Évaluation des flux sédimentaires sur le littoral du Nord-Pas de Calais : vers une meilleure compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales

Adrien Cartier

▶ **To cite this version:**

Adrien Cartier. Évaluation des flux sédimentaires sur le littoral du Nord-Pas de Calais : vers une meilleure compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales. Sciences de la Terre. Université du Littoral Côte d'Opale, 2011. Français. NNT : 2011DUNK0310 . tel-00821126

HAL Id: tel-00821126

https://theses.hal.science/tel-00821126

Submitted on 7 May 2013

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.

UMR CNRS 8187 LOG
LABORATOIRE D'OCEANOLOGIE ET DE GEOSCIENCES
Equipe 4 - Morphodynamique des littoraux

ECOLE DOCTORALE SMRE
(Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement)

Evaluation des flux sédimentaires sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : Vers une meilleure compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales

Thèse de Doctorat

GEPO (Géosciences, Ecologie, Paléontologie, Océanographie)

Spécialité : Morphodynamique Littorale

Présentée par

Adrien CARTIER

Soutenue publiquement à Wimereux le 13 décembre 2011

Directeur de recherche:
Arnaud HEQUETTE
Professeur, Université du Littoral, directeur de thèse
Rapporteurs:
Edward ANTHONY
Professeur, Université de Provence
Franck LEVOY
Professeur, Université de Caen Basse Normandie
Examinateurs:
Aart KROON
Associate Professor, University of Copenhagen
Philippe LARROUDE
Maître de Conférences, Université Joseph Fourier Grenoble I

Remerciements

Avant de m'étendre sur les nombreuses personnes qui ont contribué à ce travail, je voudrais tout d'abord remercier Arnaud Héquette, mon directeur de thèse. Je me souviendrai toujours de cet appel d'Arnaud en juillet 2008, alors que j'étais encore brestois d'adoption, qui m'annonçait que j'étais finalement pris pour la thèse… Trois ans aux côtés d'Arnaud qui a su me faire confiance, me donner les clés pour mener à bien ce travail de thèse (je l'espère). Ses conseils et ses critiques, toujours très constructifs, m'ont énormément apporté. Pour tous ces aspects, pour m'avoir rassuré pendant mes (nombreux) moments de doutes, Arnaud, je te remercie.

Je tiens à remercier les membres du jury qui ont accepté d'examiner ce travail. Merci à Franck Levoy, Professeur à l'université de Caen Basse Normandie et Edward Anthony, Professeur à l'université de Provence qui ont accepté le rôle de rapporteur et pour s'être déplacés à la soutenance. Je remercie également Aart Kroon, Associate Professor à l'université de Copenhague qui me fait l'honneur de participer à l'évaluation de cette thèse. Un grand merci à Philippe Larroudé, qui, malgré son emploi du temps plus que chargé, a pu trouver un moment pour juger ce travail. Merci pour ton énorme contribution à travers la modélisation numérique de mes flux sédimentaires et un grand merci pour ton accueil lors de ma visite au LEGI, ce fût un plaisir de travailler avec toi!!

Cette thèse ne serait rien sans financements. Elle a bénéficié d'une allocation recherche délivrée par le Syndicat Mixte de la Côte d'Opale. Les différents travaux de terrain ont également été financés à travers le projet PLAMAR (Plage à marée), contrat INSU.

Cette thèse ne serait rien sans l'ensemble des personnes qui ont gravité autour de moi pendant ces trois ans. Sauf que cette thèse, ce n'est pas juste les trois dernières années, c'est quasiment "toute" une vie… Je vais donc vous faire une petite chronologie des évènements depuis le début du commencement, en prenant soin de remercier l'ensemble des personnes qui sont à l'origine de ce travail, car oui, vous tous (et ceux que j'oublie également), vous avez contribué à cette thèse… Bref…

Tout commence en 2003, à l'Université de Belle-Beille à Angers, où je rencontre, lors des portes ouvertes de la fac, Jean-Marc Suzonni, paléontologue, qui me vante les mérites et les bienfaits de la géologie, Passionné de dinosaures depuis l'âge du berceau, je succombe… Venu pour m'inscrire en Bio, je termine chez les barbus de géologues. Trois ans de géologie, trois ans de terrain où j'ai pu étudier et me passionner pour cette science. Je tiens à saluer Fabrice Redois pour m'avoir donné l'envie de continuer dans les études, Jean Pierre Debenay pour son cours de Géodynamique externe en 1ère année. Je me souviens encore que ce cours sur la dynamique littorale m'avait vraiment emballé. Je remercie Hélène Howa qui a été un de ces enseignants qui vous donnent encore une fois l'envie de continuer. Un souvenir est gravé dans ma mémoire: c'était en stage de licence 3, au LEBIM, sur l'île d'Yeu, Hélène ainsi que Emmanuelle nous avaient conté les "joies" de la vie de jeune chercheur : une valise et pas de domicile fixe pendant 10 ans afin de bouger à travers le monde. Je me souviens encore avoir acquiescé et m'être décidé pour la formation ENVOLH de Bordeaux. Me voila parti pour le sud en master et master recherche. Je continue à travailler avec Hélène au cours de mon stage de première année où je passe 5 semaines seul, pendant le mois de février, dans le laboratoire de l'île d'Yeu, à trier ces maudits échantillons de sable. Encore une fois, mon goût pour la dynamique littorale se confirme. Bouger ne me fait plus peur et je m'engage pour un stage au SHOM, à Brest. Ma remontée vers le nord s'amorce. Six mois de bonheur en Bretagne au coté de personnes vraiment sympathiques. Un stage sur la morphodynamique des dunes à travers des données informatiques, intéressant mais moins palpitant que tâter le terrain et observer les phénomènes pour "de vrai"! Encadré à l'époque par Thierry Garlan, je tiens à le remercier ici, car il a également su me donner l'envie de poursuivre mes études. C'est d'ailleurs Thierry qui m'a mis en relation avec Arnaud et qui a donc permis, en un sens, la réalisation de cette étude.

Après cette petite "biographie", je vais m'attarder sur les personnes qui m'ont été proches, qui m'ont soutenu et qui m'ont aidé au cours des trois dernières années.

Cette thèse, c'est six semaines de terrain. Qui dit terrain, dit Vincent Sipka. Sans lui, enfin sans toi, ce n'est pas pareil. Toujours présent, toujours là pour papoter (ah çà!!), tu as été d'une grande aide. Tu as su me mettre tout de suite à l'aise sur le terrain, tes explications, aussi longues soient-elles (je t'embête hein!?), ont toujours été très utiles!! Ces six semaines ont vraiment été géniales, que du bonheur, à barboter dans de l'eau à 10°C… On était bien, à la fraîche, décontractés… Je me souviens de cette soirée de mars en baie de Wissant, au coucher de soleil pendant que la marée montait, on était restés nager avec les phoques. Que de bons souvenirs!! Vincent sur le terrain, c'est aussi l'imprévu, les galères, les coups de gueules, mais c'est aussi pour çà qu'on l'aime (le terrain et Vincent☺) car au final, on s'en sort bien! Surtout avec du Pomasson!! Ou du diesel, ou du dégivrant!! Je pourrais

en parler pendant des heures car les anecdotes sont nombreuses mais bon… Promis Vincent, la prochaine fois que l'on piège ensemble, je me mettrai au niveau du chenal de vidange! Merci pour tout Vincent!!

La thèse ce n'est pas que du terrain, c'est aussi du travail de laboratoire et notamment de bureautique! Malgré le fait qu'il soit avant tout ingénieur cartographe, Denis Marin est aussi un peu le spécialiste informatique de l'équipe!! Merci pour tous tes conseils en info, pour tous les petits "add-on" qui permettent de booster le pc. Pour toutes ses discussions où je m'inscrivais en faux, pour tous ces déjeuners au RU…

Un grand merci!!

Je remercie également Olivier Cohen qui a été mon tuteur au cours de mes trois années de monitorat. Merci pour tes conseils en enseignement et pour les nombreuses discussions autour du café de midi!! Un grand merci à Mylène Ruz pour son soutien et remarques au cours de ses trois années. Mes remerciements vont également aux autres membres de l'équipe 4 du labo: Antoine Gardel, Sandric Lesourd, Sylvie Philippe que j'ai pu côtoyer lors de mes journées autistes devant le granulomètre laser à Wimereux…

Viennent maintenant les collègues de bureau… Tout d'abord, un grand merci à Tatie (je sais t'aimes pas, mais bon faut assumer!!), merci à toi pour ta bonne humeur!! De m'avoir emmené sur le terrain pour tes profils, c'était toujours bien sympa de se balader à Zuydcoote et Bray-Dunes par tous les temps!! Merci également pour ta contribution lors de mes campagnes de terrain!! Bon, faut que je calcule tes kilomètres… Donc avec 17 MNT réalisés au cours de 4 campagnes de terrain, une moyenne de 8,3 km, un maximum de 11, 2 km (c'était long à Hardelot!!), cela fait un total de 140,5 km!!! Soit environ 14 fois la distance Dunkerque-Zuydcoote ou 702222 DVD de Tatie Danielle mis bout à bout!!! Enorme!

Aurélie, un grand merci!! Et bon courage pour la suite!!!

Vient ensuite le tour de Milka boy, ou Tresca comme on l'appelle… Merci pour ta bonne humeur dans le bureau, nos pétages de câble en fin de journée, nos sorties sur le terrain, sur ton terrain d'ailleurs! Merci pour avoir contribué à la campagne d'Hardelot 2010, c'est toujours sympa d'avoir des bras en plus, surtout pour rincer ces satanées chaussettes glacées!! Egalement, un grand merci d'avoir lu et corrigé la thèse!! Ca va être ton tour, la rédaction va commencer!! Bon courage coco! Au fait, est-ce que tu….?

Merci à toi Antoine!!

Merci à Aline et à Mathieu pour leurs conseils, pour les soirées grosses bouffes chez vous, je regrette les petits trucs au porc et au gingembre, comment cela s'appelle déjà? Trop bon en tout cas!! Puis vos rhums aussi, un délice!! Maintenant que c'est fini, je vais pouvoir découvrir le sud!! A très bientôt!

Dans le désordre, un grand merci à toutes les personnes qui ont participé à mes campagnes de terrain: Raoul, Chocon62 ou plutôt Rémi Boulogne, Mathieu Jeanson, Souria Hamidouche, Géraldine, Anthony, les petits scarabées d'Aurélie, Denis… je crois que c'est tout…Désolé si je vous ai oublié!

Je remercie également Nathalie Molnar pour ses conseils et ses corrections bien sévères de mon intro (t'as vu je t'ai pas oubliée!!) Un clin d'œil à mes amis thésards: Clément Lelabousse, c'est bientôt la fin mec! Yohan Poprawski, mon binôme depuis toujours, pour ton accueil lors de mon passage au LEGI à Grenoble… Merci à tous!

Merci à mon colloc de m'avoir supporté pendant ces 3 ans et de m'avoir fait aimer le noorrrdd! Merci à tous ceux que j'ai pu rencontrer…

Un grand merci à mes parents pour leur soutien depuis le début de mes études! Merci à toi, mère, d'avoir corrigé l'ensemble de ces chapitres et à toi, père, d'être venu à ma soutenance! ☺ Un clin d'œil aux frangins!!

Allez, c'est parti pour de nouvelles aventures!!!

"Sand is overrated. It's just tiny, little rocks."

"On attache beaucoup d'importance au sable, alors qu'en fait ce ne sont que de tous petits cailloux minuscules."

Par respect pour l'environnement, cette thèse est imprimée sur du papier recyclé et en recto-verso

Sommaire

Remerciements *i*

Sommaire *v*

Introduction Générale *1*

CHAPITRE I: Contexte Général et Présentation des Sites d'Etude 11

1. Le transport sédimentaire en zone littorale 15

2. Les côtes sableuses macrotidales : contexte général 19

3. Caractéristiques environnementales générales du littoral de la Côte d'Opale 21

4. Les sites d'étude....28

5. Conclusion 43

CHAPITRE II: Approche Méthodologique et Récapitulatif des Données Acquises lors de Chaque Expérimentation 47

1. Mesures hydrodynamiques 51

2. Traitements des données hydrodynamiques....54

3. Mesure des transports sédimentaires longitudinaux et transversaux....65

6. Expérimentations de terrain 77

7. Conclusion 88

CHAPITRE III: Caractérisation des Conditions Hydrodynamiques au Cours des Différentes Campagnes de Terrain 91

1. Caractérisation des conditions hydrodynamiques au cours des différentes campagnes de terrain95

2. Différenciation des processus en fonction de la zone hydrodynamique. 110

3. Influence des différents processus hydrodynamiques dans la direction du courant 115

4. Influence de la marée sur les fluctuations du niveau d'eau 119

5. Variations transversales des conditions hydrodynamiques à travers l'estran 122

6. Conclusion 125

CHAPITRE IV: Caractérisation des Transports Sédimentaires Longitudinaux....127

1. Récapitulatif des données acquises lors des expérimentations de terrain 131

2. Caractérisation des flux sédimentaires longitudinaux....133

3. Conclusion 193

CHAPITRE V: Caractérisation des Transports Sédimentaires Transversaux....197

1. Caractérisation des flux sédimentaires transversaux....201

2. Comparaisons entre les flux sédimentaires longitudinaux et les flux transversaux 224

3. Conclusion 244

CHAPITRE VI: Réponse Morpho-Sédimentaire à Court Terme....247

1. Evolution morphologique à court terme 251

2. Conclusion 283

CHAPITRE VII: Modélisation Numérique des Transports Sédimentaires Longitudinaux 285
1. Quelques précisions… 289
2. Approche paramétrique des estimations de flux sédimentaire 291
3. 3e approche: Estimation des flux sédimentaires par simulation morphodynamique. 304
4. Conclusion 311
5. Perspectives de travail.....312

CHAPITRE VIII: Synthèse: Le Rôle du Transport Sédimentaire dan la Dynamique des Barres Intertidales 315
1. Généralités 319
2. Caractérisation et évolution du transport sédimentaire dans la zone proche du déferlement : synthèse 323
3. Dynamique sédimentaire et morphodynamique des plages macrotidales de la Côte d'Opale 332
4. Mise en place d'une circulation sédimentaire résiduelle à l'échelle du cycle tidal 347
5. Une morphodynamique et une dynamique sédimentaire multi-forçage.....347

Conclusion Générale *353*

Bibliographie..... 359
Liste des Figures, des Tableaux et des Photographies 373
Table des Matières 389
Annexes 401

INTRODUCTION GENERALE

"The coast is where land, water and air meet" (Carter, 1988)

La côte est le lieu de rencontre entre le continent, l'océan et l'atmosphère. Trois environnements contrôlés par de multiple processus physiques et qui interagissent au niveau du littoral. Ces facteurs évoluent de l'échelle géologique jusqu'aux étroites interactions qui existent entre le fluide et le sédiment (Van Rijn, 1986). La plupart des environnements côtiers sont en équilibre dynamique entre les phénomènes de dépôt et d'érosion, les caractéristiques générales variant très lentement à macro échelle. De nos jours, 40% de la population mondiale vit à moins de 60 km des côtes et en France, 27% des territoires communaux sont situés dans la bande des 500 m (Source Institut Français de l'Environnement, IFEN, 2006). Les évolutions du littoral à court et moyen terme sont aussi devenues problématiques. Cette attraction est due au fait que la côte est une zone centrale d'un point de vue économique de part le développement du tourisme et l'exploitation de ses ressources naturelles (pêche, extraction de sédiment, exploitation d'hydrocarbures, industrie…).

De plus, dans un contexte de réchauffement climatique globale, la remontée générale du niveau marin sera vraisemblablement responsable, au niveau du littoral, de multiples bouleversements agissant directement sur l'hydrodynamique sédimentaire. Les études des phénomènes physiques qui affectent la zone côtière est nécessaire pour gérer et protéger cette zone qui constitue une barrière naturelle contre les submersions marines.

Pourquoi étudier le transport sédimentaire, et plus particulièrement le sable ? Ce sédiment issu de l'érosion de la croûte terrestre, caractérisé par une taille de grain généralement comprise entre 63 µm et 2 mm constitue la matière première de près de 20 % du linéaire côtier mondial (Davies, 1980). Le transport sédimentaire constitue un des processus clés puisqu'il intervient directement dans les phénomènes de recul ou d'avancée du trait de côte. La connaissance et la compréhension des débits solides dans la zone côtière a de multiples intérêts :

- Connaître les volumes de sédiment qui transitent dans une zone donnée est capital dans le domaine de l'ingénierie côtière.
- Une bonne connaissance des flux sédimentaires est également essentielle dans le cadre d'une approche plus fondamentale pour mieux comprendre l'ensemble des mécanismes impliqués dans la dynamique littorale.
- Comprendre les mouvements des particules permet de prédire les volumes et la direction de polluants qui peuvent être piégés dans les sédiments de surface.
- Connaître les mécanismes de transport permet également de comprendre les modes de dépôt de certaines formations géologiques.

Les problèmes liés au transport sédimentaire ne sont pas nouveaux puisque l'on relate plusieurs difficultés liées à l'irrigation des champs en ancienne Egypte ou pendant l'empire

Romain. C'est en France que les premières expérimentations ont été réalisées par Du Buat (1734 – 1809) qui a mis en avant la théorie de contrainte de cisaillement. Plusieurs scientifiques se succédèrent au fil des derniers siècles pour proposer ce qui devient petit à petit l'ensemble des théories actuelles. Dès 1900, les premiers modèles physiques sont développés par Reynolds (1892 – 1912), notamment connu pour avoir mis en évidence les différents types d'écoulement en calculant le nombre adimensionnel du même nom. Un peu plus tard, HJULSTRÖM (1935) a mis en lumière les vitesses de courant nécessaires au dépôt, au transport et à l'érosion des sédiments. Ensuite, SHIELD (1936) détermine la contrainte de cisaillement critique nécessaire à la mise en mouvement des particules et propose ainsi une formulation mathématique largement reconnue et utilisée actuellement par l'ensemble de la communauté scientifique. Dans la même optique, une des premières formulations mettant en relation le transport de sédiment avec les conditions d'agitation remonte à 1938 avec la relation de Munch-Peterson. A partir des années 60, le "Delft Hydraulics Laboratory" publie de nombreux rapports mettant en avant diverses techniques de piégeage et notamment la charge sédimentaire de fond (DELFT HYDRAULICS LABORATORY, 1958, 1966, 1969). Dès les années 60, la littérature devient de plus en plus fournie et les expérimentations de terrain connaissent un essor important, notamment au cours des années 70 et 80 avec le développement de plusieurs techniques de piégeages (HELLEY-SMITH, 1971; KATORI, 1983; KRAUS, 1987;HUBBELL ET AL., 1985; ROSATI ET KRAUS, 1989) ou de pompages (VAN RIJN, 1979; DIJKMAN ET MILISIC, 1982; VAN RIJN, 1993). Plus récemment, l'avènement des technologies acoustiques et optiques a permis la quantification des flux sédimentaires à micro échelle ainsi que des intégrations sur des périodes de temps de l'ordre du cycle tidal (AAGAARD ET AL., 2002; MASSELINK ET PATTIARATCHI, 2002; AMOS ET AL., 2010)

Plusieurs méthodes et outils s'offrent donc aux scientifiques désireux d'étudier le transport sédimentaire. KAMPHUIS (2010) met en évidence dans son introduction sur le génie civil côtier et la gestion du système littoral les trois approches majeures permettant de comprendre les variations morphologiques d'un système côtier, ainsi que celles liées au transport sédimentaire : 1) les modèles numériques, 2) les modèles physiques et 3) les expérimentations de terrain. Bien qu'un couplage de ces trois approches soit le meilleur moyen de comprendre l'ensemble des mécanismes agissant sur l'hydrodynamique sédimentaire, l'énorme coût que ce genre d'entreprise engendre ne permet en général d'utiliser qu'une seule, voire deux approches au maximum.

Les mouvements sableux ont principalement été étudiés sur les côtes micro à méso-tidales. Parce que les environnements macrotidaux constituent une plus faible proportion du linéaire côtier, et qu'ils ne sont pas tous caractérisés par du sédiment sableux, la littérature concernant le transport sédimentaire sur ces côtes est par conséquent moins abondante. Bien que plusieurs études aient été conduites sur ces plages, plus particulièrement sur les côtes françaises (E.G CORBAU ET AL., 2002 ; REICHMÜTH ET ANTHONY, 2007) et anglaises (KING ET BARNES, 1964) de la Manche orientale ou de la Mer du Nord, ainsi que sur le littoral belge (VOULGARIS ET AL., 1998), peu d'entres elles ont focalisé leur attention sur les mesures directes de transport sédimentaire. Elles ont plutôt fait l'objet d'analyses très précises du mouvement des barres intertidales (E.G. LEVOY ET AL., 1998 ; WIJNBERG ET KROON, 2002 ;

Stepanian et Levoy, 2003 ; Anthony et al., 2004) ou encore de l'hydrodynamique (E.G. Levoy et al, 2001 ; Sedrati et Anthony, 2007).

La raison de ce manque de données est en partie due à la complexité de quantifier le transport sédimentaire et plus particulièrement sur les côtes macrotidales du Nord de la France. Les expérimentations de terrains nécessitent le déploiement de nombreux appareils relativement onéreux sur l'estran et une logistique bien adaptée aux fortes variations du plan d'eau. Bien que la technologie actuelle permette de mesurer le transport sédimentaire par l'intermédiaire d'appareils optiques et acoustiques, la forte teneur en phytoplancton et en matière organique caractéristique de la mer du Nord et de la Manche (Vantrepotte et al., 2007), ainsi qu'une proportion non négligeable de particules fines, excluent totalement l'emploi de ces techniques pour évaluer les transports sableux en raison de difficultés de calibration (White, 1998). Les méthodes de piégeage sont apparues comme la solution la plus adaptée aux environnements macrotidaux des côtes du Nord de la France.

Une meilleure compréhension de la dynamique sédimentaire permet, nous l'avons précisé précédemment, une meilleure protection et une meilleure gestion du littoral. Elle constitue également un atout capital dans la compréhension des processus fondamentaux régissant la dynamique de ces plages atypiques. Caractérisée par un système de barres et de bâches (King et Williams, 1949), la morphodynamique des plages sableuses à barres intertidales n'est pas encore complètement comprise. Le maintien et l'évolution à court et moyen terme de ces formes sont autant d'énigmes que les mesures de transport sédimentaires pourraient contribuer à élucider. Dans une moindre mesure, elles permettraient tout du moins d'améliorer les connaissances relatives à l'hydrodynamique sédimentaire des environnements sableux macrotidaux en général.

Ce travail de thèse a donc pour ambition de : 1) Déterminer les volumes de sédiment en mouvement dans la zone proche du déferlement et de 2) comprendre les processus fondamentaux qui contrôlent le transport sédimentaire sur les plages macrotidales du Nord de la France.

Objectifs de l'étude

Afin d'atteindre ces objectifs, ce travail de thèse s'appuie sur de multiples approches :

Bien que plusieurs études aient tenté de quantifier le transport sédimentaire sur les côtes du Nord Pas-de-Calais, elles se sont basées soit sur des variations de données morphologiques à court ou moyen terme (Reichmüth, 2003, Sedrati, 2006), soit en étudiant le transport résiduel au cours d'un cycle de marée par l'intermédiaire de traçage fluorescent (Sedrati, 2006) ou en utilisant des modèles numériques (Sedrati et Anthony, 2007) qui mériteraient également d'être adaptés à ces environnements peu communs. L'objectif premier de cette étude est donc de déterminer le transport sédimentaire, autrement dit les volumes de sable qui transitent dans la zone littorale. Peu d'étude ont quantifié le transport sédimentaire dans la zone de surf et proche du déferlement à une méso échelle.

Ce premier objectif permettra de mettre en lumière les ordres de grandeur des volumes de sédiment qui peuvent être mobilisés à court terme ce qui devrait mieux appréhender l'ensemble des processus hydro-sédimentaires agissant sur les plages macrotidales.

Les plages macrotidales du Nord Pas-de-Calais sont connues pour avoir une forte dynamique sédimentaire longitudinale. La dérive littorale est en effet bien marquée et dirigée vers le nord sur la façade ouest, et vers l'est sur la façade nord, ce qui correspond à la résultante du transport sédimentaire à long terme. Que se passe-t-il à l'échelle horaire ? à l'échelle du cycle de marée ? L'échantillonnage sur les composantes transversales et longitudinales permettra d'illustrer la dynamique sédimentaire à ces échelles de temps.

Les résultats de ce travail devraient mettre en lumière la dynamique du transport sédimentaire longitudinal et transversal à court terme. Les mesures au cours de différentes conditions d'agitation permettront de déterminer ou non la prédominance d'un transport sur l'autre.

Les variations transversales du transport sédimentaire à plusieurs niveaux de la zone de surf ont été démontrées et discutées de nombreuses fois depuis des années (E.g, Kraus, 1987, Rosati et Kraus, 1989 ; Sabatier, 2001 ; Kumar et al., 2003). En revanche, la quantification des flux sédimentaires dans la zone de surf à travers un cycle tidal n'a jamais été réalisée sur une plage macrotidale. La forte excursion verticale de la marée induit en effet un déplacement des zones hydrodynamiques à travers l'estran.

Comment le transport sédimentaire dans la zone de surf et proche du déferlement évolue-t-il au cours d'un cycle tidal et donc à travers l'estran ? Cette approche permettra d'y répondre et interviendra directement dans la compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales.

La variabilité le long du rivage du transport longitudinal est un thème peu abordé et généralement étudié à l'échelle régionale. Qu'en est-il à l'échelle de la plage ? Comment le transport sédimentaire longitudinal évolue-t-il à une échelle spatiale réduite ? Quels en sont les implications en terme morphodynamique ?

Des mesures simultanées du transport et de l'hydrodynamique sur deux profils parallèles au rivage mettront en lumière les variations spatiales des processus hydro-sédimentaires. La comparaison de ces mesures avec les relevés topographiques de la morphologie de la plage permettra de mieux comprendre l'influence de ces mécanismes sur la morphodynamique de la plage

Le système barre bâche fait l'objet de nombreuses études depuis quelques années. Les processus liés à la formation de cette morphologie, les fluctuations altimétriques ainsi que son maintien dans le temps, n'ont cependant pas été encore complètement élucidés.

Un suivi morphologique quotidien associé à des mesures de flux sédimentaires permettra de mieux comprendre comment évoluent ces plages à court terme.

L'estimation des flux sédimentaires est une donnée fondamentale en ingénierie côtière, car elle permet d'adapter les infrastructures construites sur le littoral en fonction du volume de sédiment en mouvement. Dans le contexte d'une côte en érosion, il est important d'étudier les flux sédimentaires qui transitent afin d'avoir une idée de l'origine et de la direction de ce sédiment. Nombreux sont les modèles numériques qui tentent d'approcher les volumes réels mis en jeu. Ces modèles nécessitent néanmoins des données de terrain permettant de les calibrer. Les mesures *in situ* de flux sédimentaires en domaine macrotidal sont plutôt rares, c'est pourquoi les données acquises lors de cette étude seront comparées à plusieurs modèles numériques intégrant l'hydrodynamique, la courantologie et la morphologie de la plage.

La comparaison entre les flux mesurés et le transport modélisé indiquera quels sont les modèles actuels les plus adaptés aux environnements macrotidaux. Une étude plus approfondie basée sur un couplage de trois modèles permettra également de préciser les processus dominants et responsables du transport sédimentaire ainsi que de calibrer ces modèles.

Organisation du mémoire

Ce mémoire de thèse est divisé en huit chapitres :

Le **Chapitre I** fera succinctement un état des connaissances sur les processus hydro-sédimentaires des plages macrotidales sableuses. Chaque site d'étude sera ensuite replacé dans son contexte géographique, géomorphologique, météorologique, hydrodynamique et enfin sédimentologique.

Le **Chapitre II** détaillera précisément l'ensemble du matériel utilisé autant sur le terrain qu'en laboratoire. Les protocoles scientifiques ainsi que l'organisation sur le terrain seront également expliqués. Les différentes méthodes liées au calcul de certains paramètres hydrodynamiques ou à la détermination des flux sédimentaires seront précisées dans cette partie. Ce chapitre présentera également l'ensemble des données hydrodynamiques, sédimentologiques et morphologiques acquises au cours des 6 campagnes de terrain réalisées lors de ce travail.

Le **Chapitre III** aura pour but de présenter les conditions hydrodynamiques enregistrées au cours des différentes campagnes de terrain. Par la suite, différents aspects spécifiques aux environnements macrotidaux tels que l'évolution de la houle et des courants à travers l'estran ou la vitesse d'excursion verticale de la marée seront expliqués et commentés.

Le **Chapitre IV** détaillera l'ensemble des analyses relatives aux transports longitudinaux (*longshore*) en utilisant plusieurs approches et pour différentes échelles spatio-temporelles. Après avoir déterminé les paramètres dominants dans les processus de transport, une analyse de la variabilité du transport sédimentaire longitudinal à l'échelle du cycle de marée sera présentée. La distribution verticale du sédiment fera également l'objet d'une analyse plus détaillée.

La **Chapitre V** s'articule de la même manière que le chapitre IV et présente les analyses concernant les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage (*onshore*). La 2^{e} campagne effectuée en baie de Wissant fera l'objet d'une sous-partie à part entière en raison du caractère plus complet des mesures réalisées. Les résultats concernant les flux transversaux orientés vers le large (*offshore*), et ceux dirigés vers le haut de plage (*onshore*) associés au transport longitudinal seront présentés. La dernière partie de ce chapitre mettra en comparaison l'ensemble des données concernant les flux sédimentaires longitudinaux avec les flux transversaux.

Le **Chapitre VI** détaillera les données relatives aux suivis topographiques de la plage au cours de chaque campagne de terrain, afin d'évaluer la réponse morphologiques de la plage à court terme.

Le **Chapitre VII** abordera les différentes analyses concernant la comparaison des flux sédimentaires longitudinaux avec différents modèles numériques. Comparés dans un premier temps avec différentes formules nécessitant un paramétrage plus ou moins important, les données seront par la suite confrontées à un modèle morphodynamique couplant 3 codes : Artémis, Telemac et Sisyphe.

Le **Chapitre VIII** constituera la synthèse de ce travail. Après avoir discuté de plusieurs mécanismes liés à la dynamique sédimentaire nécessitant des éclaircissements, l'ensemble des données hydrodynamiques, morphologiques et sédimentologiques seront replacées dans un contexte systémique permettant de mieux apprécier la morphodynamique de ces environnements macrotidaux.

CHAPITRE I

Contexte Général

Présentation des Sites d'Etude

Résumé :

Le transport sédimentaire en zone littorale est particulièrement intense au niveau de la zone de surf. Cette zone correspond au déferlement des vagues qui génère, lorsque leur angle d'incidence avec la côte est supérieur à 0°, la création d'un courant de dérive responsable du transport des particules sédimentaires le long du rivage. Dans le cas des plages macrotidales, la dynamique sédimentaire est plus complexe en raison de la présence de courants de marée qui participent également au transit du sédiment. En outre, nos connaissances et notre compréhension de la dynamique sédimentaire des plages macrotidales est encore limitée de nos jours en raison d'un manque de donnée lié à la plus faible proportion de ces plages à l'échelle mondiale. Trois plages macrotidales du littoral de la Côte d'Opale dans le Nord de la France ont été choisies pour mener cette étude. Chaque site d'étude est caractérisé par une plage sableuse et un système barre-bâche plus ou moins développé ainsi que par une taille de sédiment qui varie peu entre les sites. Afin de déterminer l'influence la marée sur la dynamique sédimentaire, le marnage moyen de chaque site est différent.

Abstract:

Within the littoral zone, sediment transport is especially high in the surf zone. This hydrodynamic zone is characterized by shore-parallel currents generated by incident breaking wave, which play a significant role in sediment transport processes. Hydrodynamic and sediment transport mechanisms are more complex on macrotidal beaches where tidal current can also contribute to the littoral drift. Our knowledge and understanding of the sediment dynamics of such beaches is still limited nowadays because of a lack of data from these macrotidal environments due to a lower proportion of macrotidal coasts in the world. Three sand beaches of the coast of Northern France were chosen to conduct this study. Each study site is characterized by a ridge and runnel morphology and by similar grain size. In order to distinguish the tidal influence on sediment transport processes, the tidal range varies from one site to the other.

Introduction

A travers ce premier chapitre d'introduction, nous rappellerons rapidement les processus de base de mise en mouvement des particules ainsi que les mécanismes hydro-sédimentaires qui animent les différentes zones hydrodynamiques. La deuxième partie s'attèlera à replacer les côtes macrotidales sableuses dans un contexte mondiale. La présentation des sites d'études ainsi que leurs différentes caractéristiques géomorphologique, météorologiques et hydrodynamiques constituera la fin de cette introduction.

1. Le transport sédimentaire en zone littorale

1.1. Les processus de mise en mouvement des particules

En fonction de l'origine du sédiment, le transport total dans une tranche d'eau est défini par une fraction fine qui est transporté en suspension, une fraction sableuse ou supérieure qui est transportée soit au niveau du fond soit en suspension. Le transport total correspond alors à l'ensemble des ces processus (**Fig. I-1**).

Le transport sédimentaire est initié lorsque les contraintes de cisaillement ou les vitesses du courant dépassent le seuil de mise en mouvement des particules. Ce seuil est étroitement lié à la taille du grain, la nature du sédiment et la densité du fluide dans lequel il est transporté (Huljström, 1935; Shields, 1936). Quelle que soit la taille des particules, le transport sédimentaire est contrôlé par la gravité et par les forces liées au fluide environnant. Il est alors divisé en trois modes de transport : le transport de fond (*bedload*) où le sédiment roule ou est tracté sur le substrat, la saltation caractérise les grains qui effectuent des ressauts au dessus du fond et la suspension défini le transport dans la colonne d'eau (Van Rijn, 1993b).

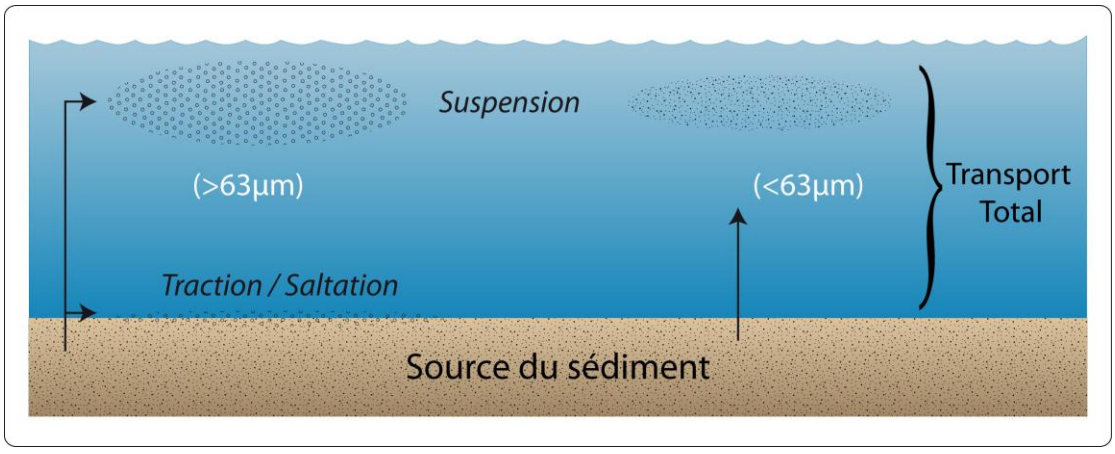


Fig. I-1: Classification des différents types de transport en fonction de la taille des sédiments (D'après Van Rijn, 1993b).

***Fig. I-1**: Classification of the different transport modes depending on the sediment size (From Van Rijn, 1993b)*

Le transport en suspension est possible lorsque la vitesse d'initiation du mouvement est dépassée et surtout quand les forces verticales dirigées vers la surface engendrées par la turbulence et les vortex, sont supérieures à la vitesse de chute des particules (W_s). C'est pourquoi la fraction fine est facilement mobilisable mais nécessite un milieu quasiment immobile pour pouvoir se déposer.

1.2. Processus hydro-sédimentaires sur les littoraux sableux macrotidaux : généralités.

1.2.1. Propagation de la houle

La houle est issue de l'action du vent sur la surface de l'eau. Formée au large, elle se propage à travers plusieurs domaines. Tout d'abord en domaine profond où l'action du fond n'a aucun effet sur leur propagation qui est alors définie comme dispersif. A l'approche de la côte, la houle va peu à peu se modifier en raison des contraintes de frottement au niveau du fond. Passant d'un domaine intermédiaire où elles subissent des modifications de leur forme, tout en conservant leur caractéristique dispersive, à un domaine peu profond où elles perdent cette caractéristique, et subissent un déferlement bathymétrique. Il se distingue alors plusieurs zones hydrodynamiques (**Fig. I-2**):

- La **zone de levée** (*shoaling*) des vagues où leur amplitude se met progressivement à augmenter.
- La **zone de déferlement** caractérise le moment où le gonflement de la vague devient maximum et instable. La stabilité est rompue lorsque la cambrure de la vague (définie par le rapport de l'amplitude de la vague sur sa longueur d'onde) atteint une valeur limite, elle s'effondre pour déferler.
- La **zone de surf** correspond à la propagation et la dissipation rapide de l'énergie liée au déferlement et dirigées vers le rivage.
- La **zone de jet de rive** (s*wash*) est immergée successivement et est localisée au niveau de la plage.

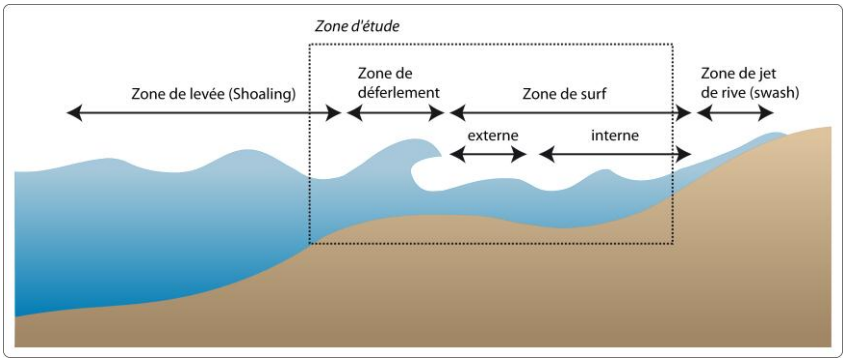


Fig. I-2: Localisation des différentes zones hydrodynamiques dans le profil ainsi que la zone d'étude.

***Fig. I-2**: Location of the hydrodynamic zones and of the zone of the field experiment (dotted line).*

De part la morphologie de barres et de bâches caractéristique des plages sableuses macrotidales, le déferlement ne s'effectue pas toujours à la même position sur l'estran pour plusieurs raisons :

La profondeur d'eau locale fluctue avec la marée. La position du déferlement dépend donc de la hauteur relative des houles ($Hs.h^{-1}$) défini par le rapport de la hauteur de la vague sur la profondeur d'eau locale.

Les conditions d'agitation déterminent la hauteur des vagues, ce qui va donc fortement influencer la hauteur relative et donc le déferlement.

Les barres intertidales sont responsables du déferlement or leur morphologie n'est pas uniforme sur l'estran. La houle et donc le déferlement réagit différemment en fonction de la position sur l'estran

Le système barre-bâche et les faibles pentes présentes dans ces environnements macrotidaux (< 2°) peuvent induire lors de certaines conditions un 2e déferlement. Les barres sont caractérisées par une remontée locale de la pente de la plage provoquant le déferlement des vagues. La bâche située juste au-dessus est la plupart du temps du temps immergée au même moment. Lors du 1er déferlement, la vague transfert son énergie accompagnée d'une libération d'harmoniques (SENECHAL, 2003) qui se propagent à travers la bâche provoquant un deuxième déferlement de plus faible intensité sur la barre située juste au dessus (**Fig. I-3**, A et B)

1.2.2. Les courants en zone littoral

- *La zone de levée*

Les courants en zone de levée sont plutôt limités dans les environnements à faible marnage. Ceux qui peuvent agir dans ces milieux sont généralement associés à des courants sagittaux ou des courants de baïnes (SENECHAL, 2003; CASTELLE, 2004). En domaine macrotidal, les courants de marée y sont plus intenses et participent aux déplacements des particules sédimentaires le long du rivage (HEQUETTE ET AL., 2008AB). En raison du caractère bidirectionnel des courants de marée, la résultante du transport est quasi nulle sauf dans le cas d'une dissymétrie de l'onde de marée et de ses courants associés. La zone de levée est également caractérisée par l'action sur le fond des courants oscillatoires qui participent à la mise en mouvement des particules.

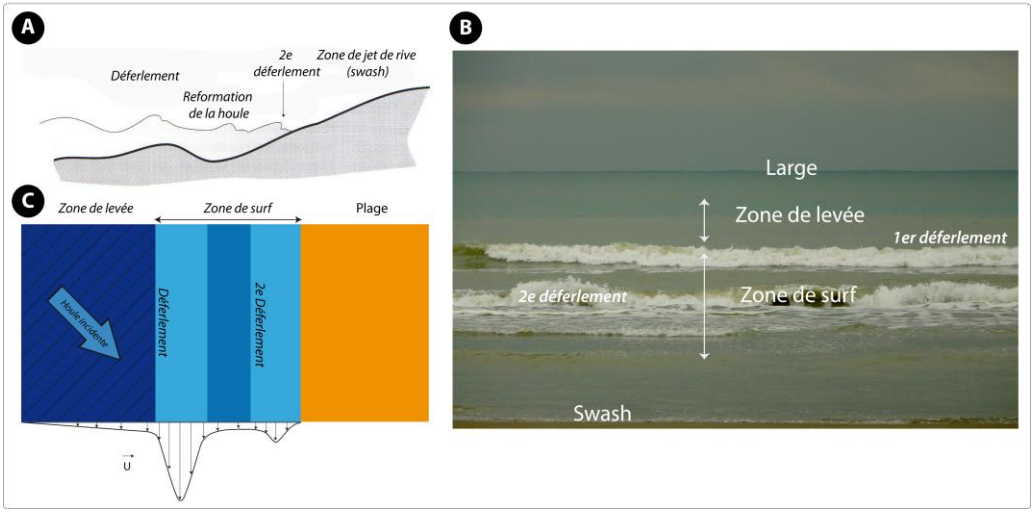


Fig. I-3 : Caractérisation des différentes zones hydrodynamiques ainsi que la distribution des vitesses longitudinales. A) Localisation des zones hydrodynamiques sur plage à barres (D'après DAVIDSON- ARNOTT, 2010 ; modifié) ainsi que leur position *in situ* (B). C) Distribution des vitesses de courants longitudinaux sur une plage à barre.

***Fig. I-3**: A) Schematic diagram and photograph of the location of hydrodynamic zones(from DAVIDSON-ARNOTT, 2010; modified). C) Current velocities distribution on a sandy barred beach.*

➢ *La zone de surf*

Lorsque les houles arrivent à la côte avec un certain angle incidence, et bien que la réfraction bathymétrique force les lignes de crête à être parallèle au trait de côte, le gradient de tenseur de radiation lié au déferlement est alors compensé par un courant moyen orienté parallèlement à la côte appelé courant de dérive (Longuet-Higgins, 1970). Ce courant de dérive est fondamental en hydrodynamique sédimentaire puisqu'il constitue un vecteur de transport pour les sédiments mis en suspension au moment du déferlement. Le courant de dérive n'est pas uniformément distribué dans la zone de surf et les modèles qui calculent ce courant ont montré que la vitesse maximale n'est pas atteinte au point de déferlement, mais un peu plus loin dans la zone de surf (Longuet-Higgins, 1970 et 1972; Battjes, 1974) (**Fig. I-3**, C). La position de cette vitesse maximale varie en fonction du champ de houle propagé à la côte.

Dans le cas des environnements macrotidaux où les courants de marée s'écoulent le long du rivage, ils peuvent, en fonction de la phase tidale, se combiner au courant de dérive ou au contraire l'atténuer.

1.2.3. Les courants transversaux

La dynamique sédimentaire ne se limite pas au transport des particules le long du rivage. Il existe également des mouvements au sein du profil topographique responsables entre autre de la migration des corps sédimentaires. Le transport de sédiment n'est cependant important que lorsque la propagation de la houle induit un transport de masse. Celui-ci est maximum dans la zone de surf alors qu'il est plutôt limité dans la zone de levée. Le transport sédimentaire résiduel dans cette zone est alors relativement faible.

Dans la zone de surf, les mouvements sédimentaires transversaux s'effectuent de deux manières. En raison d'une déformation des ellipses liées aux forces de frottement sur le fond, les vitesses orbitales sont légèrement plus élevées dans la partie supérieure de la colonne d'eau entrainant un transport résiduel de surface dans le sens de la propagation de la houle. Suite au déferlement, la formation du "roller" constitué de bulles d'air (phénomènes de *bubbling*), d'eau et de sédiment est également dirigée à la vitesse et dans le sens de la propagation des vagues (**Fig. I-4**).

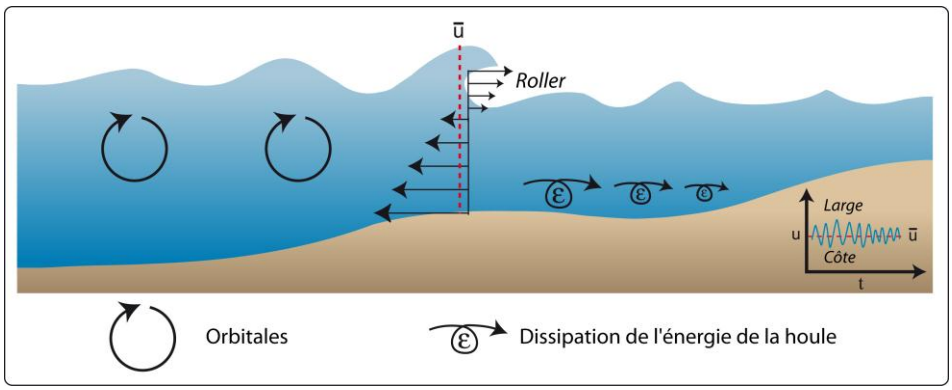


Fig. I-4: Le courant de retour ainsi que sa distribution verticale sur une plage sableuse.

Fig. I-4*: Vertical distribution of undertow current on a sandy beach.*

L'apport de cette masse d'eau vers la côte est alors compensé par un courant de retour (*undertow*) dirigé vers le large. Sa vitesse maximale est localisée au niveau du fond puis décroît vers la surface. Le courant transversal moyen résultant est alors, en fonction des conditions d'agitation et de la zone hydrodynamique, soit dirigé vers le large, soit vers la côte.

2. Les côtes sableuses macrotidales : contexte général

2.1. Situation géographique

Sur l'ensemble du linéaire côtier mondial, la part correspondant aux côtes sableuses avoisinent les 20% et une grande majorité d'entre elles (70-80%) est en érosion (PASKOFF, 2004). Les environnements macrotidaux représentent une proportion moins importante en comparaison avec les côtes soumises à un marnage beaucoup moyen ou faible (**Fig. I-5**). De fait, les côtes sableuses soumises à un régime macrotidal sont alors encore plus rares et c'est pourquoi la littérature n'est pas aussi fournie que pour d'autres environnements plus "commun ".

La Manche et la mer du Nord font partie des mers épicontinentales, mers peu profondes (10-200 m) où l'action du vent peut jouer un forçage important sur les courants marins caractérisés par les courants de marée. La configuration des côtes joue un rôle significatif dans l'amplitude de l'onde de marée. Citons par exemple, la baie de Fundy située sur la côte est canadienne entre la Nouvelle-Ecosse et le Nouveau-Brunswick qui est le site où le marnage est le plus important au monde (près de 20 m en vive-eau) (GARRETT, 1984). La configuration de la baie, très resserrée, et une onde de marée stationnaire combinée à une onde progressive, amplifient l'amplitude de la marée et par conséquent le marnage ainsi que les courants (HACHEY, 1934). Par analogie, la Manche, en forme d'entonnoir, et la mer du Nord, légèrement plus ouvert, communiquent par un étroit passage caractérisé par le Détroit du Nord Pas-de-Calais, constituant une zone favorable à l'intensification des écoulements qui peuvent atteindre 1 à 2 m.s^{-1} en surface (AUGRIS ET AL., 1990).

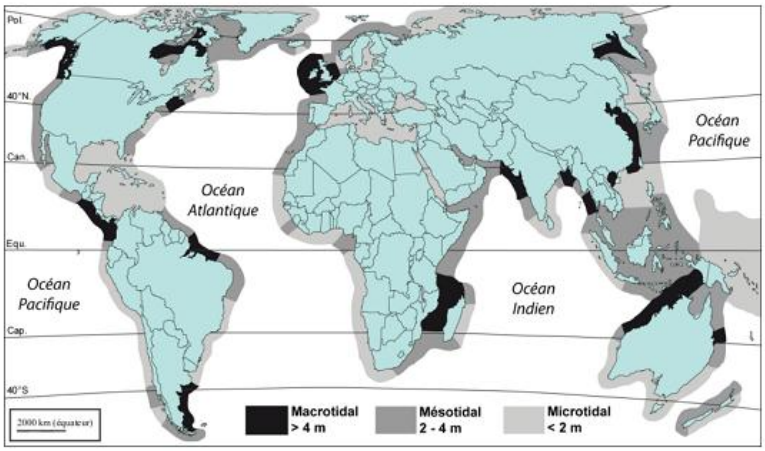


Fig. I-5 : Distribution des marnages moyens de vive-eau à l'échelle mondiale (d'après DAVIES, 1980)

***Fig. I-5**: Location of mean spring tidal range at a world scale (from DAVIES, 1980)*

L'activité de la houle sur les littoraux macrotidaux de la Manche et de la mer du Nord est généralement limitée en raison de la configuration de la côte qui ne permet pas l'intrusion de longues houles océaniques. Les vagues sont généralement caractérisées par une mer du vent à *fetch* limité. Les faibles profondeurs d'eau des mers épicontinentales contribuent également à limiter leur formation. Ces conditions spécifiques induisent une morphologie de plage particulière.

2.2. Caractéristiques morphologiques générale

Les environnements macrotidaux sableux en configuration de mer épicontinentale sont généralement caractérisés par un large estran et surtout par un ensemble de barres intertidales plus communément appelé système barre-bâche (*Ridge and runnel system*) (**Photo I-1**). Décrit et définit initialement par King et Williams (1949), de nombreuses études ont par la suite été conduites sur ces plages constituant une base de données sur les environnements macrotidaux relativement importante (E.g. Mulrennan, 1992 ; Sipka et Anthony, 1999 ; Masselink et Anthony, 2001 ; Kroon et Masselink, 2002 ; Reichmüth et Anthony, 2002 ; Stepanian, 2002 ; Wijnberg et Kroon, 2002 ; Reichmüth, 2003 ; Stepanian et Levoy, 2003 ; Hemdane, 2006 ; Masselink, 2006 ; Sedrati, 2006 ; Sedrati et Anthony, 2007 ; Oblinger, 2008 ; Bertier, 2009 ; Aubry, 2010 ; Maspataud, 2011 etc). Cette liste est loin d'être exhaustive, mais retrace tout de même les principales études qui ont été menées sur les plages macrotidales du nord-ouest de l'Europe. Elles ne constituent pas l'unique source de documentation, certaines études ont par exemple été réalisées en Chine (Liu et al., 2007) mais aussi en Australie (Wright et Short, 1984) où la côte nord-ouest est soumise à ces conditions de marnage particulières.

Photo I-1: Photographie du système barre bâche de la baie de Wissant

***Photo I-1**: Photography of ridge and runnel system in Wissant Bay, Northern France*

La côte Atlantique française a également été le sujet de plusieurs études sur ce types de plages (Michel, 1997 ; Michel et Howa, 1999). Néanmoins, les caractéristiques morphologiques diffèrent quelque peu avec celles concernant les plages à barre et à bâches du Nord la France puisque la côte Atlantique est soumise à un régime océanique et faisant face à un plateau continental profond. Elles sont d'ailleurs plutôt considérées comme des plages méso à macrotidales.

Comme pour la majorité des côtes sableuses et quel que soit le marnage considéré, il y a une évolution saisonnière bien marquée où pendant les périodes d'hiver la plage subit plutôt une diminution de son stock sédimentaire avec un aplanissement plus ou moins marquée des barres intertidales. Les conditions énergétiques pendant ces périodes sont généralement plus élevées, ainsi que l'occurrence des évènements tempétueux (MASPATAUD, 2011). En revanche, lors de la saison d'été, les conditions d'agitation caractéristiques de beau temps induisent une accrétion de la côte et la morphologie des barres et bâches apparaît bien plus marquée (SIPKA, 1998).

3. Caractéristiques environnementales générales du littoral de la Côte d'Opale

3.1. Contexte géographique et géomorphologique

La Côte d'Opale définit le linéaire côtier de la région Nord Pas-de-Calais au nord de la France (**Fig. I-6**) et correspond au littoral qui s'étend entre la frontière belge située à l'est de Dunkerque et la baie d'Authie situé juste au sud de Berck plage. La Côte d'Opale est caractérisée par une façade nord orientée SW-NE et une façade ouest orientée N-S. Elles s'ouvrent respectivement sur la mer du Nord méridionale et la Manche orientale. Trois sites d'étude ont été choisi sur ce littoral (**Fig. I-6**) : 1) Est Dunkerquois, dune Dewulf, Zuydcoote ; 2) Baie de Wissant, zone nord, dune d'Amont ; 3) Hardelot Plage, dune du Mont St Frieux.

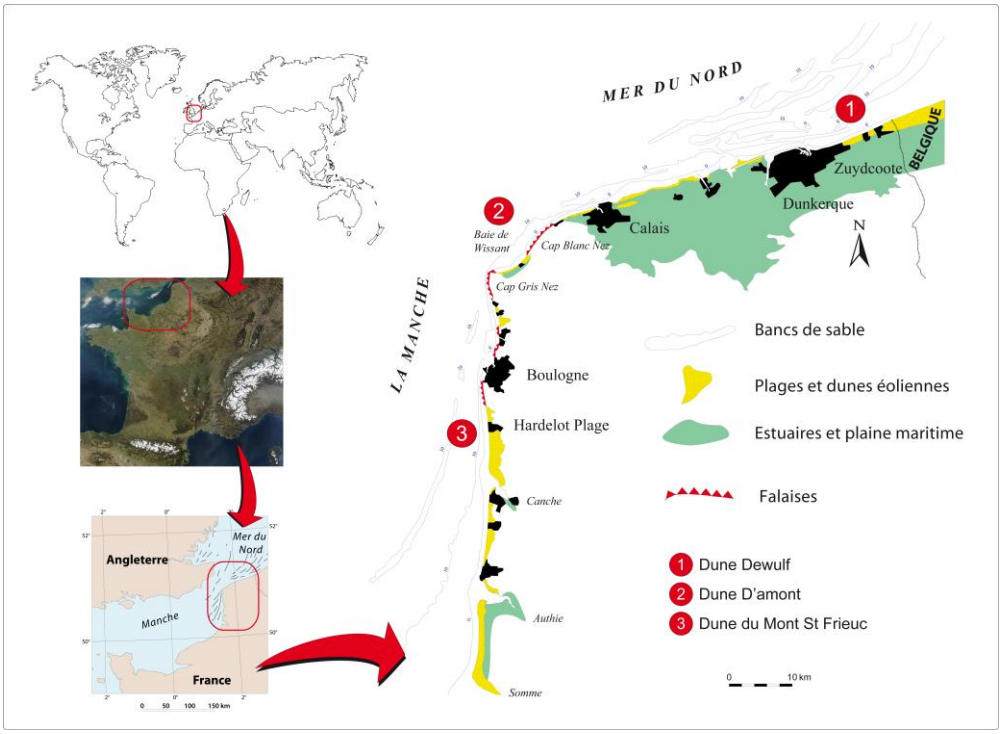


Fig. I-6: Localisation de la Côte d'Opale et des sites d'étude

Fig. I-6: *Location map of the coast of Northern France and of the study sites (red circles)*

La côte située entre Calais et la frontière Belge marque la limite entre la mer du Nord et la plaine maritime flamande située en arrière, zone basse qui peut être située sous le niveau moyen de la mer et protégée par un long cordon dunaire étroit qui s'étend jusqu'en Belgique.

Ce cordon n'est cependant pas continu en raison de la forte anthropisation du secteur. Les ports de Calais et de Dunkerque sont en effet implantés directement sur la dune bordière diminuant de façon considérable les espaces côtiers naturels. AUGRIS ET AL., (1990) rapportaient que sur les 140 km de littoral que compte la Côte d'Opale, 20% était déjà anthropisé. Lorsque l'on se rapproche du détroit du Nord Pas-de-Calais et notamment au niveau de la baie de Wissant, la côte se dessine en falaises de plus en plus abruptes. Quelques petits estuaires comme celui de la Slack ou du Wimereux découpent la côte où des massifs dunaires peuvent se développer. Cette zone correspond au Boulonnais qui s'étend sur 40 km du Cap Blanc Nez jusqu'au sud de Boulogne-sur-mer, et est caractérisée par des terrains d'âge secondaire (Jurassique et Crétacé). Constituée de plateaux vallonnés, cette boutonnière d'érosion marque non seulement la limite méridionale de la plaine flamande, mais aussi la limite géographique entre la mer du Nord et la Manche. Ces falaises essentiellement carbonatées s'étendent jusqu'aux sud de Boulogne-sur-mer. Les estrans sableux présents au pied des différentes falaises laissent parfois entrevoir un platier rocheux, ainsi que des blocs issus de l'érosion progressive des falaises (PIERRE, 2005). Le reste du littoral est de nouveau caractérisé par des plages sableuses et délimité par un long cordon dunaire entrecoupé par deux estuaires : la baie de Canche et la baie d'Authie (**Fig. I-6**).

3.2. Contexte météorologique

La mer du Nord et la Manche sont des environnements où le vent joue un rôle majeur non seulement sur l'hydrodynamique en forçant les courants marins, mais aussi sur la propagation de la houle. Deux secteurs de vents principaux caractérisent les conditions météorologiques de la Côte d'Opale où la direction dominante se situe dans une fenêtre allant du SSW à WSW. Une deuxième composante correspond à des vents provenant du secteur N à NE. Bien que plus rares, les vents de ce secteur sont généralement plus intenses et provoquent des conditions d'agitation sur la côte non négligeables (**Fig. I-7**).

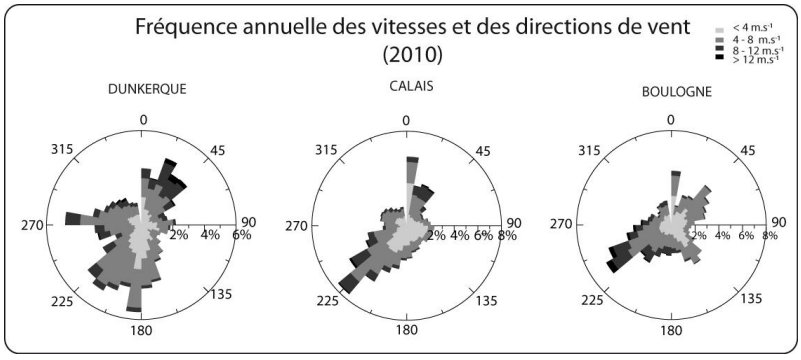


Fig. I-7 : Roses des vents annuelles de la Côte d'Opale (Données météo France, 2010)

***Fig. I-7**: Annual wind speed and wind direction on the coast of Northern France (Data from Météo France, 2010)*

3.3. Contexte hydrodynamique

3.3.1. La marée

La marée est sans conteste un des processus les plus importants sinon le plus singulier dans l'hydrodynamique des environnements macrotidaux. Tout d'abord, la notion de régime macrotidal est liée au marnage moyen qui est supérieur à 4 m. Le marnage moyen de vive-eau

atteint environ 9 m au niveau de la baie de Somme et 5 m au niveau de la frontière Belge (**Fig. I-8**).

Le régime tidal est caractérisé par une double périodicité : une composante lunaire semi diurne de type M_2 (12,4 heures) impliquant deux basses mer et deux pleines mers par jour et une périodicité bimensuelle responsable du cycle de vive eau et de morte eau. La circulation des masses d'eau liées à la marée est caractérisée par l'alternance de deux courants s'écoulant parallèlement au rivage (**Fig. I-9**) :

- **Le courant de flot** : courant lié à la phase montante de la marée dirigé vers le nord sur la façade de la Manche et vers l'est sur la façade de la mer du Nord.
- **Le courant de jusant** : courant lié à la phase descendante de la marée dirigé vers le sud sur la façade Manche et vers l'ouest sur la façade de la mer du Nord.

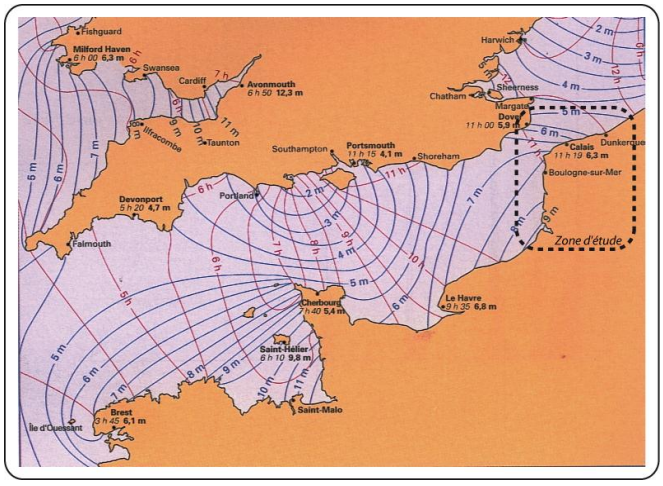


Fig. I-8: Evolution de la marée réelle en Manche et dans la partie méridionale de la mer du Nord. Les lignes bleues représentent les lignes d'iso marnage moyen de vive-eau (cotidales). Les lignes rouges correspondent aux points se trouvant en pleine mer à la même heure par rapport à Brest. (Ex : la pleine mer est atteinte 11h après la pleine mer à Brest) (Source : site web Ifremer.)

Fig. I-8*: Tidal wave propagation through the English Channel and the southern part of the North Sea. Blue lines refer to co-tidal lines and red lines refer to the moment and the location of the high tide (Ex: High tide occurs 11h after the high tide at Brest)*

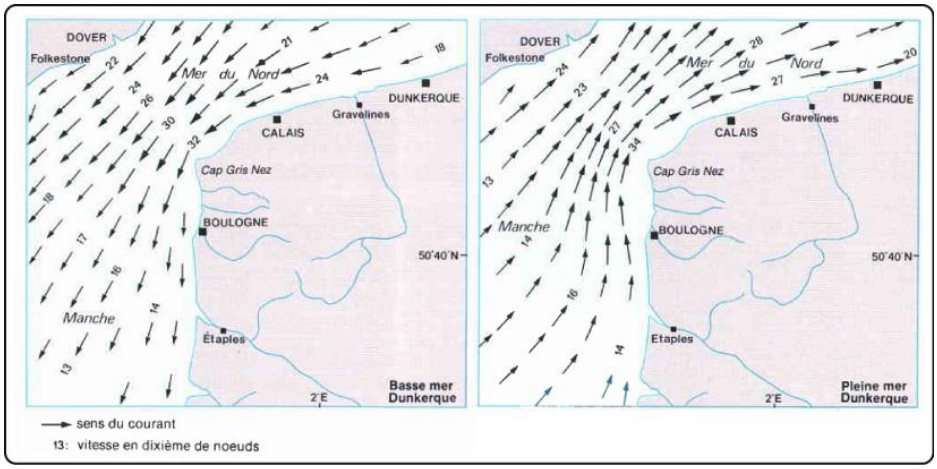


Fig. I-9: Cartes des courants de surface au cours de la marée descendante puis montante (AUGRIS ET AL., 1990)

***Fig. I-9** : Surface tidal currents during the falling tide (on the left) and the rising tide (on the right) (AUGRIS ET AL., 1990)*

En raison de la combinaison d'une onde progressive et stationnaire, il existe un décalage entre le maximum et le minimum des vitesses de courant, et les niveaux de hautes et basses mers (TESSIER, 1997). Cependant, ce décalage n'est pas uniforme sur toute la Côte d'Opale. A Dunkerque par exemple, les vitesses maximums au cours du flot sont atteintes environ 1h30 après la pleine mer tandis que le jusant se déclenche environ 2h30 à 3h après la pleine mer et sa vitesse maximale est atteinte 3h45 après. Les courants montrent également une dissymétrie marquée tant en terme d'intensité que de durée. Le courant de flot est en effet caractérisé par une vitesse plus élevée et par un temps d'action plus court que le courant de jusant. L'intensité des courants de marée au large est considérable puisqu'elle peut atteindre lors des marées de vives eaux des vitesses supérieures à 1 $m.s^{-1}$. En revanche à la côte et plus particulièrement sur l'estran, l'onde de marée est réduite et les courants de marée sont plutôt affaiblis (**Fig. I-10**), ils peuvent atteindre 0,30 $m.s^{-1}$ en moyenne au cours de la marée montante et 0,15 $m.s^{-1}$ au cours de la marée descendante. Néanmoins, en raison de la faible profondeur d'eau, les courants de marée peuvent être considérablement renforcés par le vent.

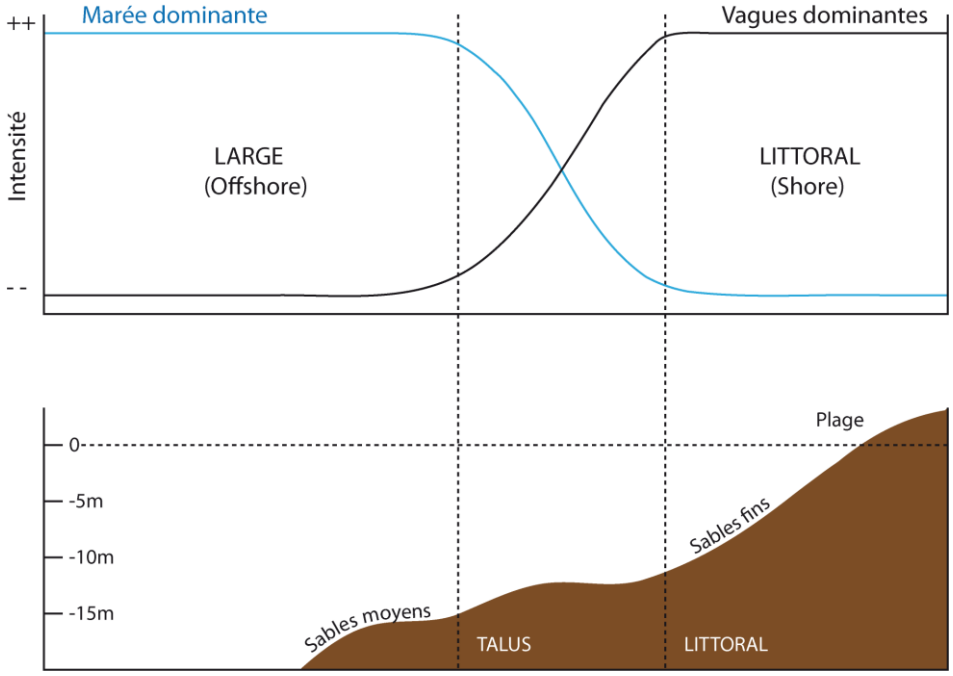


Fig. I-10: Evolution relative de l'intensité des courants de marée et des vagues sur le littoral du Nord Pas-de-Calais du large vers la côte (D'après AUGRIS ET AL., 1990).

***Fig. I-10**: Relative variation of tidal current and wave intensity from the offshore area to the shore, Northern France (From AUGRIS ET AL., 1990)*

3.3.2. La houle

En analogie aux conditions météorologiques, les houles proviennent essentiellement du secteur SW sur la façade Manche et du secteur N à NW sur la façade mer du Nord (**Fig. I-11**). La provenance des vagues sur le littoral Dunkerquois traduit donc une forte réfraction de la houle sur les nombreux bancs tidaux qui caractérisent le fond de la mer du Nord. Des mesures

au large montrent toutefois deux autres directions modales des houles qui proviennent du secteur N à NE (42%) et W à WSW (26%) (CLABAUT, 1991). Néanmoins, cette dernière provenance est très rarement observée à la côte en raison de la réfraction bathymétrique de la houle. Cette forte réfraction induit par conséquent une forte dissipation de l'énergie de la houle et donc des vagues de faibles amplitudes.

Les conditions modales sur les côtes de la Mer du Nord sont caractérisées par des hauteurs significatives au large comprises entre 0,5 m et 1,5 m (BONNEFILLE ET AL., 1971) provoquant des hauteurs de houle à la côte à 80% inférieures à 1,2 m et parmi celles-ci, 60% sont inférieures à 0,6 m (CLIQUE ET LEPETIT, 1986). Ces hauteurs peuvent atteindre lors d'évènements tempétueux, 4,5 m au large et environ 1,80 m sur l'estran (MASPATAUD, 2011) ; elles ont même excédé 2 m en baie de Wissant au cours de nos expérimentations. A l'instar de la côte de la mer du Nord, sur la façade Manche, les houles au large proviennent du secteur SW à W mais en raison de la présence de bancs sableux, la houle est réfractée et arrive avec une provenance qui est plutôt WSW à SW (SIPKA, 1998). Les conditions modales sur cette façade sont similaires puisque dans 80% des cas les hauteurs de vague ne dépassent pas 1,2 m (CLIQUE ET LEPETIT, 1986) et peuvent atteindre 2,5 à 3 m lors des évènements tempétueux.

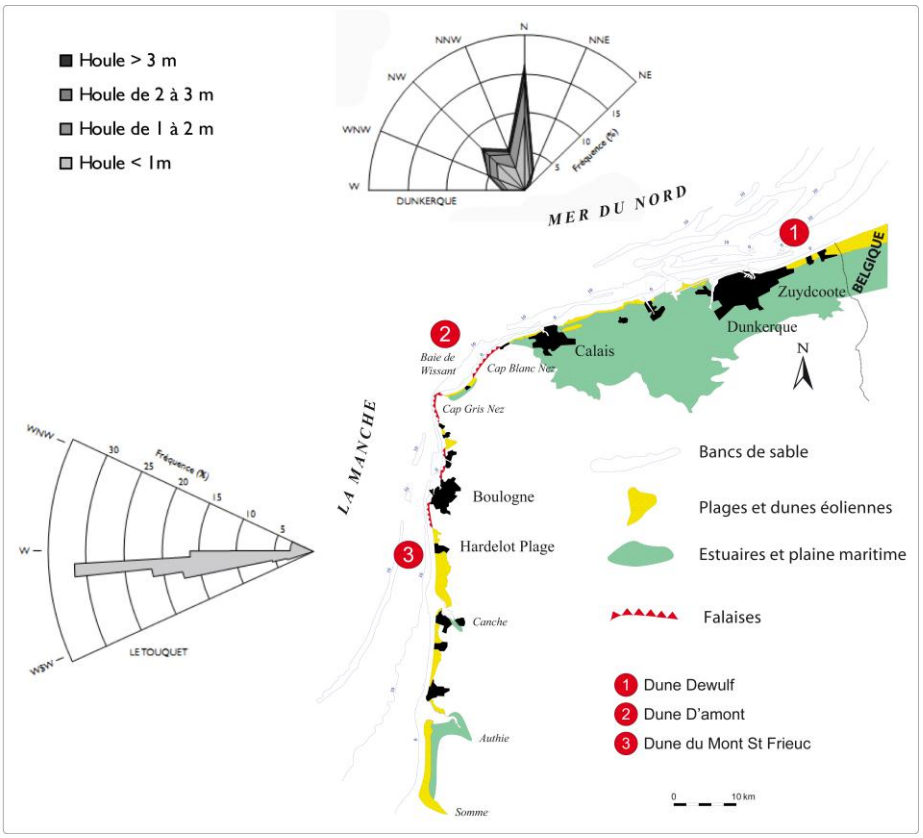


Fig. I-11: Roses des houles au niveau de Dunkerque (BONNEFILLE ET AL., 1971) et du Touquet (DESPEYROUX, 1985).

Fig. I-11: *Frequency of incoming wave height at Dunkirk (BONNEFILLE ET AL., 1971) and le Touquet (DESPEYROUX, 1985).*

Sur les deux façades, deux périodes d'agitation se distinguent aisément au cours de l'année (SIPKA, 1998):

- Une période calme entre avril et octobre
- Une période plus agitée d'octobre à mars

3.4. Contexte sédimentaire

3.4.1. Origine et caractéristiques morphologiques

Les fonds marins du Nord Pas-de-Calais sont définis par deux entités bien distinctes : un substratum rocheux daté du Secondaire et du Tertiaire, et une couverture sédimentaire caractérisée par des cailloutis de base et des sédiments sableux. L'ensemble de ces secteurs meubles sont issues d'un colmatage des sédiments marins au cours de la dernière transgression marine Holocène (Houthuys et al., 1993). Pendant le Weischselien, la dernière glaciation au cours de laquelle le niveau de la mer s'est abaissé permettant ainsi l'exondation et l'assèchement des terrains du Nord Pas-de-Calais. Les terrains ainsi découverts ont alors subi une érosion massive contribuant à l'accumulation de sédiment d'origine fluviatile et éolienne. Cette accumulation sur le plateau continental constitue un stock sédimentaire considérable qui sera repris au cours de la remontée du niveau marin associé aux sédiments Holocène d'origine marine et continentale qui s'est déposés sur la topographie d'érosion péri glaciaire (Augris et al., 1990; Anthony, 2002).

La Manche et la mer du Nord, nous l'avons déjà précisé, sont des mers épicontinentales peu profondes. En raison des forts courants qui animent la région, plusieurs types d'édifices sableux se sont mis en place. Ainsi, au large des côtes de la Manche et de la mer de Nord, le fond marin est caractérisé par un ensemble de dunes sous marines (Lebot, 2001 ; Lebot et trentesaux, 2004 ; Cartier, 2008) qui peuvent atteindre une hauteur maximum de 25 m. Sur la façade de la Manche, en se rapprochant de la côte, les corps sédimentaires sont plutôt définies par des rubans et des bancs sableux (d'une longueur comprise entre 3 et 70 km) où peuvent se surimposer des mégarides et des rides de plus faibles amplitudes. Sur la façade de la mer du Nord, un ensemble de grand bancs tidaux parallèle à sub parallèle au rivage dominent le large et l'avant côte (Tessier et al., 1999 ; Trentesaux et al., 1999; Hequette et Aernouts, 2010).

3.4.2. Dynamique sédimentaire régionale

La présence de courants marins relativement puissants induit un fort transport sédimentaire et notamment au large où l'action de la marée est plus importante qu'à la côte (**Fig. I-8**). En raison d'une taille de grain particulièrement fine, les vitesses de courant sont dans la majorité des cas supérieurs aux vitesses d'entrainement des particules. Le transport au large et à l'avant côte réagit directement avec les fluctuations des courants de marée où le pic du transport correspond au pic de vitesse du courant tidal. Néanmoins, en raison de la dissymétrie des courants de marée et de la provenance des houles, la dérive littorale est plutôt résultante vers le nord sur la façade Manche et vers les côtes Belges, sur la façade de la mer du Nord ainsi que les transports résiduels dans le détroit du Nord Pas-de-Calais (**Fig. I-12**).

A l'échelle un peu plus locale, la Côte d'Opale est caractérisée par une évolution différentielle en termes d'érosion et d'accrétion du littoral (**Fig. I-13**). En effet, la partie méridionale de la

Côte d'Opale est plutôt en érosion avec un recul d'environ 40 m entre 1963 et 2000 (Chaverot, 2006). La zone la plus en érosion est localisée au sud de la baie de Wissant où le recul a atteint 115 m en moyenne, la partie située au nord est au contraire en accrétion. En revanche, d'autres secteurs sont en net accrétion comme au niveau d'Oye plage (> 120 m) et à l'est de Dunkerque où l'avancée est supérieure à 13 m. L'accrétion au niveau de Bray Dunes a d'ailleurs continué depuis les années 2000 (Maspataud, 2011). Ces différences d'évolution du trait de côte soulignent la présence d'une dynamique beaucoup plus locale et la nécessité d'étudier la Côte d'Opale à plusieurs échelles spatiales.

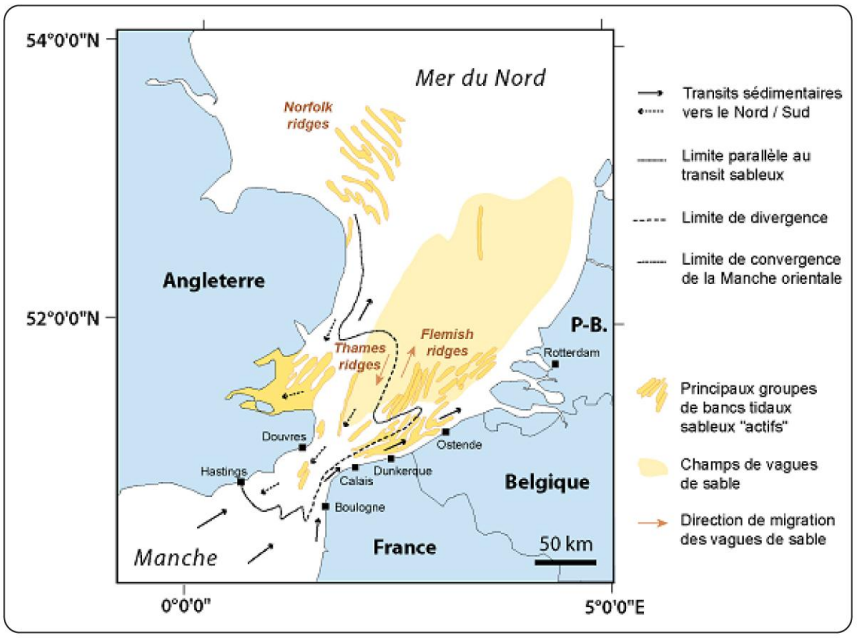


Fig. I-12 : Direction des transits sédimentaires au niveau du détroit du Nord Pas-de-Calais ainsi que la localisation des principaux groupes de bancs tidaux et de vagues de sable (modifié, d'après Dewez et al., 1989 ; Stride, Belderson et al., 1982 ; McCave, 1971 et Houbolt, 1968).

***Fig. I-12**: General direction of sedimentary pathway at the Dover Strait and location of the main tidal banks and marine sandwaves (modified, from Dewez et al., 1989 ; Stride, Belderson et al., 1982 ; McCave, 1971 et Houbolt, 1968).*

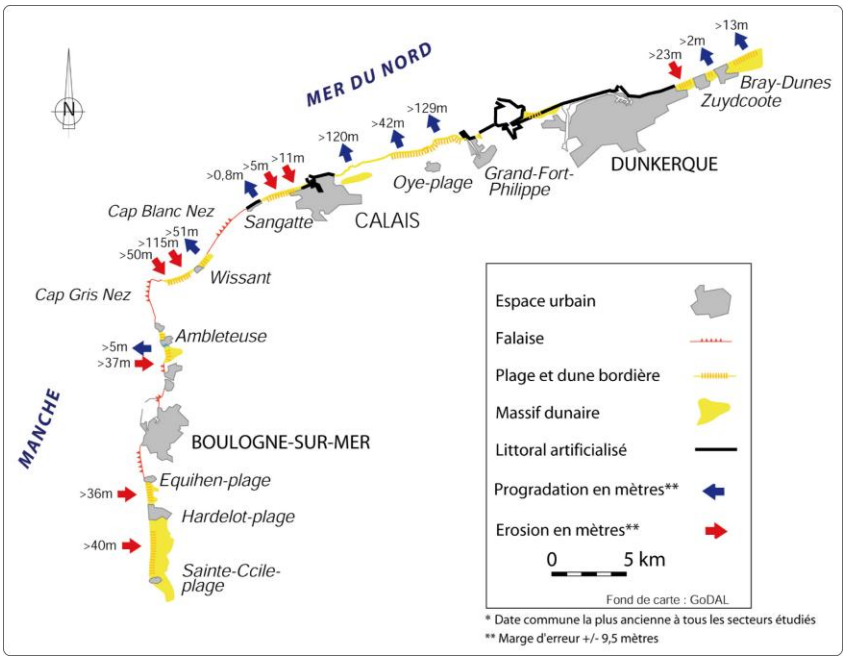


Fig. I-13: Evolution du trait de côte de la Côte d'Opale entre 1963 et 2000 (CHAVEROT, 2006).

***Fig. I-13**:Shoreline evolution along the coast of Northern France between 1963 and 2000 (CHAVEROT, 2006).*

4. Les sites d'étude

4.1. Choix des sites d'étude

Afin de répondre à la problématique de ce travail, qui est dans un premier temps d'évaluer les flux sédimentaires dans la zone littorale de la Côte d'Opale, trois sites ont été sélectionnés. Ils ont été choisis en fonction de différents aspects à la fois scientifiques, logistiques et pratiques. Dans un premier temps, les sites d'expérimentation se devaient de représenter l'ensemble de la Côte d'Opale. C'est pourquoi, au moins un site est situé sur chacune des façades caractérisant le littoral de la région. Le choix du site de la façade de la mer du Nord n'a pas été difficile puisque l'est Dunkerquois a été le sujet de nombreuses études réalisées au sein du laboratoire (E.G REICHMÜTH, 2003; MASPATAUD, 2011).

Le choix du 2^{e} site sur la façade Manche a été plutôt dépendant des contraintes logistiques, mais également de la morphologie locale de la côte (**Fig. I-14**). En effet, afin de pouvoir réagir rapidement sur le terrain, un accès direct à l'estran est plus que souhaitable et le lieu du stockage du matériel ainsi que de l'hébergement de l'équipe de terrain doit être à une distance raisonnable de la zone d'étude. La plage d'Hardelot située juste au pied de la dune du Mont St Frieux s'est avérée idéale et répondait à tous les critères requis. Zone très peu anthropisée, située à une distance raisonnable entre la station balnéaire d'Hardelot plage et l'estuaire de la Canche, elle a permis un déploiement optimal de nos instruments.

Le 3^{e} site est apparu comme une évidence, la baie de Wissant localisée exactement au niveau du détroit du Nord Pas-de-Calais est une zone hautement dynamique et très touristique constituant ainsi un intérêt évident pour les collectivités locales de mieux connaître la dynamique sédimentaire du littoral de leur commune (**Fig. I-14**). D'une part en raison de sa forte tendance à l'érosion dans la partie sud et de sa configuration de baie, et d'autre part

parce qu'elle caractérise la jonction entre la mer du Nord et la Manche, induisant des conditions hydrodynamiques particulières. La baie a déjà fait l'objet de plusieurs études (E.G SEDRATI, 2006; AERNOUTS ET HEQUETTE, 2006) et constituent en terme de protection du littoral, un site atelier très intéressant.

A travers cette répartition des sites d'études, il a été également possible d'observer ou non l'influence de la provenance de la houle incidente et surtout du marnage qui est en constante augmentation de la frontière Belge à la baie de Somme (**Fig. I-15**).

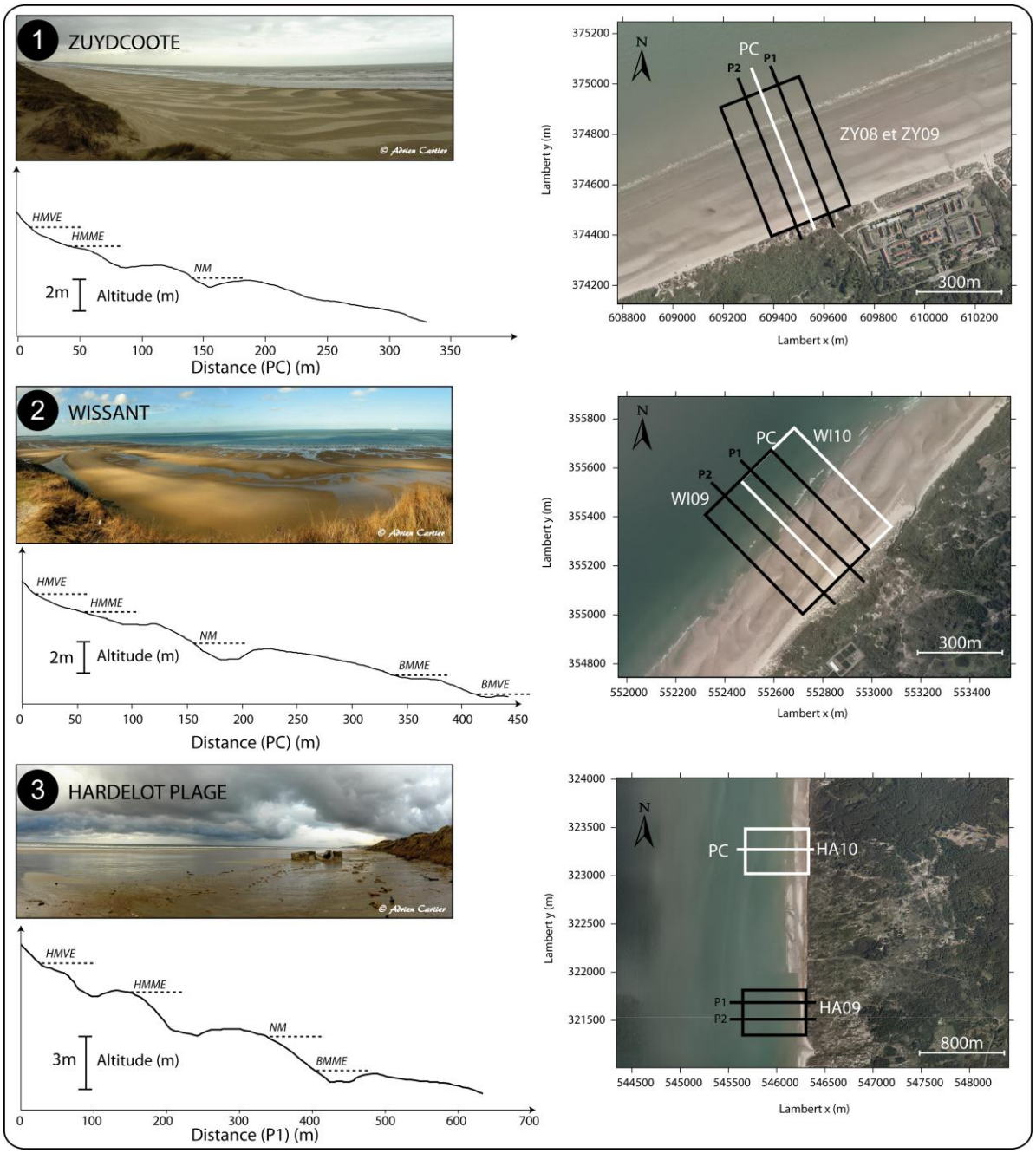


Fig. I-14: Synthèse des localisations géographiques de chaque site d'étude (Orthophoto, 2005). Les rectangles définissent les zones d'étude sur chaque site où ZY correspond à Zuydcoote ; WI à Wissant et HA à Hardelot. Les chiffres définissent l'année à laquelle la campagne s'est déroulée. P1, P2 et PC correspondent au transects mesures. Les photos ne reflètent pas le moment où le profil a été levé.

***Fig. I-14**: Synthesis of geographical locations for each study site. Squares correspond to the study zone on each study site where ZY correspond to Zuydcoote; WI to Wissant and HA to Hardelot. Numbers define the year of the field experiments.P1, P2 and PC refer to the beach perpendicular profile.*

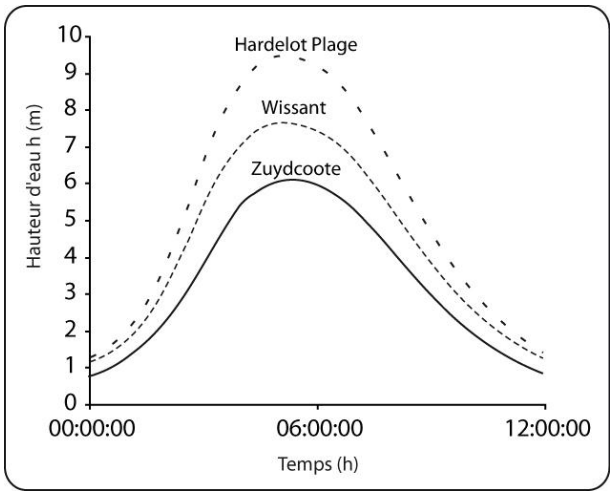


Fig. I-15: Hauteur d'eau en période de vive eau moyenne (Coeff. 95) pour chaque site d'étude.

***Fig. I-15**: Water depth for mean spring tide for each study site.*

4.2. Caractéristiques hydrodynamiques, sédimentaires et morphologiques

4.2.1. Caractéristiques communes aux trois sites

Les trois sites d'étude sont caractérisés par une plage sableuse bordée par une dune plus ou moins développée, une zone intertidale et une zone subtidale. L'estran est défini par un système de barres et de bâches, dont la largeur dépend du marnage considéré. Chaque site est soumis à un régime de marée macrotidal et à des conditions de houle modales similaires.

- *Type de plage*

Selon la classification de MASSELINK ET SHORT (1993) qui relie le paramètre de DEAN (1973) ($\Omega = H / W_s * T$; où H est la hauteur des vagues en mètre, W_s la vitesse de chute moyenne des particules et T la période modale des vagues) au paramètre adimensionnel RTR (*Relative Tide Range*), il est possible de déterminer la classification de nos sites d'études (**Tab. I-1** et **Fig. I-16**). Tout d'abord, si l'on utilise uniquement le paramètre de Dean, l'ensemble des plages étudiées sont dites intermédiaires, caractérisées par des barres très marquées. En revanche lorsque l'on utilise la classification de MASSELINK ET SHORT (1993), les plages seraient ultra dissipatives et totalement dénuées de barres intertidales. Or, d'après les observations de terrain, elles correspondent plus à des plages à barres dissipatives.

Développée dans un premier temps pour les plages microtidales (WRIGHT ET SHORT, 1983, 1984), cette classification a été étendue aux plages méso et macrotidales en ajoutant le marnage relatif (RTR). D'après cette classification (**Fig. I-16**), les plages à barres intertidales dissipatives, caractéristiques des plages du Nord de la France, devraient avoir un paramètre de Dean au moins supérieur à 5 et un RTR inférieur ou égale à 1. Les valeurs calculées sont dans le premier cas légèrement inférieures, alors que le RTR est nettement supérieur aux valeurs attendues ! Le marnage moyen étant immuable, si l'on veut obtenir un RTR inférieur ou égale à 1, la hauteur moyenne au déferlement devrait atteindre au moins 5 m à Zuydcoote et même 9 m à Hardelot, ce qui est totalement impossible au regard des conditions modales enregistrées.

Tab. I-1 : Détermination du type de plage en fonction du paramètre de DEAN (1973) **(Ω)** et du marnage relatif (RTR) de MASSELINK ET SHORT (1993). W_s est la vitesse de chute des particules en $m.s^{-1}$; TR le marnage de vive eau moyenne (Coef. 90) ; H_b la hauteur au déferlement moyenne en mètre ; T la période moyenne en seconde.

***Tab. I-1** : Beach state determination following the Dean's parameter (**Ω**) and the relative tidal range (RTR) (MASSELINK AND SHORT, 1993). W_s is the fall velocity ($m.s^{-1}$); TR is the mean spring water level (m); H_b is the mean breaker height (m) and T is the mean wave period (s).*

	W_s	TR	H_b	T	Ω	RTR
Zuydcoote	0,026	5,6	0,6	8	3,8	9,3
Wissant	0,038	6,5	0,6	8	2,6	10,8
Hardelot	0,030	8,5	0,6	8	3,4	14,2

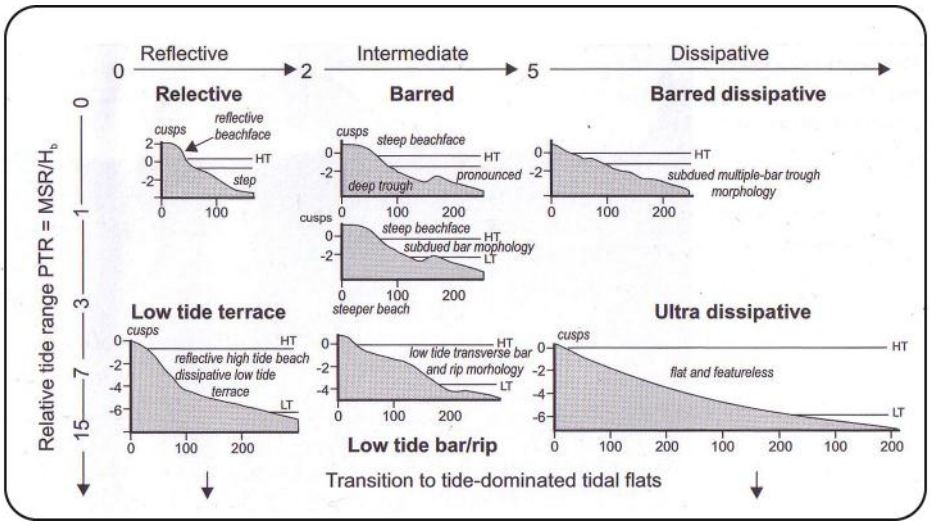


Fig. I-16: Classification des types de plage MASSELINK ET SHORT (1993) en fonction de la vitesse de chute des particules adimensionnelle (DEAN, 1973) et du marnage relatif (RTR) (D'après DAVIDSON – ARNOTT, 2010).

***Fig. I-16**: Beach states as a function of the dimensionless fall velocity (DEAN, 1973) and the relative tidal range (RTR) (MASSELINK AND SHORT, 1993) (in DAVIDSON – ARNOTT, 2010)*

- *Energie dominante sur les côtes du Nord Pas-de-Calais*

A l'instar de la classification présentée juste au dessus, DAVIS ET HAYES (1984) ont mis en place un moyen de déterminer si la côte est dominée par les vagues, la marée ou la combinaison des deux en se basant sur le marnage et la hauteur des vagues moyennes (**Fig. I-17**). Considérant pour l'ensemble des sites d'étude que le H_s moyen est de l'ordre de 0,6 m, la Côte d'Opale serait exclusivement dominée par la marée. Les études antérieures réalisées sur ce littoral ont toutefois démontré que l'onde de marée est fortement réduite en s'approchant de la côte (AUGRIS ET AL., 1990 ; SIPKA ET ANTHONY, 1999 ; CARTIER ET HEQUETTE, 2011) alors que l'énergie des vagues est directement responsable de la morphologie de la plage et de son évolution à différentes échelles spatio-temporelles. La marée contrôle en revanche le temps d'action des différentes zones hydrodynamiques à travers l'estran (MASSELINK, 2006). La classification proposée par DAVIS ET HAYES (1984) ne correspond donc pas aux côtes macrotidales du nord de la France étant donné qu'elles sont plutôt dominées par l'action des vagues. Ils soulignent d'ailleurs à travers leur article plusieurs exceptions comme la baie de Fundy qui est dominée par les vagues alors que le marnage est le plus important au

monde. Ils précisent même que les côtes du Nord de la France sont dans une situation similaire et qu'elles ne peuvent pas être intégrées à leur classification puisqu'elles ne constituent pas des *trailing edge coasts*, autrement dit des côtes caractérisées par un large plateau continental issue d'une divergence tectonique.

