoffersen, J. B., & Jonsson, I. G. (1985). Bed friction and dissipation in a combined current and wave motion. *Ocean Engineering*, *12*(5), 387–423. [https://doi.org/10.1016/0029-8018\(85\)90002-2](https://doi.org/10.1016/0029-8018(85)90002-2)
- Cisneros, J., Best, J., van Dijk, T., Almeida, R. P. de, Amsler, M., Boldt, J., ... Zhang, Y. (2020). Dunes in the world's big rivers are characterized by low-angle lee-side slopes and a complex shape. *Nature Geoscience*, *13*(2), 156–162. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0511-7>
- Colebrook, C. F., & White, C. M. (1937). Experiments with fluid friction in roughened pipes. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A - Mathematical and Physical Sciences*, *161*(906), 367–381. <https://doi.org/10.1098/rspa.1937.0150>
- Coleman, S., & Melville, B. (1994). Bed-form development. *Journal of Hydraulic Engineering*, *120*(5), 544–560.
- Collins, M. B., Shimwell, S. J., Gao, S., Powell, H., Hewitson, C., & Taylor, J. A. (1995). Water and sediment movement in the vicinity of linear sandbanks: the Norfolk Banks, southern North Sea. *Marine Geology*, *123*, 125–142.
- Colombini M, & Stocchino A. (2008). Finite-amplitude river dunes. *Journal of Fluid Mechanics*, *611*, 283–306.
- Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., ... Böhner, J. (2015). System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geoscientific Model Development*, *8*(7), 1991–2007. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015>
- Cooke, R. U., Warren, A., & Goudie, A. S. (1993). *Desert geomorphology*. CRC Press.
- Corey, A. T. (1949). *Influence of shape on the fall velocity of sand grains*. Colorado State University.
- Cornish, V. (1914). *Waves of sand and snow, and the eddies which make them*. London: T. Fisher Unwin.
- Costello, W., & Southard, J. (1981). Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, *51*, 849–864.
- Crickmore, M. G. (1970). Effect of flume width on bed form characteristics. *Journal of the Hydraulics Division*, *96*, 473–496.
- Crosscheck - Fledermaus 7. (n.d.). Retrieved January 6, 2020, from <https://confluence.qps.nl/fledermaus7/reference-manual/crosscheck/>
- Cuadrado, D. G., & Perillo, G. M. . (1997). Migration of Intertidal Sandbanks, Bahia Blanca Estuary, Argentina. *Journal of Coastal Re-search*, *13*, 155–163.
- Dalrymple, R., & Choi, K. (2007). Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, *81*(3–4), 135–174.
- Dalrymple, R. W. (1984). Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, *31*, 365–382.
- Dalrymple, R. W., & Rhodes, R. N. (1995). Estuarine dunes and bars. *Developments in Sedimentology*, *53*(359–422).
- Dalrymple, Robert W., Knight, R. J., & Lambiase, J. J. (1978). Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, *275*(5676), 100–104. <https://doi.org/10.1038/275100a0>
- Damveld, J. H., Roos, P. C., Borsje, B. W., & Hulscher, S. J. M. H. (2019). Modelling the two-way coupling of tidal sand waves and benthic organisms: a linear stability approach. In *Environmental Fluid Mechanics* (Vol. 19). <https://doi.org/10.1007/s10652-019-09673-1>
- Davies, P. A., Dakin, J. M., & Wolanski, E. (1995). Eddy formation behind a coastal headland. *Journal of Coastal Research*, *11*, 154–167.
- De Moustier, C. (1988). State of the Art in Swath Bathymetry Survey Systems. *International Hydrographic Review*, *65*(2), 29–38.
- De Vriend, H. J. (1990). Morphological processes in shallow tidal seas. In *Residual currents and long-term transport* (pp. 276–301). New York: Springer.
- Delacourt, C., Allemand, P., Casson, B., & Vadon, H. (2004). Velocity field of the “La Clapière” landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images. *Geophysical Research Letters*, *31*(15), L15619. <https://doi.org/10.1029/2004GL020193>

- Deleu, S., Van Lancker, V. Van, Eynde, D. Van Den, & Moerkerke, G. (2004). *Morphodynamic evolution of the kink of an offshore tidal sandbank: the Westhinder Bank (Southern North Sea)*. 24, 1587–1610. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.07.001>
- Delft Hydraulics. (1972). *Systematic investigation of two-dimensional and three-dimensional scour*.
- Denis, P. (1978). *Approche écologique sur les estrans meubles intertidaux de la partie orientale du Golfe du Morbihan.(Docteur)*. Université Paris VI.
- Dey, S. (2003). Incipient motion of bivalve shells on sand beds under flowing water. *Journal of Engineering Mechanics*, 129(2), 232–240. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9399\(2003\)129:2\(232\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9399(2003)129:2(232))
- Dey, S. (2014). *Fluvial hydrodynamics: Hydrodynamic and sediment transport phenomena*. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-19062-9>
- Diplas, P., Dancy, C. L., Celik, A. O., Valyrakis, M., Greer, K., & Akar, T. (2008). The role of impulse on the initiation of particle movement under turbulent flow conditions. *Science*, 322(5902), 717–720. <https://doi.org/10.1126/science.1158954>
- Doré, A., Bonneton, P., Marieu, V., & Garlan, T. (2016). Numerical modeling of subaqueous sand dune morphodynamics. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(3), 565–587. <https://doi.org/10.1002/2015JF003689>
- Doré, A., Bonneton, P., Marieu, V., & Garlan, T. (2018). Observation and numerical modeling of tidal dune dynamics. *Ocean Dynamics*, 68(4–5), 589–602. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1141-0>
- Doxaran, D., Froidefond, J.-M., & Castaing, P. (2002). A reflectance band ratio used to estimate suspended matter concentrations in sediment-dominated coastal waters. *International Journal of Remote Sensing*, 23(23), 5079–5085. <https://doi.org/10.1080/0143116021000009912>
- DREAL, P.-L. (2019). Données hydrologiques de synthèse (1994 - 2019), station M8420010 La Loire à Saint-Nazaire. Retrieved November 6, 2019, from <http://www.hydro.eaufrance.fr/stations/M8420010&procedure=synthese>
- Dreano, J., Valance, A., Lague, D., & Cassar, C. (2010). Experimental study on transient and steady-state dynamics of bedforms in supply limited configuration. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(14), 1730–1743.
- Dubois, A. (2008). *Cartographie Morpho-Sédimentaire Du Golfe Du Morbihan (France) : Heritage Quaternaire Et Dynamique Sédimentaire Actuelle.(Master)*. Université de Bretagne Sud.
- Duffy, G P. (2006). *Bedform migration and associated sand transport on a banner bank: Application of repetitive multibeam surveying and tidal current measurement to the estimation of sediment transport. PhD dissertation*. University of New Brunswick, Canada.
- Duffy, Garret P, & Hughes-clarke, J. E. (2005). Application of spatial cross correlation to detection of migration of submarine sand dunes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(F04S12), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2004JF000192>
- Dugdale, R. E., Fox, H. R., & Russell, J. R. (1978). Nearshore sandbanks and foreshore accretion on the South Lincolnshire coast. *The East Midland Geographer Nottingham*, 7(2), 49–63.
- Dumas, F., & Langlois, G. (2009). *MARS: Model for Applications at Regional Scale - Scientific model description*.
- Durafour, M., Jarno, A., Bot, L., Lafite, R., & Marin, F. (2014). Bedload transport for heterogeneous sediments. *Environmental Fluid Mechanics*, 15(4), 731–751. <https://doi.org/10.1007/s10652-014-9380-1>
- Dushaw, B. D., Worcester, P. F., Cornuelle, B. D., & Howe, B. M. (1993). On equations for the speed of sound in seawater. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 93(1), 255–275. <https://doi.org/10.1121/1.405660>
- Dyer, K. R., & Huntley, D. A. (1999). The origin , classification and modelling of sand banks and ridges. *Continental Shelf Research*, 19(10), 1285–1330.
- Edgett, K. S., & Blumberg, D. G. (1994). Star and Linear Dunes on Mars. *Icarus*, 112(2), 448–464. <https://doi.org/10.1006/icar.1994.1197>
- Einstein, H. A. (1950). The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows. *Soil Conservation Service*, (1026), 1–31.

- Engel, P., & Lau, Y. L. (1980). Computation of bedload using bathymetric data. *Journal of the Hydraulics Division*, 106, 369–380.
- Engel, P., & Lau, Y. L. (1981). Bed load discharge coefficient. *Journal of the Hydraulics Division*, 107(1445–1454).
- Engelund, F. (1965). A criterion for the occurrence of suspended load. *La Houille Blanche*, 8(7).
- Engelund, F., & Fredsoe, J. (1982). Sediment ripples and dunes. *Annual Review of Fluid Mechanics. Volume 14*, (M.van Dyke, J.V.Wehausen & J.L.Lumley, (Annual Reviews Inc., Palo Alto)), 13–37. <https://doi.org/10.1146/annurev.fl.14.010182.000305>
- Engelund, F., & Hansen, E. (1972). *A monograph on sediment transport in alluvial streams*. Copenhagen: Technical Press.
- Ernstsen, V. B., Noormets, R., Winter, C., Hebbeln, D., Bartholomä, A., Flemming, B. W., & Bartholdy, J. (2005). Development of subaqueous barchanoid-shaped dunes due to lateral grain size variability in a tidal inlet channel of the Danish Wadden Sea. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(4), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2004JF000180>
- Ernstsen, V. B., Noormets, R., Winter, C., Hebbeln, D., Bartholomä, A., Flemming, B. W., & Bartholdy, J. (2006). Quantification of dune dynamics during a tidal cycle in an inlet channel of the Danish Wadden Sea. *Geo-Marine Letters*, 26(3), 151–163. <https://doi.org/10.1007/s00367-006-0026-2>
- Fairley, I., Masters, I., & Karunaratna, H. (2016). Numerical modelling of storm and surge events on offshore sandbanks. *Marine Geology*, 371, 106–119. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.11.007>
- Fenster, M. S., FitzGerald, D. M., & Moore, M. S. (2006). Assessing decadal-scale changes to a giant sand wave field in eastern Long Island Sound. *Geology*, 34(2), 89–92. <https://doi.org/10.1130/G21700.1>
- Ferret, Y., Le Bot, S., Tessier, B., Garlan, T., & Lafite, R. (2010). Migration and internal architecture of marine dunes in the eastern English Channel over 14 and 56 year intervals: The influence of tides and decennial storms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(12), 1480–1493. <https://doi.org/10.1002/esp.2051>
- Ferret, Yann. (2011). *Morphodynamique de dunes sous-marines en contexte de plate-forme mégatidale (Manche Orientale). Approche multi-échelles spatio-temporelles.(Docteur)*. Université de Rouen.
- Fiche de station | RGP. (n.d.). Retrieved January 6, 2020, from <http://rgp.ign.fr/STATIONS/#SARZ>
- Fick, C., Puhl, E., & Toldo, E. E. (2020). Threshold of motion of bivalve and gastropod shells under oscillatory flow in flume experiments. *Sedimentology*, 67(1), 627–648. <https://doi.org/10.1111/sed.12657>
- Flemming, B.W. (1978). Underwater sand dunes along the southeast African continental margin — Observations and implications. *Marine Geology*, 26(3–4), 177–198. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(78\)90059-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(78)90059-2)
- Flemming, B.W. (1988). Zur klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler Transportkörper. *Bochumer Geologische Und Geotechnische Arbeiten*, 29, 93–97.
- Flemming, B W. (2000). The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes. *Marine Sandwave Dynamics - 23 & 24 March 2000 - Lille, France*, 55–61.
- Flemming, Burghard W. (2016). Particle shape-controlled sorting and transport behaviour of mixed siliciclastic/bioclastic sediments in a mesotidal lagoon, South Africa. *Geo-Marine Letters*, 37(4), 397–410. <https://doi.org/10.1007/s00367-016-0457-3>
- Fourrière, A., Claudin, P., & Andreotti, B. (2010). Bedforms in a turbulent stream: Formation of ripples by primary linear instability and of dunes by nonlinear pattern coarsening. In *Journal of Fluid Mechanics* (Vol. 649). <https://doi.org/10.1017/S0022112009993466>
- Fraccascia, S., Winter, C., Ernstsen, 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>
- Francken, F., Stanislas, A. E., Ae, W., Parker, R., & Taverniers, E. (2004). Factors influencing subaqueous dunes in the Scheldt Estuary. *Geo-Marine Letters*, 24(1), 14–21. <https://doi.org/10.1007/s00367-003-0154-x>
- Francois, R. E., & Garrison, G. R. (1982). Sound absorption based on ocean measurements. Part II: Boric acid contribution and equation for total absorption. *Journal of the Acoustical Society of America*, 72(6), 1879–1890. <https://doi.org/10.1121/1.388673>

- Franzetti, M. (2014). *Dynamique des bancs et dunes sableuses de plateforme en contexte macrotidal : l'exemple du Banc du Four (Ouest Bretagne)*. (Docteur). Université de Bretagne Occidentale.
- 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>
- Franzetti, M., Le Roy, P., Garlan, T., Graindorge, D., Sukhovich, A., Delacourt, C., & Le Dantec, N. (2015). Long term evolution and internal architecture of a high-energy banner ridge from seismic survey of Banc du Four (Western Brittany, France). *Marine Geology*, *369*, 196–211. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.08.019>
- Frederick, K. A., & Hanratty, T. J. (1988). Velocity measurements for turbulent nonseparated flow over solid waves. *Experiments in Fluids*, *6*(7), 477–486.
- Fredsoe, J. (1979). *Dimensions of stationary dunes*. Progress Report 49.
- Fredsoe, J., & Deigaard, R. (1992). *Mechanics of coastal sediment transport* (Vol. 3). Singapore: World Scientific.
- Fromant, G. (2015). *Mesure de Matières En Suspension (MES) dans la colonne d'eau par combinaison de méthodes acoustiques et optiques*. (Docteur). Université de Bretagne Occidentale.
- Fromant, G., Floch, F., Lebourges-Dhaussy, A., Jourdin, F., Perrot, Y., Delacourt, C., & Le Dantec, N. (2017). In Situ Quantification of the Suspended Load of Estuarine Aggregates from Multifrequency Acoustic Inversions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *34*(8), 1625–1643. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0079.1>
- Fryberger, S. G., & Dean, G. (1975). Dune forms and wind regime. *US Geol. Surv. Prof. Pap*, *1052*, 137–169.
- Führböter, A. (1991). Theoretischen und experimentelle Untersuchungen zum Entstehungsprozess von Strömungsriffeln. *Leichtweiss-Institut Für Wasserbau, Braunschweig*, *111*, 185–268.
- Gadal, C., Narteau, C., Courrech du Pont, S., Rozier, O., & Claudin, P. (2020). Periodicity in fields of elongating dunes. *Geology*, *48*(4), 343–347. <https://doi.org/10.1130/g46987.1>
- Gaeuman, D., & Jacobson, R. B. (2006). Acoustic bed velocity and bed load dynamics in a large sand bed river. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *111*(2), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2005JF000411>
- Gaeuman, G., & Jacobson, R. B. (2007). Field assessment of alternative bed-load transport estimators. *Journal of Hydraulic Engineering*, *133*(12), 1319–1328. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2007\)133:12\(1319\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:12(1319))
- Gapais, D., & Le Corre, C. (1980). Is the Hercynien belt of Brittany a major shear zone? *Nature*, *288*(5791), 574–576.
- Garcia, M. H. (2007). *Sediment transport and morphodynamics*. In: Garcia, M.H. (Ed.), *Sedimentation Engineering, Processes, Measurements, Modeling, and Practice*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 110. ASCE, New York, NY.
- Garlan, T. (2004). *Apports de la modélisation dans l'étude de la sédimentation marine récente (Habilitation à Diriger des Recherches)* (Université de Sciences et Techniques de Lille). <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.16289.81768>
- Garlan, T. (2007). Study on Marine Sandwave Dynamics. *International Hydrographic Review*, *8*(1), 26–37.
- Garlan, T., Cartier, A., Franzetti, M., Le Roy, P., Duarte, J., Pombo, J., ... Marchès, E. (2013). Complex morphology and organisation of dunes in a giant dunes field. *Marine and River Dune Dynamics – MARID IV – 15 & 16 April 2013 - Bruges, Belgium*, 113–118.
- Geay, T. (2013). *Mesure acoustique passive du transport par charriage dans les rivières*. (Docteur). Université de Grenoble.
- Geay, T., Belleudy, P., Gervaise, C., Habersack, H., Aigner, J., Kreisler, A., ... Laronne, J. B. (2017). Passive acoustic monitoring of bed load discharge in a large gravel bed river. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *122*(2), 528–545. <https://doi.org/10.1002/2016JF004112>
- Geay, T., Belleudy, P., Laronne, J. B., Camenen, B., & Gervaise, C. (2017). Spectral variations of underwater river sounds. *Earth Surface Processes and Landforms*, *42*(14), 2447–2456. <https://doi.org/10.1002/esp.4208>
- Geay, Thomas, Zanker, S., Hauet, A., Misset, C., & Recking, A. (2018). An estimate of bedload discharge in rivers with passive acoustic measurements: Towards a generalized calibration curve? *E3S Web of Conferences River Flow 2018*, *40*, 8.

<https://doi.org/10.1051/e3sconf/20184004009>

- Glenn, M. F. (1970). Introducing an Operational Multi-Beam Array Sonar. *International Hydrographic Review*, 47(1), 35–39.
- Gobat, J. I., & Grosenbaugh, M. A. (1997). Modeling the mechanical and flow-induced noise on the Surface Suspended Acoustic Receiver. *Oceans Conference Record (IEEE)*, 2, 748–754. <https://doi.org/10.1109/oceans.1997.624086>
- Gohin, F., Loyer, S., Lunven, M., Labry, C., Froidefond, J.-M., Delmas, D., ... Herbland, A. (2005). Satellite-derived parameters for biological modelling in coastal waters : Illustration over the eastern continental shelf of the Bay of Biscay. *Remote Sensing of Environment*, 95(1), 29–46.
- Goldsmith, W. (1960). *Impact: The theory and physical behavior of colliding solids*. E.Arnold.
- Gorsline, D., & Swift, D. (1977). *Continental shelf sediment dynamics: a national overview*.
- Graf, W. H., & Papis, G. C. (1977). Desposition And Erosion In An Alluvial Channel. *Journal of Hydraulic Research*, 15(2), 151–166. <https://doi.org/10.1080/00221687709499653>
- Grant, W. D., & Madsen, O. S. (1982). Movable bed roughness in unsteady oscillatory flow. *Journal of Geophysical Research*, 87(C1), 469–481. <https://doi.org/10.1029/JC087iC01p00469>
- Grant, W., & Madsen, O. (1986). The Continental-Shelf Bottom Boundary Layer. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 18(1), 265–305. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.18.1.265>
- Gray, J. R., & Glysson, G. D. (2003). Proceedings of the Federal Interagency Workshop on Turbidity and Other Sediment Surrogates. April 30–May 2 2002, Reno, Nevada, US Geological Survey Circular 1250, 56.
- Gray, J. R., Laronne, J. . B., & Marr, J. D. G. (2010). Bedload-surrogate monitoring technologies. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report*, 5091, 1–37.
- Gregoire, G., Ehrhold, A., Le Roy, P., Jouet, G., & Garlan, T. (2016). Modern morpho-sedimentological patterns in a tide-dominated estuary system: the Bay of Brest (west Brittany, France). *Journal of Maps*, 5647(April), 1–8. <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1139514>
- Guignier, L., Niiya, H., Nishimori, H., Lague, D., & Valance, A. (2013). Sand dunes as migrating strings. *Physical Review E - Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, 87(5), 1–6. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.87.052206>
- Guillou, N., & Chapalain, G. (2011). Effects of waves on the initiation of headland-associated sandbanks. *Continental Shelf Research*, 31(11), 1202–1213. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.04.013>
- Guy, H., Simons, D., & Richardson, E. (1966). Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-61. *US Geological Survey Professional Paper*, 462(I), 1–96. <https://doi.org/10.3133/pp462I>
- Guza, R. T., & Thornton, E. B. (1980). local and shoaled comparisons of sea surface elevations, pressures, and velocities. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 85(C3), 1524–1530.
- Harbor, D. J. (1998). Dynamics of bedforms in the lower Mississippi River. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 750–762. <https://doi.org/10.2110/jsr.68.750>
- Hardisty, J., Collier, J., & Hamilton, D. (1984). A calibration of the Bagnold beach equation. *Marine Geology*, 61(1), 95–101.
- Harris, P. T., & Jones, M. R. (1988). Bedform movement in a marine tidal delta: air photo interpretation. *Geological Magazine*, 125(1), 31–49.
- Harrison, S. E., Locker, S. D., Hine, A. C., Edwards, J. H., Naar, D. F., Twichell, D. C., & Mallinson, D. J. (2003). Sediment-starved sand ridges on a mixed carbonate/siliciclastic inner shelf off west-central Florida. *Marine Geology*, 200(1–4), 171–194. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00182-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00182-8)
- Heap, A. D., & Nichol, S. L. (1997). The influence of limited accommodation space on the stratigraphy of an incised-valley succession: Weiti River estuary, New Zealand. *Marine Geology*, 144(1–3), 229–252.
- Heathershaw, A. D., & Thorne, P. D. (1985). Sea-bed noises reveal role of turbulent bursting phenomenon in sediment transport by tidal currents. *Nature*, 316(6026), 339–442.
- Hequette, 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>
- Hermannsen, L., Beedholm, K., Tougaard, J., & Madsen, P. T. (2014). High frequency components of ship noise in shallow water with a discussion of implications for harbor porpoises (*Phocoena phocoena*). *The Journal of the Acoustical Society of America*, 136(4), 1640–1653. <https://doi.org/10.1121/1.4893908>
- Hertz, H. (1882). Ueber die Berührung fester elastischer Körper. *J Reine Angew Math*, 92, 156–171. Retrieved from <https://ci.nii.ac.jp/naid/20001638435/>
- Hoekstra, P., Bell, P., Van Santen, P., Roode, N., Levoy, F., & Whitehouse, R. (2004). Bedform migration and bedload transport on an intertidal shoal. *Continental Shelf Research*, 24(11), 1249–1269. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.03.006>
- Hommel, S. (2004). *Large scale sand extraction on sand ridges offshore of the Netherlands. Master Thesis*. TU Twente.
- Homrani, S. (2019). Multi time-scale morphological evolution of a shell sand, dune bank in a shallow mesotidal environment. *MARID 2019, Sixth International Conference on Marine and River Dune Dynamics, Bremen, Germany, 1–3 April 2019*, 121–126.
- Horrillo-Caraballo, J. M., & Reeve, D. E. (2008). Morphodynamic behaviour of a nearshore sandbank system : The Great Yarmouth. *Marine Geology*, 254(1–2), 91–106. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.05.014>
- Houbolt, J. J. H. C. (1968). Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Geol. Mijnbouw*, Vol. 47, pp. 245–273.
- 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>
- Hulscher, S. J., De Swart, H. E., & De Vriend, H. J. (1993). The generation of offshore tidal sand banks and sand waves. *Continental Shelf Research*, 13(1), 1183–1204.
- Hulscher, S. J. M. H. (1996). Tidal-induced large-scale regular bed form patterns in a three-dimensional shallow water model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C9), 20727–20744. <https://doi.org/10.1029/96JC01662>
- Hurth, D., Thorne, P. D., Bricault, M., Lemmin, U., & Barnoud, J. M. (2011). A multi-frequency Acoustic Concentration and Velocity Profiler (ACVP) for boundary layer measurements of fine-scale flow and sediment transport processes. *Coastal Engineering*, 58(7), 594–605. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2011.01.006>
- Huthnance, J. M. (1973). Tidal current asymmetries over the Norfolk Sandbanks. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1(1), 89–99.
- Huthnance, J. M. (1982a). On one mechanism forming linear sand banks. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 14(1), 79–99.
- Huthnance, J. M. (1982b). On the formation of sand banks of finite extent. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 15(3), 277–299.
- IAHR Working Group. (1989). IAHR Working Group on Wave Generation and Analysis. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 115(6), 793–808.
- Idier, D. (2002). *Dynamique des bancs et dunes de sable du plateau continental: observation in-situ et modélisation numérique (Docteur)*. Institut National Polytechnique de Toulouse.
- IGN. (2009). *Repère de nivellement Larmor-Baden I (5610601), Réseau Géodésique Français* (pp. 1–3). pp. 1–3. Retrieved from <https://geodesie.ign.fr/fiches/index.php?module=e&action=visugeod>
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., ... Shackleton, N. J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kulka, & B. Saltman (Eds.), *Milankovitch and climate, serie C, Mathematical and Physical Sciences* (p. 126).
- Jackson, R. G. (1975). Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Geological Society of American Bulletin*, 86, 1523–1533.
- Jackson, R. G. (1976). Largescale ripples of the lower Wabash River. *Sedimentology*, 23, 593–623. <https://doi.org/10.1111/j.1365:3091.1976.tb00097.x>

- Jagger, K. A., & Hardisty, J. (1991). Higher frequency acoustic measurements of coarse bedload transport. *Costal Sediments*, 2187–2198. American Society of Civil Engineers (ASCE).
- Jensen, F. B., Kuperman, W. A., Porter, M. B., & Schmidt, H. (2011). Fundamentals of Ocean Acoustics. In *Computational Ocean Acoustics* (pp. 1–64). https://doi.org/10.1007/978-1-4419-8678-8_1
- Jerolmack, D., & Mohrig, D. (2005). Interactions between bed forms: Topography, turbulence, and transport. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(2), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2004JF000126>
- Jimenez, J. (2016). *Comportement des ETMs dans les sédiments de surface du Golfe du Morbihan et la Baie de Quiberon : distribution spatiale , spéciation , biodisponibilité et relation avec les sédiments des ports et rivières. (Docteur)*. Université de Bretagne Sud.
- Jin, J., & Chough, S. (2001). Erosional shelf ridges in the mid-eastern Yellow Sea. *Geo-Marine Letters*, 21(4), 219–225. <https://doi.org/10.1007/s00367-001-0082-6>
- Johnson, M. A., & Caston, G. F. (1984). *Assessment of Ower Bank stability. Internal document No. 214*.
- Johnson, P., & Muir, T. C. (1969). Acoustic detection of sediment movement. *Journal of Hydraulic Research*, 7(4), 519–540. <https://doi.org/10.1080/00221686909500283>
- Jones, K. R. (2018). *Measurements and Dynamics of Multiple Scale Bedforms in Tidally Energetic Environments*.
- Jonys, C. K. (1976). *Acoustic measurement of sediment transport, Scientific Series no. 66*. Ontario, Canada.
- Jouanneau, J. M., Weber, O., Cremer, M., & Castaing, P. (1999). Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46(10), 2205–2220. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00060-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00060-0)
- Jourdin, F., Tessier, C., Le Hir, P., Verney, R., Lunven, M., Loyer, S., ... Lepesqueur, J. (2014). Dual-frequency ADCPs measuring turbidity. *Geo-Marine Letters*, 34(4), 381–397. <https://doi.org/10.1007/s00367-014-0366-2>
- Kenyon, N. H., Belderson, R. H., Stride, A. H., & Johnson, M. A. (1981). Offshore Tidal SandBanks as Indicators of Net Sand Transport and as Potential Deposits. In S.-D. Nio, R. T. E. Shüttenhelm, & T. C. E. Van Weering (Eds.), *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin* (pp. 257–278). Oxford, UK: Blackwell Scientific Publications.
- Kenyon, N. H., & Cooper, B. (2005). *Sand banks , sand transport and offshore wind farms*.
- Kiki Sandoungout, S. N. (2019). *Caractéristiques morphodynamiques des dunes aquatiques sous écoulement unidirectionnel et alternatif dans un chenal étroit. (Docteur)*. Université de Bretagne Occidentale.
- Kjær, & Bruël. (2019). *Product Data : Hydrophones Tpes 8103, 8104, 8105 and 8106* (p. 12). p. 12. https://doi.org/10.1007/978-3-319-24436-5_8
- Kleinhans, M. G., & Van Rijn, L. C. (2002). Stochastic prediction of sediment transport in sand-gravel bed rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(4), 412–425.
- Knaapen, M. A. F. (2005). Sandwave migration predictor based on shape information. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(F4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004JF000195>
- Knaapen, M. A., van Bergen Henegouw, C. N., & Hu, Y. Y. (2005). Quantifying bedform migration using multi-beam sonar. *Geo-Marine Letters*, 25(5), 306–314. <https://doi.org/10.1007/s00367-005-0005-z>
- Kocurek, G., Ewing, R. C., & Mohrig, D. (2010). How do bedform patterns arise? New views on the role of bedform interactions within a set of boundary conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(1), 51–63. <https://doi.org/10.1002/esp.1913>
- Koss, L. L. (1974). Transient sound from colliding spheres-Normalized results. *Journal of Sound and Vibration*, 36(4), 541–553. [https://doi.org/10.1016/S0022-460X\(74\)80120-3](https://doi.org/10.1016/S0022-460X(74)80120-3)
- Koss, L. L., & Alfredson, R. J. (1973). Transient sound radiated by spheres undergoing an elastic collision. *Journal of Sound and Vibration*, 27(1), 59–75. [https://doi.org/10.1016/0022-460X\(73\)90035-7](https://doi.org/10.1016/0022-460X(73)90035-7)
- Kostaschuk, R. A., Church, M. A., & Luternauer, J. L. (1989). Bedforms, bed material, and bedload transport in a salt-wedge estuary: Fraser River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(7), 1440–1452.