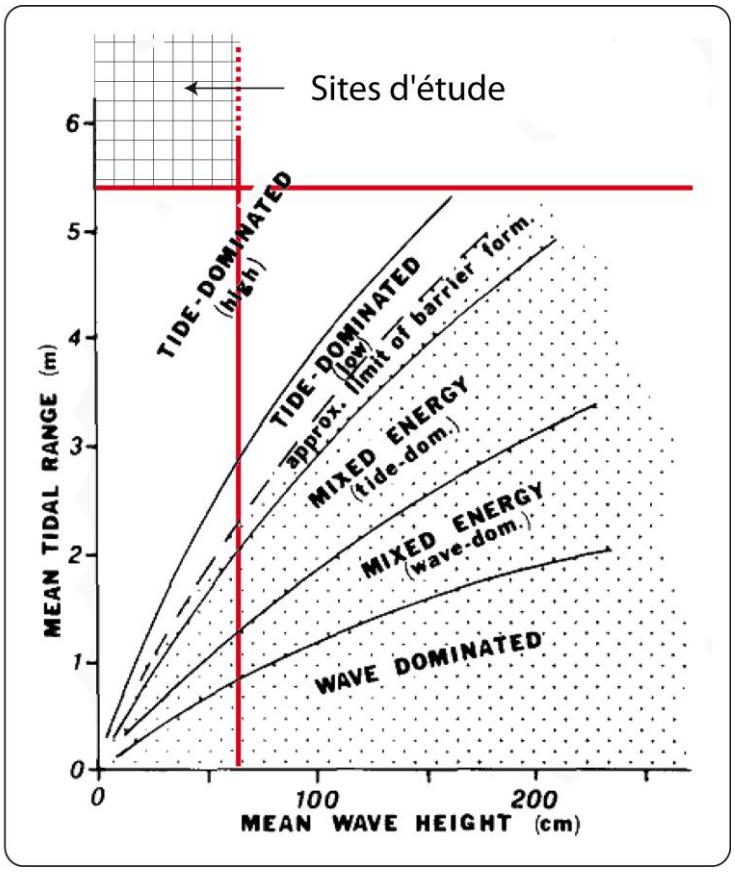


Fig. I-17: Classification des environnements littoraux en fonction du marnage moyen et de la hauteur de vague moyenne (DAVIS ET HAYES, 1984).

***Fig. I-17**: General relationships between tidal range and wave height as it relates to coastal morphology. A particular coastal region may span several fields (DAVIS ET HAYES, 1984)*

- *Granulométrie*

Le sédiment de chaque site d'étude est caractérisé par des sables très fins à fin dont le diamètre moyen est compris entre 125 µm et 500 µm (WENTWORTH, 1922). Plus précisément, le grain médian (D_{50}) est de 0,20 mm à Zuydcoote, 0,22 mm à Wissant et 0,23 mm au niveau d'Hardelot Plage. Le sédiment est bien trié et homogène puisque l'indice de classement ne dépasse pas 0,5. Le grain moyen tend à décroître du pied de dune vers le bas de plage. Les barres possèdent généralement une taille de grain supérieure au grain médian, associé dans la plupart des cas à des accumulations de débris coquilliers. En raison d'une plus faible action de la houle dans les bâches, les particules fines ont tendance à s'y déposer.

4.2.2. Est Dunkerquois, façade mer du Nord, Zuydcoote

Le site de Zuydcoote est situé à environ 2,2 km de la digue de Leffrinckoucke et 500 m de l'Hôpital maritime de Zuydcoote situé juste en arrière de la dune bordière. Cette zone a fait l'objet de plusieurs expérimentations portant dans un premier temps sur la morphodynamique

à court et moyen terme de la zone intertidale (REICHMÜTH ET ANTHONY, 2002 ; REICHMÜTH, 2003). Plus récemment, MASPATAUD (2011) a étudié l'impact des évènements tempétueux sur le haut de plage et plus particulièrement les phénomènes responsables de l'érosion du pied de dune. Le point d'accroche de la zone correspond d'ailleurs à une tête de profil commune à ces deux études. Le site est défini par un environnement ouvert et relativement isolé de la pression anthropique. La dune est marquée par la présence de blockhaus de la dernière guerre mondiale, et quelques épaves sont repérables au niveau de l'estran. Il convient évidemment de rester à distance de ces objets qui pourraient perturber le transport sédimentaire et la morphologie locale (**Photo I-2**).

L'avant côte du site de Zuydcoote est caractérisé par la présence de banc sableux et notamment le banc du Hills situé à environ 1,5 km de la côte (**Fig. I-18**). Ces corps sableux issue de la dynamique tidale est parallèle à sub parallèle au rivage. Loin de constituer une protection pour le littoral situé en avant du banc, les derniers suivis ont montré une tendance érosive du littoral vraisemblablement dû à des phénomènes de reformation de la houle au sein du chenal situé entre la côte et le banc. Le banc jouerait également un rôle en limitant les transferts de sédiment vers le rivage en raison de la canalisation longitudinal du sédiment dans le chenal (HEQUETTE ET AL., 2009)

Photo I-2 : Epave "le Kestrel" au niveau de la zone intertidale de Zuydcoote.

***Photo I-2** : Shipwreck 'Le Kestrel 'on the intertidal zone of Zuydcoote.*

L'estran, dont la largeur peut atteindre 400 à 500 m lors des marées de vives eaux, possède une pente inférieure à 1° (Tan $\beta \approx 0{,}015$) entre le pied de dune et le bas de plage. Le littoral est délimité par un cordon dunaire ou dune bordière dont la hauteur peut atteindre 19-20 m et est caractérisé par un complexe dunaire large de 50 m à 150 m (MASPATAUD, 2011). L'arrière de la dune s'étend ensuite sur plusieurs centaines de mètres. L'avant de la dune, en contact avec la plage, est colonisé par des oyats (*Ammophila arenaria*) puis par des fourrés très denses composés essentiellement d'argousiers. Ce cordon dunaire constitue une barrière naturelle contre les submersions marines de l'arrière pays qui est à plusieurs endroits en dessous du niveau moyen de la mer. Les dunes embryonnaires sont plutôt rares à ce niveau du littoral en raison du recul progressif de la côte suite à des évènements tempétueux. La dune est le plus souvent caractérisée par une falaise témoignant de l'érosion de ce secteur (**Fig. I-19**) Néanmoins, le recul du trait de côte semble s'effectuer uniquement lors de ces périodes plus énergétiques associés à de hauts niveaux d'eau (RUZ ET AL., 2009 ; MASPATAUD, 2011).

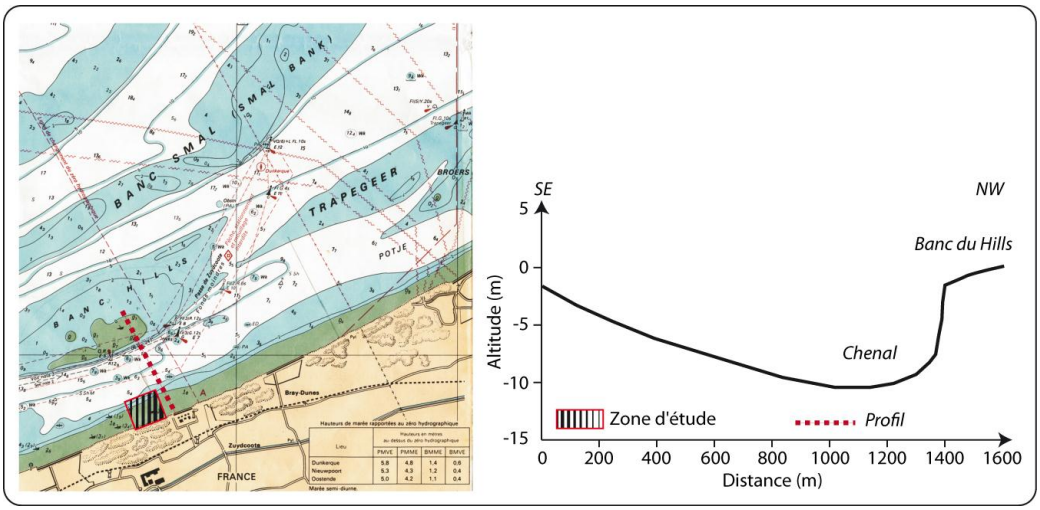


Fig. I-18: Extrait de la carte marine (SHOM) au niveau du site d'étude de Zuydcoote ainsi qu'un profil bathymétrique entre la côte et le banc du Hills.

***Fig. I-18**:Extract of marine map (SHOM) at Zuydcoote and a profile bathymetry between the shoreline and the tidal banks named Hills.*

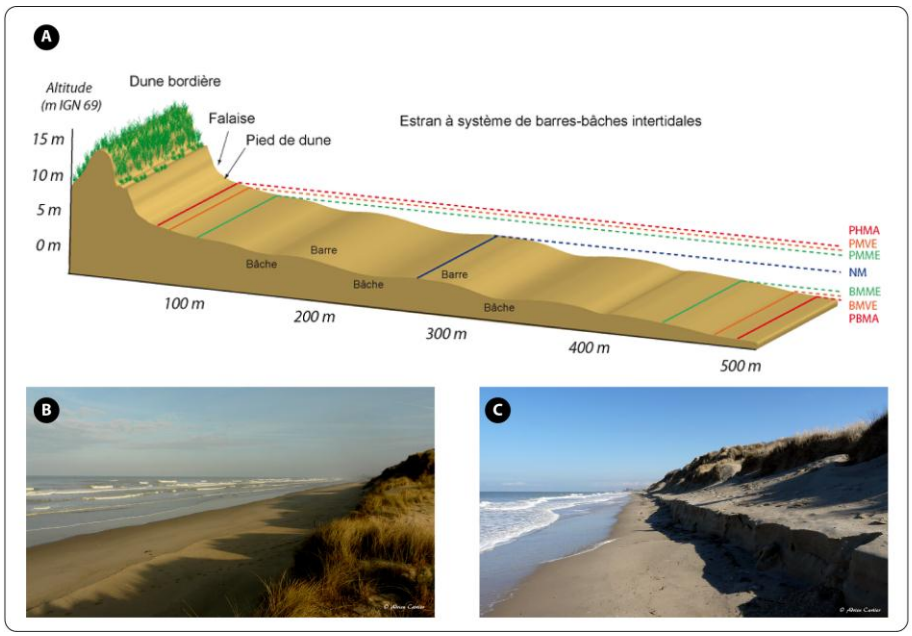


Fig. I-19: A) Profil topographique type de la zone d'étude, Dune Dewulf (MASPATAUD, 2011). B) Photographie de la plage au pied de la dune Dewulf à marée haute. C) Micro falaise suite à un évènement tempétueux.

***Fig. I-19**:Typical perpendicular beach profile of the coast of Northern France, Dune Dewulf (MASPATAUD, 2011). B) Study site from the dune cliff at high tide. C) Dune Cliff after a storm event.*

4.2.3. Détroit du Nord Pas-de-Calais, baie de Wissant

La baie de Wissant constitue un site plus atypique en raison de sa configuration de baie. Egalement très étudiée au cours des dernières décennies (RUZ ET MEUR-FEREC, 2004 ; AERNOUTS, 2005 ; AERNOUTS ET HEQUETTE, 2006 ; HEMDANE, 2006 ; SEDRATI, 2006 ; SEDRATI ET ANTHONY, 2007), elle est définie par une hydrodynamique sédimentaire bien particulière. En effet, la baie de Wissant est non seulement caractérisée par un système barre-bâche, mais elle se distingue aussi par une sectorisation très marquée du trait de côte en zones d'érosion et d'accrétion (AERNOUTS, 2005).

La baie de Wissant est également très prisée par les touristes en raison de son cadre particulièrement attrayant liée à la pratique de nombreuses activités nautiques. Elle est aussi malheureusement connue pour être assujettie à un recul du trait de côte particulièrement intense. La partie occidentale de la baie a en effet reculé d'environ 100 m, avec un pic à 250 m entre 1949 et 2000 (AERNOUTS ET HEQUETTE, 2006) (**Fig. I-20**). De nombreux vestiges de la dernière guerre mondiale témoignent de ce recul important puisque plusieurs blockhaus autrefois perchés sur la dune sont maintenant au niveau de l'estran (**Photo I-3**). Ce recul intense est également remarquable au niveau de la digue de la commune de Wissant qui tente tant bien que mal de maitriser l'érosion de ce secteur (**Photo I-4**).

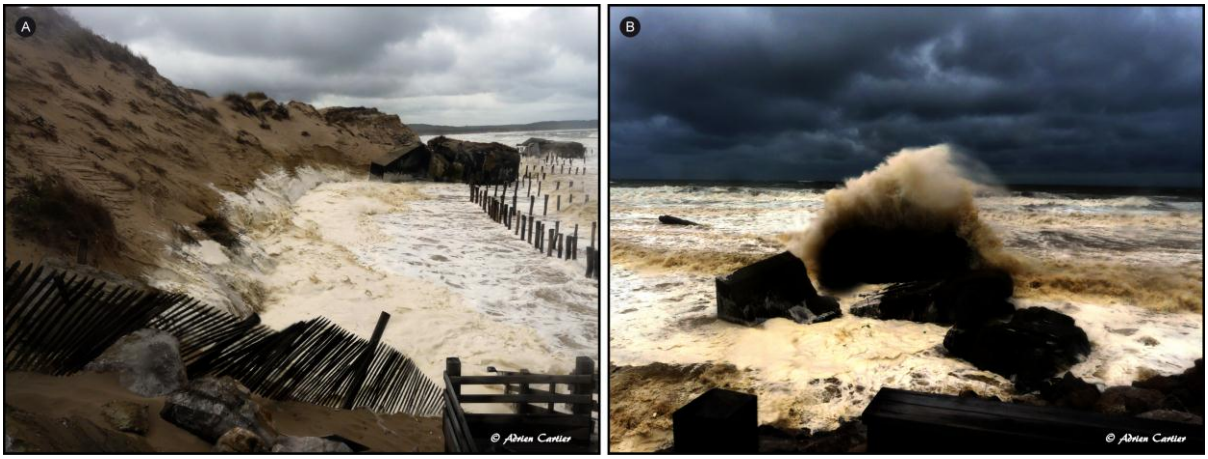


Photo I-3 : A) Erosion de la dune au sud de la baie lors d'un évènement tempétueux. B) Blockhaus au niveau de l'estran parfois submergé lors des tempêtes.

***Photo I-3** : Dune erosion a during storm event in the southern part of the bay. B) Partially submerged bunker on the foreshore.*

Cette zone était pourtant il y a 60 ans assujettie à une accrétion des plus intenses. Comme en témoigne les photos suivantes (**Photo I-4**), le niveau du sable s'est abaissé d'environ 7 à 8 m en l'espace de seulement 9 ans. Un tel renversement de situation suggère un bouleversement de la circulation hydro-sédimentaire au sein de la baie, notamment en raison de l'érosion des petits fonds dans la baie (AERNOUTS ET HEQUETTE, 2006).

En raison de cette évolution différentielle du trait de côte, la morphologie de la plage montre également de fortes variations longitudinales entre la partie ouest et la partie est. En effet, la zone à l'est de la baie, au niveau de la dune d'Amont est définie par une morphologie type à barres et à bâches bien marquée, alors que la partie ouest est beaucoup plus plane et moins prononcée où plusieurs bancs de tourbe affleurent, témoignant du caractère érosif de cette zone (SEDRATI, 2006). La partie orientale est quant à elle en accrétion depuis quelques années (**Fig. I-20** et **Photo I-5**), et c'est notamment au niveau de la dune d'Amont que nous avons établi notre zone d'étude, pour des raisons pratiques mais également pour que la morphologie entre les différents sites d'étude soit uniforme.

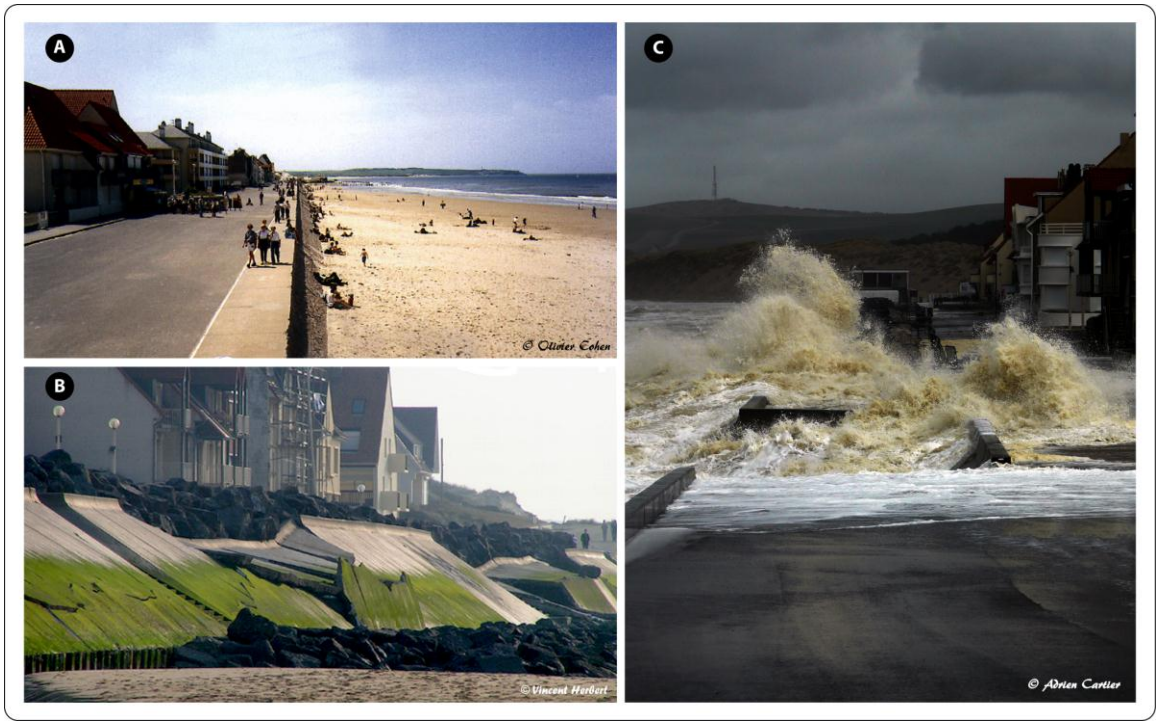


Photo I-4 : La digue de Wissant en 1998 (A) et en 2007 (B). Le niveau du sable s'est abaissé d'environ 8 m. C) Submersion de la digue lors de la tempête de mars 2010.

***Photo I-4** : Seawall of Wissant seaside resort in 1998 (A) and 2007 (B). Erosion has been responsible for 8 m beach lowering. C) Dyke flood during the storm event of March 2010.*

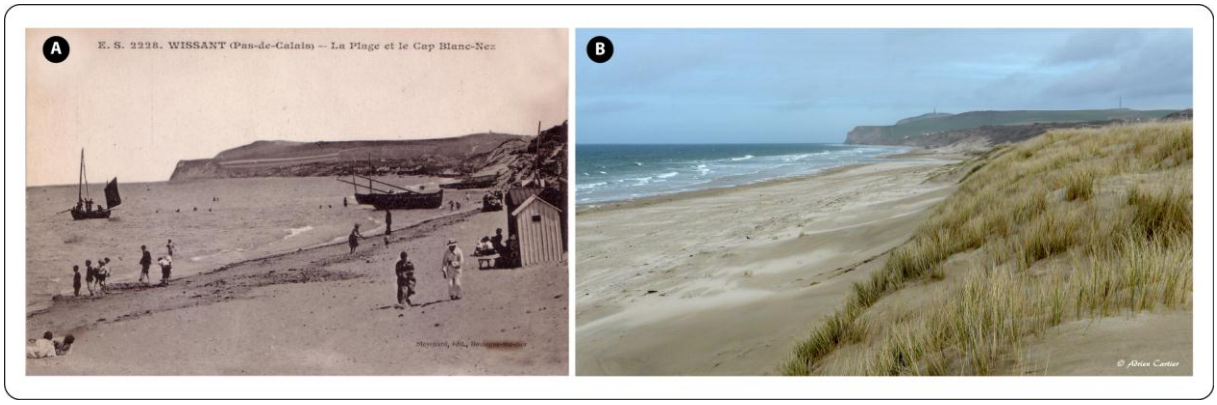


Photo I-5 : Situation du trait de côte au niveau de la dune d'Amont dans les années 30 (A) et en 2010 (B). La dune blanche végétalisée en 2010 se situe approximativement au niveau de la laisse de haute mer en 1930 témoignant d'une avancée du trait de côte et d'un apport de sédiment significatif.

***Photo I-5:** Shoreline evolution at the "Dune d'Amont" in the 30's (A) and in 2010 (B). Vegetalized dune in 2010 is approximately at the same location of the high tide mark on the 1930's photograph showing a significant coast accretion.*

Le large de la baie est de nouveau caractérisé par un ensemble de banc tidaux et notamment le banc à la Ligne que l'on peut assimiler à un banc en drapeau (*banner bank*) (Dyer et Huntley, 1999). Ce corps sédimentaire long de 3,5 km et large de 500 m au maximum (Clabaut, 1988) s'appuie en effet sur l'extrémité SW de la baie caractérisée par le Cap Gris Nez et son orientation correspond à la dominance du courant de flot dirigé vers l'est (**Fig. I-21**, A). Sa formation résulterait des mouvements sédimentaires liés aux courants de marée particulièrement violents dans cette zone (> 1 $m.s^{-1}$). Sa mise en place et sa présence est

également responsable d'un phénomène de courants giratoires à l'intérieur de la baie (Dyer et Huntley, 1999) (**Fig. I-21**, B). L'évolution du banc comparée à celle du littoral a montré une certaine corrélation (Aernouts, 2005).

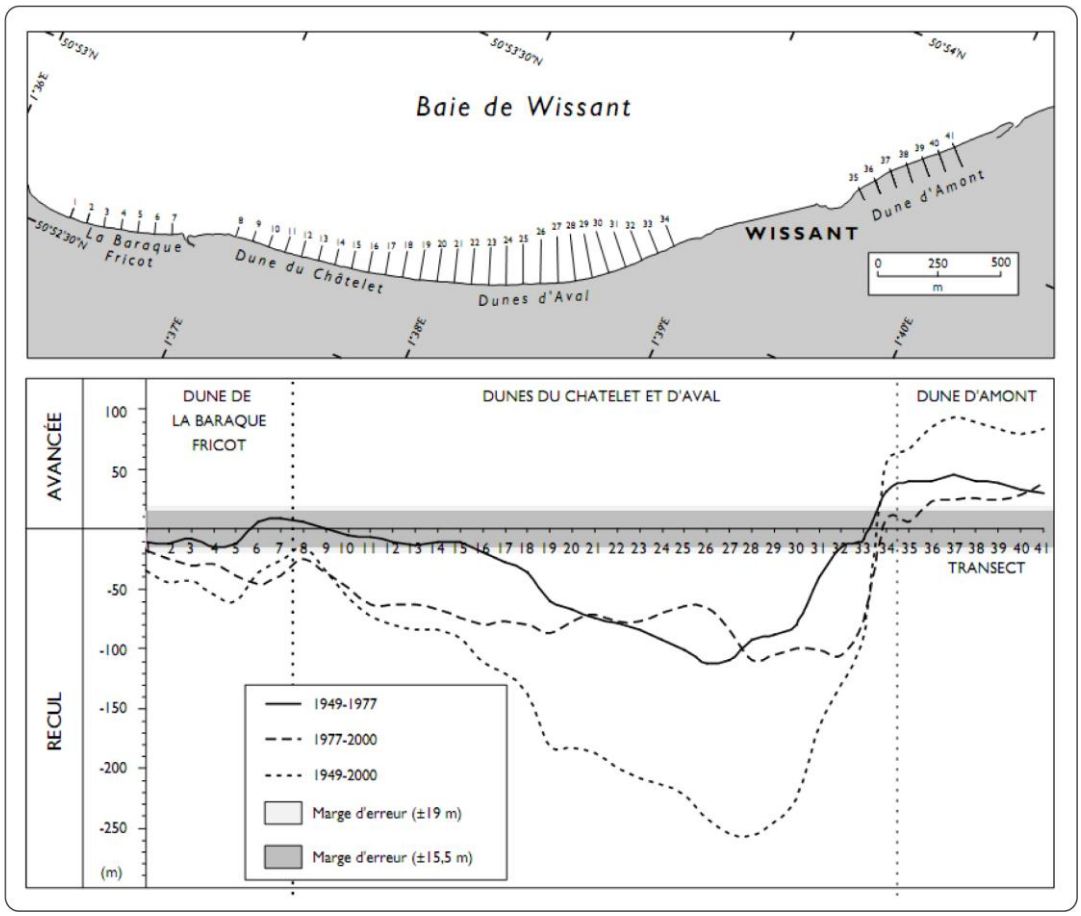


Fig. I-20: Evolution du trait de côte de la baie de Wissant entre 1949 et 2000 (Hequette et Aernouts, 2006)

***Fig. I-20**: Shoreline variation of Wissant bay between 1949 and 2000 (Héquette et Aernouts, 2005)*

Le banc joue un rôle fondamental dans la dissipation et la réfraction de la houle. La mise en place de cette *gyre* serait en partie responsable du devenir de la côte dans la partie SW de la baie. L'ensemble de la baie peut être alors définie comme une cellule sédimentaire à part entière (Sedrati, 2006) sans pour autant la considérer fermer étant donné le fort contrôle hydrodynamique au niveau des petits fonds par les courants tidaux qui tendent à ouvrir la cellule (Hemdane, 2006). En raison d'un marnage plus important, l'estran peut parfois découvrir jusqu'à 550 m en période de vives eaux. Le système barre-bâche est dans la plupart des cas plus marqué avec la présence d'une barre de milieu de plage relativement massive. La pente de plage est de nouveau très faible entre le pied de dune et le bas de plage ($\text{Tan}\ \beta \approx 0{,}015$) et diminue également au fur et à mesure que l'on se rapproche de la zone subtidale. Le cordon littoral qui borde la plage est similaire à celui de Zuydcoote, mais ne présente pas de falaise sableuse au niveau de notre zone d'étude. Ce cordon est toutefois interrompu par la présence des falaises calcaires situées à l'est de la zone (**Photo I-6**, A).

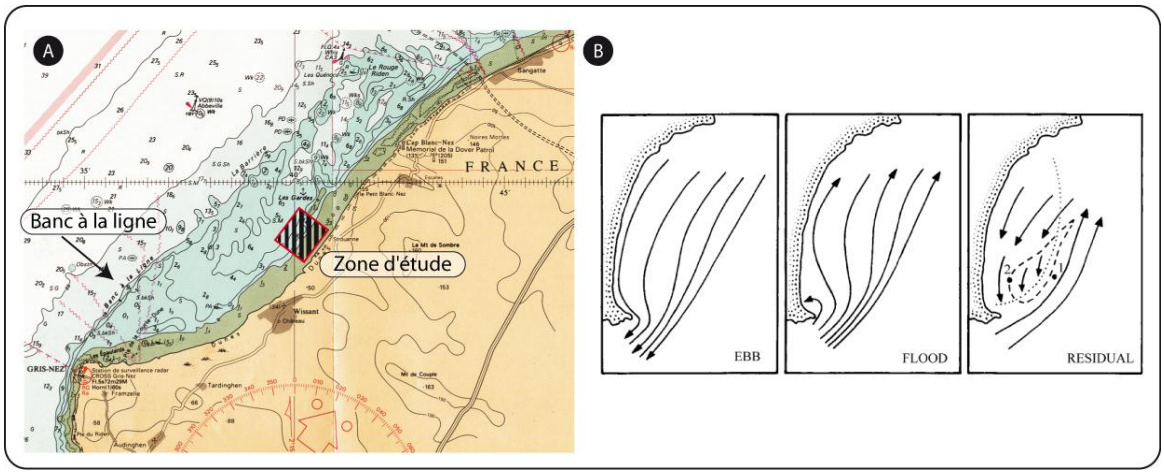


Fig. I-21: A) Extrait de la carte marine (SHOM) avec la localisation du Banc à la Ligne. B) Représentation schématique de la formation d'un banc en drapeau (DYER AND HUNTLEY, 1999).

***Fig. I-21**: A) Extract of marine chart (SHOM) of Wissant Bay with the location of the tidal bank "à la Ligne". B) Schematic representation of banner bank formation (DYER AND HUNTLEY, 1999)*

Photo I-6 : A) Limite entre la falaise calcaire et la dune d'Amont. La falaise continue derrière la dune et constitue donc une falaise fossile surmontée d'une dune dite d'épaulement (Sipka, 1998). B) Mégarides au niveau de l'estran.

***Photo I-6** : A) Boundary between the calcareous cliff (on the left) and the coastal dune (on the right). B) Megaripples on the foreshore.*

La dune est colonisée par des oyats puis évolue progressivement vers une dune boisée sur une largeur d'environ 600 m. En raison d'un fort hydrodynamisme et d'un apport en sédiment important au niveau de la dune d'Amont, des méga rides ont souvent été remarquées (SEDRATI ET ANTHONY, 2007) (**Photo I-6**).

L'ensemble de ces connaissances nous ont permis de déterminer la zone la plus adéquate pour cette étude. Elle se situe donc au niveau de la dune d'Amont à environ 1,5 km à l'est de la commune de Wissant. Les points d'accroche de la zone correspondent aux transects AM200 à AM400 déterminés par SEDRATI (2006).

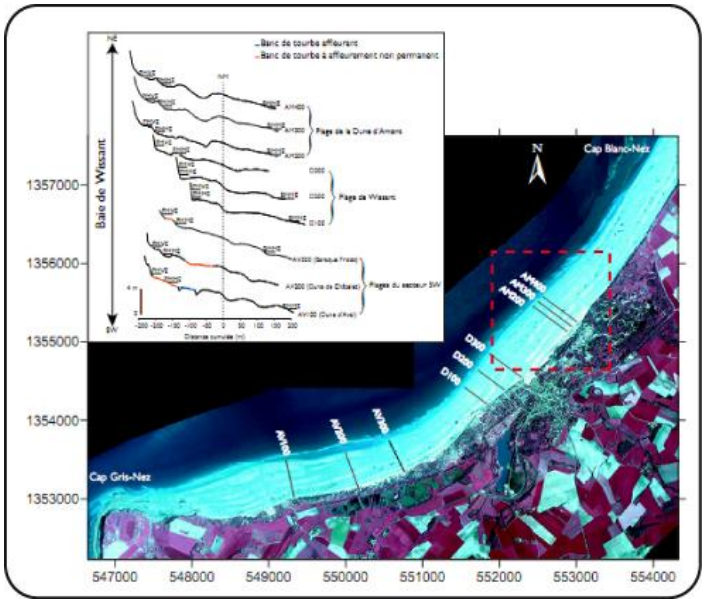


Fig. I-22: Localisation de la zone d'étude par rapport aux suivis topographiques réalisés par SEDRATI (2006)

***Fig. I-22**: Location of the study zone (Red dashed rectangle) and the beach profiles surveyed by Sedrati (2006).*

4.2.4. Façade Manche, Hardelot plage

Le site d'Hardelot est beaucoup plus similaire à celui de Zuydcoote en termes de configuration spatiale. Caractérisée par un large estran ouvert, la côte fait face à la Manche et est localisée entre l'estuaire de la Baie de Canche et la station balnéaire d'Hardelot Plage. Le choix de la localisation de la zone d'étude a été dépendant de la morphologie locale de la plage. En effet, la partie méridionale est caractérisée par des affleurements tourbeux (**Photo I-7**) et par la présence de bouchots (**Photo I-8**). Ces installations anthropiques sont susceptibles de perturber fortement le transport sédimentaire et la morphologie locale. Il en est de même pour les affleurements tourbeux datés de 3400 BP qui sont présent à plusieurs endroits sur le littoral de la Côte d'Opale (MEURISSE ET AL., 2005). La position des bouchots a également été différente entre deux expérimentations et nous as contraints à déplacer la zone d'étude au nord de la première. La variabilité longitudinale du transport sédimentaire étant extrêmement réduite (CARTIER ET HEQUETTE, 2012, SOUMIS), cela n'a donc pas posé de problème en termes de rigueur scientifique.

Photo I-7 : Affleurement de tourbe au niveau du haut de la zone intertidale de Hardelot plage.

***Photo I-7** : Peat on the foreshore of Hardelot Plage inducing local variations of bed morphology.*

Le littoral entre Hardelot et la baie de Canche se détache quelque peu des deux autres sites d'étude en raison d'une morphologie dunaire et d'une dynamique particulière. Le sud de la zone d'étude est caractérisé par une falaise sableuse avec des affleurements tourbeux à sa base. Le haut de plage est donc en contact direct avec la falaise qui est surmontée d'une végétation plutôt dense composée de fourrés et d'arbustes bordant une plaine humide riche en sources d'eau douce (BATTIAU – QUENEY ET AL., 2010). L'altitude de cette zone correspond en effet au toit de la nappe phréatique. Suite à cette plaine humide, la dune du Mont St Frieux s'élève à plus de 100 m de hauteur et est formée par l'accumulation de sables plaqués par les vents d'ouest contre le rebord du plateau de craie (*cuesta*) (BATTIAU – QUENEY ET AL., 2010). Le Mont St Frieux est alors considéré comme une butte témoin où se surimpose des dunes dites de recouvrement (**Fig. I-23**).

Photo I-8 : Bouchots sur la zone intertidale située au pied de la dune du Mont St Frieux.

***Photo I-8 :** Mussel farms on the foreshore located at the Mont St Frieux dune toe.*

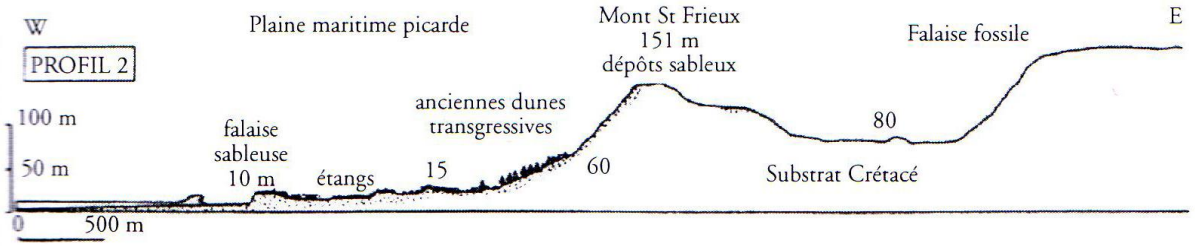


Fig. I-23: Coupe topographique au niveau de la Dune du Mont St Frieux (BATTIAU QUENEY ET AL., 2010)

***Fig. I-23** : Topographic profile at the "Dune du Mont St Frieux" (BATTIAU-QUENEY ET AL., 2010)*

De précédentes études ont montré que le littoral situé juste au sud d'Hardelot plage et donc au niveau de notre zone d'étude, a subit une phase d'érosion entre 1989 et 1995 où les taux de recul ont pu atteindre localement 3 $m.an^{-1}$ (TRESCA, 2006). Bien qu'il n'y ait pas eu de suivi depuis, la végétation dunaire locale et sa zonalité ne traduit pas d'amélioration significative et ce, surtout au nord de la zone. En effet, aucune dune embryonnaire n'est présente au niveau du haut de plage qui est en contact direct avec une dune grise caractérisée par des mousses, lichens et arbustes (**Fig. I-24**). De plus la dune boisée caractéristique d'une zone stable et plus ancienne se trouve directement après la dune grise soit à peine à quelques dizaines de mètres de la zone intertidale. Lorsque la côte n'est pas en érosion, comme au sud de la zone, au niveau de falaises qui sont très végétalisés, des dunes embryonnaires à *Cakile maritima* et *Elymus farctus* ont pu être observées témoignant d'une activité érosive affaiblie voire nulle (**Fig. I-24**).

La pente de la plage au niveau d'Hardelot reste faible (Tan $\beta \approx 0{,}014$) mais contrairement aux autres sites, le haut de plage est moins pentu que sur les autres sites. Cette pente associée à un niveau piézométrique élevé est responsable de l'affleurement de la nappe phréatique au niveau du haut de plage. Essentiellement visible à marée basse, l'eau douce s'écoule et ruisselle formant parfois de petites zones préférentielles et charriant du sédiment sans toutefois constituer des chenaux de vidange (**Fig. I-24**). L'humidité constante du haut de plage permet également le développement saisonnier d'une végétation semblable à celle que l'on retrouve en domaine de haute *slikke* ou de *schorre* (BATTIAU - QUENEY ET AL., 2010).

Ce haut de plage sur saturé ne contribue pas à l'accrétion de la plage pour deux raisons : d'une part, la sursaturation en eau favorise le transport sédimentaire et donc l'érosion (TURNER, 1990, 1993) et d'autre part, le transport éolien qui pourrait alimenter la dune est inexistant sur un substrat humide. BATTIAU - QUENEY ET AL., (2010) soulignent également qu'il est impossible d'envisager un drainage de la nappe en raison du débit extrêmement élevé qu'il serait nécessaire pour abaisser la nappe de 0,50 m. De plus, la remontée du biseau salé aurait des conséquences plus que néfastes sur la faune et la flore environnante.

A environ 3 km au large de la côte, on dénote la présence d'un important banc sous marin : La "Bassure de Baas" parallèle au rivage (**Fig. I-25**). Ce banc est extrêmement homogène et composé de sables fins (250 à 315 µm) quartzeux, très bien classés et pauvres en calcaire. Il s'est mis place tardivement sur une couverture sédimentaire plus grossière composée de silex grossier résultant du remaniement de dépôts fluviatiles (CHAMLEY ET AL., 1986).

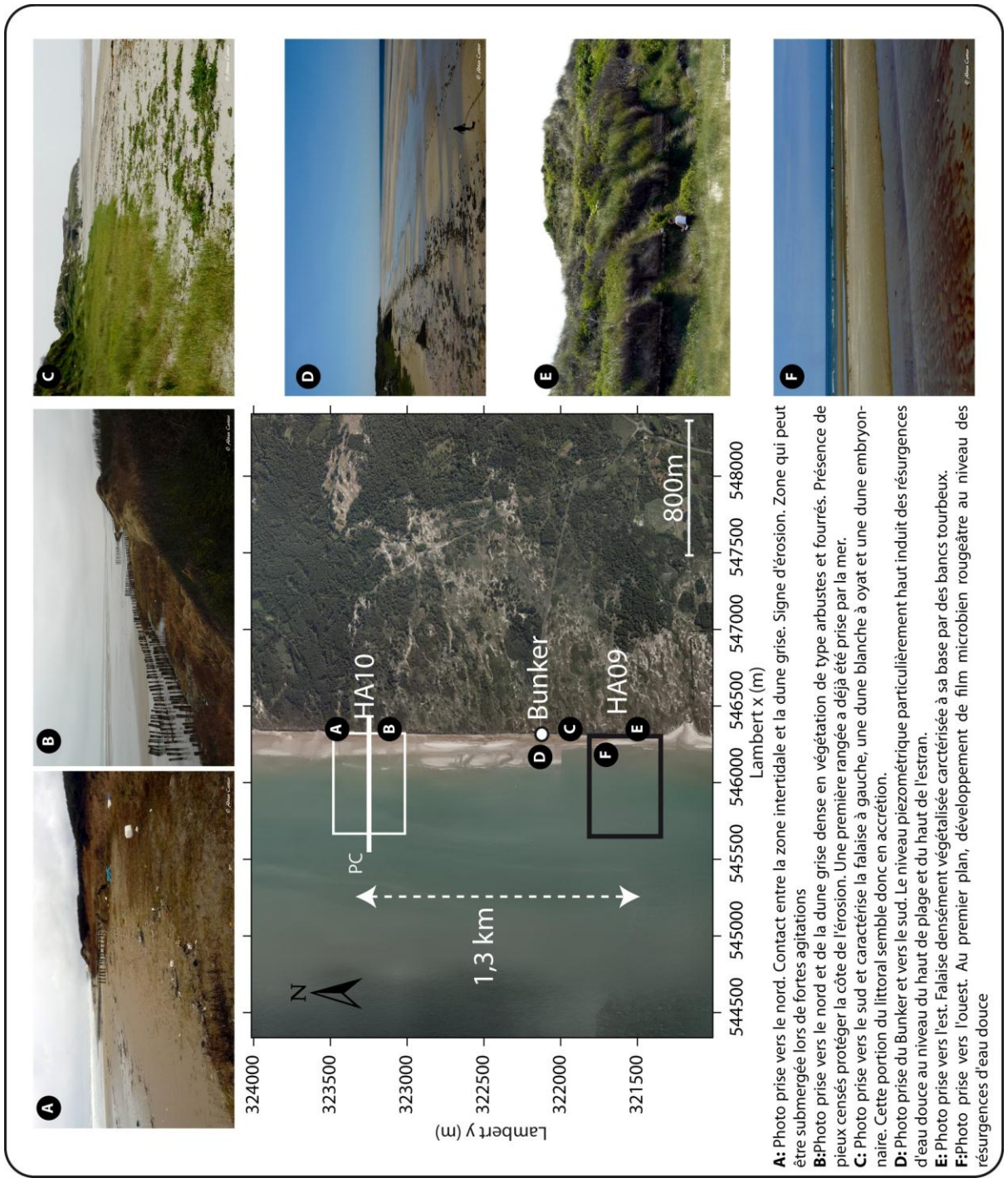


Fig. I-24: Planche photos caractérisant le site d'Hardelot plage.

Fig. I-24*:Photographs and their location on the field site of Hardelot Plage. A) Eroded upper beach and lack of embryo dune. B) Beach erosion as shown by the location of wooden posts on the upper beach aimed at protecting the shore. C) Embryo dune in the south of the study site. D) Groundwater resurgence on the upper part of the beach. E) Vegetalized cliff with peat bed at the base. F) Bacterial development due the re-emergence of the fresh water.*

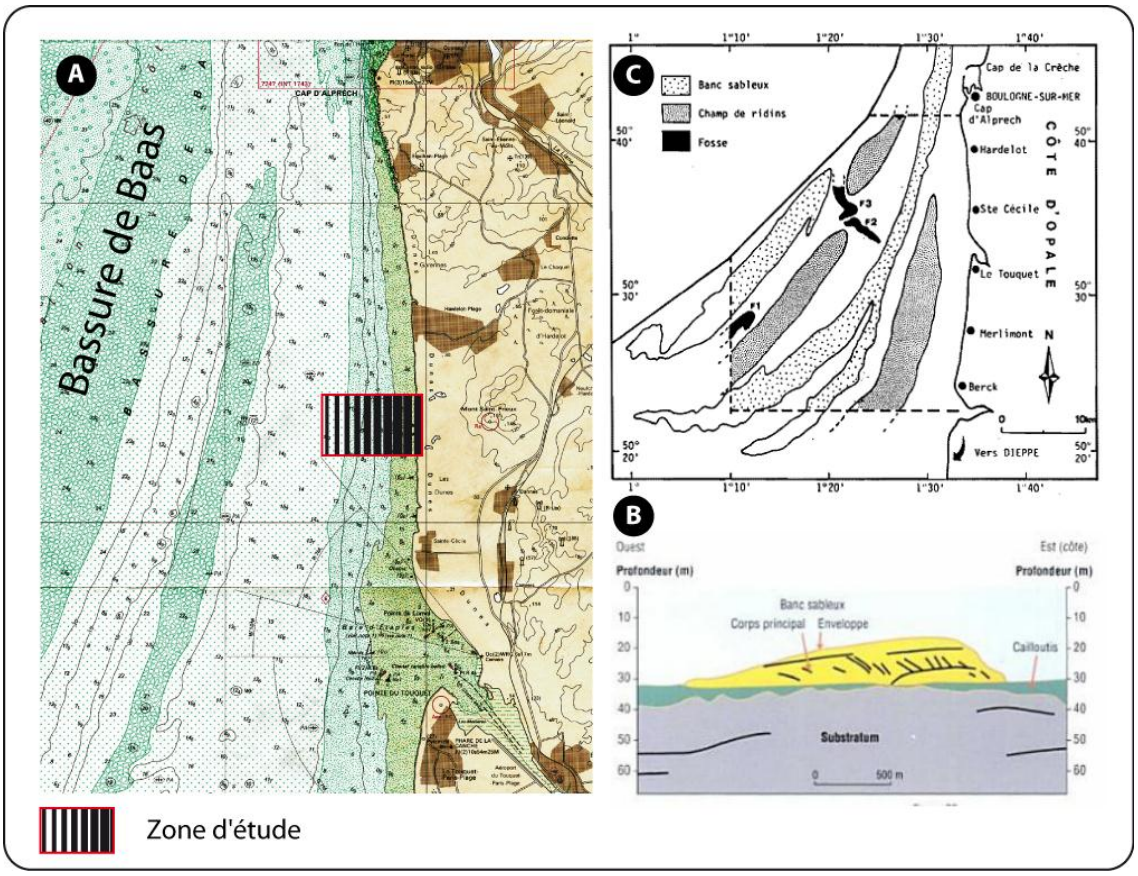


Fig. I-25: Typologie du large et de l'avant côte au droit de la façade Manche. A) Extrait de la carte sédimentologique du SHOM. B) Schéma de la couverture sédimentaire dans les petits fonds (CHAMLEY ET AL., 1986). C) Coupe de la Bassure de Baas d'après des profils de sismique réflexion (AUGRIS ET AL., 1995).

***Fig. I-25**: Sedimentary context of the shoreface and the off shore zone in front of Hardelot Plage. A) Extract of sedimentary map (SHOM). B) Schematic map of superficial sediments on the shoreface (CHAMLEY ET AL., 1986). C) Schematic cross-section of the "Bassure de Baas" bank, based on high-resolution seismic reflexion profile (AUGRIS ET AL., 1995).*

5. Conclusion

Afin de répondre aux différentes problématiques définies dans l'introduction de ce travail de thèse, trois sites représentatifs de la diversité des environnements du littoral de la Côte d'Opale ont été choisis. Malgré leurs différences intrinsèques, elles sont toutes caractérisées par une plage sableuse à barres et à bâches, permettant ainsi de mieux comprendre l'hydrodynamique sédimentaire des côtes macrotidales. Le transport sédimentaire et la morphologie de la côte sont étroitement liés. Toutefois, les évolutions respectives de ces processus sont différentes en fonction de l'échelle spatiale et temporelle considérée (**Fig. I-26**).

De fait, il convient de définir avant chaque étude l'échelle spatio-temporelle à laquelle elle sera réalisée. Cela permet dans un premier temps d'employer une méthodologie analytique adaptée aux objectifs de l'étude, et dans un deuxième temps d'expliquer les différents phénomènes observés.

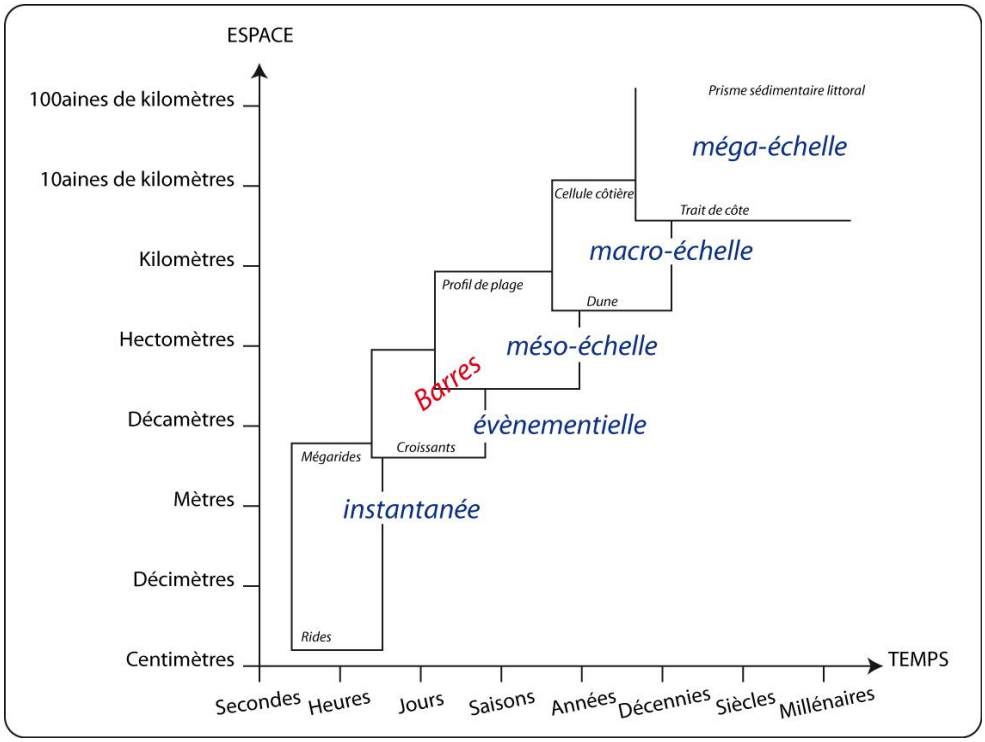


Fig. I-26 : Relation spatio-temporelle des systèmes morphodynamique côtiers (D'après STIVE ET AL., 1991)

Fig. I-26: *Time and space scale relationships of coast morphodynamic (From STIVE ET AL., 1991)*

CHAPITRE II

Approche Méthodologique et Récapitulatif des Données Acquises Lors de Chaque Expérimentation

Résumé :

L'étude se base sur trois approches scientifiques visant à caractériser (1) le régime tidal et les conditions hydrodynamiques, (2) la morphologie de la zone intertidale et (3) les flux sédimentaires longitudinaux et transversaux à travers diverses conditions tidales et énergétiques. Pour ce faire, 3 types d'instruments hydrographiques ont été déployés sur le flanc externe des barres intertidales (*Midas Valeport, ADCP et S4 ADW*). Les appareils ont enregistré les paramètres de la houle et du courant à une fréquence de 2 Hz. Le suivi systématique de la morphologie a été réalisé avec un *DGPS Leica system 1200*, précis à +/- 3 cm en X, Y, Z. Les flux sédimentaires, quant à eux, ont été mesurés à l'aide de piège à sédiment de type KRAUS (1987) permettant de caractériser le flux à plusieurs niveaux au dessus du fond (N = 5) ou d'obtenir un flux intégré à la colonne d'eau (h ≈ 1,2 m).

Plusieurs méthodes de terrain innovantes ont été développées au cours de cette étude. Au cours de 3 campagnes, les flux sédimentaires longitudinaux ont été mesurés sur deux profils séparés de 100 m afin de caractériser les variations longitudinales du transport. Une structure a mesuré également le transport sédimentaire transversal orienté vers le haut de plage. Deux autres méthodes ont été appliquées : à savoir (1) la caractérisation du flux longitudinal, transversal orientée vers le haut et bas de plage et (2) des mesures simultanées du flux longitudinal dans la zone de levée et dans la zone de surf. Deux campagnes de mesures d'une semaine environ par site d'étude ont été réalisées sous des conditions d'agitation et de régime tidal très différentes, permettant ainsi de couvrir une large gamme des conditions environnementales que la côte du Nord Pas-de-Calais peut connaître.

Abstract :

Three scientific approaches were used in the study: 1) characterization of tidal and waves energy conditions; 2) beach morphology changes and 3) estimation of longshore and cross-shore sediment transport. Three hydrographic instruments (*Midas Valeport, ADCP and S4 ADW*) was used and deployed on the stoss side of the intertidal bars. They measured and recorded wave and current parameters at high frequency (2 Hz). Beach morphology was surveyed using a *DGPS Leica system 1200 (*error range is +/- 3 cm in X,Y,Z*).* Among the possible methods for measuring sediment transport, streamers traps similar to those designed by KRAUS (1987) was selected.

During these experiments, several new field methodologies adapted to macrotidal environments, have been developed. The sediment traps were deployed along two shore-perpendicular transects with a spacing of about 100 m in order to investigate the alongshore variability in longshore transport rate. Measurements of longshore sediment transport were carried out at several locations across the intertidal zone during rising and falling tides so as to obtain estimates of longshore sediment flux from the lower to the upper beach. Cross-shore sediment transport was also measured simultaneously with longshore sediment transport measurements in order to determine the net sediment transport.

Introduction

Comme nous avons pu le constater, les flux sédimentaires dépendent de nombreux paramètres physiques qui interagissent ensemble, mais plus encore en domaine macrotidal où l'influence de la marée n'est pas à négliger. Notre étude s'est donc basée sur trois approches scientifiques visant à: (1) caractériser les conditions hydrodynamiques et tidales de chaque site d'étude ; (2) réaliser un suivi topographique de la plage afin d'observer les variations morphologiques au cours des expérimentations de terrain. ; (3) estimer la charge sédimentaire en suspension et à l'approche du fond au niveau de la zone de surf, du déferlement et de la zone de levée. Ces trois approches ont été conduites sur les trois sites présentés précédemment et sous des conditions d'énergie et de régime tidal différent. Ce chapitre présentera tout d'abord les instruments employés lors des différentes campagnes de mesures *in situ*, ainsi que les analyses en laboratoire et le traitement informatique des données. Les différentes expérimentations de terrains seront décrites par la suite.

6. Mesures hydrodynamiques

Lors de chaque campagne de terrain, plusieurs instruments ont été déployés au niveau de la zone intertidale afin de caractériser la houle et les courants qui animent la zone littorale, et ce, pendant plusieurs jours (de 8 à 15 jours).Compte tenu du fait que les appareils ont été positionnés sur l'estran, les données hydrodynamiques présentent des lacunes d'enregistrement correspondant aux moments où l'appareil est exondé, ces lacunes sont d'autant plus importantes que les appareils sont situés en haut de la plage. Les mesures hydrodynamiques ont été réalisées à l'aide de 3 courantomètres houlographes haute fréquence : (1) un ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) de marque *Teledyne RD Instruments*© , modèle Express ADCP ; (2) un *Midas DWR* de marque *Valeport*© ; et (3) un *S4 ADW* de marque *Interocean*©. Un courantomètre mobile, *Swoffer*© *Model 3000 flowmeter*, a été également utilisé lorsque les mesures de flux sédimentaires n'ont pas été effectuées au voisinage direct des appareils courantométriques. Dans un souci d'homogénéité des données, chaque appareil a été programmé selon un même procédé, à savoir que la durée d'enregistrement ou *burst* durait 9 min toutes les 15 min à une fréquence de 2 Hz. Les S4 et les Valeport permettent d'accéder à la mesure à 2 Hz, c'est-à-dire aux données aux mesures de pressions et de vitesses toutes les demi-secondes. En revanche, l'ADCP n'a pas été programmé pour récupérer ces données puisque les cartes mémoires disponibles ne permettaient pas de couvrir l'ensemble des campagnes de terrain.

6.1. Courantomètre ADCP (Acoustic Doppler Current profiler)

Le courantomètre ADCP mesure les paramètres courantométriques ainsi que la houle. L'appareil mesure la vitesse de courant en se basant sur l'énergie acoustique réfléchie par les particules (sédiments, matières organiques ou bulle d'air) en mouvement au sein de la colonne d'eau. L'ADCP émet une onde acoustique à une fréquence de 1200 Hz et mesure les variations de fréquence de l'écho réfléchi par les particules en suspension dans l'eau. La direction et la vitesse du courant sont ensuite calculées selon le principe de l'effet Doppler. La vitesse du courant obtenue est caractérisée par 3 vecteurs, un vecteur Est (V_e), un vecteur Nord (V_n) et un vecteur vertical. L'avantage de l'ADCP par rapport aux autres appareils est

qu'il peut réaliser des profils de vitesse au sein de la colonne d'eau. Une vitesse et une direction de courant peuvent, en effet, être calculées à différentes profondeurs selon la taille de la cellule ou *bin* que l'on a programmé. Lors de nos expérimentations *in situ*, la taille de la cellule a systématiquement été fixée à 0,2 m (**Fig. II-1**). Les paramètres concernant la houle sont déterminés grâce au capteur de pression qui mesure les variations de la surface libre de l'eau.

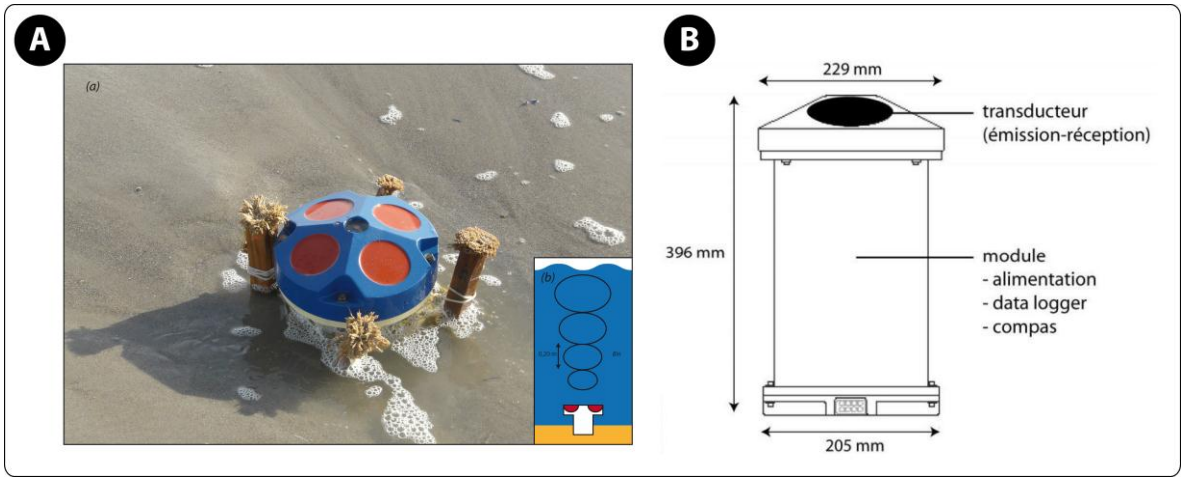


Fig. II-1 : A) Photographie d'un ADCP déployé sur l'estran. B) Schéma technique d'un ADCP

***Fig. II-1** : A) Photograph of an ADPC deployed on the intertidal zone. B) Technical Scheme of an ADCP*

6.2. Courantomètre Midas DWR Valeport

Le courantomètre Midas DWR (**Fig. II-2**) mesure les mêmes paramètres, mais selon un principe différent. L'appareil génère un champ électromagnétique au niveau des capteurs et selon le principe de Faraday, lorsque l'eau et les particules en mouvement perturbent ce champ, ils produisent un courant électrique qui est proportionnel à la vitesse de l'écoulement. L'appareil est muni d'un capteur de pression qui permet de mesurer les variations de la surface de l'eau et également d'un capteur de turbidité. Contrairement aux ADCP, la mesure est uniquement réalisée au niveau des capteurs, c'est-à-dire à environ 0,2 m au dessus du fond lorsque l'appareil est déployé sur l'estran.

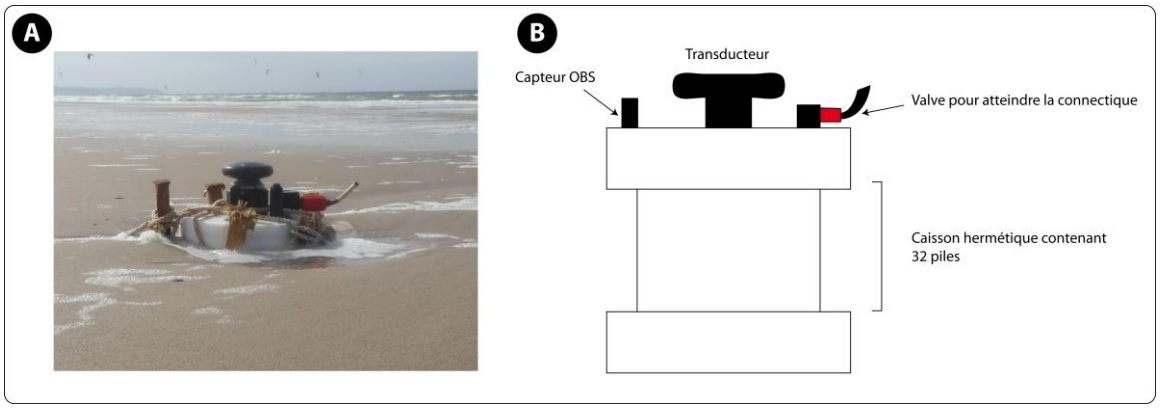


Fig. II-2 : A) Photographie d'un Midas DWR Valeport sur l'estran. B) Schema technique d'un Midas DWR Valeport.

***Fig. II-2** : A) Photograph of the wave and current meter Midas DWR Valeport on the intertidal zone. B) Technical scheme of a Midas DWR Valeport.*

6.3. Courantomètre S4 ADW

Le courantomètre S4 ADW (**Fig. II-3**) fonctionne sur le même principe que le Midas DWR Valeport. Il est doté de deux électrodes situées à l'équateur de l'appareil. Le S4 produit un champ électromagnétique qui est perturbé par les particules d'eau en mouvement. Toujours suivant le principe de Faraday, le courant électrique produit est proportionnel à la vitesse du courant. Comme pour le Valeport, le S4 ne mesure le courant qu'à sa périphérie, c'est-à-dire environ 0,4 m au dessus du sol. L'appareil est également doté d'un capteur de pression.

Fig. II-3: A) Photographie d'un S4 ADW déployé sur l'estran. B) Schéma technique d'un S4 ADW.

***Fig. II-3** : A) Photograph of an S4 ADW deployed on the intertidal zone. B) Technical scheme of an S4 ADW.*

6.4. Courantomètre mobile Swoffer© Model 3000 flowmeter

Ce courantomètre à main est muni d'une tige télescopique réglable et d'une hélice d'environ 2 cm de diamètre reliée à un *data logger* (**Fig. II-4**). Pour un souci d'homogénéité, la hauteur de la mesure a été réglée à environ 0,2 m. Le calcul de l'intensité du courant est simple puisque la vitesse de rotation de l'hélice est proportionnelle à la vitesse du courant. L'appareil nous fournit uniquement l'intensité du courant moyenné sur 1 min, la direction quant à elle, doit être déterminée visuellement par l'opérateur. Les mesures de courant avec cet instrument ont été réalisées ponctuellement lorsque le piégeage sédimentaire n'était pas effectué à proximité des autres courantomètres. La mesure est répétée plusieurs fois au cours de l'échantillonnage de sédiment afin d'obtenir une valeur moyenne de la vitesse du courant moyen.

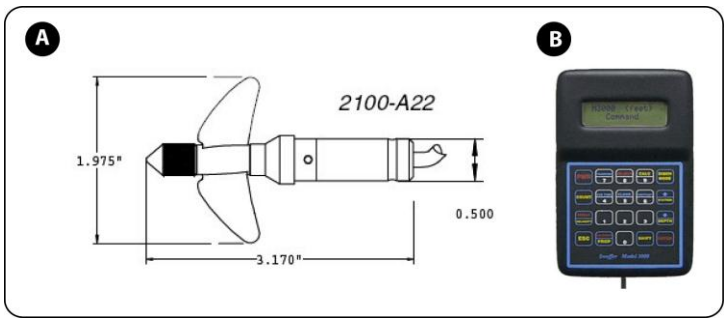


Fig. II-4 : A) Hélice du courantomètre à main *Swoffer 3000*. B) Data logger *Swoffer 3000.*

***Fig. II-4** : A) Technical scheme of handheld current meter Swoffer 3000. B) Data logger of the Swoffer 3000*

7. Traitements des données hydrodynamiques

L'ensemble de ces appareils mesure les directions de courant et de houle par rapport au nord magnétique grâce à un compas interne. La déclinaison magnétique a été calculée grâce au logiciel *Declimag* accessible gratuitement sur Internet. Etant relativement faible au niveau des sites d'études (**Tab. II-1**), nous avons pris le parti de ne pas en tenir compte.

Tab. II-1: Déclinaison magnétique pour chaque site d'étude.

***Tab. II-1** : Magnetic declination for each study site.*

	Déclinaison magnétique (degré décimal)
Zuydcoote	-0,77
Wissant	-1,03
Hardelot	-1,03

7.1. La marée

Les valeurs de marnage, de coefficient de marée ou de hauteur d'eau ont été calculées à l'aide du logiciel PREDIT fourni par le SHOM (Société Hydrographique et Océanographie de la Marine).

7.1.1. Références altimétriques et niveaux marins

Afin de positionner les niveaux marins sur les profils topographiques, chaque niveau a été ajusté au référentiel altimétrique IGN 69 de chaque site d'étude (**Tab. II-2**)

Tab. II-2 : Tableaux des niveaux marins ajustés au référentiel altimétrique IGN 69.

***Tab. II-2** : Table of tide levels for each study site.*

Sites d'étude	BMVE (m)	BMME (m)	NM (m)	PMME (m)	PMVE (m)	ZH/réf (m)
Zuydcoote	-2,093	-1,193	0,547	2,307	3,357	-2,693
Wissant	-2,609	-1,359	0,591	2,611	3,841	-3,459
Hardelot plage	-3,288	-1,788	0,522	2,812	4,462	-4,388

où :

BMVE est le niveau de basse mer de vives eaux correspondant à un coefficient de 95.

BMME est le niveau de basse mer de mortes eaux correspondant à un coefficient de 45.

NM est le niveau moyen.

PMME est le niveau de pleine mer de mortes eaux correspondant à un coefficient de 45.

PMVE est le niveau de pleine mer de vives eaux correspondant à un coefficient de 95.

ZH est le zéro hydrographique.

7.1.2. Calcul des taux de translation verticaux du plan d'eau

Dans les environnements macrotidaux, les variations ou translations verticales et horizontales du niveau d'eau influencent directement la position et le temps de résidence des différentes zones hydrodynamiques, au sien desquelles agissent les différents processus de la morphologie à barres et à bâches, propres à ces plages à fort marnage (MASSELINK ET HEGGE, 1995 ; LEVOY ET AL., 1998 ; MASSELINK ET ANTHONY, 2001, KROON ET MASSELINK, 2002 ; REICHMÜTH, 2003 ; ANTHONY *ET AL.*, 2004).

Le calcul de l'excursion verticale de la marée est basé sur la méthode proposée dans l'étude d'ANTHONY *ET AL.*, (2004) et mise au point par Olivier Montfort (UMR6143 CNRS, Morphodynamique continentale et côtière, Université de Caen). Afin d'obtenir une meilleure précision dans ces calculs, la courbe de marée a été systématiquement extraite au niveau de l'appareil placé le plus bas sur l'estran.

Les hauteurs ont été tout d'abord réajustées aux systèmes de références altimétriques IGN 69 pour chaque site d'étude (**Tab. II-2**), puis la courbe de marée a été ajustée à une courbe polynomiale afin d'obtenir un taux d'échantillonnage moyen de 1 min sur les 9 min d'enregistrement toutes les 15 min. La vitesse de translation verticale (V_z) est alors calculée de la manière suivante **Eq. II-1**)

$$V_z = \left| \frac{h(t+dt) - h(t-dt)}{2dt} \right|$$

Eq. II-1

Où :

V_z est la vitesse de translation verticale à un instant t ($m.min^{-1}$)

h est le niveau de la marée à un instant (t+dt) et (t-dt)

dt est le pas de temps utilisé (1 min)

7.2. La houle

7.2.1. Traitements des données ADCP

Les données extraites de l'ADCP doivent tout d'abord subir un prétraitement par le logiciel *Wavesmon*©, fournis par la société *Teledyne*©. Ce logiciel nous permet de fixer la hauteur du transducteur au dessus du fond (0,2 m) ainsi que la méthode de calcul des paramètres de la houle qui peut être calculée de différentes manières : 1) selon le spectre de vitesse, 2) selon le spectre de la surface libre de l'eau, 3) selon le capteur de pression. Dans un souci d'homogénéité, les paramètres de la houle ont été calculés grâce aux capteurs de pression. Le fichier est ensuite traité par le logiciel *Waveview*© également fournit par la société *Teledyne*©. Il permet d'acquérir pour un pas de temps de 15 min, les mesures concernant la houle, à savoir : la hauteur significative des vagues (H_s) ; la hauteur d'eau (h) ; la période pic des vagues (T_p) ; la direction pic de la houle (D_p) ainsi que la vitesse et la direction du courant moyen sur la colonne d'eau (V_m et D_{vm}). Ce logiciel permet également d'obtenir les spectres d'énergie des vagues pour un *burst* donné ou au cours d'une série temporelle.

7.2.2. Traitements des données Midas DWR Valeport

Le logiciel *Wavelog*© fournit par la société Valeport n'a pas été utilisé car des études comparatives entre les données calculées par le logiciel et les données d'autres appareils ont montré des disparités en termes de hauteur de houle et de direction. Une feuille de calcul Excel a donc été créée par l'équipe 4 "Morphodynamique littoral" du "Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences"(LOG), nous permettant ainsi d'obtenir les différentes caractéristiques de la houle.

7.2.3. Traitements des données S4 ADW

Le logiciel *Wave*© fournit par la société *Interocean*©, calcule les paramètres de la houle par transformée de Fourrier en se basant sur la théorie de la houle d'Airy. Le logiciel fournit alors 4 paramètres : la hauteur de la houle (H_s), la direction pic (D_p) et la période pic de la houle (T_p) ainsi que la hauteur d'eau (h).

7.3. Caractérisation de la hauteur relative des houles au point de déferlement

Les fortes fluctuations du niveau d'eau dans les environnements macrotidaux sont responsables du déplacement des zones d'actions des processus hydrodynamiques à travers la zone intertidale (E.G. KROON ET MASSELINK, 2002 ; ANTHONY ET AL., 2004) La hauteur relative des vagues (γ) au déferlement, ou l' indice de déferlement ou encore *breaker index*, définie par le rapport de la hauteur significative des houles (H_s) sur la profondeur (h) permet dans un premier temps de comprendre comment évolue la houle lors de sa propagation, mais également de caractériser la hauteur relative au niveau du déferlement. D'abord considérée comme constante (THORNTON ET GUZA, 1982, 1983), d'autres études ont montré sa diminution lors de la propagation des vagues dans la zone intertidale (E.G. ANDERSEN ET FREDSOE, 1983).

Les mesures de flux sédimentaires ayant été effectuées dans une tranche d'eau constante au cours des diverses expérimentations, il est nécessaire de pouvoir caractériser dans quelles zones hydrodynamiques elles ont été réalisées. En effet, les conditions d'agitation déterminent directement la position de ces processus dans la zone intertidale. Le point de déferlement marque la limite entre la zone de levée et la zone de surf.

Grâce aux nombreuses données hydrodynamiques (n = 7429) acquises durant les 6 campagnes de terrain, nous avons déterminé la hauteur relative des vagues au point de déferlement pour chaque site d'étude.

7.3.1. Hauteur relative de la houle au point de déferlement

Suivant la méthode employée par DEHOUCK ET AL., (2009), les vitesses transversales s'organisent en plusieurs groupes plus ou moins marqués selon le site et les conditions d'agitation. On peut généralement identifier un premier groupe où les vitesses horizontales sont pratiquement nulles et inférieures à 0,05 $m.s^{-1}$. De telles valeurs correspondent à la zone de levée où l'action du mouvement oscillatoire des vagues est relativement limitée au niveau du fond. Les données acquises dans les petits fonds en zone de levée lors de nos campagnes de mesure (ZY09) révèlent effectivement de faibles vitesses transversales (< 0,05 $m.s^{-1}$) (**Fig. II-5**).

Le second groupe que DEHOUCK ET AL., (2009) identifient correspond aux données acquises en zone de déferlement dans laquelle un courant transversal, est orienté vers le large. Il devient significatif au-delà d'une vitesse seuil 0,05 $m.s^{-1}$, la hauteur relative associée correspond alors approximativement à la hauteur des vagues au déferlement. En zone de déferlement, le courant de retour est orienté vers le large car il compense d'une part les flux de masses orientés vers la côte et d'autre part, les gradients de pression orientés vers le large (DEHOUCK ET AL., 2009). Cette hauteur diffère selon les sites et constitue un critère de déferlement empirique et local, elle atteint respectivement 0,32 à Zuydcoote et Wissant, et 0,18 pour Hardelot (**Fig. II-5**).

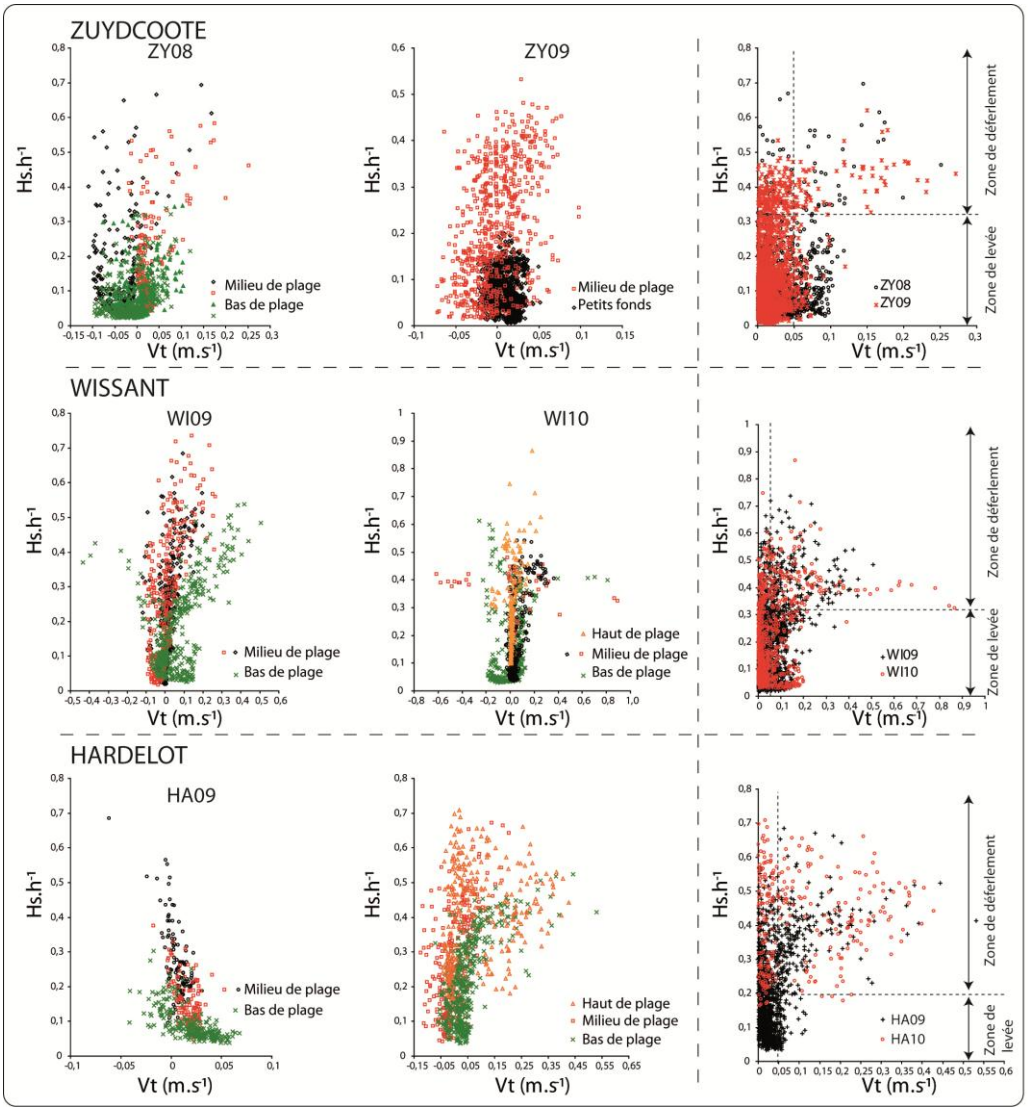


Fig. II-5 : Hauteur relative des vagues ($H_s.h^{-1}$) comparée aux vitesses transversales (V_t) pour l'ensemble des campagnes. Les données sont comparées en fonction de la campagne et de la localisation de l'appareil sur l'estran (Vt > 0 → orienté vers le large ; Vt < 0 → orienté vers la plage). Les données de chaque campagne sont ensuite regroupées par site pour déterminer la hauteur au déferlement.

***Fig. II-5** : Relative wave height ($H_s.h^{-1}$) as a function of cross-shore velocity (V_t) for all field experiments. The three graphs on the right show the determination of the relative wave breaker height ($H_s.h^{-1}$, b) at each experiment. ZDS refers to the data measured in the surf zone and ZDL those measured in the shoaling zone. ($V_t > 0$ → offshore-directed ; $V_t < 0$ → onshore-directed).*

7.4. Détermination du type de déferlement

Le déferlement des vagues est un processus fondamental dans la mise en suspension des particules et de nombreuses études se sont attachées à mettre en relation le transport sédimentaire avec la forme des vagues (E.G : KANA, 1979, 1976 ; INMAN, 1978 ; YU ET AL., 1993 ; BEACH ET STERNBERG, 1996). Il est donc primordial de définir quel type de déferlement caractérise les côtes du Nord Pas-de-Calais. La littérature rapporte communément trois types de déferlement : *Spilling breakers* (vagues glissantes) ; *plunging breakers* (vagues plongeantes) et *surging breakers* (vagues à déferlement gonflant). GALVIN (1968) identifie un 4^{e} type, les vagues *collapsing breakers* qui est une forme intermédiaire entre le *spilling* et le *surging breakers* (**Fig. II-6**).

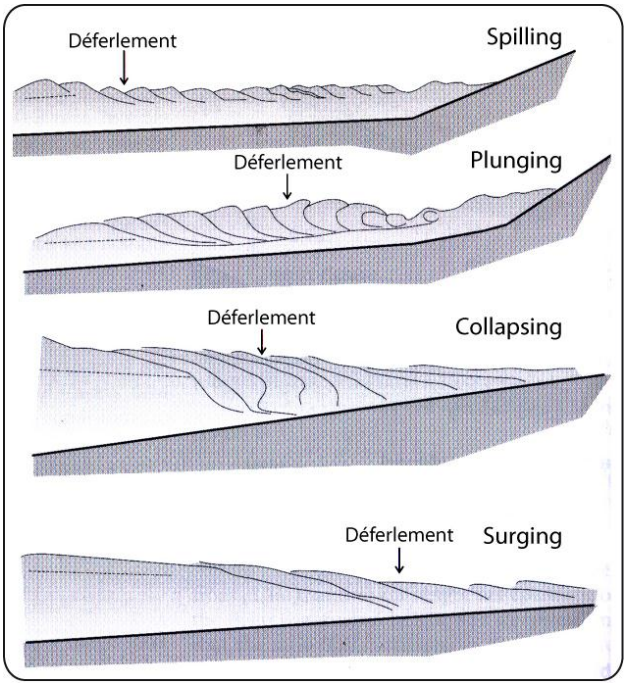


Fig. II-6 : Les différents types de déferlement (D'après GALVIN, 1968 dans DAVIDSON – ARNOTT, 2009)

***Fig. II-6** : Characterization of breaker types (From GALVIN, 1968 in DAVIDSON – ARNOTT, 2009)*

Initié par IRIBARREN ET NOGALES (1949), le nombre d'Iribarren est une valeur adimensionnelle permettant de caractériser la forme des vagues (**Eq. II-2**)

$$\xi_{\infty} = \frac{Tan\beta}{\left(H_{\infty} / L_{\infty}\right)^{1/2}}$$

Eq. II-2

où Tan β est la pente de la plage ; H_{∞} est la hauteur de la houle au large ; L_{∞} est la longueur d'onde en domaine profond.

En se basant sur des observations en laboratoire, GALVIN (1968) a pu exprimer simplement la forme du déferlement en mettant en relation la cambrure de la vague exprimé par H_{∞} / L_{∞} avec la pente de la plage. Ces expressions ont été adaptées aux conditions de zone de surf par BATTJES (1974) où l'indice b signifie au déferlement (**Eq. II-3**) :

$$\xi_b = \frac{Tan\beta}{\left(H_b / L_\infty\right)^{1/2}}$$

Eq. II-3

Il détermine alors deux classifications permettant de déterminer la forme de la vague à partir de ξ_∞ et ξ_b.

$\xi_b < 0,4$; $\xi_\infty < 0,5$ → Spilling

$0,4 < \xi_b < 2,0$; $0,5 < \xi_\infty < 3,3$ → Plunging

$\xi_b > 2,0$; $\xi_\infty > 3,3$ → Surging

Etant donné que nous n'avons pas mesuré la hauteur au déferlement, la hauteur significative des houles a été utilisée pour calculer chaque paramètre constituant toutefois une bonne approximation en raison de la proximité de nos mesures par rapport au déferlement.

7.5. Les courants

7.5.1. Traitements des données ADCP

La courantologie est traitée grâce au logiciel *WinADCP*©, qui fournit des données précises concernant les courants et procure également d'autres paramètres tels que le *pitch* et le *roll* qui sont respectivement le roulis et le tangage. Ces deux paramètres permettent de valider ou non, les données enregistrées puisque nous pouvons vérifier si l'appareil est bien resté perpendiculaire par rapport à la surface de l'eau. Les vitesses et les directions du courant au sein de la colonne d'eau peuvent être extraites, ainsi que la vitesse sur les composantes nord (V_n), est (V_e), et verticale (V_z). La réponse du signal acoustique ou *backscatter* est également disponible.

7.5.2. Traitements des données du Midas Valeport

Comme pour les paramètres de la houle, les vitesses de courant ont été calculées grâce à la feuille de calcul Excel développée au sein de notre laboratoire. Nous avons ainsi pu obtenir les vitesses de courants et de directions moyennes (V_m et D_{cm}), la vitesse sur la composante nord (V_n), la vitesse sur la composante est (V_e), ainsi que les vitesses transversales ou cross-shore (V_t) et les vitesses longitudinales ou longshore (V_l), en $m.s^{-1}$.

7.5.3. Traitements des données du S4 ADW

Les courants sont calculés par une application fournie également par la société *Interocean*© mais différente de celle utilisée pour calculer les paramètres de la houle. Ce logiciel nous permet d'obtenir de la même manière les vitesses de courant moyen (V_m) ainsi que les vitesses de courant sur les axes Nord (V_n) et Est (V_n).

7.5.4. Calcul des vitesses longitudinales (V_l) et transversales (V_t)

Afin de mieux comprendre la circulation des masses d'eau sur nos sites d'études, les vitesses de courant V_n et V_e ont été projetées sur des axes perpendiculaires et parallèles au trait de côte, nous donnant ainsi la vitesse du courant transversal (V_t) et la vitesse du courant longitudinal (V_l) (**Fig. II-7**).

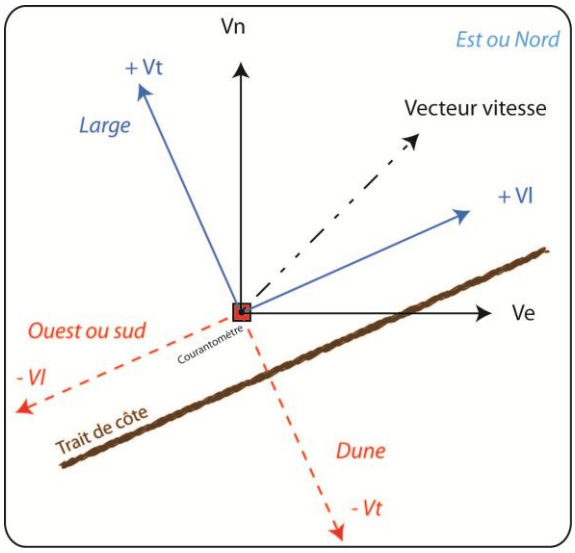


Fig. II-7 : Projection des vitesses de courant V_n et V_e en vitesses V_l et V_t.

***Fig. II-7** : Decomposition of mean current vector (V_n and V_e) into mean longshore (V_l) and cross-shore (V_t) current vectors.*

Ces valeurs peuvent être positives ou négatives selon leur direction, ainsi, les valeurs de V_l positives indiquent un courant longitudinal orienté vers l'est pour les sites de Zuydcoote et Wissant, et vers le Nord pour Hardelot. Quant aux courants transversaux (V_t), les valeurs positives indiquent un courant orienté vers le large et lorsqu'elles sont négatives, le courant est dirigé vers le haut de plage.

7.5.5. Calcul des vitesses de courant à 0,2 m.

Les instruments hydrographiques utilisés lors de cette étude ne mesurent pas la vitesse du courant à la même hauteur dans la colonne d'eau. En effet, le Valeport mesure le courant à 0,2 m au dessus du fond, le S4 ADW le mesure à 0,4 m et l'ADCP mesure le courant tous les 0,2 m à partir de 0,4 m au dessus du fond (**Fig. II-8**). Afin de pouvoir comparer un maximum de données entre elles et avec les flux sédimentaires mesurés, la vitesse du courant à 0,2 m a du être calculée.

De nombreuses études se basent sur l'expression générale de la distribution des vitesses au sein de la colonne d'eau (**Eq. II-4**) qui illustre la décroissance logarithmique de la vitesse du courant, de la surface jusqu'au fond.

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right)$$

Eq. II-4

Où :

u est la vitesse du courant ($m.s^{-1}$)

u_* est la vitesse critique ($m.s^{-1}$)

κ est la constante de Von Karman (= 0,4)

z la coordonnée verticale (m)

Z_0 la hauteur (m) où la vitesse u est nulle (u = 0 quand Z = Z_0) (VAN RIJN, 1993B)

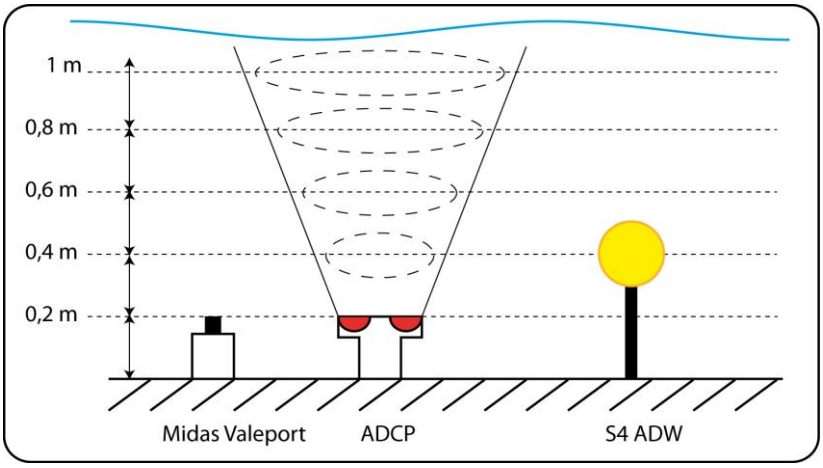


Fig. II-8 : Hauteurs des points de mesures de la vitesse du courant pour chaque courantomètre.

***Fig. II-8** : Depth measurements of current velocity for each hydrographic instrument.*

Avant d'utiliser l'expression générale pour calculer la vitesse du courant à 0,2 m au dessus du fond, pour l'ADCP et le S4 ADW, nous avons dans un premier temps comparé les valeurs calculées par la formule **Eq. II-4**) avec les mesures réalisées par l'ADCP au sein de la colonne d'eau afin de valider la formule. Il s'avère que la formule sous-estime de manière significative les vitesses mesurées. Cette formule est valide dans des conditions d'eau plus profondes, elle est donc peu adaptée dans la zone littorale. Les vitesses de courant à 0,2 m n'ont donc pas pu être estimées pour le S4 ADW. Toutefois, la vitesse au niveau de l'ADCP a pu être calculée à l'aide d'une régression logarithmique faite sur les mesures de courant dans la colonne d'eau, nous fournissant ainsi une meilleure approximation de la vitesse du courant à 0,2 m au dessus du fond.

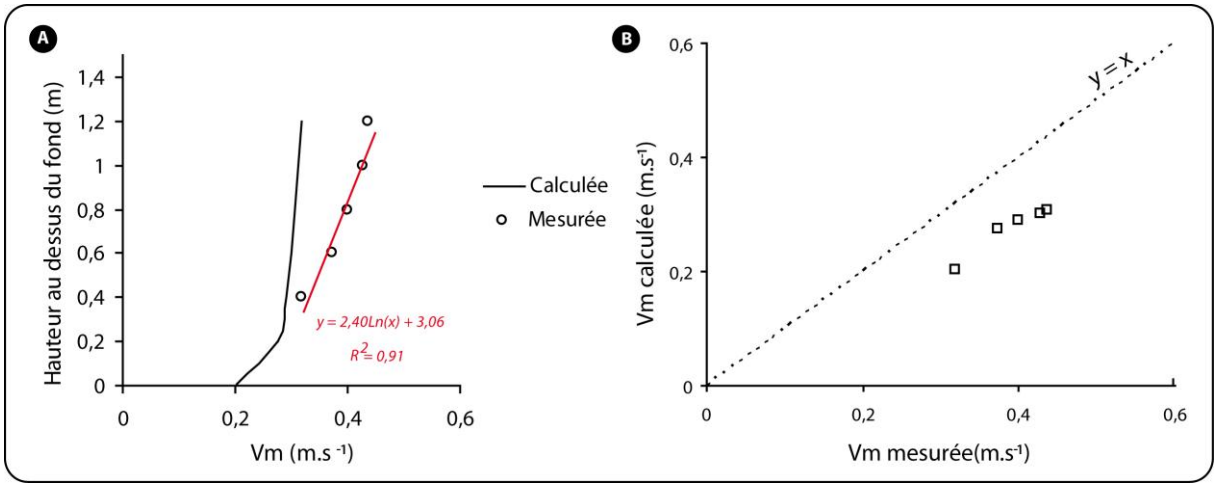


Fig. II-9: Exemple de comparaison entre le profil de vitesse mesuré par l'ADCP à une profondeur de 1,2 m et le profil modélisé par l'expression générale de distribution des vitesses dans la colonne d'eau.

***Fig.** II-9: Example of comparison between vertical current velocity profile measured by the ADCP in 1.2 m water depth and the vertical current velocity calculated according to the general equation.*

7.5.6. Détermination de la direction théorique du courant généré par le déferlement des vagues en zone de surf

Afin de pouvoir discuter de la relative influence des courants de marée dans la zone littorale, nous avons comparé la direction du courant mesurée par les différents instruments hydrographiques avec la direction théorique du courant générée par les houles et ce, à partir de leur direction pic. Cette méthode nous permet de prédire qualitativement l'orientation du courant qui serait généré par les vagues déferlantes sans influence des courants tidaux.

Partant du principe que la formation du courant induit par les vagues apparaît dès qu'il y a un angle d'incidence entre la crête de houle et le trait de côte, nous pouvons déterminer la direction théorique du courant longitudinal pour toute houle ayant un angle d'incidence compris entre 0° et 90° exclus ($0° < \alpha < 90°$). La figure suivante (**Fig. II-10**) récapitule les différents cas possibles pour une côte hypothétique orientée ouest-est :

- A : La formation d'un courant orienté vers l'est, induit par les vagues incidentes concerne les houles provenant du secteur ouest à nord, autrement dit, ayant une direction pic comprise entre 270° et 0° ou 360°. (La direction pic forme un angle de 90° avec la crête de houle)
- B : La direction de la houle est de 0°ou 360°, étant donné que la côte orientée à 90°N, la houle est parallèle au trait de côte, il n'y a pas de formation de courant induit par le déferlement des vagues.
- C : La formation d'un courant orienté vers l'ouest, induit par les vagues incidentes concerne les houles provenant du secteur nord à est, autrement dit, ayant une direction pic comprise entre 0°ou 360° et 90°.

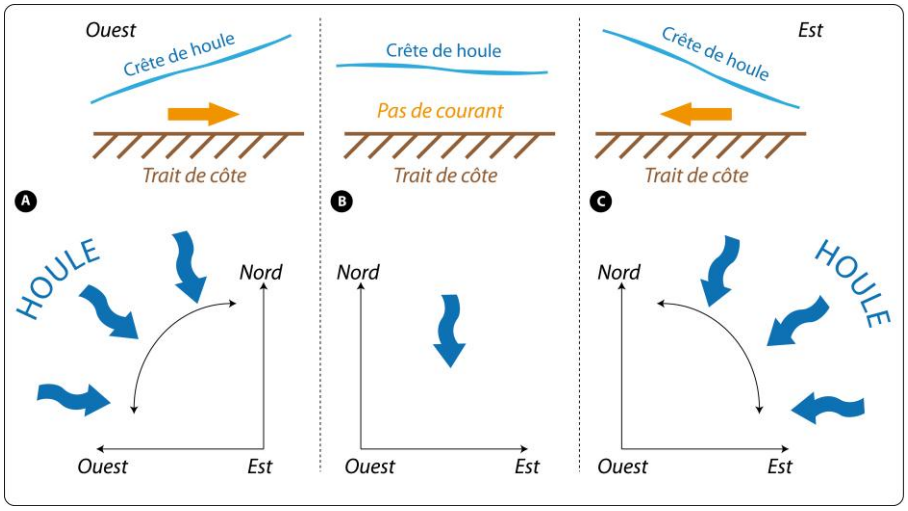


Fig. II-10 : Formation et direction théorique du courant généré par le déferlement des vagues en zone de surf en fonction de l'orientation des houles incidentes.

***Fig. II-10**: Theoretical directions and formation of longshore currents generated by obliquely incident breaking waves in the surf zone, depending on incident wave directions.*

La direction du courant généré est donc soit orientée vers l'est ou vers l'ouest à Zuydcoote et Wissant, et soit vers le nord ou vers le sud à Hardelot. Les directions mesurées au cours de

nos expérimentations de terrain n'ont pas une orientation extrêmement bien définie dans telle ou telle direction. Nous avons donc décidé que les directions de courant comprises entre l'orientation de la côte + 45° et -45° correspondent aux courants longitudinaux (**Fig. II-11**). A Zuydcoote, par exemple, les courants ayant une direction comprise entre 23°N et 113°N sont considérés comme orientées vers le NE.

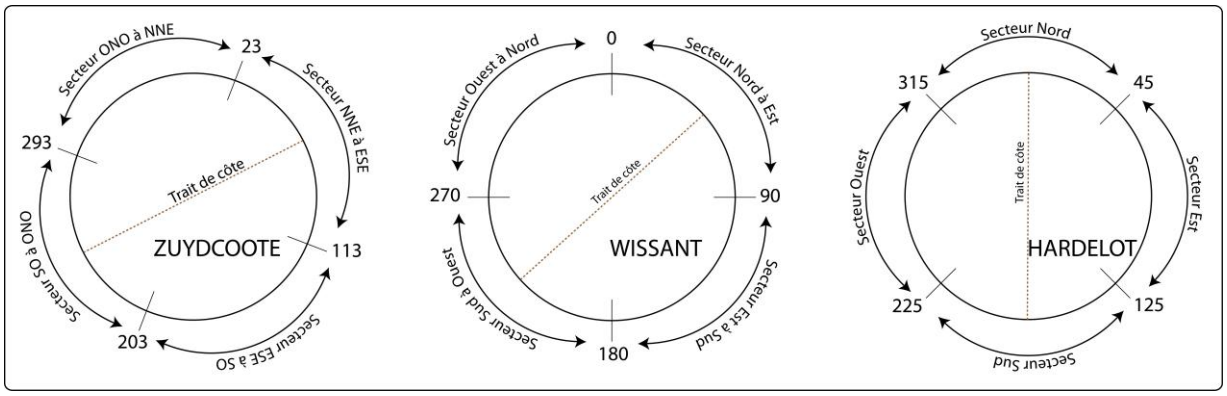


Fig. II-11 : Détermination des secteurs de direction de courant pour chaque site d'étude

***Fig. II-11** : Characterization of current directions for each study site.*

Les courants de marée sur le littoral de la côte d'Opale sont parallèles au trait de côte (**Tab. II-3**), ainsi, nous allons pouvoir déterminer quand le courant de marée est dominant sur l'estran sachant que la renverse du courant intervient environ 2h30 après la pleine mer. En fonction de la direction de la houle incidente, de la direction du courant mesuré et du moment de la marée, il est possible de déterminer quel processus est dominant.