<https://doi.org/10.1139/e89-122>

- Kostaschuk, R. A., & Villard, P. V. (1999). Turbulent sand suspension over dunes. *Fluvial Sedimentology VI. Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 28, 3–14.
- Kostaschuk, R., & Best, J. (2005). Response of sand dunes to variations in tidal flow: Fraser Estuary, Canada. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(4), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2004JF000176>
- Kramer, H. (1932). *Modellgeschiebe und schleppkraft*.
- Kuperman, W. A., & Roux, P. (2014). Springer Handbook of Acoustics. In *Springer Handbook of Acoustics*. <https://doi.org/10.1007/978-1-4939-0755-7>
- Kwoll, E, Venditti, J. G., Bradley, R. W., & Winter, C. (2016). Flow structure and resistance over subaqueous high- and low-angle dunes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121, 545–564. <https://doi.org/10.1002/2013JF002871>.Received
- Kwoll, Eva, Becker, M., & Winter, C. (2014). With or against the tide: The influence of bed form asymmetry on the formation of macroturbulence and suspended sediment patterns. *Water Resources Research*, 51, 1–44. <https://doi.org/10.1002/2014WR015716>
- Lajeunesse, E., Malverti, L., & Charru, F. (2010). Bed load transport in turbulent flow at the grain scale: Experiments and modeling. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(4). <https://doi.org/10.1029/2009JF001628>
- Lancaster, N. (1982). Linear dunes. *Progress in Physical Geography*, 6(4), 475–504. <https://doi.org/10.1177/030913338200600401>
- Landeghem, K. J. J. Van, 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, 95–112. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.12.004>
- 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, B. (2003). Blåvands Huk–Horns Rev området–et nyt Skagen. *Temanummer Geologi Nyt Fra GEUS*, (4).
- 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 Bot, S., Trentesaux, A., Garlan, T., Berné, S., & Chamley, H. (2000). Influence des tempêtes sur la mobilité des dunes tidales dans le détroit du Pas-de-Calais. *Océanologica Acta*, 23(2), 129–141.
- Le Bot, Sophie. (2001). *Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes. Processus hydro-sédimentaires et enregistrement. Exemple du Pas-de-Calais.(Docteur)*. Université des Sciences et Technologies de Lille.
- Le Bot, Sophie, & 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(1–2), 143–168. <https://doi.org/10.1016/J.MARGEO.2004.07.002>
- Le Corre, C., Auvray, B., Balleve, M., & Robardet, M. (1991). Le Massif Armoricaïn / The Armorican Massif. *Sciences Géologiques. Bulletin*, 44(1), 31–103. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1991.1865>
- Le Hir, P., Roberts, W., Cazaillet, O., Christie, M., Bassoullet, P., & Bacher, C. (2000). Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 20(12–13), 1433–1459. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00031-5)
- Le Roux, A. (2006). Aperçu de la flore et de la faune marine du Mor Bihan ou Golfe du Morbihan. *Bulletin et Mémoires de La Société Polyalthique Du Morbihan*, 132, 359–405.
- Le Roy, P. (2019). *Architecture et préservation sédimentaire des plates-formes continentales à faible alimentation et des plates-formes réactivées au cours du Quaternaire. (Habilitation à Diriger des Recherches)*. Université de Bretagne Occidentale.
- Le Roy, P., & Le Dantec, N. (2019). *Appel d’Offres Flotte Océanographique Française : Campagne Bankable, bancs sableux de la Mer d’Iroise*.

- Le Roy, R., & Simon, B. (2003). *Réalisation et validation d'un modèle de marée en Manche et dans le Golfe de Gascogne (application à la réalisation d'un nouveau programme de réduction des sondages bathymétriques)*. Techn. Rep. 2003. EPSHOM no. 002/03.
- Lee, H., & Balachandar, S. (2012). Critical shear stress for incipient motion of a particle on a rough bed. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F1). <https://doi.org/10.1029/2011JF002208>
- Lefebvre, A. (2019). Three-Dimensional Flow Above River Bedforms: Insights From Numerical Modeling of a Natural Dune Field (Río Paraná, Argentina). *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(8), 2241–2264. <https://doi.org/10.1029/2018JF004928>
- Lefebvre, A., Ernsten, V. B., & Winter, C. (2013). Estimation of roughness lengths and flow separation over compound bedforms in a natural-tidal inlet. *Continental Shelf Research*, 61–62, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.04.030>
- Lefebvre, A., Paarlberg, A. J., & Winter, C. (2016). Characterising natural bedform morphology and its influence on flow. *Geo-Marine Letters*, 36(5), 379–393. <https://doi.org/10.1007/s00367-016-0455-5>
- Letort, S. (1999). *Extension de la spartine anglaise dans le Golfe du Morbihan : répartition actuelle, tendances d'évolution et impact potentiels. Rapport d'étude.*
- Lewis, J. P. (1995). Fast normalized cross-correlation. Expanded version. *Proceedings of Vision Interface*, 120–123. Retrieved from <https://fr.mathworks.com/help/images/ref/normxcorr2.html>
- Li, M. Z., Shaw, J., Todd, B. J., Kostylev, V. E., & Wu, Y. (2014). Sediment transport and development of banner banks and sandwaves in an extreme tidal system: Upper Bay of Fundy, Canada. *Continental Shelf Research*, 83, 86–107. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.08.007>
- Li, Y., Yu, Q., Gao, S., & Flemming, B. W. (2019). Settling velocity and drag coefficient of platy shell fragments. *Sedimentology*, sed.12696. <https://doi.org/10.1111/sed.12696>
- Lisimenka, A., & Kubicki, A. (2019). Bedload transport in the Vistula River mouth derived from dune migration rates, southern Baltic Sea. *Oceanologia*, 61(3), 384–394. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANO.2019.02.003>
- Livingstone, I., & Warren, A. (1996). *Aeolian Geomorphology: an Introduction*. Longman.
- Lobo, F. ., Hernández-Molina, F. ., Somoza, L., Rodero, J., Maldonado, A., & Barnolas, A. (2000). Patterns of bottom current flow deduced from dune asymmetries over the Gulf of Cadiz shelf (southwest Spain). *Marine Geology*, 164(3–4), 91–117. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00132-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00132-2)
- Lobo, F. J., Dias, J. M. A., González, R., Hernández-Molina, F. J., Morales, J. A., & Díaz del Río, V. (2003). High-resolution seismic stratigraphy of a narrow, bedrock-controlled estuary: the Guadiana estuarine system, SW Iberia. *Journal of Sedimentary Research*, 73(6), 973–986. Retrieved from <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/73/6/973/99349>
- Lorang, M. S., & Tonolla, D. (2014). Combining active and passive hydroacoustic techniques during flood events for rapid spatial mapping of bedload transport patterns in gravel-bed rivers. *Fundamental and Applied Limnology*, 184(3), 231–246. <https://doi.org/10.1127/1863-9135/2014/0552>
- Love, A. (1944). *EH.,(1944). A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity.*
- Luque, R. F., & van Beek, R. (1976). Etude de l'affouillement et de l'entraînement des matériaux de charriage de fond. *Journal of Hydraulic Research*, 14(2), 127–144. <https://doi.org/10.1080/00221687609499677>
- Lurton, X. (2002). *An Introduction to Underwater Acoustics: Principles and Applications*. Springer Science & Business Media.
- Ma, X., Yan, J., Song, Y., Liu, X., Zhang, J., & Traykovski, P. A. (2019). Morphology and maintenance of steep dunes near dune asymmetry transitional areas on the shallow shelf (Beibu Gulf, northwest South China Sea). *Marine Geology*, 412, 37–52. <https://doi.org/10.1016/J.MARGEO.2019.03.006>
- Madsen, O., & Grant, W. D. (1976). Coastal sediment problems. *Proceedings of 15th Conference on Coastal Engineering*, chapter 65.
- Manaud. (1976). *Étude préliminaire physique et biologique du Golfe du Morbihan.*
- Marcaillou, B., Camus, P., & Daniel, F. (1996). *Caractéristiques sédimentaires du golfe du Morbihan: granulométrie, teneurs*

en eau, matière organique et phosphore total.

- Marcos, F., Janin, J.-M., & Le Saux, J.-M. (1996). *Modélisation hydrodynamique du Golfe du Morbihan.*
- MARHA. (n.d.). Retrieved January 8, 2020, from <http://www.aies-marines.fr/Partager/Projets-europeens/Marha-un-projet-Life-integre-sur-les-habitats-naturels-marins>
- Mason, T., Priestley, D., & Reeve, D. E. (2007). Monitoring near-shore shingle transport under waves using a passive acoustic technique. *The Journal of the Acoustical Society of America*, *122*(2), 737–746. <https://doi.org/10.1121/1.2747196>
- Masselink, G., Cointre, L., Williams, J., Gehrels, R., & Blake, W. (2009). Tide-driven dune migration and sediment transport on an intertidal shoal in a shallow estuary in Devon, UK. *Marine Geology*, *262*(1–4), 82–95. <https://doi.org/10.1016/J.MARGEO.2009.03.009>
- MathWorks, T. (2004). cpcorr. Retrieved December 16, 2019, from <https://fr.mathworks.com/help/images/ref/cpcorr.html>
- 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)
- McCave, I. N., & Langhorne, D. N. (1982). Sandwaves and sediment transport around the end of a tidal sandbank. *Sedimentology*, *29*, 95–110.
- McElroy, B., & Mohrig, D. (2009). Nature of deformation of sandy bed forms. *Journal of Geophysical Research*, *114*(F00A04). <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1029/2008JF001220>
- Menier, D., Reynaud, J. Y., Proust, J.-N., Guillocheau, F., Guennoc, P., Tessier, B., ... Goubert, E. (2006). Inherited fault control on the drainage pattern and infilling sequences of late glacial incised valley, SE coast of Brittany, France. *SEPM Special*, *85*, 37–55. Retrieved from <https://hal.archives-ouvertes.fr/insu-00657409/>
- Menier, David. (2004). *Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apports de la stratigraphie sismique. (Docteur)*. Université de Bretagne Sud.
- Menier, David, Estournès, G., Mathew, M. J., Ramkumar, M., Briend, C., Siddiqui, N., ... Labeyrie, L. (2016). Relict geomorphological and structural control on the coastal sediment partitioning, North of Bay of Biscay. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, *60*(1), 67–74. <https://doi.org/10.1127/zfg/2016/0267>
- Menier, & Dubois, A. (2011). *Carte 7137G Nature des fonds du Golfe du Morbihan à 1/20 0000*. SHOM Ed.
- Menier, Tessier, B., Dubois, A., Goubert, E., & Sedrati, M. (2011). Geomorphological and hydrodynamic forcing of sedimentary bedforms - Example of Gulf of Morbihan (South Brittany, Bay of Biscay). *Journal of Coastal Research*, *(2, 64)*, 1530–1534.
- Menier, Tessier, B., Proust, J. N., Baltzer, A., Sorrel, P., & Traini, C. (2010). The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). *Bulletin de La Societe Geologique de France*, *181*(2), 115–128. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.115>
- Meyer-Peter, E., & Müller, R. (1948). Formulas for bed-load transport. *IInd IAHR Congress. Stockholm, Sweden*, 39–64.
- Mhammdi, N. (1994). *Architecture du banc sableux tidal de Serq (Iles anglo-normandes) (Docteur)*. Université de Lille 1, Lille.
- Migeot, J. L., Coyette, J. P., & Lielens, G. (2015). *Phénomènes fondamentaux de l'acoustique linéaire*. Lavoisier.
- Millard, N. W. (1976). Noise generated by moving sediments. *Conference on Recent Developments in Underwater Acoustics*, Vol 31. Institute of Acoustics, London, UK.
- Miller, C. B., & Judkins, D. C. (1981). Design of Pumping Systems for Sampling Zooplankton, with Descriptions of Two High-Capacity Samplers for Coastal Studies. *Biological Oceanography*, *1*, 29–56.
- Moal, F. (2015). *Étude hydro-morpho-sédimentaire d'un banc tidal en milieu semi-fermé. Cas du banc du Creizic dans le Golfe du Morbihan. (Master)*. Université de Bretagne Sud.
- Mohrig, D., & Smith, J. (1996). Predicting the migration rates of subaqueous dunes. *Water Resources Research*, *32*(10), 3207–3217.
- Moore, S. A., Le Coz, J., Hurther, D., & Paquier, A. (2012). On the application of horizontal ADCPs to suspended sediment

- transport surveys in rivers. *Continental Shelf Research*, 46, 50–63. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.10.013>
- Neill, C. R., & Yalin, M. S. (1969). Quantitative definition of beginning of bed movement. *Journal of the Hydraulics*, 95(1), 585–588. Retrieved from <https://cedb.asce.org/CEDBsearch/record.jsp?dockkey=0015948>
- Neill, S. P. (2008). The role of Coriolis in sandbank formation due to a headland / island system. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 79(3), 419–428. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.04.015>
- Neill, S. P., & Scourse, J. D. (2009). The formation of headland/island sandbanks. *Continental Shelf Research*, 29(18), 2167–2177. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2009.08.008>
- Nielsen, P. (1992). *Coastal bottom boundary layers and sediment transport* (Vol. 4). <https://doi.org/10.1142/1269>
- Nikuradse, I. (1933). Strömungsgesetze in Rauhen Röhren. *Forschungsheft*, (361).
- Nittrouer, J. A., Allison, M. A., & Campanella, R. (2008). Bedform transport rates for the lowermost Mississippi River. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113(3), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2007JF000795>
- Off, T. (1963). Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. *AAPG Bulletin*, 47(2), 324–341.
- Paarlberg, A. J., Dohmen-Janssen, C. M., Hulscher, S. J. M. H., & Termes, P. (2007). A parameterization of flow separation over subaqueous dunes. *Water Resources Research*, 43(12), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2006WR005425>
- Paintal, A. S. (1971). Concept of critical shear stress in loose boundary open channels. *Journal of Hydraulic Research*, 9(1), 91–113. <https://doi.org/10.1080/00221687109500339>
- Paola, C., & Borgman, L. (1991). Reconstructing random topography from preserved stratification. *Sedimentology*, 553–565.
- Paphitis, D., Collins, M. B., Nash, L. A., & Wallbridge, S. (2002). Settling velocities and entrainment thresholds of biogenic sands (shell fragments) under unidirectional flow. *Sedimentology*, 49(1), 211–255. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00446.x>
- Parsons, D. R., Best, J. L., Orfeo, O., Hardy, R. J., Kostaschuk, R., & Lane, S. N. (2005). Morphology and flow fields of three-dimensional dunes, Rio Paraná, Argentina: Results from simultaneous multibeam echo sounding and acoustic Doppler current profiling. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(F04S03), 1–9. <https://doi.org/10.1029/2004JF000231>
- Pastol, Y., Le Roux, C., & Louvart, L. (2007). LITTO D-A Seamless Digital Terrain Model. *The International Hydrographic Review*, 8(1).
- Pattiaratchi, C., James, A., & Collins, M. (1987). Island wakes and headland eddies: a comparison between remotely sensed data and laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 92(C1), 783–794.
- Pérez-Belmonte, L. (2008). *Caractérisation environnementale, morphosédimentaire et stratigraphique du Golfe du Morbihan pendant l'Holocène terminal : implications évolutives*. (Docteur). Université de Bretagne Sud.
- Petit, T., Bajjouk, T., Mouquet, P., Rochette, S., Vozel, B., & Delacourt, C. (2017). Hyperspectral remote sensing of coral reefs by semi-analytical model inversion – Comparison of different inversion setups. *Remote Sensing of Environment*, 190, 348–365. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.01.004>
- Petrut, T. (2017). *Développement d'indicateurs de la dynamique spatio-temporelle sédimentaire d'un cours d'eau mesurés par acoustique passive*. (Docteur). Université Grenoble Alpes.
- Petrut, Teodor, Geay, T., Gervaise, C., Belleudy, P., & Zanker, S. (2018). Passive acoustic measurement of bedload grain size distribution using self-generated noise. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(1), 767–787. <https://doi.org/10.5194/hess-22-767-2018>
- Ping, L., Dong, Z., & Rozier, O. (2018). The Combined Effect of Sediment Availability and Wind Regime on the Morphology of Aeolian Sand Dunes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(11), 2878–2886. <https://doi.org/10.1029/2017JF004361>
- Ping, L., Narteau, C., Dong, Z., Rozier, O., & Courrech Du Pont, S. (2017). Unravelling raked linear dunes to explain the coexistence of bedforms in complex dunefields. *Nature Communications*, 8(1), 1–9. <https://doi.org/10.1038/ncomms14239>

- Pingree, R. D. (1978). Cyclonic eddies and cross-frontal mixing. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 5(4), 955–963.
- Pingree, R. D., & Maddock, L. (1979a). The tidal physics of headland flows and offshore tidal bank formation. *Marine Geology*, 32(3–4), 269–289.
- Pingree, R. D., & Maddock, L. (1979b). Tidal Flow Around an Island with a Regularly Sloping Bottom Topography. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 59(3), 699–710. <https://doi.org/10.1017/S0025315400045689>
- Pye, K., & Tsoar, H. (2008). *Aeolian sand and sand dunes*. Springer.
- Raudkivi, A. (1963). Study of sediment ripple formation. *Journal of the Hydraulics Division*, 89(6), 15–34.
- Raudkivi, A. J. (2006). Transition from ripples to dunes. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(12), 1316–1320.
- Raudkivi, A. J., & Witte, H. H. (1990). Development of bed features. *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(9), 1063–1079.
- Raudkivi, Arved J. (1988). The roughness height under waves. *Journal of Hydraulic Research*, 26(5), 569–584. <https://doi.org/10.1080/00221688809499194>
- Rauen, W. B., Lin, B., & Falconer, R. A. (2009). Modelling ripple development under non-uniform flow and sediment supply-limited conditions in a laboratory flume. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 82, 542–460.
- Reffet, E., Courrech du Pont, S., Hersen, P., & Douady, S. (2010). Formation and stability of transverse and longitudinal sand dunes. *Geology*, 38(6), 491–494. <https://doi.org/10.1130/G30894.1>
- Rennie, C. D., & Church, M. (2010). Mapping spatial distributions and uncertainty of water and sediment flux in a large gravel bed river reach using an acoustic Doppler current profiler. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(3), 27. <https://doi.org/10.1029/2009JF001556>
- Reynaud, J.Y. (1996). *Architecture et évolution d'un banc sableux de mer celtique méridionale.(Docteur)*. Universtié de Lille 1, Lille.
- Reynaud, J.Y., & Dalrymple, R. W. (2012). Shallow-marine tidal deposits. In *Principles of Tidal Sedimentology* (pp. 335–369). Dordrecht: Springer.
- Reynaud, J.Y., Tessier, B., Proust, J. N., Dalrymple, R., Marsset, T., Bourillet, J. F., ... Lericolais, G. (1999). Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology*, 46(4), 703–721. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00244.x>
- Reynaud, Jean Yves, Tessier, B., Auffret, J. P., Berné, S., De Batist, M., Marsset, T., & Walker, P. (2003). The offshore Quaternary sediment bodies of the English Channel and its Western Approaches. *Journal of Quaternary Science*, 18(3–4), 361–371. <https://doi.org/10.1002/jqs.758>
- Reynolds, O. (1883). An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water shall be direct or sinuous, and of the law of resistance in parallel channels. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 174, 935–982. <https://doi.org/10.1098/rstl.1883.0029>
- Ribberink, J. S., van der Werf, J. J., O'Donoghue, T., & Hassan, W. N. M. (2008). Sand motion induced by oscillatory flows: Sheet flow and vortex ripples. *Journal of Turbulence*, 9(June 2015), 37–41. <https://doi.org/10.1080/14685240802220009>
- Ribberink, Jan S. (1998). Bed-load transport for steady flows and unsteady oscillatory flows. *Coastal Engineering*, 34(1–2), 59–82. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(98\)00013-1](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(98)00013-1)
- Richards, E. J., Westcott, M. E., & Jeyapalan, R. K. (1979). On the prediction of impact noise, I: Acceleration Noise. *Journal of Sound and Vibration*, 62(4), 547–575.
- Richards, K. S., & Milne, L. M. (1979). Problems in the calibration of an acoustic device for the observation of bedload transport. *Earth Surface Processes*, 4(4), 335–346. <https://doi.org/10.1002/esp.3290040404>
- Rickenmann, D., & McArderll, B. W. (2007). Continuous measurement of sediment transport in the Erlenbach stream using piezoelectric impact sensors. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(2), 1362–1378. <https://doi.org/10.1002/esp>

- Rickenmann, Dieter, Turowski, J. M., Fritschi, B., Klaiber, A., & Ludwig, A. (2012). Bedload transport measurements at the Erlenchbach stream with geophones and automated basket samplers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(9), 1000–1011. <https://doi.org/10.1002/esp.3225>
- Rieux, A., Weill, P., Mouazé, D., Poirier, C., Nechenache, F., Perez, L., & Tessier, B. (2018). Threshold of motion and settling velocities of mollusc shell debris: Influence of faunal. *Sedimentology*, 66(3), 895–916. <https://doi.org/10.1111/sed.12521>
- Robinson, I. S. (1981). Tidal vorticity and residual circulation. *Oceanographic Research Papers*, 28(3), 195–212.
- Roos, H. G., Stynes, M., & Tobiska, L. (2008). *Robust numerical methods for singularly perturbed differential equations: convection-diffusion-reaction and flow problems (Vol. 24)*. Springer Science & Business Media.
- Rouse, H. L. (1994). Measurement of bedload gravel transport: The calibration of a self-generated noise system. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(9), 789–800. <https://doi.org/10.1002/esp.3290190905>
- Rubin, D. M., & Hesp, P. A. (2009). Multiple origins of linear dunes on Earth and Titan. *Nature Geoscience*, 2(9), 653–658. <https://doi.org/10.1038/ngeo610>
- Rubin, D. M., & McCulloch, M. S. (1980). Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. *Sedimentary Geology*, 29, 207–231.
- Sanay, R., Voulgaris, G., & Warner, J. C. (2007). Tidal asymmetry and residual circulation over linear sandbanks and their implication on sediment transport. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(c12).
- Schmitt, T. G. (2006). *Morphology and dynamics of headland connected sandbanks from high resolution bathymetric surveys. (Docteur)*. Cardiff University.
- Schmitt, T., & Mitchell, N. C. (2014a). Dune-associated sand fluxes at the nearshore termination of a banner sand bank (Helwick Sands, Bristol Channel). *Continental Shelf Research*, 76, 64–74. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2014.01.003>
- Schmitt, T., & Mitchell, N. C. (2014b). Dune-associated sand fluxes at the nearshore termination of a banner sand bank (Helwick Sands, Bristol Channel). *Continental Shelf Research*, 76, 64–74. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2014.01.003>
- Schmitt, T., Mitchell, N. C., & Ramsay, T. S. (2007). Use of swath bathymetry in the investigation of sand dune geometry and migration around a near shore ‘banner’ tidal sandbank. *Geological Society, London, Special Publications*, 274(1), 53–64. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2007.274.01.07>
- Shaw, J., Amos, C. L., Greenberg, D. A., O’Reilly, C. T., Parrott, D. R., & Patton, E. (2010). Catastrophic tidal expansion in the bay of fundy, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(8), 1079–1091. <https://doi.org/10.1139/E10-046>
- Shields, A. (1936). *Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung*. Technical University Berlin.
- Shom. (2015). *MNT topo-bathymétrie côtier de la zone “Morbihan” à 20 m (Projet TANDEM)*. https://doi.org/10.17183/MNT_COTIER_MORBIHAN_TANDEM_20m_WGS84
- SHOM. (2005). *Courants de marée des côtes de France (Manche/Atlantique)- Édition 2005 - Atlas 558 Morbihan*. 21.
- SHOM. (2008). *Travaux hydrographiques dans le golfe du Morbihan (Levé S200504300)*.
- SHOM. (2009). *Carte de Nature des Fonds de Quiberon au Croisic 7033G au 1/50 000*.
- SHOM. (2017). *Références Altimétriques Maritimes*.
- SHOM, & IGN. (2015). *Litto3D® Version 1.0 -Descriptif de contenu*.
- Signell, R. P., & Harris, C. K. (2000). Modeling sandbank formation around tidal headlands. In A. F. Spaulding, M.L., Blumberg (Ed.), *Proceedings of Sixth International Conference Estuarine and Coastal Modelling, New Orleans, LA, November 1999* (pp. 209–222). ASCE Press.
- Simons, D. B., & Richardson, E. V. (1961). Forms of bed roughness in alluvial channels. *Journal of the Hydraulics Division*, 87(3), 87–105.
- Simons, D. B., & Richardson, E. V. (1966). Resistance to Flow in Alluvial Channels. *US Geological Survey Professional Paper*,

- 422(J), 1–61. <https://doi.org/10.3133/pp422J>
- Simons, D. B., Richardson, E. V., & Nordin, C. F. (1965). Bedload Equation for Ripples and Dunes. *US Geological Survey Professional Paper*, 462(H), 1–9. <https://doi.org/10.3133/pp422J>
- Simons, D., Richardson, E., & Albertson, M. (1961). Flume studies using medium sand (0.45 mm). *US Geological Survey Water Supply Paper*, 1498(A), 1–76. <https://doi.org/10.3133/wsp1498A>
- Sleath, J. (1984). *Sea bed mechanics*. Wiley.
- Smith, D. B. (1988). Stability of an offset kink in the North Hinder Bank. In De Boer, P. & S.-D. Van Gelder, A., Nio (Eds.), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies* (pp. 65–78). Dordrecht: D. Reidel Publishing Company.
- Smith, J. D. (1970). Stability of a sand bed subjected to a shear flow of low Froude number. *Journal of Geophysical Research*, 30(5928–5940).
- Soulsby, R. (1983). The bottom boundary layer of shelf seas. *Elsevier Oceanography Series*, 35, 189–266. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)70503-8](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70503-8)
- Soulsby, R. (1990). *Tidal current boundary layers, The Sea, Part 1* (B. Le Méhauté & Wiley, Eds.). Retrieved from <http://resolver.tudelft.nl/uuid:9ab8edc5-319b-4454-b47f-24d2e71c5881>
- Soulsby, R. (1997). *Dynamics of marine sands: A manual for practical applications*. London: Thomas Telford Publications.
- Southard, J., & Boguchwal, L. (1990). Bed configurations in steady unidirectional water flow part 2. Synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(5), 658–679.
- Strasberg, M. (1979). Nonacoustic noise interference in measurements of infrasonic ambient noise. *Journal of the Acoustical Society of America*, 66(5), 1487–1493. <https://doi.org/10.1121/1.383543>
- Strasberg, M. (1984). *Adaptive Methods in Underwater Acoustics*. Reidel, Boston, MA.
- Strasberg, M. (1988). Dimensional analysis of windscreen noise. *Journal of the Acoustical Society of America*, 83(2), 544–548. <https://doi.org/10.1121/1.396148>
- Stride, A. H. (1982). *Offshore tidal sands: processes and deposits*. London: Chapman and Hall.
- Stride, A. H., Belderson, R. H., Kenyon, N., & Johnson, M. A. (1982). Offshore tidal deposits: sand sheet and sand bank facies. In A. H. Stride (Ed.), *Offshore tidal sands. Processes and deposits* (pp. 95–124). Chapman and Hall Editors.
- Swift, D. J. P., & Thorne, J. A. (1991). Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. In Swift D.J.P., Oertel, G..F, Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Ed.), *Shelf sand and sandstone bodies, International Association of Sedimentologists Special Publication*, 14 (pp. 3–31).
- Ten Brinke, W. B. ., Wilbers, A. W. ., & Wesseling, C. (1999). Dune, growth, decay and migration rates during a large-magnitude flood at sand and mixed sand-gravel bed in the Dutch Rhine river system. In N. D. Smith & J. Rogers (Eds.), *Fluvial Sedimentology VI. International Association of Sedimentologists, Special Publication 28* (pp. 15–32).
- Terwindt, J. H. J. (1971). Sand waves in the Southern Bight of the North Sea. *Marine Geology*, 10(1), 51–67.
- Tessier, B. (2012). Stratigraphy of Tide-Dominated Estuaries. In Davis, R.A. Jr & R. W. Darlymple (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology* (pp. 109–128). <https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6>
- Tessier, C. (2006). *Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière : l'exemple de la région marine Bretagne Sud.(Docteur)*. Université de Bordeaux 1.
- Thomas, É. (1999). *Evolution cenozoïque d'un domaine de socle: le massif armoricain apport de la cartographie des formations superficielles.(Docteur)*. Université de Rennes 1.
- Thomas, É. (2005). *Géologie succincte du massif armoricain (Bretagne).Rapport La géologie en Bretagne BRGM*.
- Thorne, P. D. (1985). The measurement of acoustic noise generated by moving artificial sediment. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 78(3), 1013–1023.
- Thorne, P. D. (1986a). An intercomparison between visual and acoustic detection of seabed gravel movement. *Marine*