Tab. II-3 : Orientation des courants de marée pour chaque site d'étude.

***Tab. II-3** : Tidal currents directions for each study site where F is the flood current and J is the ebb current.*

	Flot (F)	Jusant (J)
ZY	NE	SO
WI	NNE	SSO
HA	N	S

De plus, puisque nous pouvons différencier empiriquement les données mesurées dans la zone de surf de celles mesurées dans la zone de levée, il est possible de comparer la direction théorique du courant généré dans la zone de surf, avec la direction mesurée et ainsi déterminer si le courant de marée intervient efficacement dans cette zone hydrodynamique.

7.6. Homogénéité des données hydrodynamiques

Au cours de nos expérimentations de terrain, nous avons été amenés à déployer plusieurs instruments hydrographiques, à différents endroits le long du rivage et/ou perpendiculairement au trait de côte à travers l'estran. Les appareils doivent donc de mesurer les processus liés à la houle et aux courants de manière précise et homogène si l'on veut pouvoir comparer les données acquises d'un appareil à l'autre.

Afin de valider l'homogénéité des données enregistrées, une campagne a été réalisée par SEDRATI (2006) lors de laquelle un ADCP et un S4 ont été déployés côte à côte et ont enregistré des données de houle et de courant. Les résultats comparatifs obtenus lors de cette

étude montrent une bonne homogénéité des données puisque les coefficients de détermination R^2, sont systématiquement supérieurs à 0,90 (**Fig. II-12**). Par ailleurs, JEANSON (2009) avait réalisé dans le cadre de sa thèse une autre campagne de mesures hydrodynamiques où un ADCP, un Midas Valeport, un ADV avaient été déployés côte à côte, et avaient enregistré les paramètres hydrodynamiques au cours de 4 cycles tidaux (**Fig. II-13**).

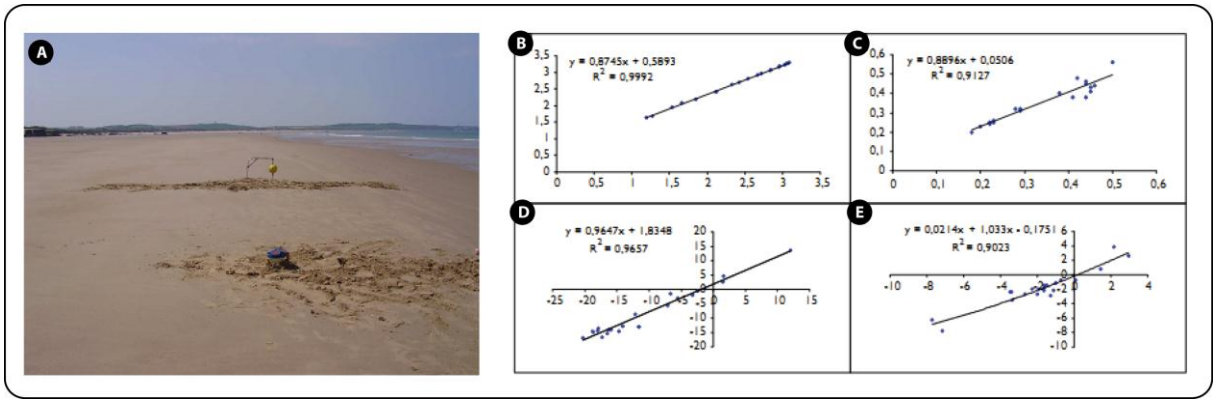


Fig. II-12 : Déploiement côte à côte d'un S4 ADW et un ADCP en Baie de Wissant (a), et les corrélations de la hauteur d'eau (b), la hauteur significative de la houle (c), le courant longitudinal (d)et le courant transversal (e) à partir d'enregistrements simultanés des deux courantomètres (SEDRATI, 2006).

***Fig. II-12** : Photograph showing the co-deployment of an S4 and an ADCP (a), and correlations for water depth (b), significant wave height (c), longshore current (d) and cross-shore current (e) from data simultaneously recorded by the two current meters (SEDRATI, 2006).*

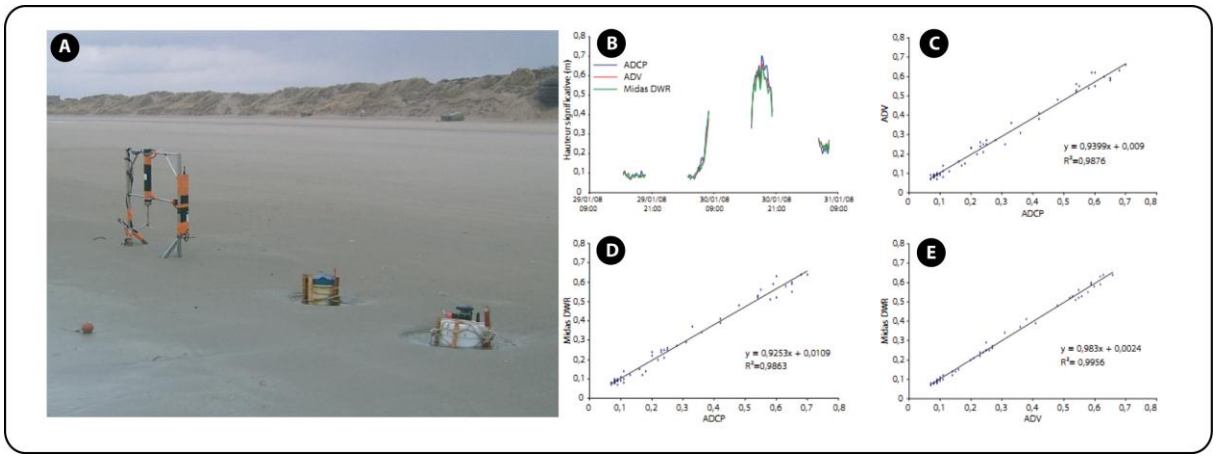


Fig. II-13 : Co-déploiement d'un ADV, d'un ADCP et d'un Midas DWR à Dunkerque (a) ; comparaison de la hauteur significative de la houle (b) ; corrélation de la hauteur significative de la houle entre l'ADCP et l'ADV (c), l'ADCP et le Midas DWR (d) et entre l'ADV et le Midas DWR (e) (JEANSON, 2009).

***Fig. II-13** : Photograph showing the co-deployment of a Valeport, an ADV and an ADCP (a), and correlations for significant wave height from data simultaneously recorded by pairs of current meters (JEANSON, 2009)*

Leurs résultats ont montré une bonne corrélation des hauteurs significatives de la houle. Les périodes pics des houles étaient quant à elles, mieux corrélées lors d'événement énergétique que par temps calme (JEANSON, 2009).

8. Mesure des transports sédimentaires longitudinaux et transversaux

8.1. Traçage fluorescent

Un seul traçage fluorescent a été réalisé au cours des différentes campagnes de mesures, seulement, les conditions d'agitation lors de l'expérimentation ont été tellement fortes que l'ensemble des traceurs a été emporté. Pour des raisons techniques, l'expérience n'a pas été renouvelée et nous ne disposons donc pas de données de flux sédimentaires par traçage fluorescent. Des expérimentations de ce type ont toutefois été réalisées lors d'études antérieures, notamment par Reichmüth (2003) au niveau de Dunkerque Est, à Leffrinckoucke ; face à la mer du Nord (Voulgaris et al., 1998) ; par Sedrati (2006) en baie de Wissant et sur la façade ouest du Nord Pas-de-Calais (Levoy et al., 1998).

Cette méthode de mesure permet d'estimer le volume de sable transporté ainsi que la direction du transport résultant selon un pas de temps qui peut varier du cycle à plusieurs cycles tidaux. L'utilisation du traçage fluorescent et les méthodes de calculs sont très clairement détaillées par sedrati (2006).

8.2. Mesures de transport de sédiment par OBS et ADCP

Les OBS sont utilisés couramment depuis plusieurs années pour déterminer la concentration en sédiment dans la colonne d'eau (Downing, 2006). Ces instruments optiques nécessitent cependant une calibration précise qui dépend des caractéristiques intrinsèques de l'appareil et de l'environnement dans lequel il est déployé. La mesure simultanée de la vitesse du courant et de la concentration déduite du signal optique permet d'obtenir une valeur de flux sédimentaire. White (1998) ou encore Levoy et Monfort (2002) rappellent que la concentration du sédiment en suspension, nécessaire à la calibration, peut être déterminée seulement si : la matière organique est négligeable, la présence de bulles et/ou de turbulence est faible (Puleo *et al.*, 2006), la taille du grain est homogène et si l'échantillonnage est simultané avec la mesure du signal.

Plus récemment, le signal acoustique rétrodiffusé ou *backscatter* des ADCP a également permis de déterminer la concentration de sédiment en suspension. Après s'être affranchi des pertes de transmission du signal et des caractéristiques propres à chaque appareil (Gartner, 2004 ; Kostaschuk *et al.*, 2005 ; Tessier *et al.*, 2008), les données peuvent être mises en relation avec des mesures simultanées de concentration de sédiment en suspension permettant ainsi la calibration du signal (Yuan, 2006 ; Helsby, 2009). La calibration des ADCP nécessite également des conditions environnementales idéales et similaires à celles requises pour les OBS, à savoir, une homogénéité du grain, une faible concentration en matière organique, ainsi qu'une faible turbulence. Merckelback (2006) affirme même que la répartition spatiale des grains dans le fluide influence le signal acoustique réfléchi. La zone de surf n'apparaît donc pas idéale pour l'utilisation de cette méthode, c'est pourquoi la plupart des études utilisent les ADCP dans des tranches d'eau plus importantes (e.g., Amos *et al.*, 2010)

Toutefois et malgré que le littoral de la Côte d'Opale soit caractérisé par une proportion de particules fines non négligeable ainsi que par une forte concentration en matière organique (Vantrepotte *et al.*, 2007), plusieurs expérimentations ont été conduites lors des premières

campagnes de mesures afin d'évaluer si cette méthode est appropriée pour évaluer les flux sédimentaires dans la zone littorale du Nord Pas-de-Calais. Il s'est avéré qu'aucune calibration significative n'a pu être obtenue malgré un nombre d'échantillon important et un protocole scientifique rigoureux. Suite à nos mesures, il semble que cette méthode ne soit pas adaptée pour estimer le transport sédimentaire dans la zone de surf des plages macrotidales du Nord Pas-de-Calais.

8.3. Pièges à sédiment

Après des essais infructueux concernant les ADCP et les OBS, la méthode de mesure du transport sédimentaire par la technique du piégeage s'est avérée la plus adaptée sur les côtes du Nord Pas-de-Calais. D'ailleurs White (1998) spécifiait déjà que malgré les avancées technologiques importantes, il est toujours difficile de déterminer avec précision le transport sédimentaire lorsque le sédiment est composé de tailles de grain très différentes (par exemple : sables + fines). C'est pourquoi la technique développée par Kraus(1987) est apparue la plus adaptée pour étudier le transport sédimentaire sur les plages macrotidales du littoral de la côte d'Opale.

8.3.1. Mesures *in situ*

Les transports sédimentaires longitudinaux et transversaux ont été mesurés à l'aide de pièges à sédiment basés sur les structures développées et employées par Kraus (1987) (**Fig. II-14**). Un rapport détaillé, publié 2 ans plus tard (Rosati et Kraus, 1989), met en avant les qualités de cette méthode. D'après les nombreux tests réalisés en laboratoire ainsi que sur le terrain (Campagnes SUPERDUCK, DUCK85 etc.), ces pièges à sédiment sont précis et fiables pour mesurer la distribution verticale des flux sédimentaires dans la zone littorale lors de conditions d'énergie faibles à modérées.

Les pièges "Kraus" sont caractérisés par une structure en acier inoxydable d'une hauteur d'environ 1,4 m. Cinq ouvertures d'une largeur de 0,07 m et d'une longueur de 0,14 m sont réparties sur la hauteur de la structure où la base de l'ouverture est à respectivement 0,05 m (F5), 0,26 m (F4), 0,47 m (F3), 0,68 m (F2) et 0,89 m (F1) au dessus du fond. L'espace entre deux ouvertures consécutives est de 0,13 m (**Fig. II-15**). Chaque ouverture est munie d'un filet d'une maille de 63 µm permettant à la fraction fine de passer au travers.

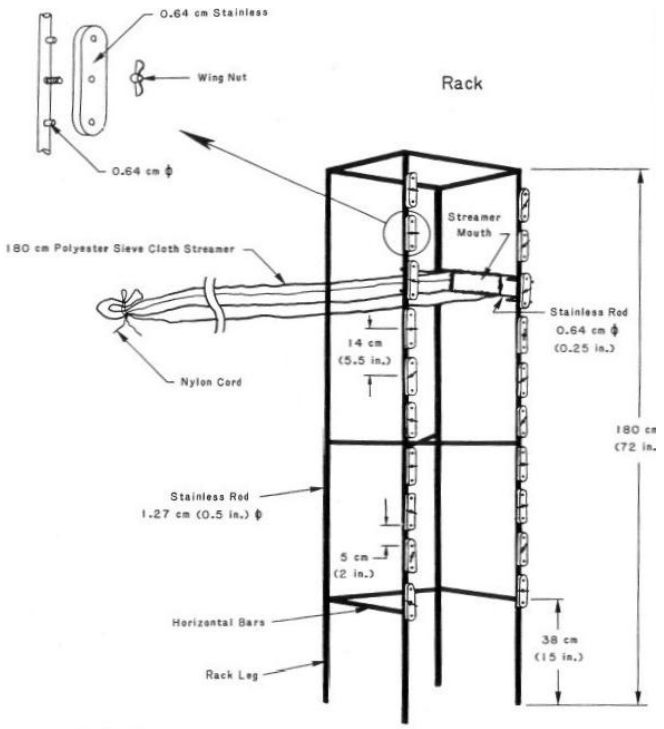


Fig. II-14: Piège à sédiment tel qu'il a été développé par KRAUS (1987).

***Fig. II-14** : Streamer trap device designed by KRAUS (1987).*

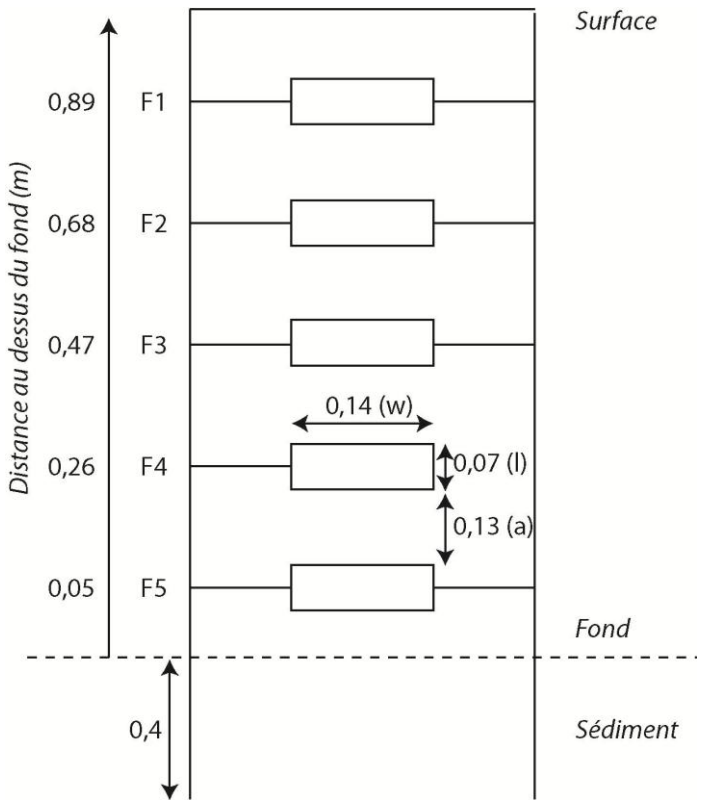


Fig. II-15: Schéma des pièges à sédiment utilisés lors de l'étude. Les cotes sont en mètres.

***Fig. II-15** : Technical scheme of streamer traps designed by our laboratory. Units are in meters.*

Les structures, dont la partie inférieure est fixée dans le sable sur une profondeur de 40 cm, sont déployées sur l'estran permettant ainsi le piégeage de la charge sédimentaire sur une hauteur d'eau d'environ 1 m à 1,20 m. Les pièges sont placés face au courant dominant, déterminé visuellement par l'opérateur qui se tient derrière la structure afin de ne pas perturber l'échantillonnage. Il est nécessaire lors du déploiement des structures, de vérifier que le courant est relativement homogène sur la colonne d'eau.

En effet, le vent peut localement induire un courant de surface qui ne correspond pas à la direction du courant moyen. Afin de résoudre ce problème, la mise en place de bouées à proximité des zones d'échantillonnage permet de s'assurer de la bonne direction du courant. Selon, les conditions d'agitation, et suivant les recommandations de ROSATI ET KRAUS (1989), le piégeage dure de 2 à 10 min maximum. Le temps d'échantillonnage peut varier en fonction des conditions d'agitation. Les structures sont ensuite ramenées en haut de plage pour effectuer un premier rinçage à l'eau douce. A l'aide d'un pulvérisateur, le sable piégé de chaque filet est mis dans des bouteilles échantillons numérotées. L'horaire, la direction de piégeage, la composante étudiée (longitudinale ou transversale) ainsi que la phase tidale sont associés à chaque numéro d'échantillon.

8.3.2. Traitement en laboratoire

Selon le temps qui s'est écoulé entre l'échantillonnage et le traitement en laboratoire, de la matière organique s'est plus ou moins développée. Il est donc impératif de l'éliminer afin de ne pas biaiser les résultats. Chaque échantillon est donc soumis à un lavage à l'eau oxygénée (15%). Malgré la maille de 63 µm des filets, des particules fines peuvent subsister dans les échantillons, il faut donc effectuer un rinçage intensif à l'eau douce de chaque échantillon sur un tamis d'une maille de 63 µm (Norme AFNOR).

Les échantillons sont ensuite placés dans une étuve à une température d'environ 60°C pendant le temps nécessaire à l'évaporation de l'eau contenue dans le sédiment.

Chaque échantillon est enfin pesé à l'aide d'une balance *Ohaus precision plus*® dont la précision atteint le centième de gramme.

8.4. Calcul des flux sédimentaires

Un flux F(i) est calculé au niveau de chaque filet (F1, F2, F3, F4, F5) (ROSATI ET KRAUS, 1989) Eq. **II-5**).

$$F(i) = \frac{P}{w * h * t}$$

Eq. II-5

où :

F(i) est le flux sédimentaire à une hauteur i ($kg.s^{-1}.m^{-2}$)

P est le poids sec du sédiment (g)

w est la largeur de l'ouverture du filet (m)

h est la hauteur de l'ouverture du filet (m)

t est la durée d'échantillonnage (t)

Afin d'intégrer les flux sur toute la colonne d'eau, un flux intermédiaire entre deux flux consécutifs est calculé par interpolation linéaire Eq. **II-6**) :

$$FE(i) = 0{,}5 * (F(i) + F(i+1))$$

Eq. II-6

Où :

FE(i) est le flux intermédiaire entre deux filets consécutifs à une hauteur i ($kg.s^{-1}.m^{-2}$)

Les flux sont ensuite intégrés sur toute la colonne d'eau et en fonction du nombre de filets **Eq. II-7**) :

$$F = h * \sum_{i=1}^{N} F(i) + \sum_{i=1}^{N} a(i) * FE(i)$$

Eq. II-7

Où :

F est le flux intégré à la colonne d'eau ($kg.s^{-1}.m^{-1}$)

N est le nombre de filets

a(i) est la distance entre deux filets consécutifs (m)

8.4.1. Précision de la mesure du transport sédimentaire

KRAUS (1987) ou encore ROSATI ET KRAUS (1989) stipulent que la technique du piégeage permet de quantifier le transport en suspension assuré par les filets F1 à F4, ainsi que le transport de fond au niveau du filet F5. Or, selon la définition du transport de fond (*bedload transport*) par BAGNOLD (1956), le transport par suspension est toujours dominant à une hauteur d'eau inférieure à 0,005 m alors que la base du filet F5 est exactement située à 0,05 m. Il spécifie également que le transport par suspension peut être 20 fois plus important que le transport de fond à une hauteur de 0,001 m. Dans ce cas, le transport mesuré au niveau du filet F5 ne peut pas être considéré stricto sensu comme le transport de fond. Cependant, dans la suite des analyses, le terme « transport à l'approche du fond » sera tout de même attribué aux flux mesurés au niveau du filet F5 afin de bien différencier le transport dans la colonne d'eau de celui à l'approche du fond.

Selon les auteurs, la représentativité des pièges à sédiment sur le transport réel diffère. Dans le « Manual sediment transport measurements », VAN RIJN (1993A) stipule que le transport sédimentaire mesuré est efficace à 50%, seulement si le piégeage est constitué de plusieurs échantillons dans la colonne d'eau alors que WHITE (1998) considère qu'il représente entre 30% et 60% du transport réel. Il souligne toutefois le fait que le transport mesuré est tout de même relativement précis, peu couteux et facilement reproductible. LEVOY ET MONTFORT (2002) précisent également que l'introduction d'un objet dans l'écoulement perturbe

automatiquement la vitesse et la direction locale du courant, et par conséquent le transport solide. Ils spécifient également qu'aucune loi correctrice ne permet de déterminer quel aurait été le transport de sédiment observé en l'absence de la structure. Rosati et Kraus (1989) qui sont à l'origine de la méthode spécifient que leur méthode peut être précise jusqu'à 100%. Ils se basent toutefois sur la comparaison entre deux structures relativement très proches dans l'espace. Cette observation est capitale puisqu'elle suggère donc que l'erreur inhérente à la mesure d'échantillonnage est uniforme, elle permet alors une bonne comparaison des mesures entre elles. Rosati et Kraus (1989) terminent toutefois leur rapport de faisabilité par des notes concluantes et spécifient que leur méthode est précise et parfaitement adaptée pour la mesure du transport sédimentaire en milieu littoral et notamment en zone de surf

9. Mesures granulométriques

9.1. Echantillonnage sur le terrain

Différentes analyses granulométriques ont été réalisées au cours des campagnes de terrain. Une première approche a été de caractériser les paramètres granulométriques des échantillons de transport sédimentaire. La 2^{e} approche a été de définir la granulométrie de surface de nos sites d'études afin de connaître la taille moyenne de notre sédiment. Deux campagnes spécifiques ont été réalisées pour calculer les directions potentielles de transport sédimentaire résiduel en utilisant la méthode de Gao et Collins(1991) (**Cf. 4.3**). L'échantillonnage sur le terrain nécessite au préalable la création d'une grille de point calculé et enregistré dans le DGPS. Ensuite, pour chaque point, nous récoltons environ 300 gramme de sédiments de surface sur une profondeur variant de 1 à 2 cm. Le sédiment est placé dans un sac numéroté qui nous permettra de le relier à sa position géographique.

9.2. Analyse en laboratoire

L'ensemble des échantillons de sédiment ont été traités au granulomètre laser *Beckman Coulter LS 230* par voie humide (**Fig. II-16**). Cet appareil permet de mesurer l'ensemble du spectre granulométrique, compris entre 0,04 µm et 2000 µm, par le phénomène de diffraction de la lumière émise par un laser. Le calcul de la taille des particules se base sur la théorie de diffraction de Mie.

Les différents paramètres granulométriques sont ensuite calculés selon les méthodes de Folk (1954) et Folk et Ward (1957), Les valeurs étant exprimées en unité phi (ø) (**Eq. II-8**):

$$\phi = -\log_2 \mathrm{X}$$

Eq. II-8

où X est la taille du grain en millimètre.

Cet appareil nécessite toutefois un volume de sédiment minimal d'environ 1 cm^3. Lorsque ce volume est inférieur à cette valeur, il ne peut pas mesurer précisément la distribution granulométrique, c'est pourquoi certains échantillons recueillies lors des piégeages n'ont pas pu être analysés.

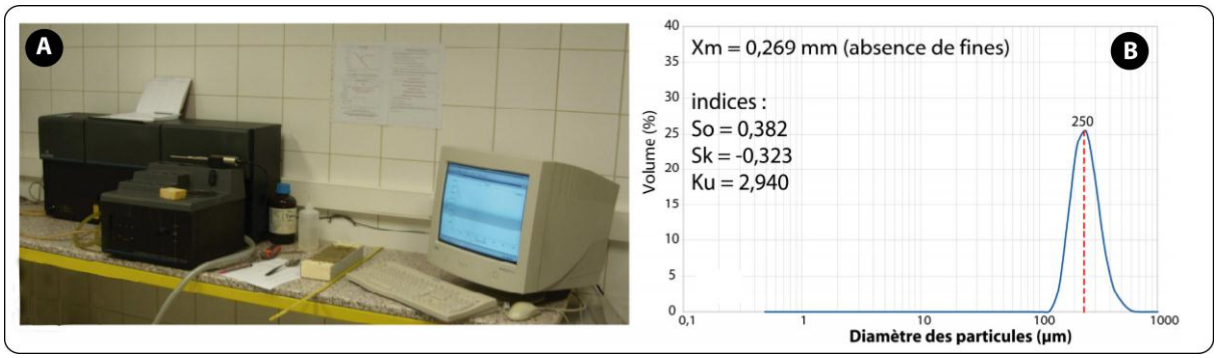


Fig. II-16 : A) Granulomètre laser *Beckman Coulter LS 230*. B) Exemple de courbe granulométrique d'un échantillon de sable (AUBRY, 2010).

***Fig. II-16** : Laser particle size analyser Beckman Coulter LS 230. B) Example of a grain size distribution for a sandy sample (AUBRY, 2010).*

9.3. Méthode de Gao et Collins

La méthode de GAO ET COLLINS (1991, 1992, 1994) et GAO (1995) est un procédé mathématique qui permet de caractériser les directions de transport sédimentaire résiduel. Cette méthode largement utilisée au cours des dernières décennies suscite toujours de vives discussions quant à son utilisation et sa pertinence sur la zone intertidale. Toutefois, dans le cadre de nos travaux, nous avons, au cours d'une campagne de terrain, effectué des mesures nous permettant d'utiliser cette méthode.

Initié par MAC LAREN (1981), puis développé par MAC LAREN ET BOWLES (1985), ils définissent 8 cas de transport sédimentaire théorique en fonction de la variation de trois paramètres granulométriques des sédiments de surface entre deux échantillons prélevés en deux points différents:

→ Le *sorting* (σ), classement ou déviation standard caractérise l'homogénéité de la taille des particules dans un échantillon.

→ La moyenne (µ) décrit la taille de grain moyen

→ Le *Skewness (Sk)* ou indice d'asymétrie permet de définir la forme de la courbe de répartition des classes granulométriques d'un échantillon. Lorsque le skewness est négatif, le sédiment tend vers les particules grossières, a contrario, il tend vers les particules fines lorsqu'il est positif.

Partant du principe que la source en sédiment est unique (MAC LAREN ET BOWLES 1985), la méthode de Gao et Collins considère deux cas (cas 1 et cas 2) comme les plus probables d'un transport entre deux échantillons espacés l'un de l'autre.

Cas 1

$\sigma 2^2 < \sigma 1^2$; $\mu 2 > \mu 1$ et $Sk2 < Sk1$

Cela correspond à diminution de l'énergie du point 1 vers le point 2 cours du transport.

Cas 2

$\sigma 2^2 < \sigma 1^2$; $\mu 2 < \mu 1$ et $Sk2 > Sk1$

Cela correspond à une augmentation de l'énergie du point 1 vers le point 2 cours du transport. (Mac Laren et Bowles, 1985). Lorsqu'un des cas se présente, un vecteur unitaire est alors tracé entre l'échantillon ayant le classement le plus élevé vers le moins élevé. S'il y a plusieurs vecteurs pour un même point, une moyenne vectorielle est alors effectuée.

Toute la difficulté de cette méthode réside dans la détermination de la distance critique séparant les échantillons. Il convient d'établir un quadrillage où chaque nœud de cette grille correspond à un point d'échantillonnage. La détermination de la distance critique est par définition inférieure ou égale à la distance maximum séparant deux points adjacents (Gao et Collins, 1991).

Dans le cadre de notre étude, la zone a été quadrillée de manière a obtenir une bonne représentation du transport résiduel. Cinq profils espacés de 75 m ont été réalisés sur notre zone large de 300 m. Cette grille d'échantillonnage ne permet pas d'appliquer directement la méthode de Gao et Collins par le logiciel « GSTA 93 », suite Fortran développée par Gao (1995) (**Fig. II-17**, A).

En effet, la distance critique détermine la superficie où les points seront susceptibles d'être comparés entre eux. Ainsi pour une distance critique de 20 m, seulement les points au sein d'un seul profil seront comparés, et pour une distance égale à 75 m, le nombre de points est trop important. Ainsi, en supprimant des points, nous avons pu obtenir quatre grilles différentes (**Fig. II-17**, B), et nous avons pu déterminer deux distances critiques (120 m et 140 m) (**Fig. II-17**, C). Cette méthode permet donc de caractériser au mieux l'ensemble des possibilités de transport sédimentaire de la zone intertidale étudiée.

Les trois paramètres granulométriques décris précédemment sont convertis en unité phi (ø) et associés aux coordonnées géographiques de chaque échantillon. Le logiciel développé par Gao (1995) traite les données et calcule la direction du transport sédimentaire lorsque le cas 1 ou 2 se présente. Ce vecteur tendance est également assigné d'une unité adimensionnelle qui caractérise l'intensité relative du transport. Plus les valeurs sont importantes, plus la probabilité de transport est forte et intense. L'ensemble de ces résultats est ensuite traité par le logiciel *Surfer*© qui permet de superposer les directions de transport aux modèles numériques de terrain. Pour de plus amples détails, les lecteurs peuvent se référer aux différents articles cités précédemment (Gao and Collins, 1991 ; Gao 1995) ainsi qu'à Spiegel (1961), qui s'est intéressé à la détermination du transport sédimentaire par l'étude granulométrique ou Pedreros (1994), Hequette et al., (2008a) ou encore Plomaritis et al., (2008) qui ont utilisé la méthode Gao et Collins.

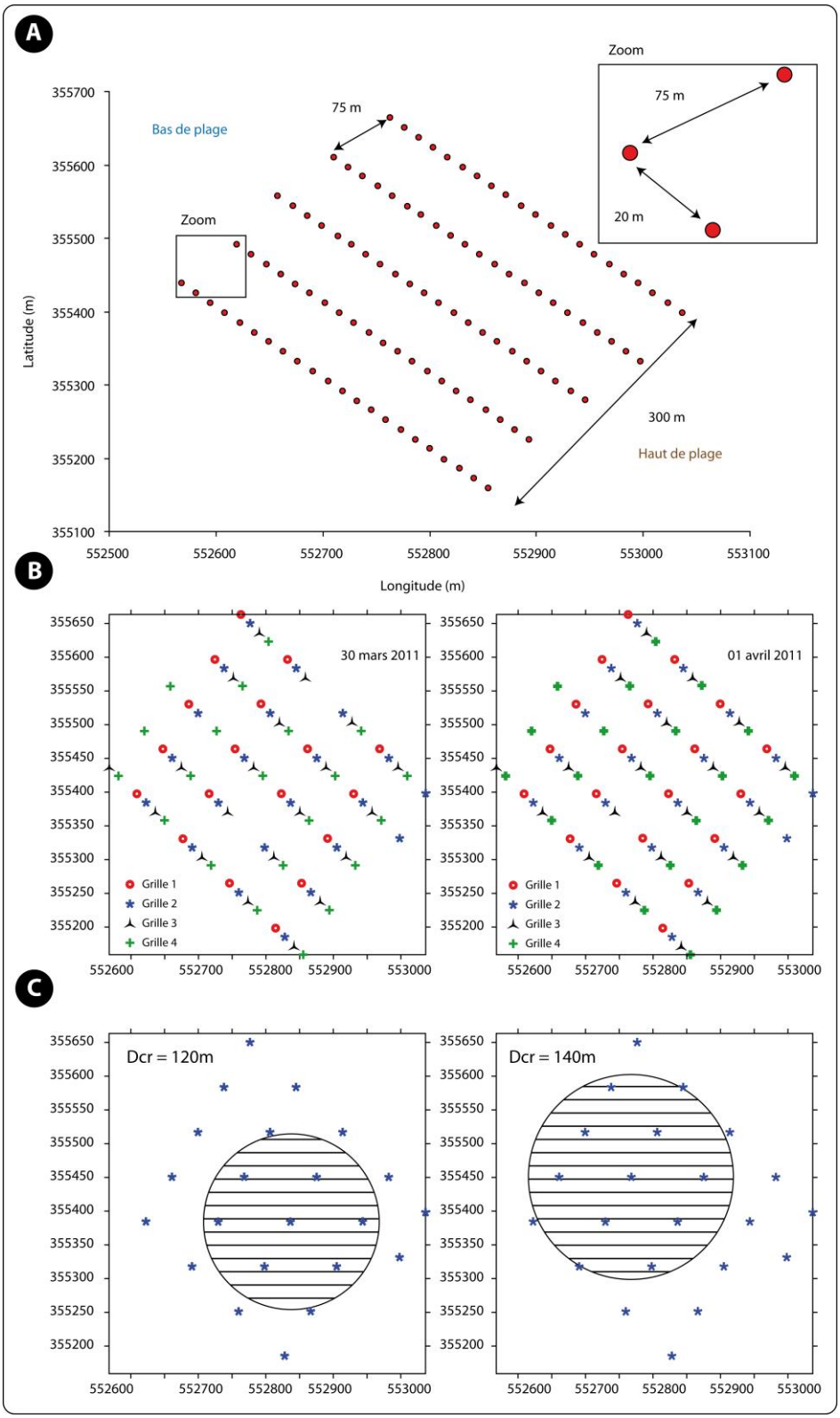


Fig. II-17 : Méthode Gao et Collins appliquée à notre zone d'étude. A) Grille d'échantillonnage sur l'estran. B) Différenciation de 4 grilles d'échantillonnage pour les deux journées de mesure. C) Distances critiques pour une grille d'échantillonnage

***Fig. II-17** : Application of the Gao and Collins method on our study site. A) Sampling grid during our field experiments. B) Characterization of four sampling grid for Gao and Collin method application. C) Determination of the critical distance (D_{cr})*

10. Mesures topographiques

Au cours de nos expérimentations de terrain, un suivi topographique a été réalisé afin d'observer les variations morphologiques de la plage. L'ensemble des mesures du relief de l'estran été levé au DGPS (*Differential Global Positioning System*).

10.1. Choix de la zone d'étude

Pour des raisons logistiques, une zone large de 300 m a été déterminée sur chaque site. L'objectif de l'étude étant de caractériser les changements morphologique de la zone intertidale, le levé topographique s'étend du pied de dune ou légèrement en dessous, jusqu'au bas de plage accessible le jour des mesures, tout dépendant des conditions d'agitation et du marnage. La largeur de 300 m permet à l'opérateur de couvrir une zone importante de l'estran et ce, avec un nombre de point significatif (≈ 700 pts). En raison d'une vitesse d'excursion verticale plus rapide durant le flot, les MNT réalisés pendant cette période sont parfois plus réduits que pendant la phase descendante.

D'un point de vue scientifique, nous avons évité de placer la zone de levée au niveau d'une morphologie de plage trop atypique ou de constructions anthropiques (chenaux de vidange trop prononcés, micro-estuaires, affleurement de banc de tourbe, bouchots…). La zone suivie est donc représentative des plages à barres et à bâches des côtes du Nord Pas-de-Calais.

10.2. Fonctionnement du DGPS

Le DGPS *Leica TPS Syst1200* se compose d'une base fixe et d'une unité mobile reliées entre elles par un signal radio. La base fixe est positionnée sur un point haut et géo-référencé du secteur de la zone d'étude (généralement en haut de la dune). L'unité mobile est composée d'une antenne GPS et d'un ordinateur de bord permettant l'acquisition des données. Les deux récepteurs GPS (fixe et mobile) se positionnent par rapport aux mêmes satellites. La base compare ensuite sa position calculée avec celle rentrée par l'opérateur et en déduit les corrections qu'elle envoie à l'antenne mobile, lequel applique les corrections et déduit la position en x, y, et z de chaque point (**Fig. II-18**).

10.3. Précision et erreur de mesure

La marge d'erreur constructeur est de +/- 1 à 2 cm en X et Y auxquelles s'ajoutent +/- 2 à 3 cm en Z. La manipulation de l'antenne mobile peut entrainer une sous-estimation de l'élévation (Z) d'environ -5 cm, il est en revanche impossible que l'opérateur surestime le relief, il faudrait en effet que l'antenne mobile soit tenue au-dessus du substrat. Ainsi, la marge d'erreur en Z combinée est comprise entre +3 cm et – 5 cm.

10.4. Technique de terrain

Le levé topographique nécessite une technique qui doit être homogène sur tout le suivi afin de pouvoir les comparer significativement. Bien que la technique soit la même, il faut être conscient que l'appréciation du relief diffère selon l'opérateur. La technique consiste à effectuer des radiales transversales et longitudinales en prenant soin de marquer les traits morphologiques notables (crêtes de barres, fond de bâche, rupture de pente…). Lorsque le

relief est plat et peu différencié, un point tous les 30 m est suffisant, en revanche sur les flancs des barres, par exemple, le nombre de points peut être de 5 par mètre.

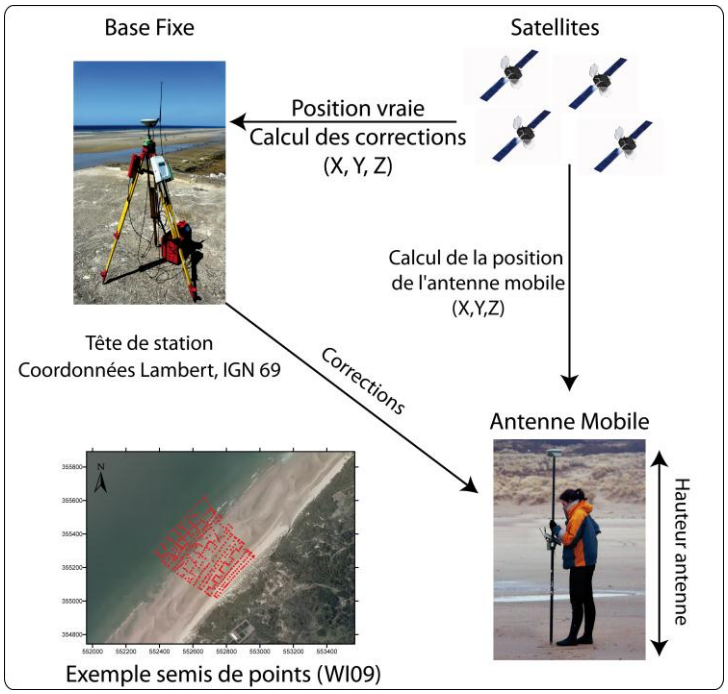


Fig. II-18 : Dispositif de mesures topographiques par station DGPS Leica Système 1200 (D'après MASPATAUD, 2011)

***Fig. II-18** : Description of the topographic measurements carried out with the Leica System 1200 DGPS (from MASPATAUD, 2011)*

10.5. Traitements de données

L'ensemble des données est traité par le logiciel ©*Surfer* qui permet une visualisation 2D et 3D de la morphologie de plage.

10.5.1. Carte de différentiel topographique

Après avoir déterminé les zones communes à chaque MNT, il est possible de réaliser des cartes 2D d'érosion / dépôt entre chaque journée d'échantillonnage. Malgré une méthode de mesure fiable, il est possible que des artefacts se glissent dans la modélisation du terrain (**Fig. II-19**). Ces zones ovoïdes sont facilement assimilables à des méso-formes telles que les méga rides. Il est dans ce cas indispensable de noter au cours des levées ses observations, agrémentées de photographies. Ces artéfacts montrent l'importance de la reconnaissance visuelle du terrain.

10.5.2. Extraction de profils transversaux de plage et calcul des paramètres morphologiques des barres intertidales.

La caractérisation morphologique des plages nécessite également l'étude de profil topographique. Ainsi, un profil central a été extrait sur chaque site d'étude grâce au logiciel ©*Surfer*. Le tracé du profil est ensuite réalisé grâce au logiciel ©*Profiler* développé par Olivier Cohen, maitre de conférence à l'Université du Littoral. Cette suite VBA permet également le calcul des différents paramètres des barres intertidales qui se basent sur une

méthode de calcul développée par BRANDER (1999) et reprise plus récemment par MASSELINK ET ANTHONY (2001). Une régression polynomiale d'ordre 2 a été établie pour chaque profil, puis les résidus entre la courbe de régression et le profil réel sont calculés (**Fig. II-20**). Cette technique permet de calculer la hauteur maximale, la position de la crête, l'extension longitudinale, le volume… Pour plus de détails, le lecteur peut se référer aux articles cités précédemment ainsi qu'à la thèse de REICHMÜTH (2003).

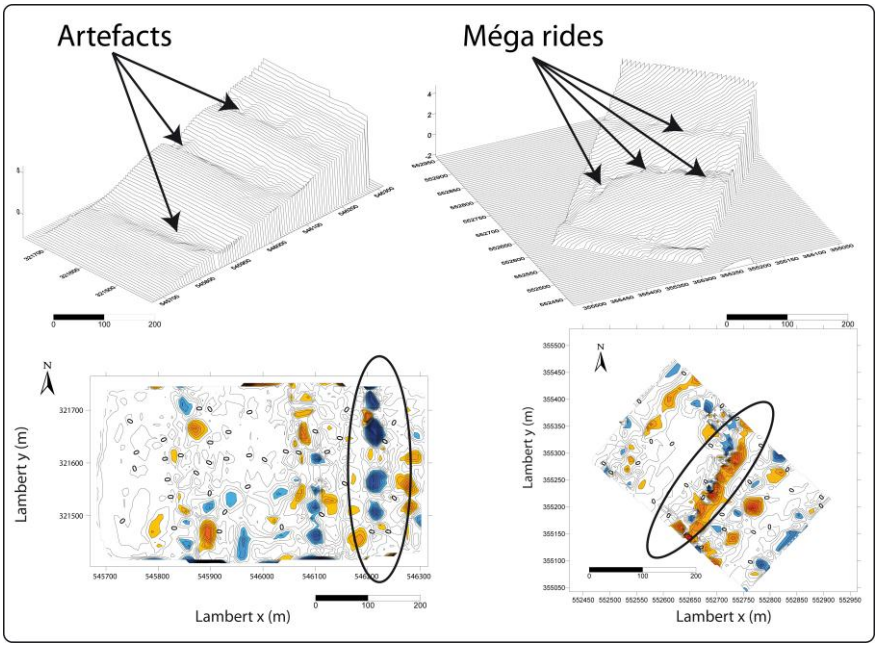


Fig. II-19 : Exemple d'artefacts et de mégarides sur des MNT 3D et des cartes différentielles.

***Fig. II-19** : Example of artefacts and mega ripples on a DEM and of a differential digital elevation map.*

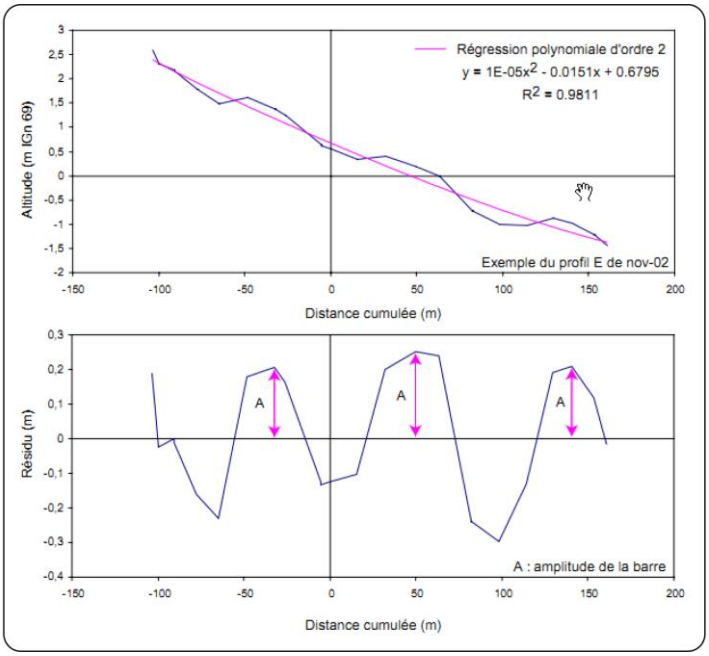


Fig. II-20 : Technique de calcul de la hauteur des barres, basée sur la méthode appliquée par MASSELINK ET ANTHONY, 2001 (Dans REICHMÜTH, 2003).

Fig. II-20 : Calculation of bar heights following the method of MASSELINK AND ANTHONY (2001) in REICHMÜTH (2003)

11. Expérimentations de terrain

11.1. Généralités

Au cours de chaque étude scientifique, il convient d'établir un protocole clair, précis et adapté aux objectifs fixés. Lors d'études sur le terrain, il faut s'affranchir de plusieurs paramètres matériels, météorologiques, physiques et humains. L'entreprise est encore plus difficile en milieu macrotidal où les fluctuations du niveau d'eau varient rapidement et notamment lors du flot. Dans le cadre de notre étude, et en fonction des moyens matériels et humains mis à notre disposition, nous avons développé une méthode de terrain différente de celles employées lors des études antérieures, et visant à caractériser les fluctuations des flux sédimentaires longitudinaux d'une part, et transversaux d'autre part et ce, au cours d'un cycle ou d'un demi cycle tidal.

11.1.1. Déploiement des instruments hydrographiques

Afin de caractériser les conditions hydrodynamiques, des courantomètres houlographes ont été déployés sur l'estran en haut et bas de plage (**Fig. II-21**). Ils ont été systématiquement positionnés sur les flancs externes des barres intertidales. Nous avons évité de les mettre dans les bâches en raison des forts courants qui animent ces zones et notamment lors des phénomènes de vidange et de remplissage. Sous ces conditions, les appareils peuvent être arrachés et emportés au large ou ensablés.

Bien que les barres soient mobiles, leur flanc externe constitue une localisation moins périlleuse. Les appareils (ADCP et Midas Valeport) sont solidement fixés à des gueuses en plomb enterrées dans le substrat, laissant dépasser le transducteur à une hauteur moyenne d'environ 20 cm. Le S4 ADW est quant à lui fixé sur une structure en métal, elle-même enterrée. Des ancres sont déployées en étoile et rattachées aux instruments afin de les maintenir le plus perpendiculaire au sol. Il n'est pas rare de repositionner les appareils entre les marées pendant les périodes de fortes agitations, soit en raison d'affouillement ou d'ensablement (**Photo II-1**). Dans ces cas précis, les données ne sont pas utilisées.

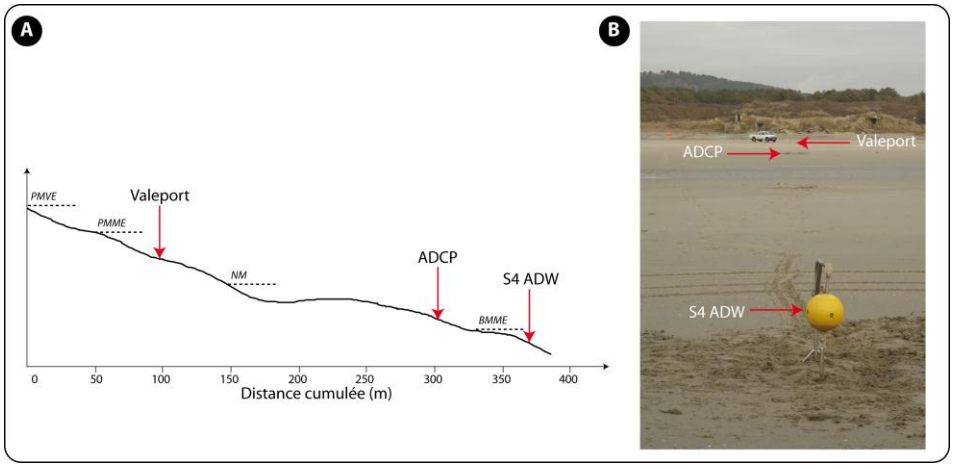


Fig. II-21 : A) Exemple de localisation des appareils sur le profil, WI10. B) Positionnement des appareils courantométrique s sur le terrain, HA10.

***Fig. II-21** : A) Example of in situ hydrographic instruments location on a beach perpendicular profile WI10. B) In situ location of the wave and current meter, HA10.*

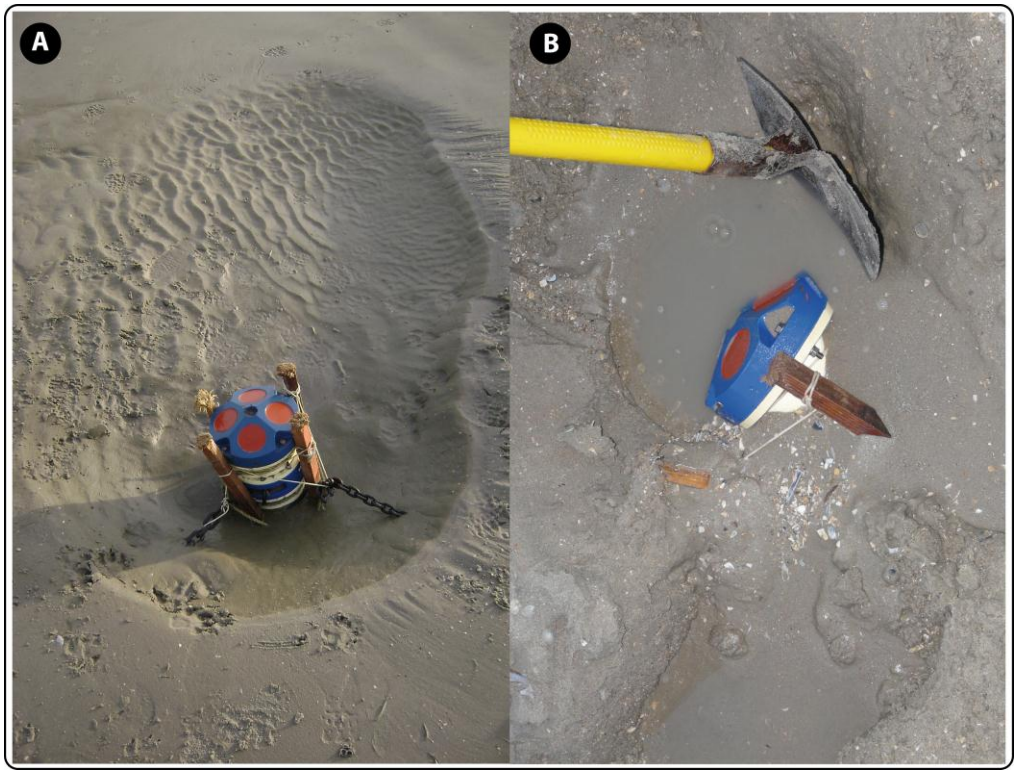


Photo II-1 : A) Affouillement autour d'un ADCP, HA10. B) Ensablement d'un ADCP, ZY09.

***Photo II-1**: B) Scour around an ADCP, HA10. B) Silting of an ADCP, ZY09.*

11.1.2. Mesure des flux sédimentaires sur le terrain

Les études antérieures ont caractérisé essentiellement les flux sédimentaires dans la zone de surf et en milieu microtidal (E.G KRAUS, 1987 ; ROSATI ET AL., 1991 ; WANG, 1998 ; KUMAR ET AL., 2003). Le littoral de la Côte d'Opale est caractérisé par un marnage important qui induit des mouvements verticaux et horizontaux importants de la surface de l'eau. L'innovation de la méthode réside dans le fait du renouvellement du piégeage au cours du cycle tidal et par conséquent à travers l'estran. L'objectif de cette étude est donc de caractériser les flux sédimentaire au cours d'un cycle ou demi-cycle tidal et ce, dans une tranche d'eau similaire. Dans ce cas, les échantillonnages sont effectués à plusieurs niveaux sur l'estran en fonction de la marée.

Le piégeage nécessite deux opérateurs de terrains munis d'une montre préalablement synchronisée avec les appareils hydrographiques afin de pourvoir comparer les mesures. Les opérateurs placent les cages piégeant la charge sédimentaire sur la composante longitudinale face au courant qui est déterminé visuellement et grâce à des bouées placées précisément sur le lieu des échantillonnages. Selon les conditions de l'agitation, un opérateur est chargé de revenir sur la plage afin de prendre la structure qui piégera la charge sédimentaire sur la composante transversale. Lors du piégeage, les opérateurs se tiennent systématiquement derrière le piège afin de ne pas perturber l'écoulement devant la structure (**Photo II-2**). La durée d'échantillonnage est fixée à 10 min maximum et peut, en fonction de l'agitation, être réduite.

Lorsque l'échantillonnage est terminé, les structures sont ramenées en haut de plage afin de collecter la charge sédimentaire piégée. Les filets sont tout d'abord rincés à l'eau de mer afin de concentrer tout le sédiment à leur base. Le sédiment est ensuite récupéré dans une bouteille échantillon numérotée (**Photo II-2**). Les numéros sont ensuite notés dans un carnet qui contient les informations relatives à l'échantillonnage, à savoir : l'heure du piégeage, sa position dans le profil, le profil sur lequel il a été placé, l'orientation du piège, la position du filet dans la colonne d'eau (F1 → F5) et toutes les informations visuelles ainsi que ressenties au cours de l'échantillonnage. Une fois que l'échantillonnage est terminé, les filets sont à nouveau rincés, refermés et replacés sur la structure afin de pouvoir réitérer la procédure.

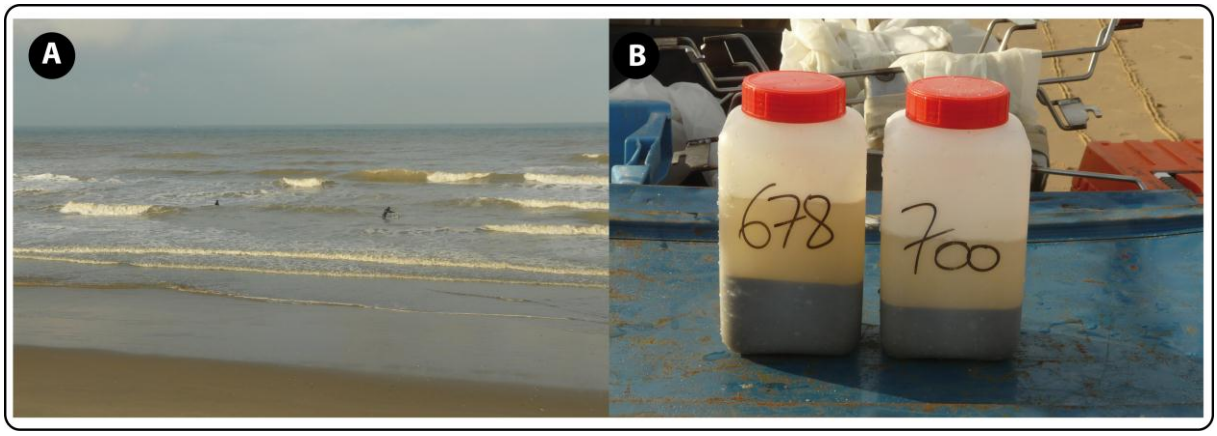


Photo II-2 : A) Piégeage *in situ* de la charge sédimentaire longitudinale en période d'agitation modérée, WI09. B) Sédiment collecté dans des bouteilles échantillons.

***Photo II-2** : A) In situ measurements of sediment transport under moderate waves energy conditions, WI09. B) Collected sediment in sample bottles.*

- *Méthode commune aux trois premières campagnes de terrain, ZY08, WI09 et HA09*

Nous avons déterminé 5 positions sur un profil P1, du haut de plage vers le bas de plage (**Fig. II-22**). Désirant caractériser les variations des flux en fonction de la morphologie de la plage, les piégeages ont eu lieu sur les barres et sur les bâches. Toutefois, le piégeage dans les bâches reste un exercice périlleux en raison des phénomènes de vidange qui sont particulièrement intenses à mi-marée. Nous avons également déployé une autre structure sur un profil adjacent (P2), situé à 100 m du premier profil, afin de caractériser la variation longitudinale des flux longitudinaux. Compte tenu des moyens humains, il nous a été impossible d'augmenter le nombre de positions. Associé aux piégeages des flux longitudinaux, un piège est également déployé sur la composante transversale et orienté vers le haut de plage, afin de capter la charge sédimentaire induite par les vagues.

Pendant que les échantillonnages sont effectués, un troisième opérateur est chargé de réaliser un MNT de la zone d'étude. Afin d'avoir une bonne représentation de la morphologie de la plage, nous avons décidé de couvrir une zone de 300 m de large où les profils P1 et P2 sont exactement situés à 100 m des extrémités de la zone.

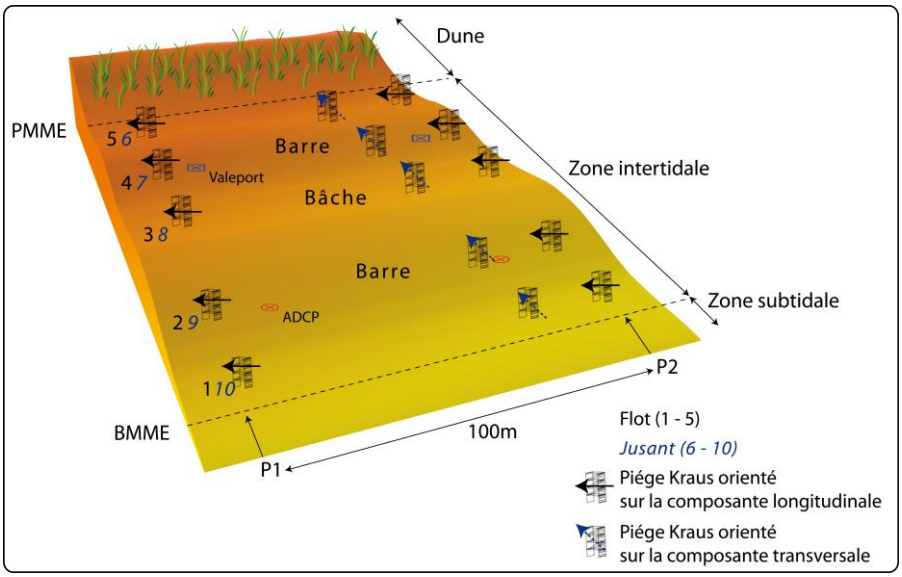


Fig. II-22 : Méthode de terrain lors des 3 premières campagnes de terrain (ZY08, WI09 et HA09).

***Fig. II-22** : Field methodology during the first three field experiments (ZY08, WI09 and HA09).*

- *Méthode commune aux trois dernières campagnes de terrain, ZY09, WI10 et HA10*

La méthode lors des trois dernières campagnes est similaire en tout point excepté que le piégeage est effectué uniquement sur un profil central situé précisément à 150 m des extrémités de la zone étudiée (**Fig. II-23**). Les résultats concernant la variabilité longitudinale des flux ayant été probants, nous avions pris le parti de ne pas renouveler ces expérimentions, ce qui nous as permis de piéger dans des conditions plus agitées. Ces dernières campagnes sont aussi caractérisées par le déploiement de 3 appareils hydrographiques (Valeport, ADCP et S4 ADW) sur ce même profil central dans le but de mieux caractériser les variations des conditions hydrodynamiques dans le profil.

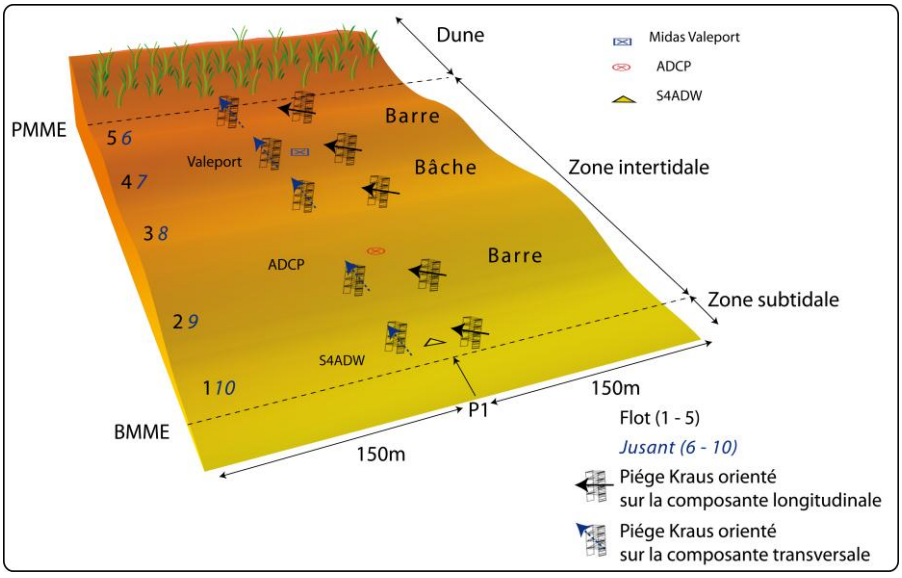


Fig. II-23 : Méthode de terrain commune aux trois dernières campagnes de terrain, ZY09, WI10 et HA10.

***Fig. II-23** : Field methodology during the last three field experiments (ZY09, WI10 and HA10)*

11.2. Descriptifs des données acquises et des méthodes employées lors de chaque campagne terrain

11.2.1. Zuydcoote, novembre 2008

La première campagne de terrain s'est déroulée à Zuydcoote du 13 au 17 novembre 2008. Quatre instruments hydrographiques ont été déployés sur l'estran (2 ADCP et 2 Valeport). Ils ont enregistré les paramètres hydrodynamiques pendant l'ensemble de la durée de la campagne, soit 5 jours. Nous avons échantillonné pendant 3 jours, le 13 novembre, le 14 novembre et le 17 novembre 2008 récoltant ainsi un total de 118 échantillons, 79 sur la composante longitudinale et 39 sur la composante transversale permettant le calcul de 24 flux intégrés à la colonne d'eau dont 6 à proximité des courantomètres houlographes. Sur les 118 échantillons, 106 ont pu être analysés au granulomètre laser (**Fig. II-26** et **Fig. II-25**.) Les données météorologiques ont été extraites de la base de données de Météo France pour la période concernée. Trois MNT ont également été créés à partir des données topographiques relevées aux DGPS.

11.2.2. Wissant, Mars 2009

La deuxième campagne de terrain s'est déroulée en baie de Wissant du 8 mars au 13 mars 2009. Cette campagne a été caractérisée par des conditions d'agitation très importantes nous contraignant à piéger essentiellement sur les niveaux inférieurs (F3 → F5) mais en restant toutefois dans une tranche d'eau similaire aux autres campagnes de terrain. L'énergie était telle, que les filets supérieurs étaient arrachés. Les fortes conditions de houle n'ont également pas permis de piéger sur la composante transversale, c'est pourquoi nous avons récolté que 8 échantillons soit 2 flux intégrés à la colonne d'eau. Bien que les conditions d'agitation aient diminué à partir du 11 mars 2009, les courants qui animaient la zone sont restés très intenses. Ces conditions ne nous permettent pas le piégeage sur la composante transversale car il est impossible de laisser la structure seule sans la maintenir. Cette campagne nous a permis d'atteindre les limites de la méthode d'échantillonnage puisque par deux fois pendant le flot, nous avons été contraints d'abandonner les structures en raison des forts courants, de la morphologie de la plage (bâche profonde) et de l'excursion verticale très rapide de la marée, surtout en milieu de plage (**Photo II-3**).

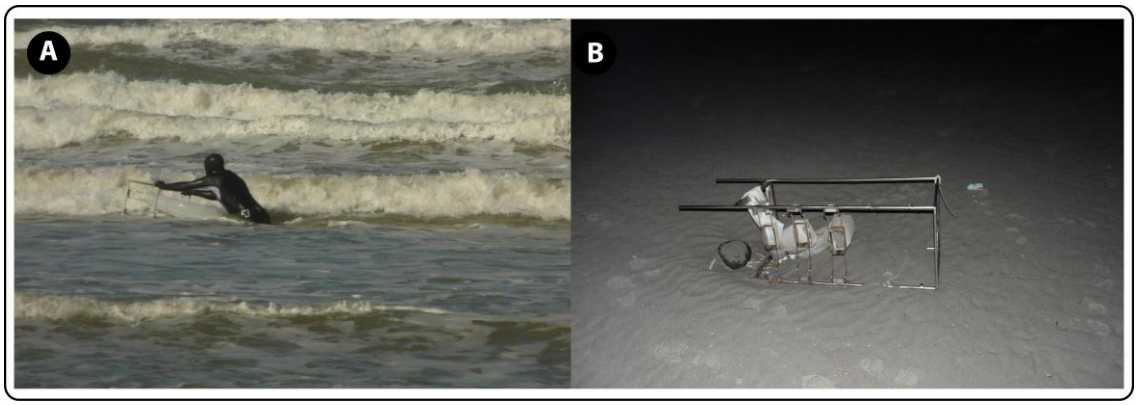


Photo II-3 : A) Piégeage lors de fortes conditions d'agitation, WI09. B) Structure abandonnée lors d'un échantillonnage.

***Photo II-3** : A) In situ measurements under high waves energy conditions, WI09. B) Streamer trap left on the field after a sampling failure.*

Suivant la même méthode que pour la 1ère campagne, 4 instruments hydrographiques (2 ADCP et 2 Valeport) ont été déployés sur deux profils P1 et P2 espacés de 100 m. Ils ont enregistré les données hydrodynamiques durant l'ensemble de la campagne soit du 8 au 14 mars 2009 (**Fig. II-25**).

Toutefois et malgré les fortes conditions hydrodynamiques, un total de 157 échantillons a pu être récolté dont 149 sur la composante longitudinale et 8 sur la composante transversale permettant le calcul de 2 flux intégrés sur la colonne pour les structures orientées vers le haut de plage et 49 flux longitudinaux dont 22 au voisinage des appareils hydrographiques. Parmi ces 157 échantillons, 153 ont été analysés au granulomètre laser (**Fig. II-26**). Une station météo mobile a également été déployée en haut de la dune et a enregistré les conditions météorologiques durant chaque journée d'échantillonnage. Sept MNT ont été créés à partir des mesures faites au DGPS dont deux d'entre eux qui ont été réalisés lors de deux marées basses consécutives.

11.2.3. Hardelot, Juin 2009

La 3e campagne de terrain s'est déroulée à Hardelot Plage et plus précisément entre Ste Cécile et Hardelot Plage, au niveau de la dune du Mont St Frieux du 31 mai au 06 juin 2009. Cette campagne n'a posé aucune difficulté particulière puisque les conditions d'agitation ont été très faibles. Quatre appareils ont été de nouveau déployés sur l'estran (2 ADCP et 2 Valeport) et ont enregistré les conditions hydrodynamiques pendant 7 jours consécutifs. Toutefois, le capteur de pression d'un des ADCP a eu un dysfonctionnement ne permettant pas d'obtenir les données relatives à la houle (**Fig. II-25**).

Nous avons échantillonné pendant 5 jours et récolté un total de 382 échantillons dont 287 sur la composante longitudinale et 95 sur la composante transversale orientée vers le haut de plage permettant le calcul de 58 flux longitudinaux intégrés à la colonne d'eau dont 24 à proximité des appareils et de 24 flux transversaux intégrés à la colonne d'eau dont 12 au voisinage des instruments hydrographiques. Compte tenu des faibles quantités de sédiment, nous n'avons pu analyser que 317 échantillons au granulomètre laser (**Fig. II-26**).Une station météo mobile a également été déployée en haut de la dune et a enregistré les conditions météorologiques seulement le 2 et le 3 juin. Un dysfonctionnement au niveau du *data logger* ne nous a pas permis d'enregistrer les conditions météorologiques pendant l'ensemble de la campagne. Nous avons donc extrait les données de la station Météo France au niveau du Touquet.

Seulement trois MNT (le 2, 3 et 4 juin 2009) ont été crées à partir des données topographiques relevées aux DGPS. Les données du 1er juin ont été perdues suite à une détérioration de la carte mémoire de l'appareil. Nous n'avons pas de donnée pour le 5 juin 2009 en raison d'un manque de personnel sur le terrain ; nous avons dans ce cas utilisé les données morphologiques des MNT du 2 juin pour le 1er juin et du 4 juin pour le 5 juin.

11.2.4. Zuydcoote, novembre – décembre 2009

La 2e campagne de terrain sur le site de Zuydcoote s'est déroulée dans des conditions particulières puisqu'elle a été réalisée en commun avec une étude intégrée au programme

VULSACO visant à caractériser l'influence des tempêtes sur la morphodynamique de la plage (MASPATAUD, 2011). Nous avons donc combiné lors de cette campagne, l'ensemble du matériel mis à notre disposition.

La campagne s'est déroulé entre le 17 novembre et le 06 décembre, date d'arrêt des échantillonnages de transport sédimentaire. La campagne a débuté avec l'installation d'un Valeport dans les petits fonds à exactement -3,73 m dans l'axe du profil central de notre zone d'étude. Le déploiement de l'appareil a nécessité la réquisition d'un bateau et des conditions d'agitation faibles afin de pouvoir placer la structure sans risque. L'appareil a enregistré les conditions hydrodynamiques du 17 novembre au 30 novembre, soit 13 jours d'enregistrement. Deux ADCP ont été déployés sur l'estran dans l'axe du profil central de notre zone d'étude et dans l'axe du Valeport. L'ADCP situé en haut de plage ne disposait pas du logiciel interne pour traiter la houle. Seules données relatives aux courants ont été enregistrées (**Fig. II-25**). Ils ont toutefois enregistré les conditions hydrodynamiques entre le 13 novembre et le 08 décembre 2009. Les données entre le 27 novembre après midi et le 29 novembre ont été retirées en raison de l'affouillement ou de l'ensablement de l'appareil dû à des conditions très énergétiques. En fonction des conditions d'agitation et des expérimentations effectuées pour l'autre étude, les piégeages sédimentaires se sont déroulés sur 6 jours : Le 24, 27 et 30 novembre 2009 ainsi que le 01, 03 et le 06, décembre 2009.

Un total de 125 échantillons a été récolté sur la composante longitudinale et 124 sur la composante transversale, permettant le calcul de 27 flux intégrés à la colonne d'eau dont 9 à proximité des appareils et ce, pour chaque composante (**Fig. II-26**) Les données météorologiques ont été enregistrées par l'intermédiaire d'une station météo mobile qui a été déployée en haut de plage chaque jour d'échantillonnage ainsi que les données enregistrées par la station *Météo – France* de Dunkerque, et ce, pendant l'ensemble de la campagne.

Six levés topographiques ont été systématiquement réalisés lors des journées d'échantillonnage permettant ainsi la réalisation de six modèles numériques de terrain et de six cartes topographiques différentielles. Trente neuf échantillons de sédiment de surface ont été également récoltés permettant ainsi de déterminer le grain moyen sur l'ensemble de la zone d'étude.

11.2.5. Campagne de Hardelot, janvier – février 2010 (HA10)

Cette campagne de terrain s'est déroulée du 28 janvier au 06 février et les flux sédimentaires ont été mesurés au cours de 5 jours : du 30 au 31 janvier et du 4 au 6 février 2010. Trois courantomètres houlographes ont été déployés sur le profil de la zone d'étude. Un Midas Valeport a été déployé sur la barre B1, un ADCP au niveau de la barre B2 et un S4 ADW sur la barre B3. Ils ont enregistré les données hydrodynamiques tout au long de la campagne de terrain, soit 17 cycles de marée. Même si les conditions d'agitation ont été relativement fortes, l'ensemble des données enregistrées a pu être exploité en raison d'une meilleure fixation des appareils sur l'estran (**Fig. II-25**).

Au cours de cette campagne de terrain, nous avons mis l'accent sur le transport longitudinal et notamment sa variation transversale. Lors de chaque expérimentation, une structure composée

de 5 filets et une autre de 3 filets a été déployées simultanément ainsi qu'une structure mesurant le transport transversal orienté vers le haut de plage (**Fig. II-24**). La structure composée de 5 filets était systématiquement positionnée dans une tranche d'eau d'environ 1,20 m, autrement dit proche du déferlement, mais en zone de levée lorsque les conditions étaient faibles, ou dans la zone de surf lorsqu'elles étaient plus importantes. La structure composée de 3 filets était quant à elle, positionnée dans la zone de surf dans une tranche d'eau d'environ 0,60 m.

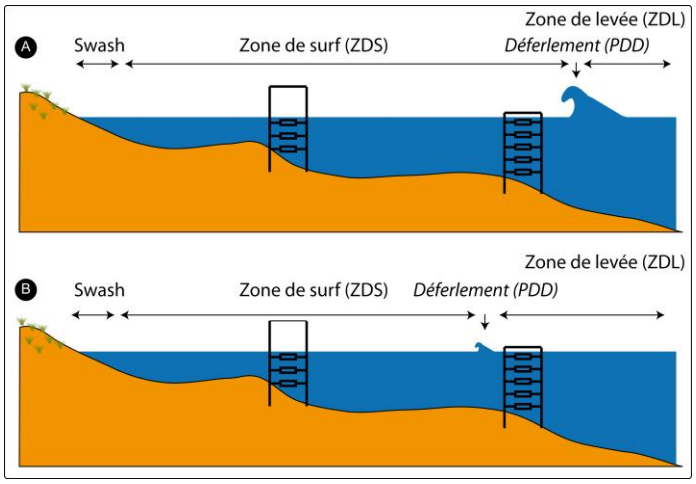


Fig. II-24 : Méthode d'échantillonnage lors de la campagne de Hardelot en 2010 (HA10) pendant de fortes conditions d'agitation (A), la structure avec 5 filets est dans la zone de surf mais proche du déferlement, elle est en revanche dans la zone de levée lors de conditions plus faibles (B).

***Fig. II-24** : Field methodology during HA10 under high (A) to low (B) wave energy conditions; ZDS is the surf zone, PDD is the breaker point and ZDL is the shoaling zone.*

Les conditions d'agitation au cours de la campagne n'ont pas permis de réitérer l'échantillonnage de nombreuses fois puisque seulement 133 échantillons ont été récoltés permettant le calcul de 27 flux longitudinaux intégrés à la colonne d'eau dont 13 comportant 3 filets ainsi que 5 sur la composante transversale. Neuf flux longitudinaux ont été réalisés à proximité des appareils courantométriques, des mesures ponctuelles de courant avec le courantomètre portable ont été faites lorsque les conditions le permettaient (**Fig. II-26**). Les données météorologiques ont été enregistrées par l'intermédiaire d'une station météo mobile qui a été déployée en haut de plage chaque jour d'échantillonnage ainsi que les données enregistrées par la station *Météo – France* de Boulogne – sur - Mer, et ce, pendant l'ensemble de la campagne.

Un total de 7 levés topographiques a été réalisé permettant la réalisation de 7 cartes différentielles. Toutefois, la zone levée ne correspond pas à la zone d'étude de la campagne de 2009 en raison de l'apparition de bouchots exactement au niveau de notre zone d'expérimentation. Les bouchots en zone de surf perturbent significativement le courant longitudinal ainsi que le déferlement et par conséquent, le transport sédimentaire. Afin de s'affranchir de l'influence que les bouchots pourraient avoir sur le transport sédimentaire, et sachant que le transport sédimentaire varie très peu longitudinalement (Cartier et Hequette, 2011a et 2011b), la zone a été déplacée de 1,3 km vers le nord.

11.2.6. Wissant, mars – avril 2010 (WI10)

La 2e campagne de Wissant s'est déroulée du 28 mars au 04 avril, et seulement 4 jours (28 au 30 mars et le 2 avril) ont été consacrés au piégeage sédimentaire en raison des conditions d'agitation qui ont rendu l'entreprise impossible.

Trois appareils hydrographiques ont été dans un premier temps déployés sur un profil perpendiculaire au centre de la zone d'étude, un Midas DWR Valeport situé en haut de plage, un ADCP sur la barre B2 et un S4 ADW sur la barre B3. A partir du 30 mars, un 2e ADCP a été déployé entre le Valeport et le premier ADCP. Les deux ADCP lors de cette campagne étaient cette fois-ci équipés du logiciel permettant le traitement de la houle. Les instruments ont enregistré les conditions hydrodynamiques du 28 mars au 04 avril soit 11 cycles tidaux. En raison de conditions d'agitation trop importantes le 1er avril, les appareils ont été retirés ne permettant pas l'acquisition des données hydrodynamiques (**Fig. II-25**).

Contrairement à la campagne d'Hardelot 2010, la particularité de celle-ci est que nous avons privilégié les mesures de transport sédimentaire transversal, puisque les flux de sédiment ont été estimés à partir de piégeages orientés vers le large et vers le haut de plage. Afin toujours de comparer l'importance respective du transport longitudinal par rapport au transport transversal, une 3e structure a permis de mesurer le flux de sédiment sur cette composante. Un total de 141 échantillons a été prélevé permettant le calcul de 9 flux intégrés à la colonne d'eau sur la composante longitudinale et sur les composantes transversales, que ce soit vers le haut de plage ou vers le large. L'ensemble des mesures de transport sédimentaire a été effectué à proximité d'un instrument hydrographique (**Fig. II-26**). Les données météorologiques ont été acquises par la station M*étéo-France* située à Calais et ce, tout au long de la campagne.

Seulement 3 levés topographiques ont pu être exploités, des problèmes techniques et logistiques ne nous ont pas permis d'acquérir des données le 1er jour et pendant le coup de vent du 31 mars au 1er avril 2010. La zone topographique levée ne correspond pas exactement à la zone levée en 2009 en raison d'une morphologie de l'estran particulière. En effet, pour des raisons de sécurité, les instruments hydrographiques ont été déployés à une distance raisonnable d'un chenal de vidange qui aurait pu compromettre les mesures hydrodynamiques. De fait, la zone a été décalée de 100 m vers l'est.

Un échantillonnage de sédiment de surface a également été réalisé au cours de cette campagne afin de caractériser le grain moyen de la zone d'étude mais aussi de déterminer le transport sédimentaire résiduel grâce à la méthode de GAO ET COLLINS (1991). Ainsi, 104 et 107 échantillons de surface ont été respectivement récoltés le 30 mars et le 1er avril 2010.

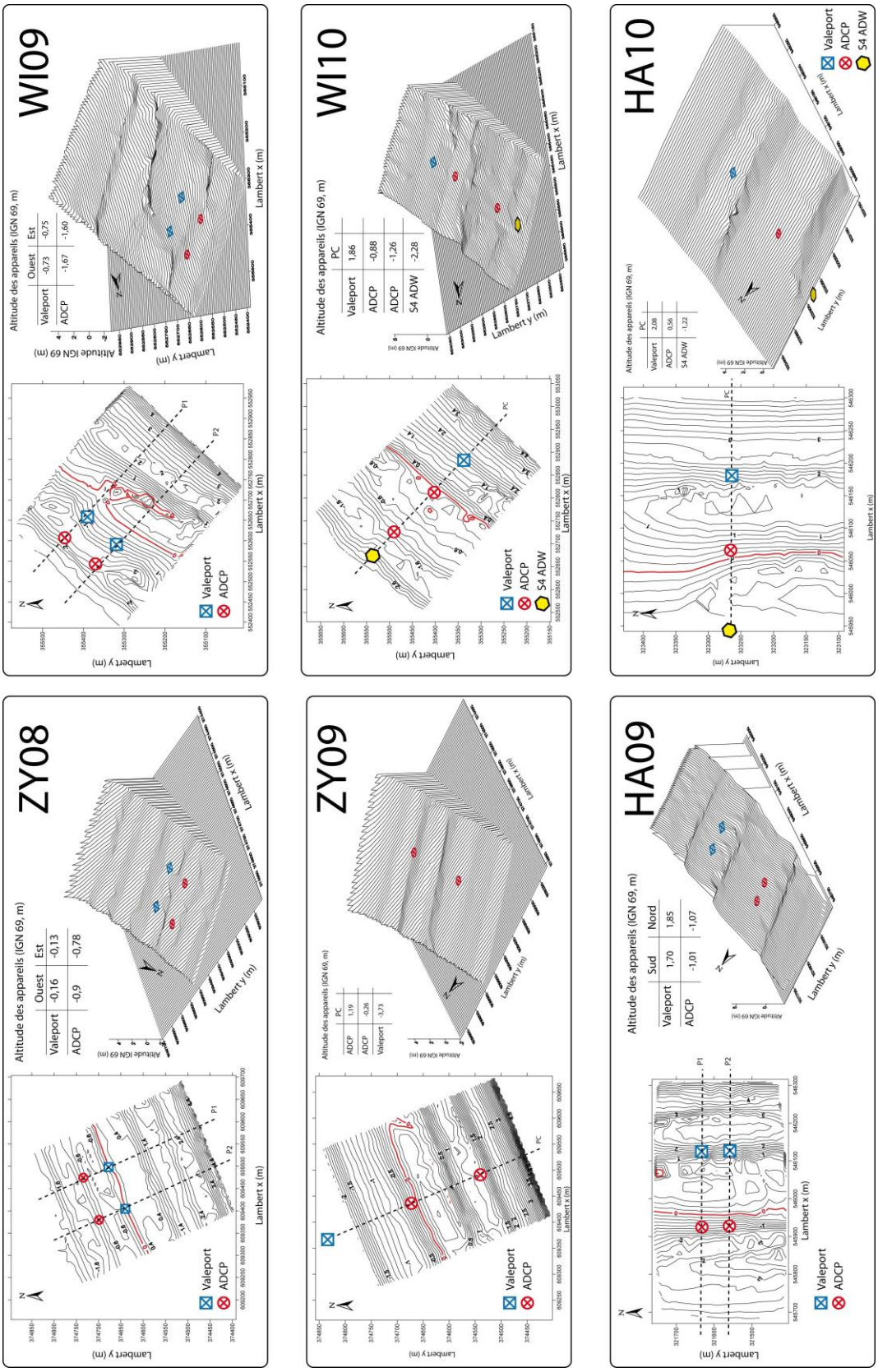


Fig. II-25 : Localisation des instruments hydrographiques sur un MNT 2D et localisation des instruments hydrographiques sur un MNT 3D ainsi que l'altitude IGN69 de chaque appareil pour chaque campagne de terrain

***Fig. II-25** : Location of hydrographic instruments on a 2D digital elevation model (DEM) and location of hydrographic instruments on 3D DEM and their elevation, for each field experiments.*

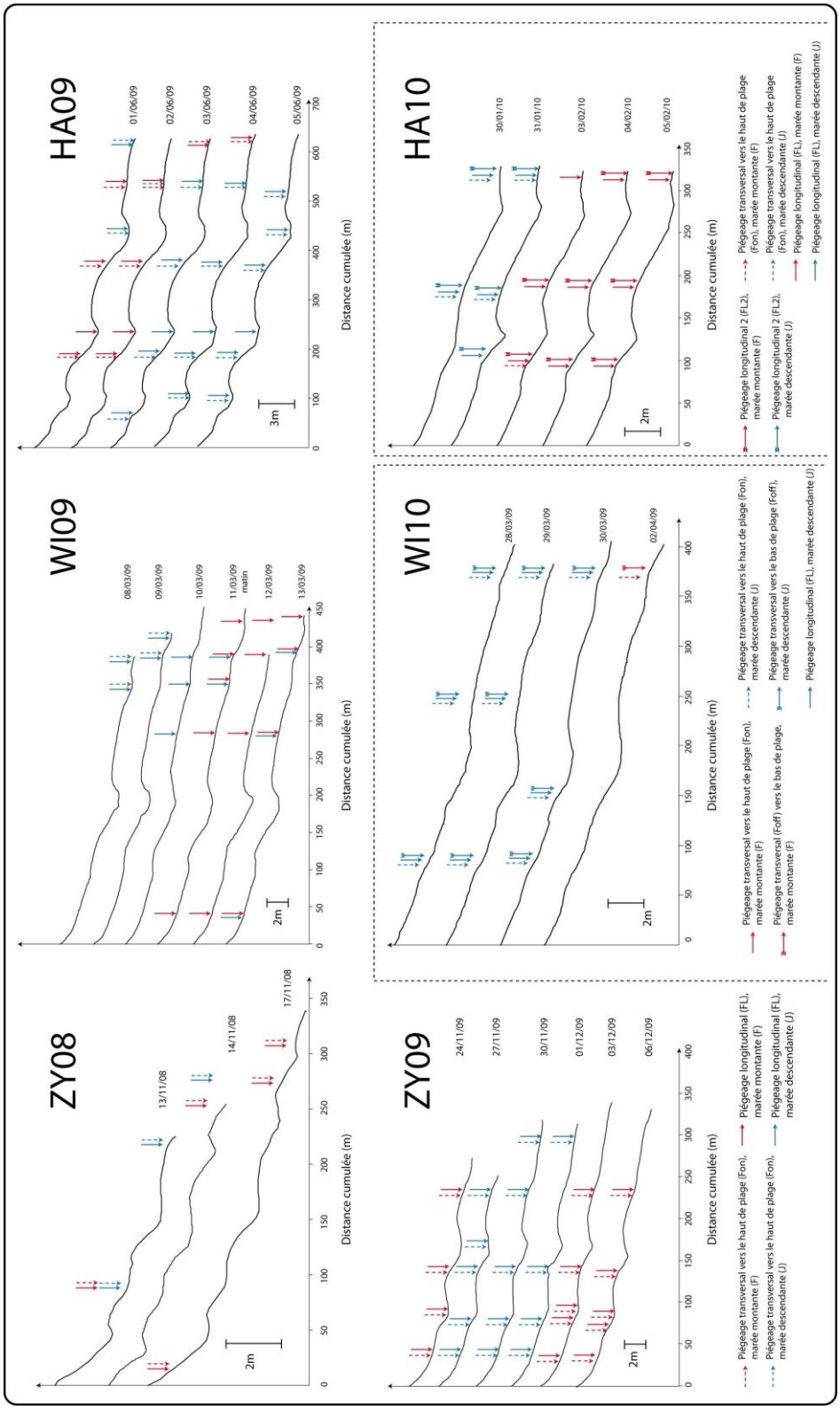


Fig. II-26 : Localisation des piégeages dans le profil lors de chaque journée d'échantillonnages pour chaque campagne de terrain.

***Fig. II-26** : Streamer traps location on a beach perpendicular profile for each sampling day where FL is the longshore sediment transport, F_{off} is the offshore sediment transport and F_{on} is the onshore sediment transport; J represents sediment transport sampled during the falling tide and F is during the rising tide for each field experiment*

12. Conclusion

Le tableau (**Tab. II-4**) synthétise l'ensemble des données récoltées au cours de ces 6 campagnes.

Tab. II-4 : Récapitulatif de l'ensemble des données acquises au cours de chaque campagne de terrain.

***Tab. II-4** : Synthesis of the whole data recorded and sampled during each field experiments.*

Campagnes		Hydrodynamique			Sédimentologie												Morphologie
					Transport sédimentaire									*Granulométrie*			*MNT*
Sites d'étude		*Nb de jours*	*Cycle de marée*	*Type d'instrument*	*Nb de jours*	Nb échantillons			Intégrés à la colonne d'eau			Proximité appareils			Colonne d'eau	Surface	
						FL	Fon	Foff	FL	Fon	Foff	FL	Fon	Foff			
Zuydcoote	ZY08	5	11	2 Valeport et 2 ADCP	3	79	39	-	16	8	-	6	3	-	106	-	3
	ZY09	25	45	1 ADCP houle et courant, 1 ADCP courant, un Valeport (petits fonds) et1 courantomètre à main Swoffer	6	125	124	-	27	27	-	9	9	-	-	39	6
Wissant	WI09	6	13	2 Valeport et 2 ADCP	6	149	8	-	49	2	-	22	-	-	153	-	7
	WI10	8	11	1 Valeport, 2 ADCP, 1 S4 ADW et 1 courantomètre à main Swoffer	4	44	47	50	9	10	10	9	10	10	-	211	3
Hardelot	HA09	7	10	2 Valeport et 2 ADCP	5	287	95	-	58	24	-	24	12	-	317	-	3
	HA10	10	17	1 Valeport, 1 ADCP, 1 S4 ADW et 1 courantomètre à main Swoffer	5	92	41	-	27	5	-	9	4	-		31	7
Total		61	107	-	29	776	354	50	186	76	10	79	38	10	576	281	29

CHAPITRE III

Caractérisation des Conditions Hydrodynamiques au Cours des Différentes Campagnes de Terrain

Résumé :

Les mesures hydrodynamiques enregistrées au cours des différentes campagnes de terrain présentent de fortes variations représentatives du littoral de la Côte d'Opale. Trois types de conditions d'agitation ont été définis arbitrairement en raison de la difficulté de piéger lors de conditions extrêmes. Ainsi, en dessous d'un H_s de 0,20 m, l'agitation est considérée comme faible, au-delà de 0,40 m, elle est assimilée à de fortes conditions. Entre les deux ($0,2 \text{ m} < H_s < 0,40 \text{ m}$), les conditions sont modérées. L'excursion verticale de la marée est responsable du temps d'action des zones hydrodynamiques au sein du profil, alors que l'énergie de la houle détermine leur largeur. Les courants de marée préférentiellement actifs dans la zone de levée circulent parallèlement au rivage et peuvent dans certains cas renforcer ou atténuer les courants générés par le déferlement des vagues incidentes dans la zone de surf. En période de fortes agitations, la houle est fortement dissipée sur les barres intertidales, lesquelles sont également responsables d'un accroissement de H_s dû à la variation locale de la pente de la plage. La dissipation de la houle associée à l'atténuation de l'onde de marée vers le haut de plage engendre un courant moyen plus élevé au niveau du milieu de plage.

Abstract:

Hydrodynamics data recorded during the different field experiments show a strong variability representative of the coast of Northern France. Three types of wave energy conditions have been arbitrarily defined because of the difficulty to measure sediment transport under extreme conditions. Thus, lower wave energy conditions are characterized by a $H_s < 0,20$ m, moderate conditions by $0,20 < H_s < 0,40$ m and $Hs > 0,40$ m corresponds to higher wave energy. Vertical tidal excursion rate is responsible for the residence time of the different hydrodynamics zones while wave energy controls their width. Tidal currents are dominant in the shoaling zone and flow almost parallel to the shoreline. They can reinforce longshore currents generated by wave incident breaking wave in the surf zone or attenuate them, depending on the tidal phase. During high wave energy conditions ($H_s > 0,40$ m), intertidal bars are responsible for wave energy dissipation over the intertidal zone. The relatively steeper slopes associated with the stoss side of intertidal bars may cause a rapid increase in shoaling wave height, which can favour longshore current especially during lower hydrodynamics conditions. This strong wave energy dissipation associated with the attenuation of the tidal wave towards the upper beach results in higher longshore current velocities on the middle beach.

Introduction

Au cours de ce chapitre, l'ensemble des données hydrodynamiques mesurées au cours de chaque campagne de terrain sera présenté. Suite à la détermination des mesures enregistrées dans la zone de surf ou de levée, les processus liés à chacune de ces zones hydrodynamiques seront exposés par la suite. Un bref rappel de l'influence de l'excursion verticale sera présenté suivi de l'étude des variations hydrodynamiques au cours d'un cycle de marée et à travers l'estran, point fondamental pour la compréhension des processus hydro-sédimentaires qui animent le système.

13. Caractérisation des conditions hydrodynamiques au cours des différentes campagnes de terrain

Dans cette première partie, nous présenterons les conditions d'agitation lors de chaque campagne de terrain. Nous traiterons les données en fonction de chaque site et de chaque expérimentation de terrain. Dans un souci d'homogénéité des données, sont présentées uniquement les données relatives aux paramètres de la houle enregistrées par les ADCP situés sur le flanc externe proche du niveau moyen de mers (NM).

13.1. Zuydcoote

13.1.1. Campagne de Zuydcoote, novembre 2008 (ZY08)

Suivant la méthode décrite précédemment (**Cf. Chapitre II**), 4 appareils courantométriques ont été déployés sur le flanc externe des barres intertidales B2 et B3 et ont enregistré les conditions hydrodynamiques pendant 6 jours soit 11 cycles tidaux. Les coefficients de marée au cours de ces expérimentations de terrain sont compris entre 77 et 100 soit un marnage allant de 4,93 m à 5,60 m. La figure (**Fig. III-1**) présente les paramètres hydrodynamiques au cours de la campagne au niveau de l'ADCP situé sur le profil 1, à l'est de la zone d'étude. Etant donné que les ADCP sont positionnés à un niveau plus bas sur l'estran (B3) que les Valeport (B2), ils enregistrent un nombre de données plus important, c'est pourquoi nous présentons préférentiellement ces valeurs. Cette campagne est caractérisée par deux périodes d'agitation différentes. Une première période comprise entre le 12 et le 16 novembre, et au cours de la journée du 18 novembre 2008 où les hauteurs de vagues sont comprises entre 0,09 m et 0,36 m, correspondant à des conditions faibles à modérées. Une deuxième période est observable lors de la journée du 17 novembre où cette fois-ci les hauteurs de vagues sont comprises entre 0,23 et 0,82 m correspondant alors à une période d'agitation plus intense.

L'augmentation soudaine de la hauteur significative des vagues le 17 novembre est liée à une intensification du forçage éolien provenant du secteur nord et ce, au cours de la nuit qui a précédé la mesure. Le temps que les vagues se propagent et atteignent la côte, le vent tourne au sud et diminue jusqu'à être quasi nul. Les conditions d'agitations redeviennent par la suite relativement faibles.

Les vitesses de courant longitudinales suivent parfaitement les cycles de marée avec un courant de flot plus intense et plus rapide que le courant de jusant qui est légèrement plus faible et qui agit plus longtemps. En revanche, et bien que le flot soit orienté vers l'est et le jusant vers l'ouest sur notre zone d'étude, la renverse des courants est peu observable puisque

la majorité des directions de courant est orientée vers l'est (**Fig. III-2**). La persistance du courant dans cette direction peut être imputée au vent soufflant d'ouest en est, renforçant ainsi le courant de flot et empêchant la renverse du courant lors du jusant.