- Geology*, 72(1–2), 11–31.
- Thorne, P. D. (1986b). Laboratory and marine measurements on the acoustic detection of sediment transport. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 80(3), 899–910. <https://doi.org/10.1121/1.393913>
- Thorne, P. D. (2014). An overview of underwater sound generated by interparticle collisions and its application to the measurements of coarse sediment bedload transport. *Earth Surf. Dynam*, 2, 531–543. <https://doi.org/10.5194/esurf-2-531-2014>
- Thorne, P. D., & Buckingham, M. J. (2004). Measurements of scattering by suspensions of irregularly shaped sand particles and comparison with a single parameter modified sphere model. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 116(5), 2876. <https://doi.org/10.1121/1.1808458>
- Thorne, P. D., & Foden, D. J. (1988). Generation of underwater sound by colliding spheres. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 84(6), 2144. <https://doi.org/10.1121/1.397060>
- Thorne, P. D., & Hanes, D. M. (2002). A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes. *Continental Shelf Research*, 22(4), 603–632. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00101-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00101-7)
- Thorne, P. D., & Hurther, D. (2014). An overview on the use of backscattered sound for measuring suspended 4 particle size and concentration profiles in non-cohesive inorganic sediment transport studies. *Continental Shelf Research*, 73, 97–118.
- Thorne, P. D., Williams, J. J., & Heathershaw, A. D. (1989). In situ acoustic measurements of marine gravel threshold and transport. *Sedimentology*, 36(1), 61–74. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb00820.x>
- Tindle, C. T., & Deane, G. B. (2004). Sound propagation in shallow water with surface waves. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 116(4), 2550–2550. <https://doi.org/10.1121/1.4785177>
- Todd, B. J. (2005). Morphology and composition of submarine barchan dunes on the Scotian Shelf, Canadian Atlantic margin. *Geomorphology*, 67(3–4), 487–500. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.11.016>
- Todd, B. J., Shaw, J., Li, M. Z., Kostylev, V. E., & Wu, Y. (2014). Distribution of subtidal sedimentary bedforms in a macrotidal setting: The Bay of Fundy, Atlantic Canada. *Continental Shelf Research*, 83, 64–85. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.017>
- Trentesaux, A., Stolk, A., & Berné, S. (1999). Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea. *Marine Geology*, 159(1–4), 253–272.
- Tucker, D. G. (1960). Directional echo sounding: Some Possible Improvement in Equipment and Technique. *International Hydrographic Review*, 37(2), 11. [https://doi.org/10.1016/0146-6313\(55\)90003-4](https://doi.org/10.1016/0146-6313(55)90003-4)
- Tuijnder, A. P., & Ribberink, J. S. (2012). Experimental observation and modelling of roughness variation due to supply-limited sediment transport in uni-directional flow. *Journal of Hydraulic Research*, 50(5), 506–520.
- Tuijnder, A. P., Ribberink, J. S., & Hulscher, S. J. (2009). An experimental study into the geometry of supply-limited dunes. *Sedimentology*, 56(6), 1713–1727.
- Tywniuk, N., & Warnock, R. G. (1973). Acoustic detection of bedload transport. *Proceedings of the 9th Canadian Hydrology Symposium*, 728–749. Ottawa, Ontario, Canada.
- Vah, M., Jarno, A., Marin, F., & Le Bot, S. (2020). Experimental Study on Sediment Supply-Limited Bedforms in a Coastal Context. In *Estuaries and Coastal Zones in Times of Global Change* (pp. 647–664). https://doi.org/10.1007/978-981-15-2081-5_37
- Valance, A. (2011). Nonlinear sand bedform dynamics in a viscous flow. *Physical Review E*, 83(3), 036304.
- Van der Berg, J. H. (1987). Bedform migration and bedload transport in some rivers tidal environments. *Sedimentology*, 34, 681–698.
- Van Der Veen, H. H., Hulscher, S. J. M. H., & Knaapen, M. A. F. (2006). Grain size dependency in the occurrence of sand waves. *Ocean Dynamics*, 56(3–4), 228–234. <https://doi.org/10.1007/s10236-005-0049-7>
- Van Dijk, T. A. G. P., & Kleinhans, M. G. (2005). Processes controlling the dynamics of compound sand waves in the North Sea, Netherlands. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(4), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2004JF000173>

- Van Lancker, V. (1999). *Sediment and morphodynamics of a siliciclastic near coastal area, in relation to hydrodynamical and meteorological conditions: Belgian continental shelf. (Docteur)*. Universiteit Gent, Ghent, Belgium.
- Van Lancker, V. R. M., Bonne, W., Garel, E., Degrendele, K., Roche, M., Eynde, D. Van Den, & Bellec, V. (2010). Recommendations for the sustainable exploitation of tidal sandbanks. *Journal of Coastal Research*, 51, 151–164.
- Van Landeghem, K. J. J., Uehara, K., Wheeler, A. J., Mitchell, N. C., & Scourse, J. D. (2009). Post-glacial sediment dynamics in the Irish Sea and sediment wave morphology: Data-model comparisons. *Continental Shelf Research*, 29(14), 1723–1736. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.05.014>
- 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(1–4), 108–119. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.04.003>
- Van Rijn, L. C. (1984). Sediment transport part III: Bed forms and alluvial roughness. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(12), 1733–1754.
- Van Rijn, L. C. (1993). Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. In *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Aqua publications, Amsterdam.
- Van Rijn, L. C. (1986). *Manual sediment transport measurements*. Delft, The Netherlands: Delft Hydraulics Laboratory.
- Van Rijn, Leo C. (1984). Sediment Transport, Part II: Suspended Load Transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 18(3), 1613–1641.
- Van Veelen, T., Roos, P., & Hulscher, S. (2019). On shapes and breaks : modelling the transient evolution of tidal sandbanks. *MARID VI. Sixth International Conference on Marine and River Dune Dynamics. Bremen, Germany, 1-3 April 2019. MARUM – Center for Marine Environmental Sciences, University Bremen and SHOM.*, 239–242.
- Vanney, J. (1977). *Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine* (S.E.D.E.S & Paris, Eds.).
- Venditti, J. G. (2013). Bedforms in Sand-Bedded Rivers. In *Treatise on Geomorphology* (Vol. 9). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00235-9>
- Venditti, Jeremy G., Church, M. A., & Bennett, S. J. (2005a). Bed form initiation from a flat sand bed. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(1), 1–19. <https://doi.org/10.1029/2004JF000149>
- Venditti, Jeremy G., Church, M., & Bennett, S. J. (2005b). Morphodynamics of small-scale superimposed sand waves over migrating dune bed forms. *Water Resources Research*, 41(10), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2004WR003461>
- Venditti, Jeremy G., Church, M., & Bennett, S. J. (2005c). On the transition between 2D and 3D dunes. *Sedimentology*, 52(6), 1343–1359. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00748.x>
- Vergne, A., Le Coz, J., Berni, C., & Pierrefeu, G. (2020). Using a Down-Looking Multifrequency ABS for Measuring Suspended Sediments in Rivers. *Water Resources Research*, 56(2). <https://doi.org/10.1029/2019WR024877>
- Vermeulen, B., Hoitink, A. J. F., & Sassi, M. G. (2011). Coupled ADCPs can yield complete Reynolds stress tensor profiles in geophysical surface flows. *Geophysical Research Letters*, 38(6). <https://doi.org/10.1029/2011GL046684>
- Vignerresse, J.-L. (1988). La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géologie de La France*, 4, 3–10.
- Villard, P. V., & Church, M. (2003). Dunes and associated sand transport in a tidally influenced sand-bed channel: Fraser River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(1), 115–130. <https://doi.org/10.1139/e02-102>
- Vilming, S. (1998). The Development of the Multibeam Echosounder : A Historical Account. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 103(5), 1637–1638.
- Voulgaris, G., Wilkin, M. P., & Collins, M. B. (1995). The in situ passive acoustic measurement of shingle movement under waves and currents: instrument (TOSCA) development and preliminary results. *Continental Shelf Research*, 15(10), 1195–1211. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(94\)00074-W](https://doi.org/10.1016/0278-4343(94)00074-W)
- Vračar, M. S., & Mijić, M. (2011). Ambient noise in large rivers. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 130(4), 1787–1791. <https://doi.org/10.1121/1.3628666>

- Walstead, S. P., & Deane, G. B. (2013). Reconstructing surface wave profiles from reflected acoustic pulses. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 133(5), 2597–2611. <https://doi.org/10.1121/1.4795791>
- Walstead, S. P., & Deane, G. B. (2016). Intensity statistics of very high frequency sound scattered from wind-driven waves. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 139(5), 2784–2796. <https://doi.org/10.1121/1.4948449>
- Wang, Y., & Tong, Z. (1992). Sound radiated from the impact of two cylinders. *Journal of Sound and Vibration*, 159(2), 295–303.
- Weill, P., Tessier, B., Brun-Cottan, J.-C., & Mouazé, D. (2010). Hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(14), 1642–1654. <https://doi.org/10.1002/esp.2004>
- Wengrove, M. E., Foster, D. L., Lippmann, T. C., de Schipper, M. A., & Calantoni, J. (2018). Observations of Time-Dependent Bedform Transformation in Combined Wave-Current Flows. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(10), 7581–7598. <https://doi.org/10.1029/2018JC014357>
- Wenz, G. M. (1962). Acoustic Ambient Noise in the Ocean: Spectra and Sources. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 34(12), 1936–1956. <https://doi.org/10.1121/1.1909155>
- Whitehouse, R. J.S., Bassoullet, P., Dyer, K. R., Mitchener, H. J., & Roberts, W. (2000). The influence of bedforms on flow and sediment transport over intertidal mudflats. *Continental Shelf Research*, 20(10–11), 1099–1124. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00014-5](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00014-5)
- Whitehouse, Richard J.S., Harris, J. M., Sutherland, J., & Rees, J. (2011). The nature of scour development and scour protection at offshore windfarm foundations. *Marine Pollution Bulletin*, 62(1), 73–88. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2010.09.007>
- Wiberg, P. L., & Smith, J. D. (1987). Calculations of the critical shear stress for motion of uniform and heterogeneous sediments. *Water Resources Research*, 23(8), 1471–1480. <https://doi.org/10.1029/WR023i008p01471>
- Wiberg, P. L., & Smith, J. D. (1989). Model for calculating bed load transport of sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 115(1), 101–123. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1989\)115:1\(101\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1989)115:1(101))
- Williams, J. J., Thorne, P. D., & Heathershaw, A. D. (1989). Measurements of turbulence in the benthic boundary layer over a gravel bed. *Sedimentology*, 36(6), 959–971. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb01533.x>
- Willis, J. C., & Kennedy, J. F. (1975). *Sediment discharge of alluvial streams calculated from bed form statistics*.
- Winter, C., Lefebvre, A., Becker, M., Ferret, Y., Ernstsén, V. B., Bartholdy, J., ... Flemming, B. (2016). Properties of active tidal bedforms. *Marine and River Dune Dynamics – MARID V- 4 & 5 April 2016*. North Wales, UK.
- Winter, C., Vittori, G., Ernstsén, V. B., & Bartholdy, J. (2008). On the superimposition of bedforms in a tidal channel. *Marine and River Dune Dynamics*, 337–334. University of Leeds, United Kingdom.
- Wolanski, E., Imberger, J., & Heron, M. (1984). Island wakes in coastal waters. *Journal of Geophysical Research*, 89, 10553–10569.
- Wren, D. G., Goodwiller, B. T., Rigby, J. R., Wayne, O., Kuhnle, R. A., & Chambers, J. P. (2015). Sediment-Generated Noise (SGN): Laboratory Determination of Measurement Volume. *Proc. 3rd Jt. Fed. Interag. Conf., 10th Fed. Interag. Sediment. Conf. 5th Fed. Interag. Hydrol. Model. Conf. 5th Fed. Interag. Hydrol. Model. Conf.*, 19–23. Reno, Nevada, D.
- Wynn, R. B., & Stow, D. A. (2002). Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology*, 192(1–3), 7–22.
- Wyss, C. R., Rickenmann, D., Fritschi, B., Turowski, J. M., Weitbrecht, V., & Boes, R. M. (2016). Measuring bed load transport rates by grain-size fraction using the swiss plate geophone signal at the erlenbach. *Journal of Hydraulic Engineering*, 142(5). [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001090](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001090)
- Yalin, M. S. (1964). Geometrical properties of sand wave. *Journal of the Hydraulics Division*, 90(5), 105–119.
- Yalin, M. S. (1972). *Mechanics of sediment transport [by] M. Selim Yalin*. Pergamon Press Oxford, New York.
- Yalin, M. S. (1977). *Mechanics of sediment transport* (2nd ed.). Elsevier.
- Yalin, M. S. (1985). On the determination of ripple geometry. *Journal of Hydraulic Engineering*, 111(8), 1148–1155.

[https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1985\)111:8\(1148\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1985)111:8(1148))

- Yang, C. S. (1986). On Bagnold's sediment transport equation in tidal marine environments and the practical definition of bedload. *Sedimentology*, 33, 465–486.
- Yang, C. S., & Sun, J. S. (1988). Tidal sand ridges on the East China Sea shelf. In S.-D. De Boer, P.L., Van Gelder, A., Nio (Ed.), *Influenced Sedimentary Environments and Facies* (pp. 23–38).
- Zhang, X., Lin, C. M., Dalrymple, R. W., Gao, S., & Li, Y. L. (2014). Facies architecture and depositional model of a macrotidal incised-valley succession (Qiantang River estuary, eastern China), and differences from other macrotidal systems. *GSA Bulletin*, 126(3–4), 499–522.
- Zhao, X., Zhao, J., Zhang, H., & Zhou, F. (2018). Remote sensing of suspended sediment concentrations based on the waveform decomposition of Airborne LiDAR bathymetry. *Remote Sensing*, 10(2), 19. <https://doi.org/10.3390/rs10020247>
- Zhou, L., Liu, J., Xue, C., Kong, X., & Bai, D. (2009). Morphology and internal structure of a banner bank off Chengshan headland, Shandong Peninsula. *Acta Oceanica Sinica*, 28(5), 58–65.
- Zimmerman, J. T. F. (1981). Dynamics, diffusion and geomorphological significance of tidal residual eddies. *Nature*, 290(5807), 549–555.

Annexe A1. Campagne CreïziDunes (CD0) – Rapport de campagne et traitements réalisés

La mission CreïziDunes 0 a été consacrée à une première découverte du banc du Creïzic et à la collecte d'échantillons de sédiments. Elle s'est déroulée le 23 juin 2017 sur la période de flot, avec un coefficient de marée égal à 96 (marée de vive-eau moyenne).