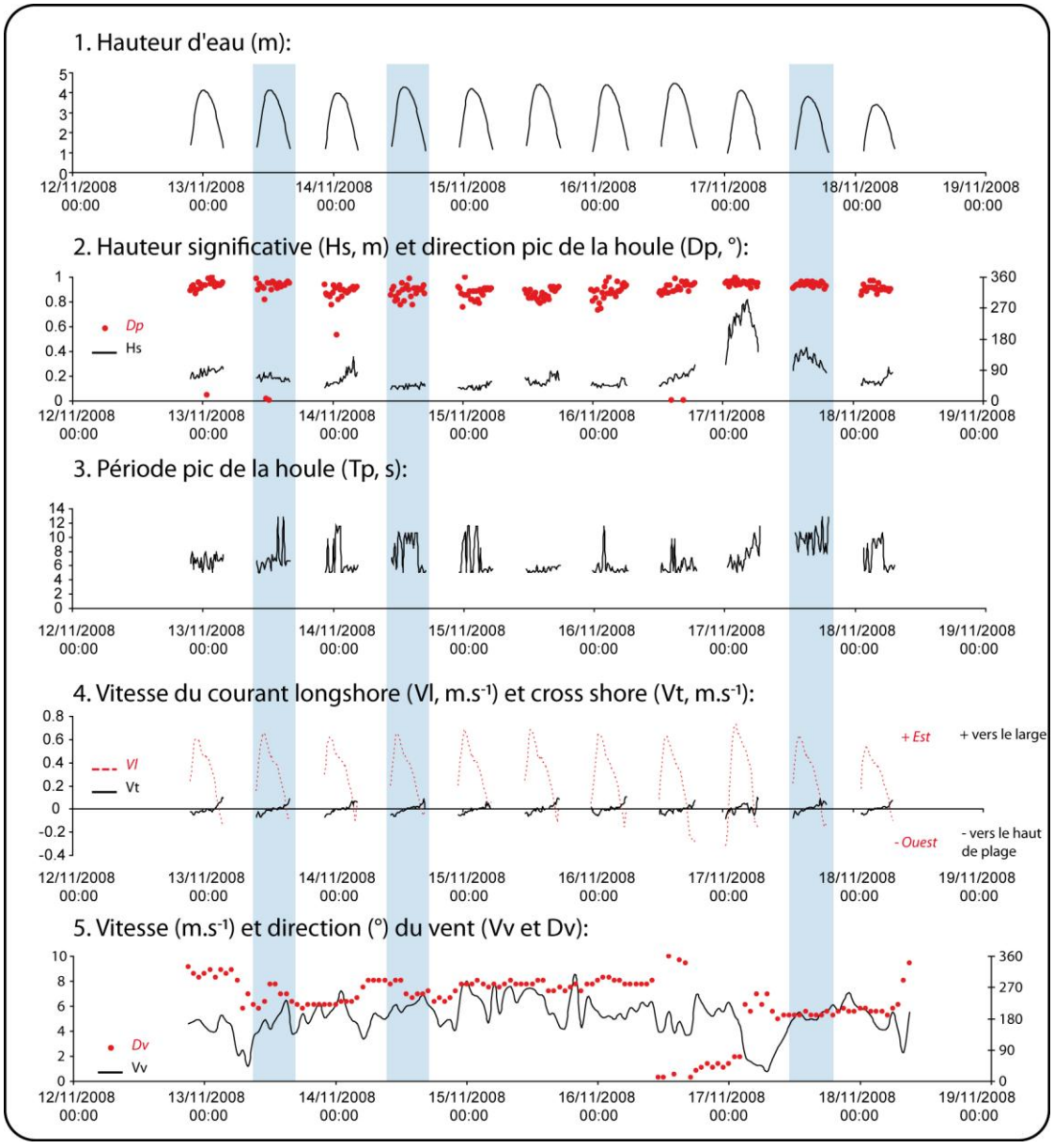


Fig. III-1 : Conditions hydrodynamiques lors de la campagne de Zuydcoote, novembre 2008 (ZY08) au niveau de l'ADCP positionné sur le profil P1. Les zones en bleu correspondent aux jours d'échantillonnage.

***Fig. III-1** : Time series of hydrodynamics conditions (ZY08) recorded by the ADCP located on the profile P1 where (1) is the water depth (H_s, m); (2) is the significant wave height (H_s) associated with its peak direction (D_p); (3) is the wave peak period (T_p,); (4) are longshore (V_l) and cross-shore (V_t) current velocities ($m.s^{-1}$) and (5) is the wind speed (V_v $m.s^{-1}$) associated with direction (D_v °). The shaded blue zones correspond to the sampling days.*

D'une manière générale, cette première campagne est caractérisée par des conditions de faibles agitations où 80% des hauteurs de vagues sont inférieures à 0,20 m et seulement 8% sont supérieures à 0,40 m (**Fig. III-2**). Les houles proviennent essentiellement du secteur ONO indépendamment des différentes conditions d'agitation. Toutefois, les houles les plus importantes (> 0,20 m) proviennent du secteur NNO.

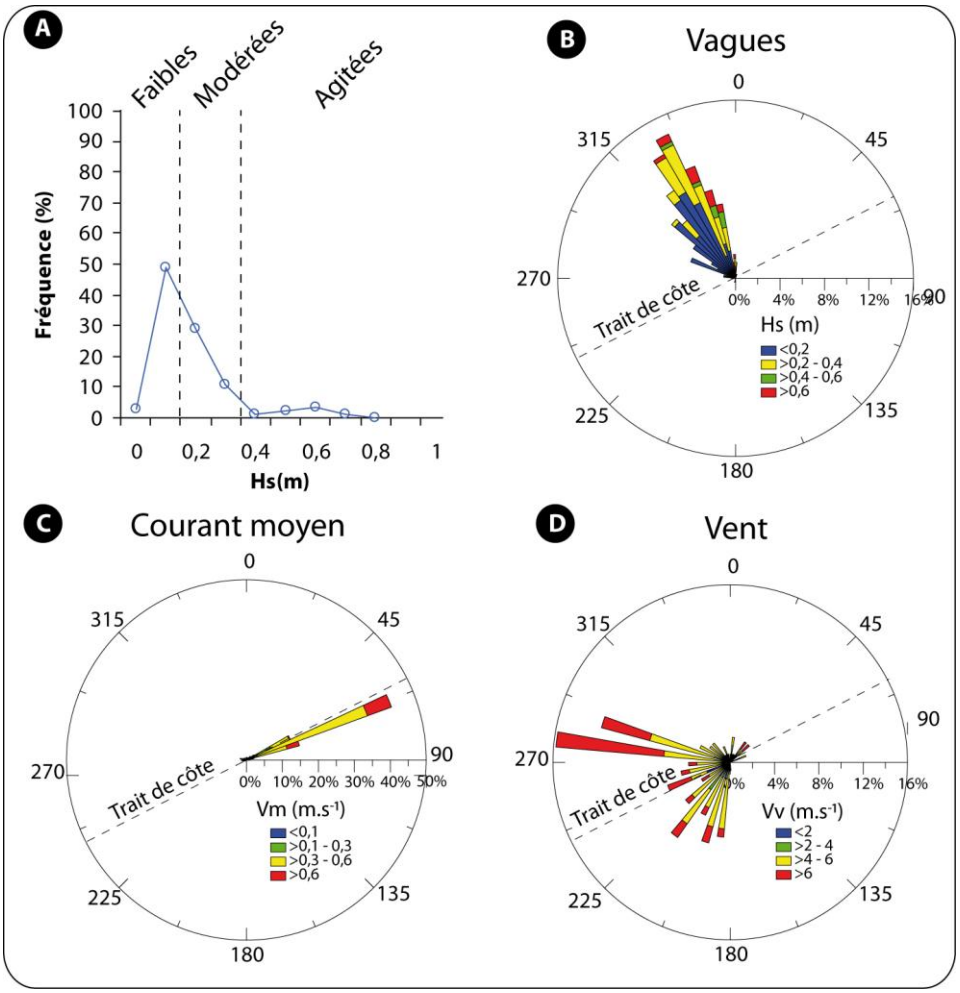


Fig. III-2 : A) Distribution des hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées par les 4 appareils. B) Directions pic (D_p) et hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées au niveau de l'ADCP situé sur le profil P1. C) Directions (D_{vm}) et intensités du courant moyen (V_m) mesurés au niveau de l'ADCP situé sur le profil P1. D) Directions (D_v) et vitesses moyennes du vent (V_v) (ZY08).

***Fig. III-2** : A) Distribution of significant wave height (H_s) measured by the 4 instruments. B) Peak direction (D_p) and significant wave height (H_s) measured at the ADCP on the profile P1. C) Mean current velocities (V_m) and direction (D_{vm}) measured at the ADCP on the profile P1. D) Mean wind speed (V_v) and direction (D_v) (ZY08).*

Les vitesses du courant moyen ont atteint une valeur maximale d'environ 0,70 $m.s^{-1}$. Les vitesses transversales sont quant à elle très faibles (Max. de 0,10 $m.s^{-1}$) et présentent une résultante du courant principalement orientée vers le haut de plage lors du flot et vers le large lors du jusant. Le fait qu'elles soient très faibles provient de la méthode de calcul par le logiciel, elles correspondent à une moyenne des vitesses au cours d'un burst, or, les vitesses transversales oscillent rapidement et ce, à hautes fréquences (Cartier et Hequette, 2011a).

13.1.2. Campagne de Zuydcoote, novembre – décembre 2009 (ZY09)

En collaboration avec les travaux d'Aurélie Maspataud (Maspataud, 2011), cette campagne a nécessité une logistique particulière et le déploiement d'appareils courantométriques sur une durée plus importante que pour le reste des campagnes. Ainsi les appareils sur l'estran (ADCP) ont enregistré des données du 13 novembre au 8 décembre 2009 et le Valeport,

localisé dans les petits fonds a enregistré les données entre le 17 et le 30 novembre (**Fig. III-3**).

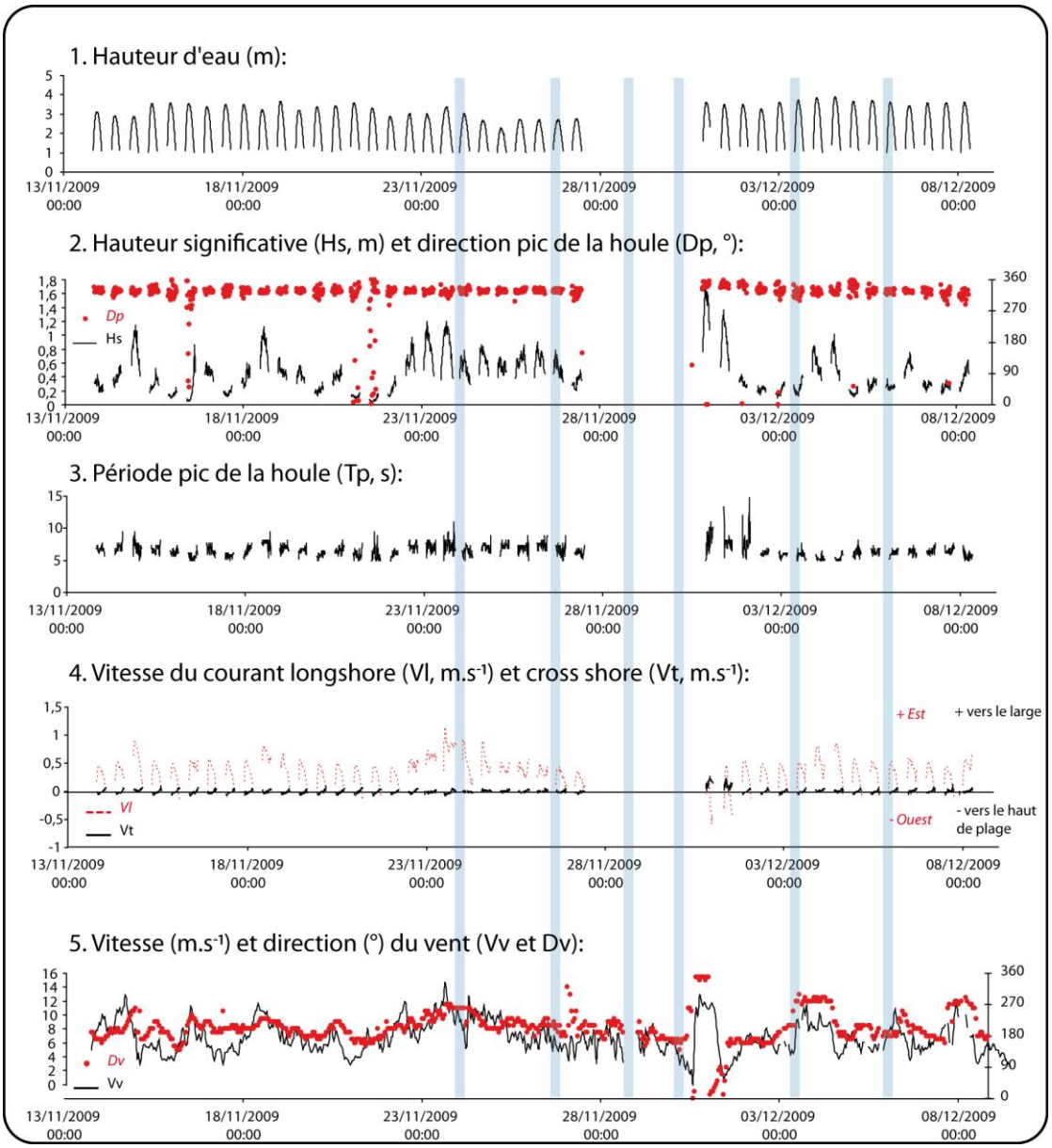


Fig. III-3 : Conditions hydrodynamiques lors de la campagne de Zuydcoote, novembre – décembre 2009 (ZY09) au niveau de l'ADCP positionné sur le profil central. Les zones en bleu correspondent aux jours d'échantillonnage.

***Fig. III-3** : Time series of hydrodynamics conditions (ZY09) recorded by the ADCP located on the middle profile where (1) is the water depth (H_s, m); (2) is the significant wave height (h, m) associated with its peak direction (D_p °); (3) is the wave peak period (T_p, s); (4) are longshore (V_l) and cross-shore (V_t) current velocities ($m.s^{-1}$) and (5) is the wind speed (V_v $m.s^{-1}$) associated with direction (D_v °). The shaded blue zones correspond to the sampling days.*

En raison de conditions de très forte énergie, nous ne disposons pas de données valides entre le 27 et le 30 novembre 2009 puisque les ADCP ont été soit ensablés soit affouillés. Les coefficients de marée au cours de ces expérimentations de terrain sont compris entre 36 et 93 soit un marnage allant de 2,92 m à 5,36 m.

Etant donné que les échantillonnages de transport sédimentaire ont débuté le 24 novembre et se sont achevés le 6 décembre 2009, nous détaillerons uniquement les conditions

hydrodynamiques pendant cette période. Les conditions d'agitation ont été particulièrement intenses au cours de cette phase et leur temps d'action a été plus long comparé aux autres campagnes. En raison d'un vent intense provenant du secteur O à SO, les houles, provenant principalement du secteur NO, ont excédé 0,90 m pour une hauteur moyenne de 0,50 m entre le 24 et le 28 novembre 2009. La hauteur significative atteint un pic à 1,70 m le 30/11. Les courants longitudinaux associés sont bien évidemment intenses, ils atteignent en effet 0,90 $m.s^{-1}$ pour une moyenne de 0,37 $m.s^{-1}$. La résultante du courant est principalement orientée vers l'est et parallèle au trait de côte (**Fig. III-4**). Les vitesses transversales ne présentent pas d'évolution particulière excepté lors du pic de hauteur significative des houles où le courant est orienté vers le large, traduisant ainsi un fort courant de retour induit par un excès de masse d'eau apporté à la côte.

Les conditions hydrodynamiques au cours de cette campagne ont été agitées à très agitées et constituent la campagne la plus énergétique, non pas en termes de valeurs maximales mais en termes de durée d'impact due à la « tempête ». En effet, plus de 50% des houles enregistrées sont supérieures à 0,4 m dont 6% d'entre elle excède 1 m.

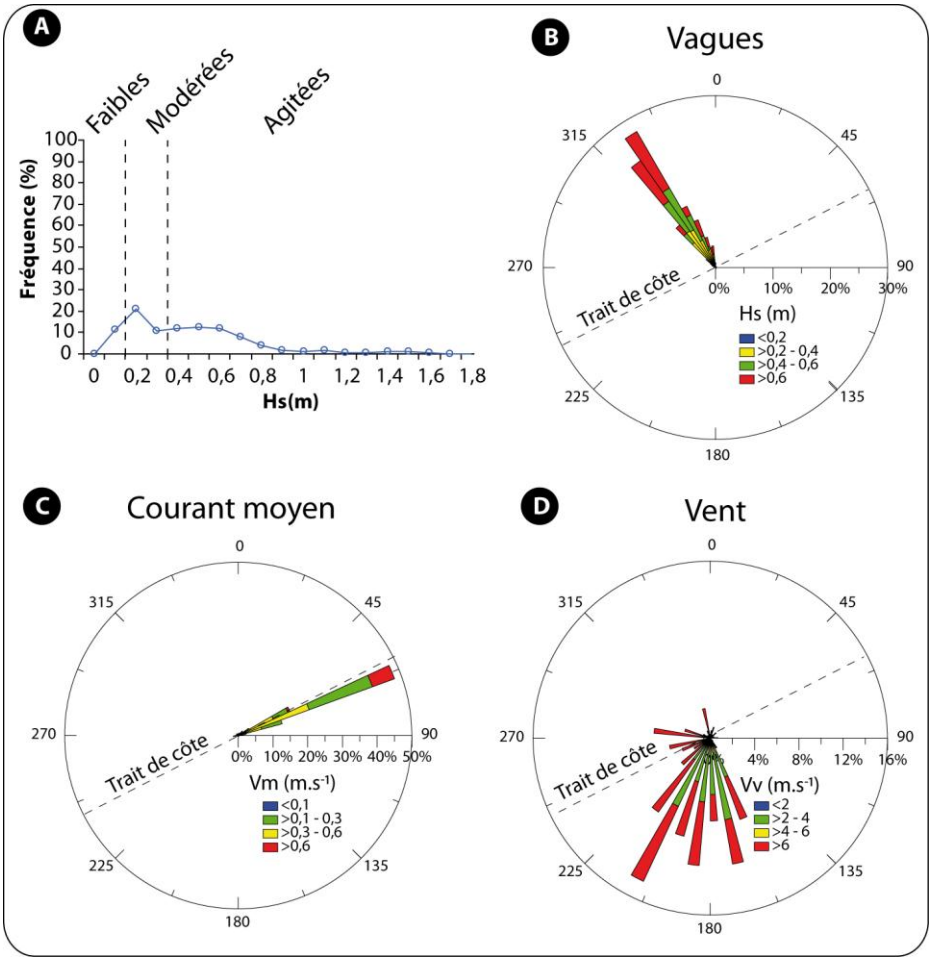


Fig. III-4 : A) Distribution des hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées par les 4 appareils. B) Directions pic (D_p) et hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées au niveau de l'ADCP situé sur le profil central. C) Directions (D_{vm}) et intensités du courant moyen (V_m) mesurés au niveau de l'ADCP situé sur le profil central. D) Directions (D_v) et vitesses moyennes du vent (V_v) (ZY09) pour la période du 24 novembre au 6 décembre 2009§.

***Fig. III-4**: A) Distribution of significant wave height (H_s) measured by the 4 instruments. B) Peak direction (D_p) and significant wave height (H_s) measured at the ADCP on the profile P1. C) Mean current velocities (V_m) and direction (D_{vm}) measured at the ADCP on the profile P1. D) Mean wind speed (V_v) and direction (D_v) (ZY09) from the 24th of November to the 6th of December 2009.*

13.2. Baie de Wissant

13.2.1. Campagne de Wissant, mars 2009, (WI09)

Les courantomètres houlographes ont enregistré des données hydrodynamiques du 8 au 14 mars 2009 soit 13 cycles tidaux (**Fig. III-5**). Les coefficients de marée au cours de ces expérimentations de terrain sont compris entre 47 et 107 soit un marnage allant de 4,09 m à 7,35 m.

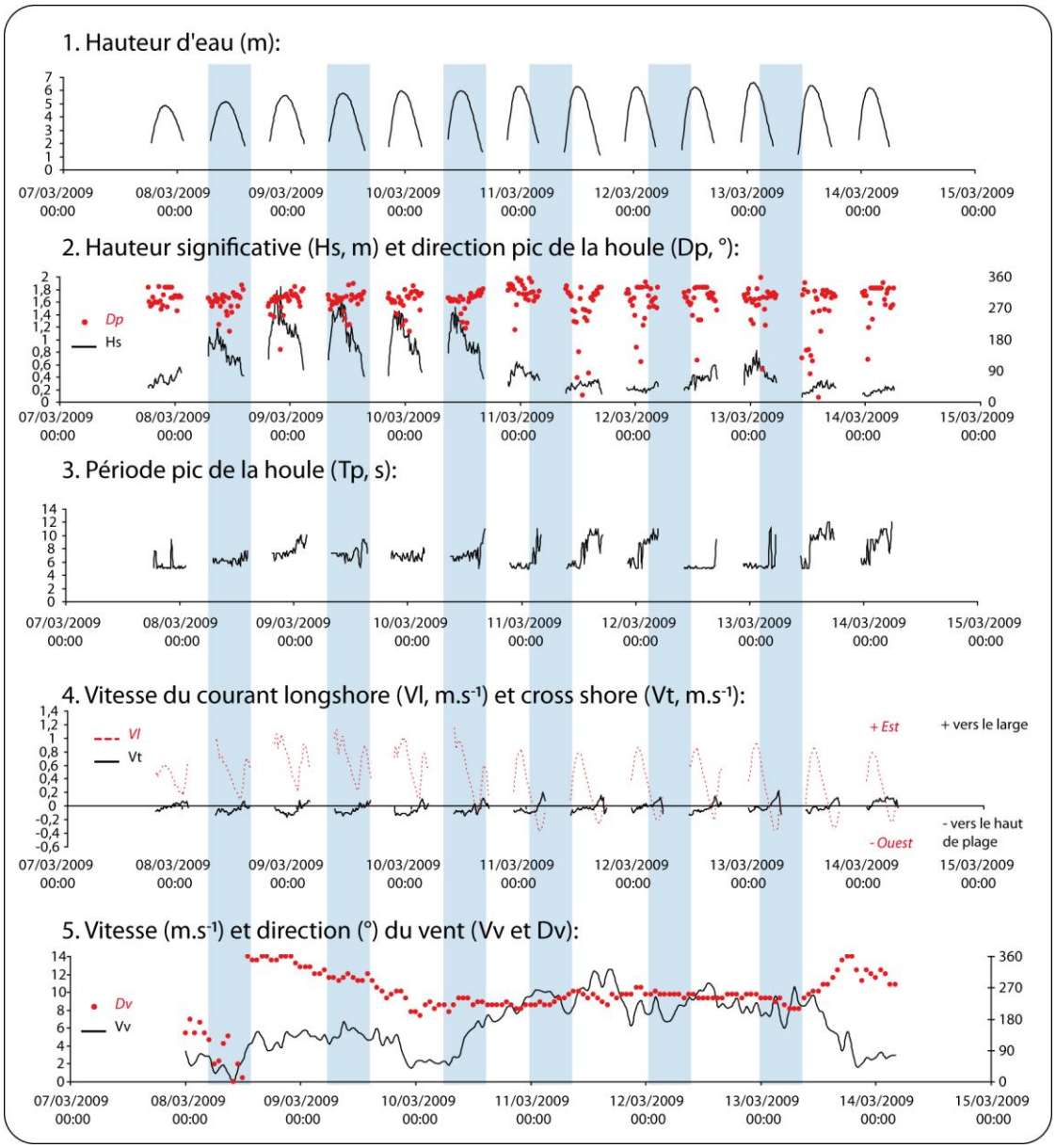


Fig. III-5 : Conditions hydrodynamiques lors de la campagne de Wissant, mars 2009 (WI09) au niveau de l'ADCP positionné sur le profil P1. Les zones en bleu correspondent aux jours d'échantillonnage.

***Fig. III-5** : Time series of hydrodynamics conditions (WI09) recorded by the ADCP located on the profile P1 where (1) is the water depth (H_s, m); (2) is the significant wave height (h, m) associated with its peak direction (D_p °); (3) is the wave*

peak period (T_p, s); (4) are longshore (V_l) and cross-shore (V_t) current velocities (m.s^{-1}) and (5) is the wind speed (V_v m.s^{-1}) associated with direction (D_v °). The shaded blue zones correspond to the sampling days.

Cette campagne est caractérisée par deux périodes d'agitations différentes. Une première période de fortes agitations entre le 8 et le 11 mars où les vagues ont pu atteindre 1,80 m au niveau de l'ADCP situé sur le profil P1 (**Fig. III-5**) et une deuxième période (entre le 11 et le 14 mars 2009) plus modérée lors de laquelle les vagues ont pu tout de même atteindre 0,80 m. La houle provient essentiellement du secteur NO avec les houles les plus fortes (>0,6 m) venant du secteur ONO (**Fig. III-5** et **Fig. III-6**).

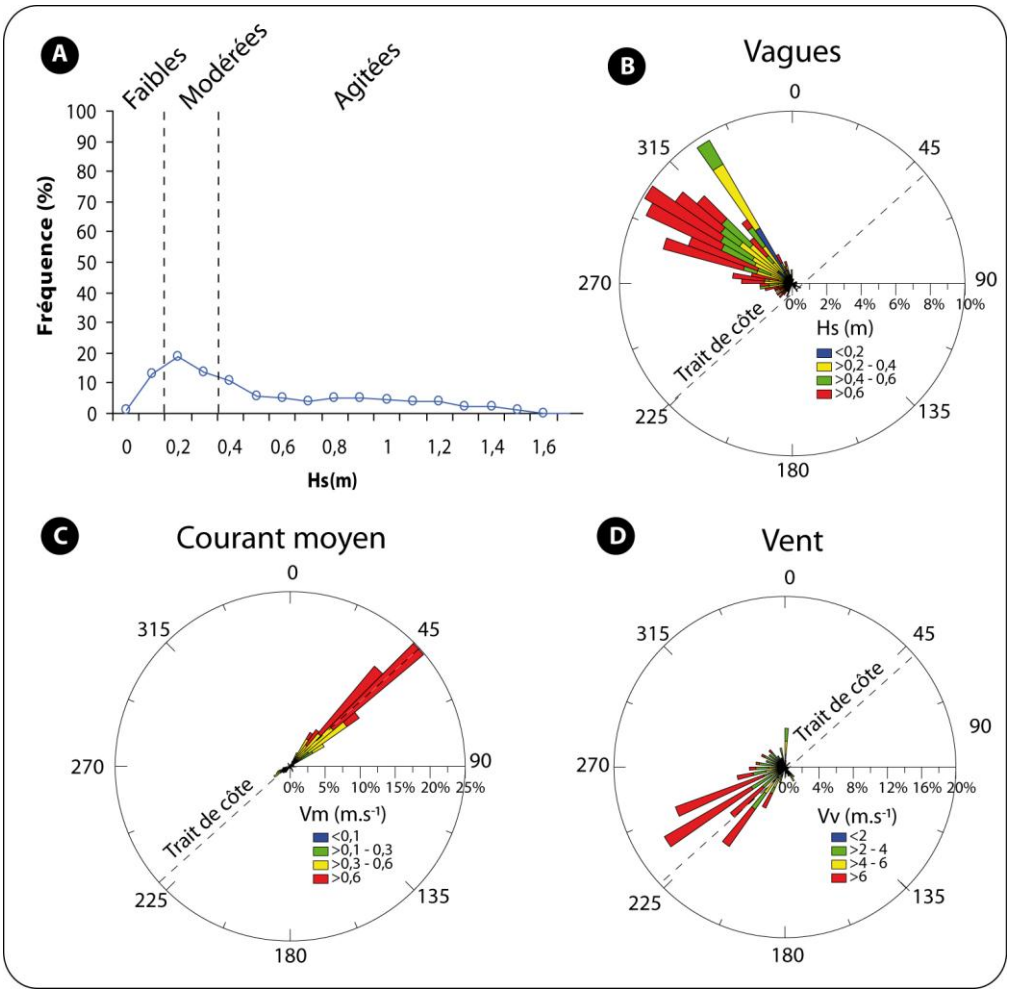


Fig. III-6 : A) Distribution des hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées par les 4 appareils. B) Directions pic (D_p) et hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées au niveau de l'ADCP situé sur le profil P1. C) Directions (D_{vm}) et intensités du courant moyen (V_m) mesurés au niveau de l'ADCP situé sur le profil P1. D) Directions (D_v) et vitesses moyennes du vent (V_v), (WI09).

***Fig. III-6**: A) Distribution of significant wave height (H_s) measured by the 4 instruments. B) Peak direction (D_p) and significant wave height (H_s) measured at the ADCP on the profile P1. C) Mean current velocities (V_m) and direction (D_{vm}) measured at the ADCP on the profile P1. D) Mean wind speed (V_v) and direction (D_v) (WI09).*

13.2.2. Campagne de Wissant, mars - avril 2010, (WI10)

Lors de cette campagne de terrain, 3 appareils courantométriques houlographes ont été déployés sur un profil au centre de notre zone d'étude. Ils ont enregistré les données hydrodynamiques du 28 mars au 3 avril soit 11 cycles tidaux (**Fig. III-7**). Les données relatives à la journée du 1er avril n'ont pas pu être exploitées en raison d'une tempête qui a

démantelé les appareils sur l'estran. Les coefficients de marée au cours de ces expérimentations de terrain sont compris entre 70 et 111 soit un marnage allant de 5,4 m à 7,57 m.

Il y a eu au cours de cette campagne d'échantillonnage, une première période d'agitation faible à modérée entre le 28 et le 30 mars où la hauteur des vagues a été en moyenne de 0,26 m avec toutefois un pic à 0,60 m le 29 mars. Dans la nuit du 30 mars, l'augmentation de la vitesse du vent (> 10 $m.s^{-1}$) provenant du secteur O à OSO, engendre une période de forte agitation, avec des vagues pouvant atteindre 2,40 m. Les vitesses de courant longitudinales sont également très importantes puisqu'elles atteignent 2 $m.s^{-1}$ le 31 mars. Cette très forte agitation s'étend du 30 mars au 2 avril.

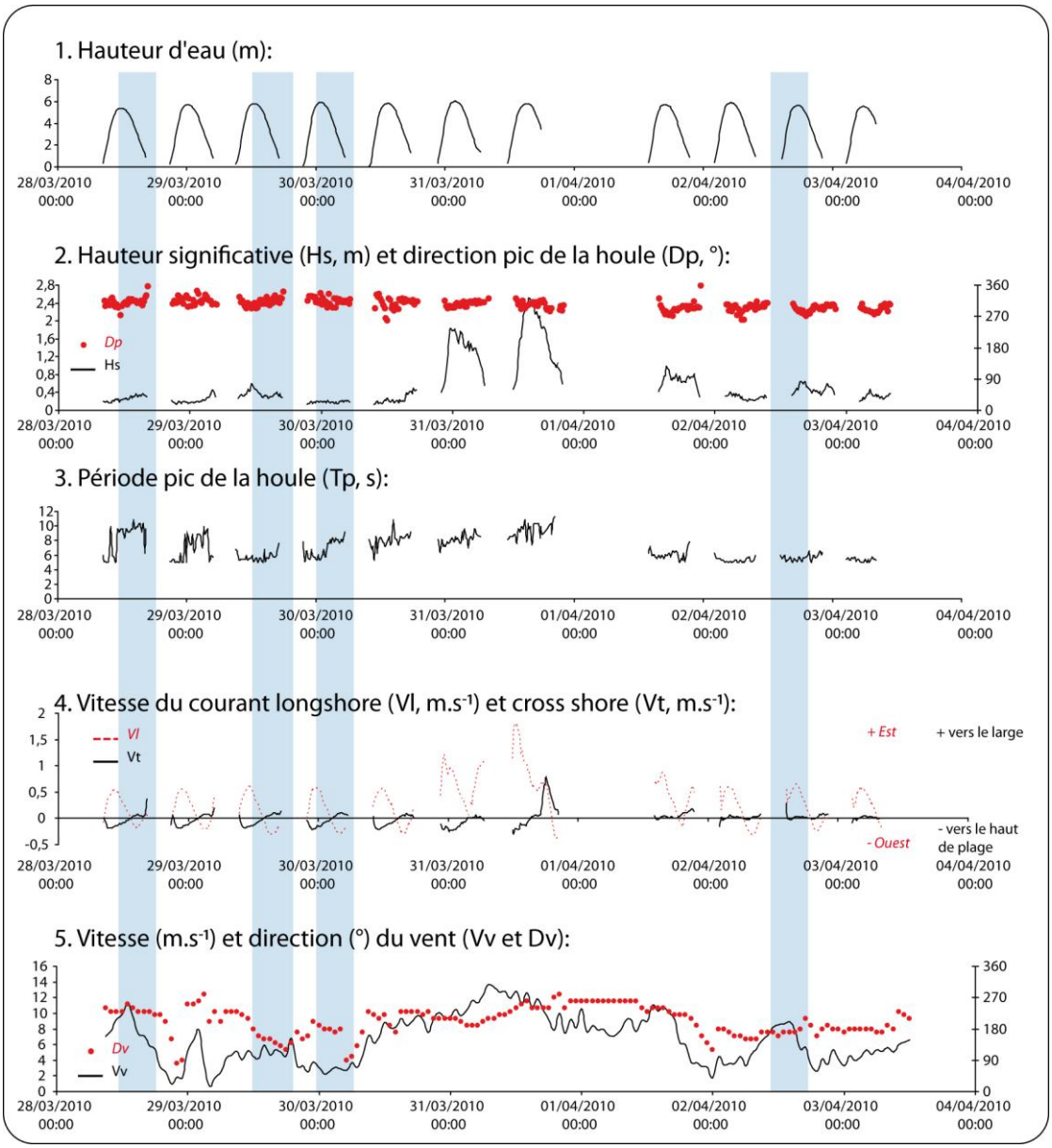


Fig. III-7 : Conditions hydrodynamiques lors de la campagne de Wissant, février - mars 2010 (WI10) au niveau de l'ADCP positionné sur le profil P1. Les zones en bleu correspondent aux jours d'échantillonnage.

Fig. III-7: *Time series of hydrodynamics conditions (WI10) recorded by the ADCP located on the profile P1 where (1) is the water depth (H_s, m); (2) is the significant wave height (h, m) associated with its peak direction (D_p °); (3) is the wave*

peak period (T_p, s); (4) are longshore (V_l) and cross-shore (V_t) current velocities (m.s^{-1}) and (5) is the wind speed (V_v m.s^{-1}) associated with direction (D_v °). The shaded blue zones correspond to the sampling days.

Ensuite, l'agitation diminue mais reste toutefois modérée à forte avec des hauteurs de vague moyenne atteignant 0,41 m. La houle provient du secteur NO tout au long de la campagne (**Fig. III-7** et **Fig. III-8**). De nouveau, les courants persistent vers l'est lors de la tempête et les périodes de forte agitation.

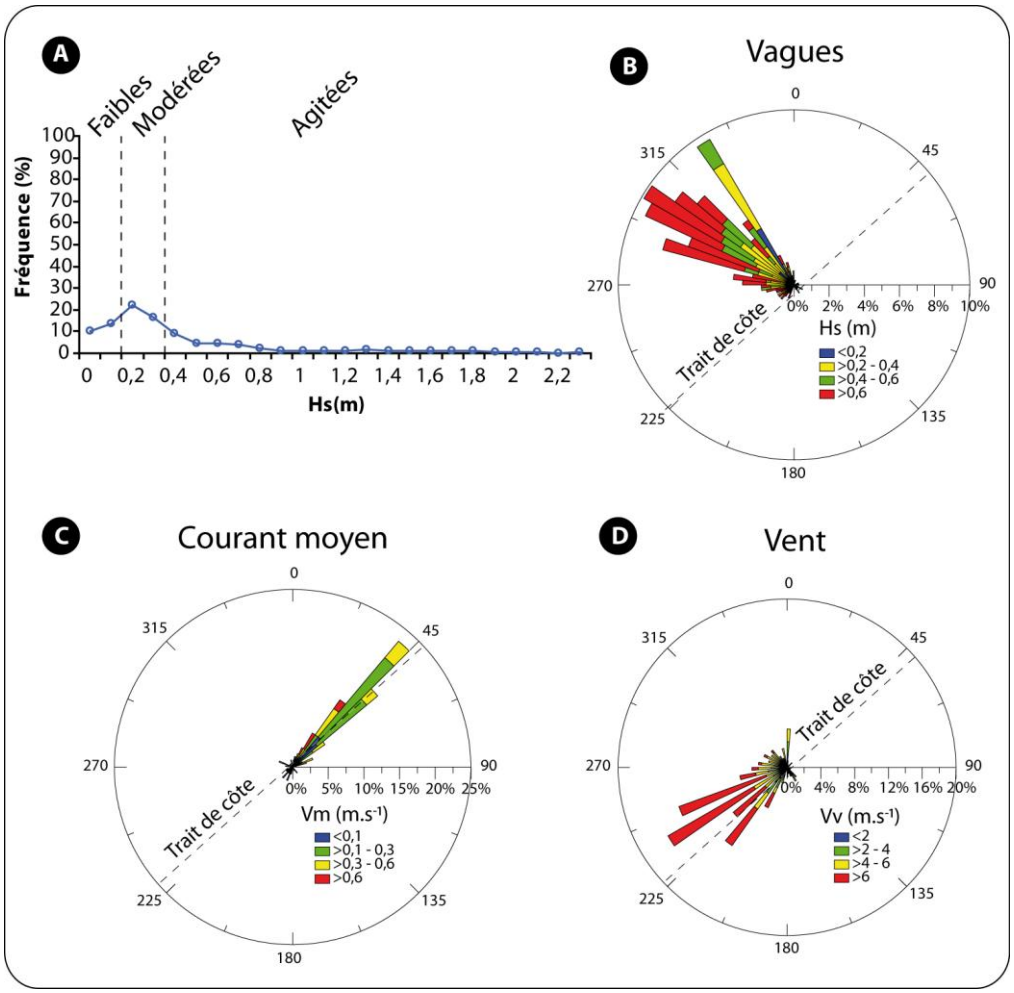


Fig. III-8 : A) Distribution des hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées par les 4 appareils. B) Directions pic (D_p) et hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées au niveau de l'ADCP situé sur le profil central. C) Directions (D_{vm}) et intensités du courant moyen (V_m) mesurés au niveau de l'ADCP situé sur le profil P1. D) Directions (D_v) et vitesses moyennes du vent (V_v), (WI10).

***Fig. III-8**: A) Distribution of significant wave height (H_s) measured by the 4 instruments. B) Peak direction (D_p) and significant wave height (H_s) measured at the ADCP on the middle profile. C) Mean current velocities (V_m) and direction (D_{vm}) measured at the ADCP on the profile P1. D) Mean wind speed (V_v) and direction (D_v) (WI10).*

En période d'agitation plus faible, la renverse des courants s'effectue bien au niveau de l'estran. Les courants transversaux présentent également une cyclicité en fonction de la marée puisqu'ils sont orientés vers le haut de plage pendant la marée montante et vers le large lorsqu'elle descend. En revanche, pendant la tempête, ils tendent à être préférentiellement orientés vers le haut de plage au début de la tempête puis vers le large au maximum de l'agitation. Lors des périodes agitées suite à la tempête, les courants transversaux sont préférentiellement dirigés vers le large.

Les conditions hydrodynamiques lors de cette campagne sont très variables puisque 37% des vagues sont comprises entre 0,4 m et 2,4 m et 45 % ne dépassent pas 0,2 m (**Fig. III-8**), elles constituent toutefois les vagues les plus importantes enregistrées au cours de toutes nos investigations de terrain.

13.3. Hardelot plage

13.3.1. Campagne d'Hardelot, juin 2009, (HA09)

Les conditions hydrodynamiques ont été enregistrées par 4 appareils courantométriques du 31 mai au 5 juin 2009. Les coefficients de marée au cours de ces expérimentations de terrain sont compris entre 56 et 76 soit un marnage allant de 5,61 m à 6,98 m.

Contrairement aux autres campagnes de terrain, celle-ci est relativement homogène en termes d'agitation, il n'apparaît pas de période plus ou moins agitée. Les hauteurs de houle atteignent seulement, en moyenne, une hauteur de 0,20 m avec tout de même un pic à 0,45 m le 31/05. Les houles proviennent essentiellement du secteur ONO à O, notons quelques houles qui proviennent du secteur OSO, notamment le 1er, 2 et 5 juin 2009 (**Fig. III-9**)

En raison de la faible agitation, les courants longitudinaux sont également de faible intensité puisqu'ils atteignent seulement 0,40 m.s^{-1} pour une moyenne de 0,20 m.s^{-1}. L'orientation des courants est principalement contrôlée par le balancement de la marée, avec les courants les plus intenses au cours du flot, la résultante à ce niveau sur la plage est dirigée vers le nord. Les vitesses transversales sont quant à elles très faibles et principalement orientées vers le large (**Fig. III-9** et **Fig. III-10**).

Cette campagne constitue les conditions hydrodynamiques les plus faibles enregistrées au cours de toutes nos investigations de terrain et ce, en termes de valeurs maximales et de temps d'action. En effet, 99% des houles sont inférieures à 0,40 m dont 46% inférieures à 0,20 m. (**Fig. III-10**).

13.3.2. Campagne d'Hardelot, janvier – février 2010, (HA10)

Suivant la même méthode de terrain que WI10 et ZY09, 3 appareils ont été déployés sur un profil central. Les instruments hydrographiques ont enregistré les données hydrodynamiques du 28 janvier au 6 février 2010. Les coefficients de marée au cours de ces expérimentations de terrain ont été compris entre 46 et 112 soit un marnage allant de 5,27 m à 9,34 m.

Six phases de conditions d'agitation différente se succèdent au cours de cette campagne (**Fig. III-11**). Les vagues proviennent essentiellement du secteur OSO à O, le courant moyen est alors principalement orienté vers le nord (**Fig. III-12**).

La première phase d'agitation, du 28 au 30 janvier, est caractérisée par des conditions d'agitation élevées puisque la hauteur moyenne des vagues est de 0,80 m avec un pic à 1,5 m (**Fig. III-11**). Provenant du secteur O à OSO dû au vent venant du même secteur, les houles induisent un courant principalement dirigé vers le sud dans un premier temps (28/01) puis vers le nord (30/01) en relation avec l'intensification du vent soufflant dans la même direction.

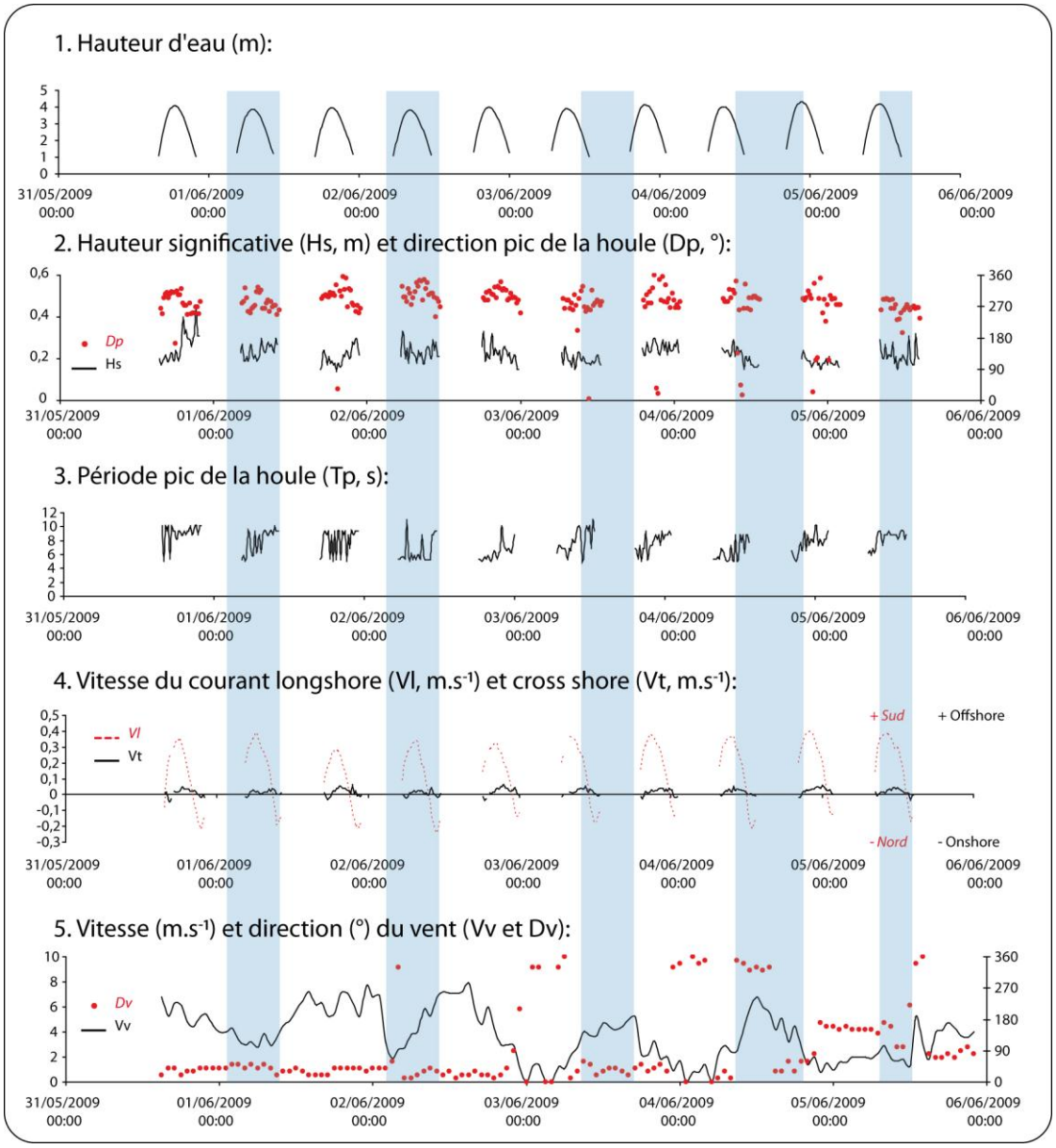


Fig. III-9 : Conditions hydrodynamiques lors de la campagne d'Hardelot, juin 2009 (HA09) au niveau de l'ADCP positionné sur le profil P2. Les zones en bleu correspondent aux jours d'échantillonnage.

Fig. III-9: *Time series of hydrodynamics conditions (HA09) recorded by the ADCP located on the profile P2 where (1) is the water depth (H_s, m); (2) is the significant wave height (h, m) associated with its peak direction (D_p °); (3) is the wave peak period (T_p, s); (4) are longshore (V_l) and cross-shore (V_t) current velocities ($m.s^{-1}$) and (5) is the wind speed (V_v $m.s^{-1}$) associated with direction (D_v °). The shaded blue zones correspond to the sampling days.*

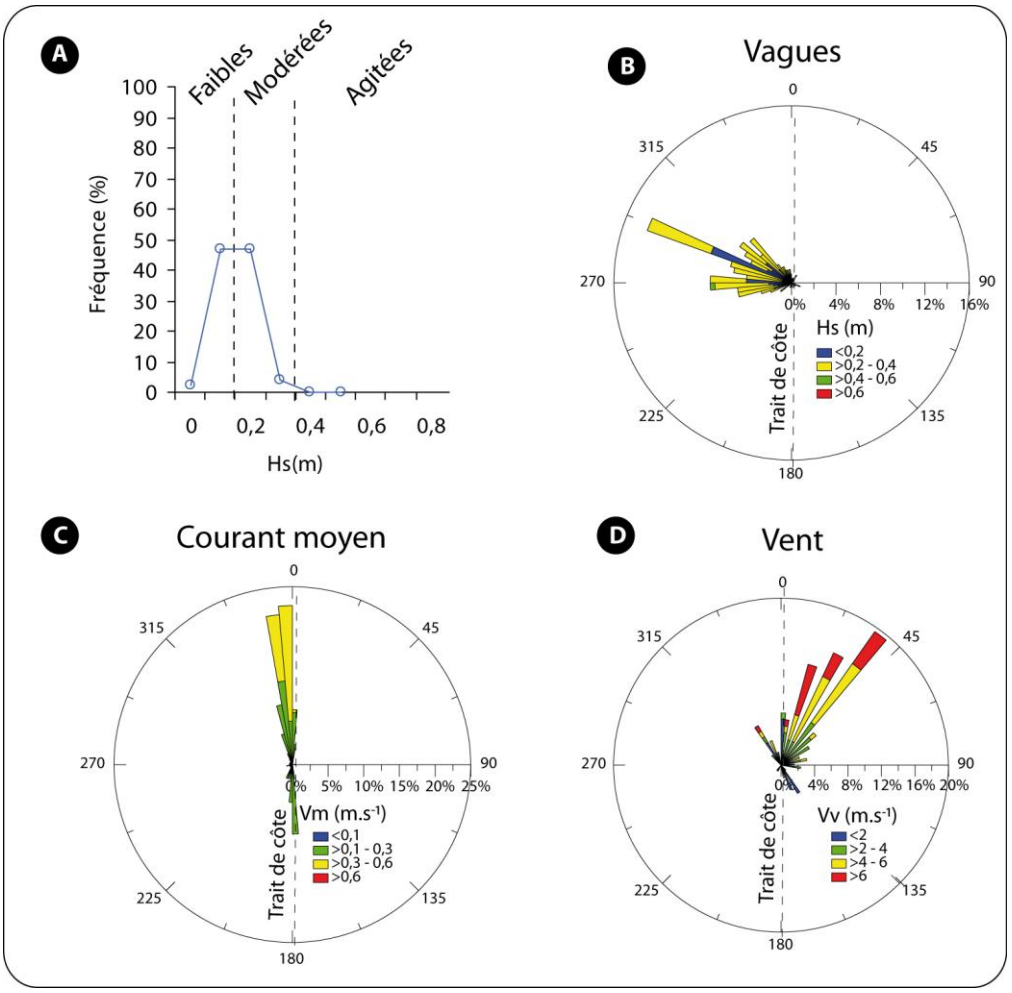


Fig. III-10 : A) Distribution des hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées par les 4 appareils. B) Directions pic (D_p) et hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées au niveau de l'ADCP situé sur le profil P2. C) Directions (D_{vm}) et intensités du courant moyen (V_m) mesurés au niveau de l'ADCP situé sur le profil P2. D) Directions (D_v) et vitesses moyennes du vent (V_v), (HA09).

***Fig. III-10**: A) Distribution of significant wave height (H_s) measured by the 4 instruments. B) Peak direction (D_p) and significant wave height (H_s) measured at the ADCP on the profile P1. C) Mean current velocities (V_m) and direction (D_{vm}) measured at the ADCP on the profile P2. D) Mean wind speed (V_v) and direction (D_v) (HA09).*

Avec la baisse d'intensité du vent, la hauteur des houles diminue entre le 30/01 et le 01/02 ($H_s \approx 0{,}25$ m) puis augmente de nouveau à la faveur d'un coup de vent (> 8 $m.s^{-1}$) engendrant des houles pouvant atteindre 1 m de hauteur. Puisque le vent continue de souffler fortement pendant les journées du 2 et 3 février, l'agitation devient plus forte pendant cette période où la houle atteint un pic de 2,14 m pour une moyenne, très élevée pour la région, de 1,45 m. Les courants longitudinaux sont orientés vers le nord avec des vitesses pouvant atteindre 1,10 $m.s^{-1}$, notamment lors du flot. Le fait que le vent souffle dans la même direction que le courant de flot induit une forte intensification du courant moyen et une annulation de la renverse du courant (**Fig. III-11**).

A partir de la fin de la journée du 03/02, l'intensité du vent diminue (< 6 $m.s^{-1}$) engendrant une baisse de l'agitation locale qui reste tout de même forte (Hs ≈ 0,50 m) et qui s'intensifie de nouveau à partir de la fin de journée du 5 février où les houles atteignent 1 m de hauteur.

Les conditions hydrodynamiques au cours de cette campagne ont été extrêmement variables marquées par la succession de nombreuses phases d'agitation. En moyenne, les conditions de houles ont été agitées puisque plus de 80% des hauteurs de vague étaient supérieures à 0,40 m avec 16% au dessus de 1 m et moins de 2% en dessous de 0,20 m (**Fig. III-12**).

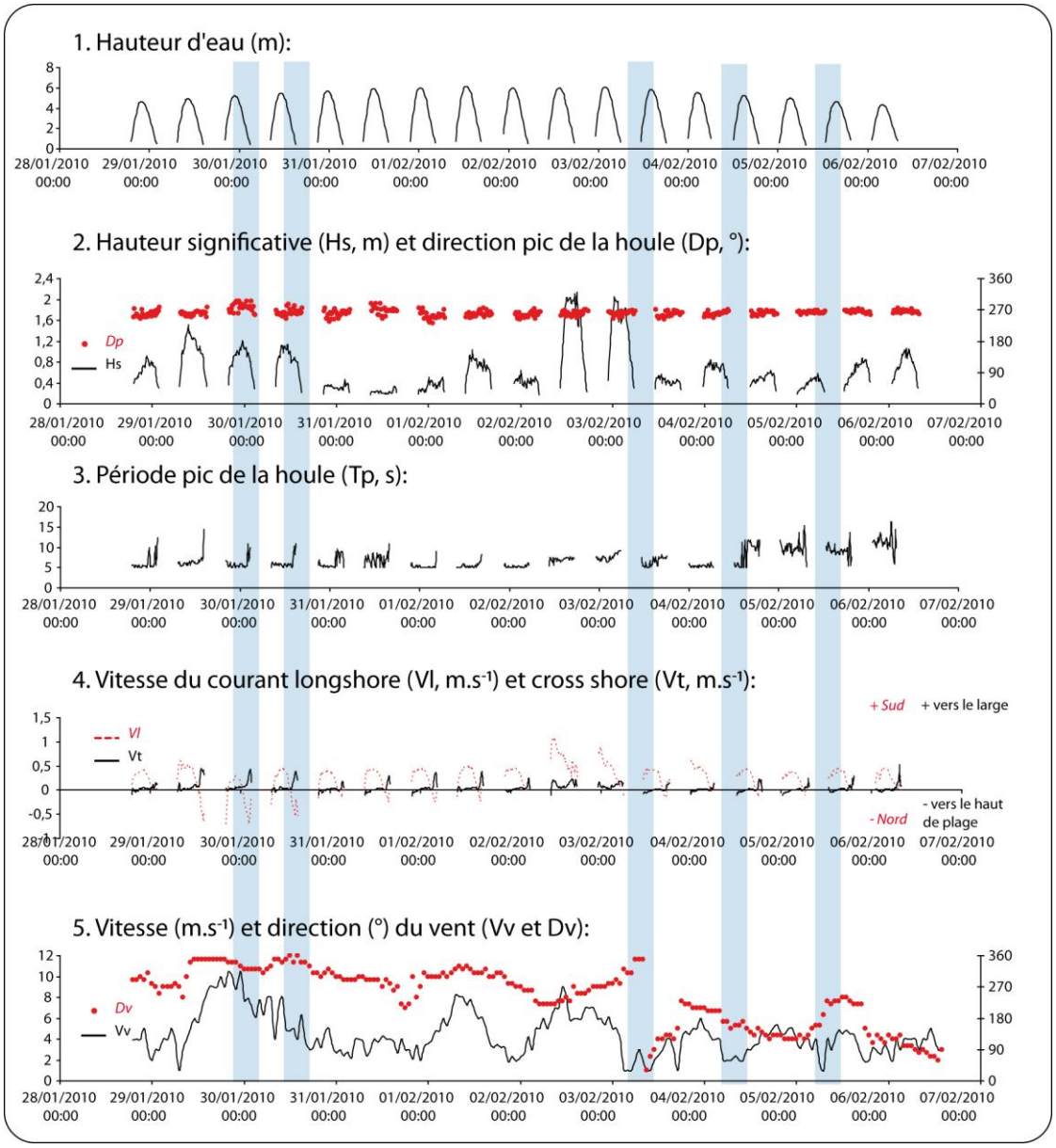


Fig. III-11 : Conditions hydrodynamiques lors de la campagne d'Hardelot, janvier – février 2010 (HA10) au niveau de l'ADCP positionné sur le profil P2. Les zones en bleu correspondent aux jours d'échantillonnage.

Fig. III-11 : *Time series of hydrodynamics conditions (HA10) recorded by the ADCP located on the profile P2 where (1) is the water depth (H_s, m); (2) are the significant wave height (h, m) associated with its peak direction (D_p °); (3) is the wave peak period (T_p, s); (4) are longshore (V_l) and cross-shore (V_t) current velocities ($m.s^{-1}$) and (5) is the wind speed (V_v $m.s^{-1}$) associated with direction (D_v °). The shaded blue zones correspond to the sampling days.*

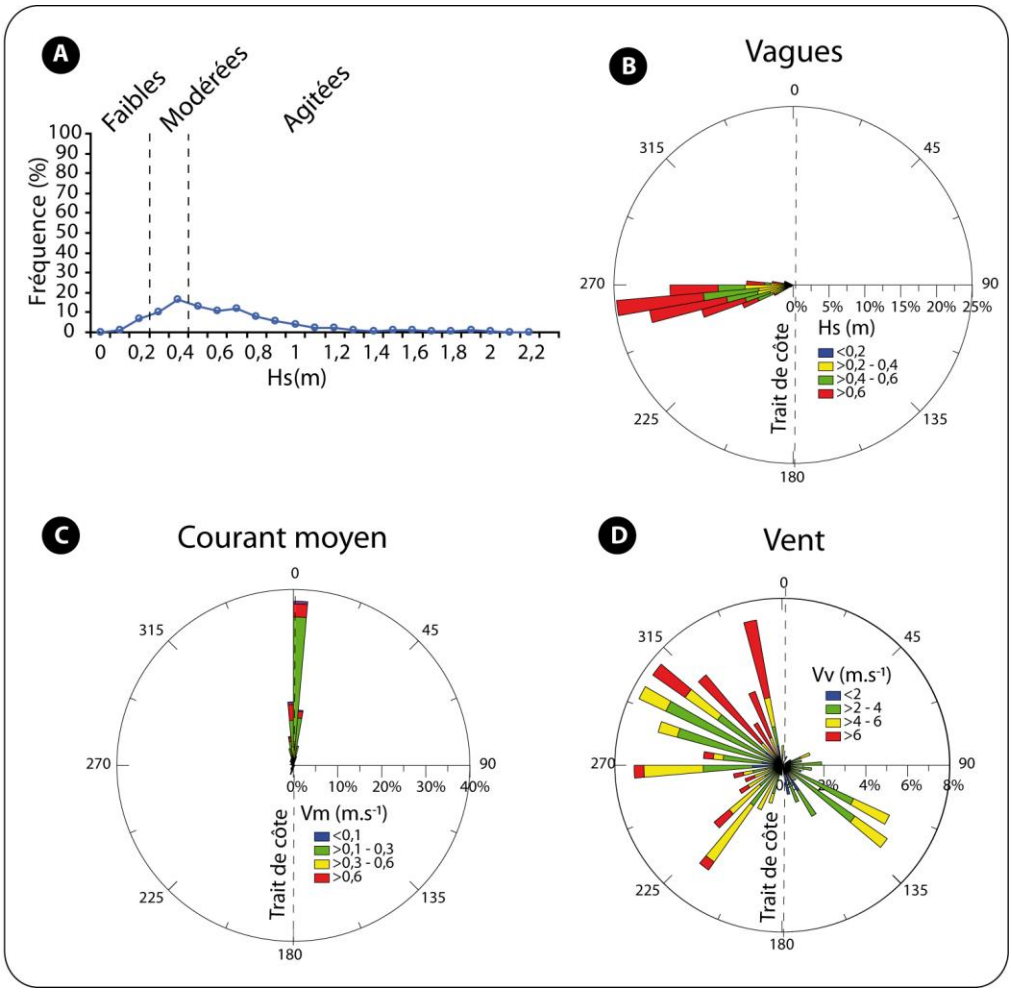


Fig. III-12 : A) Distribution des hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées par les 4 appareils. B) Directions pic (D_p) et hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées au niveau de l'ADCP situé sur le profil central. C) Directions (D_{vm}) et intensités du courant moyen (V_m) mesurés au niveau de l'ADCP situé sur le profil P2. D) Directions (D_v) et vitesses moyennes du vent (V_v), (HA10).

***Fig. III-12** : A) Distribution of significant wave height (H_s) measured by the 4 instruments. B) Peak direction (D_p) and significant wave height (H_s) measured at the ADCP on the middle profile. C) Mean current velocities (V_m) and direction (D_{vm}) measured at the ADCP on the profile P2. D) Mean wind speed (V_v) and direction (D_v) (HA10).*

13.3.3. Conclusion sur les conditions d'agitation au cours des campagnes de terrain

A travers les 6 campagnes de terrain, il est apparu une forte variabilité des conditions hydrodynamiques passant de conditions extrêmement faibles voire nulles lors de la campagne d'Hardelot en juin 2009, à très fortes comme lors de la campagne d'Hardelot en février 2010. D'autres campagnes, tel que WI10 ont permis d'observer la succession de périodes calmes à très agitées en un laps de temps relativement court (< 1 semaine). Cette forte variabilité hydrodynamique en fonction des sites, et en fonction des campagnes de terrain, permet de couvrir une large gamme de conditions d'agitation représentatives du littoral du Nord Pas-de-Calais. Le marnage constitue un paramètre important dans la morphologie des plages et les processus hydro-sédimentaires associés, c'est pourquoi 3 sites d'étude, de marnage différent, avaient été choisis. Le marnage a également varié selon les campagnes de terrain (**Tab. III-1**), ainsi que les conditions d'agitation.

Tab. III-1 : Synthèse des marnages et des coefficients de marée minimums et maximums, pour l'ensemble des campagnes de terrain.

***Tab. III-1** : Synthesis of minimum and maximum tidal ranges and French tide coefficients for all the field experiments.*

	Marnage (m)		**Coefficient (Brest)**	
	Min.	**Max.**	Min.	**Max.**
ZY08	4,93	**5,6**	77	**100**
ZY09	2,92	**5,36**	36	**93**
WI09	4,09	**7,35**	47	**107**
WI10	5,4	**7,57**	70	**111**
HA09	5,61	**6,98**	56	**76**
HA10	5,27	**9,34**	46	**112**

Le tableau (**Tab. III-2**) résume le type de condition d'agitation rencontré lors des campagnes de mesure en fonction du marnage. Malgré quelques situations absentes, nos investigations ont permis de couvrir un large spectre des conditions hydrodynamiques que l'on peut observer sur la Côte d'Opale.

Tab. III-2 : Synthèse des campagnes de terrain réalisées en fonction des conditions d'agitation rencontrées, et du marnage.

***Tab. III-2** : Synthesis of field experiment depending of the tidal range (1 : low ; 2 : mean : 3 : high) and the wave energy conditions where $H_s < 0,2$ m is for low conditions, $0,2 \text{ m} < H_s < 0,4$ m is for moderate conditions and $H_s > 0,4$ m is for higher conditions.*

	1.Faible marnage (<5m)	**2.Marnage moyen (5 à 7m)**	**3.Fort marnage (>7m)**
Faibles ($H_s < 0,2$ m)	Zuydcoote 2008	Zuydcoote 2008 Wissant 2009 Hardelot 2009	Wissant 2010
Modérées ($0,2 \text{ m} < H_s < 0,4$ m)	Zuydcoote 2008 Zuydcoote 2009	Zuydcoote 2008 Wissant 2009 Hardelot 2009	Wissant 2010 Hardelot 2010
Agitées ($H_s > 0,4$ m)	Zuydcoote 2009	Wissant 2009	Wissant 2010 Hardelot 2010

13.4. Caractérisation du type de déferlement sur les plages de la côte d'Opale

Le type de déferlement agit de façon significative dans les phénomènes de mobilisation et de maintien en suspension du sédiment dans la colonne d'eau. Grâce au nombre d'Iribarren, le type de déferlement a été déterminé au cours de chaque campagne de terrain. Afin de définir ce nombre, l'analyse se base sur l'ensemble des mesures enregistrées par la totalité des instruments hydrographiques déployés sur l'estran soit plus de 6000 données.

Les résultats révèlent que dans la majorité des cas, le déferlement est de type *spilling breakers*. En effet, pour chaque campagne de terrain, plus de 90% des nombres d'Iribarren calculés sont inférieurs à 0,4 (**Fig. III-13**).

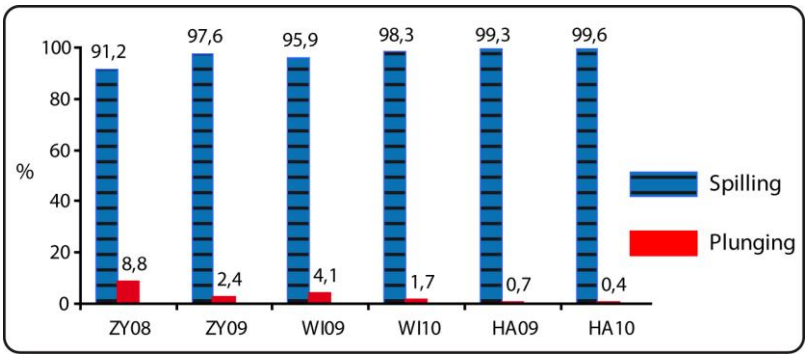


Fig. III-13 : Caractérisation du type de déferlement pour chaque campagne de terrain.

***Fig. III-13** : Characterization of the breaker type for each field experiments.*

Le déferlement de type *spilling breakers* est généralement associé aux plages dissipatives ayant une pente relativement faible, ainsi qu'à des vagues ayant une forte cambrure. Le déferlement est caractérisé par une augmentation graduelle de la vague jusqu'à ce que la crête devienne instable et s'effondre sur elle-même en cascade (*white water*, KOMAR, 1998) créant de la mousse et des bulles d'air. SMITH ET KRAUS (1991) ont néanmoins montré que des vagues caractérisées comme *spilling breakers* peuvent évoluer vers un type *plunging* lorsque la pente locale augmente comme au niveau des flancs externes des barres intertidales. Bien que les appareils soient précisément positionnés à ce niveau, les vagues de type plongeant restent rares. Le nombre d'Iribarren est basé sur la pente moyenne de la plage, or la pente de la plage au niveau de l'appareil diffère très peu et n'induit pas de changements radicaux dans le type déferlement. Elle peut cependant jouer sur la forme des vagues et induire un déferlement plus ou moins rapide.

14. Différenciation des processus en fonction de la zone hydrodynamique.

La méthode de terrain employée nous a contraint à échantillonner le transport sédimentaire dans différentes zones hydrodynamiques et plus particulièrement dans la zone de levée, proche du déferlement et dans la zone de surf. Dans la partie précédente (**Cf. Chapitre II**), le calcul de la hauteur relative au déferlement a permis de différencier empiriquement les données enregistrées en fonction de la zone hydrodynamique. Nous verrons par la suite les différences fondamentales entre les processus qui animent la zone de levée et la zone de surf.

14.1. La houle

14.1.1. Dissipation de l'énergie des vagues

La figure (**Fig. III-14**) montre la relation entre la hauteur relative des houles et la profondeur locale pour chaque site d'étude. Les données correspondent aux mesures hydrodynamiques acquises au cours des deux campagnes de terrain pour chaque site. Toutes les données enregistrées à une profondeur inférieure à 0,50 m ont été supprimées en raison d'une plus grande sensibilité des capteurs dans les faibles tranches d'eau. Pour la campagne de Zuydcoote, fin 2009, nous avons différencié les enregistrements réalisés dans les petits fonds de ceux effectués sur l'estran.

La hauteur relative atteint respectivement 0,69, 0,86 et 0,70 pour Zuydcoote, Wissant et Hardelot. Les enregistrements réalisés dans les petits fonds montrent une hauteur relative

systématiquement inférieure à 0,2, caractéristique des conditions de faible agitation et de zone de levée des vagues (DEHOUCK ET AL., 2009). Sur l'estran, la hauteur relative augmente significativement avec la diminution de la tranche d'eau. Cette augmentation de la hauteur relative des vagues définit le comportement de la houle lors de sa propagation à travers la zone intertidale. La diminution de la hauteur d'eau et l'augmentation de la pente locale induit un gonflement des vagues ainsi que son déferlement. L'homogénéité du nuage de points pour les campagnes de Wissant traduit des conditions d'agitation similaires alors qu'à Hardelot, la campagne de 2009 avait été caractérisée par des conditions d'énergie très faibles alors qu'elles étaient beaucoup plus agitées en 2010. Cette différence est marquée par des hauteurs relatives moins importantes lors de faibles conditions énergétiques (HA09).

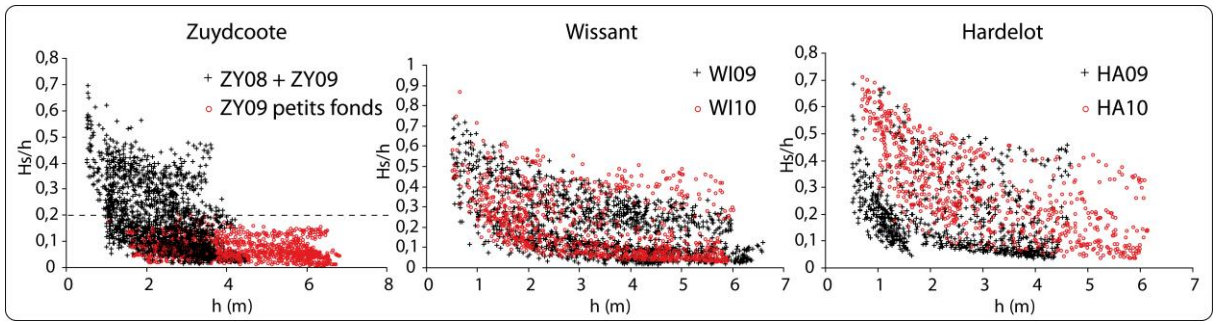


Fig. III-14 : Hauteur relative des vagues en fonction de la profondeur locale sur chaque site et en fonction de la campagne de terrain.

***Fig. III-14** : Relative wave height as a function of local water depth for all study sites.*

La figure (**Fig. III-15**) représente la distribution des hauteurs significatives des vagues pour chaque campagne de terrain et en fonction de la zone hydrodynamique. Lorsque $H_s.h^{-1} < H_s.h^{-1}_b$, les données sont enregistrées dans la zone de levée, et dans la zone de surf quand $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}_b$.

Dans la zone de levée, les hauteurs de vague apparaissent nettement inférieures à celles que l'on retrouve dans la zone de surf et ce, quelle que soit l'énergie mise en jeu. Toutefois, lors de conditions de faible agitation, comme durant la campagne de HA09, la distribution des hauteurs de vagues reste restreinte avec une majorité comprise entre 0,10 m et 0,40 m pour la zone de surf et de levée. Cependant, la hauteur de vague la plus représentée dans la zone de surf est supérieure à celle dans la zone de levée.

Lors de fortes conditions d'agitation, la différence entre les deux zones hydrodynamiques réside dans la gamme de hauteur de vagues représentées. En effet, par exemple, lors de la campagne de WI10, les hauteurs de vague dans la zone de levée sont principalement comprises entre 0,10 m et 0,50 m avec un pic à 0,20 m. La zone de surf est, quant à elle, caractérisée par un large spectre de hauteur de vague compris entre 0,10 m et 2 m.

La principale cause de cette différence de conditions d'agitation en fonction de la zone hydrodynamique, provient de la diminution de la tranche d'eau dans la zone de surf qui provoque le gonflement et le déferlement des vagues. Cette zone est soumise à une forte dissipation de l'énergie de la houle et constitue une zone de forte remobilisation du sédiment.

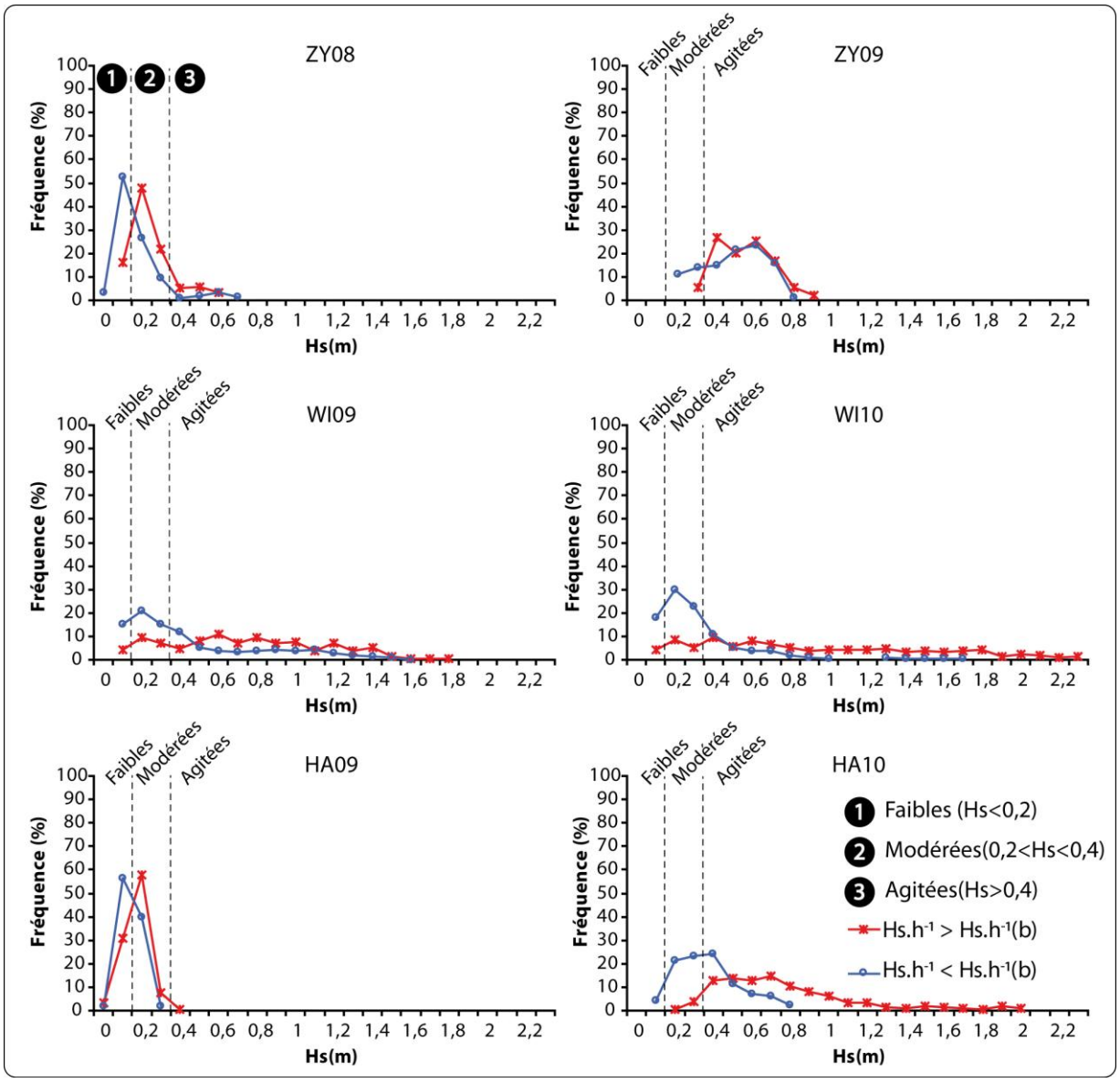


Fig. III-15 : Distribution des hauteurs significatives des vagues (Hs) au cours de 6 campagnes de terrain au niveau de la zone de surf ($H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}{}_b$) et de la zone de levée ($H_s.h^{-1} < H_s.h^{-1}{}_b$).

***Fig. III-15** : Significant wave heights (Hs) distributions for all the fields experiments in the surf zone ($H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}{}_b$) and in the shoaling zone ($H_s.h^{-1} < H_s.h^{-1}{}_b$). Numbers (1,2 and 3) refer to the limits between the different hydrodynamics conditions where 1 is considering as low wave energy conditions, 2 corresponds to moderate conditions and 3 to higher conditions.*

14.2. Les courants

14.2.1. Les courants transversaux

Les données enregistrées par les appareils courantométriques concernant les courants transversaux, correspondent à la moyenne des vitesses sur un *burst* de 9 min. La moyenne donne une valeur positive ou négative en fonction de la direction résultante au cours du *burst.* Les courants transversaux traduisent les mouvements oscillatoires des vagues et en raison des fluctuations de ces courants à haute fréquence, les vitesses moyennes apparaissent dans la plupart des cas très inférieures aux vitesses longitudinales (**Fig. III-16**). Néanmoins, à une échelle temporelle plus élevée, les vitesses instantanées dépassent de manière significative les

vitesses longitudinales (**Fig. III-16**). Cette forte intensité des vitesses transversales à haute fréquence aura toute son importance par la suite dans la dynamique sédimentaire.

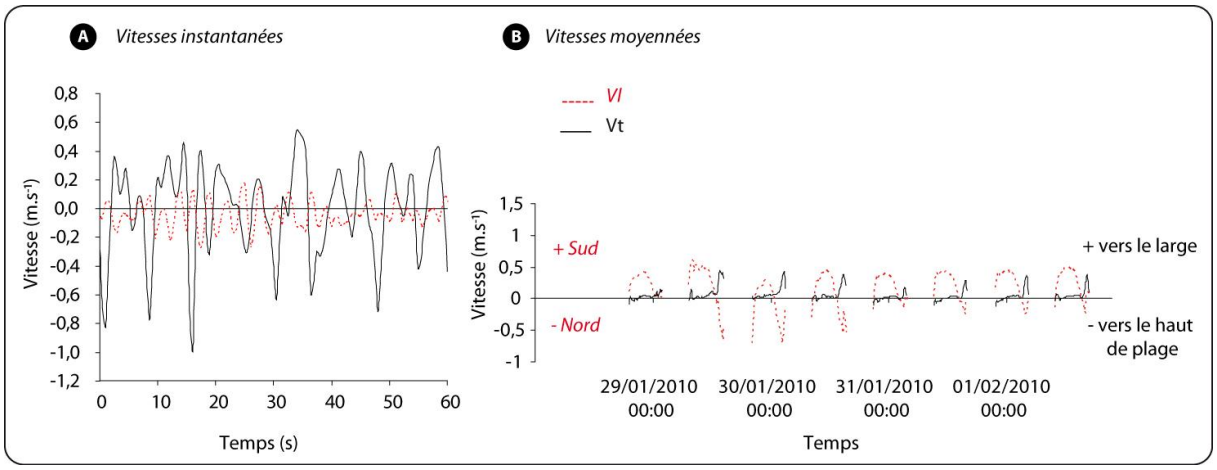


Fig. III-16 : Evolution des vitesses de courant transversales instantanées au cours d'une minute (A) et moyennées (B) au cours de plusieurs jours et comparées aux vitesses longitudinales.

***Fig. III-16** : Instantaneous cross-shore current velocities (Vt) during one minute (A) and average cross-shore velocities for several days compared to the longshore current velocities (Vl)*

L'analyse des vitesses transversales a également permis de déterminer empiriquement la hauteur relative au déferlement et par conséquent de discriminer les données mesurées dans la zone de surf de celles mesurées dans la zone de levée (**Cf. Chapitre II**). Il est relativement difficile de caractériser les fluctuations des vitesses transversales moyennées étant donné que la moyenne minimise fortement leur intensité. Néanmoins, lors de période de forte énergie la dominance des courants dirigés vers le large est plutôt nette. Cette direction préférentielle est liée à un apport d'eau important à la côte qui doit être compensé par un courant dit de retour.

En lien avec l'analyse de la hauteur relative des vagues, le courant transversal est plutôt faible en zone de levée et généralement dirigé vers le haut de plage. En revanche, dans la zone de déferlement et de surf, le courant tendrait plutôt à être dirigé vers le large. C'est d'ailleurs de cette manière que nous avons pu déterminer la hauteur au déferlement.

14.2.2. Les courants longitudinaux

A l'instar de la houle et des courants transversaux, les courants longitudinaux présentent une différence d'intensité selon la zone hydrodynamique. La figure (**Fig. III-17**) présente la relation entre la hauteur relative au déferlement et la vitesse du courant longitudinal.

Dans un premier temps, l'exemple de Zuydcoote permet de bien différencier les mesures réalisées dans la zone de surf de celles situées dans la zone de levée étant donné qu'un appareil se trouvait dans les petits fonds.

C'est dans la zone de surf ($H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}_b$) que les vitesses les plus importantes sont mesurées (**Fig. III-17**). Il apparaît difficile de déterminer un seuil, toutefois la distribution des mesures suggère nettement l'augmentation de la vitesse du courant dans la zone de surf. Selon DAVIDSON – ARNOTT (2010), ces vitesses peuvent être comprises entre 0,2 $m.s^{-1}$ et 1 $m.s^{-1}$. Nos mesures sont tout à fait dans une gamme de valeurs similaires et excèdent même 1 $m.s^{-1}$. Ces

données confirment bien la présence et la création d'un courant longitudinal dans la zone de surf, généré par le déferlement des vagues (LONGUET-HIGGINS, 1970).

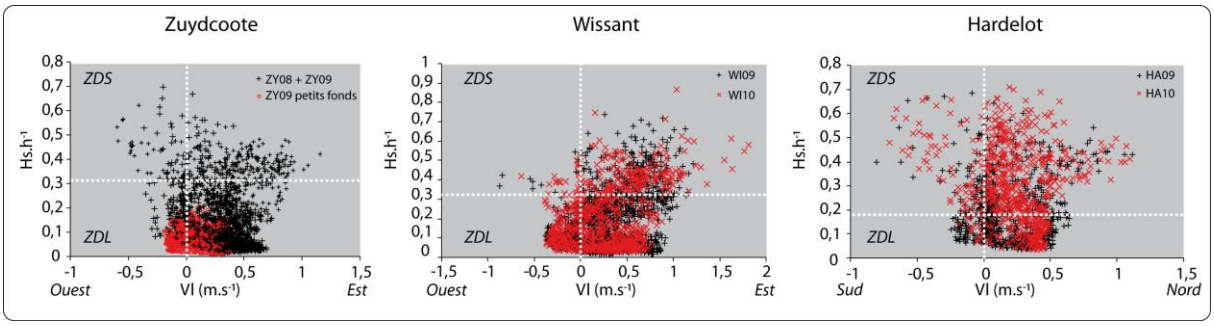


Fig. III-17 : Comparaison entre la vitesse du courant longitudinal (V_l) et la hauteur relative de la houle ($H_s.h^{-1}$) pour l'ensemble des campagnes de terrain. ZDS: Zone De Surf et ZDL: Zone De Levée.

***Fig. III-17** : Longshore current velocities (V_l) as a function of wave relative height ($H_s.h^{-1}$) for all the field experiments where ZDS is the surf zone and ZDL is the shoaling zone. Positives values are westward directed (ZY and WII) or northward directed (HA)*

Les petits fonds sont systématiquement soumis aux régimes hydrodynamiques de la zone de levée voire de la zone *offshore*, excepté lors d'événements exceptionnels telles que les tempêtes. Les vitesses de courant dans cette zone et pour cette campagne de terrain (ZY09) sont faibles, relativement homogènes et n'excèdent pas 0,3 $m.s^{-1}$ pour la plus grande majorité des données (**Fig. III-17**) La hauteur relative est également peu importante et ne dépasse pas 0,2, valeur caractéristique de cette zone hydrodynamique (DEHOUCK ET AL., 2009). Les mesures réalisées sur l'estran, et toujours dans la zone de levée, sont en revanche plus hétérogènes, les vitesses de courant pouvant atteindre des vitesses nettement plus élevées. Elles ne dépassent cependant pas 1 $m.s^{-1}$ pour Zuydcoote et Wissant, et 0,7 $m.s^{-1}$ pour Hardelot.

Si le courant longitudinal dans la zone de surf semble être fortement contrôlé par le déferlement des vagues, le courant dans la zone de levée est essentiellement dû aux courants de marée. Contrairement aux environnements micro à mésotidaux, où les courants longitudinaux dans la zone littorale sont induits par les vagues où peuvent agir des courants sagittaux, les côtes macrotidales sont quant à elles, soumises à des courants de marée intenses qui connaissent toutefois une diminution de leur vitesse à l'approche de la côte (AUGRIS ET AL., 1990). Comme en témoignent les mesures réalisées dans les petits fonds (ZY09), où le déferlement des vagues est absent (**Fig. III-17**, $H_s.h^{-1} < 0,2$), la vitesse du courant moyen semble en effet nettement liée aux variations du niveau d'eau, ce qui suggère un forçage tidal (**Fig. III-18**).

En résumé, le courant dans la zone de surf est dominé par le déferlement des vagues et par les courants de marée dans la zone de levée. Bien que ces courants tidaux soient moins intenses dans la zone de surf, quels est leur influence sur l'hydrodynamique locale ? Comment le courant généré par le déferlement des vagues interagit-il avec les courants de marée ?

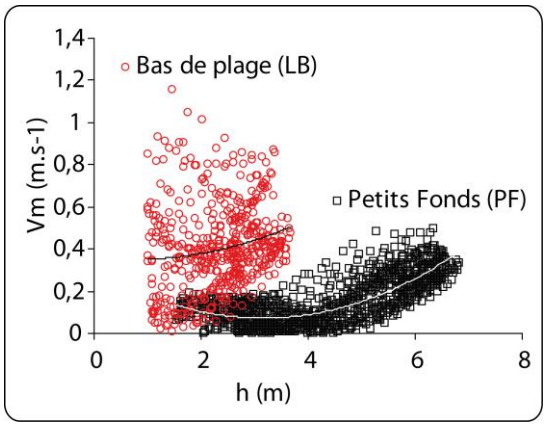


Fig. III-18 : Comparaison de la vitesse du courant moyen (V_m) avec la hauteur d'eau (h), mesurée en bas de plage et dans les petits fonds (ZY09).

***Fig. III-18** : Mean current velocities (V_m) as a function of water depth (h) measured on the lower beach (LB) and on the shoreface (PF).*

15. Influence des différents processus hydrodynamiques dans la direction du courant

Le sédiment étant transporté par les courants, il est primordial de caractériser la direction du transport sédimentaire par l'analyse des données hydrodynamiques. Le but de cette sous-partie est de montrer l'influence des courants de marée et de ceux générés par le déferlement des vagues dans la zone de surf et ce, en fonction des conditions d'agitation.

15.1. Conditions de forte agitation (ZY09)

Se basant sur la méthode décrite précédemment (**Cf. Chapitre II)** nous avons déterminé la direction théorique du courant pour l'ensemble des données mesurées dans la zone de surf et dans la zone de levée, au niveau de l'ADCP situé sur l'estran (B3).

Au cours de cette campagne, 76% des courants mesurés dans la zone de surf sont orientés vers l'est contre 93% dans la zone de levée. Les calculs des directions théoriques de courant montrent également que 70% des houles induisent un courant orienté vers l'est dans la zone de surf contre 84% dans la zone de levée. La comparaison entre la direction théorique et la direction mesurée montre que 78% des mesures réelles de courant sont en adéquation avec la direction du courant calculée dans la zone de surf. Dans la zone de levée, c'est 81% des mesures qui correspondent. La direction de la houle semble donc fortement influencer la direction du courant résultant, indépendamment de la zone hydrodynamique et de la phase tidale.

Dans la zone de surf, la différence entre les deux directions apparaît systématiquement dans une tranche d'eau supérieure à 2 m. Bien que nous soyons dans la zone de surf, il semble que le courant de marée soit plus efficace dans des tranches d'eau plus importantes.

Dans la zone de levée, la hauteur d'eau ne semble pas expliquer les différences entre le calcul théorique et la direction mesurée. En revanche, seulement 1,5% des différences observées apparaissent au dessus d'une hauteur de vague de 0,4 m.

Il semble donc que pendant des conditions de forte agitation, la direction du courant est principalement contrôlée par la direction des houles incidentes empêchant dans plusieurs cas la renverse du courant et renforcée par les vents intenses soufflant dans la même direction comme cela a été montré notamment par HEQUETTE ET AL., (2008B) Dans la zone de surf, les rares moments où le courant de marée est dominant intervient uniquement lorsque la tranche d'eau est importante. Dans la zone de levée, c'est la hauteur des vagues qui détermine ou non l'influence des courants de marée, dont l'action est d'autant plus importante que l'agitation est faible. Il est également possible d'observer l'influence des courants de marée et des courant induits sur les vagues en s'intéressant à la variation du courant longitudinal au cours d'un cycle tidal. Les figures suivantes (**Fig. III-19** et **Fig. III-20**) montrent l'évolution de la hauteur d'eau, de la hauteur relative des houles, de la hauteur significative des vagues, du courant longitudinal, de la direction du courant et de la direction pic des vagues pour deux cas très différents.

Dans le premier cas (**Fig. III-19**), la hauteur des vagues est comprise entre 0,30 m et 0,80 m. La direction des houles engendre un courant théorique orienté vers l'est et le courant mesuré est également orienté vers l'est et ce, pour l'ensemble de la marée. La renverse de courant sur nos côtes se produit environ 2h30 après la pleine mer (ligne verticale pointillée), le courant devrait s'inverser or ce n'est pas le cas. La houle associée au vent force totalement le courant vers l'est et ce, malgré que nous soyons également en zone de levée.

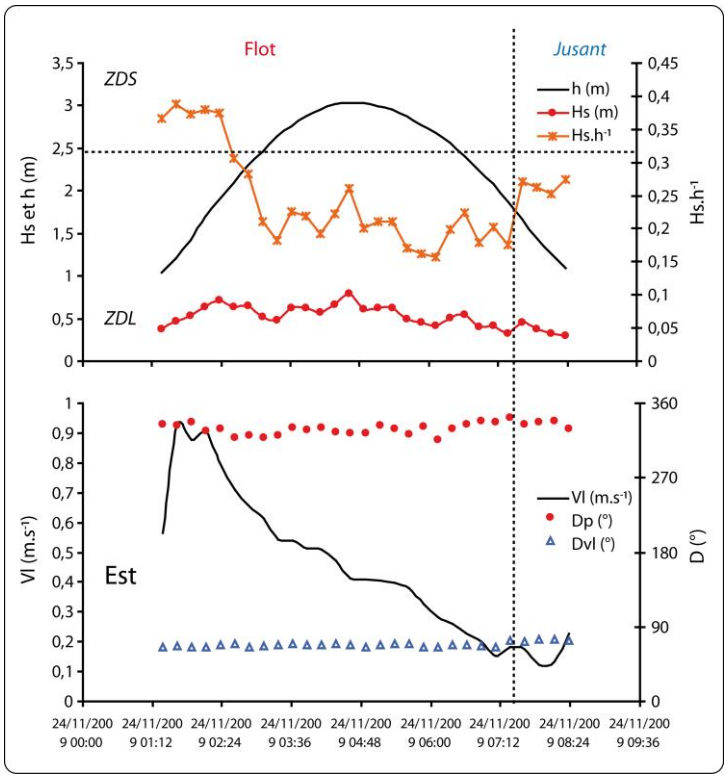


Fig. III-19 : Conditions hydrodynamiques au cours d'un cycle tidal, 1er exemple (ZY09).

***Fig. III-19** : Example of wave parameters evolution throughout a tidal cycle (ZY09) where h is the water depth; H_s is the significant wave height; $H_s.h^{-1}$ is the relative wave height ; V_l is the longshore current velocity; D_p is the peak wave direction and D_{vl} is the longshore current direction. ZDS refers to the data measured in the surf zone and ZDL in the shoaling zone.*

La vitesse du courant longitudinal augmente très rapidement au début du cycle, coïncidant avec le fait que l'on soit dans la zone de surf. Au moment où la hauteur relative baisse, indiquant le passage dans la zone de levée, le courant décroit de façon significative jusqu'à la fin de l'enregistrement. Cette baisse est dans un premier temps, due au passage dans la zone de levée, qui nous l'avons vu précédemment, est caractérisée par des courants moins intenses. Lorsque le courant de jusant doit s'amorcer, il fait face au courant forcé par les vagues pouvant alors expliquer également la baisse d'intensité du courant longitudinal.

Dans le 2e cas (**Fig. III-20**), l'ensemble des données a été mesuré pendant un cycle tidal où la direction du flot (vers l'est) a fortement dominé. Les données ont également été enregistrées dans la zone de surf pendant tout l'enregistrement en raison des conditions d'agitation qui ont été particulièrement fortes (0,75 m < H_s < 1,70 m). Les houles engendrent dans 80% des cas un courant théorique vers l'ouest, alors que cela représente 50% des courants mesurés. Seulement 50% des mesures théoriques correspondent aux courants mesurés alors que les conditions sont extrêmement fortes.

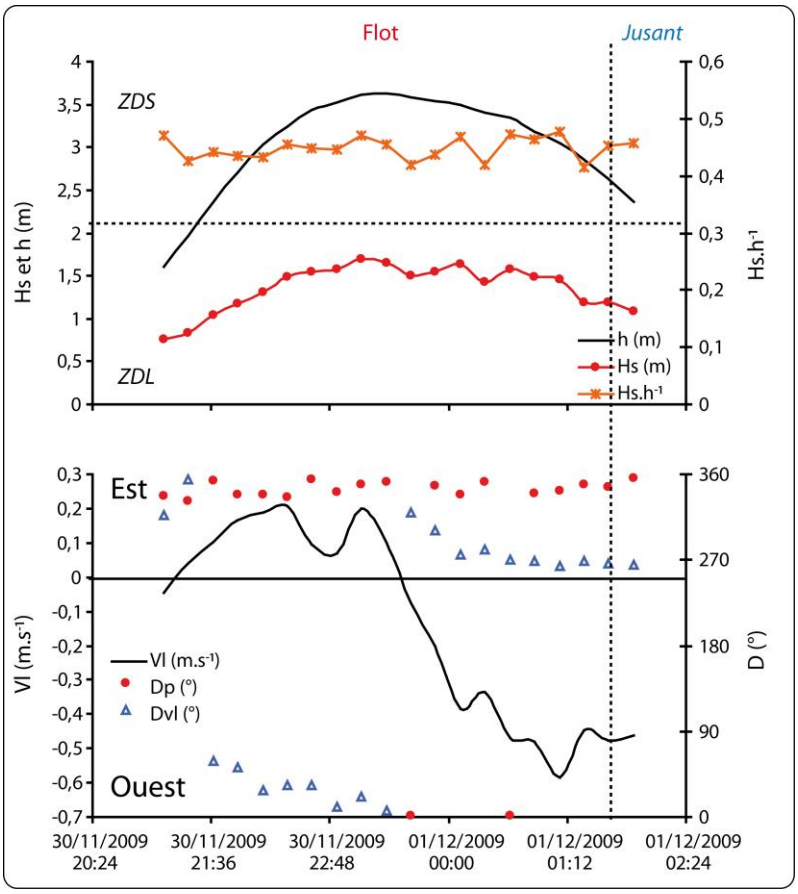


Fig. III-20 : Conditions hydrodynamiques au cours d'un cycle tidal lors de fortes conditions d'agitation, 2e exemple (ZY09).

***Fig. III-20** : Example of wave parameters evolution throughout a tidal cycle (ZY09) where h is the water depth; H_s is the significant wave height; $H_s.h^{-1}$ is the relative wave height ; V_l is the longshore current velocity; D_p is the peak wave direction and D_{vl} is the longshore current direction. ZDS refers to the data measured in the surf zone and ZDL in the shoaling zone.*

Les vagues déferlantes semblent être moins influentes au début du flot. Cette faible influence provient surement de l'angle que forment les vagues avec la côte, il est pour ce cycle tidal compris entre 0° et 20° pour une moyenne de 5° alors qu'il était en moyenne de 10° dans l'exemple précédent (**Fig. III-19**). Toutefois, cet exemple (**Fig. III-20**) illustre parfaitement l'action du vent d'ouest combiné au courant de flot qui contre le courant engendré par le déferlement des vagues de 20 :24 à environ 23 :30. Bien que le courant mesuré au début du cycle tidal soit orienté vers l'est, son intensité est faible ($< 0{,}25$ m.s^{-1}) en raison de l'affrontement du courant de flot orienté vers l'est et de ceux générés par les vagues orientées vers l'ouest.

Au milieu du cycle tidal (23 :00), le courant s'inverse bien avant la renverse théorique des courants de marée en raison de la baisse d'intensité du courant de flot et du forçage des vagues provenant du secteur nord à nord est. L'action des houles sur la direction et l'intensité du courant devient alors prédominante. Elle l'est d'autant plus que l'on se rapproche de la renverse où l'action combinée du courant de jusant et de ceux générés par les vagues, engendre des vitesses qui atteignent maintenant entre 0,4 m.s^{-1} et 0,6 m.s^{-1}.

15.2. Conditions de faible agitation (HA09)

Au cours de cette campagne de terrain, peu de données ont été enregistrées en zone de surf en raison des faibles conditions d'agitation. Toutefois dans la zone de surf, 55% des courants théoriques sont orientés vers le nord alors que seulement 44% des courants ont été mesurés dans cette direction. De plus seulement 11% des données mesurées correspondent aux données calculées. L'influence des courants de marée est donc plus importante dans la zone de surf lors de conditions de plus faible agitation ($H_s \approx 0{,}28$) (**Fig. III-21**).

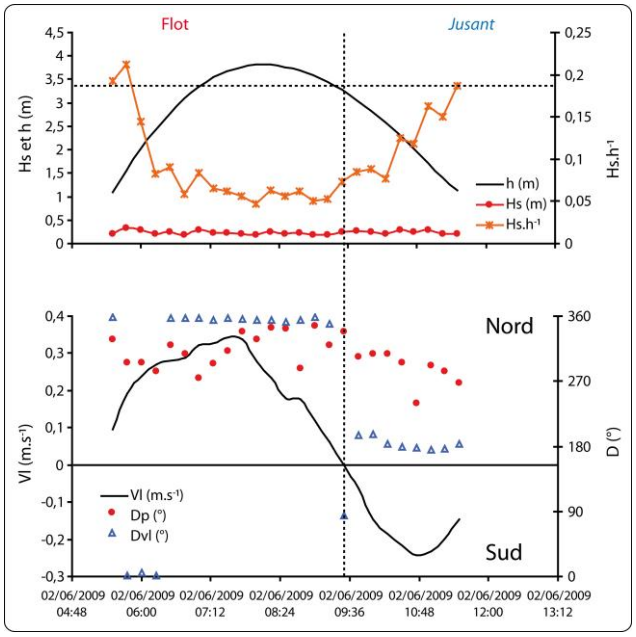


Fig. III-21 : Conditions hydrodynamiques au cours d'un cycle tidal lors de faibles conditions d'agitation (HA09).

***Fig. III-21** : Wave parameters evolution throughout a tidal cycle under low wave energy conditions (ZY09) where h is the water depth; H_s is the significant wave height; $H_s.h^{-1}$ is the relative wave height ; V_l is the longshore current velocity; D_p is the peak wave direction and D_{vl} is the longshore current direction. ZDS refers to the data measured in the surf zone and ZDL in the shoaling zone.*

Tout au long du cycle tidal les vagues proviennent du secteur O à ONO engendrant théoriquement un courant vers le sud. Le courant n'est en aucun cas influencé par la provenance des houles puisqu'il est orienté vers le nord et vers le sud, correspondant aux courants de flot et de jusant. Étant donné que les vagues sont de faible amplitude et que le déferlement se situe plus en haut de plage, le courant induit par les vagues concerne une faible portion de l'estran. Autrement dit, la zone de surf est réduite lors de conditions de faible agitation diminuant ainsi l'action des vagues sur la dynamique locale.

15.3. Conclusion sur l'influence des différents processus hydrodynamiques sur la direction du courant

La direction du courant, et par conséquent l'orientation du transport sédimentaire sont fondamentaux dans l'étude des processus hydro-sédimentaires en milieu littoral. Contrairement aux environnements micro et méso tidaux où ce sont essentiellement les courants générés par le déferlement qui agissent, sur les côtes macrotidales, trois processus majeurs sont responsables du mouvement des masses d'eau :

- Les courants de marée (flot et jusant)
- Les courants générés par les vagues déferlantes
- Le forçage par le vent

Lors de conditions de faible agitation, la zone de surf, où se forment les courants générés par les vagues, est restreinte et son temps de résidence est extrêmement réduit par rapport à la zone de levée qui domine l'ensemble du cycle tidal. Le forçage du courant par les vagues est d'autant plus réduit que la hauteur significative des vagues est faible.

Lors de fortes conditions d'agitation, le forçage du courant par les vagues est beaucoup plus important. Le courant de marée peut dans certains cas être annulé et donne lieu à une direction unique au cours du cycle tidal. Dans d'autres cas, le courant de marée peut dominer mais être ralenti par le courant généré par les vagues.

Il existe donc une multitude de combinaisons de forçages hydrodynamiques différents qui interviennent dans la direction du courant et donc du transport sédimentaire. D'une manière générale ce sont les conditions d'agitation qui déterminent si les courants de marée seront plus ou moins influents dans la direction du courant moyen.

16. Influence de la marée sur les fluctuations du niveau d'eau

16.1. Vitesse d'excursion verticale (V_z) de la marée

L'important marnage qui caractérise nos zones d'étude engendre une forte variation verticale du plan d'eau. Par variation du plan d'eau, on sous-entend la variation de la profondeur qui intervient directement dans les phénomènes de dissipation de la houle et par conséquent, détermine le mouvement, la largeur et le temps de résidence des zones hydrodynamiques. Autant la largeur de la zone hydrodynamique est directement liée à l'agitation et à la morphologie de la plage, autant son temps de résidence en un point donné dépend également

de la vitesse verticale de la marée V_z ($cm.min^{-1}$) qui n'est pas uniforme au cours d'un cycle tidal et qui varie en fonction du coefficient de marée (Anthony et al., 2004). Ce taux de translation constitue également un point fondamental dans la dynamique des barres intertidales (Levoy et al., 1998 ; Masselink et Anthony, 2001, Kroon et Masselink, 2002 ; Anthony et al., 2004).

Suivant la méthode initiée par Masselink et Anthony (2001) et appliquée par plusieurs auteurs tels que Kroon et Masselink (2002), Reichmüth (2003) ou Anthony et al., (2004), la vitesse verticale a été calculée sur chaque site d'étude et pour chaque campagne de terrain (**Fig. III-22**).

Les résultats de nos analyses diffèrent peu de ceux obtenus par nos prédécesseurs. Les quelques différences proviennent du fait que certains auteurs se basaient sur des données de niveaux d'eau fournis par un marégraphe très proche de leur zone d'étude alors que nos données sont calculées à partir des mesures réalisées sur l'estran ou les petits fonds pour la campagne de Zuydcoote en 2009. Anthony et al., (2004) illustrent parfaitement la différence entre ces deux méthodes d'analyse qui montre, néanmoins, des tendances identiques. Le taux de translation verticale apparaît, en effet, plus rapide autour du niveau moyen (NM) que sur le reste de l'estran. Les niveaux supérieurs et inférieurs sont caractérisés par des vitesses beaucoup plus faibles témoignant de la stagnation du niveau d'eau à marée haute et à marée basse correspondant ainsi aux étales de marée. L'analyse sur un cycle de marée illustre également une asymétrie des vitesses de translation verticale (**Fig. III-23**).

Lors de l'inondation de l'estran par la marée montante, les vitesses sont rapides mais diminuent rapidement jusqu'à l'étale de haute mer. Lors de l'exondation de la zone intertidale, pendant la marée descendante, les vitesses augmentent mais sont beaucoup moins rapides comparée à celles mesurées pendant la marée montante. Cette inondation rapide de la plage explique en partie pourquoi il est plus aisé de mesurer le transport sédimentaire pendant le jusant.

Ces résultats soulignent également une stagnation du niveau d'eau plus longue lors de la marée descendante et donc, pour des conditions d'énergie similaires, les différentes zones hydrodynamiques ont un temps d'action en un point donné de la plage plus long. Dans leur étude de la plage de Merlimont (située au sud d'Hardelot), Anthony et al., (2004) montrent également que la vitesse d'excursion verticale est modulée par les coefficients de marée où les taux seront les plus importants lors des marées de vives-eaux et, à contrario, les plus faibles lors des marées de mortes-eaux.

L'ensemble de ces mécanismes agit sur les temps de résidence des différents processus hydrodynamiques ce qui aura pour conséquence un fort impact sur la dynamique des barres intertidales et sur les directions de transport sédimentaire puisque celles-ci diffèrent en fonction de chaque zone et des conditions d'agitation.

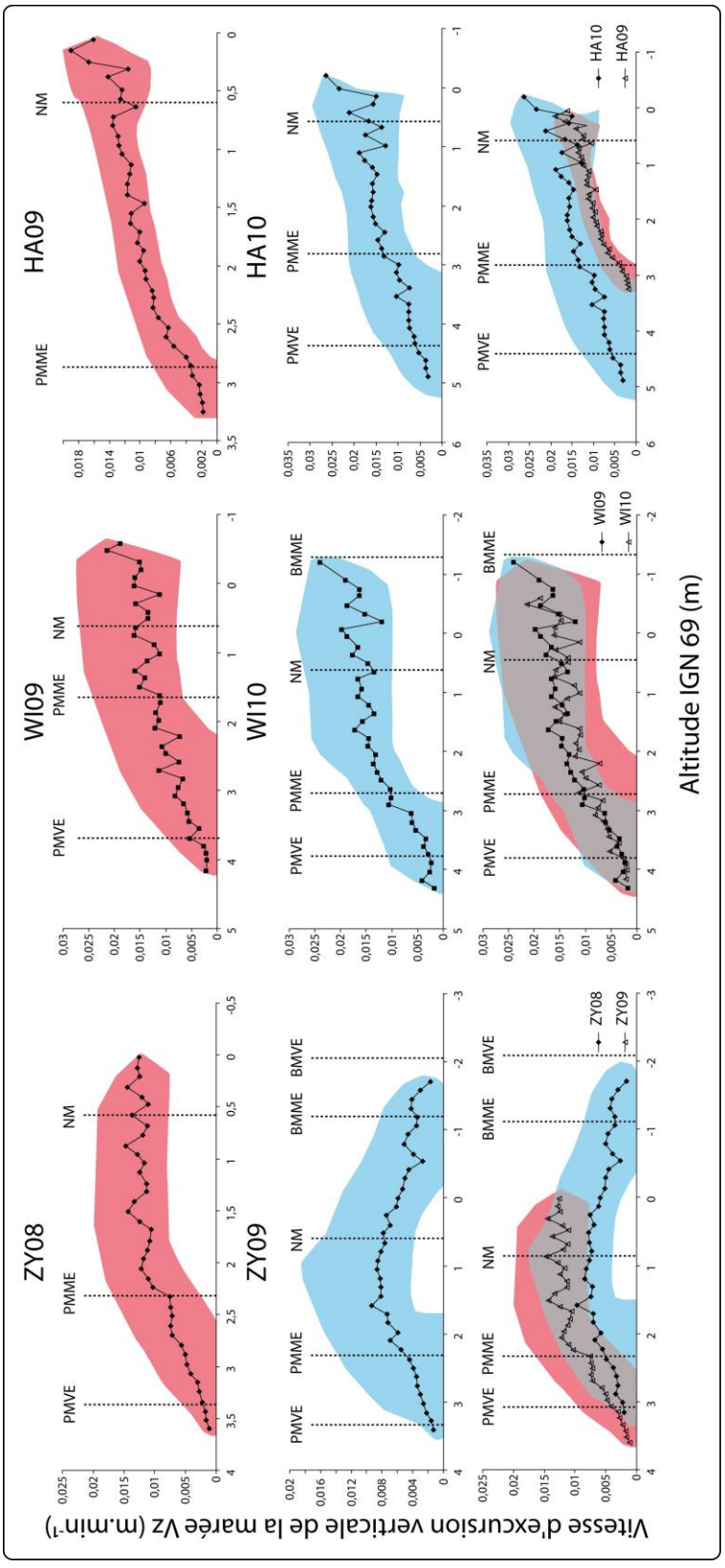


Fig. III-22 : Vitesse moyenne d'excursion verticale de la marée (V_z) pour chaque campagne de terrain. Les zones rouges et bleues représentent l'aire de répartition des données autour de la moyenne matérialisée par la courbe.

***Fig. III-22** : Rates of tidal vertical translation (V_z) for each study site. Red and blue areas represent data scattering around the average velocity*

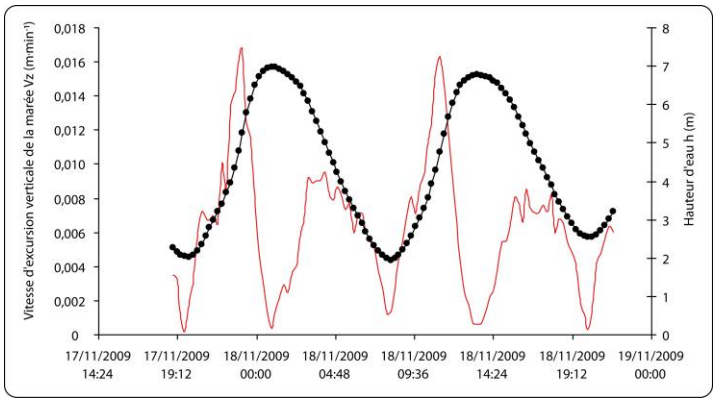


Fig. III-23 : Taux de translation verticale de la marée (V_z) associée à la hauteur d'eau (h). Exemple tiré de données mesurées dans les petits fonds lors de la campagne de Zuydcoote en 2009 (ZY09).

***Fig. III-23** : Rates of tidal vertical translation (V_z) associated with the local water depth. Data measured on the upper shoreface at Zuydcoote, ZY09.*

17. Variations transversales des conditions hydrodynamiques à travers l'estran

L'analyse consiste à étudier les paramètres hydrodynamiques mesurés simultanément à différents niveaux sur l'estran (du bas de plage au haut de plage) et ce, sous des conditions agitées en se focalisant sur la campagne de Wissant, mars 2010 et sous des conditions plus faibles à modérées (WI10 et HA09).

17.1. Conditions modérées à agitées (WI10)

La figure (**Fig. III-24**) montre l'évolution de la hauteur significative des houles et de la vitesse du courant longitudinal dans le profil au cours de deux cycles tidaux pendant des périodes de forte agitation (H_s max = 2,5 m). Les données montrent parfaitement la dissipation de la houle sur l'estran avec des hauteurs de vagues qui diminuent du bas de plage vers le haut de plage. Dans certains cas, la houle peut être légèrement plus importante au niveau de l'ADCP (00 :00 ; **1**) dû au phénomène de levée sur les barres intertidales (rappel : les appareils sont sur les flancs externes des barres intertidales). Quoiqu'il en soit, lors de conditions de forte agitation la houle est très dissipée en arrivant sur le haut de plage, la remise en suspension des sédiments est donc moins efficace dans cette zone.

La différenciation est moins nette concernant les vitesses de courant longitudinal. En effet, lors du premier cycle tidal (T1), la vitesse est plus importante au cours du flot en bas de plage avec un pic à mi-marée où la vitesse semble relativement homogène sur l'ensemble de la plage. Le 2^e cycle tidal est plus marqué puisque le courant est dominant en bas de plage pendant tout le flot (09 :36 à 14 :24 ; **1**). En revanche, il apparaît que le courant est parfois plus intense en haut de plage qu'en milieu de plage pendant cette même période (**1**). Les données mesurées correspondent au moment où le haut de plage est soumis à la zone de surf, alors que le bas de plage est soumis au régime hydrodynamique de la zone de levée dominé par les courants de marée. Le courant associé au déferlement des vagues induit un courant plus intense que le courant de marée mesuré en milieu de plage. Nous retrouvons l'influence des courants induit par les vagues quand le courant longitudinal est plus important en milieu de plage qu'en bas de plage (à partir de 14 :24 ; **2**), ces données correspondent au moment où

l'appareil (ADCP) du milieu de plage est dans la zone de surf et donc soumis au courant induit par le déferlement des vagues incidentes. Le vent provenant du secteur O à OSO et d'une intensité moyenne de 11 $m.s^{-1}$ avec des rafales à 13 $m.s^{-1}$, peut également être à l'origine de ces vitesses élevées sur le haut de plage et plus particulièrement dans les faibles tranches d'eau. Comme nous l'avons précisé précédemment, l'action combinée de la houle et du vent peut renforcer le courant de marée si l'ensemble des paramètres ont la même direction.

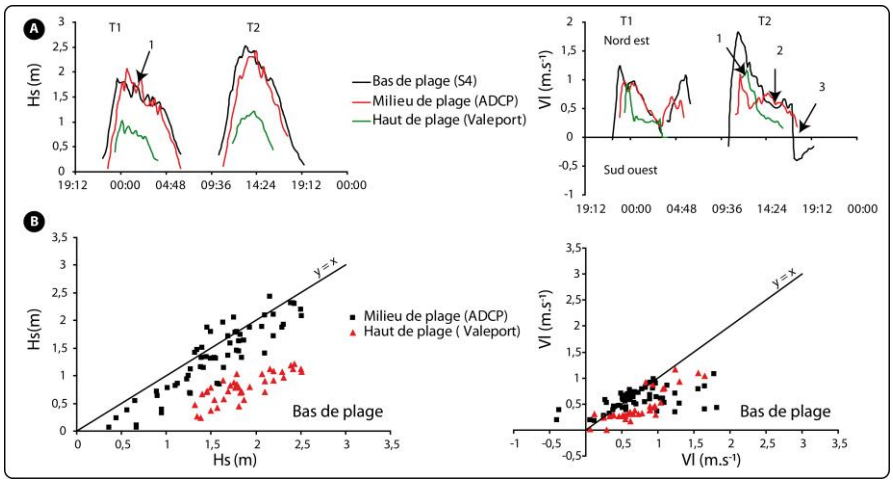


Fig. III-24 : A) Evolution de la hauteur significative des houles et de la vitesse du courant longitudinale dans le profil au cours de deux cycles tidaux sous des conditions d'agitation modérées (WI10). B) Comparaison des mesures hydrodynamiques du bas de plage (S4) avec celles du milieu (ADCP) et du haut de plage (Valeport).

***Fig. III-24** : A) Significant wave height and mean longshore current velocities evolution across a shore-perpendicular profile during two tidal cycles and under moderate wave energy conditions (WI10). B) Comparisons of hydrodynamic data from the lower beach (S4) with those from the middle (ADCP) and the upper beach (Valeport)*

Ces données mettent également en avant une différenciation dans les directions de courant, puisque juste avant 19 :12 (**3**), le courant est orienté vers le sud-ouest en bas de plage, alors qu'il est toujours dirigé vers le nord-est en milieu de plage. Le haut de plage est soumis à l'action des vagues et du vent agissant de concert dans la même direction alors que le bas de plage est soumis au régime hydrodynamique de la zone de levée, autrement dit les courants tidaux. Il peut donc y avoir, en fonction des conditions météo-marines, des directions de courant différentes à instant t de la marée et à travers l'estran.

17.2. Conditions modérées à faibles

Lors de conditions faibles à modérées, comme les 2 premiers jours de la campagne de Wissant, mars 2010 ($H_s$max = 0,46 m) (**Fig. III-25**), l'évolution de la houle au cours de la marée et dans le profil est complètement différente puisque pour les deux cycles étudiés, la hauteur des vagues est systématiquement supérieure en haut de plage quand celui-ci est recouvert par la marée. La hauteur de la houle entre le bas de plage et le milieu de plage est relativement similaire au cours du cycle tidal, excepté lorsque la tranche d'eau permet le déferlement et induit des hauteurs de vagues plus importantes en milieu de plage (04 :48, **1**).

Les vitesses de courant longitudinales présentent deux pics significatifs correspondant aux mi-marées montantes et descendantes, avec une dominance pendant le flot. Il apparaît

clairement que le bas de plage et le milieu de plage sont dominés par des courants de marée intenses qui sont relativement peu efficaces en haut de plage. Toutefois, notons que le courant peut être plus important en haut de plage (14 :24, **2**) et notamment au moment de l'étale (V_l = 0 $m.s^{-1}$, en bas de plage). Les courants mesurés en haut de plage pendant l'étale proviennent du déferlement des vagues incidentes. Le cycle tidal T2 met en avant une différenciation dans les directions de courant puisque malgré des conditions d'agitation relativement faibles, l'orientation du courant au niveau du milieu de plage et du haut de plage ne va pas subir de renverse de courant qui est en revanche très nette au niveau du bas de plage. L'intensité et la direction des courants varient bien en fonction de la phase de la marée, mais les vagues incidentes forcent la direction du courant en haut et milieu de plage.

Notons également l'augmentation de la hauteur des houles au cours du flot et une décroissance au cours du jusant et ce, quelles que soient les conditions étudiées (**Fig. III-24** et **Fig. III-25**). Cette évolution particulière traduit le contrôle de la hauteur d'eau sur la dissipation de la houle.

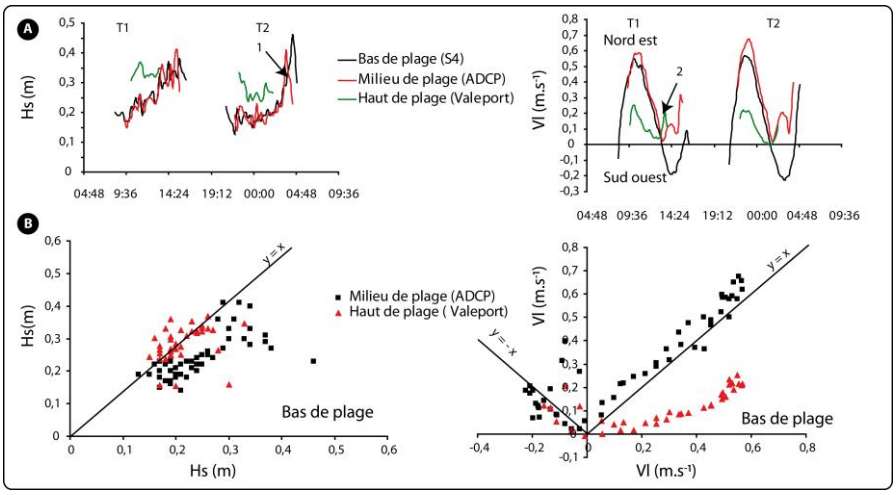


Fig. III-25 : A) Evolution de la hauteur significative des houles et de la vitesse du courant longitudinale dans le profil au cours de deux cycles tidaux sous des conditions de faible agitation (WI10). B) Comparaison des mesures hydrodynamiques du bas de plage (S4) avec celles du milieu (ADCP) et du haut de plage (Valeport).

***Fig. III-25** : A) Significant wave height and mean longshore current velocities evolution across a shore-perpendicular profile during two tidal cycles under low wave energy conditions (WI10). B) Comparisons of hydrodynamic data from the lower beach (S4) with those from the middle (ADCP) and the upper beach (Valeport)*

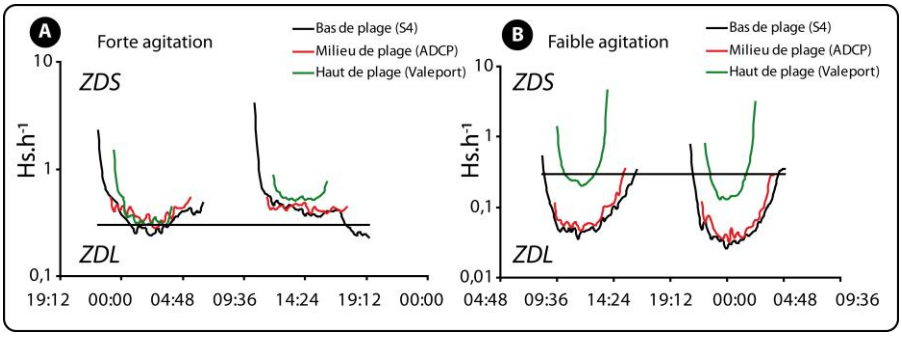


Fig. III-26 : Evolution de la hauteur relative de la houle sous des conditions d'agitation faibles à agitées, WI10. La ligne horizontale noire sépare les données mesurées dans la zone de surf (ZDS) de celles mesurées dans la zone de levée (ZDL)

***Fig. III-26** : Relative wave height evolution under low to moderate wave energy conditions (WI10) where horizontal black line separates data measured in the surf zone (ZDS) from those in the shoaling zone (ZDL)*

Lors de conditions agitées et dans le cas de la campagne de WI10 (**Fig. III-26a**), les vagues déferlent sur l'ensemble de l'estran (>0,32), c'est pourquoi la dissipation des houles est très significative du bas de plage vers le haut de plage. Le déferlement des vagues induit un courant longitudinal et lorsque les vagues proviennent d'un même secteur tout au long du cycle tidal, la renverse des courants peut être annulée par le forçage des vagues. C'est pourquoi nous avions observé une persistance du courant dans la même direction (**Fig. III-24**). En revanche, lors de conditions de faible agitation (**Fig. III-26b**), seulement une faible proportion des vagues déferle (36%) et ce, uniquement en haut de plage induisant également une persistance du courant dans la même direction (**Fig. III-25**). Toutefois, il apparaît que même si les vagues ne déferlent pas au niveau du milieu de plage, le courant persiste dans la même direction quand celui-ci est dans la direction opposée en bas de plage. Cela souligne la dissipation des courants de marée en haut de plage renforcé par une houle incidente.

18. Conclusion

A travers l'ensemble des campagnes de terrain, les conditions hydrodynamiques observées et mesurées représentent une large gamme des conditions d'agitation que le littoral de la Côte d'Opale peut subir. La présence de courants de marée parallèles au trait de côte, associés aux courants générés par le déferlement des vagues induit une hydrodynamique complexe et qui dépend de nombreux facteurs interagissant entre eux. De par l'expérience de terrain et les gammes de mesures enregistrées, trois types de conditions d'agitation spécifiques à ces sites d'études et ces expérimentations ont été discrétisées. En effet, se sont succédées des conditions de faible agitation (H_s < 0,2 m), suivi de conditions modérées (0,2 m < H_s < 0,4 m) puis de conditions de plus forte agitation (H_s > 0,4 m). Cette nomenclature est de fait spécifique à ces plages sableuses macrotidales et dissipatives, et ne peut en aucun cas s'appliquer à des environnements micro tidaux, par exemple.

Les conditions d'agitation les plus faibles sont caractérisées par la campagne d'Hardelot, juin 2009 quand les périodes de plus forte agitation sont attribuées aux campagnes de Wissant, mars 2010 et Hardelot, février 2010. Cette forte variabilité dans les conditions énergétiques permet d'apprécier le fonctionnement hydrodynamique dans son ensemble. Ainsi, la zone de levée est préférentiellement soumise à l'action des courants de marée et ce, d'autant plus que les conditions d'agitation sont faibles. En revanche la zone de surf est quant à elle assujettie aux courants générés par le déferlement des vagues. Toutefois, les courants de marée peuvent dans certains cas renforcer ou diminuer ces courants, contrôlant ou non la direction résiduelle. Lors de fortes conditions d'agitation, le déferlement associé aux conditions météorologiques peut dominer, et annuler totalement l'effet de la marée sur l'estran.

CHAPITRE IV

Caractérisation des Transports Sédimentaires Longitudinaux

Résumé :

Les flux sédimentaires longitudinaux sont principalement contrôlés par la vitesse du courant moyen et la hauteur significative des houles. Ces relations sont d'autant plus significatives pendant des conditions de forte agitation et plus particulièrement dans la zone de surf. Les piégeages effectués dans la zone de levée sont beaucoup plus faibles en raison des vitesses de courant et des contraintes de cisaillement moins importantes que dans la zone de surf. La répartition verticale du sédiment dans la colonne d'eau est apparue plus homogène lors de faibles conditions d'agitation alors que le transport à l'approche du fond est favorisé lors de conditions d'énergie plus élevées. La mobilisation et le transport en suspension est également plus efficace dans les bâches à la faveur d'une rugosité de fond élevée, liée à la présence de rides. Malgré une uniformité des flux sédimentaires le long de la plage, les phénomènes de vidange des bâches par l'intermédiaire de chenaux perpendiculaires au trait de côte permettent l'introduction de volume de sédiment significatif, augmentant localement le transport sédimentaire longitudinal. La distribution des flux à travers l'estran présente quant à elle, une décroissance nette du bas de plage vers le haut de plage. Cette répartition est due à la dissipation de la houle sur les barres à travers la zone intertidale, et à une diminution des vitesses de courant liée aux fluctuations de la marée. Bien que les flux soient généralement plus importants sur les barres en raison de l'élévation rapide des vagues et du déferlement dû à l'augmentation locale de la pente de plage, le transport dans les bâches peut prédominer et ce, notamment lors de conditions de faible énergie.

Abstract:

Longshore sediment transport appeared to be controlled by both significant wave heights and mean current velocities. Relationships are better under high wave energy conditions, especially in the surf zone. Shoaling zone is characterized by lower transport rates due to lower current velocities and lower wave shear stress than in the surf zone. Vertical distribution of longshore sediment transport is more uniform under low wave activities while near bed sediment transport is dominant under higher energetic conditions. Due to high bed roughness in the troughs, suspended load appeared to be greater than on the bars which are characterized by a flat bed. In spite of a low longshore variability in sediment transport owing to a high degree of hydrodynamic uniformity, runnel drainages can locally increase sediment transport rates. Cross-shore distribution appeared to be more variable as sediment transport increases from the upper to the lower part of the beach. This can be explained by a decrease in tidal flow velocity towards the upper beach and by wave energy dissipation across the intertidal zone. The higher sand transport rates were principally measured on the stoss side of intertidal bars where the relatively steeper slopes induce a rapid increase of shoaling wave heights, leading to more resuspension of sand that is carried away by the mean alongshore current. However, sediment transport can be higher in the troughs especially under low waves energy conditions.

Introduction

Ce chapitre a pour but de présenter l'ensemble des analyses réalisées sur les mesures de transports sédimentaires longitudinaux *in situ*. Avant de détailler ces analyses, un bref récapitulatif des données acquises lors des expérimentations de terrain sera exposé. Ces analyses ont pour but de caractériser les forçages qui contrôlent le transport sédimentaire afin de mieux comprendre leurs variations spatio-temporelles sur ces plages à fort marnage. Dans un premier temps, les mesures de flux sédimentaires seront confrontées aux données hydrodynamiques afin de caractériser les forçages prédominants dans les processus de transport. Grâce à l'échantillonnage du sédiment à plusieurs niveaux dans la colonne d'eau, la distribution verticale du sédiment sera ensuite détaillée. Dans un troisième temps, les variations longitudinales et transversales du parallèle au rivage seront présentées et ce, pour des conditions d'agitation différentes. Enfin, une brève synthèse des directions de transport sera alors présentée.

19. Récapitulatif des données acquises lors des expérimentations de terrain

Au cours des 6 campagnes de terrain, 1180 échantillons de sédiment ont été récoltés qui ont permis de calculer 272 flux intégrés à la colonne d'eau. Parmi ces flux, 186 correspondent à la charge sédimentaire piégée sur la composante longitudinale (FL). Compte tenu de la méthode employée (**Cf. Chapitre II**), certains échantillonnages n'ont pas été réalisés au voisinage direct d'appareils hydrographiques. Ainsi, 79 échantillons ont été prélevés à proximité de ces instruments (**Tab. IV-1**).

Tab. IV-1: Récapitulatif des flux intégrés sur la colonne d'eau au cours des campagnes de terrain (Prox. : Flux échantillonné à proximité d'un instrument courantométrique)

***Tab. IV-1** : Number of sediment flux depth-integrated for all the field experiments and in the vicinity of the hydrographic instruments (Prox.).*

	FL	
	Total	**Prox.**
ZY08	16	6
ZY09	27	9
WI09	49	22
WI10	9	9
HA09	58	24
HA10	27	9
Total	***186***	***79***

En raison d'une forte variabilité des conditions hydrodynamiques, les flux sédimentaires présentent également de fortes variations d'un site à l'autre. La figure (**Fig. IV-1**) montre la distribution des flux sédimentaires longitudinaux au cours des différentes expérimentations de terrain et pour l'ensemble des données. Plus de 50% des taux de transport sont compris entre 1×10^{-5} $kg.s^{-1}.m^{-1}$ et 1×10^{-4} $kg.s^{-1}.m^{-1}$ et correspondent donc à la gamme des flux moyens mesurés sur la côte d'Opale sous des conditions d'agitation faibles à modérées. Les flux les plus élevés ($> 1 \times 10^{-2}$ $kg.s^{-1}.m^{-1}$) sont moins abondants du fait de la difficulté de mesurer le transport lors de conditions trop agitées, mais également en raison d'une plus faible occurrence de ces évènements. La distribution des flux en fonction de la campagne de terrain

illustre également les campagnes où le transport a été plus significatif et ce, notamment pendant la campagne de ZY08 et HA10.

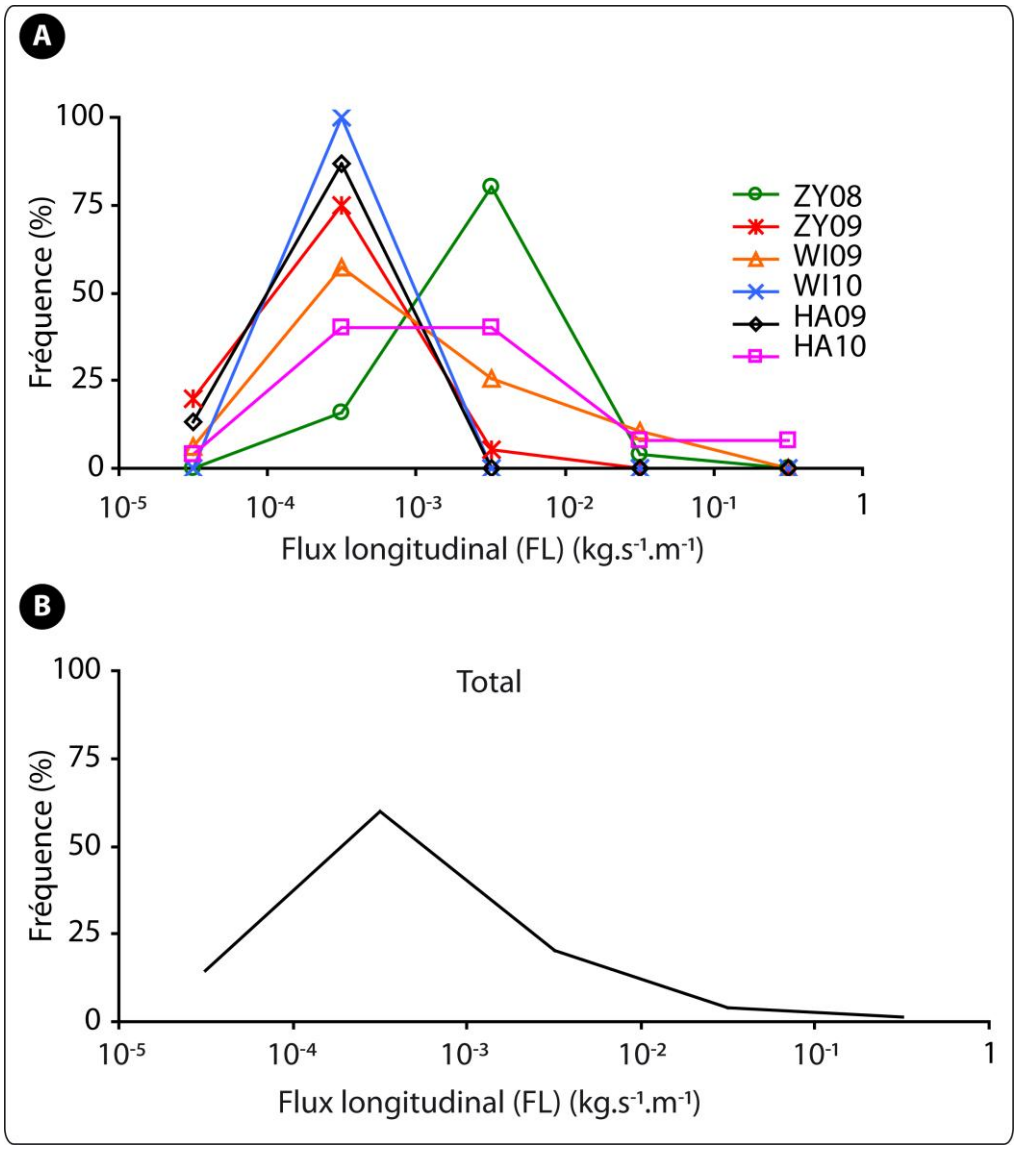


Fig. IV-1 : Distribution des flux sédimentaires longitudinaux au cours des différentes expérimentations de terrain (A) et pour l'ensemble des données (B)

***Fig. IV-1**: Range of longshore sediment transport rates during the 6 field experiments. Longshore sediment transport distribution for each field experiments (A) and for all data (B).*

Le tableau (**Tab. IV-2**) montre les flux sédimentaires maximaux et minimaux pour chaque campagne de terrain. Lors de conditions de faible énergie, comme en février-mars 2010 à Wissant, les flux sédimentaires longitudinaux n'ont atteint que 9,4 x 10^{-4} kg.s^{-1}.m^{-1}, mais c'est pendant la campagne d'Hardelot en mai-juin 2009 que les flux les plus faibles ont été mesurés puisque la valeur minimale n'a atteint que 1,9 x 10^{-5} kg.s^{-1}.m^{-1}. Comme cela a été précisé précédemment, l'ensemble des mesures n'a pas été réalisé au voisinage des appareils courantométriques. Le tableau ci-dessous (**Tab. IV-3**) présente les flux minimaux et maximaux mesurés à côté des instruments pour chaque campagne.

Tab. IV-2 : Valeurs maximales et minimales des flux sédimentaires (kg.s^{-1}.m^{-1}) mesurés au cours des campagnes de terrain.

***Tab. IV-2** : Maximum and minimum sediment transport rates (kg.s^{-1}.m^{-1}) for all the field experiments.*

	FL	
	Max	min
ZY08	1,0E-03	3,2E-05
ZY09	**2,1E-01***	2,7E-05
WI09	2,8E-02	4,9E-05
WI10	9,4E-04	5,8E-05
HA09	1,7E-03	*1,9E-05*
HA10	8,4E-03	3,9E-04

* : Les valeurs en rouge et en gras correspondent aux flux maximaux alors que les valeurs en italique et en bleu représentent les flux minimaux.

Tab. IV-3 : Valeurs maximales et minimales des flux sédimentaires (kg.s^{-1}.m^{-1}) mesurés à proximité des appareils courantométriques.

***Tab. IV-3** : Maximum and minimum sediment transport rates ((kg.s^{-1}.m^{-1}) measured in the vicinity of the hydrographic instruments.*

	FL	
	Max	min
ZY08	1,0E-03	6,2E-05
ZY09	**1,6E-01**	4,1E-04
WI09	2,8E-02	4,9E-05
WI10	9,4E-04	5,8E-05
HA09	3,4E-04	*1,9E-05*
HA10	8,4E-03	8,1E-04

* : Les valeurs en rouge et en gras correspondent aux flux maximaux alors que les valeurs en italique et en bleu représentent les flux minimaux.

La forte variabilité des flux sédimentaires implique donc un fort contrôle par plusieurs processus physiques, qu'ils soient hydrodynamiques, sédimentologiques ou météorologiques.

20. Caractérisation des flux sédimentaires longitudinaux

20.1. Le rôle des différents forçages physiques dans les processus de transport sédimentaire longitudinal

Bien que le transport longitudinal ait été largement étudié au cours des dernières décennies, les forçages le contrôlant sur les plages à fort marnage sont encore mal connus et tout particulièrement dans la zone de surf. Ainsi, plusieurs analyses statistiques ont été réalisées à partir des données récoltées au cours des différentes campagnes de terrain, afin de définir quels sont les paramètres qui influencent significativement le transport sédimentaire. Les flux intégrés sur toute la hauteur de la colonne d'eau calculée selon la méthode décrite dans Rosati et Kraus (1989) seront alors comparés avec plusieurs paramètres hydrodynamiques. Des analyses similaires seront également effectuées pour les flux sédimentaires mesurés à différentes hauteurs dans la colonne d'eau. Ces analyses permettront de distinguer le transport en suspension et le transport à l'approche du fond

20.1.1. Comparaison des flux intégrés à la colonne d'eau avec les paramètres hydrodynamiques

Il est généralement admis que le transport sédimentaire longitudinal est fortement dépendant de l'énergie de la houle et de son angle d'incidence avec le trait de côte (KOMAR ET INMAN, 1970). Nos analyses préliminaires ont donc consisté à comparer les flux intégrés à la colonne d'eau de l'ensemble des campagnes de terrain avec les paramètres de la houle mesurés par les appareils hydrographiques (**Fig. IV-2**), à savoir la hauteur significative des vagues, l'angle d'incidence des crêtes de houle à la côte, la période pic ainsi que le flux d'énergie longitudinal des vagues Eq. **IV-1**) :

$$Pl = (ECn) * \sin\alpha * \cos\alpha$$

Eq. IV-1

où :

Pl est le flux d'énergie longitudinal de vagues (watt.m^{-1})

E est l'énergie des vagues exprimée par Eq. **IV-2** (Newtons.m²)

α est l'angle d'incidence des houles à la côte (°)

C_n est la vitesse de groupe de la houle exprimée par Eq. **IV-3** où n = 1 dans les eaux peu profondes (KOMAR, 1998)

$$E = \frac{\rho g H^2}{8}$$

Eq. IV-2

où :

ρ est la masse volumique de l'eau (kg.m^{-3})

g la constante gravitationnelle

H la hauteur de la houle (m)

$$C = \sqrt{gh}$$

Eq. IV-3

où :

C est la vitesse de phase de la houle en eaux peu profondes (m.s^{-1})

h la hauteur d'eau (m)

Il apparaît tout de suite une forte variabilité et une forte dispersion du nuage de points pour les 4 paramètres étudiés (**Fig. IV-2**). Il n'y aucune relation entre les flux, la période pic, l'angle d'incidence et le flux d'énergie (Pl) puisque le coefficient de détermination R² est inférieur à

0,1. Il n'existe évidemment pas de relation entre les transports sédimentaires intégrés à la colonne d'eau et la hauteur d'eau locale étant donné que suivant la méthode employée, les piégeages ont été réalisés dans une tranche d'eau similaire (environ 1,2 m). Bien que le coefficient de détermination soit faible (0,36), les flux tendent à augmenter avec la hauteur significative de la houle. En effet, les flux sédimentaires les plus faibles ($< 10^{-4}$ kg.s^{-1}.m^{-1}) sont toujours associés à de faibles hauteurs de vague (< 0,3 m) et une faible augmentation de la hauteur des houles semble engendrer des augmentations significatives du transport. Il dépasse en effet les 1×10^{-3} kg.s^{-1}.m^{-1} lorsque la houle atteint une hauteur de 0,4 m, soit un flux 10 fois plus important pour une augmentation de 0,2 m de la houle. En revanche, des flux de plus forte intensité peuvent être associés à des vagues de plus faible amplitude.

Par exemple, durant la campagne de Wissant, mars 2009, un flux de $2,4 \times 10^{-4}$ kg.s^{-1}.m^{-1} est associé à des vagues de 0,19 m. Cette gamme de valeurs est retrouvée pendant la campagne d'Hardelot, janvier 2010, où un flux de $8,4 \times 10^{-3}$ kg.s^{-1}.m^{-1} est associé à des hauteurs de houle qui atteignent 0,22 m. Le fait qu'il y ait une forte variabilité dans le transport sédimentaire sous des conditions d'agitation similaires, et que des flux du même ordre de grandeur puissent être associés à différentes hauteurs de houle, suggère que les processus de transport sédimentaire ne dépendent pas uniquement des conditions d'agitation.

L'ensemble des flux a ensuite été comparé aux vitesses de courant moyen et longitudinales. Les relations entre le transport longitudinal et les vitesses transversales n'ont donné aucune relation significative, c'est pourquoi elles ne seront pas présentées par la suite. Le transport a été mis en relation avec les vitesses de courant moyen à 0,4 m et 0,2 m au dessus du fond (**Fig. IV-3**), ainsi qu'avec la vitesse longitudinale moyenne (V_{lm}) qui correspond à la vitesse moyenne du courant dans la colonne d'eau calculée par les ADCP. Les flux ont également été comparés avec les vitesses longitudinales à 0,4 m et 0,2 m au dessus du fond ($V_l(0,4)$ et $V_l(0,20)$.

D'un point de vue général, les relations sont "meilleures" entre le transport longitudinal et les vitesses de courant qu'avec les paramètres de la houle. Néanmoins, les relations sont faibles pour les vitesses moyennées sur la colonne d'eau (0,14 pour V_{lm}) (**Fig. IV-3**). Les relations sont meilleures avec les vitesses moyennes à 0,4 m et 0,2 m qu'avec la hauteur significative des vagues puisque le coefficient de détermination atteint respectivement 0,48 et 0,39 (**Fig. IV-3**). Bien que, encore une fois, les coefficients de détermination ne soient pas très élevés, ces comparaisons dénotent tout de même une tendance similaire à celle observée avec les hauteurs de houle. Cependant, les vitesses longitudinales semblent être moins bien corrélées avec le transport que les vitesses moyennes. Le transport sédimentaire tend donc à augmenter avec l'intensification du courant moyen (**Fig. IV-3**). Les flux compris entre 1×10^{-4} et 1×10^{-5} kg.s^{-1}.m^{-1} sont exclusivement associés à de faibles vitesses de courant (< 0,2 m.s^{-1}). A contrario, lorsque la vitesse du courant moyen dépasse 0,4 m.s^{-1}, les flux sédimentaires sont toujours supérieurs à 1×10^{-3} kg.s^{-1}.m^{-1}.

Déjà observé précédemment, des flux de forte intensité peuvent être associés à des vitesses de courant moins importantes. Notamment, la plus forte vitesse de courant enregistrée a atteint 1,29 m.s^{-1} associée à un flux de $7,2 \times 10^{-3}$ kg.s^{-1}.m^{-1} (WI09), alors que le flux le plus

important échantillonné à proximité d'un appareil a atteint 1,6 x 10^{-1} kg.s^{-1}.m^{-1} pour une vitesse de seulement 0,5 m.s^{-1} (ZY09) (**Fig. IV-3**).

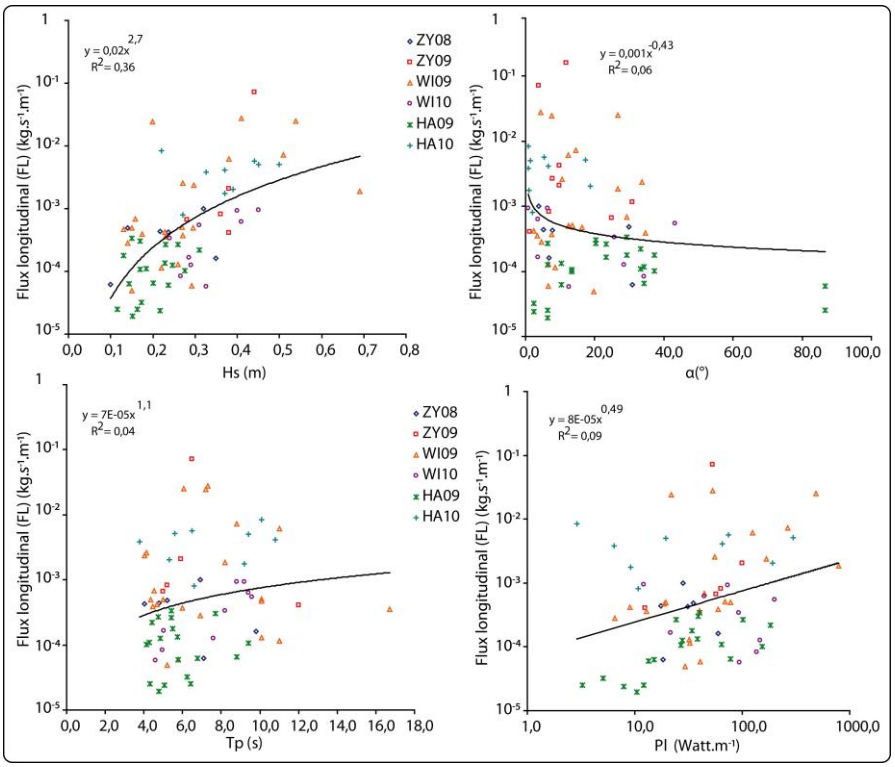


Fig. IV-2 : Relations entre les paramètres de la houle (H_s, α, T_p et Pl) et les flux longitudinaux calculés pour l'ensemble des campagnes.

***Fig. IV-2** : Relationship between wave parameters and longshore sediment transport rates for all field experiments where H_s is the significant wave height (m), α the wave angle (°), T_p is the peak period and Pl is the longshore wave power(W.m.s⁻).*

En dessous de 0,2 m.s^{-1}, la gamme des flux sédimentaires est relativement étendue puisque les taux de transport sont compris entre 1 x 10^{-3} et 1 x 10^{-5} kg.s^{-1}.m^{-1}, mais avec l'augmentation du courant et notamment au-delà de 0,4 m.s^{-1}, la dispersion est moins importante. Cette valeur de 0,4 m.s^{-1} pourrait constituer un seuil à partir duquel le transport est dominé par le courant moyen. En revanche, cette forte variabilité des flux sédimentaires en dessous de 0,2 m.s^{-1} peut être expliquée par une plus forte influence d'autres paramètres hydrodynamiques tels que le mouvement oscillatoire des vagues. Cela peut refléter également la limite de la méthode d'échantillonnage dans de faibles conditions d'agitation.

Il apparaît dans un premier temps que la hauteur des houles et la vitesse du courant moyen sont responsables de la variation des flux sédimentaires. A travers les nombreuses analyses statistiques exploratoires, le produit de la hauteur significative des houles et du courant corrélé aux flux longitudinaux a montré de meilleures relations que lorsqu'ils sont considérés séparément (**Fig. IV-4**). Les coefficients de détermination atteignent même 0,58 pour le produit de la hauteur de la houle avec la vitesse du courant à 0,2 m. Bien que les autres coefficients ne soient pas encore très élevés, ils sont toutefois meilleurs que si l'on compare les paramètres séparément.

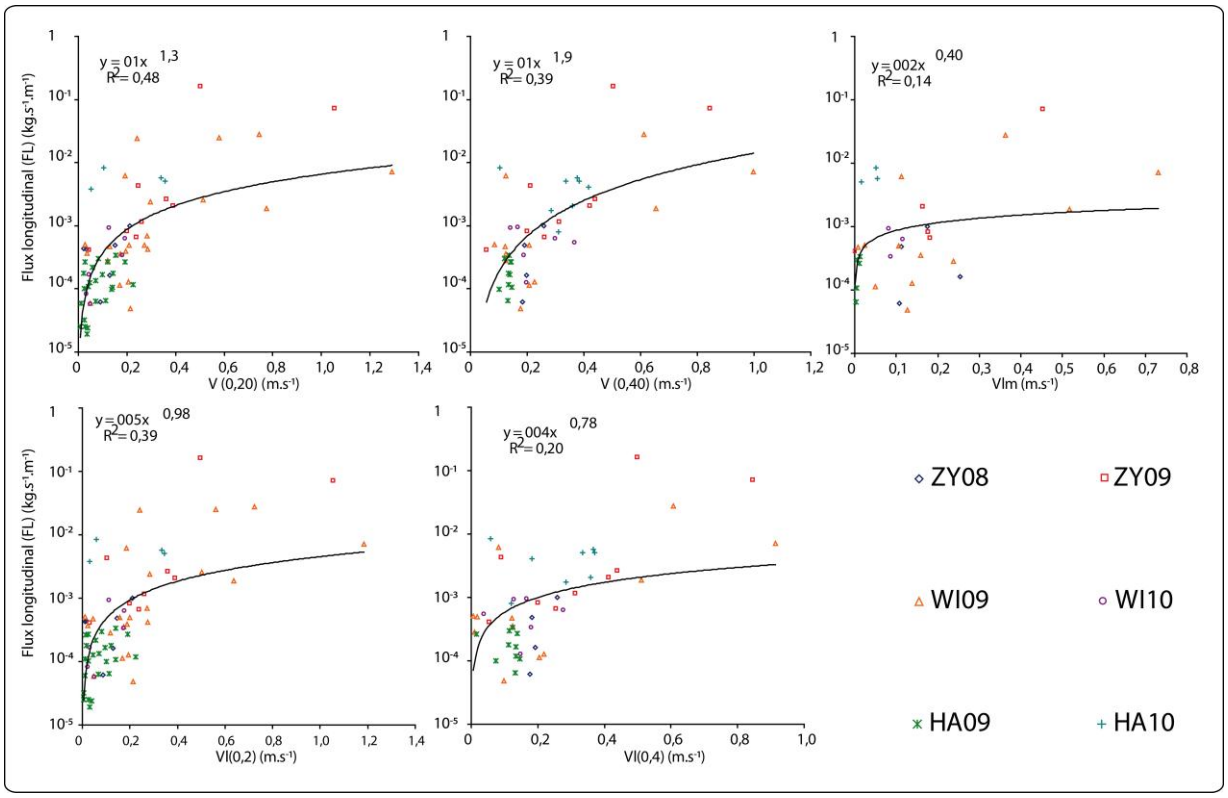


Fig. IV-3 : Relations entre les flux sédimentaires longitudinaux et les vitesses de courant moyen (V_{lm}) et à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond (V(0,2) et V(0,4)) ainsi qu'avec les vitesses de courant longitudinal ($V_l(0,2)$, $V_l(0,4)$), pour l'ensemble des campagnes.

***Fig. IV-3** : Relationship between longshore sediment transport rates with mean current velocities (V_{lm}) and measured at 0.2 m and 0.4 m (V (0.2) and V (0.4)) above the bed, and with mean longshore velocities ($V_l(0,2)$, $V_l(0,4)$) for all the field experiments.*

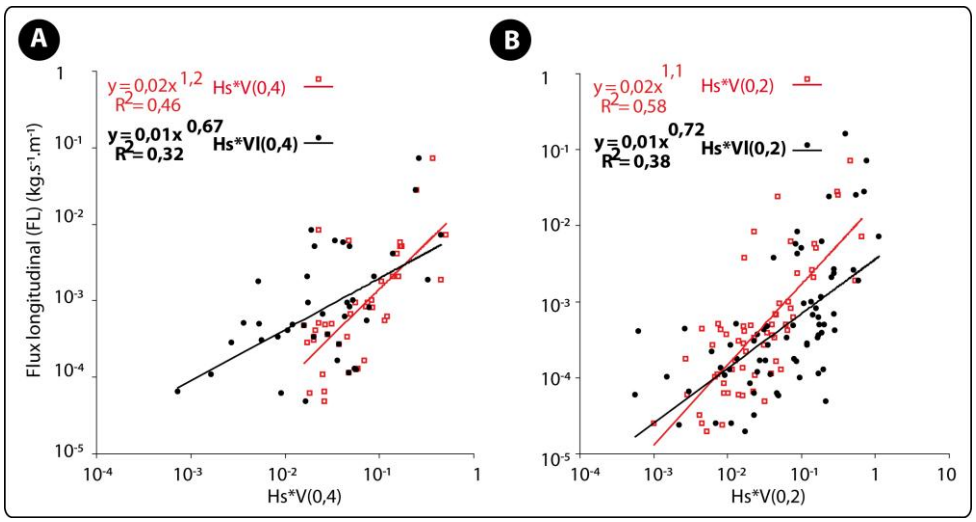


Fig. IV-4 : Relations entre le produit de la hauteur significative des houles (H_s) et de la vitesse du courant moyen (V) et longitudinale (Vl) à 04 m (A) et 0,2 m (B) au dessus du fond avec les flux sédimentaires longitudinaux (FL)

***Fig. IV-4** : Relationship between the product of significant wave height (H_s) and mean current (V) or longshore current (Vl) velocities measured at 0.4 m (A) and 0.2 m (B) above the bed with longshore sediment transport rates (FL).*

20.1.2. Variabilité des flux sédimentaires longitudinaux en fonction des zones hydrodynamiques.

Le transport sédimentaire dans la zone de surf est étroitement lié au déferlement des vagues et à leur angle d'incidence avec la côte. Toutefois, dans un souci d'homogénéité des données, les structures ont été déployées dans une tranche d'eau équivalente (environ 1,2 m). Or, en fonction des conditions d'agitation et du marnage, les zones de surf et de déferlement ne sont pas localisées au même niveau sur l'estran, le piégeage a donc parfois été réalisé dans la zone de levée ou dans la zone de surf. Déjà décrit précédemment (**Cf. Chapitre II**), la hauteur relative ($H_s.h^{-1}$) permet de définir les variations spatio-temporelles des processus hydrodynamiques au cours de la marée, ainsi que la hauteur relative des houles au point de déferlement ($H_s.h^{-1}_b$).

La figure (**Fig. IV-5**) présente l'ensemble des flux sédimentaires longitudinaux intégrés à la colonne d'eau (A) ($kg.s^{-1}.m^{-1}$) et au niveau de chaque filet (B) ($kg.s^{-1}.m^{-2}$), comparés à la hauteur relative des houles ($H_s.h^{-1}$). Les lignes en pointillé rouge indiquent la valeur de la hauteur relative au déferlement ($H_s.h^{-1}_b$) calculée empiriquement pour chaque site d'étude. Elle est égale à 0,18 pour le site d'Hardelot et 0,32 pour les sites de Zuydcoote et Wissant. Au-delà de ce seuil, les flux mesurés sont considérés comme étant dans la zone de surf, en deçà, ils sont proches du déferlement mais en zone de levée. Il semble que les flux tendent à s'intensifier avec l'augmentation de la hauteur relative des vagues. La hauteur relative des vagues traduit la dissipation de la houle, donc lorsqu'elle augmente, le transport sédimentaire s'intensifie également.

Le transport mesuré dans la zone de levée est en moyenne 3 fois moins important que dans la zone surf. Il atteint un maximum de $2,8 \times 10^{-2}$ $kg.s^{-1}.m^{-1}$ alors que le transport peut atteindre $7,2 \times 10^{-2}$ $kg.s^{-1}.m^{-1}$ dans la zone de surf. Le transport dans la zone de levée est donc généralement moins intense. En effet, 87% des flux dans cette zone sont inférieurs à 1×10^{-3} $kg.s^{-1}.m^{-1}$, alors que dans la zone de surf, cela concerne seulement 60% des mesures (**Fig. IV-6**). De plus, il apparaît que 30% des flux mesurés dans la zone de surf sont compris entre 1×10^{-3} $kg.s^{-1}.m^{-1}$ et 1×10^{-2} $kg.s^{-1}.m^{-1}$, alors que dans la zone de levée, seulement 9% atteignent cette gamme de valeurs.

Il apparaît donc une différence significative entre le transport mesuré dans la zone de surf de celui échantillonné dans la zone de levée. Les données ont ensuite été filtrées en fonction de leur localisation soit dans la zone de surf, soit dans la zone de levée puis comparées avec les paramètres hydrodynamiques. Dans un premier temps, un filtrage a été effectué sur toutes les campagnes avec une valeur seuil moyenne de 0,3 couramment utilisée sur les plages de la côte d'Opale (SEDRATI ET ANTHONY, 2007), séparant ainsi les données mesurées dans la zone de surf (**Fig. IV-7** et **Fig. IV-8**) de celles réalisées dans la zone de levée (**Fig. IV-10**,et **Fig. IV-11**). Dans un deuxième temps, les flux sédimentaires ont été isolés lorsque la hauteur relative des vagues est inférieure à la hauteur relative de celles au point de déferlement calculée pour chaque site ($H_s.h^{-1} < H_s.h^{-1}_b$) (0,18 pour Hardelot et 0,32 pour Zuydcoote et Wissant) et lorsqu'elle l'excède ($H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}_b$) (**Fig. IV-11** et **Fig. IV-12**).

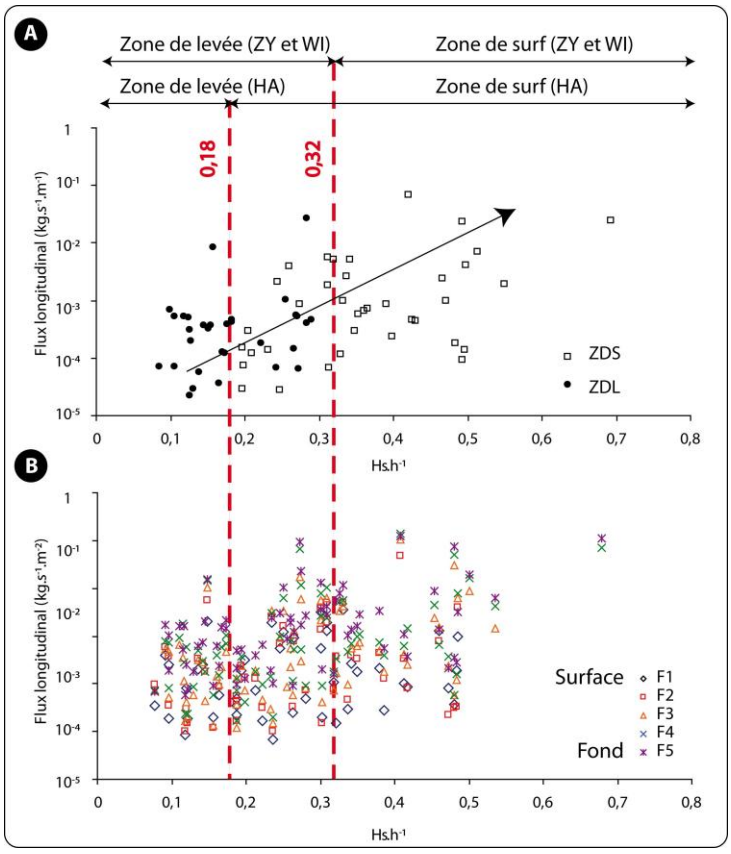


Fig. IV-5 : Comparaison entre les flux sédimentaires longitudinaux intégrés à la colonne d'eau ($kg.s^{-1}.m^{-1}$) et mesurés à chaque niveau dans la colonne d'eau ($kg.s^{-1}.m^{-2}$) avec la hauteur relative des vagues ($H_s.h^{-1}$) où F1 est le flux mesuré à la surface et F5 mesuré à l'approche du fond.

***Fig. IV-5** : Relationship of depth-integrated longshore depth-integrated ($kg.s^{-1}.m^{-1}$) and sediment flux measured at a discrete elevation above the bed ($kg.s^{-1}.m^{-2}$) (F1 refer to the surface and F5 near the bed) with the relative wave height ($H_s.h^{-1}$).*

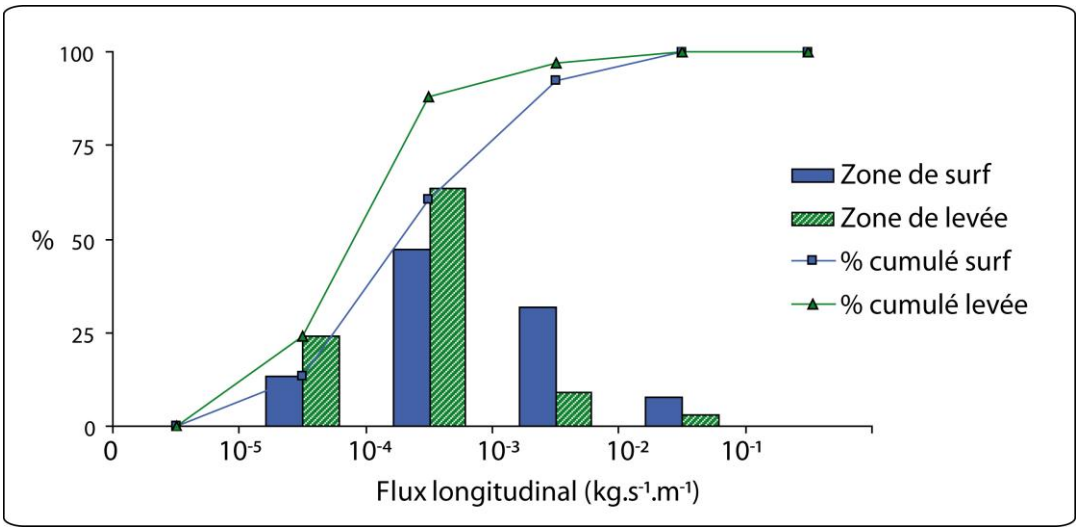


Fig. IV-6 : Diagramme de répartition des flux sédimentaires longitudinaux intégrés à la colonne d'eau en fonction de leur localisation dans les zones hydrodynamiques (surf ou levée).

***Fig. IV-6** : Distribution of longshore sediment transport rates depth-integrated depending on their localisation in the hydrodynamic processes (Surf or shoaling)*

Une légère amélioration des relations statistiques est à noter concernant les paramètres de la houle si l'on considère l'ensemble des données pour $H_s.h^{-1} > 0,3$ (**Fig. IV-7**) puisque le coefficient de détermination atteint 0,37 pour la hauteur des vagues. L'amélioration est plus significative pour les vitesses de courant dont les coefficients de détermination atteignent maintenant 0,63 (V(0,4)) et 0,58 pour V_l (0,4) (**Fig. IV-8**).

En se focalisant uniquement sur les mesures réalisées après le déferlement des vagues, on s'affranchit d'un nombre important de vitesses de courant inférieures à 0,1 $m.s^{-1}$ qui peuvent être responsables dans l'analyse statistique de variations aléatoires trop importantes. Par exemple, la relation entre le transport et la vitesse du courant à 0,2 m est la meilleure observée (R^2 = 0,65), la valeur minimale de la vitesse est alors de 0,10 $m.s^{-1}$ alors qu'elle était de 0,06 $m.s^{-1}$ dans l'analyse du jeu complet de données. Les premier résultats ont montré que les flux sont de mieux en mieux corrélés avec l'augmentation de la vitesse du courant (> 0,4 $m.s^{-1}$), les processus de transport doivent dépendre alors de la combinaison de plusieurs paramètres lorsque le courant est de faible intensité.

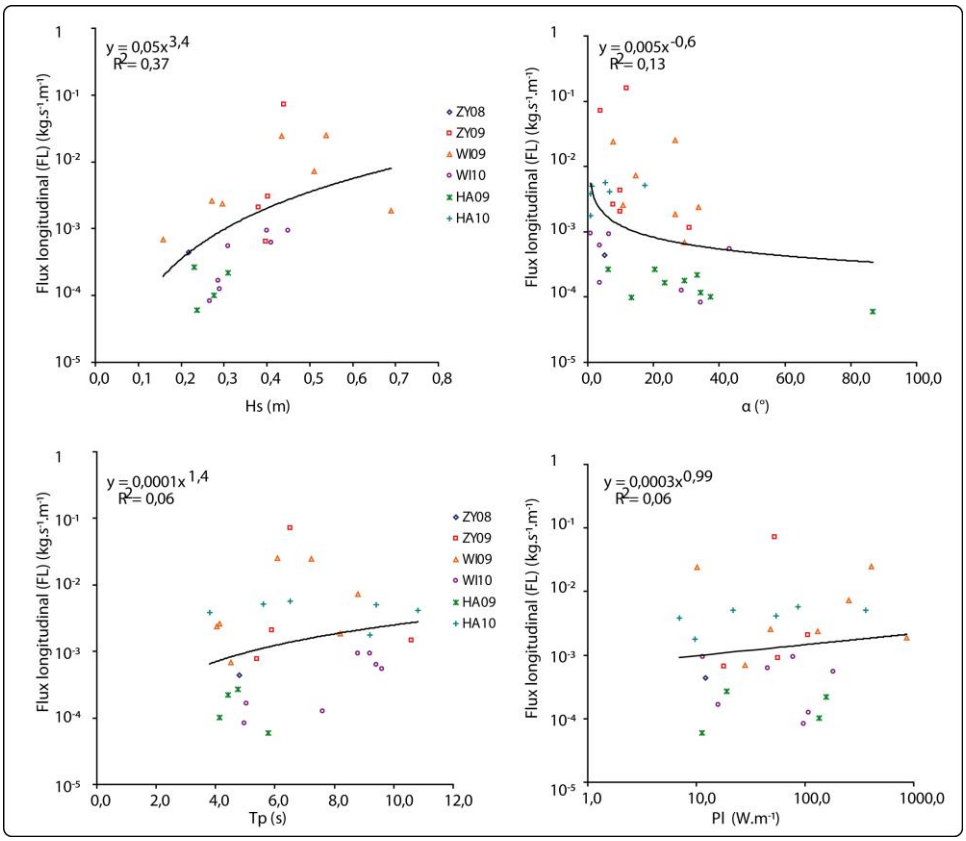


Fig. IV-7 : Relations entre les paramètres de la houle (H_s, α, T_p et Pl) et les flux longitudinaux calculés pour l'ensemble des campagnes lorsque $H_s.h^{-1} > 0,3$

***Fig. IV-7** : Relationship between wave parameters and longshore sediment transport rates for all field experiments where H_s is the significant wave height (m), α the wave angle (°), T_p is the peak period and Pl is the longshore wave power($W.m.s^{-1}$) when $H_s.h^{-1} > 0.3$*

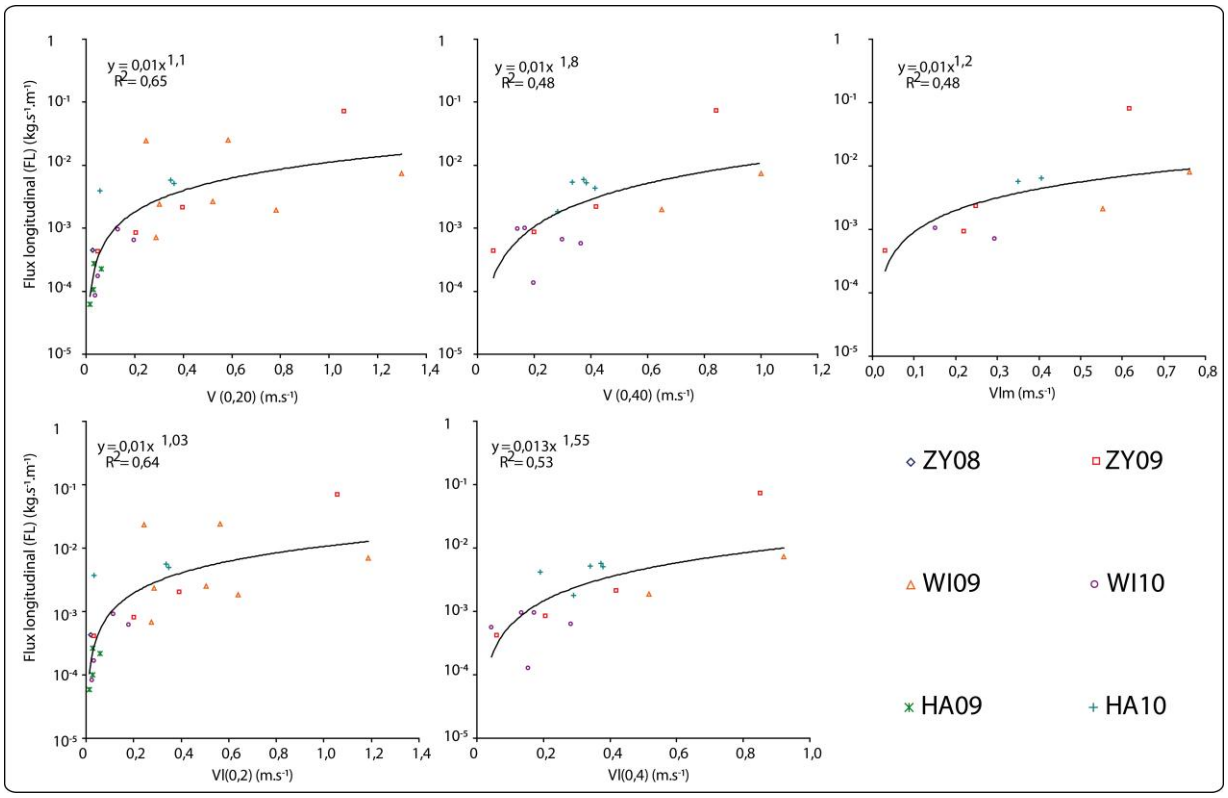


Fig. IV-8 : Relations entre les flux sédimentaires longitudinaux et les vitesses de courant moyen (V_{lm}) et à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond (V(0,2) et V(0,4)) ainsi qu'avec les vitesses de courant longitudinal ($V_l(0,2)$, $V_l(0,4)$), pour l'ensemble des campagnes lorsque $H_s.h^{-1} > 0,3$.

***Fig. IV-8** : Relationship between longshore sediment transport rates with mean current velocities (V_{lm}) and measured at 0.2 m and 0.4 m (V (0.2) and V (0.4)) above the bed, and with mean longshore velocities ($V_l(0,2)$, $V_l(0,4)$) for all the field experiments and when $H_s.h^{-1} > 0.3$.*

Les relations statistiques sont généralement moins bonnes dans la zone de levée ($H_s.h^{-1} < 0,3$) (**Fig. IV-9** et **Fig. IV-10**). Les coefficients R^2 n'atteignent en effet que 0,27 pour la houle. Les relations avec les autres paramètres de la houle restent nulles ($R^2 < 0,20$). La remise en suspension du sédiment est beaucoup moins efficace que dans la zone de surf où la forte turbulence induite par le déferlement permet des taux de transports plus élevés et sont responsables des vitesses de courant plus importantes.

Bien que la marge d'erreur liée à la technique d'échantillonnage puisse expliquer en partie le manque de relation entre le transport sédimentaire et les conditions hydrodynamiques dans la zone de levé, les mesures courantométriques montrent bien que les vitesses sont généralement plus faibles dans la zone de levée que dans la zone de surf.

Lorsque l'on filtre les données avec les hauteurs relatives au point de déferlement calculées empiriquement pour chaque site d'étude, les corrélations sont meilleures. Notamment la relation entre le transport sédimentaire et la hauteur des vagues passe de 0,36 pour l'ensemble des données (**Fig. IV-2**), à 0,37 pour un $H_s.h^{-1} > 0,3$ (**Fig. IV-7**) et à 0,54 pour le filtrage réalisé sur chaque site (**Fig. IV-11**). Il paraît donc préférable de calculer empiriquement la hauteur au déferlement pour chaque site s'étude.

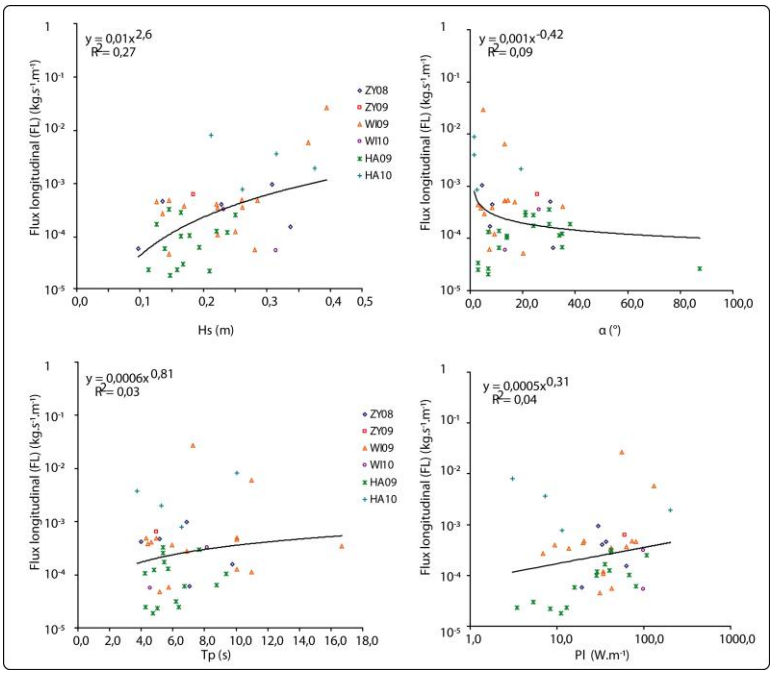


Fig. IV-9 : Relations entre les paramètres de la houle (H_s, α, T_p et Pl) et les flux longitudinaux calculés pour l'ensemble des campagnes lorsque $H_s.h^{-1} < 0,3$

***Fig. IV-9**: Relationship between wave parameters and longshore sediment transport rates for all field experiments where H_s is the significant wave height (m), α the wave angle (°), T_p is the peak period and Pl is the longshore wave power($W.m.s^{-1}$) when $H_s.h^{-1} < 0.3$*

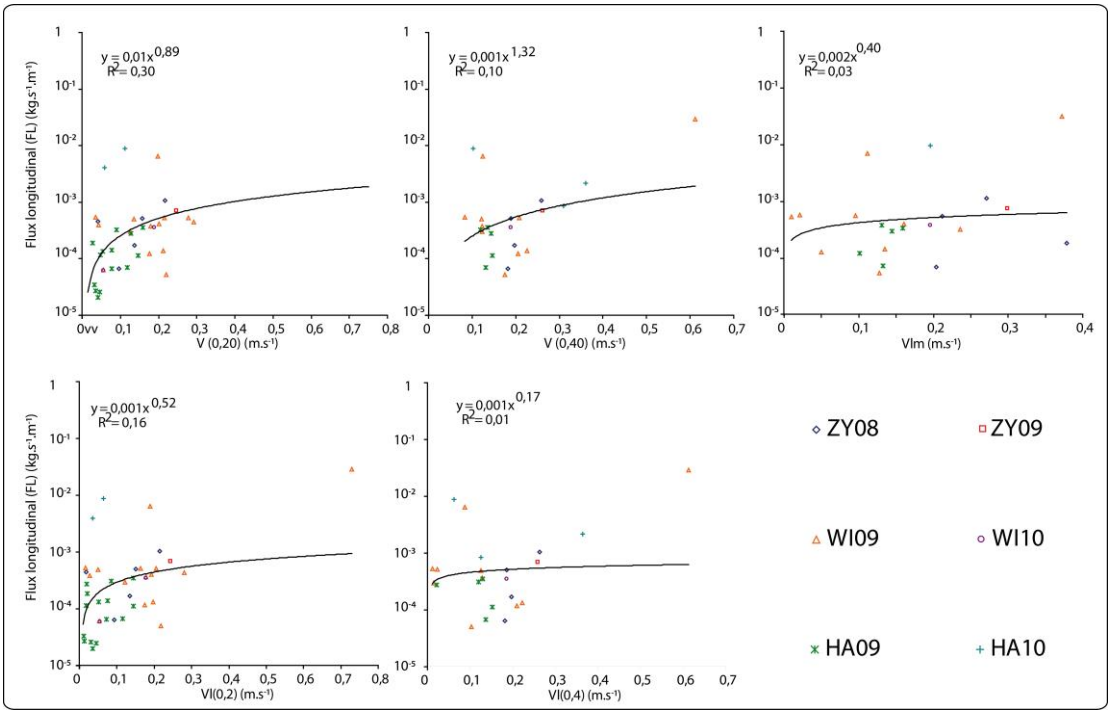


Fig. IV-10 : Relations entre les flux sédimentaires longitudinaux et les vitesses de courant moyen (V_{lm}) et à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond (V(0,2) et V(0,4)) ainsi qu'avec les vitesses de courant longitudinal (V_l (0,2), V_l (0,4)), pour l'ensemble des campagnes lorsque $H_s.h^{-1}$ ><0,3.

***Fig. IV-10**: Relationship between longshore sediment transport rates with mean current velocities (V_{lm}) and measured at 0.2 m and 0.4 m (V (0.2) and V (0.4)) above the bed, and with mean longshore velocities (V_l(0,2), V_l(0,4)) for all the field experiments and when $H_s.h^{-1} < 0.3$.*

L'amélioration des relations est encore plus remarquable avec les vitesses de courant puisque le coefficient de corrélation atteint 0,63 avec V(0,2) (**Fig. IV-12**). Déjà précisé précédemment, ce filtrage des données permet de s'affranchir des flux mesurés lors de conditions de très faible agitation et de se focaliser exclusivement sur les processus liés au déferlement ou à son voisinage. Le seuil observé à 0,4 $m.s^{-1}$ lorsque l'on prend en compte l'ensemble des données est alors mieux défini. L'amélioration générale des relations statistiques avec les flux mesurés après le point de déferlement spécifique à chaque site met en lumière des différences de comportement hydro-sédimentaire entre chaque site d'étude.

Ces résultats mettent en avant le fort contrôle du courant moyen dans la zone de surf, directement responsable du transport des particules. Cependant, les faibles relations observées avec l'énergie des vagues et avec l'angle qu'elles forment avec la côte induisent la présence d'un autre forçage non contrôlé par le déferlement des houles. En régime microtidal, SABATIER (2001) avait montré un contrôle évident de ces paramètres sur le transport sédimentaire et ce, grâce à la même technique d'échantillonnage. La grande différence entre ces deux environnements est l'implication des courants de marée dans les processus hydrodynamiques qui sont quasi inexistants en milieu microtidal contrairement au milieu macrotidal.

Quelle que soit la méthode de discrimination permettant de caractériser les données mesurées dans la zone de levée (soit $H_s.h^{-1} < H_s.h^{-1}{}_b$ ou $H_s.h^{-1} < 0,3$), il n'apparaît pas de différence significative dans les relations statistiques. Les coefficients de détermination sont, en effet, toujours faibles ($R^2 < 0,20$).

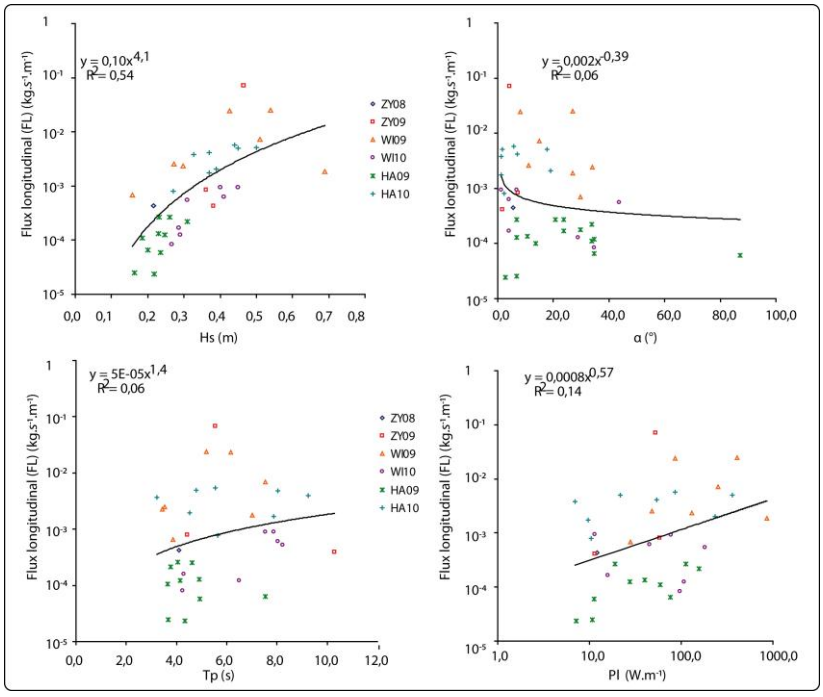


Fig. IV-11 : Relations entre les paramètres de la houle (H_s, α, T_p et Pl) et les flux longitudinaux calculés pour l'ensemble des campagnes lorsque $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}b$.

***Fig. IV-11**:Relationship between wave parameters and longshore sediment transport rates for all field experiments where H_s is the significant wave height (m), α the wave angle (°), T_p is the peak period and Pl is the longshore wave power($W.m.s^{-1}$) when $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}b$.*

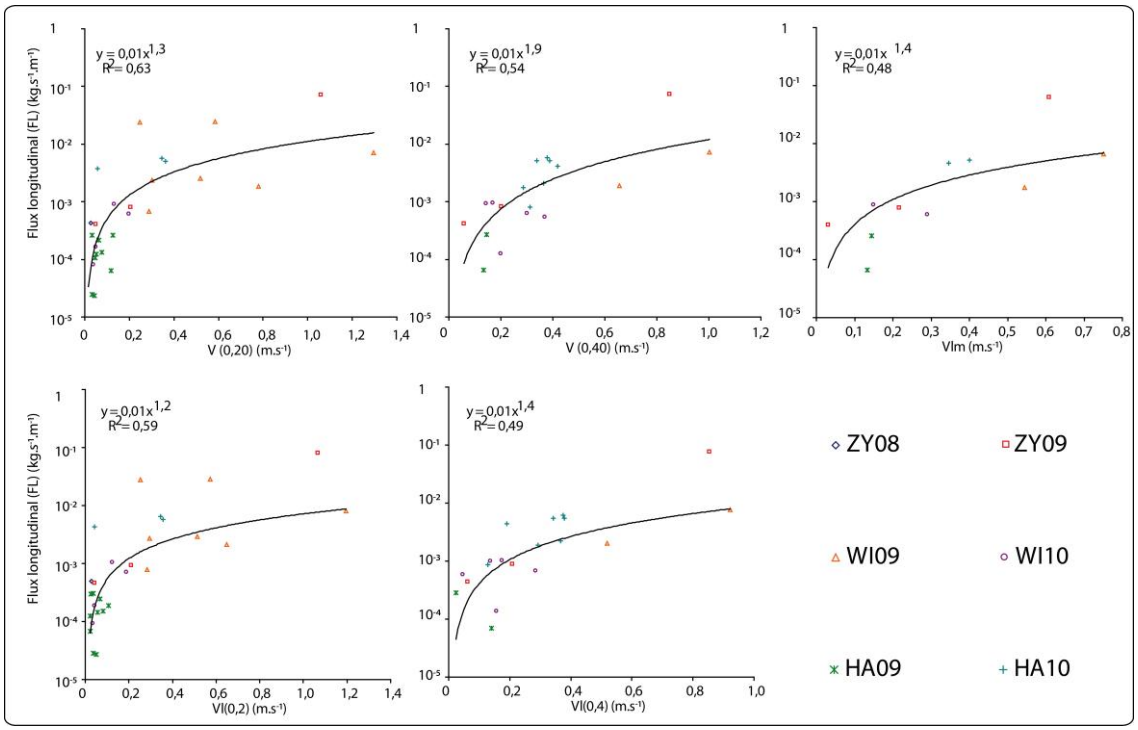


Fig. IV-12 : Relations entre les flux sédimentaires longitudinaux et les vitesses de courant moyen (V_{lm}) et à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond (V(0,2) et V(0,4)) ainsi qu'avec les vitesses de courant longitudinal (V_l (0,2), V_l (0,4)), pour l'ensemble des campagnes lorsque $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}b$.

***Fig. IV-12**:Relationship between longshore sediment transport rates with mean current velocities (V_{lm}) and measured at 0.2 m and 0.4 m (V (0.2) and V (0.4)) above the bed, and with mean longshore velocities (V_l (0,2), V_l (0,4)) for all the field experiments and when $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}b$.*

Le transport sédimentaire dans la zone de surf est donc fortement contrôlé par la vitesse du courant, cependant, et bien que les caractéristiques physiques, morphologiques et granulométriques des sites d'études soient dans l'ensemble similaires, certaines spécificités locales peuvent induire de fortes fluctuations des flux sédimentaires.

Dans un premier temps, les relations entre les flux sédimentaires et les paramètres hydrodynamiques ont été analysés pour chaque campagne de terrain. Puis, les données récoltées au cours des deux campagnes de terrain de chaque site d'étude ont été regroupées. Ces analyses ont été effectuées pour l'ensemble des mesures, puis exclusivement dans la zone de surf (**Annexe 1**).

Lorsque l'on considère l'ensemble des données, les résultats montrent une forte variation des relations entre le transport sédimentaire et les différents paramètres hydrodynamiques étudiés. La tendance générale confirme les premières observations qui montrent une augmentation du taux de transport avec l'augmentation des conditions d'énergie (houle et courant). Il apparaît que le R^2 pour la hauteur des vagues est compris entre 0 et 0,45 et entre 0 et 0,47 pour la hauteur relative des houles si l'on prend en compte les campagnes de terrain séparément. Les corrélations sont meilleures lorsque l'on examine les mesures des deux campagnes combinées (**Tab. IV-4**). Les conditions d'agitation étant très différentes d'une campagne à l'autre, la combinaison des données permet de mieux couvrir la gamme de flux et de paramètres hydrodynamiques. Cela suggère toutefois une forte variabilité inter-site dans la relation des

flux sédimentaires avec les forçages qui les contrôlent. Cette variabilité peut dépendre des conditions d'agitation enregistrées au cours de chaque campagne et/ou d'autres paramètres physiques qui agissent différemment selon les sites.

Tab. IV-4 : Synthèse des coefficients de détermination (R^2) entre les flux sédimentaires longitudinaux et les vitesses de courant (V (0,4) et V(0,2)), la hauteur significative des houles (H_s) et la hauteur relative des houles ($H_s.h^{-1}$) pour chaque campagne et pour l'ensemble des données.

***Tab. IV-4** : Synthesis of determination coefficient (R^2) between longshore sediment transport rates and mean current velocities (V (0,4) et V(0,2)), significant wave height (H_s) and relative wave height for all the field experiments ($H_s.h^{-}$)and for all the data..*

	V(0,4) ($m.s^{-1}$)		**V(0,2) ($m.s^{-1}$)**		**H_s (m)**		**$H_s.h^{-1}$**	
Campagnes de mesure	**R^2 cam.**	**R^2 site**	**R^2 cam.**	**R^2 site**	**R^2 cam.**	**R^2 site**	**R^2 cam.**	**R^2 site**
ZY08	0,59	**0,49**	0,002	**0,50**	0,27	**0,36**	0,37	**0,23**
ZY09	0,50		0,57		0,24		0,10	
WI09	0,32	**0,26**	0,34	**0,43**	0,45	**0,3**	0,47	**0,19**
WI10	0,01		0,69		0,4		0,01	
HA09	0,04	**0,32**	0,29	**0,5**	0,11	**0,58**	0,06	**0,23**
HA10	0,09		0,05		0		0,02	

Même si les relations sont meilleures lorsque l'on filtre les données en fonction de la position de la mesure par rapport au déferlement, ce n'est pas forcément le cas pour chaque campagne ou chaque site en raison d'un nombre de données moins important ou d'une faible variation des valeurs de flux sédimentaires. En effet, plus la distribution des paramètres étudiés est étendue, plus les relations statistiques sont meilleures, c'est pourquoi la combinaison des mesures effectuées au cours des deux campagnes de chaque site induit des R^2 plus élevés.

Tab. IV-5 : Synthèse des coefficients de détermination (R^2) entre les flux sédimentaires et les vitesses de courant (V (0,4) et V(0,2)), la hauteur significative des houles (H_s) et la hauteur relative des houles ($H_s.h^{-1}$), lorsque $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}_b$.

***Tab. IV-5** : Synthesis of determination coefficient (R^2) between longshore sediment transport rates and mean current velocities (V (0,4) et V(0,2)), significant wave height (H_s) and relative wave height when $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}_b$.*

	V(0,4) ($m.s^{-1}$)		**V(0,2) ($m.s^{-1}$)**		**H_s (m)**		**$H_s.h^{-1}$**	
Campagnes de mesure	**R^2 cam.**	**R^2 site**	**R^2 cam.**	**R^2 site**	**R^2 cam.**	**R^2 site**	**R^2 cam.**	**R^2 site**
ZY08	-	**0,71**	-	**0,68**	-	**0,36**	-	**0**
ZY09	0,71		0,6		0,86		0,03	
WI09	-	**0,49**	0,01	**0,57**	0,34	**0,27**	0,44	**0,11**
WI10	0,02		0,86		0,81		0,01	
HA09	-	**0,48**	0,11	**0,87**	0,11	**0,82**	0,06	**0,26**
HA10	0,44		0,9		0,62		0,17	

20.1.3. Conclusion sur les relations entre les flux sédimentaires et les paramètres hydrodynamiques

La comparaison des flux sédimentaires avec les paramètres hydrodynamiques a pu mettre en avant la difficulté d'obtenir des relations statistiquement significatives. Il est clair qu'au vu des nombreux forçages qui peuvent intervenir à micro comme à macro échelle dans les processus de transport, il semble difficile de déterminer un forçage dominant. A notre échelle

de mesure, les flux sédimentaires sont contrôlés par les conditions d'agitation et la vitesse du courant moyen, où au-delà d'une valeur de 0,4 $m.s^{-1}$, le transport sédimentaire longitudinal serait dominé par celui ci. L'approche énergétique des vagues ne semble pas être adaptée pour ces environnements où les courants de marée exercent un forçage conséquent. Les courants longitudinaux ne sont pas entièrement initiés par les mêmes forçages que sur les plages microtidales, c'est pourquoi il apparaît difficile de relier le transport sédimentaire uniquement à l'action de la houle et aux courants qu'elle engendre dans la zone côtière.

En raison des différents mécanismes physiques qui animent les zones hydrodynamiques, la réponse du transport sédimentaire se traduit par des degrés d'intensité très variables :

- *Zone de surf* : le transport est fortement influencé par la dissipation de la houle, les courants liés au déferlement des vagues et leur contrainte de cisaillement qui est beaucoup plus importante qu'en zone de levée. L'ensemble de ces phénomènes se traduit par un transport sédimentaire beaucoup plus intense qu'en zone de levée. La différence entre les deux zones hydrodynamiques est d'autant plus importante si les conditions d'agitation sont très énergétiques.

- *Zone de levée* : L'action des vagues dans la zone de levée est limitée et les vitesses horizontales liées aux mouvements oscillatoires des vagues engendrent une faible suspension des particules contrairement au déferlement et aux fortes contraintes de cisaillement de la zone de surf. Le sédiment remis en suspension est repris par les courants de marée qui sont généralement plus faibles que les courants combinés dans la zone de surf. Le transport sédimentaire est par conséquent moins important dans la zone de levée qui est toutefois proche de la zone de surf.

20.2. Répartition verticale du transport sédimentaire longitudinal

20.2.1. Description de la distribution des flux sédimentaires dans la colonne d'eau

La distribution des flux ou de la concentration en sédiment dans la colonne d'eau a été très largement décrite depuis des décennies et est principalement caractérisée par une décroissance exponentielle du transport sédimentaire, du fond vers la surface. Cette distribution a non seulement été décrite par des études dans lesquelles des appareils optiques ou acoustiques étaient utilisés (Vincent et Osborne, 1995; Osborne et Vincent, 1996; Ciavola, *et al.* , 1999; Tonk et Masselink, 2005), mais également grâce à des pièges à sédiment (e.g. Kraus, 1987; Rosati et Kraus, 1989; Wang, 1998; Williams, *et al.* , 2000; Tonk et Masselink, 2005). Nos résultats présentent des distributions de flux sédimentaires similaires à celles décrites dans ces études (**Annexe 2**).

La figure (**Fig. IV-13**) récapitule l'ensemble des flux sédimentaires mesurés au sein de la colonne d'eau exprimé en pourcentage du flux intégré sur la colonne d'eau. Sur l'ensemble des données, les flux mesurés au niveau des filets F4 et F5 constituent une part importante du transport sédimentaire puisque dans 10% des cas, ils représentent 60% à 100% du flux total. En revanche, le transport est plus faible dans la partie supérieure de la colonne d'eau car plus de 90% des flux mesurés au niveau du filet 1 représentent 0% à 20% du flux total. Notons

également, la croissance nette du pourcentage d'échantillons représentant 20 à 40% du flux total, de la surface vers le fond. D'une manière générale, le transport sédimentaire est essentiellement localisé au niveau du fond.

Plusieurs études ont mis en évidence une différenciation de la forme du profil en fonction de la position de la mesure sur les différentes unités morphologiques (E.G. KANA, 1979 ; BEACH ET STERNBERG, 1996 ; SABATIER, 2001). De par l'analyse de la distribution des pourcentages des flux sédimentaires dans la colonne d'eau, les résultats obtenus montrent une faible différence entre la distribution des flux mesurés en différents points de la zone intertidale (**Fig. IV-13**). Sur les barres, les différences proviennent de la présence de quelques échantillons représentant 40% à 60% du flux total dans la partie supérieure de la colonne d'eau caractérisant une augmentation du transport par suspension. Au niveau des bâches, on retrouve la même configuration que pour l'ensemble des données, une forte concentration du transport dans les niveaux à l'approche du fond (30% des flux représentent 60% à 100% du flux total), caractéristique d'un transport proche du charriage et de la saltation.