Objectifs de la campagne

Le but de la campagne CreïziDunes0 était de préparer la campagne CreïziDunes1/ aider le choix de l'instrumentation pour la campagne CD1.

- Familiarisation avec les moyens nautiques
- Mesure de la concentration de la matière en suspension dans la colonne d'eau
- Mesure du courant
- Collecte d'échantillons de sédiments

Méthodologie

Des mesures ADCP en mode *bottom track* ont été acquises tout au long de la mission, et plus particulièrement sur deux transects au-dessus du banc (T1 et T2). Sur chacun des points présentés en figure 3, les mesures suivantes ont été effectuées :

- Profil vertical avec l'Aquascap et la sonde EXO2 YSI multiparamètres,
- Prélèvement d'échantillon d'eau proche du fond avec une bouteille Niskin pour l'analyse par filtration,
- Prélèvement de sédiments avec une benne *Orange Peel* pour le tri par tamisage.

Observations

Les courants sur le banc ont provoqué la dérive du navire (moteur à l'arrêt) vers le point P9 lorsque nous faisons des acquisitions sur les points P1 et P2, vers le point P7 en passant au-dessus du point P6 lorsque nous étions en station au point P8. De plus, d'après nos observations visuelles, le clapot sur le banc du Creïzic semblait changer de longueur d'onde assez fréquemment et osciller entre deux états extrêmes. Lorsque nous étions localisés sur le point P8, le courant de flot longeant le flanc sud était nettement visible, se détachant clairement du clapot.

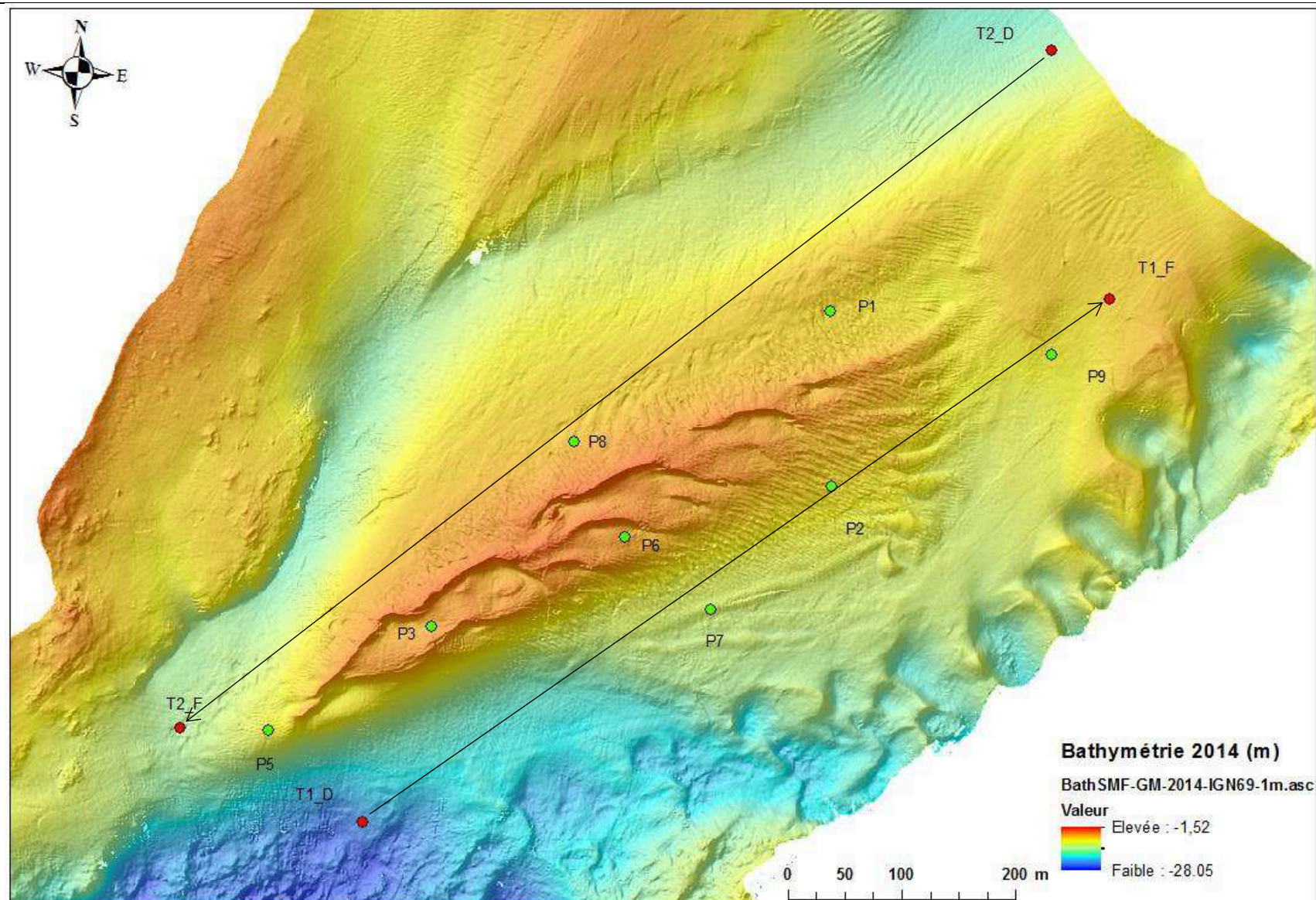


Figure A1.1. Mission préliminaires CreiziDunes0 (23 juin 2017) : Les cercles verts correspondent aux points où des échantillons de sédiments ont été prélevés et où des profils Aquascap-EXO2 ont été réalisés ; les flèches et les cercles rouges correspondent aux transects ADCP effectués en mode *bottom tracking*.

Résultats

Prélèvements sur le fond

Les prélèvements contiennent tous des fragments de coquilles, des coquilles entières et des éléments terrigènes (sable fin à grossier), excepté celui prélevé au point P9 qui est principalement composé de roches et de vase. Une partie non négligeable des coquilles correspond à des coquillages de type rocheux (*bittium*, *gibbula*, *littorina*, *mytilus edulis*...) (ex. Figures A1.2-3), ce qui signifie qu'elles ont été transportées sur le banc depuis une zone éloignée. Des coquillages de type zones sédimentaires ont également été retrouvés. Par exemple sur les points situés sur les crêtes (P3, P6) on a observé une quantité importante de *spisula elliptica* vivantes (bivalve blanche de quelques centimètres), qui sont typiques des sédiments dunaires fortement mobiles. Ces informations sont données à titre indicatif, d'après les observations réalisées par moi-même et confirmées par un biologiste du laboratoire LEMAR.



Figure A1.2 Exemple de coquillages retrouvés en abondance dans les sédiments prélevés sur le Creizic. Ces coquillages sont présents dans les échantillons dans des tailles variés, principalement à partir de 500 μm .

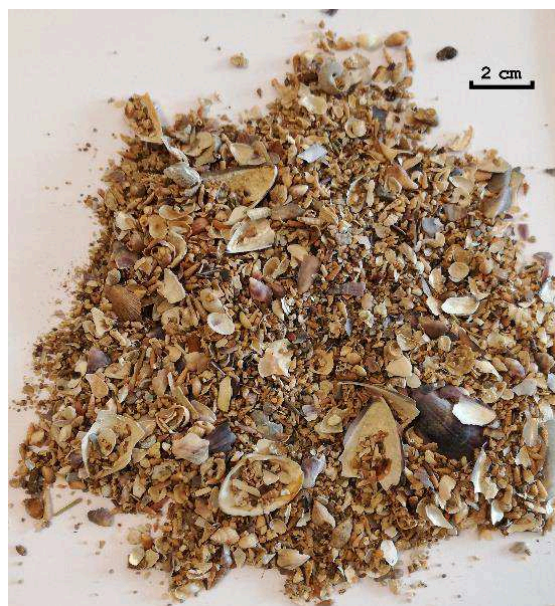


Figure A1.3. Échantillon. Les fragments de taille largement supérieure au centimètre correspondent très majoritairement à des *Spisula elliptica* ou à des *Mytilus edulis* (Moules communes).

D'après le tamisage (Figure A1.4), les échantillons pris sur le fond sont composés principalement d'éléments appartenant aux tamis de diamètres 800 μm (20 à 60 %) et 1.25 mm (24 à 35 %), avec la classe 1.25 mm davantage représentée pour les points P8 et P1, et une distribution assez étalée sur toutes les tailles de classes pour le point P9 (pour des tamis de 8mm à 40 μm).

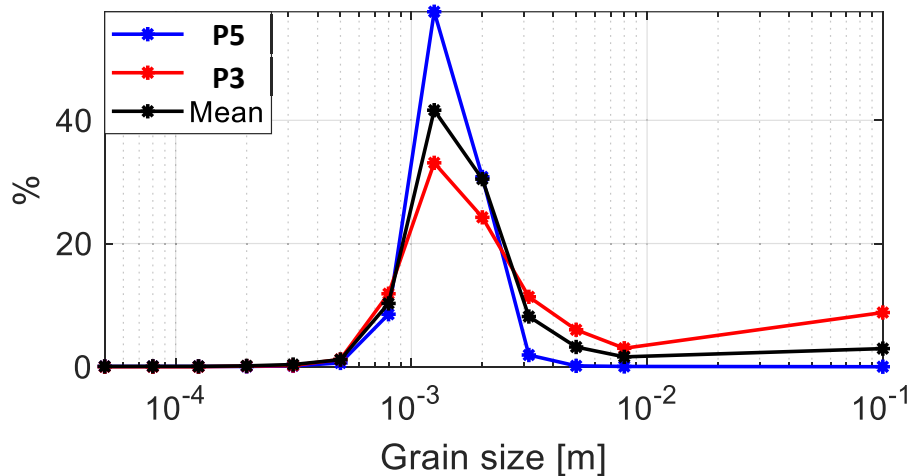


Figure A1.4. Exemples de courbe granulométrique, pour les échantillons collectés aux point P3 et P5. La distribution granulométrique moyenne *Mean* a été calculée pour tous les points indiqués sur la Figure A1.1, excepté le point P9, qui était composé principale de roche et de vase. *Grain Size* indique le diamètre des tamis

Sédiments en suspension

Les filtrations (3 filtres par points de mesure) ont donné une concentration moyenne de 4,03 mg/l (avec un écart-type de 0.72 mg/l) sur l'ensemble des points de mesure sur le fond. Comme illustré avec le tableau 1, ces concentrations présentent une faible variabilité en fonction du point de mesure, il est donc difficile d'émettre des conclusions.

Tableau A1.1 : Concentrations en matières en suspension obtenues par filtration (mg/l) – échantillons proches du fond - banc du Creizic

P1	P2	P3	P5	P6	P7	P8	P9
3.7 ± 0.3	3.7 ± 0.4	3.8 ± 0.1	5.4 ± 0.4	4.3 ± 0.4	3.0 ± 0.2	4.5 ± 0.1	3.93 ± 0.2

Les profils AQUAscat ont subi un premier traitement et présentent des concentrations cohérentes avec les filtrations (environ 4 mg/l). Les données ADCP doivent encore être analysées.

Annexe A2. Paramètres moyens des vagues- Capteurs de pression déployés au mouillage- Campagne CreïziDunes1

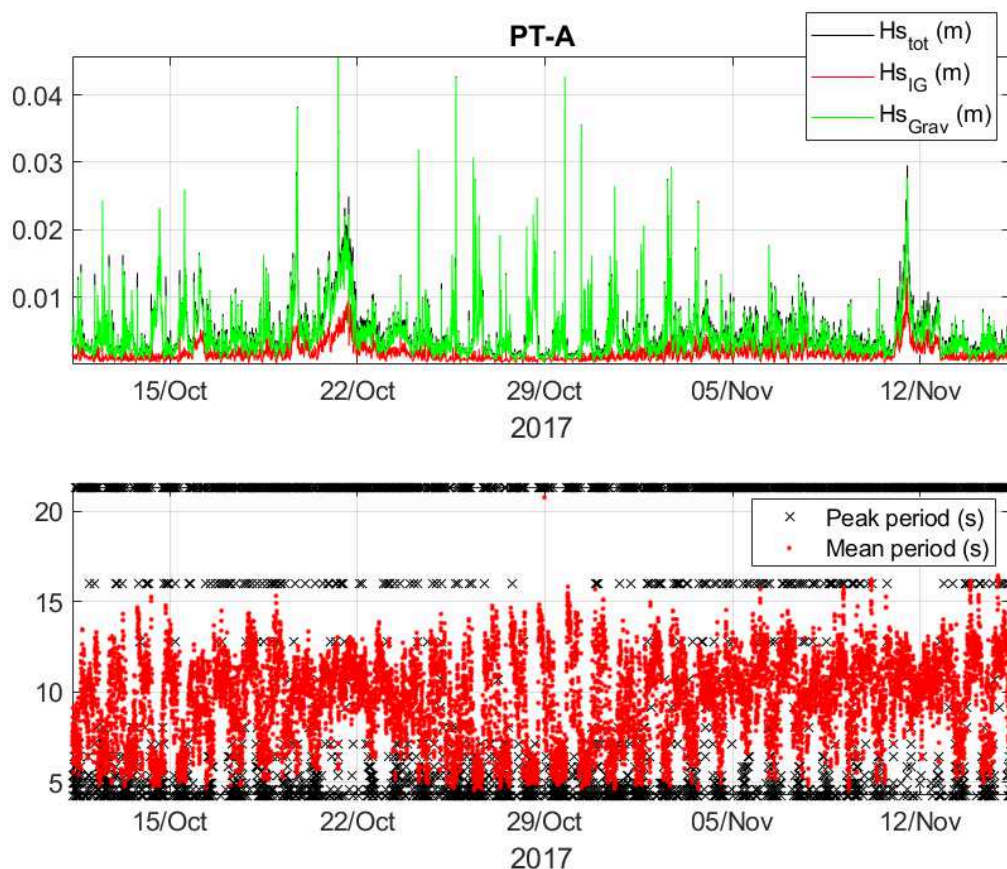


Figure A2.1. Paramètres moyens des vagues au cours de la campagne CreïziDunes1 pour le mouillage A (partie centrale du banc, cf. position en figure 2.25 du Chapitre 2). Hs désigne la hauteur significative des vagues, avec IG pour les ondes infragravitaires, $Grav$ pour les ondes gravitaires et tot pour l'ensemble du spectre de vagues. Les traitements appliqués sont explicités au paragraphe 3.3.1.1.