Les flux sédimentaires sont directement liés aux conditions d'agitation, les données ont donc été filtrées en fonction tout d'abord de la hauteur relative des houles calculée au point de déferlement pour chaque site (**Fig. IV-13**). Le transport est encore une fois essentiellement localisé au fond (F4 et F5) avec tout de même 18% des échantillons qui représentent 60% à 100% du flux total. Notons que la croissance des flux représentant 20% à 40% est également très nette.

Les données ont ensuite été filtrées en fonction des conditions d'énergie afin d'isoler les flux mesurés lorsque la vitesse du courant dépasse 0,4 $m.s^{-1}$ et lorsque la hauteur significative des houles excède 0,4 m (**Fig. IV-13**). Ces valeurs correspondent aux valeurs seuils mises en évidence lors de la comparaison des flux avec les différents forçages hydrodynamiques (**Cf. en page 137**). La répartition des flux dans la colonne d'eau lorsque la vitesse du courant devient intense est moins nette. En effet, quel que soit le niveau au dessus du fond, les flux mesurés représentent au maximum 40% du flux total et sont principalement compris entre 0% et 20% dans la partie supérieure de la colonne d'eau et entre 20% et 40% du filet F3 jusqu'au filet F5. La dominance du transport à l'approche du fond apparaît donc moins marquée, et par conséquent, le transport en suspension est favorisé lorsque le courant s'intensifie.

En revanche, en filtrant les flux lorsque la hauteur des vagues dépasse 0,4 m (**Fig. IV-13**), une certaine dominance du transport à l'approche du fond se dessine puisque 14% des flux mesurés à l'approche du fond (F5) représentent 80% à 100% et 40% à 60% du flux total. Dans la partie supérieure, le transport est de nouveau moins significatif, cependant notons que 17% des flux mesurés au niveau du filet F2 représentent 20% à 40% du flux total.

Il semble qu'il y ait une augmentation du transport en suspension avec l'augmentation de la vitesse du courant alors que l'augmentation de la hauteur des vagues n'engendre pas de changement radical, si ce n'est un transport à l'approche du fond parfois plus intense que dans la colonne d'eau. Les vitesses de courant de fortes intensités sont généralement associées à des vagues de hauteur plus significative (**Cf. Chapitre III**). Le déferlement des vagues

entraine une forte remobilisation du sédiment qui est repris par le courant moyen et ce, de façon relativement homogène. En revanche, de fortes houles ne sont pas forcément accompagnées de courants intenses, notamment lorsqu'elles sont parallèles à sub-parallèles au trait de côte. Le déferlement induit toutefois une forte remobilisation au niveau du fond provoquant un transport important à ce niveau plus.

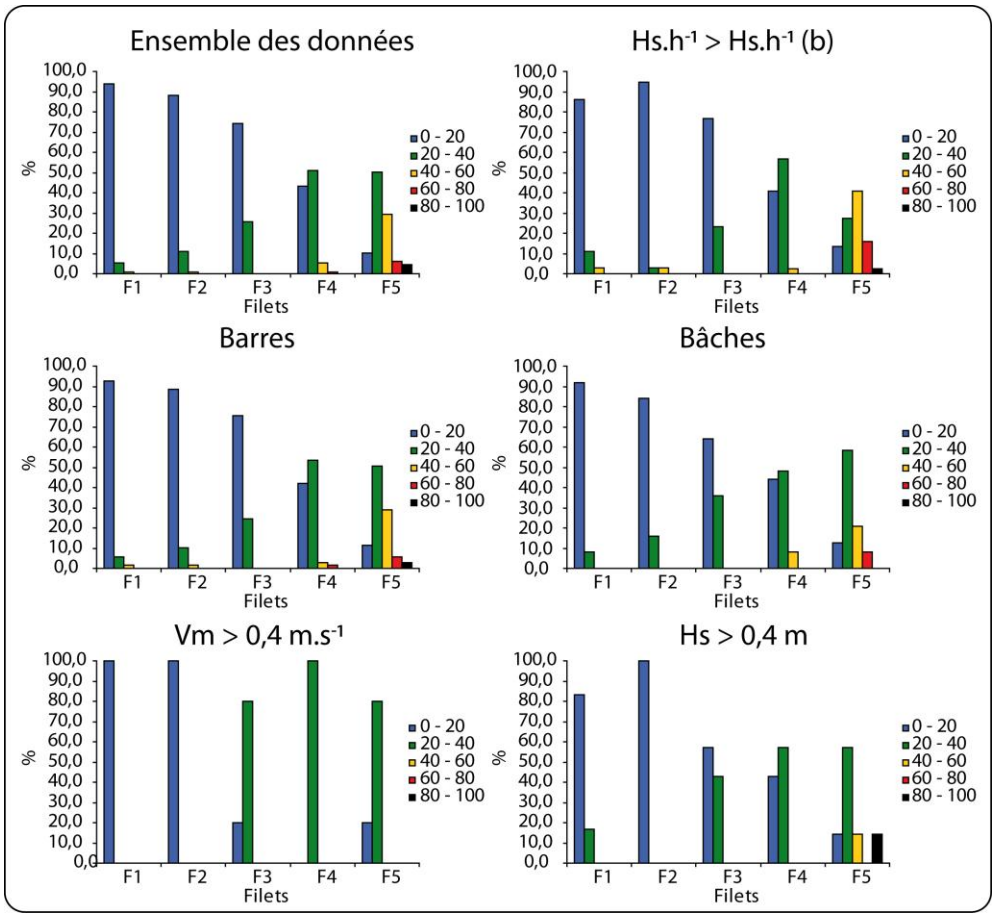


Fig. IV-13 : Synthèse des flux sédimentaires longitudinaux au sein de la colonne d'eau exprimés en pourcentage du flux total ($H_s.h^{-1}$ (b) est la hauteur relative au déferlement).

***Fig. IV-13** : Synthesis of vertical depth-integrated longshore sediment fluxes expressed as a percentage of the total flux ($H_s.h^{-1}$ (b) is the relative wave height).*

20.2.2. Caractérisation de la distribution verticale du transport sédimentaire longitudinal grâce au calcul du coefficient de décroissance.

Les profils sédimentaires peuvent être définis par une équation exponentielle qui permet de décrire la distribution des sédiments au sein de la colonne d'eau (Eq. **IV-4)** (E.G.KRAUS ET DEAN, 1987; TONK ET MASSELINK, 2005). En effet, le coefficient α ou coefficient de décroissance détermine la forme du profil. Plus le coefficient est élevé, plus la distribution des flux dans la colonne d'eau est variable et caractérise un transport à l'approche du fond. A contrario, la distribution est de plus en plus uniforme lorsqu'il s'approche de 0.

$$F(x,z) = F_0(x)P(x,z)$$

(Eq. IV-4)

où :

$$P(x,z) = \exp\left(-\alpha\left(\frac{z}{h}\right)\right)$$

(Eq. IV-5)

où :

F est un flux sédimentaire ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) à une distance x (m) de la côte et à une hauteur z (m) au dessus du fond

P(x,z) est la fonction qui détermine la forme du profil (profil exponentiel)

$F_0(x)$ est le flux sédimentaire ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) au niveau du fond (z =0)

α est un coefficient de décroissance empirique adimensionnelle

h est la hauteur d'eau locale (m)

Un coefficient de décroissance a donc été calculé pour chaque échantillonnage, associé à un coefficient de détermination R^2 qui permet de valider ou non si la distribution des flux au sein de la colonne d'eau est bien exponentiellement décroissante du fond vers la surface.

Les résultats montrent que le coefficient α atteint en moyenne 2,15. Le coefficient de détermination R^2 moyen atteint quant à lui 0,71 avec plus de 60% au-delà de 0,70 dont 34% supérieur à 0,90, ce qui traduit que la majorité des profils sédimentaires présente bien une décroissance exponentielle du fond vers la surface. La valeur moyenne de α (2,15) est proche des études antérieures (KRAUS ET AL., 1989A; ROSATI ET AL., 1991; WANG, 1998) qui avaient trouvé une valeur égale à 2,7. Toutefois, leurs études se basent sur l'ensemble de la zone de surf, de la zone de *swash* à la zone de déferlement alors que les mesures réalisées dans le cadre de cette étude se concentrent uniquement au niveau de la zone externe de la zone de surf et de la zone de levée. A l'instar des auteurs cités précédemment, WANG (1998) a remarqué des différences dans la distribution des sédiments dans la colonne d'eau en fonction de la localisation du piégeage dans la zone de surf. Il a par exemple mis en évidence que le coefficient de décroissance est légèrement plus élevé dans les bâches (3,2) que dans la zone de *swash* (2,0). Nos résultats montrent également des différences puisqu'il apparaît que la décroissance verticale des flux sédimentaires est plus marquée au niveau du flanc externe des barres intertidales (2,13) qu'au niveau des bâches (1,75). Les figures (**Fig. IV-14**et **Fig. IV-15**) illustrent également la différence de distribution en fonction des unités morphologiques. Il apparaît nettement sur la figure (**Fig. IV-14**) que la répartition des profils de flux sédimentaires est moins étendue que pour ceux localisés sur les barres intertidales.

La répartition verticale des sédiments est directement influencée par l'énergie et la turbulence mise en jeu dans le système. Or, l'énergie n'est pas homogène sur l'ensemble de la zone intertidale, la zone de *swash*, par exemple, est animée par une forte turbulence dans une faible tranche d'eau alors que les bâches sont beaucoup moins soumises au brassage de la colonne d'eau, ce qui entraine une distribution verticale des flux sédimentaires moins homogène (WANG, 1998). Contrairement à ce que WANG (1998) ou TONK ET MASSELINK (2005) ont observé, nos résultats montrent des décroissances moins marquées au niveau des bâches. Bien qu'elles puissent être soumises à des phénomènes de vidange intense (E.G. SIPKA ET ANTHONY, 1998), l'agitation est réduite contrairement aux barres intertidales qui provoquent le déferlement des vagues. Déjà observé précédemment (**Fig. IV-13**), le transport longitudinal pendant les périodes de forte agitation (augmentation du H_s) induit un transport intense et essentiellement localisé à l'approche du fond.

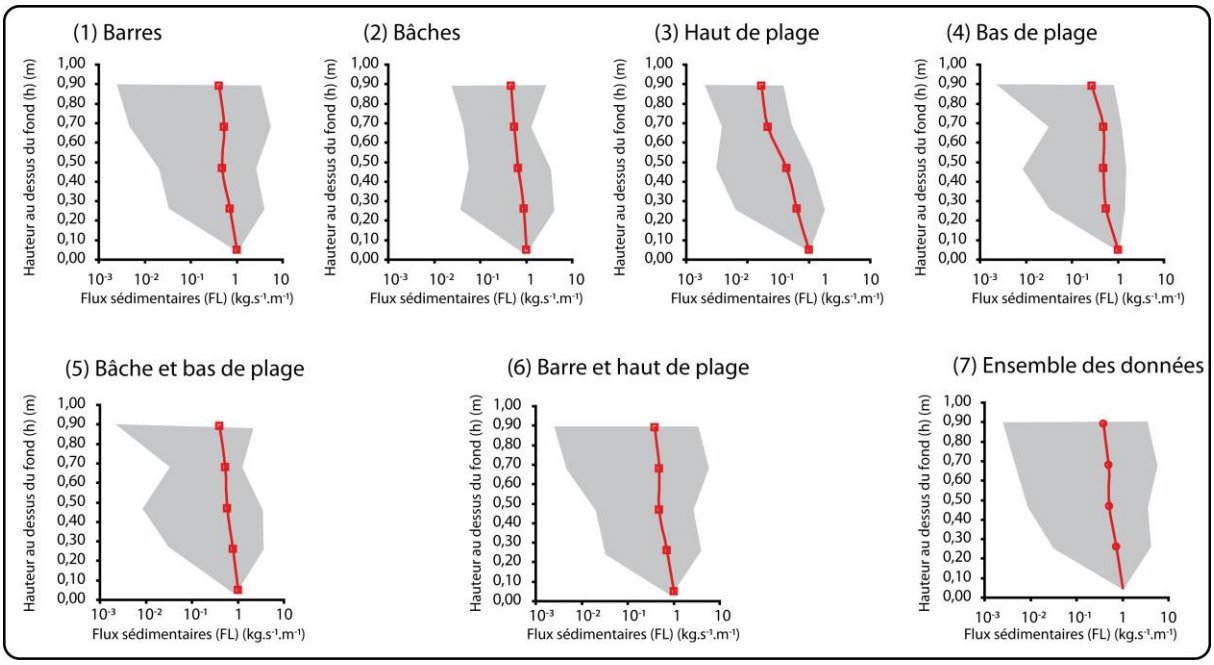


Fig. IV-14 : Représentation de la distribution verticale des flux sédimentaires normalisés calculés en divisant chaque flux avec le transport à l'approche du fond (z = 0,05 m) en fonction de leur localisation sur l'estran. Le profil rouge présente la distribution moyenne et l'aire grisée, la répartition des données.

***Fig. IV-14** : Average normalized flux profile : 1) on the bars; 2) in the troughs; 3) on the upper beach; 4) on the lower beach; 5) both on the lower beach and in the troughs; 6) both on the upper beach and on the bars; 7)and for the whole data set. Red solid lines indicate the average flux profile and shaded areas represent data envelopes. Before averaging, sediment flux were normalized where x-axis is the sediment flux normalized by dividing the sediment transport rate at each streamer trap by the sediment flux nearest the bottom (z = 0.05 m); Y-axis is the elevation above the bed in meters of each streamer trap.*

Lors de la campagne d'Hardelot 2009, caractérisée par des conditions de faible énergie, les flux sont non seulement moins importants mais plus homogènes dans la colonne d'eau alors que pendant des conditions plus énergétiques, comme lors de la campagne de Wissant 2010, les flux dans la colonne d'eau sont plus variables, essentiellement dû à un transport plus intense au niveau du fond. La figure (**Fig. IV-16**) illustre la différence entre deux mesures qui ont été réalisées sur une barre intertidale pendant des conditions de faible agitation à HA09 où la hauteur significative de la houle avoisinait les 0,20 m pour une vitesse de courant de

0,18 m.s^{-1} , et lors d'agitations modérées lors de la campagne de WI10 (H_s = 0,40 m ; V_m = 0,12 m.s^{-1}). La distribution des flux est totalement différente puisque l'on remarque bien un transport à l'approche du fond très intense pour WI10 par rapport au reste de la colonne d'eau induisant un coefficient de décroissance élevé (5,7).

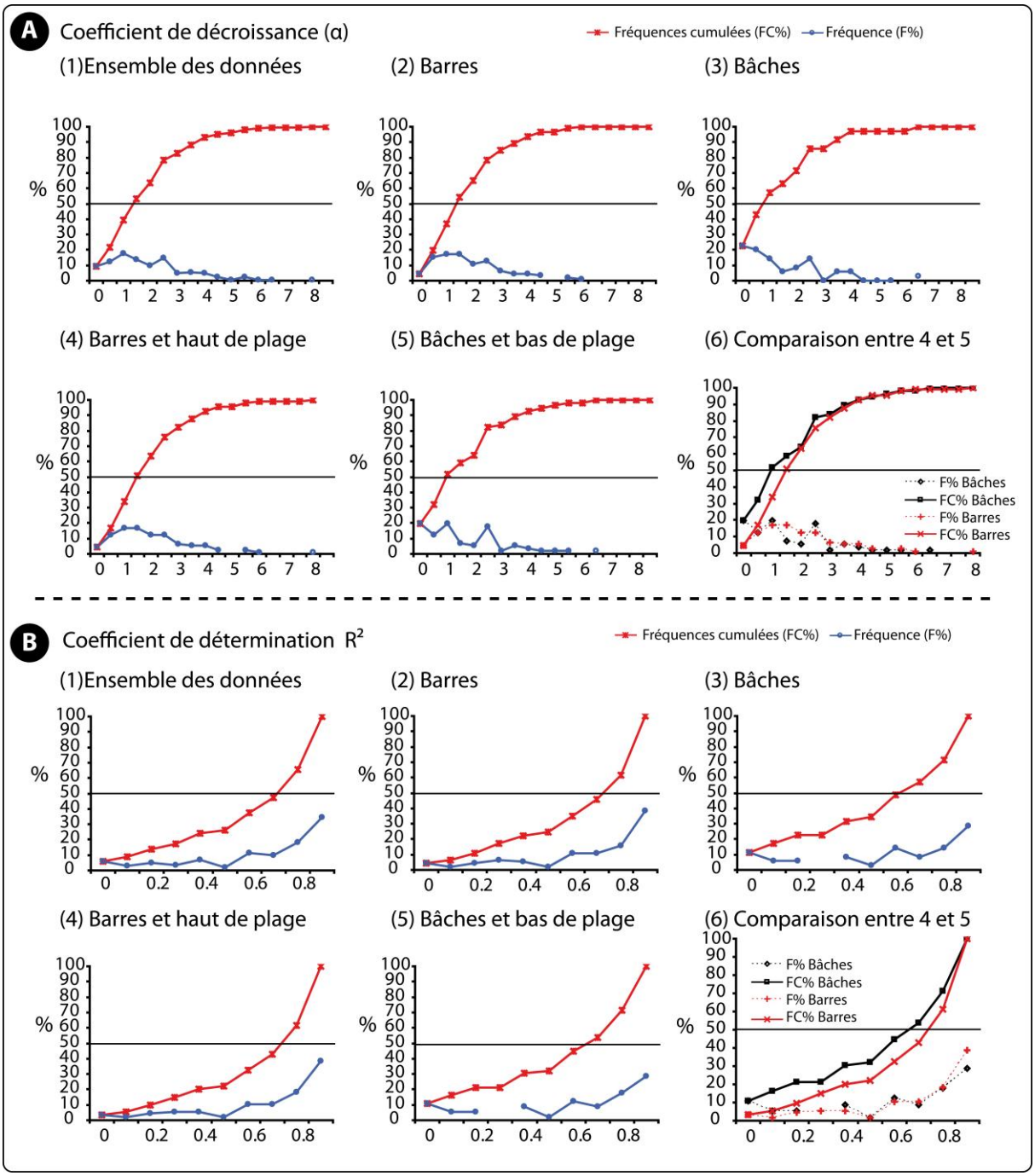


Fig. IV-15 : Distributions et fréquences cumulées du coefficient de décroissance (α) et de détermination (R^2) en fonction de la morphologie de la zone intertidale.

***Fig. IV-15** : Distributions (F%) and cumulative distributions (FC%) of the mixing coefficient (α) (A) and the determination coefficient (R^2) (B) depending on the bar-trough morphology. (1) concerns all the data; (2) is for sediment transport measured on the bars and in the troughs (3); concerns data measured on the bars and on the upper beach; (5) concerns data measured in the troughs and on the lower beach; (6) is a comparison of the results presented on the graphs 4 and 5.*

En revanche, lors de la campagne de HA09, le transport est totalement uniforme dans la colonne d'eau ($\alpha = 0,68$). Bien que les vitesses de courants longitudinaux entre les deux mesures soient du même ordre de grandeur, la houle est par ailleurs 2 fois plus élevée pour WI10. La mise en suspension des particules est essentiellement liée aux vagues et aux courants oscillatoires associés. Ainsi, il y a peu de mise en suspension dans le 1er cas (HA09) en raison d'une faible hauteur significative des vagues, dans le deuxième cas (WI10), l'augmentation de la hauteur de la houle induit une suspension plus efficace mais le sédiment reste difficilement en suspension car les vitesses de courants sont trop faibles.

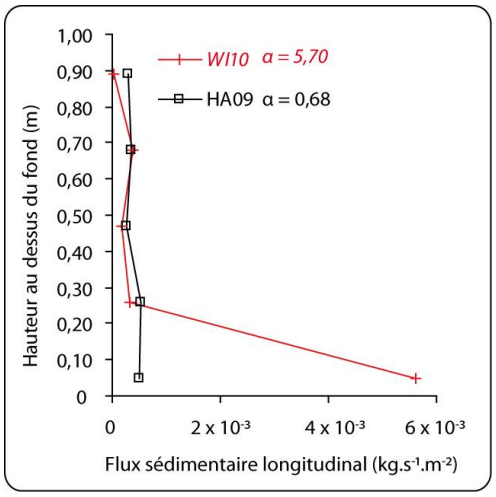


Fig. IV-16 : Exemple de comparaison entre deux distributions de flux sédimentaire dans la colonne d'eau, lors de conditions d'agitation calme (HA09) et modérée (WI10).

***Fig. IV-16** : Example of comparisons between vertical longshore sediment flux profiles measured during low (HA09) and moderate wave energy conditions (WI10).*

La figure (**Fig. IV-20**) montre également la différence de distribution du sédiment en fonction des conditions d'agitation et de la localisation sur l'estran. Il est net que la répartition verticale des flux est généralement plus variable (coefficient de décroissance α élevé) pendant les périodes les plus énergétiques puisque α est compris entre 1,7 et 2,9. Le transport de fond est particulièrement bien marqué au niveau des barres, et plus encore pendant de faibles conditions d'agitation à cause d'une faible concentration de sédiment en suspension. Pendant ces mêmes périodes, les flux sont plus homogènes dans la colonne d'eau en raison de conditions hydrodynamiques peu favorables à la mobilisation du sédiment. Toutefois, d'autres facteurs tels que le type de déferlement ou la rugosité du fond peuvent fortement influencer la distribution verticale du sédiment.

20.2.3. Différenciation de la distribution verticale des flux en fonction de la zone hydrodynamique

Les processus hydrodynamiques et sédimentaires, nous l'avons vu précédemment, sont radicalement différents dans la zone de levée par rapport à ceux qui agissent dans la zone de surf. A travers l'analyse des pourcentages (**Cf.20.2.1**), peu de différences ont pu être mise en évidence. En revanche, en utilisant le coefficient de décroissance (α), il apparaît que la distribution verticale du sédiment est plus uniforme dans la zone de surf que dans la zone de levée (**Fig. IV-17**). Les coefficients atteignent une valeur de 5 dans la zone de surf alors que

dans la zone de levée, le maximum est de 6,4. De plus, 20% des coefficients sont supérieurs à 4 dans la zone de levée alors que cela concerne seulement 7% des mesures effectuées dans la zone de surf.

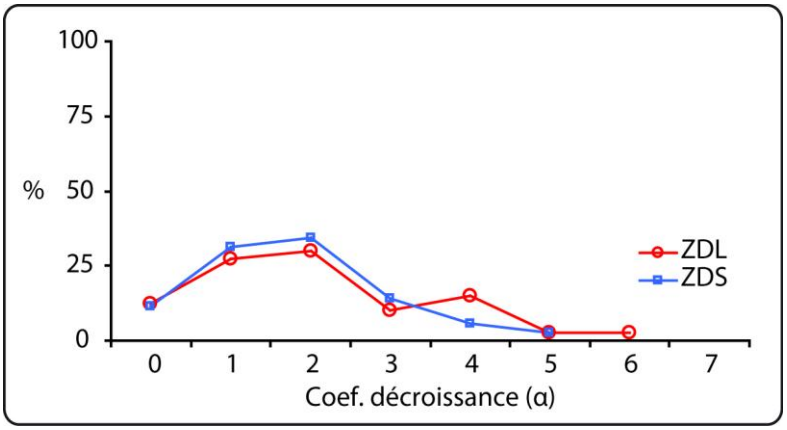


Fig. IV-17 : Distribution des coefficients de décroissance en fonction de la zone hydrodynamique où ZDS est la zone de surf et ZDL, la zone de levée.

***Fig. IV-17** : Range of mixing coefficient depending on the hydrodynamic zone where ZDS is the surf zone and ZDL is the shoaling zone.*

Ces résultats n'illustrent pas le fait que le transport est essentiellement localisé à l'approche du fond uniquement dans la zone de levée puisque la majorité des flux est caractérisée par une décroissance du transport du fond vers la surface. Ils illustrent plutôt que la répartition est plus uniforme dans la zone de surf et que le transport à l'approche du fond est seulement favorisé dans la zone de levée.

Le transport et la mise en suspension dans la zone de levée sont générés par les contraintes de cisaillement liées aux mouvements oscillatoires de la houle agissant sur le fond. Cependant, ils ne sont pas assez efficaces pour maintenir les particules en suspension. D'ailleurs, Aagaard et Hughes (2010) ont montré que les vitesses verticales dans la zone de levée, responsables de la diffusion des particules dans la colonne d'eau, sont 4 fois moins élevées que celles mesurés dans la zone de surf. La zone de surf est caractérisée par le déferlement des vagues, or il diffère selon la pente de la plage et les paramètres de la houle. Quelle est leur influence sur la mise en suspension des sédiments ?

20.2.4. Le rôle du déferlement dans la mise en suspension des particules sédimentaires.

De nombreuses études ont démontré une différenciation dans les processus de mobilisation du sédiment en fonction du type de déferlement. Bien que 90% des vagues enregistrées au cours de nos expérimentations soient de type glissant (**Cf. Chapitre III**), qu'en est-il de celles enregistrées au moment des piégeages ? A travers l'ensemble des flux mesurés à proximité des instruments hydrographiques et dans la zone de surf, 100% des vagues seraient de type glissant. La majorité des données présente un nombre d'Iribarren relativement faible (≈70% < 0,30) traduisant un déferlement glissant bien marqué. Avec l'augmentation du nombre d'Iribarren, le déferlement se rapproche théoriquement du type plongeant, responsable selon la littérature, d'une meilleure mobilisation du sédiment, ce qui devrait donc

engendrer un transport sédimentaire plus intense. Or, la distribution des flux sédimentaires en fonction du nombre d'Iribarren ne montre pas de tendance particulière puisque les gammes de flux se situent essentiellement autour de 1 x 10^{-4} $kg.s^{-1}.m^{-1}$ pour l'ensemble des valeurs (**Fig. IV-18**, A, B). Cela est notamment dû à la plus faible occurrence des déferlements proches du type plongeant. On peut dénoter toutefois une plus forte proportion des flux supérieurs à 1 x 10^{-3} $kg.s^{-1}.m^{-1}$ pour un nombre d'Iribarren compris entre 0,3 et 0,4. Néanmoins, la proportion de flux plus intenses est plus importante pour un Iribarren plus faible. La relation entre le transport et le nombre d'Iribarren confirme également qu'il est difficile de relier statistiquement le transport intégré à la colonne d'eau avec le type de déferlement (**Fig. IV-18**, C). Le déferlement est certes important dans la mise en mouvement des particules sédimentaires, mais une vague de type plongeant n'est pas forcément associée à une hauteur de vague élevée, or, il a été démontré précédemment que la hauteur significative des vagues est l'un des facteurs responsables du transport sédimentaire. Voilà pourquoi il est difficile d'observer une relation entre le type de déferlement et le débit solide intégré à la colonne d'eau.

En outre, plusieurs auteurs ont montré que le type de déferlement agit sur la répartition verticale du sédiment dans la colonne d'eau (KANA, 1979; BEACH ET STERNBERG, 1996 ; VOULGARIS ET COLLINS, 2000 ; AAGAARD ET HUGHES, 2010). Néanmoins la comparaison entre le nombre d'Iribarren et le coefficient de décroissance (α), qui caractérise la distribution verticale du sédiment, ne montre aucune relation nette (**Fig. IV-18**, D).

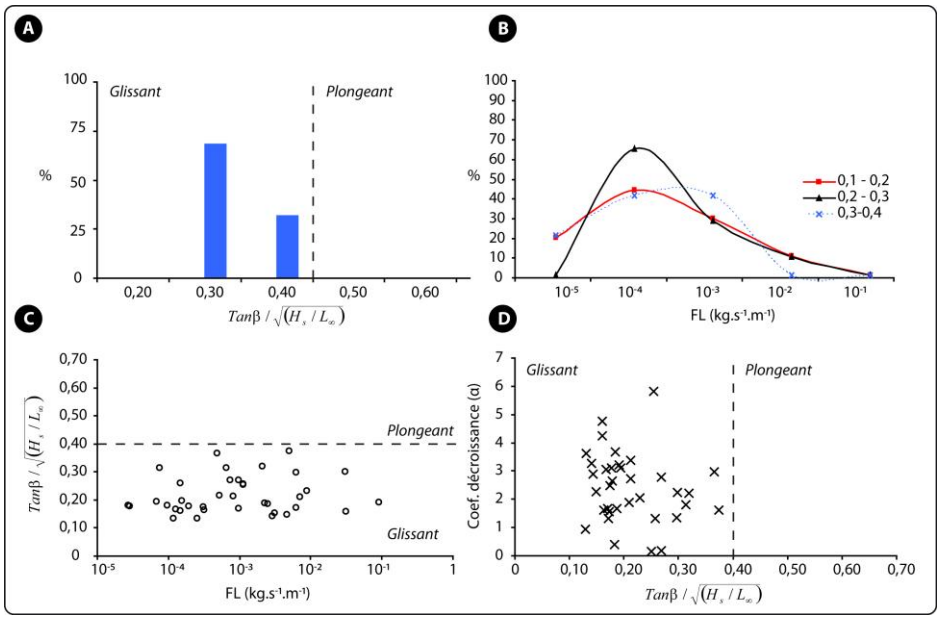


Fig. IV-18 : Relations entre le type de déferlement caractérisé par le nombre d'Iribarren et les flux sédimentaires mesurés dans la zone de surf. A) Distribution des nombres d'Iribarren pour l'ensemble des mesures à proximité d'un appareil hydrographique. B) Distribution des flux en fonction du nombre d'Iribarren. C) Relation entre le nombre d'Iribarren et les flux sédimentaires longitudinaux (FL). D) Relations entre le coefficient de décroissance et le nombre d'Iribarren.

***Fig. IV-18** : Breaker types as a function of longshore sediment transport measured in the surf zone. A) Range of Iribarren number for the data collected in the vicinity of a hydrographic instrument. B) Range of longshore sediment transport rates depending on the Iribarren number. C) Iribarren number as a function of longshore sediment transport rate. D) Mixing coefficient (α) as a function of Iribarren number.*

Les flux sédimentaires ainsi que les coefficients de décroissance ont ensuite été comparés à la cambrure des vagues exprimée par H_s / gT^2 selon GALVIN (1968) combiné à la pente de la plage Tanβ (**Fig. IV-19**), relation différente permettant de caractériser le déferlement Aucune relation significative n'est observée entre les flux et la cambrure.

Il apparait donc difficile de relier le transport sédimentaire ou encore la distribution du sédiment dans la colonne au type de déferlement. Premièrement, parce que les variations du nombre d'Iribarren ou du ratio de GALVIN (1968) ne sont pas très étendues, et n'induisent en l'occurrence qu'un seul type de déferlement. Deuxièmement, et comme il a été précisé juste au dessus, la caractérisation du déferlement par ces rapports varie indépendamment de la hauteur significative qui au contraire est un facteur fondamental dans le transport sédimentaire et notamment au niveau de son intensité. Le déferlement n'est pas l'unique processus responsable de la mobilisation du sédiment et son transport est notamment assuré par le courant moyen qui peut, lorsque sa vitesse est suffisamment importante, mettre et maintenir en suspension le sédiment. Il est légitime d'envisager que la méthode de mesure ne soit pas adaptée pour déceler les fortes variations de distribution que d'autres auteurs ont remarquées.

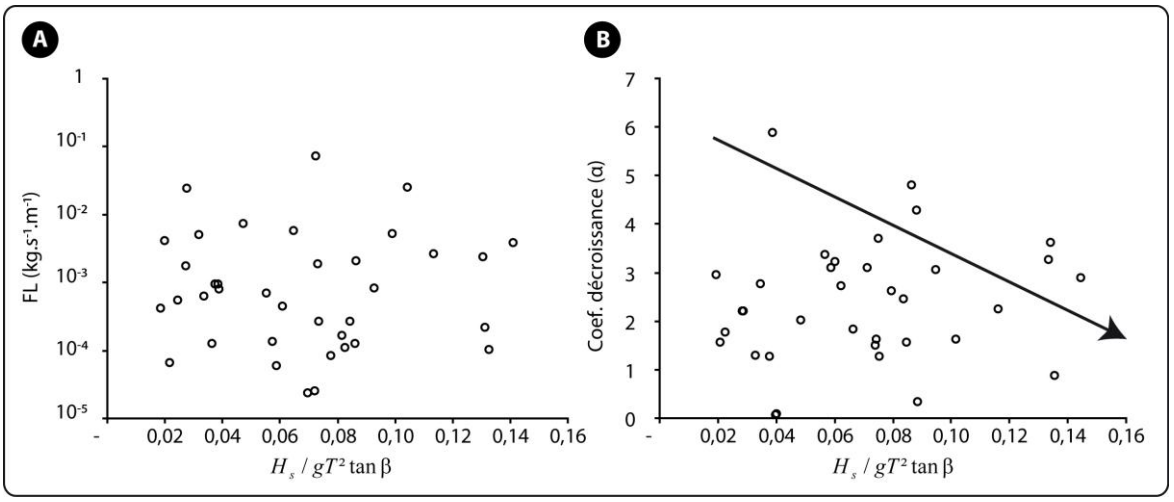


Fig. IV-19 : Comparaison des flux sédimentaires longitudinaux mesurés dans la zone de surf (A) et du coefficient de décroissance (B) avec le ratio de GALVIN (1968).

***Fig. IV-19** : Longshore sediment transport measured in the surf zone and mixing coefficient (α) as a function of the GALVIN'S (1968) ratio.*

20.2.5. Influence de la rugosité du fond sur la mise en suspension du sédiment

La rugosité du fond est un facteur essentiel dans la mise en suspension des particules sédimentaires. La rugosité, que l'on peut traduire par la présence de rides plus ou moins développées, n'est pas uniforme sur l'estran. En effet, il s'avère que les bâches sont caractérisées par un fond ridé (**Fig. IV-20**).

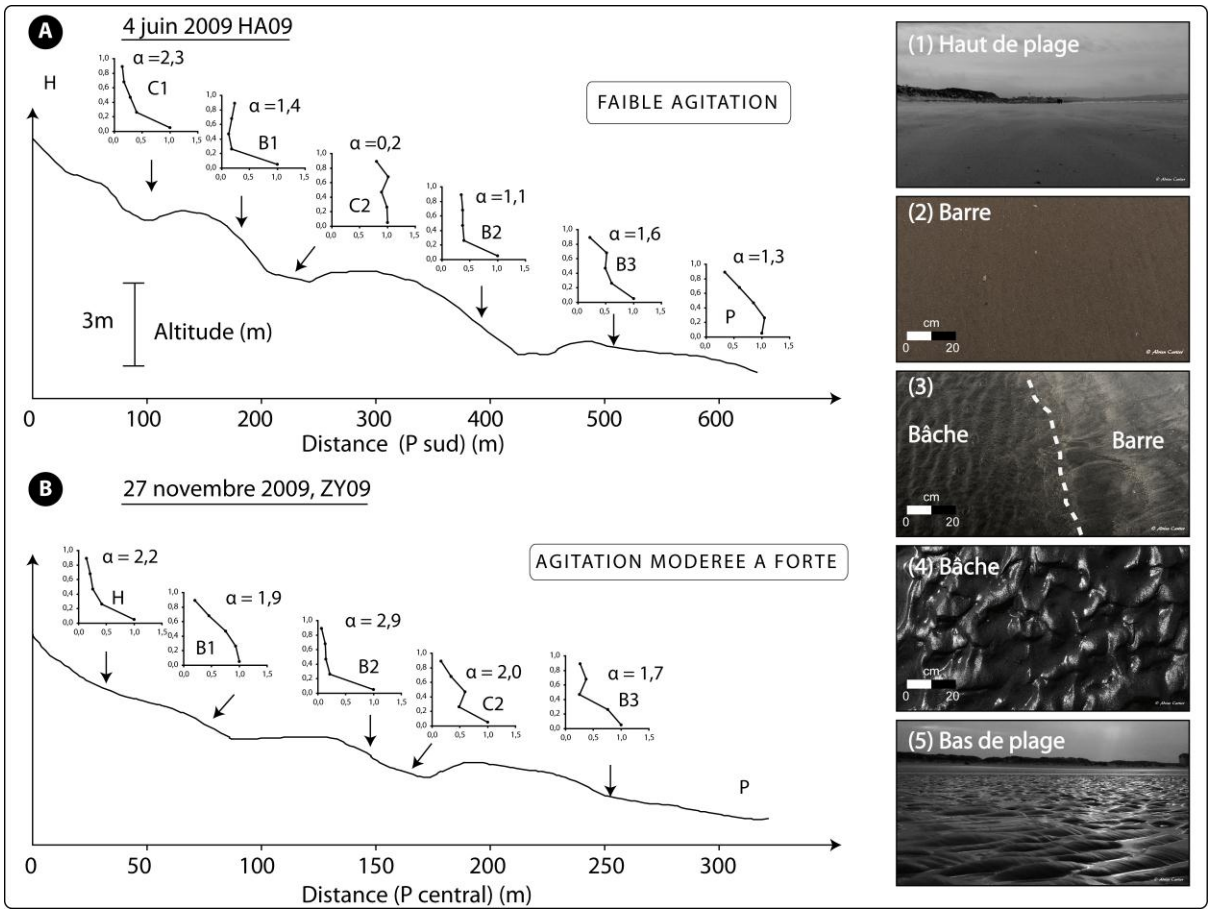


Fig. IV-20 : Exemples de distribution verticale des flux sédimentaires longitudinaux normalisés sous des conditions faibles (A) à agitées (B). L'axe des abscisses correspond aux flux sédimentaires normalisés calculés en divisant chaque flux par le transport à l'approche du fond (z = 0,05 m). L'axe des ordonnées est l'élévation en m au dessus du fond. Les photos à droite illustrent les différences de rugosité du fond en fonction de la position sur l'estran.

Fig. IV-20*: Examples of vertical distribution of longshore sediment flux under low (A) to high wave energy conditions (B) where x-axis is the sediment flux normalized by dividing sediment transport rate at each streamer trap by the sediment flux nearest the bottom (z = 0.05 m); Y-axis is the elevation above the bed in meters of each streamer trap. Photographs on the right of the figure show different bed morphologies across the intertidal zone.*

Ces rides de courant se forment lors du remplissage et de la vidange de la bâche ainsi que sous l'effet des courants oscillatoires des vagues. Dans certains cas, il peut même y avoir formation de mégarides, comme à Wissant. Le bas de plage est également défini par des rides de courants et/ou de vagues, c'est pourquoi les données mesurées au niveau du bas de plage et dans les bâches ont parfois été associées (**Fig. IV-14** et **Fig. IV-15**). En revanche, les flancs externes des barres intertidales ainsi que le haut de plage sont plutôt associés à des fonds plats et lisses.

La présence de rides sur le fond favorise la mise en suspension du sédiment en augmentant la turbulence au dessus de celles-ci. Ainsi pour des conditions hydrodynamiques similaires, la mise en suspension sera plus importante au niveau des bâches qu'au niveau des barres. Bien que le transport dans les bâches soit généralement plus faible que sur le reste de la plage, le sédiment mis en suspension par la présence de ces rides n'est pas à négliger. Un autre phénomène peut également contribuer à la charge sédimentaire en suspension au niveau de ces bâches. Ainsi, les phénomènes d'*overwash* au dessus des barres intertidales peuvent

apporter un volume significatif de sédiment dans la bâche située juste au dessus. Le sédiment est alors repris par les courants et transporté en suspension au sein de la bâche.

En revanche sur les barres et plus généralement sur les fonds plats, les flux sédimentaires sont favorisés à l'approche du fond en raison des vitesses de courants plus importantes et de l'absence de rides, ce qui ne contribue pas à la mise en suspension des particules dans la colonne d'eau.

20.2.6. Le rôle du transport éolien sur l'estran dans la répartition verticale du transport sédimentaire longitudinal.

Dans cette sous-partie, l'impact que pourrait avoir le transport éolien sur le transport hydrodynamique sera étudié brièvement. Pour ce faire, les mesures du 24/11/09 à Zuydcoote seront présentées. En effet, le transport de sable sur l'estran induit par le vent a été conséquent. Grâce à la station météo mobile qui est située à 2 m au dessus du sol en haut de la dune, la vitesse et la direction du vent ont été acquises au cours de la journée, de 11 :30 à 17 :30 (Fig. IV-21). La vitesse du vent moyen a été comprise entre 3,1 m.s-1 et 11,3 m.s-1, pour des rafales comprises entre 2,6 m.s-1 et 14,4 m.s-1, les moyennes étant comprises entre 7 m.s-1 pour la vitesse du vent et 8 m.s-1 pour les rafales (**Tab. IV-6**).

Tab. IV-6 : Synthèse des conditions de vents le 24/11/09 à Zuydcoote.

Tab. IV-6 : *Synthesis of wind conditions at Zuydcoote the 11/24/09, (ZY09).*

Vitesse ($m.s^{-1}$)	Moyen	Rafales
Max	11,3	14,4
Min	3,1	2,6
Moyenne	6,9	8,0

Ces vitesses de vents sont largement suffisantes pour permettre un transport éolien efficace, la vitesse critique la plus communément utilisée pour la mise en mouvement du sable par le vent étant de 5 $m.s^{-1}$ pour cette granulométrie (NICKLING ET DAVIDSON-ARNOTT, 1990). Le transport a été encore plus actif puisque les vents provenant du secteur ouest sud-ouest, c'est-à-dire parallèle au trait de côte (**Fig. IV-21**), évoluaient sur un fetch qui correspondait à l'ensemble de la plage permettant alors un transport éolien très important (VAN DER WAL, 1997 ; BAUER ET DAVIDSON-ARNOTT, 2003).

Les transports ont donc été tels que des accumulations de sables assimilées à des mégarides barkhanoides (ISENBERG ET AL., 2011) se sont formées sur les barres intertidales lors de l'exondation de l'estran à marée basse (**Fig. IV-22**). La longueur d'onde de ces rides sur la barre B2 était d'environ 20 m. Lors de la manipulation, les dimensions de ces corps sédimentaires ont été mesurées. La hauteur au centre était comprise entre 5 cm et 10 cm

environ, pour une extension longitudinale d'environ 2 à 3 m et une largeur moyenne d'environ 1 m. Le volume de ces corps était donc approximativement compris entre 0,1 m^3 et 0,3 m^3. A l'échelle de notre zone étude (100 m de large), cela constitue un stock de sédiment non négligeable (environ 0,5 m^3 à 1,5 m^3 pour la barre B2).

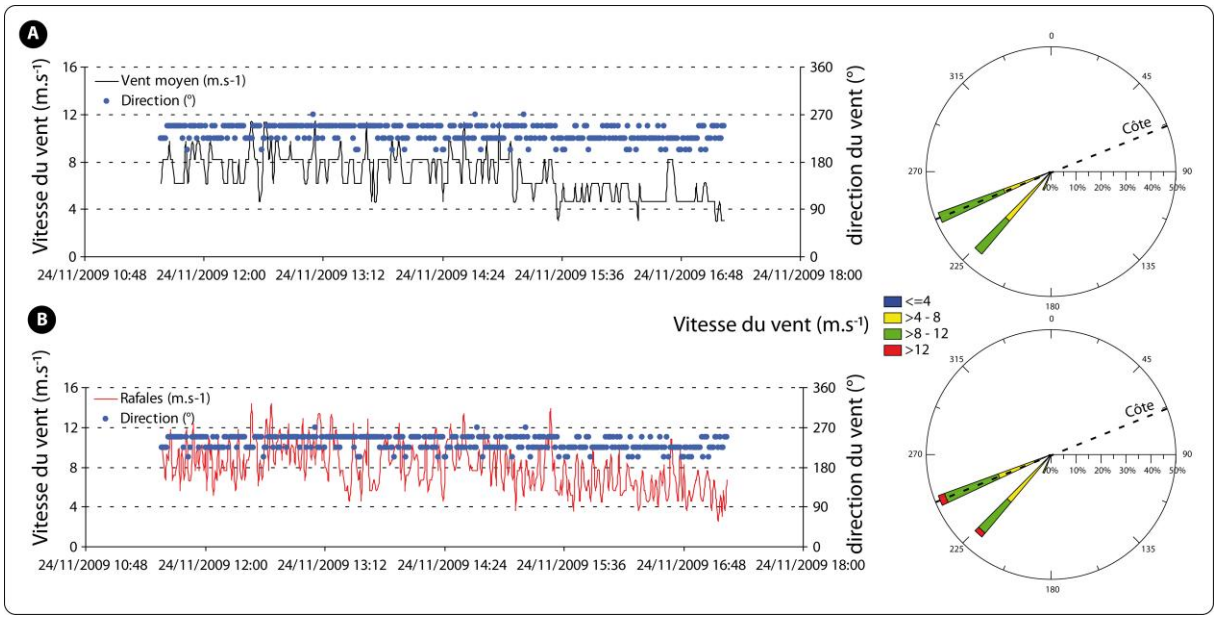


Fig. IV-21 : Conditions météorologiques au cours de la journée du 24/11/09 (ZY09). A) Evolution de la vitesse et de la direction du vent moyen au cours de la journée ainsi que la rose des vents. B) Evolution de la vitesse et de la direction des rafales au cours de la journée ainsi que la rose des vents.

***Fig. IV-21** : Meteorological conditions during the 11/24/09 (ZY09). A) Time series of the mean wind speed and its direction. B) Time series of the gust speed and its direction.*

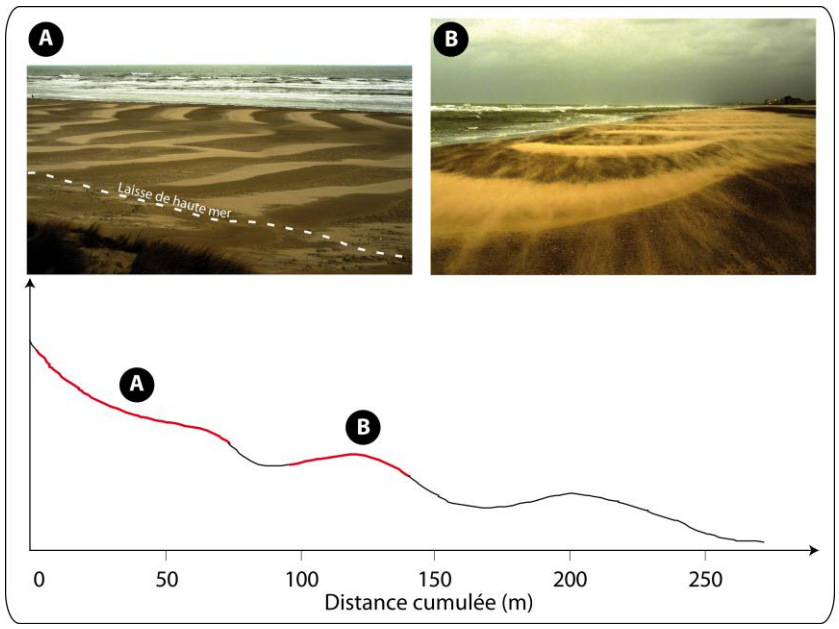


Fig. IV-22: Photographie des mégarides barkhanoides sur l'estran. A) Rides sur le haut de plage et la barre B1. B) Rides barkhanoides sur la barre B2.

***Fig. IV-22** : Photography of intertidal aeolian barkhanoides ripples. A) Location of the ripples on the bar B1 and B2 (B)*

Bien que nous disposions de données de transport sédimentaire mesurées sous des conditions d'agitation similaires (04 et 05 février 2010, Hardelot), les vitesses de courant mesurées le 24/11/09 sont trop élevées pour pouvoir comparer les données avec celles mesurées à Hardelot, il est donc difficile de réellement caractériser l'influence de ces rides. Toutefois, et cela a été décrit auparavant, le 24/11/09, les flux mesurés en milieu de plage sur les barres intertidales B2 et B3 sont considérablement plus élevés, et constituent au vue de notre base de données, les flux les plus importants mesurés au cours des 6 campagnes de terrain. En effet, les transports mesurés sur les barres B2 et B3 sont en moyenne 320 fois supérieurs aux flux mesurés sur la barre B1 et sur le haut de plage (H), en raison semble-t-il d'une forte dissipation de la houle et des courants vers le haut de plage. Bien que les vitesses soient importantes, justifient-elles de tels transports sédimentaires sur les barres B2 et B3 ?

L'analyse des profils sédimentaires montre que la forme du profil diffère de celle que l'on peut observer habituellement (**Fig. IV-23**, **A**). En effet, la distribution des flux sédimentaires est généralement décroissante du fond vers la surface, suivant une fonction exponentielle (E.G., WANG, 1998). Dans le cas des mesures faites le 24/11/09, il apparaît pour l'ensemble des données une forte homogénéité des flux à l'approche du fond et plus particulièrement pour les flux mesurés sur les barres B2 et B3. La distribution verticale du sédiment présente bien une diminution vers la surface, mais elle se produit à une hauteur plus élevée que ce qui est généralement observé (**Fig. IV-23**, **B**). Ceci traduit une forte concentration de sédiment non seulement au niveau de la couche du fond mais jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres au-dessus. L'étude du profil de vitesse au sein de la colonne d'eau au niveau de l'ADCP montre également un pic de vitesse à environ 0,70 m au dessus du fond puis décroit à l'approche du fond (**Fig. IV-23**, **C**).

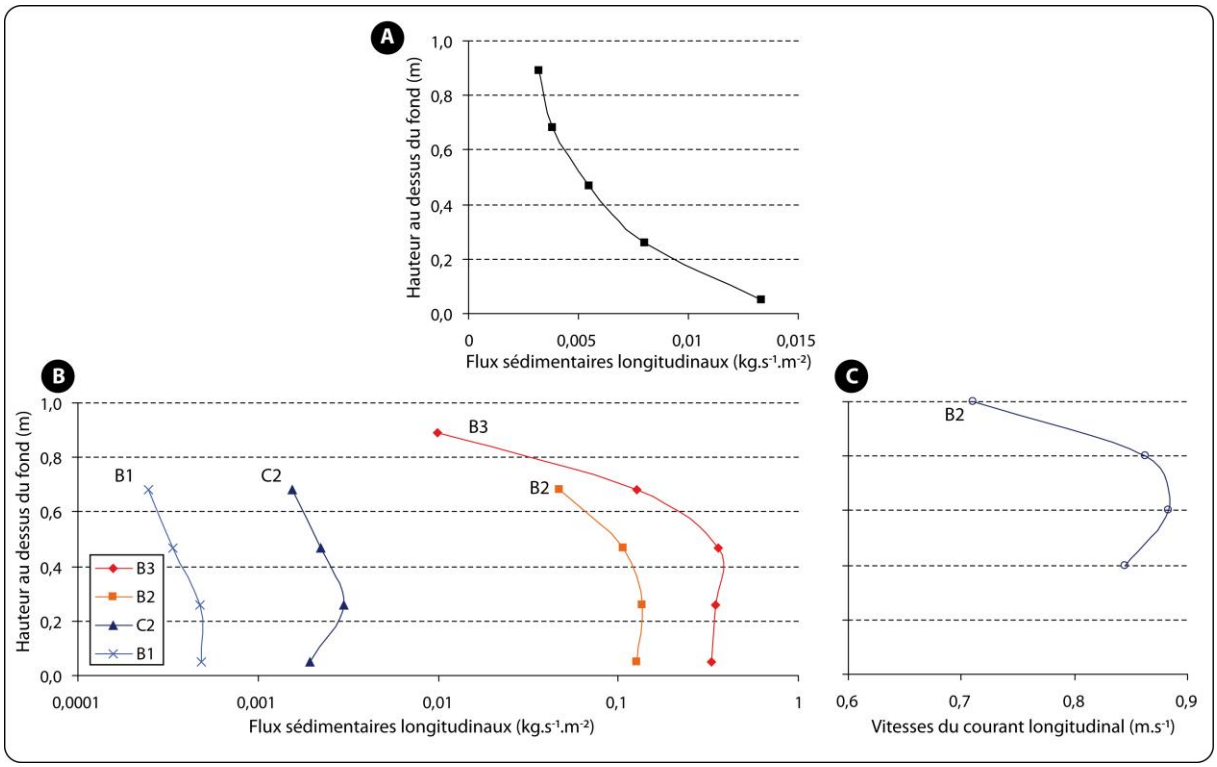


Fig. IV-23 : A) Exemple de profil de flux sédimentaire type au sein de la colonne d'eau. B) Profils des flux sédimentaires effectués le 24/11/09, ZY09. C) Profil de vitesse du courant longitudinal au niveau de la barre B2, (ADCP) au moment du piégeage.

***Fig. IV-23** : A) Example of typical sediment transport rates profile throughout the water column. B) Longshore sediment transport rates profiles the 11/24/09 (ZY09). C) Longshore current velocities on the intertidal bar B2 (ADCP) during sampling.*

A l'instar des rides de courants présentes dans les bâches, ces méso-formes contribuent à l'augmentation de la rugosité de fond et par conséquent participent à une remise en suspension du sédiment beaucoup plus efficace dans la colonne d'eau. En effet, au cours de la remontée du niveau d'eau, ces rides vont complètement être détruites, injectant dans le système des volumes de sédiment importants qui vont être repris par les courants longitudinaux. La concentration de sédiment est si importante dans la partie inférieure de la colonne d'eau que le transport sédimentaire devient homogène.

Cependant, ces mesures de flux sédimentaires se sont produites lors de conditions hydrodynamiques exceptionnellement intenses, puisque les courants ont presque atteint une vitesse de 0,9 $m.s^{-1}$ à plus de 0,70 m au dessus du fond, ce qui est très puissant pour l'estran. Malheureusement, aucune mesure de flux sédimentaire n'a été réalisée pendant des conditions hydrodynamiques similaires et sans rides éoliennes. Dans ce cas, il est difficile d'incriminer la forte charge sédimentaire uniquement à leur présence. Certes, les vitesses de courant justifient le fort transport sédimentaire, mais la présence de ce sable facilement mobilisable doit contribuer à la forte charge en suspension reprise par les courants locaux.

Des mesures complémentaires lors de ces phénomènes exceptionnels seraient toutefois nécessaires afin de préciser l'impact du transport éolien sur la concentration locale du sédiment dans la zone de surf et donc du transport sédimentaire longitudinal.

20.2.7. Comparaison entre les profils de transport sédimentaire longitudinaux et les profils de vitesse au sein de la colonne d'eau.

Sur les 3 instruments hydrographiques utilisés au cours de nos expérimentations, l'ADCP permet d'obtenir un profil de vitesse de courant dans la colonne d'eau. La vitesse du courant à l'approche du fond a pu être déterminée par décroissance logarithmique (**Cf. Chapitre II**). Quelques exemples caractéristiques seront ensuite présentés et ce, pour des conditions d'agitation différentes et en fonction de la localisation dans les zones hydrodynamiques.

La figure (**Fig. IV-24**) présente divers profils de vitesse et de flux sédimentaires longitudinaux mesurés sur la barre intertidale B2, soit après le déferlement (A et B) soit avant le déferlement (C) et au cours de conditions hydrodynamiques différentes. La rugosité de surface sur les barres est faible et elle est considérée identique pour chaque mesure.

- *Graphique A :*

Ces profils ont été mesurés pendant la campagne de HA10, après le point de déferlement et lors de conditions énergétiques élevées puisque la hauteur significative des vagues atteint 0,45 m pour une vitesse moyenne modérée de 0,35 $m.s^{-1}$. Le profil de vitesse montre une homogénéité du courant sur la colonne d'eau, puisqu'elle varie entre 0,30 $m.s^{-1}$ et 0,40 $m.s^{-1}$ environ. Le profil des flux sédimentaires présente également une certaine homogénéité dans la partie supérieure de la colonne d'eau (0,4 à 0,9 m) et le transport est plus important au fond sans être extrêmement élevé comme en témoigne le coefficient de décroissance de 1,22 qui caractérise une relative hétérogénéité des flux dans la colonne d'eau. Lors de fortes conditions d'agitation, la mobilisation du sédiment est importante dans la colonne d'eau, étant donné que le courant moyen est également homogène, la fraction en suspension apparaît plus conséquente et c'est pourquoi le transport à l'approche du fond est moins marqué.

- *Graphique B :*

Ces profils ont été mesurés pendant la campagne de ZY09, après le point de déferlement et lors de conditions hydrodynamiques particulièrement intenses. Malheureusement, aucune donnée concernant la hauteur des vagues n'est disponible au moment du piégeage. La vitesse moyenne a quant à elle atteint 0,50 $m.s^{-1}$. Le profil de vitesse est complètement homogène sur la colonne d'eau puisqu' il est compris entre 0,49 $m.s^{-1}$ et 0,52 $m.s^{-1}$. Le transport sédimentaire présente en revanche une distribution qui est, certes en augmentation à l'approche du fond, mais qui adopte tout de même des flux intenses et pratiquement homogènes entre 0,50 m et le fond. Cette forte concentration de sédiment sur une hauteur au dessus du fond plus importante qu'observée habituellement peut être attribuée à une augmentation de la rugosité de surface liée à la présence de rides éoliennes sur l'estran (**Cf. 20.2.6**). Le coefficient de décroissance dénote une hétérogénéité des flux dans la colonne

d'eau qui est essentiellement due au plus faible transport dans la partie supérieure de la colonne d'eau.

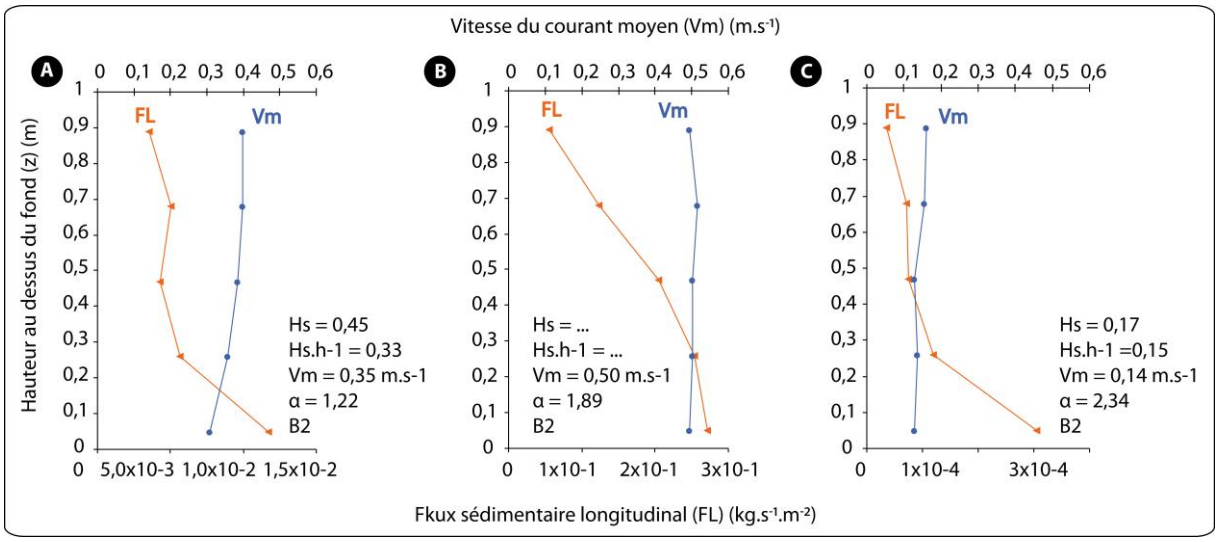


Fig. IV-24 : Exemple de comparaisons entre les profils de flux sédimentaires longitudinaux (FL) et les profils de vitesse mesurés par les ADCP au niveau d'une barre intertidale et ce, sous différente conditions d'agitation.

***Fig. IV-24** : Examples of comparison between vertical longshore sediment transports rates profile (FL) and vertical current velocities (V_m) profile measured by the ADCP on an intertidal bar under different wave energy conditions.*

- *Graphique C :*

Ces profils ont été mesurés lors de la même campagne que précédemment (HA09), avant le déferlement et sous des conditions similaires (H_s = 0,17 m et V_m = 0,14 m.s^{-1}). La vitesse est en revanche complètement homogène sur la colonne d'eau alors que la distribution des flux montre une nette décroissance vers la surface (α = 2,34), l'essentiel du transport étant situé au fond. Les contraintes de cisaillement liées aux mouvements oscillatoires des vagues moins intenses dans la zone de levée ainsi que l'absence de déferlement ne contribuent pas à mobiliser le sédiment dans toute la colonne d'eau.

20.2.8. Comparaison des flux longitudinaux mesurés à une hauteur z (m) au dessus du fond avec les paramètres hydrodynamiques

Les flux sédimentaires mesurés à différentes hauteurs dans la colonne d'eau (F1 étant le transport situé à 0,90 m au dessus du fond et F5 celui à 0,05 m) ont été comparés avec plusieurs paramètres hydrodynamiques afin de comprendre la variabilité du transport. Le transport sédimentaire longitudinal a été mis en relation avec la hauteur significative (H_s) et la hauteur relative des vagues, ($H_s.h^{-1}$) ainsi qu'avec les vitesses de courant à 0,20 m et 0,40 m au dessus du fond et ce, pour l'ensemble des données. Ces données comprennent des mesures réalisées dans la zone de levée, au niveau du déferlement et dans la zone de surf.

En se limitant aux données mesurées après le déferlement (**Fig. IV-25**), les relations sont bonnes voire excellentes puisque certains coefficients de détermination peuvent atteindre 0,67 entre le flux au niveau du filet F3 et la vitesse à V (0,4). Toutefois, les flux mesurés aux niveaux F1 et F2 comparés avec la hauteur relative des houles ne présentent pas de relations significatives. Les courants restent le forçage le plus influent sur les flux sédimentaires

puisqu'ils expliquent en moyenne 60% à 50% des variations du transport alors que la houle compte pour environ 40% à 50%.

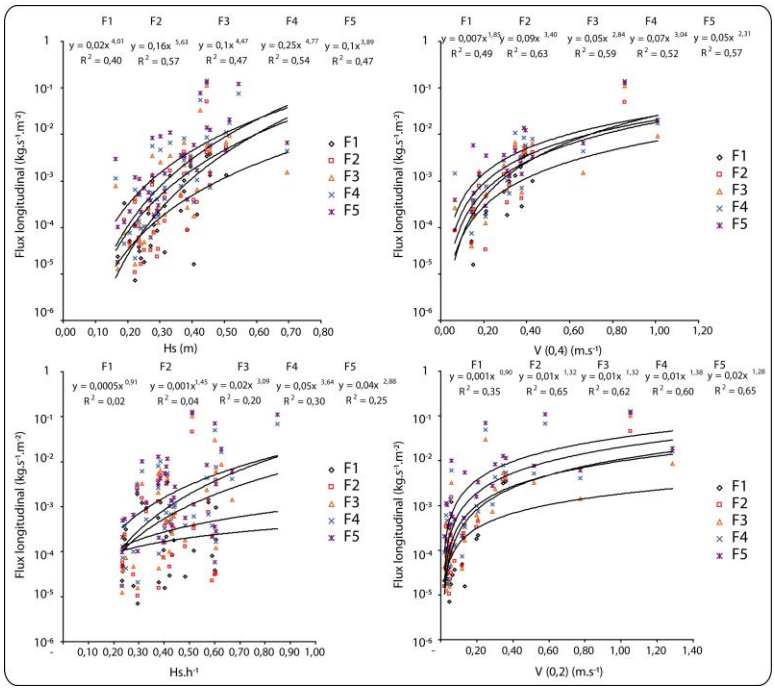


Fig. IV-25 : Comparaison entre les flux mesurés au sein de la colonne d'eau où F1 est le transport mesuré à la surface (0,90 m au dessus du fond) et F5, le transport mesuré au niveau du fond (0,05 m au dessus du fond), avec le H_s, le $H_s.h^{-1}$ et les vitesses de courant à 0,20 m et 0,40 m au dessus du fond, lorsque $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}_b$.

***Fig. IV-25** : Comparison of longshore sediment transport rates depth-integrated where F1 is the sediment flux measured at 0.9 m above the bed and F5 at 0.05 m, with the significant wave height (H_s), the relative wave height ($H_s.h^-$) and mean current velocities measured at 0.2 m and 0.4 m above the bed when $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}_b$.*

Les flux mesurés avant le déferlement présentent des relations différentes avec les paramètres hydrodynamiques (**Fig. IV-26**). En effet, d'une manière générale les flux sont moins bien corrélés que dans la zone de surf. Les coefficients atteignent seulement 0,36 pour la hauteur des vagues et tout de même 0,61 pour la vitesse du courant au niveau du filet F2 avec V(0,2). Les flux apparaissent plus dispersés et varient fortement pour des conditions d'agitation similaires.

La figure (**Fig. IV-27**) récapitule les relations entre le transport sédimentaire et les différents paramètres hydrodynamiques étudiés. Le graphique A permet d'apprécier à quels niveaux dans la colonne d'eau, tel ou tel paramètre hydrodynamique est plus influent sur le transport sédimentaire. Ainsi, la dissipation de la houle exprimée par la hauteur relative des vagues, influence plus fortement le transport à l'approche du fond lorsque les vagues ont déferlé ($H_s.h^{-1}_b$). Les transports situés aux niveaux les plus proches de la surface ne sont, quant à eux, en aucun cas influencés par ce paramètre. La houle joue un rôle important dans la remobilisation des sédiments, et est de ce fait mieux corrélée qu'avec la hauteur relative des houles. Toutefois, le transport est plus influencé par la hauteur des vagues dans la colonne d'eau qu'au niveau du fond et notamment dans la zone de surf. La corrélation atteint même 0,57 au niveau F2 après le déferlement. En revanche avant le point de déferlement, les vagues influencent très peu les variations des flux dans la colonne d'eau puisque les R^2 varient entre

0,21 à la surface et 0,30 au fond. L'augmentation de la relation avec la profondeur, aussi faible soit-elle, traduit l'impact des mouvements oscillatoires des vagues, caractéristiques des zones de levée.

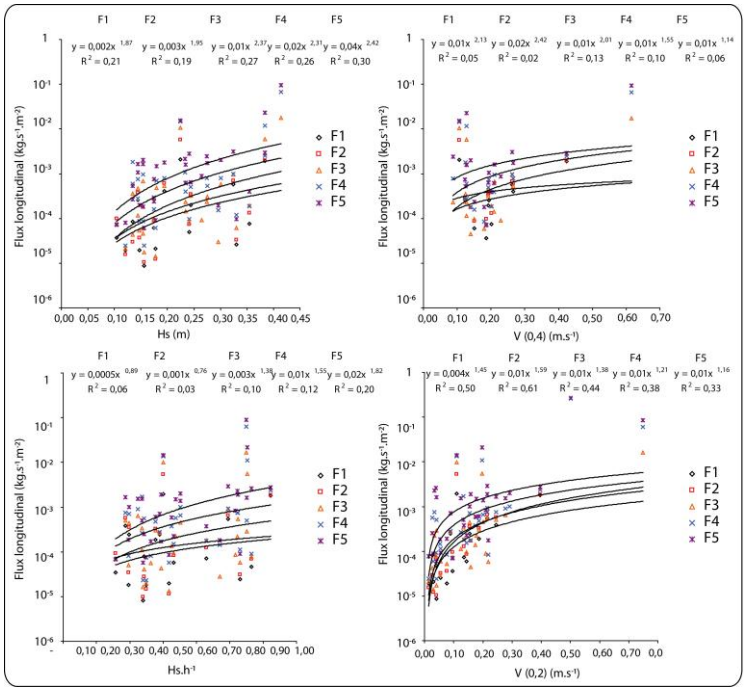
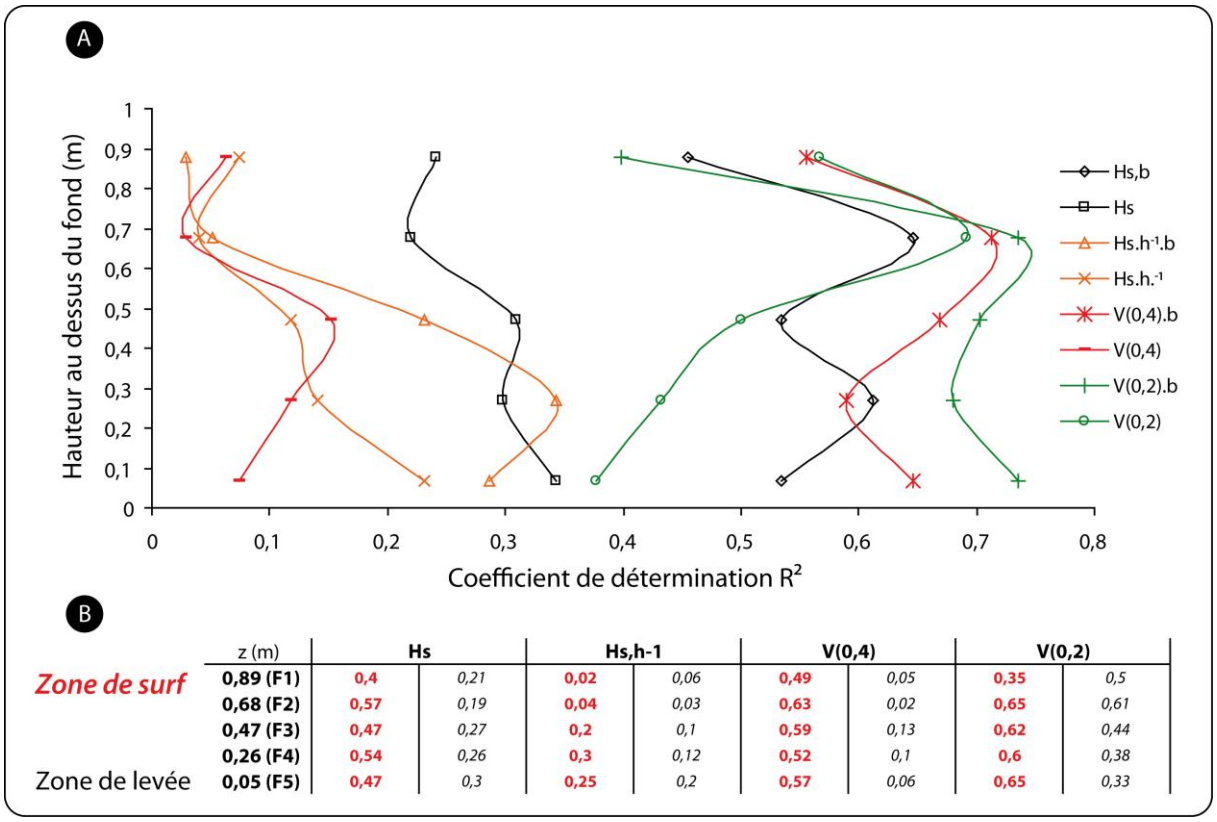


Fig. IV-26 : Comparaison entre les flux mesurés au sein de la colonne d'eau où F1 est le transport mesuré à la surface (0,90 m au dessus du fond) et F5, le transport mesuré au niveau du fond (0,05 m au dessus du fond), avec le H_s, le $H_s.h^{-1}$ et les vitesses de courant à 0,20 m et 0,40 m au dessus du fond, lorsque $H_s.h^{-1} < H_s.h^{-1}_b$.

***Fig. IV-26** : Comparison of longshore sediment transport rates depth-integrated where F1 is the sediment flux measured at 0.9 m above the bed and F5 at 0.05 m, with the significant wave height (H_s), the relative wave height ($H_s.h^-$) and mean current velocities measured at 0.2 m and 0.4 m above the bed when $H_s.h^{-1} < H_s.h^{-1}_b$.*

Avant le point de déferlement, l'évolution des relations entre le transport et les vitesses de courant à 0,40 m au dessus du fond est inexistante alors qu'à 0,20 m, les coefficients de détermination augmentent systématiquement du fond vers la surface avec la valeur de R^2 la plus faible au niveau F5. Cela traduit que les variations des flux sédimentaires dans la colonne d'eau, autrement dit la fraction en suspension, sont fortement dépendantes de la vitesse du courant, et elles le sont d'autant plus en se rapprochant de la surface. Les taux de transport sont comparés avec des vitesses mesurées à une hauteur précise dans la colonne d'eau (0,20 m et 0,40 m). Pour un profil de vitesse type et peu influencé par les vagues, ce qui est le cas dans cette zone hydrodynamique, les vitesses diminuent de la surface vers le fond. Les vitesses de courant étant plus élevées dans la partie supérieure de la colonne d'eau, ceci peut expliquer de meilleure corrélation avec les flux sédimentaires.

Après le point de déferlement, l'évolution est totalement différente puisqu'à l'approche du fond, les flux sont de mieux en mieux corrélés avec les variations de la vitesse du courant. Lors du déferlement, les vagues et les contraintes de cisaillement associées provoquent une forte remobilisation du sédiment, notamment au niveau du fond. Cette meilleure mise en suspension peut expliquer les meilleures relations entre les flux et la vitesse du courant.



B

	z (m)	Hs		Hs,h-1		V(0,4)		V(0,2)	
Zone de surf	0,89 (F1)	0,4	0,21	0,02	0,06	0,49	0,05	0,35	0,5
	0,68 (F2)	0,57	0,19	0,04	0,03	0,63	0,02	0,65	0,61
	0,47 (F3)	0,47	0,27	0,2	0,1	0,59	0,13	0,62	0,44
	0,26 (F4)	0,54	0,26	0,3	0,12	0,52	0,1	0,6	0,38
Zone de levée	0,05 (F5)	0,47	0,3	0,25	0,2	0,57	0,06	0,65	0,33

Fig. IV-27 : Synthèse des coefficients de détermination (R^2) entre les flux mesurés dans la colonne d'eau et les paramètres hydrodynamiques mesurés avant et après le point de déferlement ($H_s.h^{-1}_b$). A) Graphiques représentant l'évolution du R^2 entre les flux sédimentaires longitudinaux et les paramètres hydrodynamiques au sein de la colonne d'eau, le suffixe b correspond aux valeurs mesurées au ou après le déferlement. B) Tableau récapitulatif des R^2 où les valeurs en rouge correspondent aux mesures réalisées au / ou après le déferlement.

***Fig. IV-27** : Synthesis of determination coefficient (R^2) between longshore sediment transport depth-integrated with hydrodynamic parameters before and after the breaker point ($H_s.h^{-1}_b$). A) Evolution of R^2 between longshore sediment transports rates depth-integrated with hydrodynamic parameters where b represents samples measured at or after the breaker point. B) Synthesis of R^2 where red values represents samples measured at or after the breaker point.*

20.2.9. Conclusion sur la répartition verticale des flux sédimentaires longitudinaux

L'étude des profils sédimentaires dans la colonne d'eau a donc permis de confirmer l'importance du transport à l'approche du fond, puisque dans la plupart des cas il représente environ 40% du flux total, ce qui diffère des chiffres proposés par KOMAR (1978) qui suggère que la fraction en suspension représente 25% et le charriage 75% du flux total dans la zone de surf. Nos résultats montrent une proportion plus forte du transport en suspension mais ceci tend à se produire lors de conditions particulières et notamment lorsque le courant est bien établi et que l'intensité des vagues permet une bonne remobilisation du sédiment, associé également à des variations de la rugosité du fond liée à la présence ou non de rides. Il est important de rappeler que les mesures n'ont concerné que des conditions d'énergie faibles à modérées et qu'elles ont été limitées à des tranches d'eau similaires, autrement dit la zone de surf n'a pas été échantillonnée dans son intégralité.

Bien que plusieurs études aient montré une différenciation dans la distribution des flux sédimentaires dans la colonne d'eau et selon la position sur l'estran (E.G. WANG, 1998 ; TONK ET MASSELINK, 2005), aucune différence significative n'a été remarquée entre les flux mesurés dans les bâches et sur les barres en étudiant le pourcentage des flux. Cependant, en utilisant le coefficient de décroissance α (E.G., KRAUS ET DEAN, 1987 ; KRAUS ET AL., 1989A ; WANG, 1998 ; TONK ET MASSELINK, 2005), il est apparu que le transport sédimentaire est tout de même légèrement plus homogène dans les bâches que sur les barres, observations notamment faites par KRAUS (1987). Cette différenciation peut être liée à une activité hydrodynamique différente et notamment au niveau du déferlement qui est plus rapide sur les flancs externes des barres que dans les bâches. La présence d'une forte rugosité permet également une meilleure remobilisation du sédiment, notamment due à une augmentation de la turbulence au dessus de celles-ci (VINCENT ET AL., 1991 ; OSBORNE ET VINCENT, 1996 ; DOUCETTE, 2000 ; VOULGARIS ET COLLINS, 2000). Ce phénomène contribue fortement à la répartition du sédiment dans toute la colonne et par conséquent à un meilleur transport en suspension dans les bâches que sur les barres. La variabilité est encore plus prononcée en fonction des conditions d'agitation et de la position du piégeage dans les différentes zones hydrodynamiques. En effet, lors de faibles conditions d'agitation et avant le déferlement, le transport à l'approche du fond peut se démarquer de façon significative par rapport à la fraction en suspension, alors qu'après le déferlement, le sédiment est moins bien réparti dans la colonne d'eau. Sous des conditions de forte énergie, l'intensité des vagues est responsable d'une forte mobilisation du sédiment qui est repris par les courants intenses qu'ils soient tidaux ou induits par les vagues elles-mêmes (WILLIAMS ET AL., 2000), induisant dans certains cas une homogénéité du sédiment dans la colonne d'eau, ou au contraire, un transport à l'approche du fond bien marqué lorsque le courant est de plus faible intensité. La comparaison des profils de vitesse avec ceux des flux sédimentaires met en avant l'importance des mouvements oscillatoires des vagues dans le transport à l'approche du fond quand les conditions d'agitation sont faibles, et a contrario, confirme l'importance du courant dans le transport en suspension lors des périodes de forte énergie. L'association de la forte rugosité et d'une vitesse de courant élevée participent à un transport en suspension plus efficace que sur un fond plat avec une vitesse plus faible.

L'ensemble de ces paramètres agissent de concert induisant de multiples combinaisons de transport sédimentaire.

20.3. Variations longitudinales du transport sédimentaire longitudinal

La plupart des études sur le transport sédimentaire longitudinal concentrent leur attention sur la variation des flux au sein du profil sédimentaire, que ce soit en domaine micro- ou macrotidal (E.G. WANG ET AL., 1998 ; SABATIER, 2001 ; CORBAU ET AL., 2002 ; KUMAR ET AL., 2003). L'essentiel du transport s'effectuant, en effet, entre le point de déferlement et la zone de *swash* (E.G. KOMAR, 1998). L'étude de la variation longitudinale des flux longitudinaux est peu citée dans la littérature et consiste principalement à caractériser à une macro-échelle des cellules ou une circulation sédimentaire. Peu d'études se sont focalisées sur la variation des flux longitudinaux à micro-échelle, c'est pourquoi en effectuant des mesures simultanées de transport sédimentaire sur deux profils (P1 et P2) espacés de 100 m, il a été

possible de caractériser cette variabilité (**Fig. IV-28**) (**Cf. Chapitre II**). Rappelons que cette étude concerne uniquement les 3 premières campagnes de terrain (ZY08, WI09, HA09).

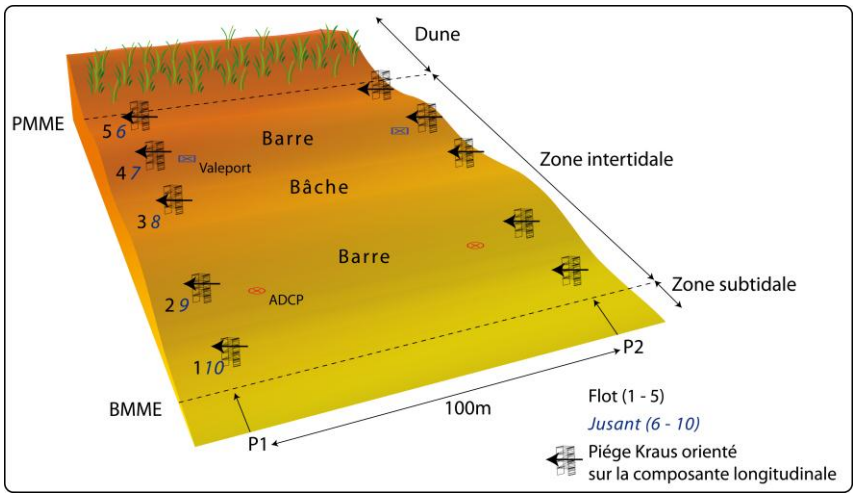


Fig. IV-28 : Représentation schématique des méthodes de mesures utilisées lors des trois premières campagnes (ZY08, WI09, HA09)

***Fig. IV-28** : Field methodology for the first field experiments (ZY08, WI09, HA09)*

Le transport sédimentaire est fortement dépendant des conditions hydrodynamiques (**Fig. IV-4**). Pour les besoins de l'étude, des instruments hydrographiques ont donc été déployés sur les même profils afin d'observer les variations longitudinales des conditions d'agitation.

20.3.1. Variabilité longitudinale des conditions hydrodynamiques

La hauteur de la houle et la vitesse du courant moyen étant des facteurs importants dans les processus de transport, les données enregistrées entre les appareils situés sur les deux profils ont été comparées. Dans un premier temps, les données enregistrées tout au long de la campagne (environ une semaine) sur le profil P1 ont été comparées aux données mesurées sur le profil P2.

Les comparaisons montrent une très grande uniformité des valeurs de H_s, elle est revanche moins semblable pour les vitesses de courant moyen (R^2 plus faible). Il y a donc une plus forte variabilité du courant longitudinal le long de la plage comparativement aux vagues (**Fig. IV-29**). La campagne d'Hardelot, juin 2009 (**Fig. IV-30**) présente de plus fortes variations et ce notamment pour le H_s où le R^2 atteint 0,52 et 0,61 pour la vitesse du courant moyen. Ces données correspondent aux mesures réalisées par le Valeport, situé en haut de plage où les tranches d'eau n'excèdent pas 1,60 m.

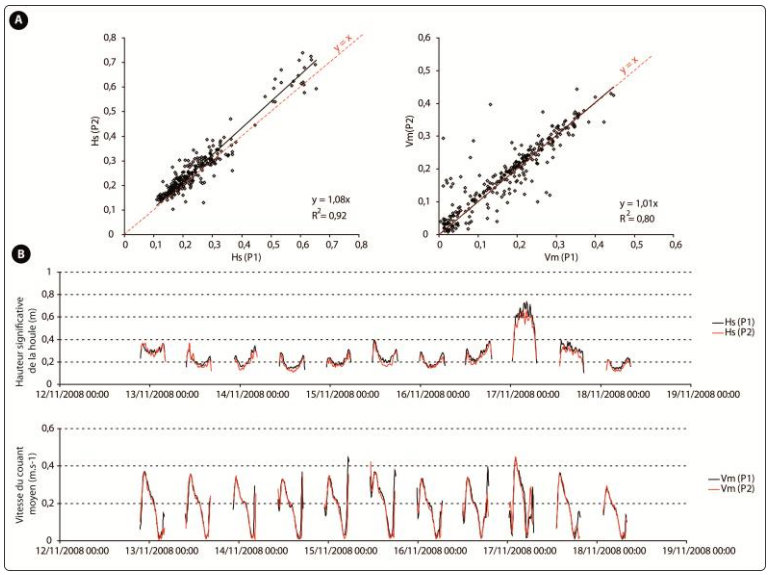


Fig. IV-29 : Comparaison des conditions hydrodynamiques mesurées au cours de la campagne ZY08(Valeport) entre les profils P1 et P2. a) Corrélation entre les paramètres hydrodynamiques mesurés sur les deux profils. b) Evolution de H_s et de V_m au cours de la campagne.

***Fig. IV-29** : Comparison of hydrodynamics conditions (Valeport) between two perpendicular beach profile (P1 and P2), ZY08. A) Relationship between H_s and V_m of each profile. B) Time series of H_s and V_m.*

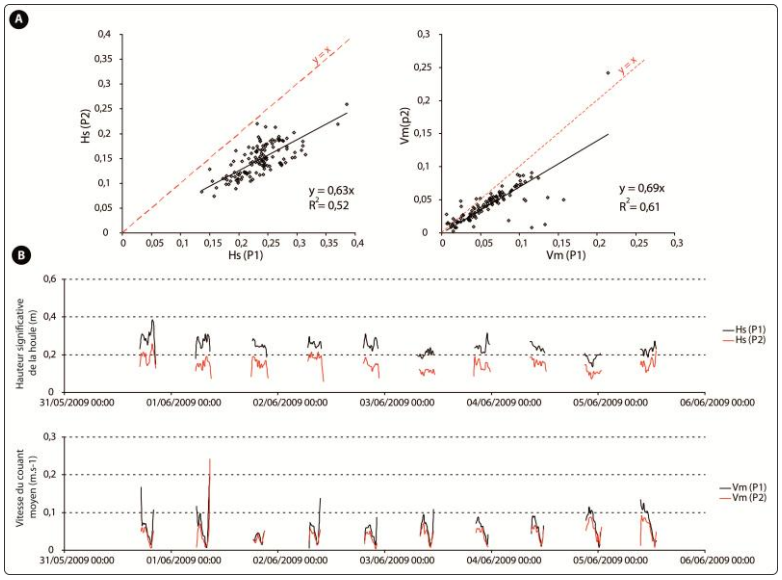


Fig. IV-30: Comparaison des conditions hydrodynamiques mesurées au cours de la campagne HA09 (Valeport) entre les profils P1 et P2. a) Corrélation entre les paramètres hydrodynamiques mesurés sur les deux profils. b) Evolution de H_s et de V_m au cours de la campagne.

***Fig. IV-30** : Comparison of hydrodynamics conditions (Valeport) between two perpendicular beach profile (P1 and P2), HA09. A) Relationship between H_s and V_m of each profile. B) Time series of H_s and V_m.*

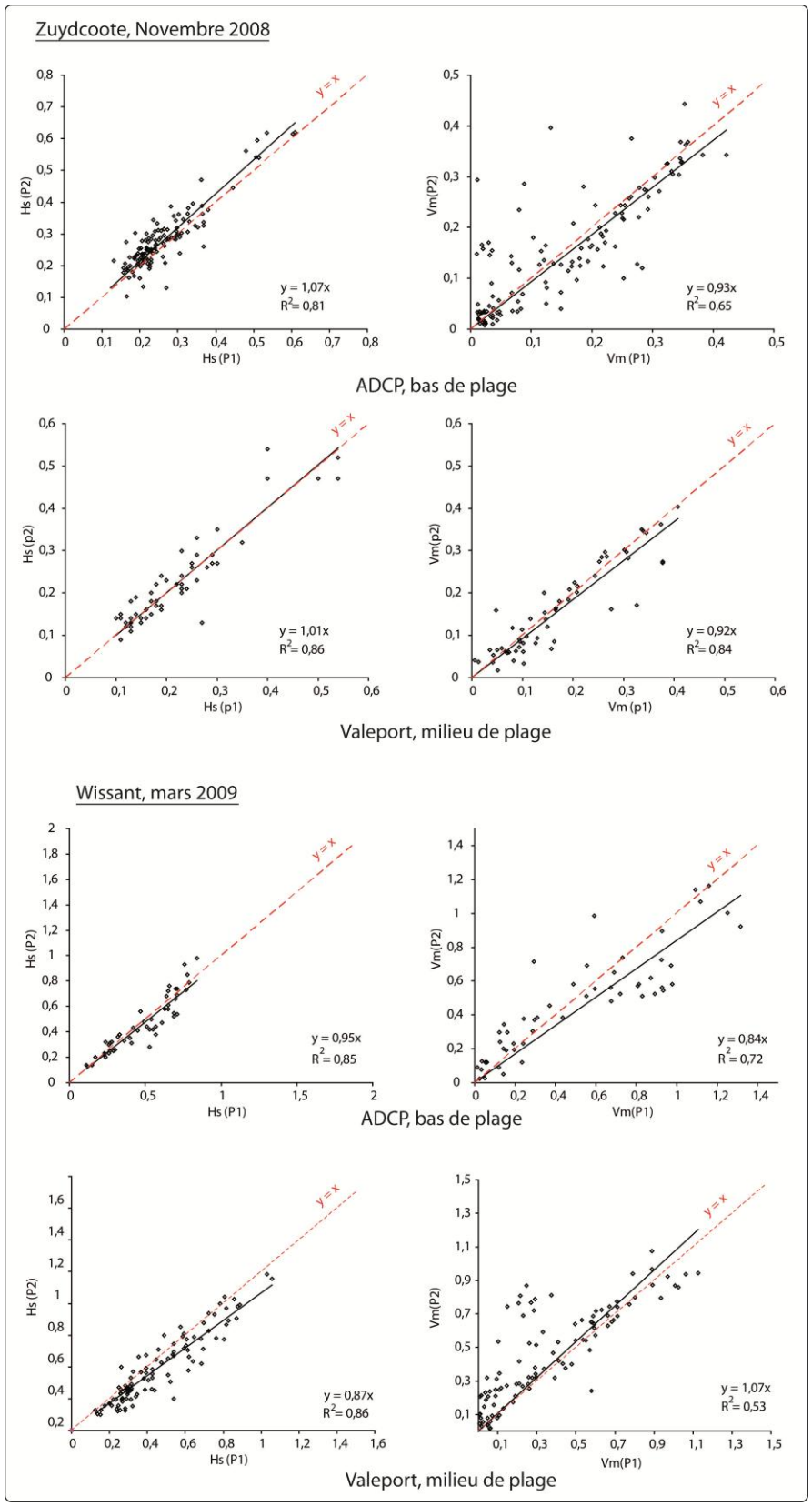


Fig. IV-31 : Comparaisons des hauteurs de houle et de la vitesse du courant moyen entre les deux profils (P1 et P2) pour des tranches d'eau inférieures à 2 m.

***Fig. IV-31** : Comparisons of wave height and mean current velocities between the two profiles (P1 and P2) for a water depth less than 2 m.*

Il semble que sous des conditions énergétiques faibles, la variabilité de ces paramètres est accentuée. Puisque le piégeage s'effectue dans une tranche d'eau comprise entre 0,8 et 1,4 m, les données hydrodynamiques des campagnes ZY08 et WI09 ont été filtrées, obtenant ainsi les mesures de houles et de courant dans une tranche d'eau inférieure à 2 m. Les coefficients de détermination dans ces tranches d'eau sont similaires, voire légèrement inférieurs à ceux obtenus pour l'ensemble des données. La dispersion des points est cependant plus importante, témoignant ainsi d'une plus grande variabilité hydrodynamique d'un profil à l'autre (**Fig. IV-31**).

Les résultats présentent une plus grande variabilité des vitesses de courant dans des tranches d'eau plus faibles que lorsque toutes les données sont considérées. Cette variabilité peut s'expliquer par la morphologie de l'estran (barre – bâche) qui peut influencer localement l'angle de la crête des vagues par réfraction bathymétrique, et par conséquent modifier l'intensité du courant longitudinal et la hauteur des vagues. Les conditions hydrodynamiques apparaissent donc homogènes à l'échelle du cycle de marée et de la zone étudiée, cependant, avec la diminution de la hauteur d'eau, elles semblent être soumises à de plus fortes variations, et plus encore lors de conditions de faible énergie.

20.3.2. Variabilité longitudinale des flux sédimentaires

La figure (**Fig. IV-32**) montre les comparaisons des transports sédimentaires entre le profil P1 et le profil P2 pour chaque campagne de terrain (n = 120). Les flux sédimentaires sont plus hétérogènes lors de la campagne ZY08 où le coefficient de détermination atteint seulement 0,42 avec une erreur standard (ou erreur quadratique moyenne) de 0,70. Le coefficient est plus faible (0,31) pour WI09 mais la distribution des flux est moins étendue puisque l'erreur standard est moins importante (0,60). La meilleure corrélation est obtenue lors de la campagne de HA09 où le R^2 atteint 0,60 pour une erreur standard de 0,40 (**Fig. IV-32**).

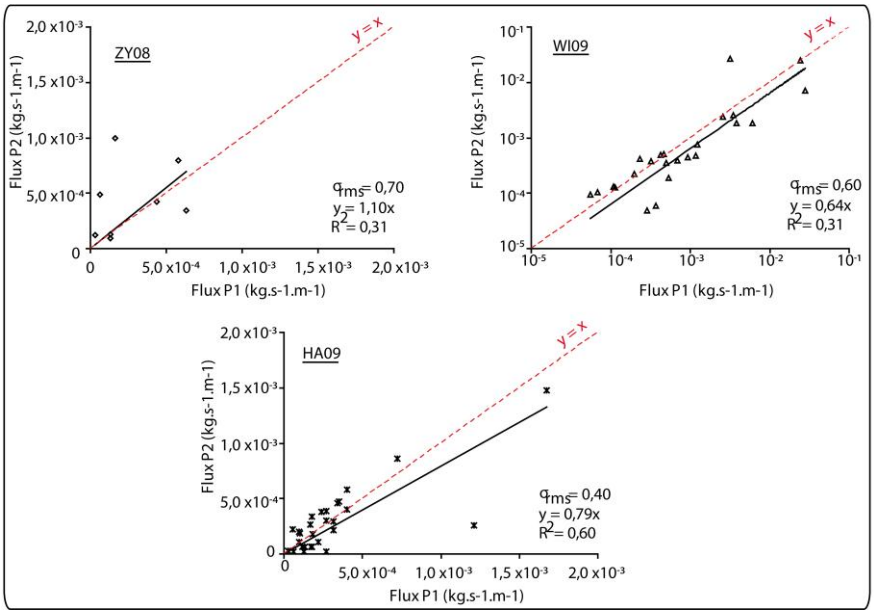


Fig. IV-32 : Comparaison entre les flux sédimentaires longitudinaux mesurés sur les profils P1 et P2.

***Fig. IV-32** : Comparisons longshore sediment transport rates measured on two shore-perpendicular beach profiles P1 and P2.*

Malgré des conditions hydrodynamiques générales semblables, les flux semblent tout de même être variables à l'échelle de la zone étudiée et d'un site à l'autre. Des analyses plus approfondies ont montré que les faibles coefficients de détermination et la variabilité des flux sont essentiellement dus à quelques valeurs extrêmes facilement repérables dans la distribution des points (**Fig. IV-33**). Ces données semblent en effet complètement hors de la relation statistique, lorsque l'on écarte ces données des analyses, les corrélations et les erreurs standards sont meilleures. En éliminant les valeurs du 14 et du 17 novembre 2008 (ZY08) (n = 4), le coefficient de détermination passe de 0,31 à 0,64 avec une erreur standard de seulement 0,12. Lors de la campagne de WI09, si les valeurs de flux du 9 mars (n = 4) sont écartées de l'analyse statistique, la relation devient excellente puisque le coefficient R^2 atteint alors 0,96 et même si l'erreur standard augmente légèrement (+0,10). Il en est de même pour la campagne de HA09 où le R^2 atteint 0,86 pour une erreur standard de seulement 0,28, si l'on supprime les valeurs de flux du 3 juin 2009 (n = 2) (**Fig. IV-33**).

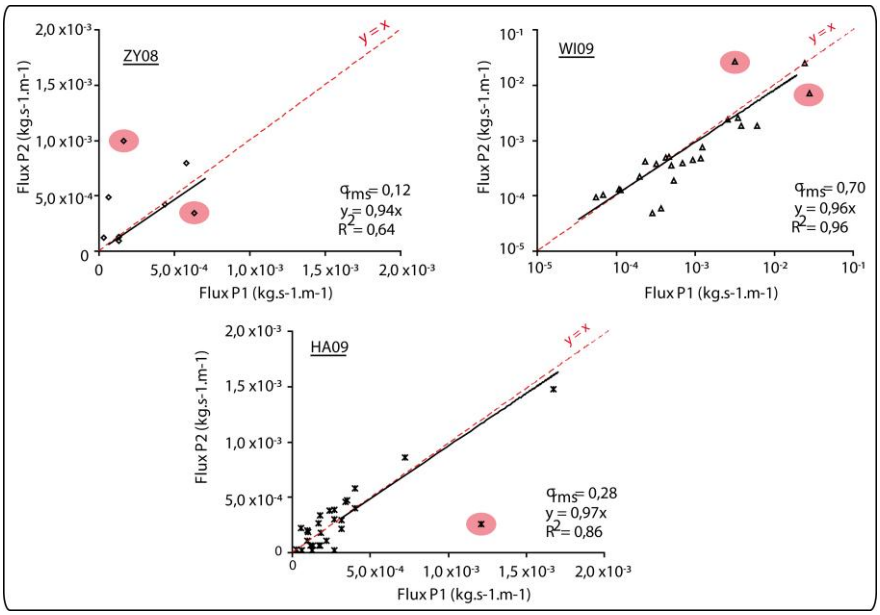


Fig. IV-33 : Comparaison entre les flux sédimentaires longitudinaux mesurés sur les profils P1 et P2 sans les valeurs extrêmes (cercles rouges) (WI09 et HA09).

***Fig. IV-33** : Comparison between longshore sediment transport rates measured on two shore-perpendicular beach profile without highest values (red circles) (WI09 and HA09)*

Dans le cas de ces deux campagnes de terrain, les flux sédimentaires longitudinaux sont homogènes le long de la plage excepté lors de cas exceptionnel. D'après les analyses statistiques précédentes, le transport sédimentaire est principalement contrôlé par la hauteur des vagues et la vitesse du courant (**Cf. 20.1.1**). Même si les conditions hydrodynamiques sont généralement homogènes d'un profil à l'autre, il peut tout de même y avoir des variations notables capables d'influencer les flux sédimentaires. Afin de comprendre pourquoi les flux sont si différents dans certains cas, les données hydrodynamiques disponibles pour les mesures de transport concernées ont été examinées. Le tableau (**Tab. IV-7**) résume l'ensemble des données de transports sédimentaires associées aux mesures hydrodynamiques au niveau de chaque profil. Pour chaque échantillonnage, il a été déterminé qualitativement au niveau de quel profil le transport sédimentaire était le plus élevé et la même procédure a été

faite pour la hauteur significative de la houle, la vitesse du courant à 0,20 m et le produit de ces paramètres (Hs* V (0,2)). Les résultats montrent que dans 46% des cas, la supériorité des flux sédimentaires d'un profil à l'autre pourrait être liée à une hauteur de houle ou une vitesse plus importante.

Tab. IV-7 : Récapitulatif des flux sédimentaires longitudinaux mesurés simultanément sur les profils P1 et P2 et associés aux conditions hydrodynamiques (ZY08, WI09 et HA09).

***Tab. IV-7** : Synthesis of longshore sediment transport measured simultaneously on two shore-perpendicular profile associated with hydrodynamics parameters. P1 and P2 in the comparison part mean that parameter studied is the highest between the two profiles. Ex: the 11/13/08 (first line), FL is higher on P1 while the current velocities and the H_s is higher on the profile P2.*

Campagnes	Date et heure	Profil 1				Profil 2				Comparaison			
		FL (kg.s-1.m-1)	V(0,2) (m.s-1)	Hs (m)	Hs*V(0,2)	FL (kg.s-1.m-1)	V(0,2) (m.s-1)	Hs (m)	Hs*V(0,2)	Flux sup.	V(0,2) sup.	Hs sup.	Hs*V (0,2) sup.
ZY08	13/11/2008 15:50	**4,4E-04**	**0,02**	**0,22**	**4,5E-03**	**4,3E-04**	**0,03**	**0,24**	**8,0E-03**	**P1**	**P2**	**P2**	**P2**
	14/11/2008 10:45	*6,2E-05*	*0,09*	*0,10*	*9,0E-03*	*4,9E-04*	*0,15*	*0,14*	*2,1E-02*	*P2*	*P2*	*P2*	*P2*
	17/11/2008 13:17	1,6E-04	0,13	0,35	4,6E-02	1,0E-03	0,21	0,32	6,7E-02	P2	P2	P1	P2
WI09	**09/03/2009 15:30**	**2,8E-02**	**0,74**	**0,41**	**3,0E-01**	**7,2E-03**	**1,29**	**0,51**	**6,6E-01**	**P1**	**P2**	**P2**	**P2**
	10/03/2009 16:30	**6,1E-03**	**0,19**	**0,38**	**7,3E-02**	**1,9E-03**	**0,78**	**0,69**	**5,3E-01**	**P1**	**P2**	**P2**	**P2**
	11/03/2009 09:30	4,9E-04	0,27	0,15	4,1E-02	3,6E-04	0,17	0,23	4,0E-02	P1	P1	P2	P1
	11/03/2009 17:00	4,7E-04	0,13	0,13	1,7E-02	5,1E-04	0,03	0,27	7,6E-03	P2	P1	P2	P1
	13/03/2009 10:45	**2,8E-04**	**0,12**	**0,14**	**1,7E-02**	**4,9E-05**	**0,21**	**0,15**	**3,2E-02**	**P1**	**P2**	**P2**	**P2**
	13/03/2009 17:45	*1,1E-04*	*0,17*	*0,23*	*3,9E-02*	*1,3E-04*	*0,21*	*0,26*	*5,3E-02*	*P2*	*P2*	*P2*	*P2*
	10/03/2009 15:30	*2,4E-02*	*0,24*	*0,20*	*4,8E-02*	*2,5E-02*	*0,58*	*0,54*	*3,1E-01*	*P2*	*P2*	*P2*	*P2*
	11/03/2009 10:00	4,2E-04	0,29	0,23	6,6E-02	4,9E-04	0,21	0,30	6,2E-02	P2	P1	P2	P1
	12/03/2009 10:30	2,6E-03	0,51	0,27	1,4E-01	2,4E-03	0,30	0,30	8,8E-02	P1	P1	P2	P1
	13/03/2009 11:15	6,9E-04	0,28	0,16	4,5E-02	3,9E-04	0,20	0,18	3,4E-02	P1	P1	P2	P1
	13/03/2009 17:00	**3,7E-04**	**0,04**	**0,27**	**9,7E-03**	**5,9E-05**	**0,05**	**0,29**	**1,4E-02**	**P1**	**P2**	**P2**	**P2**
HA09	01/06/2009 18:34	**1,0E-04**	**0,02**	**0,28**	**6,8E-03**	**1,8E-04**	**0,02**	**0,13**	**2,7E-03**	**P2**	**P1**	**P1**	**P1**
	02/06/2009 19:40	*2,2E-04*	*0,06*	*0,31*	*1,8E-02*	*1,1E-04*	*0,04*	*0,18*	*7,4E-03*	*P1*	*P1*	*P1*	*P1*
	03/06/2009 10:37	*6,0E-05*	*0,01*	*0,24*	*2,9E-03*	*2,5E-05*	*0,01*	*0,12*	*1,0E-03*	*P1*	*P1*	*P1*	*P1*
	04/06/2009 10:44	*1,3E-04*	*0,05*	*0,25*	*1,2E-02*	*1,9E-05*	*0,03*	*0,15*	*5,3E-03*	*P1*	*P1*	*P1*	*P1*
	04/06/2009 11:30	2,7E-04	0,03	0,23	6,4E-03	2,5E-05	0,03	0,16	4,5E-03	P1	P2	P1	P1
	05/06/2009 11:37	1,3E-04	0,07	0,23	1,6E-02	6,3E-05	0,07	0,14	1,0E-02	P1	P2	P1	P1
	05/06/2009 12:25	**2,4E-05**	**0,04**	**0,22**	**8,6E-03**	**3,2E-05**	**0,02**	**0,17**	**4,2E-03**	**P2**	**P1**	**P1**	**P1**
	01/06/2009 16:54	1,8E-04	0,14	-	-	3,4E-04	0,15	-	-	P2	P2		
	02/06/2009 18:06	1,7E-04	0,10	-	-	2,7E-04	0,12	-	-	P2	P2		
	03/06/2009 12:52	9,9E-05	0,14	-	-	1,1E-04	0,14	-	-	P2	P2		
	04/06/2009 13:37	**2,7E-04**	**0,19**	-	-	**3,0E-04**	**0,08**	-	-	**P2**	**P1**		
	05/06/2009 14:42	1,2E-04	0,22	-	-	6,5E-05	0,11	-	-	P1	P1		

* Où FL est le flux sédimentaire longitudinal, V(0,2), la vitesse du courant moyen à 0,20 m et Hs la hauteur significative de la houle. La dénomination P1 et P2 dans la partie "comparaison" signifie que le paramètre étudié est plus important sur le profil P1 ou sur le profil P2.

Par exemple, le 17 mars 2008 à Zuydcoote, où le transport est plus intense au niveau du profil P2, la vitesse du courant est 1,6 fois plus importante sur le profil P2 que sur le profil P1, pour une hauteur de houle semblable ($H_{s\ (P1)}$ = 0,35 m et $H_{s\ (P2)}$ = 0,32 m). De même, dans 23% des cas, c'est l'association de ces deux paramètres qui pourrait être responsable de l'intensification locale des flux sédimentaires, comme pour le 14 novembre 2008 (ZY08) où la vitesse du courant moyen et la hauteur des vagues sont respectivement 1,6 et 1,4 fois plus importantes sur le profil P2 que sur le profil P1. En d'autres termes, 69% des variations des taux de transport entre les deux profils coïncident avec des régimes énergétiques différents. Toutefois, le 9 mars 2009 à Wissant et pour 31% des mesures, les transports sont supérieurs sur un profil alors que les conditions hydrodynamiques sont inférieures à celle mesurées sur le profil adjacent.

Ces observations soulignent le fait que les variations locales des flux sédimentaires longitudinaux peuvent être imputées à des fluctuations plus ou moins importantes des

conditions hydrodynamiques. Cependant, ces résultats mettent également en exergue que ces paramètres ne sont pas les seuls facteurs intervenant dans le transport longitudinal comme le montre le cas de Wissant 2009 et d'Hardelot 2009.

20.3.3. Influence de la morphologie de la plage sur les flux sédimentaires longitudinaux

Dans la sous-partie précédente, l'homogénéité des flux sédimentaires longitudinaux le long de la côte a été mise avant, et tout particulièrement lorsque l'on écarte certaines valeurs extrêmes de l'analyse statistique. La variation des flux peut être causée par des variations rapides des conditions de l'agitation, or, certains flux sont prédominants alors que les conditions d'agitation sont faibles.

- *Campagne de Wissant, mars 2009 :*

Le 9 mars 2009 à 15 :30, pendant la phase descendante du cycle tidal, deux échantillonnages ont été réalisés sur le flanc externe de la 3^{e} barre intertidale à proximité des ADCP. Les calculs ont montré que le transport sédimentaire s'est avéré 4 fois plus important sur le profil P1 (nord est de la zone) que sur le profil P2 (sud ouest de la zone) et ce malgré des conditions hydrodynamiques plus faibles (**Tab. IV-7**). En revanche, le même jour mais à 16 :12, en dessous de cette barre, le transport était 8 fois plus important sur le profil P2 que sur le profil P1, aucune donnée hydrodynamique n'est disponible car les appareils étaient situés plus haut sur l'estran.

La figure (**Fig. IV-34**) montre les flux sédimentaires sur un MNT 3D, le 8 mars 2009 et le 9 mars 2009. Le 8 mars 2009, pendant la phase descendante du cycle tidal, les échantillonnages ont été réalisés dans le chenal situé en amont de la 3^{e} barre intertidale et en aval de cette même barre. Les différences entre les flux du profil P1 et P2 le 8 mars sont moins importantes que pour le 9 mars puisque le transport est en moyenne, seulement 1,5 fois plus intense sur le profil P1. Un chenal de vidange d'une profondeur d'environ 35 cm (flèche rouge) apparaît à l'est de la zone d'étude située dans la continuité de la bâche et au dessus des échantillonnages. Le piégeage effectué à 15:30 au niveau du profil P1 est exactement situé à la sortie de ce chenal de vidange. Les courants dans les bâches et les chenaux de vidange sont induits par l'interaction complexe entre l'excursion verticale de la marée pendant la phase descendante, ainsi que par le caractère topographique qui engendre une canalisation des écoulements et donc une augmentation significative de la vitesse du courant (Anthony et al., 2004). Le transport sédimentaire étant directement lié à la vitesse du courant, ces chenaux de vidange peuvent charrier pendant un temps relativement court des quantités de sédiment très importantes. Le transport est tel que dans certains cas, un delta de chenal de vidange peut se former (Kroon et Masselink, 2002). Ce drainage intense est également à l'origine de la déstabilisation et de la destruction des barres intertidales (Stepanian, 2002 ; Stepanian et Levoy, 2003). Pendant la phase descendante de la marée, il y a évacuation des sédiments par ces chenaux de vidange, induisant une augmentation locale de la concentration en sédiment, et par conséquent, une intensification des flux sédimentaires longitudinaux.

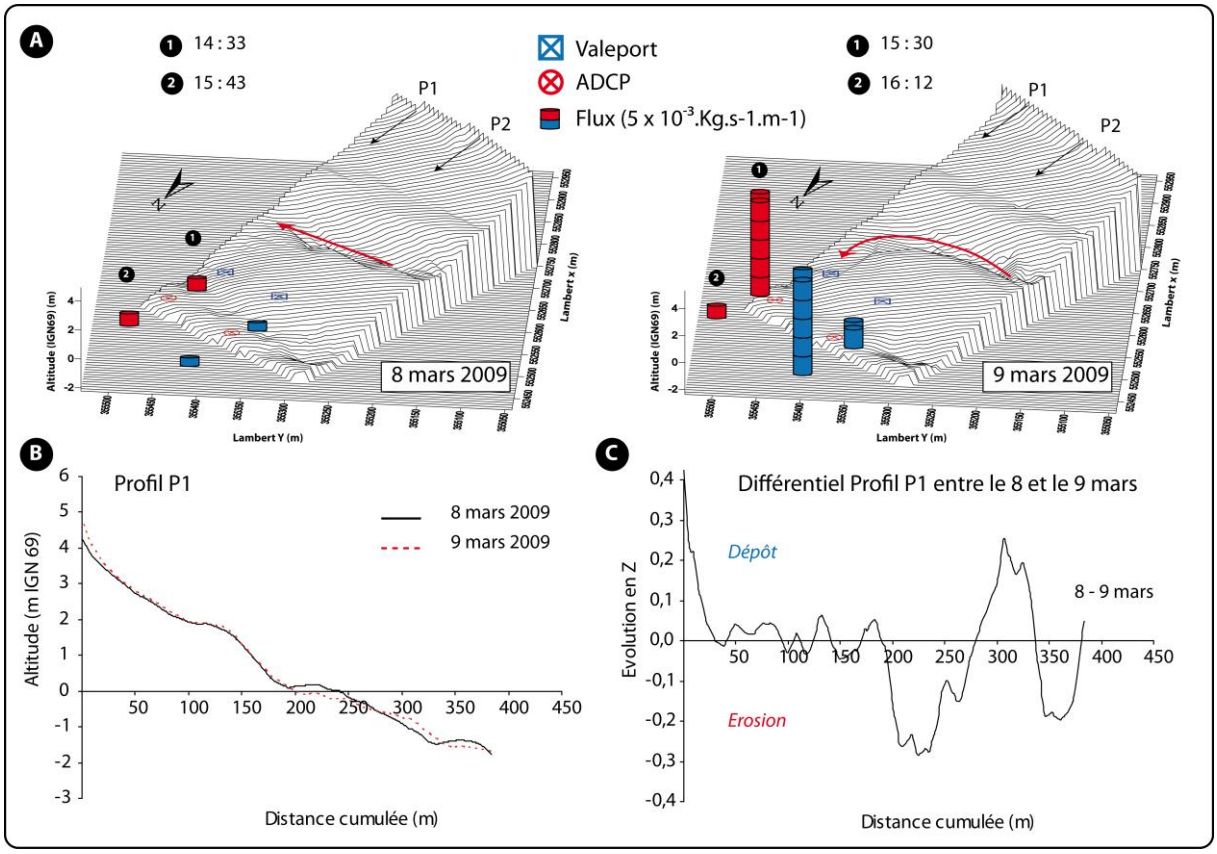


Fig. IV-34 : A) Comparaison des flux sédimentaires longitudinaux dans le contexte morphologique. B) Comparaison entre les profils du 8 mars et du 9 mars au niveau du profil P1. C) Différentiel topographique entre les profils du 8 et du 9 mars 2009.

***Fig. IV-34** : A) Comparison of longshore sediment transport rates on a digital elevation model. B) Comparison between shore-perpendicular beach profiles (P1) measured the 8th and the 9th of March 2009. C) Topographic differential between the two shore-perpendicular profiles (8th and 9th of March, 2009).*

La morphologie de la plage peut donc expliquer ces fortes variations dans les flux longitudinaux et notamment pour les piégeages de 15 : 30 le 9 mars 2009. En revanche, aucune information complémentaire n'est disponible pour la mesure à 16 : 12 en raison de l'absence de données hydrodynamiques et de relevés topographiques supplémentaires. Toutefois, à la lumière de ce que nous venons de présenter, il est vraisemblable que cette forte variation locale des flux sédimentaires soit due à une influence topographique associée à des variations locales de l'hydrodynamisme.

- *Campagne d'Hardelot, juin 2009 :*

Le 3 juin 2009, pendant la phase descendante de la phase tidale, deux échantillonnages ont été réalisés en aval de la 3e barre intertidale. Les calculs de flux sédimentaires ont montré que le transport était environ 5 fois plus important au niveau du profil P1 (nord) qu'au niveau du profil P2 (sud). Nous ne disposons malheureusement pas des données hydrodynamiques puisque les ADCP étaient localisés plus haut vers le haut de plage. Toutefois, nous avons à notre disposition les données morphologiques.

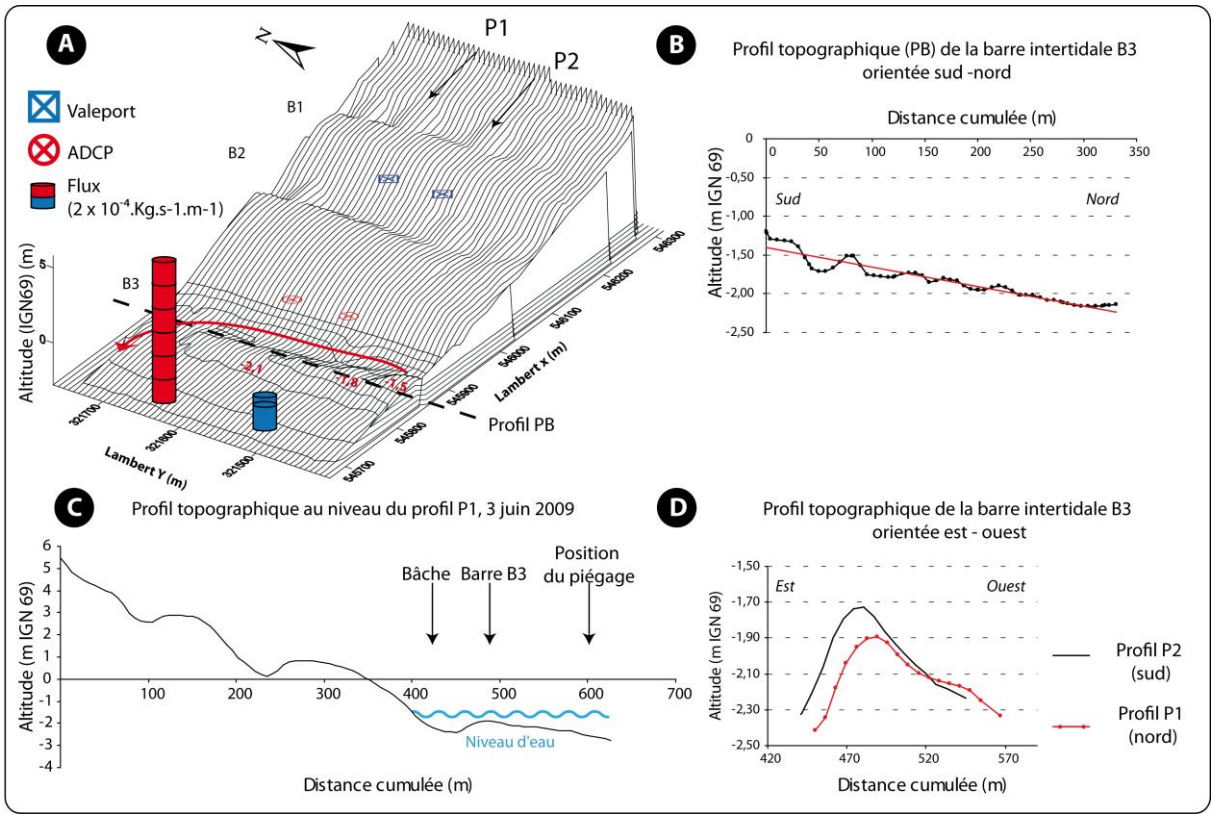


Fig. IV-35 : A) Comparaison des flux sédimentaires longitudinaux du 3 juin 2009 dans le contexte morphologique. B) Profil longitudinal (PB) de la crête de la barre B3. C) Situation du niveau d'eau pendant le piégeage. D) Comparaison des profils (P1 et P2) de la barre B3, orientée est - ouest.

***Fig. IV-35** : A) Comparison of longshore sediment transport rates, the 3rd of June, 2009 on a digital elevation model. B) Longshore profile (PB) of the intertidal crest bar B3. C) Water surface during the sampling on the shore-perpendicular beach profile P1. D) Comparison of the two shore-perpendicular profile of the intertidal bar B3, east and westward directed.*

Contrairement à ce qui a été observé pendant la campagne de Wissant, mars 2009, il n'y a pas de chenal de vidange bien délimité (**Fig. IV-35**). En revanche, la barre intertidale (B3) située juste en amont du piégeage présente une morphologie spécifique puisqu'elle est beaucoup plus développée au sud de la zone (P2) qu'au nord, ce qui peut induire des écoulements privilégiés vers le nord dans la bâche située au dessus. La différence de hauteur de la barre entre les deux profils atteint en effet 20 cm avec une nette décroissance du sud vers le nord. Bien que nous n'ayons pas de données hydrodynamiques, nous pouvons tout de même déterminer le niveau d'eau sur l'estran au moment de l'échantillonnage puisque le piégeage s'effectue dans une tranche d'eau moyenne de 1,10 m, et ainsi vérifier que la bâche située juste en aval de la 3e barre intertidale est bien en eau et peut donc alimenter localement la zone en sédiments (**Fig. IV-35**).

Au cours de la phase descendante de la marée, et bien que la barre B3 soit submergée, la bâche située au dessus canalise l'écoulement dû à la translation verticale du niveau d'eau. Il est probable que la vitesse du courant augmente et engendre un transport sédimentaire plus intense à ce niveau. La barre B3 étant plus développée au sud de la zone, les échanges hydrodynamiques entre la bâche et le bas de plage sont limités. Les flux sédimentaires sont donc plus importants au niveau du profil P1 qu'au niveau du profil P2.

20.3.4. Conclusion sur les variations longitudinales des flux sédimentaires longitudinaux

Au cours de nos expérimentations, les flux sédimentaires longitudinaux sont apparus relativement homogènes le long du rivage. Bien qu'il y ait des variations minimes dans les taux de transport, elles sont essentiellement dues à des fluctuations locales de l'hydrodynamisme ou même à l'erreur inhérente à la méthode d'échantillonnage. En revanche, de plus grandes variations ont pu être caractérisées notamment au cours de la phase descendante de la marée, où la morphologie de la plage induit des phénomènes de vidange par des chenaux d'évacuation orthogonaux. Ces chenaux canalisent l'écoulement de l'eau présente dans les bâches ce qui cause la déstructuration des rides formées dans ces dépressions. Associés à une augmentation locale de la vitesse due à la vidange, ces phénomènes contribuent à l'augmentation de la charge sédimentaire mais pendant un temps relativement court et sur une zone restreinte. Les variations morphologiques 3D des barres intertidales conditionnent directement ces phénomènes d'évacuation d'eau en canalisant les transports sédimentaires.

20.4. Variations transversales des flux sédimentaires longitudinaux au cours de la marée

Dans cette troisième sous-partie, nous allons décrire les variations transversales des flux sédimentaires longitudinaux à travers l'estran. Contrairement à de nombreuses études qui caractérisent le transport longitudinal dans toute la zone de surf en déployant plusieurs structures de piégeage sur un profil transversal (EG. KRAUS, 1987 ; KUMAR ET AL., 2003 ; ESTEVES ET AL., 2007 ; ESTEVES ET AL., 2009), nous avons étudié les variations transversales des flux longitudinaux au cours de la marée (**Cf. Chapitre II**). Rappelons que le protocole consiste à mesurer le transport sédimentaire dans une tranche d'eau équivalente au cours d'un cycle ou demi-cycle tidal. Le marnage étant conséquent, la translation horizontale de la surface de l'eau nous a contraints à se déplacer sur l'estran, du haut de plage vers le bas de plage pendant les phases de marée descendante, et du bas de plage vers le haut de plage lors des marées montantes.

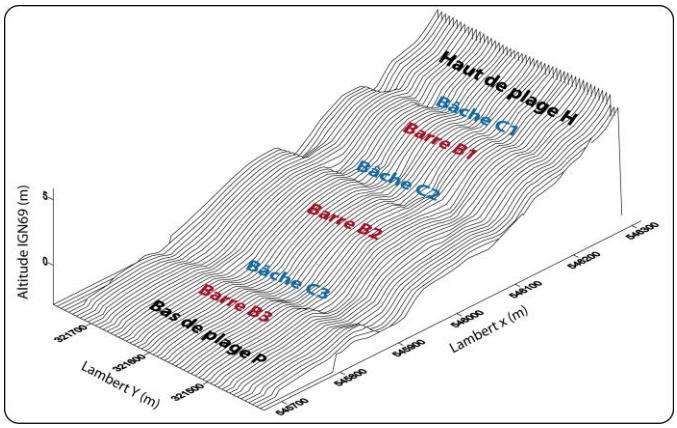


Fig. IV-36 : Codes localisant les différentes unités morphologiques sur l'estran. MNT de la plage d'Hardelot, Juin 2009.

***Fig. IV-36** : Characterization of beach morphology units thanks to a code where H refers to the upper beach, B to the ridges, C to the troughs and P to the lower beach. Numbers increase from the upper to the lower beach (Digital elevation model, HA09).*

Un code a été défini pour chaque unité morphologique présente sur l'estran et en fonction de la phase tidale (**Fig. IV-36**). Cette nomenclature est commune à toutes les campagnes afin de pouvoir comparer l'ensemble des mesures. Le code définit si la mesure a eu lieu sur une barre (B), dans une bâche (C), en haut de plage (H) ou en bas de plage (P). Un numéro est attribué afin de spécifier sur quelle unité morphologique le piégeage a été effectué, les numéros étant croissants du haut de plage vers le bas de plage. Enfin, un préfixe J ou F est également annoté afin de différencier les piégeages réalisés pendant la phase descendante de la marée de ceux effectués pendant la phase montante de la marée. Par exemple, JB2 correspond à un piégeage réalisé pendant la phase descendante au niveau de la 2^{e} barre intertidale.

Compte tenu des fortes variations dans les taux de transport d'un jour à l'autre et d'un site à l'autre, nous ne pouvons pas utiliser les valeurs de flux telles quelles, c'est pourquoi nous avons déterminé pour chaque journée d'échantillonnage et selon la phase tidale, les flux sédimentaires maximaux et minimaux. Dans un premier temps, le pourcentage de valeurs maximales et minimales a été calculé et ce, en fonction de la localisation des piégeages sur l'estran. Les journées ou les demi-phases tidales où il n'y a qu'une seule valeur ne sont pas comptées dans l'analyse

Le tableau (**Tab. IV-8**) récapitule l'ensemble des piégeages effectués au cours des 6 campagnes de terrain en fonction de leur localisation sur l'estran et de la phase tidale.

Tab. IV-8 : Nombre de piégeages réalisés dans la composante longitudinale au cours des 6 campagnes de terrain en fonction de leur localisation sur l'estran et de la phase tidale.

***Tab. IV-8** : Number of longshore sediment samples for all the field experiments depending on their location on the beach and the tidal cycle where F+ is the flood and F- is the falling tide.*

Positions sur l'estran	Marée Montante (F+)	Marée Descendante (F-)	Total
H	8	12	*20*
C1	4	3	*7*
B1	9	14	*23*
C2	7	6	*13*
B2	12	19	*31*
C3	4	11	*15*
B3	17	25	*42*
P	13	8	*21*

Les premières analyses statistiques ont montré qu'environ 80% des flux maximums sont localisés sur les barres intertidales alors que moins de 20% sont situés au niveau des bâches (Cartier et Hequette, 2011ab). En revanche, les flux les plus faibles sont dans 30% des cas localisés sur les barres, 20% dans les bâches et 50% en haut ou bas de plage.

Les résultats montrent également une tendance à l'intensification des flux sédimentaires longitudinaux au niveau du milieu de plage. En effet, d'une manière générale, les flux les plus importants apparaissent essentiellement localisés dans la partie centrale de l'estran, entre la 1ère barre (B1) et la 3^{e} barre (B3) quant aux flux les plus faibles, ils sont concentrés en haut de plage (H jusqu'à B1) et en bas de plage (B3 à P) (**Fig. IV-37**). Les fréquences cumulées des

pourcentages des valeurs maximales et minimales permettent de savoir dans quelle zone les flux deviennent significatifs au cours de la marée. Ainsi, pour le profil P1 lors de la marée descendante, les valeurs minimales dépassent les 50% en haut de plage, au niveau du chenal C2 quand les valeurs maximales atteignent le même seuil qu'au niveau de la barre B2 et B3. Au flot, la différence est encore plus marquée, les flux les plus importants sont concentrés sur le milieu de plage, avec 100% des flux au niveau du chenal 2 (C2), les flux minimaux quant à eux apparaissent prédominants en haut de plage puisque 70% des flux sont atteints à partir de la barre B1.

Pour le profil P2, la tendance est la même, les flux les plus importants sont localisés au centre de l'estran avec 60% des flux au niveau du chenal 3 (C3) alors que les flux minimaux sont concentrés en haut et bas de plage (60% à JB1). Au flot, c'est encore plus net, aucun flux maximal n'apparait en haut de plage (de FH à FB1) alors que plus de 50% des valeurs minimales sont atteintes dans la même zone. A contrario, des flux intenses sont à noter au centre de la plage avec environ 80% des flux maximums au niveau de la barre B2. Notons également de nombreux flux de faible intensité en bas de plage avec pratiquement 40% des valeurs.

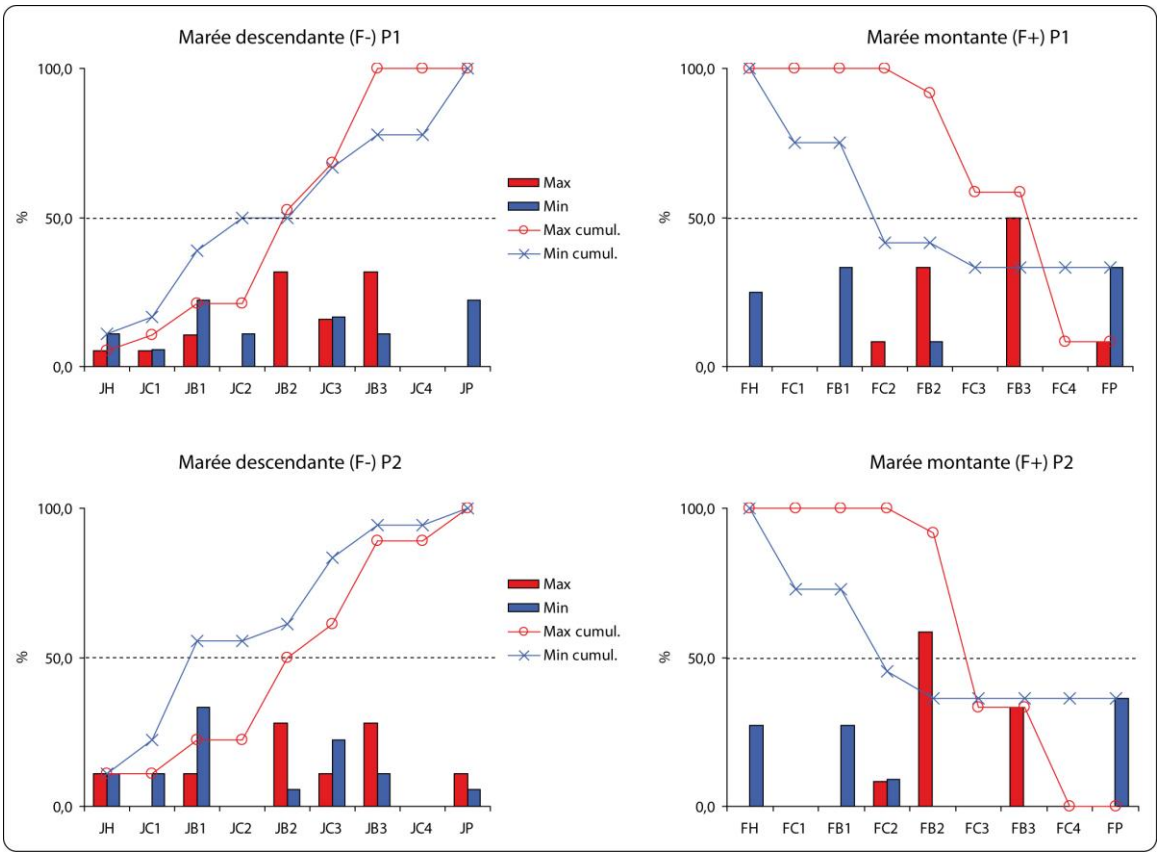


Fig. IV-37 : Localisation des flux sédimentaires longitudinaux maximums et minimums dans le profil ainsi que les fréquences cumulées du haut de plage vers le bas de plage en fonction de la phase tidale. Ce graphique montre la totalité des flux sédimentaires mesurés respectivement sur le profil P1 et P2 au cours des marées descendantes (F-) et montantes (F+)

***Fig. IV-37** : Localisation of maximum and minimum longshore sediment transport rates and cumulative frequency across the beach profiles and depending of the tidal cycle. Graphs represent all data measured on each beach profile P1 and P2 during falling (F-) and rising tide (F+)*

Après avoir décrit les résultats dans leur ensemble, un exemple de distribution des flux sédimentaires au cours de la marée et en fonction des conditions d'énergie sera par la suite présenté afin de mieux comprendre les modalités du transport sédimentaire dans le profil.

20.4.1. Exemples : Mesures de flux sédimentaires longitudinaux lors de conditions d'énergie modérées

- *Détails de la journée du 24/11/09 à Zuydcoote*

Le 24/11/09, quatre mesures de flux sédimentaires ont été réalisées au cours de la marée montante et au niveau du haut de plage H, des barres B2 et B3, et de la bâche C2 (**Fig. IV-38**).

Un seul piégeage a été effectué à proximité d'un appareil hydrographique (ADCP) situé au niveau du flanc externe de la barre B2. Toutefois, nous avons également mesuré la vitesse du courant longitudinal à 0,4 m au dessus du fond pour chaque échantillonnage grâce à un courantomètre à main mobile (*Swoffer*).

Les conditions hydrodynamiques pendant cette journée d'échantillonnage sont particulièrement fortes puisque la hauteur des vagues est comprise entre 0,25 m et 0,86 m, pour des vitesses de courant longitudinales comprises entre 0,28 $m.s^{-1}$ et 0,91 $m.s^{-1}$ au niveau de l'ADCP (B2) (**Fig. IV-38**).

L'évolution des flux sédimentaires au cours de la marée montante est très bien marquée puisqu'ils décroissent du bas de plage vers le haut de plage avec un transport très intense en milieu de plage (B3 et B2). Les mesures de courant associées montrent également la même évolution.

Bien que nous ayons montré précédemment que les bâches pouvaient canaliser l'écoulement et augmenter localement la charge sédimentaire (**Cf. 20.3.3 ci-dessus**), ces phénomènes de vidange se produisent exclusivement lors de la phase descendante de la marée, et le piégeage doit coïncider avec cet instant qui est totalement imprévisible et rapide, c'est pourquoi les flux mesurés dans les bâches sont rarement très importants et notamment pendant la phase montante de la marée. En revanche, le piégeage sur les barres apparaît plus efficace.

L'augmentation locale de la pente de la plage au niveau du flanc externe des barres intertidales peut induire une transformation plus rapide de la houle et engendrer un déferlement plus important (Cartier et Hequette, 2011ab). Etant donné que le déferlement intervient directement dans les processus de mise en suspension du sédiment, les flux sédimentaires longitudinaux sont donc plus intenses. En effet, lors du flot et pendant le piégeage dans la bâche, le déferlement avait lieu en aval du piégeage, au niveau de la barre B2 (**Fig. IV-39**).

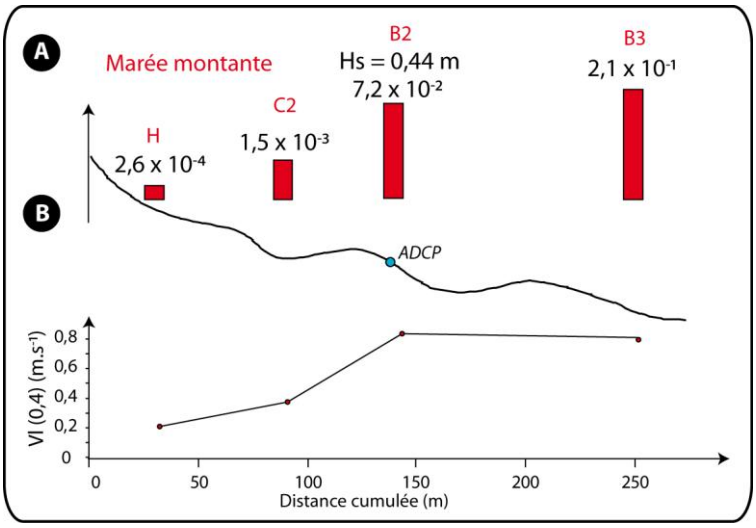


Fig. IV-38 : A) Variation des flux sédimentaires longitudinaux (kg.s^{-1}.m^{-1}) dans le profil au cours de la marée montante. B) Variation de la vitesse du courant longitudinal à 0,4 m au dessus du fond dans le profil au cours de la marée montante mesuré par l'ADCP et le courantomètre portatif *Swoffer* le 24 novembre 2009.

***Fig. IV-38** : Characterization of longshore sediment transport rates (kg.s^{-1}.m^{-1}) on a shore-perpendicular beach profile during the rising tide. B) Variation of longshore current velocities measured at 0.4 m above the bed by the ADCP and the handheld current meter (Swoffer), on a shore-perpendicular beach profile during the rising tide (09/24/09)*

La photo illustre bien la dissipation de la houle sur la barre. En revanche la bâche est assujettie à un clapot relativement faible. Le transport dans la bâche est donc moins important et dans ce cas précis, il est 50 fois plus faible que le flux sur la barre B2 et même 140 fois plus faible que le transport sur la barre B3. En revanche, il est 6 fois plus important que le flux localisé en haut de plage (**Fig. IV-38**).

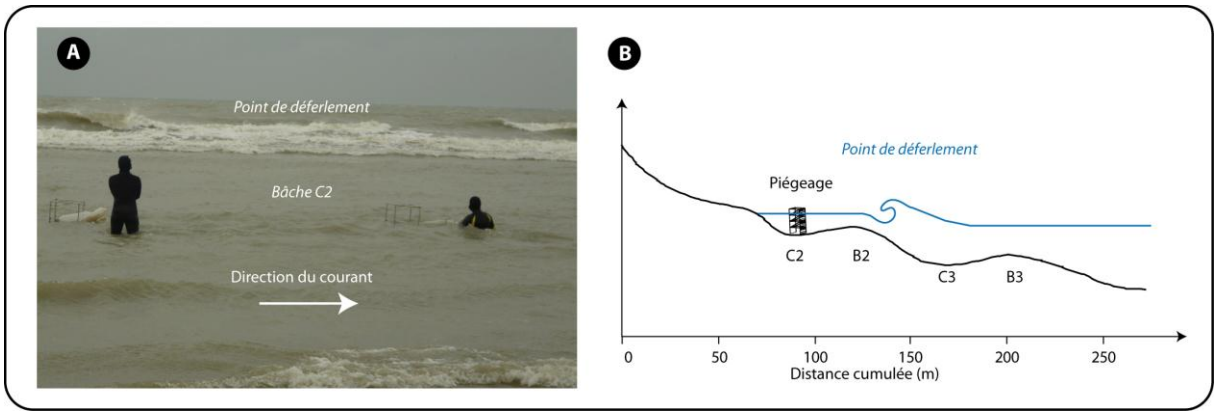


Fig. IV-39 : A) Piégeage *in situ* dans la bâche C2 le 24/11/09, le déferlement est bien localisé en aval de l'échantillonnage. B) Situation du niveau d'eau dans le profil au moment du piégeage.

***Fig. IV-39** : A) In situ measurements of sediment transport in a trough the 11/24/09. The breaking point is located on the intertidal bar situated below the sampling. B) Water surface elevation during sampling.*

La dissipation des houles sur les barres intertidales situées en bas de plage induit une faible agitation sur les unités morphologiques situées en amont et plus particulièrement dans les bâches. Cette dissipation est d'autant plus importante que le niveau d'eau est haut puisque les vagues rencontrent l'ensemble du système barre-bâche que constitue l'estran. Parallèlement à cette dissipation de l'énergie, les courants longitudinaux diminuent également en réponse à une activité des vagues moins importante et une diminution de l'intensité des courants de

marée. Même si la zone intertidale est moins sensible aux courants de marée (AUGRIS ET AL., 1990), lorsque le niveau d'eau atteint le haut de plage, cela correspond généralement à l'étale de haute mer, les courants de marée sont donc très affaiblis. La résultante de tous ces processus est responsable d'un transport sédimentaire amoindri. Dans une autre mesure, les courants sont plus importants à mi-marée et donc, associés à une plus faible dissipation des houles, le transport sédimentaire au niveau du milieu de plage est par conséquent plus important.

- *Détails de 3 journées d'échantillonnages lors de la campagne de Wissant, 2010*

Pendant ces trois journées (28, 29, 30 mars 2010), nous avons réalisé 3 mesures de flux longitudinal par jour et uniquement sur le haut de plage (H), et les barres B2 et B3, le 28 et 29 juin 2010. Le 30 mars, nous avons échantillonné uniquement sur les 3 barres intertidales (B1, B2, B3). Quatre appareils ont été déployés : un Valeport en haut de plage (H), des ADCP sur les barres B1 et B2, et un S4 ADW sur la barre B3 (**Fig. IV-40**). Compte tenu des conditions et pour plus de sécurité, nous avons piégé uniquement pendant les marées descendantes.

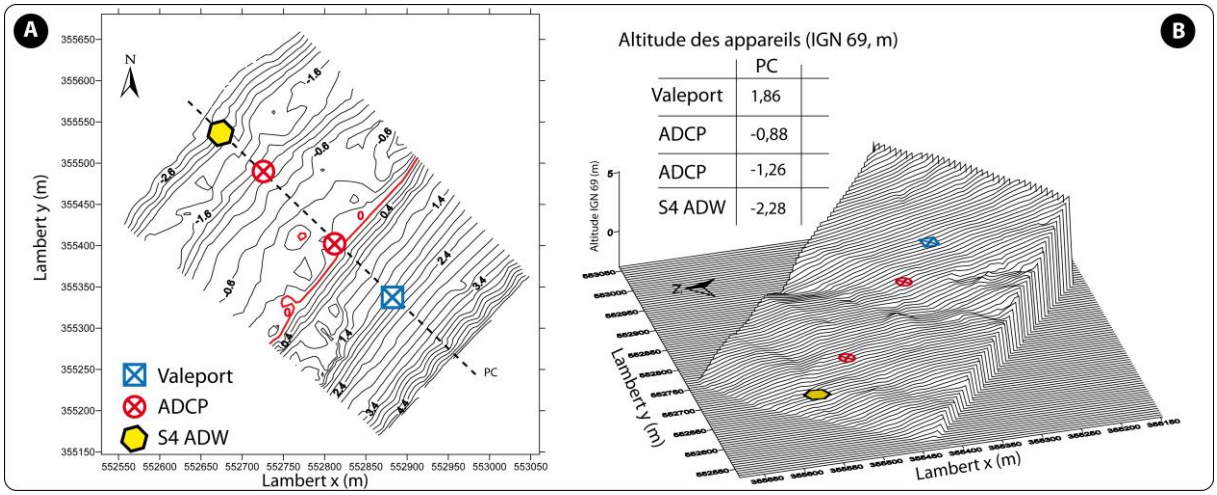


Fig. IV-40 : Rappel des positions des appareils courantométriques sur l'estran, WI10.

***Fig. IV-40** : Location of hydrodynamics instrument on the intertidal zone, WI10.*

Les conditions hydrodynamiques lors de ces journées d'échantillonnages ont été modérées (**Tab. IV-9**), puisque les hauteurs de vagues sur l'ensemble de ces journées étaient comprises entre 0,27 m et 0,61 m, pour des vitesses de courant longitudinales qui ont atteint un maximum de 0,76 $m.s^{-1}$ le 29 mars. Le 28 mars 2010 (**Fig. IV-41**, A), le transport sédimentaire longitudinal ainsi que la vitesse du courant longitudinal évoluent de façon similaire au cours de la marée descendante, puisque les flux et les conditions hydrodynamiques les plus importants sont localisés en bas de plage avec un pic au niveau de la barre B2. La hauteur de la houle est quant à elle la même en haut de plage et sur la barre B3 (0,33 m et 0,31 m). En haut de plage, l'activité de la houle associée au courant moyen diminue engendrant un transport 11 fois plus faible que sur la barre B2. En revanche, la diminution des conditions d'agitation est moins importante au niveau de la barre B3, c'est pourquoi les flux sédimentaires apparaissent seulement 1,14 fois plus faibles que le transport en milieu de plage (B2).

Tab. IV-9 : Synthèse des données hydrodynamiques pendant les trois journées d'échantillonnages, le 28, 29 et 30 mars 2010 à Wissant.

***Tab. IV-9** : Synthesis of hydrodynamics data during the 28th, 29th and the 30th of March, 2010 (WI10)*

			28/03/2010	29/03/2010	30/03/2010
Haut de plage (H)	**H_s (m)**	**Max.**	**0,36**	**0,56**	**0,27**
		Min.	0,15	0,23	0,21
	Vl (0,20) m.s^{-1}	**Max.**	**0,25**	**0,39**	**0,24**
		Min.	0,04	0,02	0,007
Barre B1 (ADCP)	**H_s (m)**	**Max.**	-	-	**0,37**
		Min.	-	-	0,13
	Vl (0,40) m.s^{-1}	**Max.**	-	-	**0,54**
		Min.	-	-	0,002
Barre B2 (ADCP)	**H_s (m)**	**Max.**	**0,61**	**0,41**	-
		Min.	0,27	0,15	-
	Vl (0,40) m.s^{-1}	**Max.**	**0,58**	**0,68**	-
		Min.	0,02	0,02	-
Barre B3 (S4 ADW)	**H_s (m)**	**Max.**	**0,38**	**0,59**	**0,5**
		Min.	0,17	0,27	0,15
	Vl (0,40) m.s^{-1}	**Max.**	**0,54**	**0,76**	**0,73**
		Min.	0,02	0,005	0,03

Le 29 mars 2010 (**Fig. IV-41**, B), la distribution des flux sédimentaires dans le profil est encore une fois plus intense au niveau de la barre B2. La prédominance est significative puisque le transport est 6 et 7 fois plus important que les flux en haut de plage et sur la barre B3. Ici encore, la hauteur de la houle est identique en haut de plage et sur la barre B3 (0,29 m), avec un pic à 0,40 m sur la barre B2. La vitesse du courant longitudinal présente quant à elle une diminution progressive du bas de plage vers le haut de plage (0,14 m.s^{-1} à 0,03 m.s^{-1}).

Le 30 mars 2010 (**Fig. IV-41**, C), les fluctuations des flux sédimentaires sont similaires à celles observées le 24/11/09 à Zuydcoote. En effet, les taux de transport décroissent du bas de plage vers le haut de plage. Contrairement aux autres journées d'échantillonnage de cette campagne (WI10), les flux n'ont été mesurés que sur les barres intertidales (B1 → B3). Le transport apparait donc 3 fois et 11 fois plus intense sur la barre B3 que sur les barres B2 et B1. La hauteur de la houle suit cette tendance avec un pic de hauteur sur la barre B3 (0,45 m) et des hauteurs plus faibles sur les barres situées en dessus (0,24 m sur la barre B2 et 0,27 m sur la barre B1). La vitesse du courant longitudinal est quant à elle plus intense sur la barre B2 (0,18 m.s^{-1}) que sur le reste de la plage.

Comme pour la journée du 28 mars 2010, la vitesse est beaucoup moins intense en haut de plage (B1) qu'en milieu et bas de plage. Ce dernier exemple met également en avant que, même si la vitesse du courant longitudinal est plus forte que sur le reste des autres positions, cela n'engendre pas forcément un fort transport car la remise en suspension est assurée par les mouvements oscillatoires et le déferlement des vagues qui dans ce cas-ci est moins intense (B2). A contrario, sur la barre B3, et bien que la vitesse soit plus faible que sur la barre B2, la mise en suspension du sédiment est plus efficace car la hauteur des vagues est 2 fois plus importante que sur la barre B2. Même si la vitesse du courant est moins élevée, le flux

apparaît plus important car l'augmentation de la concentration en sédiment dans le système est due à des hauteurs significatives des houles plus élevées.

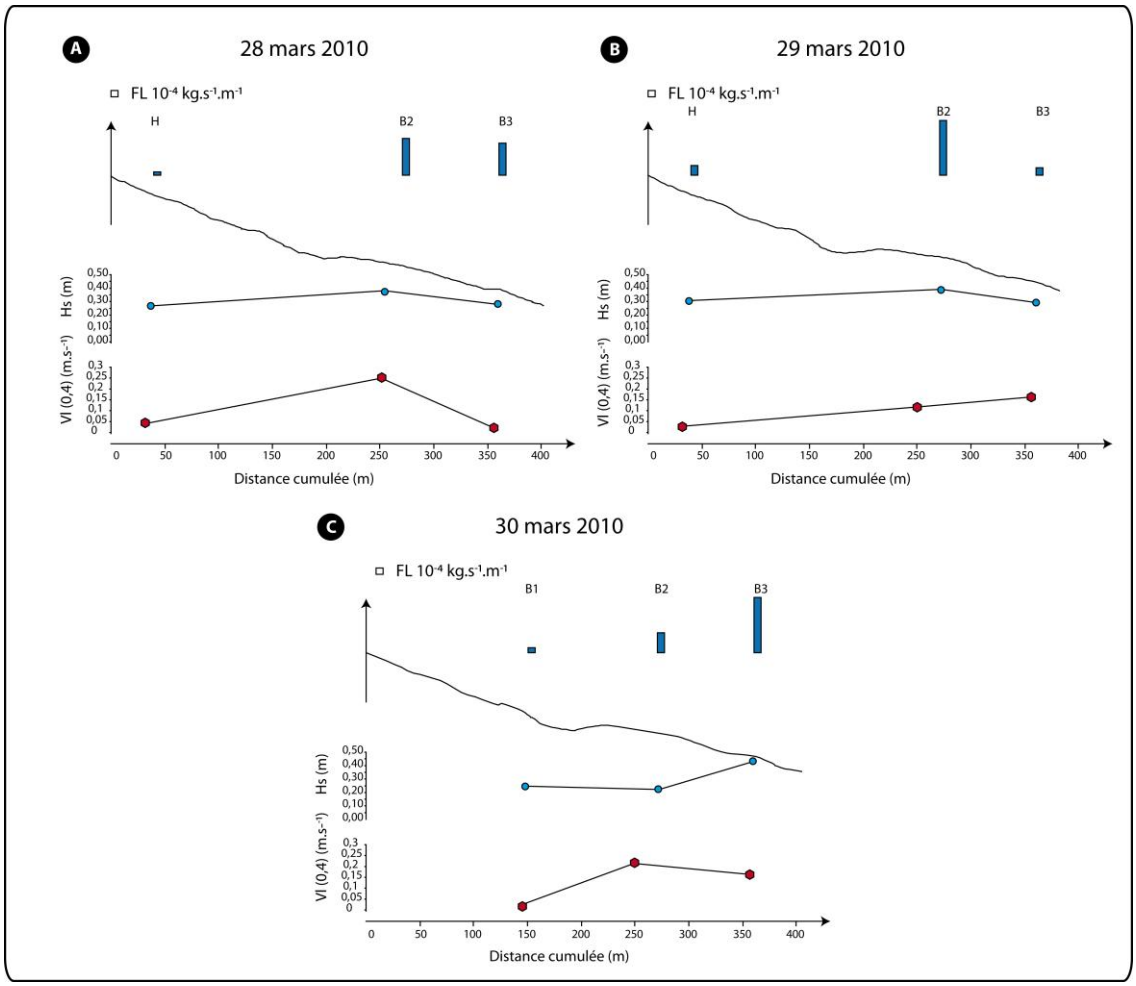


Fig. IV-41 : Variations transversales des flux sédimentaires longitudinaux et des conditions hydrodynamiques associées (hauteur significative des vagues et vitesse du courant longitudinal moyen le 28 (A), 29 (B) et 30 mars 2010 (C) à Wissant.

***Fig. IV-41** : Cross-shore variations of longshore sediment transport and hydrodynamic conditions (ignificant wave height and mean longshore current velocities, the 28th (A), the 29th (B) and the 30th (C) of March 2010, (WI10).*

20.4.2. Exemples : Mesures de flux sédimentaires longitudinaux lors de conditions de faible énergie

- *Détails des mesures effectuées le 01/06/09 et le 05/06/09 à Hardelot*

Bien que la tendance générale suive les exemples précédemment présentés, la variation des flux sédimentaires au cours de la marée sous des conditions modérées est différente. Certains flux mesurés dans les bâches peuvent être plus importants que sur les barres intertidales, comme le 1er juin ou le 5 juin 2009 (HA09).

Détails de la journée du 01/06/09 :

Le 1er juin 2009, 6 échantillonnages ont été réalisés, 2 l'ont été pendant la phase descendante et localisés dans la 3e bâche (C3) et en bas de plage, et 4 pendant la phase montante de la marée au niveau des barres B1, B2, B3 et du chenal C2. Rappelons que les appareils

courantométriques étaient localisés sur les barres B1 et B2, aucune donnée hydrodynamique n'a été mesurée pour les sites d'échantillonnage situés plus bas sur la plage. Par ailleurs, nous disposons de la vitesse du courant local pour les positions C2, C3 et B3 grâce au courantomètre mobile.

Les conditions d'agitation le 1er juin 2009 sont faibles puisque la hauteur significative des vagues est comprise entre 0,14 m et 0, 30 m. Les vagues sont parallèles à subparallèles et malgré un marnage important, les vitesses de courant longitudinales restent faibles. La distribution des flux sédimentaires dans le profil et au cours de la marée est complètement différente de ce que l'on a pu observer à Zuydcoote (ZY09). Le transport est en effet plus faible au niveau des barres (excepté pour le flux en barre B3) et ce, associé à de faibles vitesses de courant longitudinales (**Fig. IV-42**) puisque les valeurs atteignent 0,03 $m.s^{-1}$ au niveau du Valeport (B1) et 0,11 $m.s^{-1}$ au niveau de l'ADCP (B2). En revanche, le transport dans les bâches semble plus efficace, notamment lors de la marée descendante (C3) alors que les vitesses de courant sont plus élevées. Cette augmentation de la vitesse dans la bâche C3 peut coïncider avec un phénomène de vidange augmentant ponctuellement la vitesse du courant et donc le transport sédimentaire. De même, lors de la marée montante, les bâches canalisent l'écoulement et par conséquent le transport sédimentaire. Comme cela a été présenté précédemment (**Cf. 20.2.5**), la présence de rides dans les bâches peut également contribuer à une remise en suspension plus efficace du sédiment que sur les barres. Lors de conditions de faible énergie, il est possible que cette augmentation de la rugosité dans les bâches induise une suspension plus importante que sur les barres, et par conséquent, un transport sédimentaire plus important.

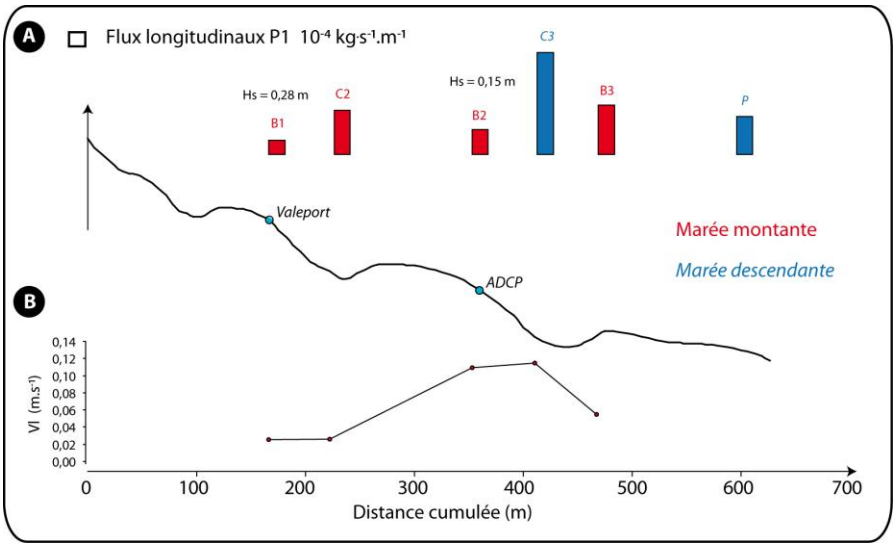


Fig. IV-42 : A) Variations des flux sédimentaires longitudinaux (P1) dans le profil au cours de la marée montante et descendante, le 1er juin 2009 à Hardelot. B) Variation de la vitesse du courant longitudinal à 0,4 m au dessus du fond dans le profil au cours de la marée montante et descendante. Les vitesses présentées au niveau C2, C3 et B3 sont mesurées grâce au courantomètre mobile au moment de l'échantillonnage.

***Fig. IV-42** : A) Cross-shore variations of longshore sediment transport rates on a shore-perpendicular beach profile during the rising tide (red) and the falling tide (blue). B) Cross-shore variation of mean longshore current velocities on a shore-perpendicular beach profile during the rising and the falling tide. Current velocities are measured by a handheld current meter for C2, C3 and B3.*

Sur les barres, l'énergie mise en jeu par les vagues est peu significative, et en absence d'un courant longitudinal induit par ces vagues et/ou par la marée ainsi que d'une rugosité très faible, le transport sédimentaire longitudinal est donc limité. Toutefois la distribution transversale sur les barres intertidales est similaire à celles observées précédemment. En effet, le transport croît de la barre B1 à la barre B3, et ce, malgré une baisse de la vitesse du courant sur la barre B3. Cette augmentation est peut être due à la vidange de la bâche située du coté interne de cette barre, ou à une activité des vagues plus intense.

Détails de la journée du 05 juin 2009

Le 5 juin 2009, 6 échantillonnages ont été réalisés uniquement pendant la phase descendante de la marée. Les mesures ont été effectuées en haut de plage (H), sur les barres B1, B2, B3 et dans les bâches C2 et C3. Rappelons que les appareils courantométriques sont localisés sur les barres B1 et B2, les données hydrodynamiques situées en aval sont donc indisponibles, par ailleurs nous disposons de la vitesse du courant local pour les positions H, C2, C3 et B3 grâce au courantomètre mobile. Les conditions d'agitation lors de cette journée sont toujours faibles puisque les vagues sont comprises entre 0,10 m et 0,30 m pour des vitesses de courant longitudinales qui atteignent 0,04 $m.s^{-1}$ au niveau du Valeport (B1) et 0,11 $m.s^{-1}$ au niveau de l'ADCP.

Les flux sédimentaires présentent une distribution similaire à ceux mesurés le 24/11/09 à Zuydcoote (**Cf. Fig. IV-38**). En effet, le 24/11/09, les flux devenaient moins intenses vers le haut de plage, le transport sédimentaire observe bien cette même évolution, mais uniquement entre C3 et B1. Le transport est en effet moins important sur la barre B3 alors qu'il est supérieur en haut de plage (**Fig. IV-43**). Toutefois, et bien que la vitesse mesurée au niveau de l'ADCP soit la plus intense, le flux associé n'est pas aussi important que dans la bâche située en dessous. L'analyse des distributions verticales des flux sédimentaires lors de cette journée d'échantillonnage montre que le transport en suspension est dominant contrairement aux flux mesurés sur les barres. En effet les coefficients de décroissance (α) sont beaucoup plus élevés sur les barres que dans les bâches. Ceci traduit que la distribution verticale est plus homogène dans les bâches que sur les barres. La présence de rides dans les bâches contribue à une meilleure mise en suspension des particules, par conséquent, et parce que les vitesses de courant varient peu entre les barres et les bâches, le transport sédimentaire est favorisé au niveau des bâches.

Contrairement à ce qui a été observé pendant les conditions de forte agitation, le haut de plage est ici caractérisé par un flux plus important comparé aux mesures effectuées dans la même journée. Le haut de plage est généralement défini par une pente de plage plus importante, comme on peut le voir sur la figure (**Fig. IV-44**), la pente atteint 4,2° en haut de plage alors que les pentes locales sur les flancs externes des barres intertidales avoisinent 3° et 2°, avec une pente générale diminuant du haut de plage vers le bas de plage. Bien que la propagation des vagues s'effectue sur toute la zone intertidale, leur faible amplitude pendant ces conditions leur permettent d'être très peu dissipées. Les plus fortes pentes favorisent l'augmentation locale de H_s et des courants oscillatoires associés induisant un transport

sédimentaire plus intense. Ces phénomènes sont beaucoup moins importants sur les pentes plus faibles.

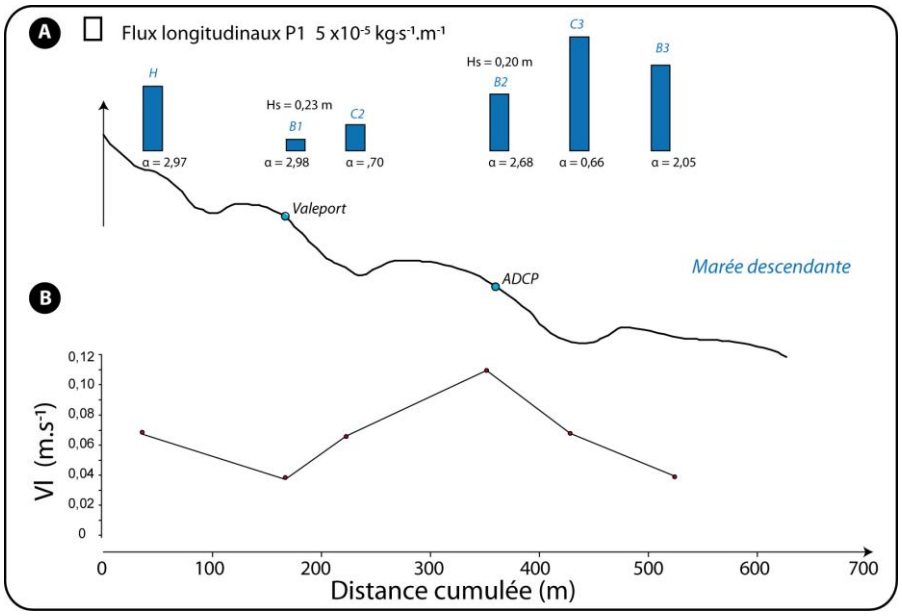


Fig. IV-43 : A) Variations des flux sédimentaires longitudinaux (P1) dans le profil au cours de la marée montante et descendante, le 5 juin 2009 à Hardelot. B) Variation de la vitesse du courant longitudinal à 0,4 m au dessus du fond dans le profil au cours de la marée montante et descendante. Les vitesses présentées au niveau H, C2, C3 et B3 sont mesurées grâce au courantomètre mobile au moment de l'échantillonnage. α correspond au coefficient de décroissance.

Fig. IV-43 *: A) Cross-shore variations of longshore sediment transport rates on a shore-perpendicular beach profile (P1) during the falling tide. B) Cross-shore variation of mean longshore current velocities on a shore-perpendicular beach profile during the falling tide. Current velocities are measured by a handheld current meter for H, C2, C3 and B3. α refers to the mixing parameter.*

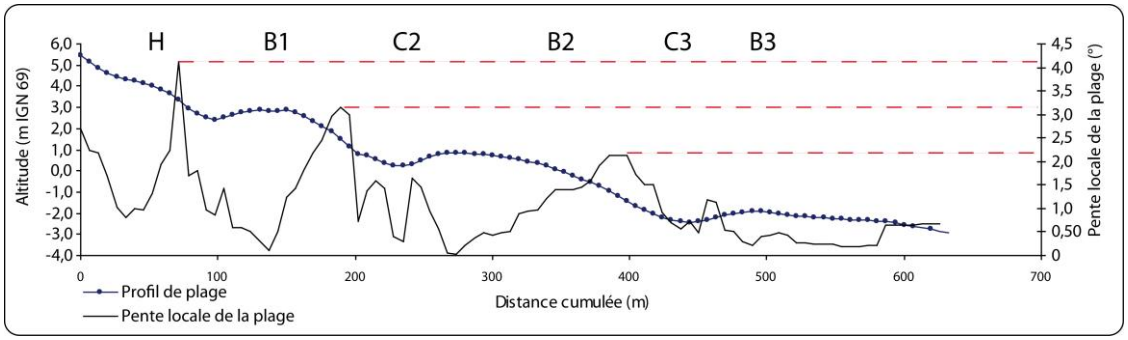


Fig. IV-44 : Variation de la pente locale de la plage le 05 juin 2009 à Hardelot.

Fig. IV-44 *: Variation of the local beach slope on a shore-perpendicular profile at Hardelot (solid line)*

20.4.3. Conclusion sur les variations du transport longitudinal à travers l'estran

L'étude de la variation du transport longitudinal au cours de la marée et par conséquent à travers l'estran a montré que les flux réagissent fortement aux variations des paramètres hydrodynamiques. Ainsi, les flux les plus importants se situent en milieu et bas de plage en raison d'une intensification des courants et d'une plus faible atténuation de la houle. Celle-ci est en effet très dissipée en haut de plage puisque le train de

houle traverse l'ensemble de la zone intertidale. Lorsque le niveau d'eau atteint le haut de plage, cela correspond au moment de l'étale de marée haute. Les courants sont par conséquent plus faibles et induisent un faible transport sédimentaire. Cette évolution est d'autant plus marquée lorsque les conditions d'énergie sont importantes. Le transport est également plus intense sur les barres intertidales que dans les bâches dû à une dissipation rapide et au déferlement des vagues lié à l'augmentation locale de la pente de la plage. Toutefois, lors de conditions de faible agitation, le transport dans les bâches peut être temporairement plus important. La forte rugosité qui caractérise cette zone engendre une meilleure mobilisation du sédiment dans la colonne d'eau et, pour une vitesse de courant donnée, un transport plus important dans la bâche que sur la barre. S'ajoute à cela, les phénomènes de vidange qui peuvent ponctuellement alimenter en grande quantité de sédiment une zone précise de l'estran.

20.5. Variations transversales simultanées des flux longitudinaux dans la zone de levée et la zone de surf

20.5.1. Organisation transversale des flux longitudinaux

Au cours de la campagne de HA10, nous avons déployé simultanément deux structures dans deux zones hydrodynamiques différentes. La première est composée de 5 filets et a été déployée quand les conditions hydrodynamiques le permettaient, au niveau de la zone de levée (ZDL). Lorsque l'agitation était trop importante, la structure pouvait se situer au niveau du point de déferlement (PDD). Une autre structure a été positionnée dans la zone de surf (ZDS), après le déferlement. Cette structure est composée de 3 filets et a volontairement été placée relativement loin du point de déferlement, dans une tranche d'eau d'environ 0,30 m à 0,40 m afin d'être sûr de se trouver dans la zone hydrodynamique désirée.

Les résultats montrent que 46% des flux mesurés dans la zone de surf sont supérieurs à ceux mesurés simultanément au niveau de la zone de levée (38%). Il y a donc à peu près autant de cas lors desquels il a y plus de transport dans la zone de levée que dans la zone de surf.

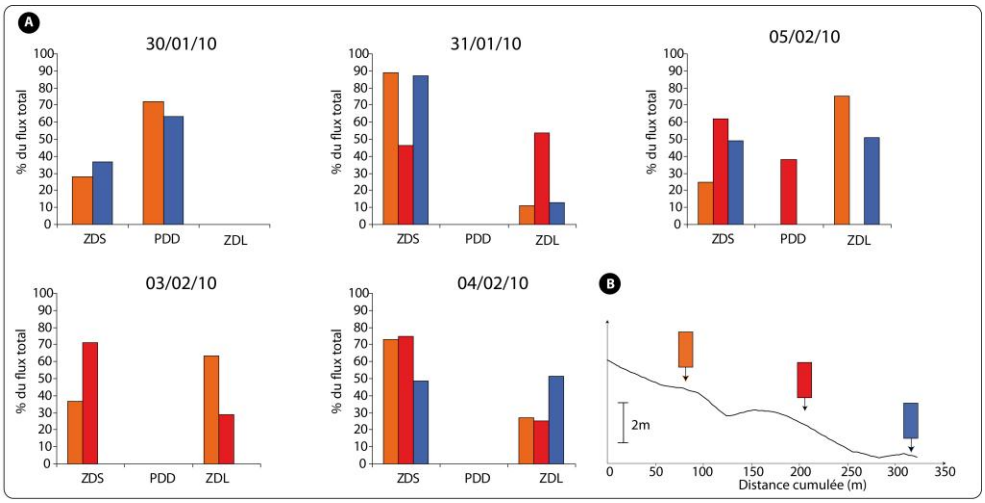


Fig. IV-45 : A) Synthèse des flux sédimentaires longitudinaux exprimés en pourcentage du flux total, mesurés dans la zone de surf (ZDS), au niveau du déferlement (PDD) et dans la zone de levée (ZDL), HA10. B) Localisation sur le profil de plage des différentes mesures au cours de chaque journée d'échantillonnage, HA10.

***Fig. IV-45** : A) Synthesis of longshore sediment transport expressed as a percentage of the total depth-integrated flux, measured in the surf zone (ZDS), at the breaker point (PDD) and in the shoaling zone (ZDL), HA10. B) Sampling on the shore-perpendicular beach profile.*

Lorsque la hauteur des vagues était trop importante, la structure qui se compose de 5 filets se trouvait proche du déferlement (PDD). Dans ce cas, 67% des flux mesurés au voisinage du déferlement étaient supérieurs à ceux mesurés dans la zone de surf à proprement parler.

En raison de problème techniques survenus sur le courantomètre portatif, nous avons peu de données hydrodynamiques mesurées simultanément dans les différentes zones hydrodynamiques. Il semble néanmoins que les vitesses de courant mesurées au niveau de la zone de levée et proche du déferlement soient souvent supérieures à celles mesurées dans la zone de surf (**Fig. IV-46**).

L'organisation transversale des flux sédimentaires en fonction des zones d'action hydrodynamiques a été largement étudiée depuis des décennies. Déjà observé dans nos analyses précédentes, la dissipation de la houle est plutôt limitée dans la zone de levée et la remobilisation du sable est essentiellement due aux mouvements oscillatoires des vagues. Ce sable est repris par les courant tidaux principalement actifs dans cette zone. La contrainte de cisaillement exercée par les vagues varie dans le profil et décroit généralement du point de déferlement vers le haut de plage (KOMAR, 1998). L'augmentation du transport sédimentaire au niveau du déferlement est causée par la dissipation intense des vagues à travers la zone intertidale. Le sédiment est ensuite redistribué dans la zone de surf expliquant pourquoi le transport peut être alors moins important dans la zone de surf interne.

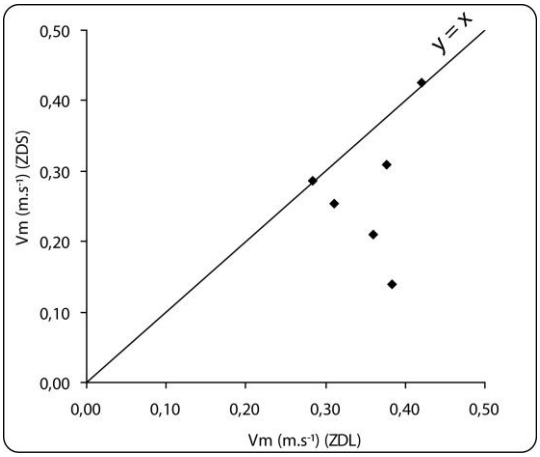


Fig. IV-46 : Comparaison entre les vitesses mesurées dans la zone de surf (ZDS) et la zone de levée (ZDL), HA10.

***Fig. IV-46** : Comparison between mean current velocities measured in the surf zone (ZDS) and in the shoaling zone (ZDL), HA10.*

L'étude simultanée des flux sédimentaires longitudinaux dans la composante transversale n'a pas mis en évidence une tendance significative dans la distribution des flux sédimentaires, et ce pour plusieurs raisons. Les études antérieures ont en effet spécifié que le maximum du transport se trouvait au milieu de la zone de surf (KOMAR, 1998), or en raison des fluctuations du niveau d'eau dues à la marée, les piégeages ne se trouvaient pas exactement au même endroit d'un jour à l'autre. S'ajoutent à cela, les conditions hydrodynamiques qui conditionnent également la position et la largeur des zones hydrodynamiques. Toutefois, la supériorité significative (>60%) du transport dans la zone de levée est principalement associée à des vitesses de courant plus importantes que dans la zone de surf interne.

20.6. Impact de la marée sur les fluctuations des flux sédimentaires longitudinaux

20.6.1. Variations des flux sédimentaires longitudinaux en fonction de la phase de la marée

Un des objectifs de notre travail est de pouvoir qualifier et quantifier l'impact de la marée sur les transports sédimentaires. Plusieurs études ont montré une asymétrie des flux sédimentaires en fonction de la phase tidale (DAVIDSON ET AL., 1993; MASSELINK AND PATTIARATCHI, 2000; CORBAU ET AL. 2002). Ces études ont notamment démontré une augmentation de la concentration en sédiment et donc du transport sédimentaire au cours de la phase descendante ou montante de la marée. Cet accroissement des flux serait dû selon ces auteurs, à la déstructuration des rides formées pendant la phase montante de la marée au cours de la marée descendante. Autrement dit une augmentation de la rugosité de fond au cours de la montée du niveau d'eau.

Cette augmentation de la concentration du sédiment dans le système serait également due à une intensification du courant de flot (MASSELINK ET PATTIARATCHI, 2000). Les observations de terrain ont révélé la présence de rides en bas de plage et dans les bâches après la baisse du

niveau d'eau au cours de la marée descendante, mais aucune information visuelle n'a pu être collectée pendant la phase montante de la marée. D'un point de vue général, aucune différence significative n'a été relevée entre les transports mesurés au cours de la phase descendante et la phase montante de la marée (**Fig. IV-47**). Il y a autant de flux de forte intensité au cours de la phase montante que pendant la phase descendante. Afin d'affiner l'analyse, il est primordial de comparer des flux mesurés au cours d'une marée montante et d'une marée descendante consécutives, sur un même site d'étude, et au même niveau sur l'estran. Etant donné que les flux semblent varier essentiellement avec les conditions d'agitation, la probabilité que celles-ci évoluent radicalement au cours d'un cycle est plus faible que si l'on prend en compte des demi-cycles tidaux espacés dans le temps. Quelques exemples seront ensuite détaillés permettant d'observer ou non les variations des flux sédimentaires en fonction de la phase de la marée.

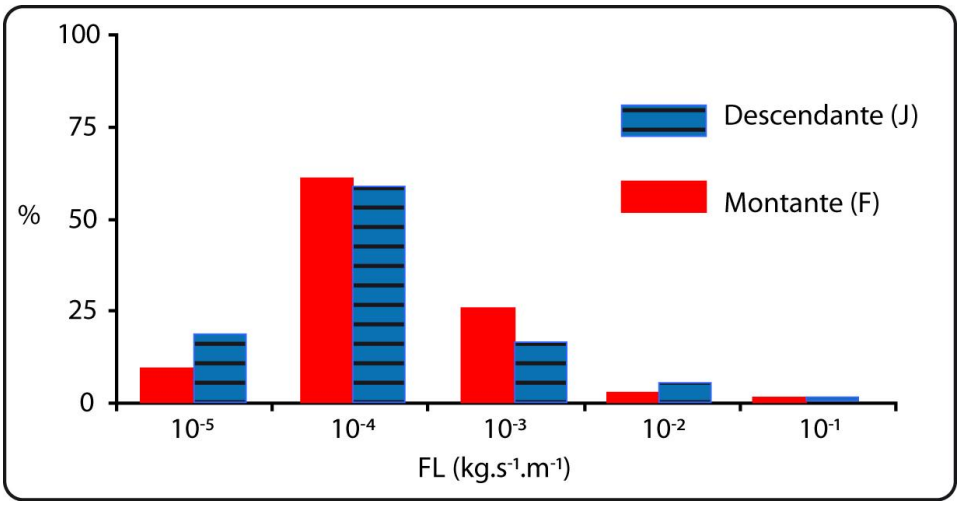


Fig. IV-47 : Distribution du transport sédimentaire longitudinal au cours de la phase montante et descendante de la marée.

***Fig. IV-47** : Range of longshore sediment transport rate (FL) during the falling (J) and the rising tide (F)*

L'échantillonnage sur un cycle tidal complet a été réalisé lors de 4 jours seulement : le 13/11/08 (ZY08) ; le 11/03/09 (WI09) ; le 13/03/09 (WI09) et le 02/06/09 (HA09). L'échantillonnage sur un cycle tidal s'avère difficile en raison de nombreuses contraintes matérielles et humaines. En effet, cela nécessite de rester sur le site durant 12h d'affilée, alors que les conditions climatiques ne sont pas toujours favorables (vent, faibles températures, humidité...). Seulement deux journées d'échantillonnage permettent la comparaison des flux mesurés au cours des phases tidales. Pour des raisons de lecture, les flux seront situés dans le temps par rapport à l'étale de haute mer, par exemple, T+ 2h correspond à un flux mesuré 2h après la haute mer (hauteur d'eau maximum selon les prévisions *Predit*, SHOM), T-3h correspond alors à un flux mesuré 3h avant la haute mer.

Mesures effectuées le 13/11/08 à Zuydcoote (ZY08)

Deux flux ont été mesurés sur le haut de plage à respectivement T-1h (FC1) et T+1h30 (JC1), où l'étale a duré approximativement 1h. Le flux mesuré durant la marée montante (8,0 x 10^{-4} $kg.s^{-1}.m^{-1}$, profil P1) est six fois plus important que le flux mesuré pendant la marée descendante (1,3 x 10^{-4} $kg.s^{-1}.m^{-1}$, profil P1). Le rapport est de 4 sur le 2e profil P2. Nous ne

disposons pas des données hydrodynamiques au voisinage direct des échantillonnages, toutefois, la hauteur de la houle a atteint au niveau du Valeport sur le profil P1, environ 0,27 m à T-1h (FC1) et 0,15 m à T+1h (JC1). L'augmentation du transport sédimentaire lors de la marée montante peut donc être induite par des hauteurs de vagues plus importantes au niveau de la zone de surf (**Fig. IV-48**) et des vitesses de courant induit par des vagues plus intenses.

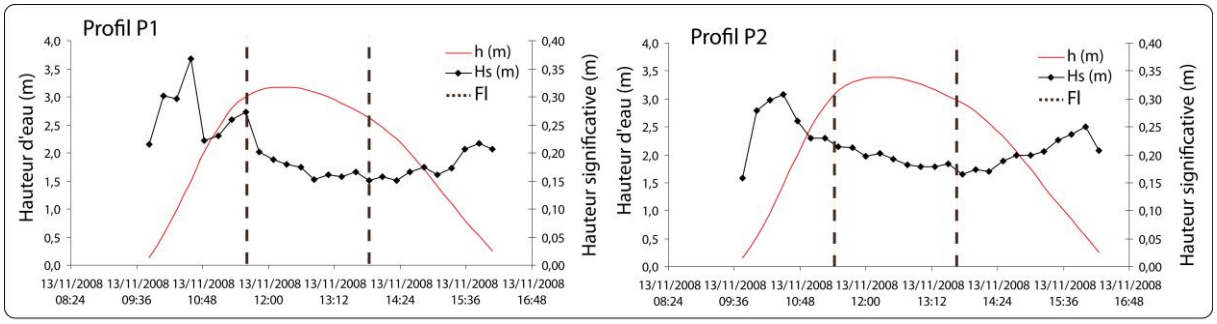


Fig. IV-48 : Situation du niveau d'eau et de la hauteur significative des vagues lors du piégeage le 13/11/08, ZY08. (Les pointillés précisent le moment où les échantillonnages ont été effectués).

***Fig. IV-48** : Water surface (red line) and significant wave height (plotted line) during the sampling (11/13/08), dashed lines correspond to the sampling time.*

Mesures effectuées le 11/03/09 à Wissant (WI09)

Quatre flux ont été mesurés, 2 au niveau du chenal C3 et 2 au niveau de la barre B3 à respectivement T+3h15 (JC3) et T-3h30 (FC3) ; T+3h30 (JB3) et T-3h15 (FB3). Au niveau du chenal C3, le transport durant la phase montante de la marée est 3 fois plus important que pendant la phase descendante ($3,9 \times 10^{-4}$ / $1,3 \times 10^{-4}$ $kg.s^{-1}.m^{-1}$). En revanche au niveau de la barre B3, c'est le flux mesuré lors du jusant qui est maximal puisqu'il atteint $5,9 \times 10^{-4}$ $kg.s^{-1}.m^{-1}$ pour 3.6×10^{-4} $kg.s^{-1}.m^{-1}$ lors de la marée montante, soit un transport 1.5 fois plus important pendant la marée descendante. Nous disposons des données hydrodynamiques uniquement au niveau de la barre B3 (ADCP). Lors de la phase montante de la marée, la hauteur de la houle a atteint environ 0,20 m associée à une vitesse de courant longitudinale moyenne de 0,06 $m.s^{-1}$. Lors de la phase descendante de la marée, la hauteur de la houle a été similaire ($H_s = 0,20$ m) pour une vitesse de courant légèrement plus élevée ($V_l(0,4) = 0,08$ $m.s^{-1}$), ce qui peut traduire cette faible augmentation du transport lors de cette même phase.

Malgré le faible nombre d'échantillonnages consécutifs entre les marées montantes et descendantes, les résultats ne montrent pas une augmentation significative lors d'une des phases de la marée. La méthode d'échantillonnage utilisée suffit-elle à mesurer cette augmentation de la concentration ? MASSELINK ET PATTIARATCHI, (2000) avaient mesuré ce phénomène à haute fréquence (5Hz) grâce au déploiement sur l'estran de capteurs optiques OBS associés à des courantomètres. Leurs mesures ont montré une intensification du courant de jusant et une déstructuration des rides formées pendant le flot, phénomènes responsables de l'augmentation du transport sédimentaire. Bien que les courants de marée soient moins effectifs que les courants induits par les vagues dans la zone littorale de la côte d'Opale

(AUGRIS ET AL, 1990), le courant de flot sur nos côtes est en fait plus intense que le jusant (TESSIER, 1997 ; SIPKA ET ANTHONY, 1999 ; SEDRATI ET ANTHONY, 2007) et **Cf. Chapitre III**.

Toutefois, cette asymétrie de la marée ne semble pas effective au niveau du transport sédimentaire dans la zone de surf de nos sites d'études puisqu'il n'apparaît pas à notre échelle de mesure, d'asymétrie nette dans ces flux sédimentaires. En revanche, étant donné que le courant de flot est dominant et orienté vers le secteur nord à nord-est, et que les vagues incidentes proviennent essentiellement du secteur sud-ouest, la combinaison du flot et du courant induit par les vagues engendre communément un courant résultant plus intense et donc des transports de sédiments plus important. CORBAU ET AL., (2002) avaient observé cette asymétrie dans les transports sédimentaires, mais compte tenu qu'aucune ride n'avait été observée lors de leurs expérimentations de terrain, ils avaient suggéré que ces différences dans les flux observés pouvaient être dues à l'influence de l'assèchement de la plage et aux fluctuations du niveau de la nappe phréatique au cours du cycle tidal. Ces résultats seront discutés plus en détails dans le dernier chapitre de synthèse.

20.6.2. Le rôle du marnage dans les transports sédimentaires

Une caractéristique majeure des plages macrotidales est la forte différence de hauteur d'eau entre la marée basse et la marée haute. Déjà précisé précédemment, le marnage moyen sur nos trois sites d'étude diffère et augmente de Zuydcoote à Hardelot. Le tableau suivant (**Tab. IV-10**) fait la synthèse des marnages et des coefficients observés au cours des 6 campagnes de terrain. Nous avons donc couvert au cours de nos expérimentations de terrain, une large gamme de marnages bien représentatifs de la dynamique du littoral de la Côte d'Opale. Plusieurs études antérieures ont montré que la vitesse maximale du courant augmente avec l'augmentation du marnage (E.G SEDRATI, 2006). Pourtant les variations des flux sédimentaires ne sont en aucun cas affectées par la différence de marnage puisque les transports les plus importants ont été mesurés lors de la campagne de Zuydcoote, fin 2009, où le marnage était de seulement 5,36 m au maximum. A contrario, les flux les plus faibles ont été mesurés sur le site d'Hardelot où le marnage a atteint 6,98 m. La mise en relation des flux longitudinaux avec le marnage lors de chaque expérimentation illustre parfaitement l'absence de contrôle de celui-ci sur les débits solides (**Fig. IV-49**).

Tab. IV-10 : Synthèse des marnages et des coefficients de marée au cours des différentes campagnes de mesures.

***Tab. IV-10** : Synthesis of tidal range (m) and French tidal coefficient for all the field experiments.*

Campagne de mesure	Marnage (m)		Coefficient (Brest)	
	Min.	**Max.**	Min.	**Max.**
ZY08	4,93	**5,6**	77	**100**
ZY09	2,92	**5,36**	36	**93**
WI09	4,09	**7,35**	47	**107**
WI10	5,4	**7,57**	70	**111**
HA09	5,61	**6,98**	56	**76**

HA10	5,27	**9,34**	46	**112**

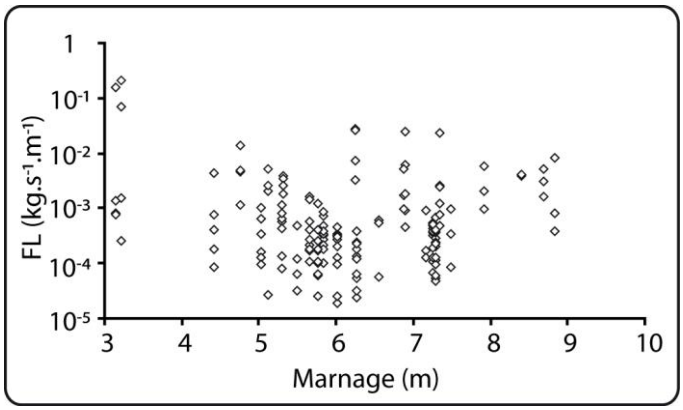


Fig. IV-49 : Relation entre le marnage et les flux sédimentaires longitudinaux au cours de l'ensemble des expérimentations de terrain.

***Fig. IV-49** : Tidal range (m) as a function of longshore sediment transport rate for all the field experiments.*

La vitesse maximale du courant mesurée sur l'estran au cours d'un cycle tidal est rarement atteinte dans les faibles tranches d'eau (< 2 m) correspondant à la zone où les mesures de flux sont effectuées. Il semble donc que le marnage et l'augmentation caractéristique de la vitesse du courant associée, n'influence pas à cette échelle de mesure l'intensité du transport sédimentaire.

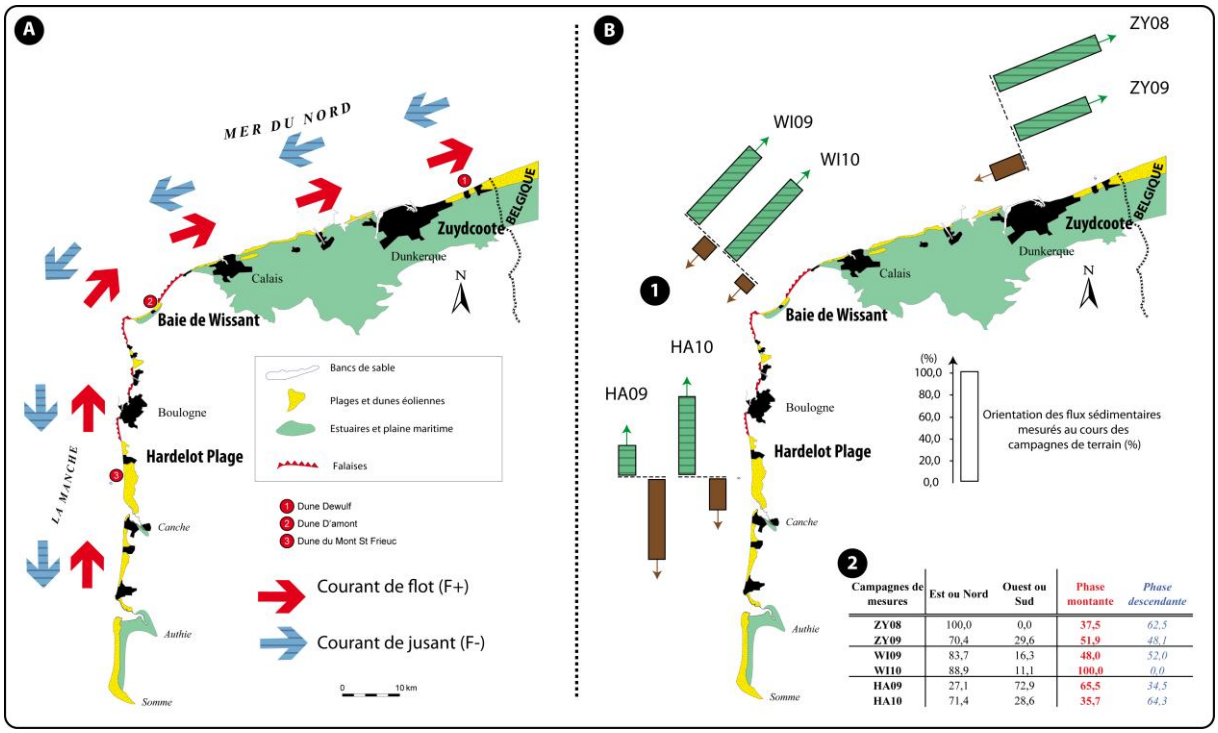
20.7. Facteurs contrôlant la direction des transports sédimentaires longitudinaux

Après avoir quantifié ces flux sédimentaires longitudinaux sous des conditions diverses, il est important de préciser dans quelles directions ces volumes de sables se déplacent. Nous présenterons donc dans cette sous-partie une synthèse des directions de transport sédimentaire mesurés au cours des différentes campagnes de terrain. En dernier lieu, les résultats de l'étude granulométrique des échantillons de surface récoltés au cours de la dernière campagne de terrain à Wissant (WI10) seront présentés à travers une analyse granulométrique utilisant la méthode de Gao et Collins.

20.7.1. Synthèse des directions de transport sédimentaire mesurées au cours des campagnes de terrain

Sur le site de Zuydcoote, les structures étaient orientées vers le nord-est ou vers le sud-ouest. Sur le site de Wissant, elles étaient dirigées soit vers l'est nord-est, soit vers l'ouest sud-ouest. Enfin, sur le site d'Hardelot, elles sont orientées vers le nord ou vers le sud. Les courants de marée sur nos côtes sont parallèles à sub-parallèles au trait de côte et le courant de jusant est orienté vers l'ouest ou le sud à Hardelot, et vers l'est ou le nord pour le courant de flot. La figure (**Fig. IV-50**) synthétise la direction du transport sédimentaire pour chaque campagne de terrain, ainsi que le pourcentage de mesures réalisées au cours de la phase montante et descendante de la marée. Les résultats montrent, excepté pour la campagne d'Hardelot, juin 2009 (HA09), que les flux ont été dirigés principalement vers le nord (HA10) et vers l'est (ZY08, ZY09, WI09, WI10). Les sédiments circulent donc du sud de la façade Manche vers

le nord puis sont entrainés vers la Belgique à l'est. Peu de transports sont orientés dans la direction opposée, excepté lors de la campagne d'Hardelot (HA09). Présenté précédemment (**Cf. chapitre III**), l'asymétrie des courants tidaux vers le nord associée à des houles dominantes provenant du secteur ouest à sud-ouest, contribue aux déplacements des sédiments principalement vers le nord à Hardelot et vers l'est pour Wissant et Zuydcoote.



Campagnes de mesures	Est ou Nord	Ouest ou Sud	Phase montante	Phase descendante
ZY08	100,0	0,0	37,5	62,5
ZY09	70,4	29,6	51,9	48,1
WI09	83,7	16,3	48,0	52,0
WI10	88,9	11,1	100,0	0,0
HA09	27,1	72,9	65,5	34,5
HA10	71,4	28,6	35,7	64,3

Fig. IV-50 : Synthèse des directions de transports sédimentaires mesurés sur la zone intertidale, au cours des différentes expérimentations de terrain. A) Rappel de la circulation des courants de marée. B) Synthèse des directions de transports sédimentaires longitudinaux. 1) Localisation géographique des pourcentages de direction de transport en fonction de la campagne de terrain. 2) Tableau récapitulatif des résultats ainsi que le pourcentage de flux mesurés en fonction de la phase de la marée.

***Fig. IV-50** : Synthesis of longshore sediment transport directions measured on the intertidal zone during all the field experiments. A) Tidal current circulation where F+ is the flood current and F- is the ebb current. A) Synthesis of longshore sediment transport. 1) Localisation of the direction percentage of longshore sediment transport for each field experiment. 2) Synthesis of the results and the percentage of longshore sediment transport depending on the tidal cycle.*

Les résultats montrent également que les taux de transport sont généralement plus élevés lorsqu'ils sont dirigés vers l'est ou le nord (**Fig. IV-51**). Bien qu'aucune différence significative n'ait pu être remarquée entre les flux mesurés au cours de la phase montante ou descendante de la marée (**Fig. IV-47**), le transport est tout de même plus intense dans la direction du flot. Cette plus forte intensité est essentiellement due au fait que les houles et les vents proviennent majoritairement du secteur ouest sud-ouest et que les houles provenant du secteur opposé sont beaucoup plus rares.

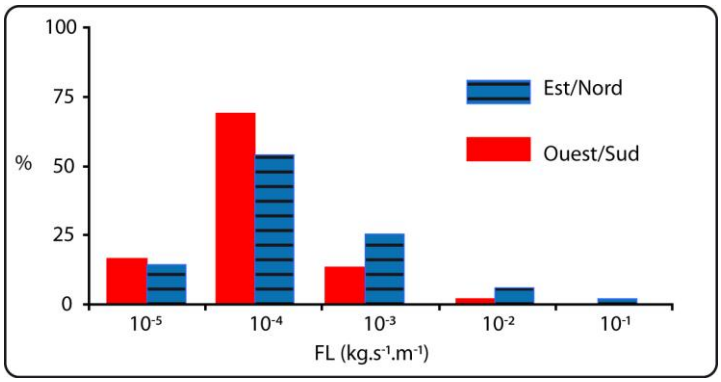


Fig. IV-51 : Distribution du transport sédimentaire longitudinal en fonction de sa direction pour l'ensemble des campagnes de terrain.