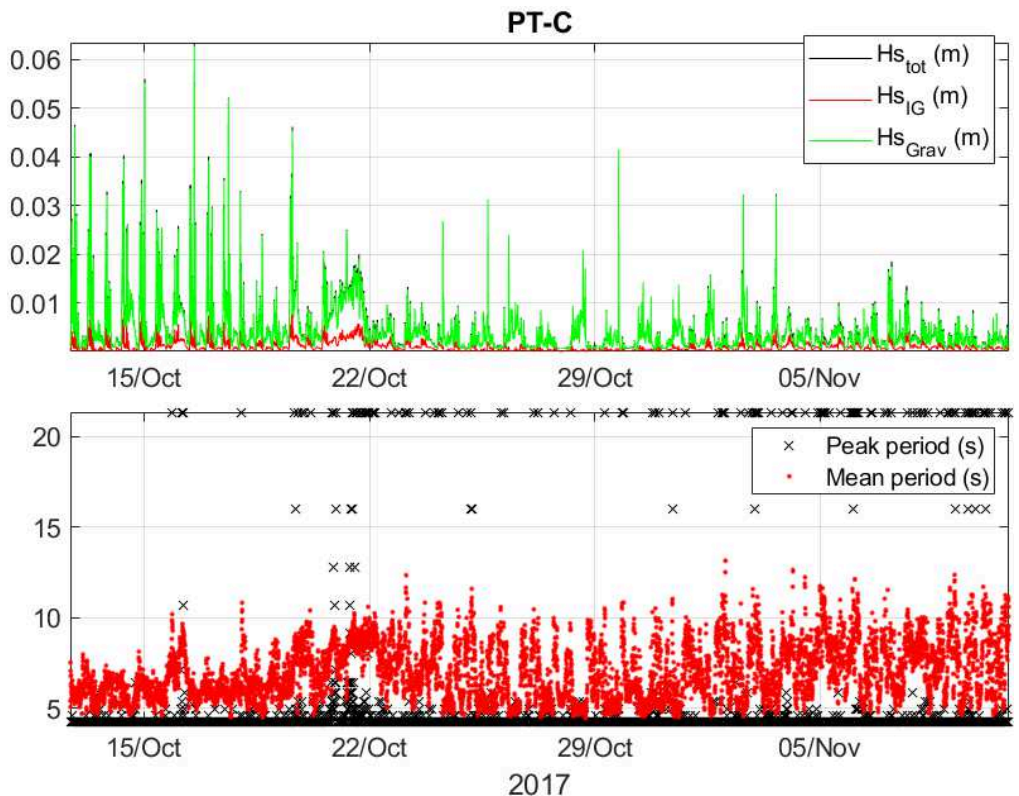
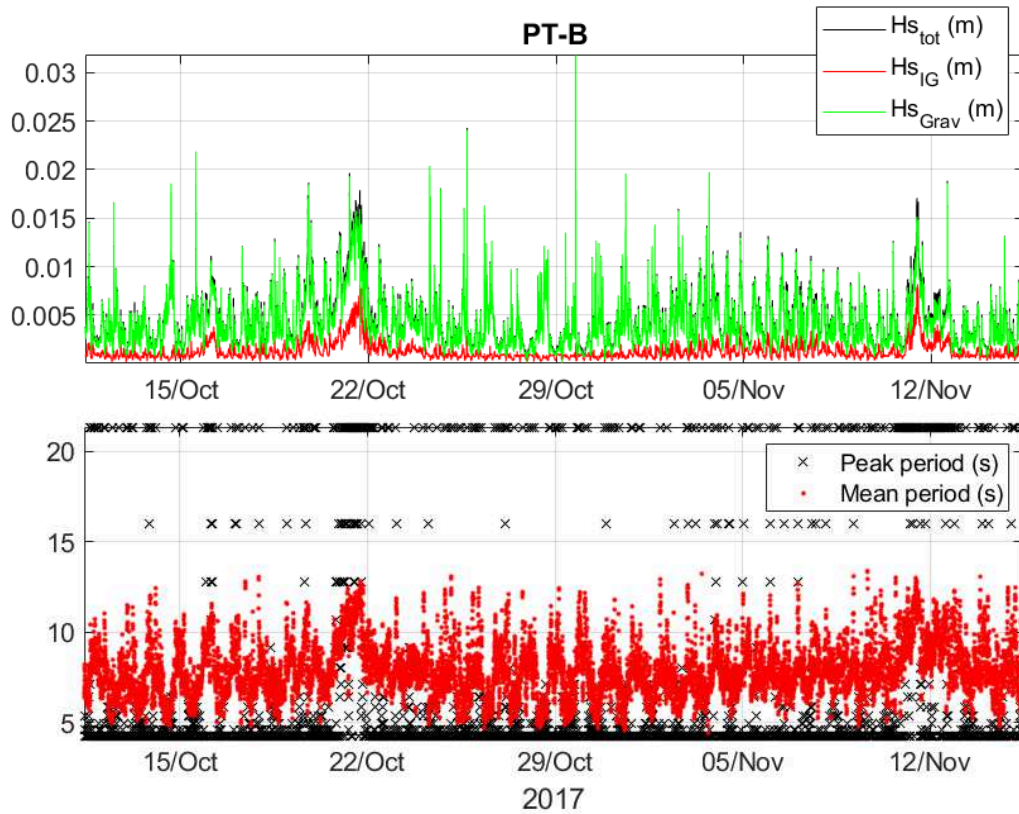


Figure A2.2 Paramètres moyens des vagues au cours de la campagne CreïziDunes1 pour les mouillages B et C (flanc du banc, cf. position en Figure 2.25 du Chapitre 2). Hs désigne la hauteur significative des vagues, avec IG pour les ondes infragravitaires, $Grav$ pour les ondes gravitaires et tot pour l'ensemble du spectre de vagues. Les traitements appliqués sont explicités au paragraphe 3.3.1.1.

Annexe A3. Caractéristiques techniques de l'hydrophone B&K Type 8106 (Bruël & Kjær , 2019) utilisé pour la méthode d'estimation du charriage

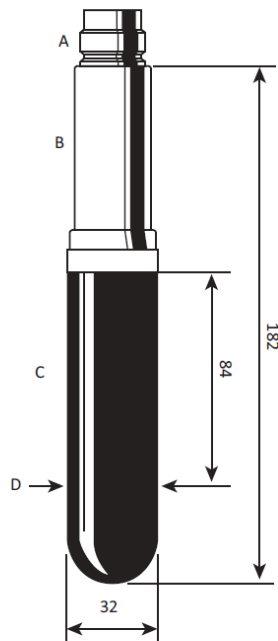
Fig. 4

A: Waterproof connector

B: Aluminium-bronze ($\text{CuAl}_{10}\text{Ni}_5\text{Fe}_4$) supporting body

C: Lead free, nitrile butadiene rubber

D: Acoustic centre



All dimensions in mm

170191

Low-noise Hydrophone Type 8106

A wide-range, general-purpose transducer capable of withstanding high static pressure, the operational upper limit being 9.8 MPa (100 atm; 1000 m (3250 ft) ocean depth). An integrated watertight connector enables disconnection of the cable, making replacement and storage very easy.

Built-in Preamplifier

A high-quality, thick-film, low-noise, 10 dB built-in preamplifier provides signal conditioning for transmission over long underwater cables. The preamplifier features a 7 Hz high-pass filter and an insert-voltage calibration facility, but does not allow the hydrophone to be used as a projector.

Uses

- Measurement of weak, underwater signals

Features

- Frequency range: 3 Hz to 80 kHz
- Receiving sensitivity: -173 dB re $1 \text{ V}/\mu\text{Pa}$
- Durable construction
- Equivalent noise level well below sea-state zero
- Can sustain a hydrostatic pressure of 9.8 MPa (corresponding to approximately 1000 m water column)

Figure A3.1. Description générale et dimensions du capteur.

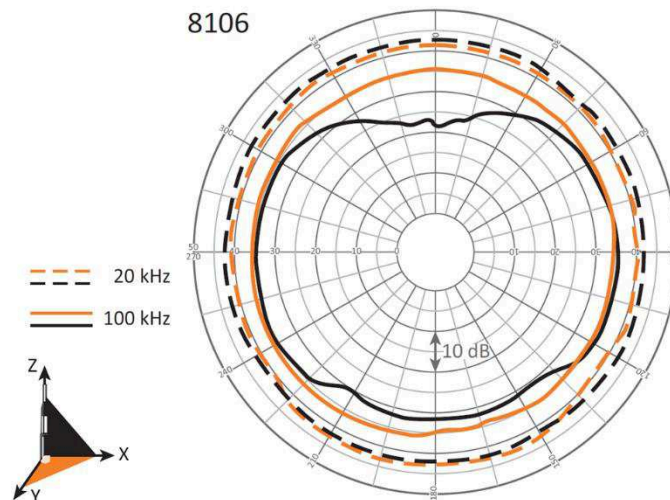


Figure A3.2. Directivité du capteur à 20 kHz et 100 kHz, dans les plan (X,Y) et (X,Z). Les valeurs correspondent à des dB re $1 \text{ V}/\mu\text{Pa}$.

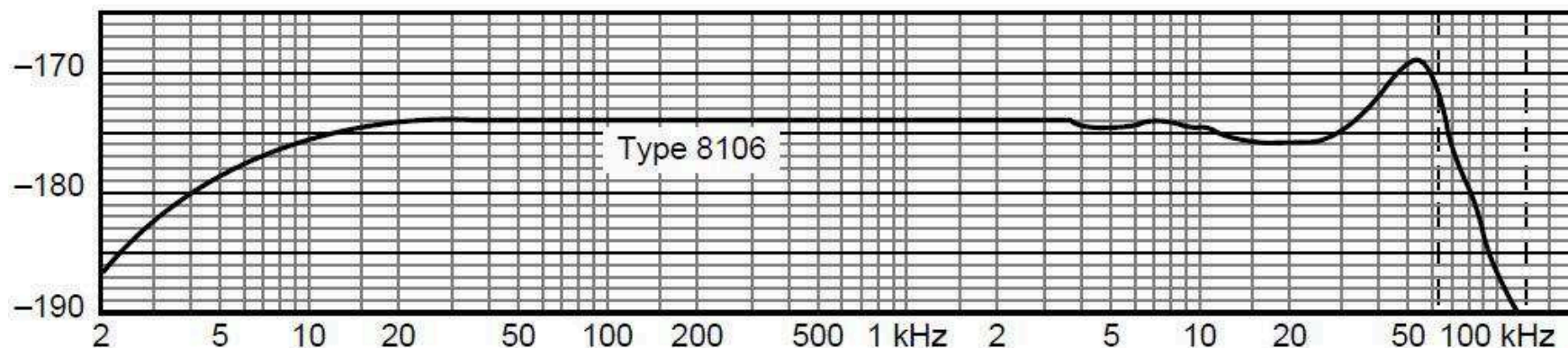


Figure A3.3. Sensibilité du capteur en fonction de la fréquence de l'onde acoustique. Les valeurs en ordonnées correspondent à des dB re 1 V/μPa. Une sensibilité de -174 dB re 1 V/μPa \pm 2.5 dB est équivalente à une sensibilité de 2000 μ V/Pa \pm 500 μ V.

Additional Specifications for Type 8106

Max. Output Signal:

- 12 V supply: 3.5 V or 28 mA
- 24 V supply: 7.0 V or 28 mA

Max. Power Output: 50 mW

Output Impedance: < 30 Ω

High-pass Filter: -3 dB at 7 Hz (\pm 2 Hz)

DC Ripple Rejection (20 Hz to 20 kHz): 70 dB

Overload Sound Pressure Level:

- 12 V supply: 182 dB re 1 μ Pa
- 24 V supply: 188 dB re 1 μ Pa

POWER SUPPLY

Supply Voltage: 12 to 24 V DC

Power Consumption: 6 mA without load

Fig. 13 Typical equivalent noise pressure level of Type 8106

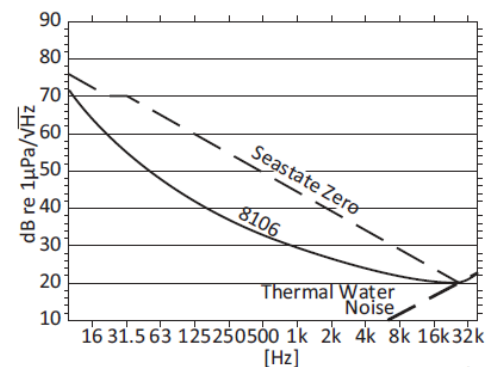


Figure A3.4. Spécifications additionnelles pour l'hydrophone B&K Type 8106. La documentation générale de l'enregistreur EA-SDA14 est disponible sur le site de son constructeur RTsys : <https://rtsys.eu/fr/enregistreurs-acoustiques-sous-marins/>

Annexe A4. Exemples de profils de courant – Mouillage B – 18 Oct. 2017

Profils de courant colonne d'eau
ADCP 600 kHz - zone B
Marée du 18 Octobre 2017 (coeff. 90)

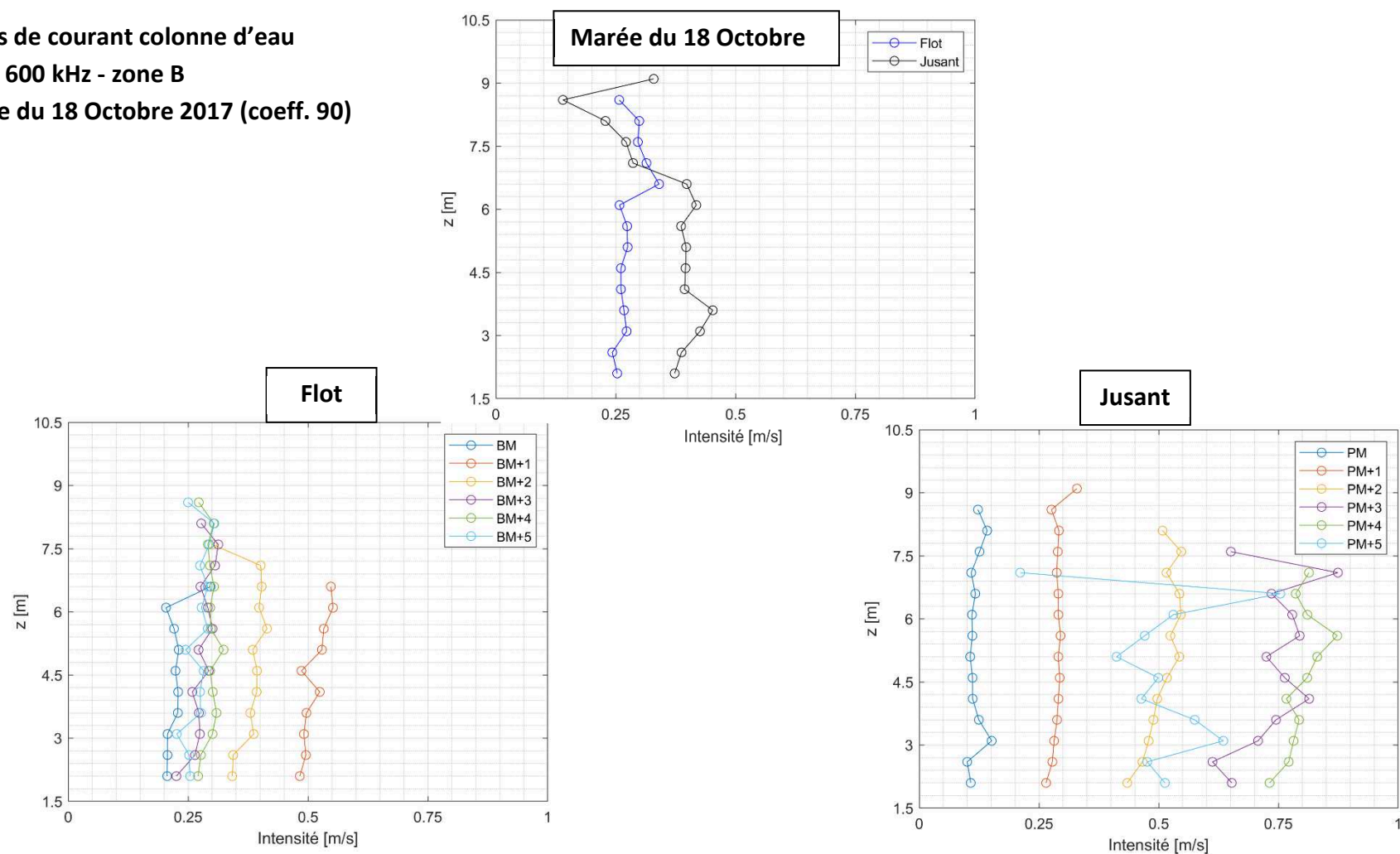


Figure A4.1. Profils de courant pour l'ADCP 600 kHz du mouillage B (localisation en Figure 2.25), pour la seconde marée du 18 octobre 2017 (coeff. 90). L'ordonnée z correspond à la distance au-dessus du fond, discrétisée en cellules de 50 cm. Les composantes (u, v) ont été lissés par moyenne glissante de 2 min puis moyennés par tranche horaire d'intérêt. On observe une distribution de vitesses relativement homogène avec la profondeur, par tranche horaire.

Profils de courant proche du fond
Aquadopp Profiler HR - zone B
Marée du 18 Octobre 2017 (coeff. 90)

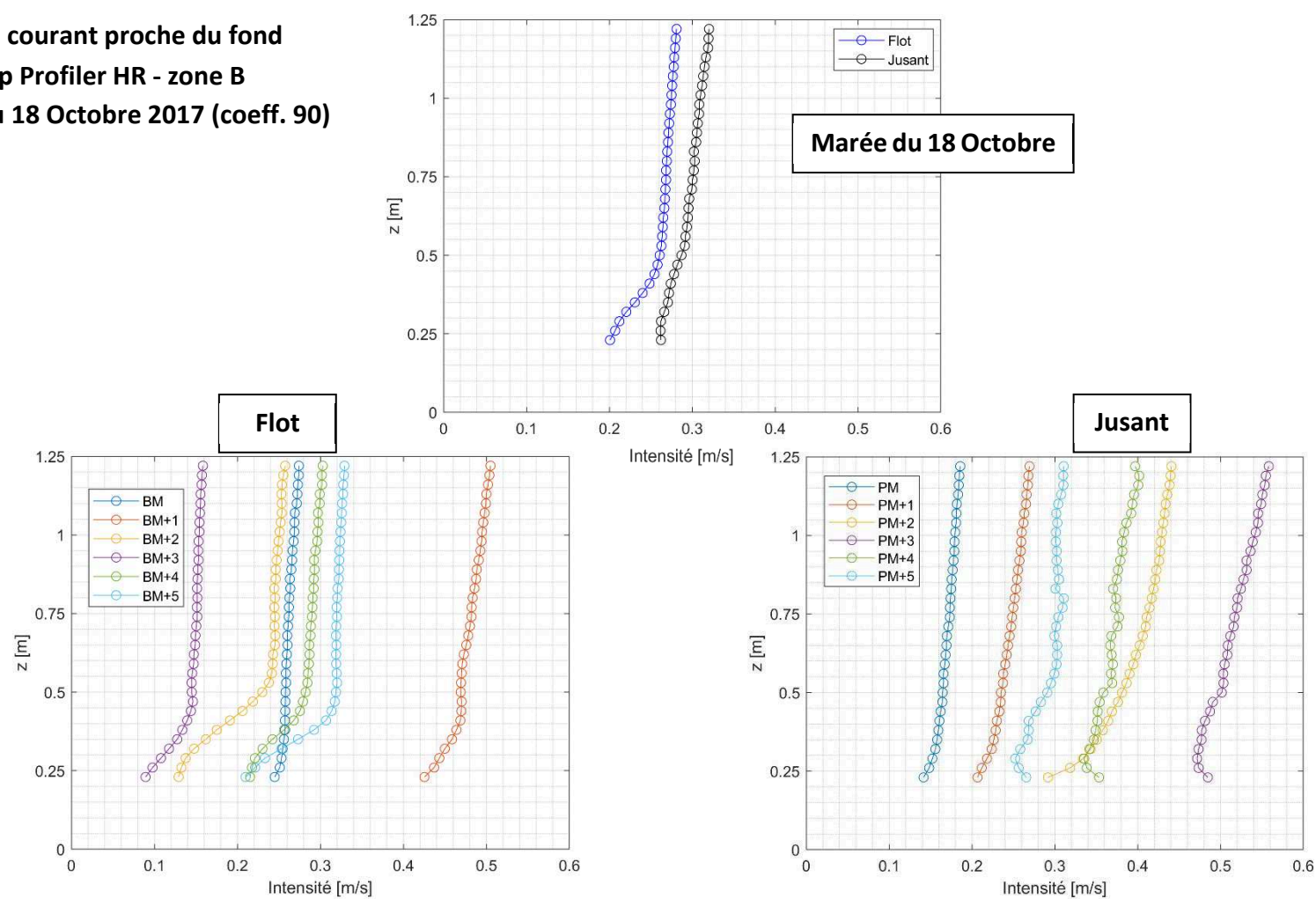
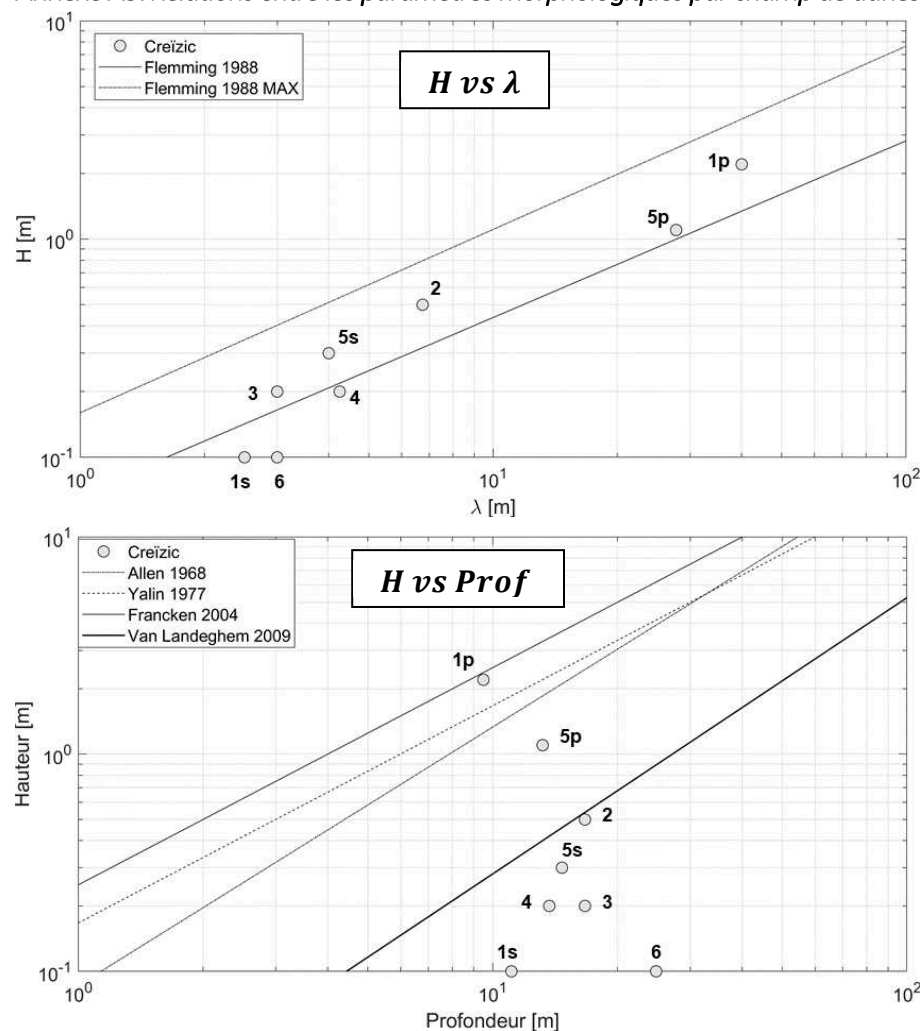


Figure A4.2. Profils de courant proche du fond pour l'Aquadopp profiler du mouillage B (localisation en Figure 2.25), pour la seconde marée du 18 octobre 2017 (coeff. 90). L'ordonnée z correspond à la distance au-dessus des transducteurs (+ quelques cm au-dessus du fond), discrétisée en cellules de 3 cm. Les composantes (u, v) ont été lissées par moyenne glissante de 2 min puis moyennées par tranche horaire d'intérêt. On observe une diminution de la vitesse en s'approchant proche du fond (de $z = 25$ à 50 cm) pour le flot. Pour le jusant, la distribution de vitesse est plus homogène.

Annexe A5. Relations entre les paramètres morphologiques par champ de dunes



On retrouve une augmentation de la hauteur des dunes avec la longueur d'onde, cohérente avec la relation de (Flemming, 1988), pour la plupart des champs. Les dunes de ces champs présentent un rapport d'aspect typique de dunes hydrauliques, et où les dunes sont à l'équilibre avec les conditions hydro-sédimentaires prévalant sur la zone correspondant au champs considéré.

La relation hauteur-profondeur pour des grandes dunes de la partie centrale (1p,5p,2) est cohérente avec les lois d'échelle de la littérature, ce qui indique que leur hauteur est limitée par la hauteur d'eau. Pour les autres champs, la hauteur des dunes est plus faible que celle prédite par les lois observées dans les études antérieures. Ces dunes pourraient correspondre au mode émergent naturellement par instabilité du fond. La hauteur limitée de ces dunes pourrait aussi être contrôlée par la diminution de l'apport sédimentaire et le gradient granulométrique observés sur les flancs du banc.

Figure A5.1. Relations entre les paramètres morphologiques des dunes du banc du Créizic, pour les valeurs moyennes par champ de dunes (cf. section 4.2.4, et Figure 4.4 pour la localisation des champs sur le banc) : H hauteur de la dune, λ longueur d'onde ou étalement, *Profondeur* profondeur à la crête. Le numéro indique le champ de dunes, les lettres *p* et *s* désignent respectivement les dunes primaires ou secondaires du champ considéré. Comparaison avec des études antérieures sur d'autres champs de dunes (Allen, 1968; Fleming, 1988; Francken et al., 2004; Van Landeghem al., 2009; Yalin, 1977).

Titre : Morphodynamique des dunes en eau peu profonde et transport sédimentaire : Le Banc du Creïzic

Mots clés : dunes, banc, morphodynamique, transport par charriage, bilan sédimentaire

Résumé :

Les dunes et bancs sous-marins sont des corps sédimentaires omniprésents, notamment en plateforme interne. Comprendre leur morphodynamique, et les transferts sédimentaires associés, est donc crucial pour appréhender la dynamique sédimentaire en zone côtière. Néanmoins, mesurer les transferts sédimentaires relève encore du défi scientifique, du fait de la grande variabilité spatiale et temporelle du transport pour des forçages hydrodynamiques instationnaires. Cette thèse s'appuie sur un jeu de mesures *in situ* (bathymétrie, hydrodynamique, acoustique active et passive), pour étudier le comportement d'un banc et des dunes surimposées, le banc du Creïzic. Localisé dans une zone peu profonde du golfe du Morbihan, il comprend dans sa partie centrale des grandes dunes dynamiques, et est composé de sable coquiller très grossier. Le seul forçage est le courant de marée, intense, instationnaire et variable.

L'étude morphodynamique pluriannuelle souligne la présence permanente d'une structure longitudinale parallèle au banc. Les dunes orthogonales au banc migrent d'environ 10 m/an dans le sens du jusant. Le volume du banc est constant. L'étude mensuelle montre en outre une recirculation de sédiments à une extrémité du banc, par le mouvement de dunes de faible hauteur, en accord avec la gyre tidale présente sur le banc au flot. Par ailleurs, une méthode exploratoire innovante d'estimation du transport par charriage a été mise en œuvre, consistant à acquérir des données d'acoustique passive depuis une vedette dérivant sur le banc. Les données inversées montrent une bonne corrélation avec le flux estimé à partir de formulations empiriques (cisaillement) sur les zones de dunes.

Title : Dune morphodynamics in shallow waters and sediment transport: The Creïzic Bank

Keywords : dunes, bank, morphodynamics, bedload transport, sediment transport pathways

Abstract :

Sand dunes and submarine banks are ubiquitous, especially on the internal platform. Understanding their morphodynamics, and the associated sediment fluxes (internal and external), is therefore crucial for understanding sediment dynamics in coastal areas. However, the measurement of sediment fluxes is still a scientific challenge, due to the large spatial and temporal variability of transport, for unsteady hydrodynamic forcings. For this PhD thesis, a set of *in situ* measurements (bathymetry, hydrodynamic, active and passive acoustic) was acquired and analyzed in order to study the behavior of a submarine bank and of the superimposed dunes, the Creïzic bank. Located in a shallow area of the Gulf of Morbihan, it is overlaid in its central part by large and dynamic dunes. It is composed of very coarse shell sediments. The forcing is the tidal current, intense, unsteady and variable.

The multi-year morphodynamic study revealed the permanent occurrence of a longitudinal structure parallel to the bank. Orthogonal sand dunes migrate about 10 m/year in the direction of the ebb current. The volume of the bank is steady. The monthly study shows sediment recirculation through low-height dunes migration over the northern edge of the bank, in line with the tidal gyre that occurs on the bank during the flow. An innovative exploratory approach was also implemented to estimate bedload transport. It consist in acquiring passive acoustic data from a drifting boat over the bank with a hydrophone. Inverted data show reliable correlation with estimated fluxes from empirical formulae (shear velocity) over the dune zones.