***Fig. IV-51** : Range of longshore sediment transport depending on its direction for all the field experiments. Blue areas refer to eastward directed (ZY, WI) or northward directed (HA) sediment transport; Red areas refer to the sediment transport westward directed (ZY, WI) or southward directed (HA) sediment transport.*

21. Conclusion

Les différentes analyses effectuées sur les flux sédimentaires ont montré une forte variabilité en raison des nombreux processus physiques qui interagissent entre eux. Dans un premier temps, les flux se sont avérés être contrôlés par la hauteur des vagues associée au courant moyen. Ces relations sont d'autant plus significatives dans la zone de surf où les conditions d'énergie sont contrôlées par le déferlement des vagues. Dans la zone de levée, caractérisée par de faibles contraintes de cisaillement liées aux mouvements oscillatoires des vagues, et par des courants de marée moins intenses, les flux sédimentaires s'avèrent plus faibles et plus variables. Au-delà d'une valeur seuil de 0,4 $m.s^{-1}$, il semble même que le courant soit le facteur prédominant dans le processus de transport. Ces études statistiques n'expliquent cependant pas l'ensemble des phénomènes qui régissent la variabilité du transport sédimentaire longitudinal. Bien qu'il y ait une différence nette entre les flux mesurés dans la zone de levée et la zone de surf, il est apparu deux comportements bien distincts qui dépendent essentiellement des conditions hydrodynamiques dans chaque zone.

Lors de faibles conditions d'énergie (H_s < 0,20 m), la houle associée à un courant de faible intensité n'engendre pas une bonne remobilisation du sédiment dans la colonne d'eau. Toutefois, la distribution verticale du sédiment d'eau lors de ces conditions tend à être plutôt uniforme. Bien que les flux sédimentaires aient tendance à augmenter vers le milieu de plage et soient principalement plus élevés sur les barres, lors de faibles conditions d'énergie, le transport sédimentaire dans les bâches peut prédominer à la faveur d'une rugosité de fond plus élevée liée à la présence de rides de courant. Ces méso-formes contribuent à l'augmentation de la turbulence et par conséquent à une meilleure remise en suspension du sédiment, ce qui n'est pas le cas sur les barres caractérisées par une rugosité plus faible. La prédominance du transport sédimentaire dans les bâches peut également être liée aux phénomènes de vidange au cours de la phase descendante de la marée. En effet, l'augmentation locale du courant associée à la déstructuration des rides induit un transport sédimentaire relativement conséquent. Ces phénomènes restent toutefois ponctuels et très

localisés, la variation longitudinale du transport sédimentaire reste généralement uniforme en raison d'une faible variabilité longitudinale des paramètres hydrodynamiques.

Lors de conditions modérées à agitées (H_s > 0,20 m), la part du sédiment en suspension peut dans certains cas être très importante en raison d'un fort brassage de la colonne d'eau. Toutefois, c'est aussi lors de ces conditions que le transport à l'approche du fond peut être le plus dominant et notamment sur les barres où l'absence de rides ne favorise pas la distribution du sédiment dans la colonne d'eau. La distribution des flux à travers l'estran est beaucoup plus marquée pendant ces conditions. Il y a une forte diminution du transport sédimentaire du bas de plage vers le haut de plage en raison d'une forte dissipation des vagues à travers toute la zone intertidale. Lorsque le niveau d'eau atteint le haut de plage, cela coïncide avec la renverse des courants de marée, les flux sont alors plus faibles. La pente locale de la plage au niveau du haut de plage et sur les flancs externes des barres peut, dans certains cas, être plus élevée provoquant ainsi un accroissement rapide de la hauteur des vagues et par conséquent une meilleure resuspension du sédiment. Associé à des houles ayant un angle d'incidence suffisamment important pour générer un courant longitudinal, le transport en haut de plage peut parfois être plus fort qu'à d'autres niveaux sur la plage. Cette observation est également valable lors de conditions plus faibles.

La distribution du sédiment dans la colonne d'eau est bien caractérisée par une décroissance des flux du fond vers la surface. Cependant, plusieurs analyses ont mis en évidence l'influence du type de déferlement, de la rugosité du fond et des paramètres hydrodynamiques. La plus forte rugosité de fond dans les bâches est à l'origine d'une distribution uniforme alors que sur les barres, l'absence de rides et l'augmentation de la cambrure des vagues contribuent à un transport de fond dominant.

Les directions de transport sédimentaire répondent tout à fait aux forçages dominants sur les côtes du Nord Pas-de-Calais, à savoir une résultante vers la Belgique correspondant à l'association du courant de flot dominant et des vagues provenant du secteur ouest.

L'ensemble de ces résultats pose les bases pour une meilleure compréhension de la morphodynamique du transport sédimentaire sur les plages macrotidales de la Côte d'Opale. Afin de compléter ces analyses, les transports sédimentaires transversaux seront par la suite analysés et comparés aux flux sédimentaires longitudinaux.

CHAPITRE V

Caractérisation des Transports Sédimentaires Transversaux

Résumé :

Les flux transversaux tendent à se renforcer avec l'augmentation du H_s ainsi qu'avec la diminution de l'angle d'incidence des vagues. Toutefois, le transport transversal n'a pas pu être mis en relation avec les courants oscillatoires des vagues en raison de leurs fortes fluctuations à haute fréquence. La distribution verticale du sédiment montre un transport sédimentaire essentiellement localisé au niveau du fond et présente des coefficients de décroissance très élevés et ce, quelles que soient les conditions d'énergies ou la position sur l'estran, même s'ils peuvent être légèrement plus faibles dans les bâches en raison d'une plus forte rugosité de surface. L'évolution des flux transversaux à travers l'estran est principalement contrôlée par le déferlement des vagues sur les barres intertidales à travers la zone intertidale induisant un transport moins élevé vers le haut de plage. Malgré tout, et particulièrement lors de faibles conditions d'agitation, l'augmentation de la pente moyenne vers le haut de plage est responsable de plus fortes contraintes de cisaillement liées au déferlement rapide des vagues, pouvant provoquer un transport de sédiment plus élevé que sur le reste de l'estran. Les mesures simultanées de flux sédimentaires longitudinaux et transversaux ont démontré que le flux perpendiculaire au rivage dirigé vers le haut de plage et la résultante du transport transversal sont dans la plupart des cas supérieurs aux flux longitudinaux en raison de la plus forte intensité des vitesses de courant oscillatoires. Bien que la dérive littorale soit dirigée vers les côtes belges, ces résultats mettent en évidence des mouvements significatifs de volume de sable à travers la zone intertidale à l'échelle de la mesure, ce qui contribue fortement à la morphodynamique de la plage.

Abstract:

Onshore sediment transport tends to be greater with increasing of H_s and with low incident wave angle with coastline. Due to the high frequency of the oscillatory currents, cross-shore sediment transport measured at lower frequencies could not be related to these currents as revealed by low determination coefficient. Vertical distribution of onshore sediment transport is mainly located in the vicinity of the bed. Mixing coefficients are very high whatever energetic conditions or their position in the intertidal zone. Although, these coefficients are commonly lower in the troughs due to increase in bed roughness. Onshore sediment transport through the tidal cycle and hence on the intertidal zone is mainly controlled by the breaking waves over the intertidal bars inducing a net decreasing of transport rates toward the upper beach. The relatively steeper slopes associated with the stoss side of intertidal bars may cause a rapid increase in shoaling wave height, which can favour asymmetrical, onshore-directed, wave oscillatory flows and hence onshore sediment transport. These processes are also responsible for greater transport rate on the upper beach especially during low wave energy conditions. Onshore, offshore and longshore sediment transport measured simultaneously showed that under various energetic conditions, cross-shore sediment flux appeared to be often higher than longshore sediment transport rates. Although net littoral drift is directed towards the Belgium coast, these results suggest that significantly volumes of sand move across the intertidal zone which likely have a strong influence on the beach morphodynamic.

Introduction

A l'instar du chapitre sur les flux sédimentaire longitudinaux, ce chapitre présentera l'ensemble des analyses effectuées sur les flux sédimentaires transversaux calquées sur celles réalisées dans le chapitre précédent. Les flux sédimentaires transversaux ont été mesurés lors de chaque campagne de terrain et nous nous sommes principalement concentrés sur les flux orientés vers le haut de plage (F_{on}) qui sont plus facile à échantillonner que les flux dirigés vers le large. Lors de la campagne de WI10, le transport a été mesuré sur les 3 composantes, l'une orientée vers le haut de plage, l'autre orientée vers le bas de plage (F_{off}) et enfin sur la composante longitudinale (FL). Dans un premier temps, les mesures relatives aux flux dirigés vers le haut de plage seront décrites puis nous ferons une analyse comparative entre les flux longitudinaux et les flux transversaux. En dernier lieu, la campagne de Wissant en mars 2010 fera l'objet d'une sous partie plus détaillée en raison de la particularité des mesures effectuées au cours de cette campagne.

22. Caractérisation des flux sédimentaires transversaux

22.1. Précision sur la significativité du transport sédimentaire mesuré dans la composante transversale.

Il est généralement admis que dans la zone intertidale, le transport sédimentaire transversal orienté vers le haut de plage est contrôlé par l'asymétrie des vagues incidentes et le transport dirigé vers le large par le courant de retour (E.G. RUSSELL AND HUNTLEY, 1999). Lorsque l'on piège la charge sédimentaire orientée vers le haut de plage, le sédiment est contenu à l'intérieur du piège et ne peut pas ressortir à la faveur du courant de retour associé. Nous ne mesurons donc qu'une partie du transport transversal et en aucun cas nous pouvons affirmer si la résultante du transport est préférentiellement orientée vers le haut ou bas de plage excepté lors de la campagne de WI10 où nous avons échantillonné dans les deux directions.

22.2. Caractérisation des forçages contrôlant le transport sédimentaire transversal orienté vers le haut de plage (F_{on})

Comme pour les flux sédimentaire longitudinaux, le transport sédimentaire intégré à la colonne d'eau, calculé selon la méthode de ROSATI ET KRAUS (1989) a été comparé avec différents paramètres hydrodynamiques.

La figure (**Fig. V-1**) montre les résultats des comparaisons entre les F_{on} et quelques paramètres de la houle, à savoir la hauteur significative, la période, l'angle d'incidence des crêtes de vague à la côte et la vitesse orbitale calculée d'après les équations dérivées de la théorie linéaire d'Airy telles qu'elles sont décrites dans KOMAR (1998) (Eq. **V-1**), et ce, pour l'ensemble des données.

$$U_{orbitale} = \left(\frac{H}{2}\right)\sqrt{\frac{g}{h}}\cos\left(kx - \sigma t\right)$$

Eq. V-1

Où :

$U_{orbitale}$ est la vitesse orbitale horizontale ($m.s^{-1}$) en eaux peu profondes

H la hauteur des vagues (m)

g la constante gravitationnelle (9,81 $m.s^{-2}$)

h la hauteur d'eau locale (m)

k le nombre d'onde ($2\pi/L$) et L la longueur d'onde (m) en peu profonde $L = T\sqrt{(gh)}$

σ la fréquence angulaire ($2\pi/T$)

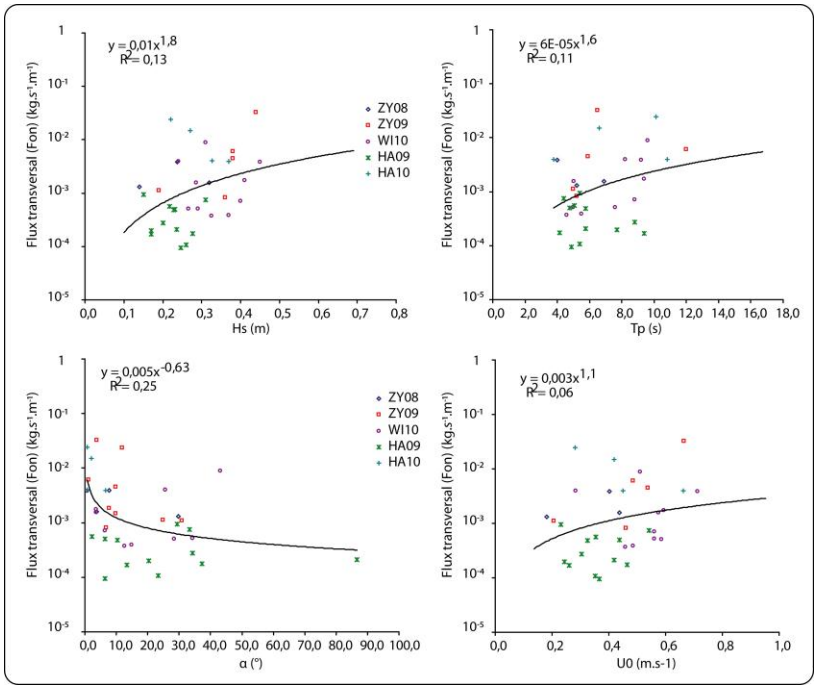


Fig. V-1 : Relations entre les paramètres de la houle et les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage pour l'ensemble des données.

***Fig. V-1** : Relationship between wave parameters and onshore sediment transport rates for all the field experiments where H_s is the significant wave height (m), T_p is the peak period (s), α is the angle between the wave crest and the shoreline, U_o is the orbital velocity*

Les relations statistiques sont faibles pour l'ensemble des paramètres puisque la meilleure relation est pour l'angle des crêtes de vague à la côte où le coefficient de détermination atteint seulement 0,25. Les variations de la houle, la période des vagues et les vitesses orbitales horizontales ne semblent pas influencer directement le transport sédimentaire, les R^2 étant en effet inférieurs à 0,15.

Dans un deuxième temps, le transport transversal (F_{on}) a été comparé avec les composantes de la vitesse du courant transversal (valeur absolue) (V_t), moyennées sur la colonne d'eau (V_{tm}) et à 0,20 m et 0,40 m au dessus du fond (**Fig. V-2**). Contrairement aux flux longitudinaux, il n'y a pas de relation statistiquement significative, la meilleure relation est en effet obtenue avec la vitesse transversale moyennée sur la colonne d'eau (0,36).

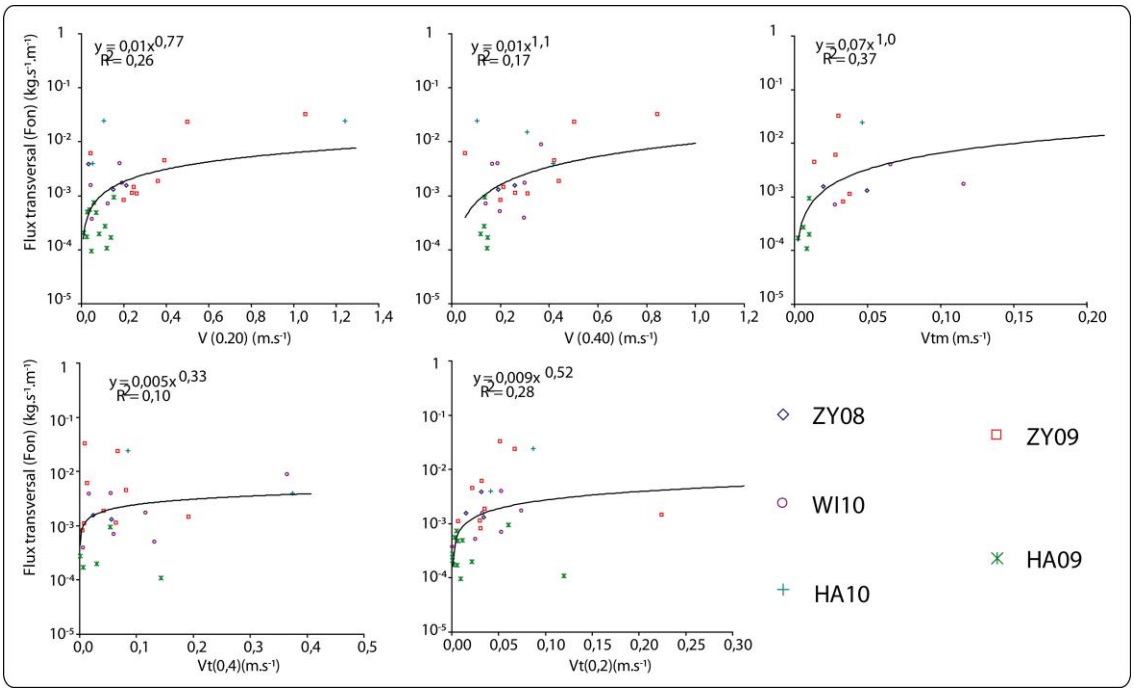


Fig. V-2 : Relations entre les vitesses du courant moyen et transversal à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond pour l'ensemble des données.

***Fig. V-2** : Relationship between mean current (V) and cross-shore velocities (V_i) measured at 0.2 m and 0.4 m above the bed, mean cross-shore velocities (V_{tm}) with onshore sediment transport rates for all the field experiments.*

Il apparaît difficile d'expliquer les variations des flux sédimentaires transversaux en les comparants avec les paramètres hydrodynamiques. Toutefois, la vitesse transversale liée aux contraintes de cisaillement dues aux mouvements oscillatoires des vagues semble être le paramètre le plus influent dans les processus de transport. Contrairement à ce que l'on pourrait penser, la houle et la vitesse orbitale sont très peu responsables des variations des flux sédimentaires à cette échelle de mesure.

22.2.1. Comparaison des flux transversaux intégrés à la colonne d'eau avec les paramètres hydrodynamiques en fonction de la zone hydrodynamique

Par analogie avec les analyses faites sur les flux sédimentaires longitudinaux, les mesures réalisées avant le déferlement ont été séparées de celles mesurées après le déferlement, afin de déterminer si le transport est plus ou moins contrôlé par un paramètre spécifique en fonction de la zone hydrodynamique. La comparaison des flux transversaux avec la hauteur relative des houles ne montre pas de tendance particulière (**Fig. V-3**). Contrairement aux flux longitudinaux, la différence est moins significative entre le transport dans la zone de levée et la zone de surf puisque en moyenne, le transport dans la zone de surf est 1,2 fois supérieur au transport dans la zone de levée. Cependant, même si en moyenne le transport est légèrement plus intense dans la zone de surf, la distribution des flux sédimentaires selon la zone hydrodynamique montre que 92% du transport est supérieur à 1 x 10^{-2} kg.s^{-1}.m^{-1} dans la zone de levée alors que cela représente que 88% dans la zone de surf (**Fig. V-4**). En revanche, 11% des flux les plus intenses (entre 1 x 10^{-2} kg.s^{-1}.m^{-1} et 1 x 10^{-1} kg.s^{-1}.m^{-1}) sont localisés dans la zone de surf alors que 8% sont dans la zone de levée.

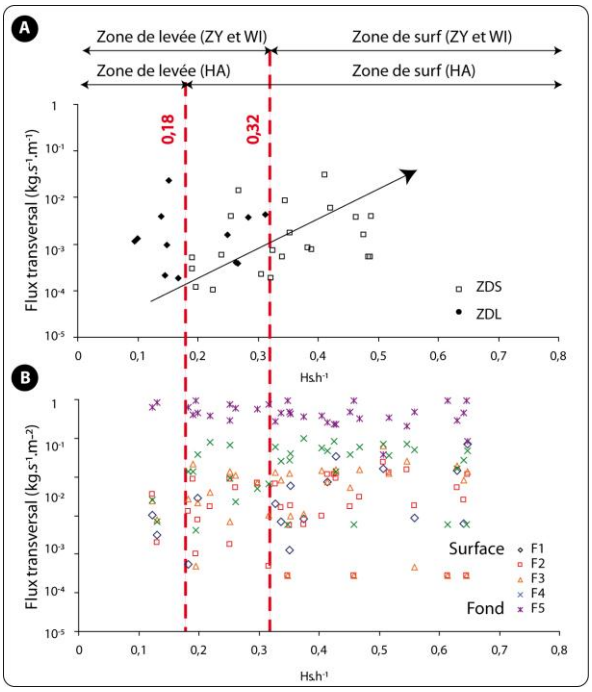


Fig. V-3 : A) Flux sédimentaires transversaux intégrés à la colonne d'eau (kg.s^{-1}.m^{-1}) et (B) mesurés à chaque niveau dans la colonne d'eau (kg.s^{-1}.m^{-2}) avec la hauteur relative des vagues (H_s.h^{-1}) où F1 est le flux mesuré à la surface et F5 mesuré à l'approche du fond. ZDS correspond aux mesures effectuées dans la zone de surf et ZDL, celles dans la zone de levée.

***Fig. V-3** : A) Onshore depth-integrated sediment flux (kg.s^{-1}.m^{-1}) and (B) measured at a discrete elevation above the bed (kg.s^{-1}.m^{-2}) (F1 refer to the surface and F5 near the bed) with the relative wave height (H_s.h^{-1}). ZDS refers to the data measured in the surf zone and ZDL those measured in the shoaling zone.*

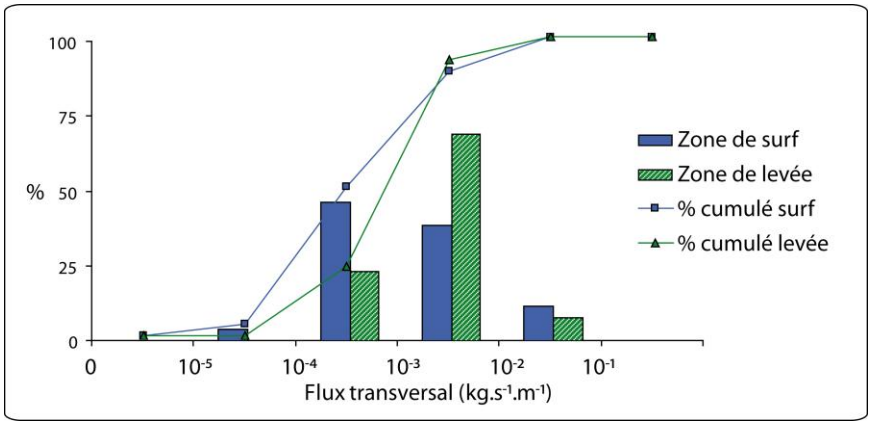


Fig. V-4 : Diagramme de répartition des flux sédimentaires transversaux dirigés vers la côte intégrés à la colonne d'eau en fonction de leur localisation dans les zones hydrodynamiques (surf ou levée).

***Fig. V-4** : Distribution of onshore sediment transport rates depth-integrated depending on their localisation in the hydrodynamic areas (Surf in blue or shoaling in green).*

Lorsque l'on isole les mesures faites après le déferlement, c'est-à-dire en zone de surf, les relations statistiques sont meilleures pour l'ensemble des paramètres de la houle (**Fig. V-5**). En effet, la variation de la hauteur des houles explique maintenant environ 40% des fluctuations du transport sédimentaire transversal ($R^2 = 0,39$) quand 32% sont expliquées par les vitesses orbitales ($R^2 = 0,32$). Malgré des coefficients de détermination faibles, la distribution des points reflète toutefois le contrôle de la houle sur les processus de transport dans la composante transversale.

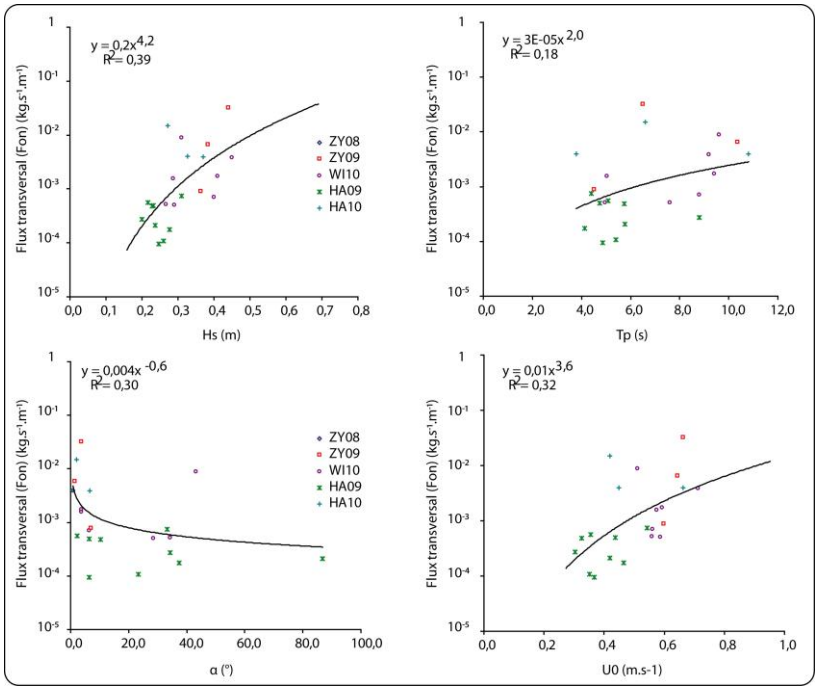


Fig. V-5 : Relations entre les paramètres de la houle et les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage, quand $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}{}_{(b)}$.

***Fig. V-5** : Relationship between wave parameters and onshore sediment transport rates where H_s is the significant wave height (m), T_p is the peak period (s), α is the angle between the wave crest and the shoreline, U_o is the orbital velocity when $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}{}_{(b)}$.*

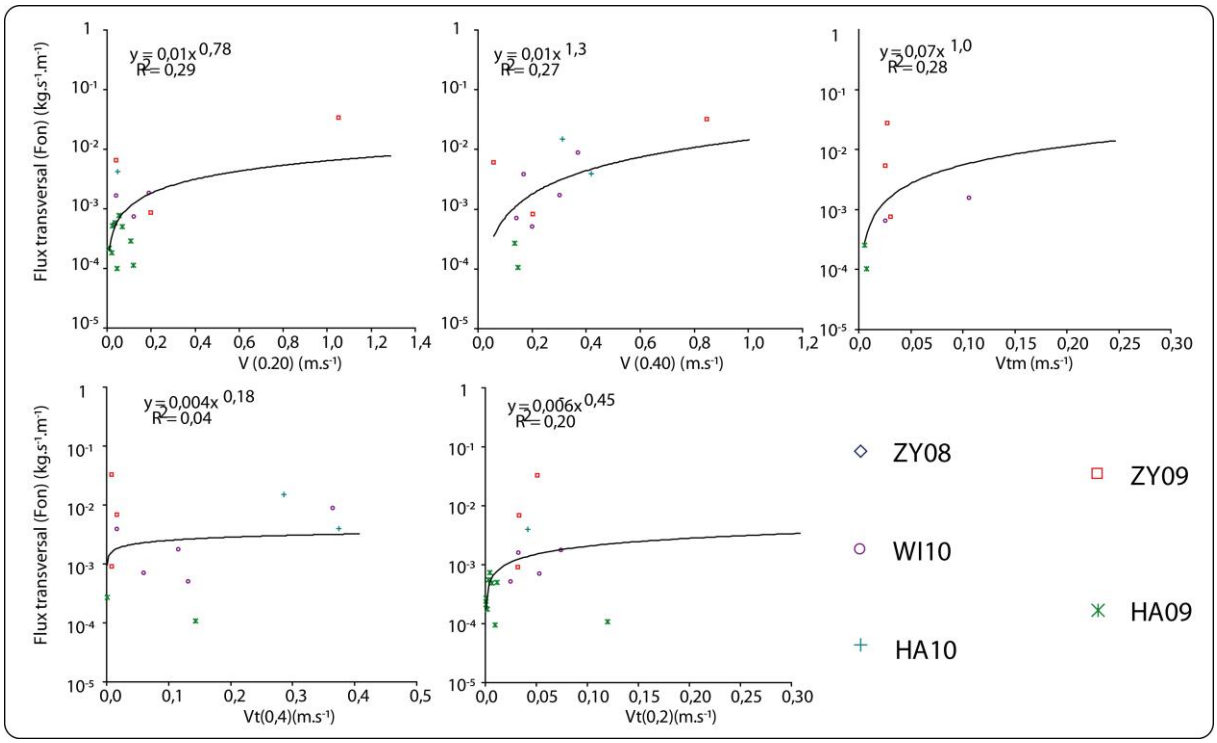


Fig. V-6 : Relations entre les vitesses du courant moyen à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond, les vitesses de courant moyen sur les composantes longitudinales (V_{lm}) et transversales (V_{tm}) et les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage quand $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}{}_{(b)}$..

***Fig. V-6** : Relationship between mean current (V) and cross-shore velocities (V_t) measured at 0.2 m and 0.4 m above the bed, mean cross-shore velocities (V_{tm}) with onshore sediment transport rates when $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}{}_{(b)}$.*

La dissipation de l'énergie de la houle par le déferlement remobilise fortement le sédiment. Avec l'augmentation de la hauteur des vagues et par conséquent l'augmentation des vitesses orbitales, le transport sédimentaire devient plus conséquent. Les relations avec les vitesses de courant restent faibles et il n'apparaît pas d'amélioration significative (**Fig. V-6**).

Les relations sont complètements différentes si l'on considère les mesures effectuées avant le déferlement des vagues, c'est-à-dire en zone de levée. En effet, plus aucune relation statistique ne subsistent entre les flux et les paramètres de la houle, excepté pour l'angle d'incidence des vagues à la côte ($R^2 = 0,43$) (**Fig. V-7**). Ils tendent en effet à diminuer avec l'augmentation de ce paramètre, ce qui suggère que plus les vagues sont parallèles au rivage, plus les flux transversaux sont favorisés. Les relations avec les vitesses de courant sont également faibles et particulièrement avec les vitesses moyennes. Les relations sont meilleures avec les vitesses transversales puisque le R^2 est maintenant compris entre 0,55 et 0,30 (**Fig. V-8**).

Il est de nouveau difficile de corréler parfaitement les flux sédimentaires à un seul paramètre physique (**Tab. V-1**). Les flux sédimentaires sont contrôlés par plusieurs facteurs qui interagissent ensemble et différemment selon la zone hydrodynamique étudiée. Concernant le transport sédimentaire transversal, il est encore plus difficile de le relier aux conditions hydrodynamiques. Toutefois, il semble que dans la zone de surf, les variations de la hauteur des vagues associées à son angle d'incidence soient responsables des fluctuations du transport sédimentaire alors que dans la zone de levée ce sont les vitesses de courant transversal. Il semble logique que le flux transversal soit d'autant plus important si la houle est parallèle au trait de côte.

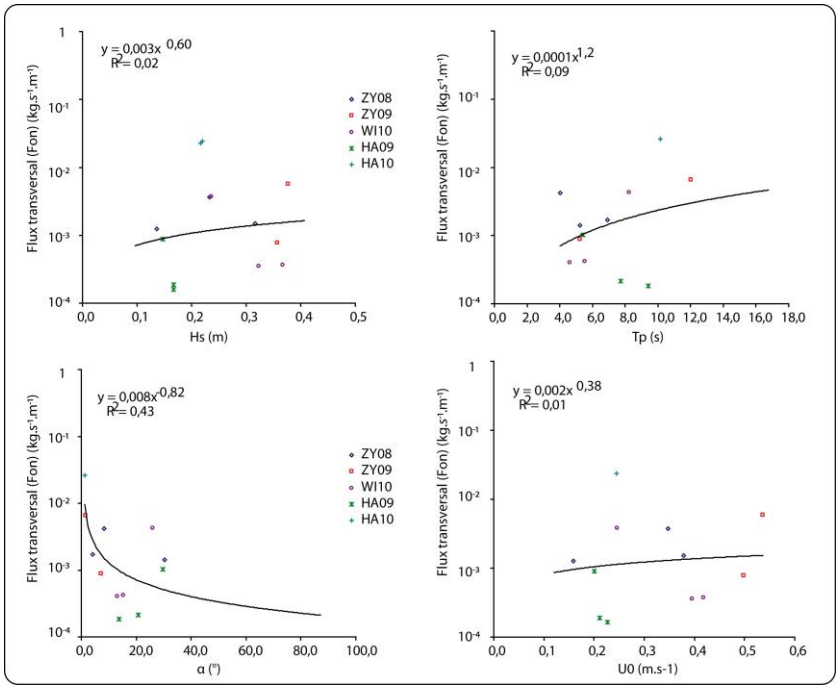


Fig. V-7 : Relations entre les paramètres de la houle et les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage quand $H_s.h^{-1} < H_s.h^{-1}{}_{(b)}$.

***Fig. V-7** : Relationship between wave parameters and onshore sediment transport rates where H_s is the significant wave height (m), T_p is the peak period (s), α is the angle between the wave crest and the shoreline, U_o is the orbital velocity when $H_s.h^{-1} < H_s.h^{-1}{}_{(b)}$.*

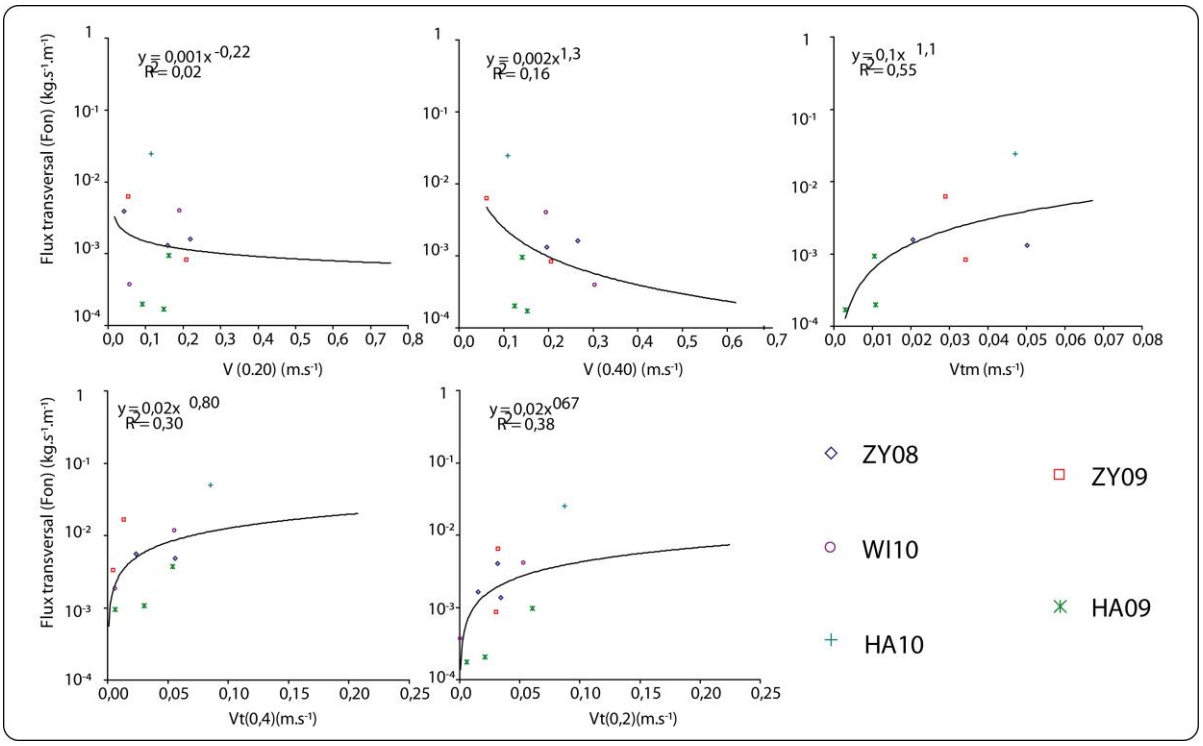


Fig. V-8 : Relations entre les vitesses du courant moyen à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond, les vitesses de courant moyen sur les composantes longitudinales (V_{lm}) et transversales (V_{tm}) et les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage quand $H_s.h^{-1} < H_s.h^{-1}{}_{(b)}$.

***Fig. V-8** : Relationship between mean current (V) and cross-shore velocities (V_t) measured at 0.2 m and 0.4 m above the bed, mean cross-shore velocities (V_{tm}) with onshore sediment transport rates when $H_s.h^{-1} < H_s.h^{-1}{}_{(b)}$.*

Bien que le transport transversal soit essentiellement contrôlé par les processus physiques liés aux mouvements oscillatoires de la houle, les relations entre ces flux et les vitesses de courant longitudinales montrent un certain contrôle qui diffère selon la position du piégeage par rapport au déferlement. Lorsque l'ensemble des données (**Fig. V-9**, A) est pris en compte, il n'y aucune relation statistiquement significative ($R^2 < 0,21$), néanmoins, la distribution du nuage de point suggère une augmentation du transport transversal avec l'augmentation de la vitesse longitudinale. Dans la zone de surf (**Fig. V-9**, C), la même tendance est observée avec des coefficients légèrement plus élevés. En revanche, concernant les mesures effectuées dans la zone de levée et même si les coefficients de détermination sont faibles, il s'avère que le transport tend à diminuer avec l'augmentation de la vitesse du courant longitudinal (**Fig. V-9**, B). Le transport sédimentaire et la mise en suspension dans la zone de surf sont généralement plus efficaces que dans la zone de levée en raison du déferlement des vagues et de la présence de courants plus efficaces.

La vitesse longitudinale dans la zone de surf est générée par les courants induits par le déferlement des vagues et les courants de marée. Ainsi, une augmentation de la vitesse longitudinale peut se traduire par une augmentation des contraintes de cisaillement liées à des conditions plus énergétiques, il est donc tout à fait logique que le transport transversal augmente également. Dans la zone de levée, la mise en suspension et le transport sédimentaire sont plus réduits en raison de plus faibles contraintes de cisaillement. Ainsi, lorsque la vitesse du courant longitudinal augmente au cours du cycle de marée, le peu de sédiment remis en

suspension par les mouvements oscillatoires des vagues est tout de suite entrainé par le courant longitudinal. Une plus faible proportion de sédiment est ainsi transportée par les courants transversaux. Il en résulte donc une diminution du transport transversal en zone de levée lorsque le courant de marée s'intensifie.

Les mauvaises relations entre les flux sédimentaires transversaux et les vitesses de courant sont vraisemblablement dues au fait que les transports transversaux, qui résultent en grande partie des courants oscillatoires, soient comparés à des vitesses moyennes du courant transversal calculées pour des *bursts* de 9 min. Comme l'ont souligné CARTIER ET HEQUETTE (2011) les vitesses de courant transversales présentent des fluctuations importantes au cours d'un *burst* en raison du mouvement oscillatoire des vagues. La vitesse moyenne, en revanche, correspond à la résultante du courant transversal au cours du même *burst* dont la valeur est nettement plus faible que les vitesses oscillatoires instantanées (**Fig. V-10**)

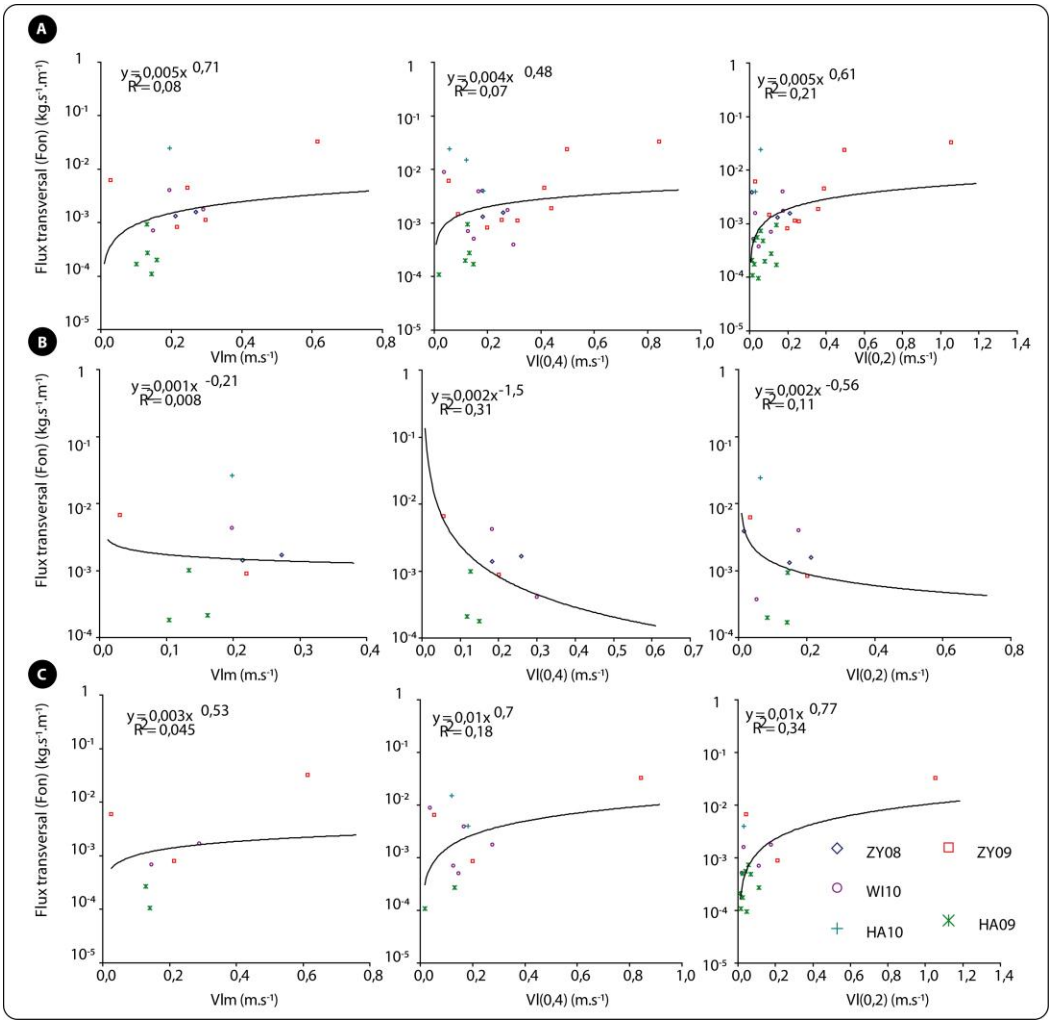


Fig. V-9 : Relations entre les flux transversaux (FC) et les vitesses longitudinales moyennées sur la colonne d'eau (V_{lm}), et à 0,2 m (V_l (0,2) et 0,4 m V_l (0,4) au dessus du fond pour l'ensemble des données (A), dans la zone de levée (B) et dans la zone de surf (C).

***Fig. V-9** : Relationship between cross-shore sediment transport (FC) and mean longshore current velocities (V_{lm}), and measured at 0.2 m (V_l (0,2) and 0.4 m V_l (0,4) above the bed for the whole data (A), in the shoaling zone (B) and in the surf zone (C).*

Tab. V-1 : Synthèse des coefficients de détermination R² entre les paramètres hydrodynamiques et les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage.

***Tab. V-1** : Synthesis of regression coefficient (R²) between hydrodynamics parameters and onshore sediment transport rates.*

	H_s (m)	T_p (s)	Angle (°)	U_0 ($m.s^{-1}$)	V(0,2) ($m.s^{-1}$)	V(0,4) ($m.s^{-1}$)	V_{lm} ($m.s^{-1}$)	V_{tm} ($m.s^{-1}$)	V_l (0,4) ($m.s^{-1}$)	V_t (0,4) ($m.s^{-1}$)	V_l (0,2) ($m.s^{-1}$)	V_t (0,2) ($m.s^{-1}$)
Total	0,13	0,11	0,25	0,06	0,26	0,17	0,08	**0,37**	0,07	0,1	0,21	0,28
< $H_s.h^{-1}$ (b)	0,02	0,09	0,43	0,01	0,02	0,16	0,008	**0,55**	0,31	0,3	0,11	0,38
> $H_s.h^{-1}$ (b)	**0,39**	0,18	0,3	0,32	0,29	0,27	0,05	0,28	0,18	0,04	0,34	0,2

* $H_s.h^{-1}$ (b) est la hauteur relative des vagues au point de déferlement. Les mesures sont situées dans la zone de surf quand cette hauteur est dépassée, et dans la zone de levée lorsqu'elle est inférieure.

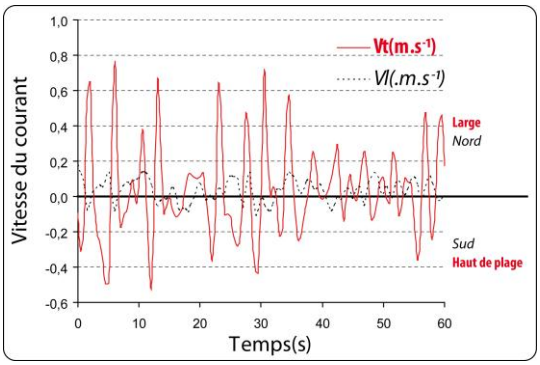


Fig. V-10 : Fluctuations des vitesses longitudinales (V_l) et transversales (V_t) au cours d'une minute, mesurées dans la zone de surf, HA09. Les valeurs positives indiquent un courant orienté vers le large pour V_t et vers le nord pour V_l (d'après CARTIER ET HEQUETTE, 2011).

***Fig. V-10** : Example of mean longshore (V_l) and cross-shore (V_t) velocities fluctuations for 1 minute, measured in the surf zone, HA09. Positives values refer to velocities which are northward directed for the longshore current and offshore-directed for cross-shore current (CARTIER AND HÉQUETTE, 2011).*

22.2.2. Comparaison des flux sédimentaires transversaux avec la vitesse transversale mesurée à haute fréquence (2Hz)

Afin d'avoir une meilleure information sur l'intensité du courant au moment de la mesure, nous avons dans un premier temps comparé les flux sédimentaires transversaux avec la vitesse transversale maximale ($V_{t,on,max}$) et la moyenne des vitesses orientée vers le haut de plage ($V_{t,on,moy}$). Précisons que nous n'avons pu utiliser les données à 2 Hz que pour le Valeport et le S4 ADW (n = 18). Nous avons également déterminé pour chaque *burst*, le pourcentage de vitesses orientées vers le haut de plage ainsi que l'indice d'asymétrie (U_{sk}) calculé selon la méthode proposée par GUZA ET THORNTON (1985) ou GREENWOOD ET OSBORNE (1991) Eq. **V-2**).

L'indice d'asymétrie (U_{sk}) est défini par le moment mathématique d'ordre 3 Eq. **V-2**)

$$U_{sk} = \frac{\left[\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}\left(V_{t,x,i} - V_{tm}\right)^3\right]}{U_s^{\,3}}$$

Eq. V-2

Où U_{sk} est l'indice d'asymétrie ; $V_{t,x,i}$ est la vitesse du courant transversal instantanée ; V_{tm} est la vitesse du courant transversal moyen calculée pour un *burst* ($m.s^{-1}$) (n = 1080) ; U_s est le moment mathématique d'ordre 2 ou l'écart-type de la série de vitesse transversale au cours d'un *burst* (n = 1080)

Lorsque l'indice est positif, les vitesses transversales enregistrées au cours du *burst* concerné sont principalement orientées vers le large alors qu'elles sont orientées vers le haut de plage lorsque l'indice est négatif. Sur l'ensemble des mesures, les vitesses transversales maximales et moyennes orientées vers le haut de plage sont respectivement comprises entre 0,24 $m.s^{-1}$ et 1, 29 $m.s^{-1}$, et entre 0,08 $m.s^{-1}$ et 0,37 $m.s^{-1}$. La gamme de vitesse est très largement supérieure à celle prenant en compte l'ensemble des vitesses au cours d'un *burst*. Toutefois, les relations statistiques entre les flux sédimentaires transversaux sont mauvaises puisque les coefficients de détermination atteignent seulement 0,13 avec $V_{t,on,max}$ et 0,20 avec $V_{t,on,moy}$ (**Fig. V-11**). Il n'y aucune amélioration si l'on filtre les données en fonction de leur localisation par rapport au déferlement.

Bien que 94% des indices d'asymétrie indiquent que les vitesses de courant sont principalement orientées vers le haut de plage, aucune relation n'a pu être mise en évidence entre U_{sk} et le flux transversal. Il est toujours difficile de corréler statistiquement le transport transversal mesuré avec les mouvements oscillatoires des vagues en raison de la différence d'échelle d'acquisition des données hydrodynamiques et des flux sédimentaires, ainsi que du faible nombre de mesures récolté. La dispersion du nuage de points sur la figure suivante (**Fig. V-11**) suggère toutefois une augmentation du transport avec l'augmentation de la vitesse transversale maximum mesurée au cours d'un *burst*.

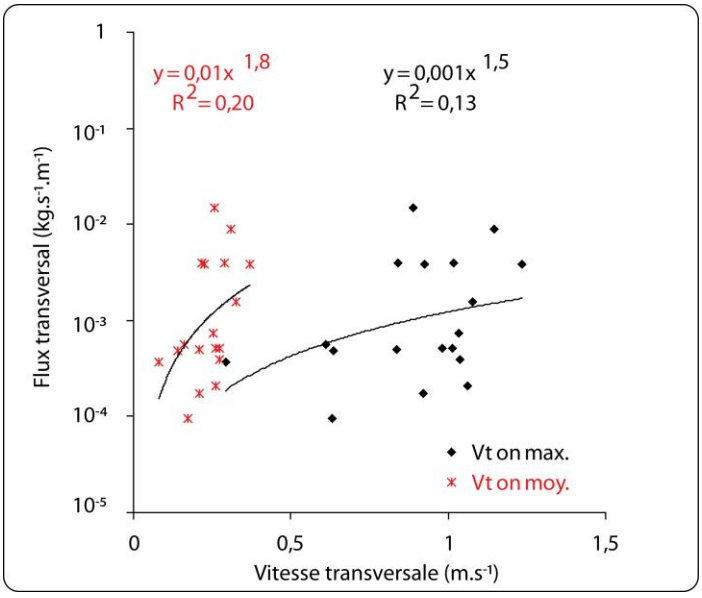


Fig. V-11 : Comparaison entre les vitesses transversales maximales ($V_{t,on,max}$) et moyennes ($V_{t,on,moy}$), et les flux sédimentaires transversaux.

***Fig. V-11** : Relationship between maximum ($V_{t,on,max}$) and mean ($V_{t,on,moy}$)cross-shore velocities and onshore sediment transport rates.*

22.2.3. Conclusion sur les relations entre le transport sédimentaire transversal et les paramètres hydrodynamiques.

La corrélation entre le transport sédimentaire transversal orienté vers le haut de plage et les différents paramètres hydrodynamiques s'est révélée peu significative au vu des faibles coefficients de détermination. Nous avons pu toutefois montrer l'influence de la hauteur des vagues et des vitesses de courant. D'un point de vue général, le transport augmente avec l'intensification de ces paramètres. Les flux sédimentaires transversaux semblent être particulièrement contrôlés par les fluctuations des vitesses transversales et plus particulièrement en zone de levée où seul le mouvement oscillatoire des vagues induit une mobilisation du sédiment. Le transport transversal en zone de levée est également plus important si les houles sont frontales et lorsque le courant longitudinal est faible, permettant ainsi une mobilisation du sédiment uniquement dans la composante transversale. A contrario, dans la zone de surf, la forte dissipation de la houle associée aux courants longitudinaux semble influencer de manière significative le transport transversal. La forte remobilisation du sédiment dans la zone de surf due à la dissipation de la houle et aux courants associés augmente significativement la concentration en sédiment dans le système et ainsi, le transport transversal. Les mauvaises relations statistiques auraient pu être liées à l'asymétrie des vagues or elle s'est avérée dans la majorité des cas orientée dans la même direction que le transport transversal mesuré.

22.3. Répartition verticale des flux sédimentaires transversaux

Suivant la même démarche que pour les flux sédimentaires longitudinaux, la part représentative du transport en fonction de sa position dans la colonne d'eau a été déterminée. Les résultats montrent que le flux situé à 0,05 m au dessus du fond (F5) représente en moyenne 60% du flux total. Le transport situé juste au dessus représente quant à lui 20%. En revanche, dans la partie supérieure de la colonne d'eau (F1→F3), le transport ne représente plus que 9% du transport total. Le flux à l'approche du fond est donc très significatif, il peut représenter au maximum 96% du flux total. Dans 60% des cas, le transport mesuré au niveau du fond représente plus de 50% du flux total et dans 20% des cas, il représente plus de 75% du transport dans la colonne d'eau.

Le transport sédimentaire transversal s'effectue donc essentiellement à l'approche du fond, la charge en suspension est quant à elle peu significative. Il n'y aucune différence notoire entre les flux mesurés dans les bâches et sur les barres (**Fig. V-12**). Au niveau des bâches, la part en suspension est sensiblement plus importante (10%) mais ne constitue pas une augmentation si significative. Les différences sont également faibles lorsque l'on filtre les données en fonction des conditions hydrodynamiques (**Fig. V-12**). La distribution reste en effet semblable pour l'ensemble des données, dans la zone de surf et pour des hauteurs de vagues supérieures à 0,4 m. En revanche, lorsque l'on filtre les flux en fonction de la résultante moyenne du courant transversal, il y a une différence plus marquée. La distribution est en effet bien caractérisée par un transport au niveau du fond lorsque la résultante du courant est orientée dans le sens du piégeage ($Vt < 0$). En effet, 72% du transport mesuré au niveau du fond (F4 et F5) représente 60% à 100% du flux total alors que lorsque la résultante est orientée vers le large ($Vt > 0$), seulement 50% du transport mesuré représente la même part du transport total.

De plus, le transport en suspension (F1→F3) ne représente que 0% à 20% lorsque $V_t < 0$ alors qu'il peut atteindre 40% quand $V_t > 0$.

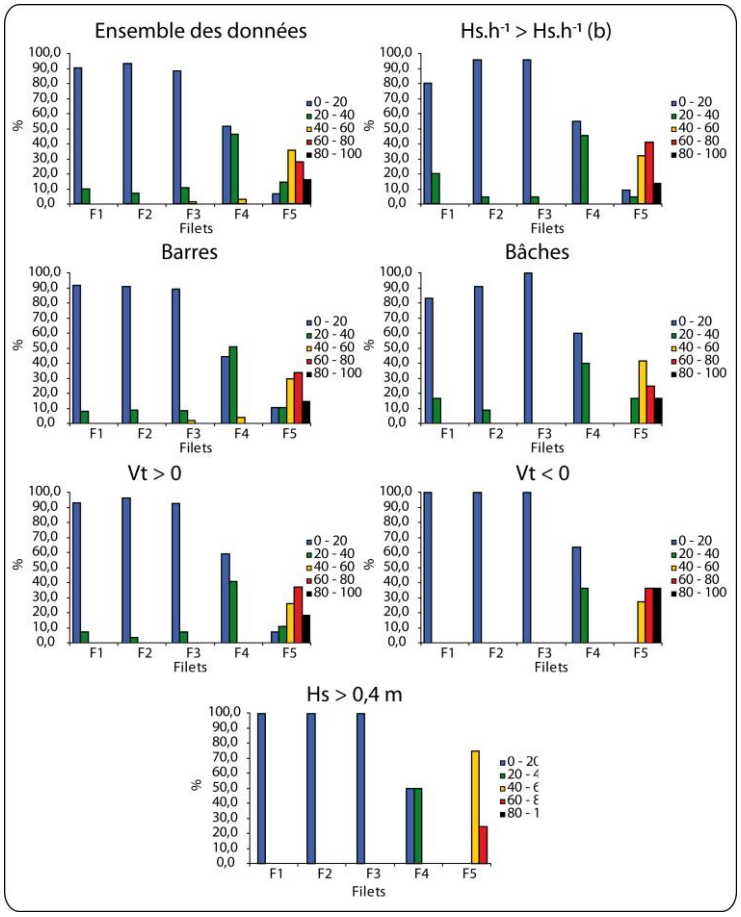


Fig. V-12 : Synthèse des flux sédimentaires transversaux au sein de la colonne d'eau exprimés en pourcentage du flux total ($H_s.h^{-1}$ (b) est la hauteur relative au déferlement ; $V_t > 0$ est la vitesse du courant transversale orientée vers le large et dirigée vers le haut de plage lorsque $V_t < 0$).

***Fig. V-12** : Synthesis of onshore sediment transport rates express as a percentage of total depth-integrated sediment flux where $H_s.h^{-1}_{(b)}$ is the relative wave height at the breaker point; $V_t > 0$ is the mean onshore-directed current velocity and $V_t < 0$ is the mean offshore-directed current velocity.*

22.3.1. Caractérisation de la distribution verticale du transport sédimentaire transversal grâce au calcul du coefficient de décroissance.

Suivant le même procédé que précédemment, le coefficient de décroissance α qui caractérise la variabilité des flux au sein de la colonne d'eau a été déterminé pour chaque mesure de flux. Rappelons que l'augmentation du coefficient de décroissance traduit une diminution significative des flux sédimentaires en s'élevant dans la colonne d'eau.

Le coefficient de décroissance atteint en moyenne 3,04 et 89% des coefficients de détermination R^2 sont supérieurs à 0,70. La répartition verticale des flux montre donc une diminution du transport au sein de la colonne d'eau, caractérisée par une décroissance logarithmique significative des flux, du fond vers la surface (**Fig. V-13**).

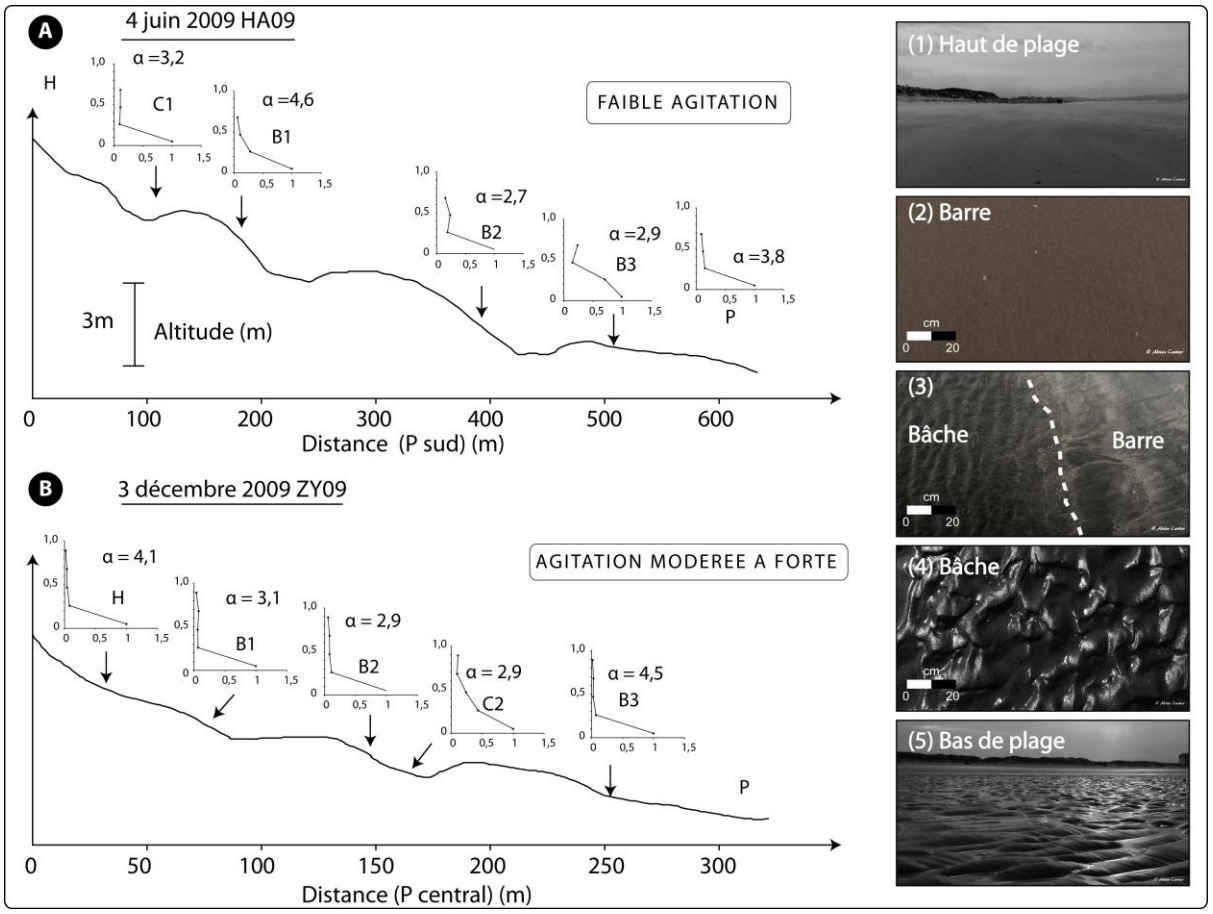


Fig. V-13 : Exemples de distribution verticale des flux sédimentaires transversaux normalisés sous des conditions faibles (A) à agitées (B). L'axe des abscisses correspond aux flux sédimentaires normalisés calculés en divisant chaque flux par le transport à l'approche du fond (z = 0,05 m). L'axe des ordonnées est l'élévation en m au dessus du fond. Les photos à droite illustrent les différences de rugosité du fond en fonction de la position sur l'estran.

***Fig. V-24**: Examples of vertical distribution of longshore sediment flux under low (A) to high wave energy conditions (B) where x-axis is the sediment flux normalized by dividing the sediment transport rate at each streamer trap by the sediment flux near the bottom (z = 0.05 m); Y-axis is the distance elevation above the bed in meters of each streamer trap. Photography on the left of the figure shows different bed morphologies depending on the position in the intertidal zone.*

La distribution des flux transversaux est différente en fonction de la morphologie de la plage puisque la décroissance verticale du transport est, semble-t-il, plus marquée sur les barres (3,13) que dans les bâches (2,84) (**Fig. V-13**). Le coefficient peut tout de même atteindre 6,71 dans une bâche et 8,36 au niveau d'une barre. Ce type de distribution est caractérisé par un transport à l'approche du fond (F5) qui représente respectivement 86% et 96% du flux total dans la colonne d'eau. Ces différenciations dans la distribution du sédiment dans la colonne d'eau peuvent être reliées à la différence de rugosité de fond qui existe entre les barres et les bâches. Une plus forte rugosité permet dans certains cas une augmentation de la turbulence induisant une meilleure distribution du sédiment dans la colonne d'eau, et par conséquent un transport en suspension plus efficace (**Fig. V-13**). Toutefois, au regard des valeurs de coefficient de décroissance élevées pour l'ensemble des données traduisant un transport exclusivement à l'approche du fond, la présence de rides permettrait seulement une meilleure mobilisation du sédiment sans toutefois permettre une redistribution significative dans toute la colonne d'eau.

22.3.2. Comparaison des flux longitudinaux mesurés à une hauteur z (m) au dessus du fond avec les paramètres hydrodynamiques

Les flux mesurés à différentes hauteurs dans la colonne d'eau ont été comparés avec différents paramètres hydrodynamiques afin de voir s'il n'existait pas de meilleure relation qu'avec les transports intégrés à la colonne d'eau. Aucune amélioration significative n'a pu être mise en évidence comme en témoignent les coefficients de détermination R^2 (**Tab. V-2**).

Tab. V-2 : Synthèse des coefficients de détermination R^2 entre les flux sédimentaires transversaux et différents paramètres hydrodynamiques. Les valeurs en rouge indiquent les valeurs maximales et U_{sk} (-) est l'asymétrie des vagues orientée vers le haut de plage.

***Tab. V-2** : Synthesis of determination coefficient (R^2) between onshore sediment transport rates and various hydrodynamics parameters. Red values indicate maximum values and negative values of U_{sk} indicate onshore-directed wave asymmetry.*

Ensemble des données

Filets	Hs (m)	Hs.h^{-1}	U0 (m.s^{-1})	Angle (°)	V(0,4) (m.s^{-1})	V(0,2) (m.s^{-1})	Vlm (m.s^{-1})	Vtm (m.s^{-1})	Vl (0,4) (m.s^{-1})	Vt (0,4) (m.s^{-1})	Vl (0,2) (m.s^{-1})	Vt (0,2) (m.s^{-1})	Vt,on,max (m.s^{-1})	Vt,on,moy (m.s^{-1})	Usk (-)
F1	0,05	0,12	0,1	0,23	0,04	0,05	0,04	0,12	0,01	0,25	0,01	0,42	0,56	0,54	0,15
F2	0,29	0,1	0,18	0,14	0,3	0,34	0,15	0,29	0,22	0,04	0,26	0,32	0,25	0,32	0,01
F3	0,26	0,11	0,19	0,07	0,41	0,27	0,38	0,33	0,3	0,03	0,22	0,21	0,13	0,19	0,08
F4	0,25	0,13	0,29	0,23	0,18	0,13	0,05	0,02	0,16	0,02	0,12	0,15	0,18	0,24	0,03
F5	0,09	0,05	0,08	0,15	0,08	0,12	0,05	0,34	0,03	0,1	0,1	0,21	0,2	0,31	0

Hs·h^{-1}< Hs.h^{-1} (b) (Zone de levée)

Filets	Hs (m)	Hs.h^{-1}	U0 (m.s^{-1})	Angle (°)	V(0,4) (m.s^{-1})	V(0,2) (m.s^{-1})	Vlm (m.s^{-1})	Vtm (m.s^{-1})	Vl (0,4) (m.s^{-1})	Vt (0,4) (m.s^{-1})	Vl (0,2) (m.s^{-1})	Vt (0,2) (m.s^{-1})	Vt,on,max (m.s^{-1})	Vt,on,moy (m.s^{-1})	Usk (-)
F1	0,06	0,01	0,01	0,51	0,06	0,06	0,05	0,11	0,19	0,24	0,001	0,48			
F2	0,26	0,04	0,13	0,38	0,12	0,11	0,44	0,34	0,01	0,32	0,01	0,28			
F3	0,36	0,07	0,19	0,04	0,06	0,02	0,39	0,37	0	0,3	0	0,1			
F4	0,33	0,2	0,27	0,6	0,03	0	0,17	0,16	0,01	0,16	0,05	0,11			
F5	0,04	0	0,01	0,25	0	0,02	0,22	0,57	0,03	0,62	0	0,44			

Hs·h^{-1}> Hs.h^{-1} (b) (Zone de surf)

Filets	Hs (m)	Hs.h^{-1}	U0 (m.s^{-1})	Angle (°)	V(0,4) (m.s^{-1})	V(0,2) (m.s^{-1})	Vlm (m.s^{-1})	Vtm (m.s^{-1})	Vl (0,4) (m.s^{-1})	Vt (0,4) (m.s^{-1})	Vl (0,2) (m.s^{-1})	Vt (0,2) (m.s^{-1})	Vt,on,max (m.s^{-1})	Vt,on,moy (m.s^{-1})	Usk (-)
F1	0,02	0,03	0,01	0,02	0,41	0,17	0,87	0,68	0,01	0,81	0,16	0,01	0,75	0,4	0,02
F2	0,44	0,23	0,42	0,13	0,32	0,35	0,12	0,23	0,46	0	0,35	0,27	0,24	0,32	0,07
F3	0,33	0,26	0,39	0,11	0,61	0,34	0,51	0,27	0,66	0	0,36	0,22	0,22	0,28	0,12
F4	0,32	0,23	0,35	0,17	0,23	0,17	0,04	0	0,42	0	0,27	0,11	0,24	0,29	0,08
F5	0,24	0,26	0,34	0,16	0,13	0,13	0,01	0,22	0,08	0,1	0,14	0,2	0,24	0,37	0,02

22.3.3. Comparaison entre les profils de transport sédimentaire transversaux et les profils de vitesse au sein de la colonne d'eau

Sur l'ensemble des données mesurées à proximité des appareils courantométriques, 20 mesures ont été localisées à côté d'un ADCP. Nous allons par la suite présenter ici quelques exemples caractéristiques de différentes conditions d'agitation en fonction de la localisation dans les zones hydrodynamiques (**Fig. V-14**).

- *Graphique A*

Ce premier exemple illustre des mesures réalisées dans la zone de levée lors de conditions d'agitation modérées (H_s = 0,32) (ZY08). Les vitesses de courants longitudinaux ainsi que le transport sédimentaire présentent une répartition verticale tout à fait normale à savoir une décroissance de la vitesse à l'approche du fond liée à l'augmentation de la contrainte de frottement sur le fond alors que le transport sédimentaire décroît de façon significative mais vers la surface. Ce premier exemple représente la plupart des mesures que ce soit en zone de

levée ou en zone de surf et sous des conditions d'agitation différentes. Toutefois, il est possible d'observer des répartitions verticales plus atypiques.

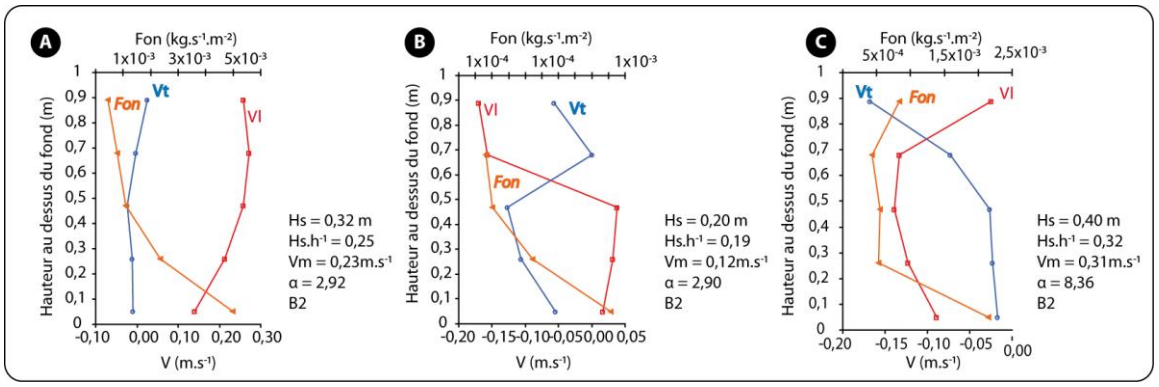


Fig. V-14 : Distributions verticales des flux sédimentaires transversaux, des vitesses longitudinales et transversales mesurées par les ADCP au niveau d'une barre intertidale et ce, pour différentes conditions hydrodynamiques.

***Fig. V-14** : Vertical onshore sediment transport rates; cross-shore and longshore current velocities measured by the ADCP on intertidal bar for different hydrodynamic conditions.*

- *Graphique B*

Ces mesures ont été effectuée dans la zone de levée lors de conditions d'énergie relativement faible (H_s = 0,20 m) (HA09). Les vitesses de courant sont faibles puisqu'elles oscillent entre 0 et 0,20 $m.s^{-1}$ environ. Les distributions verticales des vitesses de courant sont dans ce cas-ci différentes puisque les directions diffèrent entre la surface et le fond. En effet, le courant longitudinal situé dans la partie supérieure de la colonne d'eau est orienté vers l'ouest alors qu'il est dirigé vers l'est au niveau du fond. Le courant transversal est quant à lui orienté vers le haut de plage dans la partie inférieure de la colonne d'eau quand la partie supérieure est orientée vers le large. La répartition verticale du sédiment reste cependant similaire à celle observée dans l'exemple précédent et ne semble en aucun cas perturbée par les directions différentes au sein de la colonne d'eau.

- *Graphique C*

Ces mesures ont été effectuées dans la zone de surf et lors de conditions d'agitation modérées (H_s = 0,40 m) (WI10). Le courant transversal, orienté vers le haut de plage ($V_t < 0$), est caractérisé par une distribution normale puisqu'il diminue significativement de la surface vers le fond. Contrairement aux exemples précédents, le courant longitudinal est pratiquement nul en surface, et augmente légèrement vers le fond. En raison de ces distributions plus particulières des vitesses de courant dans la colonne d'eau, la répartition du transport sédimentaire est beaucoup plus variable puisque le coefficient de décroissance est égal à 8,36. Ceci traduit une forte variabilité des flux et notamment à l'approche du fond où le transport est environ 10 fois supérieur aux flux dans la colonne d'eau.

22.3.4. Conclusion sur la répartition verticale du transport transversal.

L'étude de la répartition verticale des flux transversaux a montré que le transport à l'approche du fond était dominant (environ 70%) par rapport à la charge en suspension dans

la colonne d'eau, et ce sous des conditions d'agitation faibles à modérées. Dans de rare cas, la distribution du transport au sein de la colonne d'eau ne présente pas un profil logarithmique type. Ils correspondent principalement à des conditions d'agitation très faibles et à une plus forte influence du courant de retour ce qui ne permet pas une répartition logarithmique du sédiment dans la colonne d'eau. Bien qu'il existe une forte différence de rugosité en fonction des unités morphologiques, il n'y a pas de différences très nettes dans les modalités de transport, même si le coefficient de décroissance dans les bâches peut être plus faible que sur les barres, l'essentiel du transport se produit à l'approche du fond. La comparaison des flux sédimentaires avec les vitesses de courant longitudinales et transversales a confirmé la difficulté de relier statistiquement les courants induits par les mouvements oscillatoires des vagues avec le transport transversal. Toutefois, nous avons pu mettre en évidence que la répartition verticale des flux sédimentaires est relativement similaire, et ce, quelles que soient les conditions d'agitation. L'intensité des flux varie bien avec les paramètres hydrodynamiques, mais la distribution du transport ne semble pas être influencée par la répartition des vitesses qui elle, varie en fonction de l'énergie mise en jeu.

22.4. Variations transversales des flux transversaux dirigés vers le haut de plage (F_{on})

Suivant le même procédé que pour les flux sédimentaires longitudinaux (**Cf. Chapitre IV**), nous avons étudié la variation du transport sédimentaire transversal dans le profil au cours d'un cycle ou demi-cycle tidal. Le tableau (**Tab. V-3**) synthétise le nombre de mesures effectuées en fonction de leur localisation sur les différentes unités morphologiques et en fonction de la phase de la marée.

Les calculs montrent que sur l'ensemble des flux sédimentaires maximums, environ 85% sont localisés sur les barres alors que seulement 5% sont situés dans les bâches, les 10% restant sont localisés au niveau du haut et du bas de plage. De même, sur l'ensemble des valeurs minimums mesurées, seulement 30% sont situées sur les barres et 20% dans les bâches. Les 50% restant sont localisés au niveau du haut et du bas de plage. De plus, sur l'ensemble des flux mesurés, 40% des valeurs maximales et 20% des valeurs minimales sont situées sur les barres alors que seulement 4% des valeurs maximales et 19% des valeurs minimales sont localisées dans les bâches. Le transport mesuré en haut et en bas de plage est également caractérisé à 25% par des valeurs minimales et seulement 7% des valeurs maximales. La différenciation des flux en fonction des unités morphologiques est plus marquée que pour le transport sédimentaire longitudinal. En effet, les flux transversaux semblent être nettement encore plus intenses au niveau des barres qu'au niveau des bâches, du haut et bas de plage.

Le transport sédimentaire transversal mesuré dans les bâches atteint au maximum $3{,}28 \times 10^{-3}$ $kg.s^{-1}.m^{-1}$ (N = 11) alors qu'il est de $0{,}17$ $kg.s^{-1}.m^{-1}$ (N = 46) sur les barres. Cette différence est particulièrement bien marquée lors de la campagne de ZY08 ou WI09, où le flux mesuré dans la bâche (JC3) est 1^{e} e 3 fois inférieur aux flux mesurés en bas de plage (JH). Le 30 mars 2010 à WI10, le flux mesuré dans la bâche C1 est également 8 fois plus faible que les flux mesurés sur les autres unités morphologiques

Tab. V-3 : Nombre de piégeages réalisé dans la composante transversale dirigée vers le haut de plage au cours des 6 campagnes de terrain en fonction de leur localisation sur l'estran et de la phase tidale.

***Tab. V-3** : Synthesis of onshore samples depending of their location on the intertidal zone and the tidal phase for all the field experiments. H and P respectively refer to the upper and the lower beach; C and B refer to the runnels and the ridges. Numbers increase from the upper to the lower beach.*

Positions sur l'estran	Marée Montante	Marée Descendante	Total
H	2	7	*9*
C1	2	2	*4*
B1	5	8	*13*
C2	3	0	*3*
B2	5	11	*16*
C3	1	4	*5*
B3	6	12	*18*
P	4	4	*8*

Malgré le faible nombre de mesure, force est de constater que le transport sédimentaire transversal est tout de même plus intense au niveau du milieu de plage qu'en haut et bas de plage (**Fig. V-15**). Les valeurs maximales sont principalement situées entre la barre B1 et la barre B3, notamment lors de la marée descendante. Lors de la marée montante, les flux les plus intenses sont essentiellement positionnés sur la barre B2. A contrario, les valeurs minimales de transport sédimentaire se concentrent, certes dans les bâches, mais plus particulièrement en haut de plage et bas de plage, les fréquences cumulées atteignent en effet 50% au niveau de la barre B1. La différenciation est bien marquée pour les échantillons mesurés pendant la phase descendante de la marée. En revanche lors de la marée montante, en raison d'un plus faible nombre de mesures, il n'apparaît pas de tendance particulière. La distribution au cours de la marée est toutefois moins marquée que pour les flux sédimentaires longitudinaux.

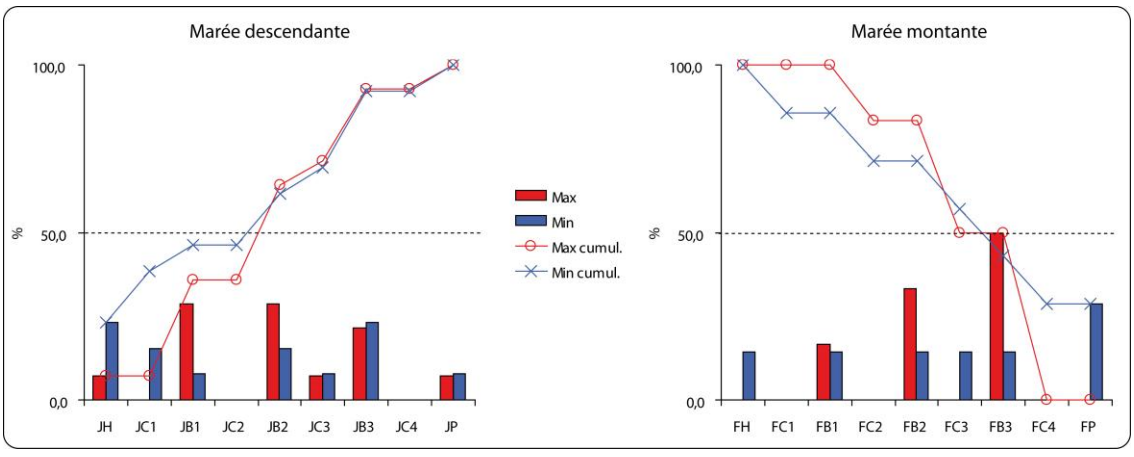


Fig. V-15 : Localisation des flux sédimentaires transversaux maximums et minimums dans le profil ainsi que les fréquences cumulées du haut de plage vers le bas de plage en fonction de la phase tidal. H correspond au haut de plage et P au bas de plage ; B correspond aux barres et C aux bâches ; le préfixe précise la phase de la marée où J est la phase descendante et F la phase montante.

***Fig. V-15** : Localisation of maximum and minimum onshore sediment transport rates, and cumulative frequencies throughout the beach profile and depending of the tidal cycle. H refers to the upper beach, B to the ridges, C to the troughs and P to the lower beach. Numbers increase from the upper to the lower beach*

22.4.1. Exemple : Mesures de flux sédimentaire transversaux lors de conditions modérées

Etant donné qu'il est difficile de piéger la charge sédimentaire pendant des périodes de fortes agitations, nous disposons peu de données lors de ces conditions. Dans un premier temps, nous allons présenter les résultats de la journée du 17 novembre 2008, (ZY08) afin de montrer l'influence de la morphologie sur les transports sédimentaires transversaux lors de conditions modérées.

- *Détail de la journée du 17 novembre 2008, ZY08.*

Au cours de cette journée d'échantillonnage, 3 mesures de flux ont été réalisées lors de la phase montante de la marée et au niveau du bas de plage, de la barre B3 et du haut de plage. Nous disposons des conditions hydrodynamiques à proximité des piégeages uniquement au niveau de la barre B3 et B2. C'est au niveau de la barre B3 que le flux transversal est le plus important, il atteint 1,6 x 10^{-3} kg.s^{-1}.m^{-1} soit 2 fois plus que le transport mesuré au niveau du bas de plage et 4 fois plus que celui localisé en haut de plage (**Fig. V-16**, **A**).

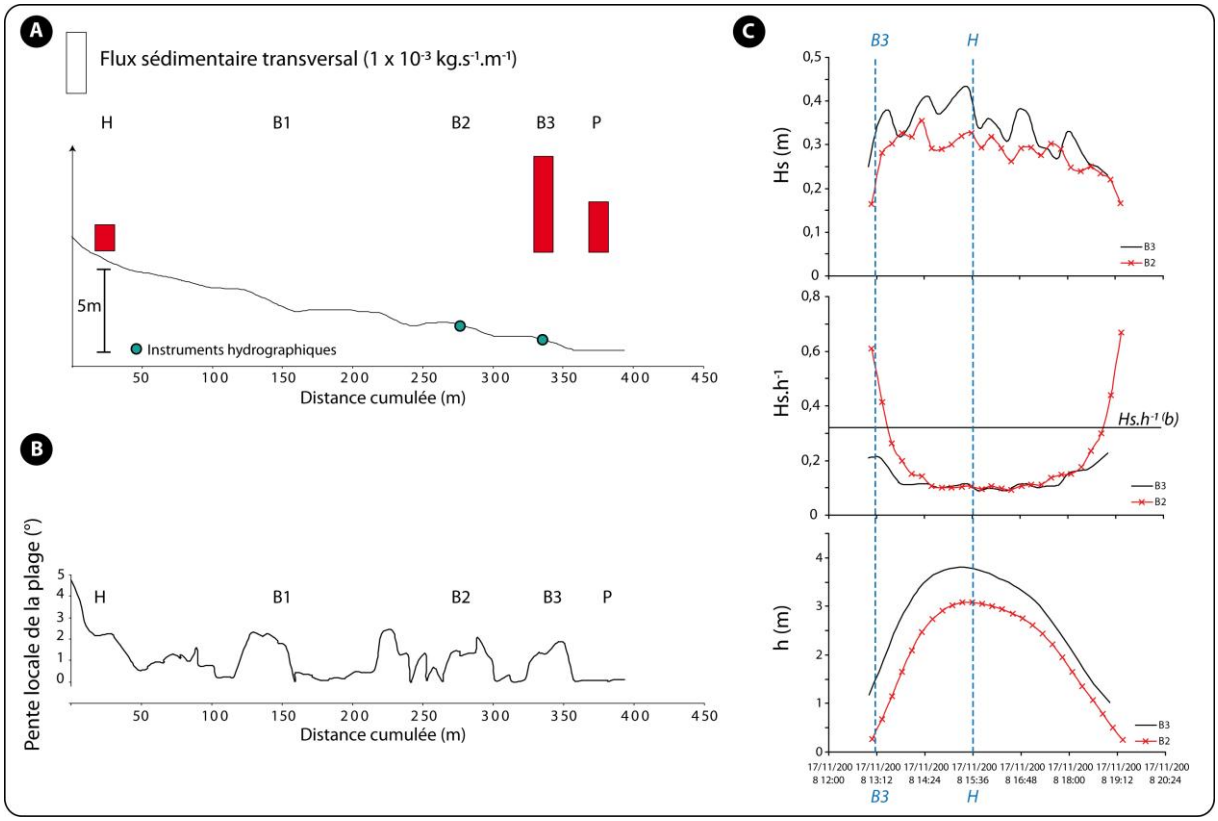


Fig. V-16 : Synthèse des flux transversaux et des conditions hydrodynamiques le 17/11/08, ZY08. A) Flux sédimentaires transversaux sur le profil topographique. B) Evolution de la pente locale de la plage au sein du profil. C) Hauteur significative des vagues (H_s), hauteur relative des vagues ($H_s.h^{-1}$), le suffixe b caractérise la hauteur relative au déferlement (0,32) et la hauteur d'eau (h). Les pointillés bleus indiquent le moment des piégeages sur la barre B3 et en haut de plage (H).

***Fig. V-16** : Synthesis of onshore sediment transport rates and hydrodynamic conditions the 11/17/08, ZY08. A) Onshore sediment transport rates on a shore perpendicular profile. B) Local beach slope cross-shore variations. C) Significant wave height (H_s), relative wave height ($H_s.h^{-1}$), b characterize relative wave breaker height (0.32) and water depth (h). Dashed points indicate time sampling on the intertidal bar B3 and on the upper beach (H).*

La houle au moment du piégeage B3 atteint 0,32 m pour une vitesse transversale moyenne de 0,02 $m.s^{-1}$ et orientée vers le haut de plage. La hauteur relative des vagues est de 0,25, la hauteur relative au point de déferlement étant de 0,32 sur le site de Zuydcoote, le piégeage a donc eu lieu dans la zone de levée. Au moment du piégeage du sédiment, en haut de plage, les vagues ont atteint une hauteur de de 0,39 m ($H_s.h^{-1}$ = 0,10) au niveau de la barre B3 et 0,31 m ($H_s.h^{-1}$ = 0,10) au niveau de la barre B2. La hauteur des vagues a donc diminué de 10 cm entre les 2 barres espacées de 60 m environ. Il y a une forte dissipation de la houle au cours de sa propagation dans la zone intertidale (**Fig. V-16**, **B**).

Le transport sédimentaire transversal étant dépendant des mouvements oscillatoires des vagues et de leur déferlement, lorsqu'elles arrivent en haut de plage, il y a peu d'énergie disponible pour mobiliser le sédiment induisant un faible transport sédimentaire. La dissipation de l'énergie dépend fortement de la morphologie du fond, or il s'avère qu'au niveau du flanc externe des barres intertidales, il y a une augmentation significative de la pente de plage locale. Les pentes de plage plus élevées favorisent une augmentation rapide de H_s ainsi que des courants oscillatoires et du transport sédimentaire associé. Ces phénomènes sont moins importants sur les pentes plus faibles (**Fig. V-16**, **C**).

22.4.2. Exemple : Mesures de flux sédimentaire transversaux lors de faibles conditions énergétiques.

Nous détaillerons dans cette partie une journée de la campagne de terrain qui s'est déroulée à Hardelot en juin 2009. Cette campagne est, rappelons le, caractérisée par des conditions hydrodynamiques particulièrement faibles.

- *Détails de la journée d'échantillonnage du 03 juin 2009, HA09*

Au cours de cette journée, 4 flux transversaux ont été mesurés au cours de la marée descendante au niveau du haut de plage et des 3 barres intertidales (B1→B3). Un dernier flux a été mesuré au cours de la marée montante au niveau du bas de plage. Les appareils hydrographiques sont localisés sur les barres B1 et B2.

Bien que le flux le plus important ait été mesuré en bas de plage au cours de la marée montante, pendant la marée descendante, c'est le flux mesuré au niveau de la barre B3 qui est le plus intense puisqu'il atteint 2,3 x 10^{-4} $kg.s^{-1}.m^{-1}$ soit 1,3 fois supérieur au flux mesuré sur la barre B2, 1,1 fois plus que celui échantillonné sur la barre B1 et 3,1 fois supérieur au transport situé en haut de plage. Notons que le transport au niveau de la barre B1 est 1,2 fois plus important que le flux mesuré au niveau de la barre B2 (**Fig. V-17**, **A**).

Contrairement aux périodes d'agitation modérées, la houle n'est pas autant dissipée au cours de sa propagation dans la zone intertidale. En revanche, la hauteur relative augmente au niveau de la barre B1 traduisant ainsi le déferlement des vagues ($H_s.h^{-1}$ > 0,18). Notons également que le piégeage sur cette même barre s'est effectué après le déferlement alors qu'il est localisé en zone de levée au niveau de la barre B2 en raison d'une hauteur de houle légèrement inférieur. L'augmentation de la dissipation de la houle est encore une fois liée à la morphologie du fond (**Fig. V-17**, **B**). En effet, il apparaît nettement que la pente de la plage au niveau de la barre B1 (>3°) est légèrement plus forte que sur la barre B2 (<3°). Ces

différences morphologiques associées au fait que le transport est moins effectif dans la zone de levée se traduisent par un transport transversal moins significatif. Le faible transport localisé en haut de plage est tout de même dû à la dissipation des faibles houles au cours de leur propagation dans la zone intertidale.

D'une manière générale, la variabilité des flux transversaux au cours de la marée et au sein du profil lors de faibles conditions d'agitation est peu marquée. Les flux sont du même ordre de grandeur et varient très peu. Toutefois, ces fluctuations peuvent être imputées aux variations locales de la pente de la plage et à la dissipation de l'énergie de la houle vers le haut de plage.

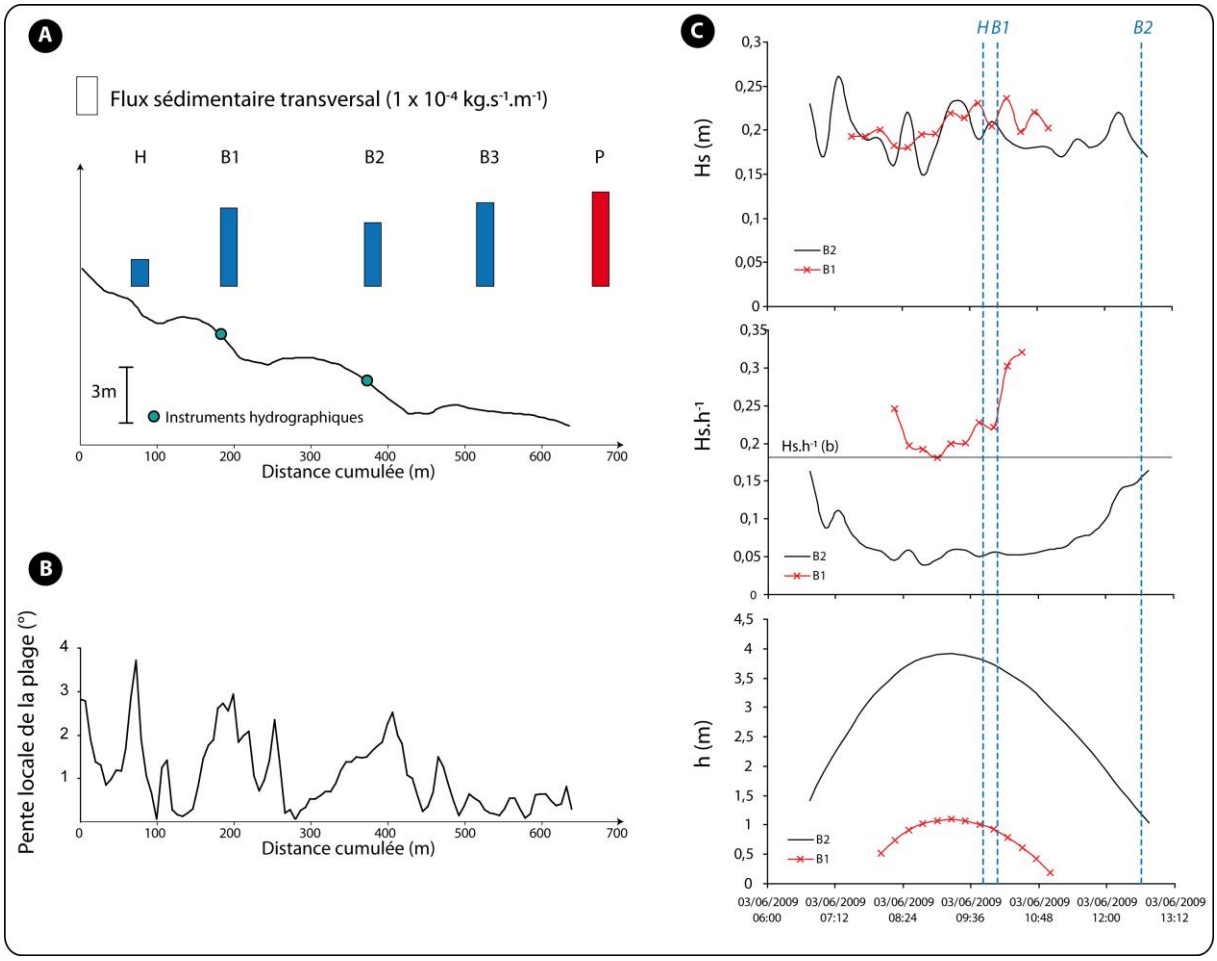


Fig. V-17 : Synthèse des flux transversaux et des conditions hydrodynamiques le 03/06/09, HA09. A) Flux sédimentaires transversaux sur le profil topographique où les flux ont été échantillonnés lors de la marée descendante (Bleu) et lors de la marée montante (rouge). B) Evolution de la pente locale de la plage au sein du profil. C) Hauteur significative des vagues (H_s), hauteur relative des vagues ($H_s.h^{-1}$), le suffixe b caractérise la hauteur relative au déferlement (0,18) et la hauteur d'eau (h). Les pointillés bleus indiquent le moment des piégeages sur la barre B3 et en haut de plage (H).

***Fig. V-17** : Synthesis of onshore sediment transport rates and hydrodynamic conditions the 06/03/09, HA09. A) Onshore sediment transport rates on a shore perpendicular profile where blue values were measured during the falling tide and in red during the rising tide. B) Local beach slope cross-shore variations. C) Significant wave height (H_s), relative wave height ($H_s.h^{-1}$), b characterizes relative wave breaker height (0.18) and water depth (h). Dashed points indicate time sampling on the intertidal bar B3 and on the upper beach (H).*

22.4.3. Conclusion sur les variations spatiales des flux transversaux orientés vers le haut de plage.

La variation des flux transversaux au sein du profil et au cours de la marée est fortement contrôlée par la morphologie de la plage qui influence plus ou moins significativement la dissipation de la houle. Les flux transversaux au niveau des bâches s'avèrent peu importants en raison, dans la plupart du temps, du déferlement ou de la dissipation de la houle sur la barre sous-jacente. Cette dissipation est particulièrement bien marquée lors des conditions d'agitation modérées. La houle est en effet dissipée au cours de sa propagation dans la zone intertidale induisant des faibles transports sédimentaires dans la partie supérieure de la plage. Lors de faibles conditions d'agitation, les fluctuations des flux sédimentaires sont moins importantes. La dissipation de la houle est moins marquée mais peut néanmoins se traduire par une augmentation locale du transport en raison des variations locales de la pente de plage. En raison d'un faible nombre d'échantillonnage dans les bâches, il est difficile de tirer des conclusions générales, toutefois, les données mises à notre disposition montrent tout de même un transport sédimentaire moins intense que sur les barres sur lesquelles se produit un déferlement quasi systématique de la houle.

22.5. Impact de la marée sur les fluctuations des flux sédimentaires dirigés vers le haut de plage (F_{on})

22.5.1. Variations du transport sédimentaire transversal (F_{on}) en fonction de la phase tidale

Au cours des 6 campagnes de terrain et parmi les 76 mesures de transports sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage, 28 ont été échantillonnés pendant la phase montante de la marée et 48 pendant la phase descendante. La distribution des flux en fonction de la phase de la marée montre une certaine dominance des flux les plus intenses au cours de la phase montante de la marée ($> 1 \times 10^{-2}$ kg.s^{-1}.m^{-1}). En revanche, en ce qui concerne les flux moyens (1×10^{-2} kg.s^{-1}.m^{-1} et 1×10^{-2} kg.s^{-1}.m^{-1}), il n'y a pas franchement de dominance d'une phase sur l'autre (**Fig. V-18**). Le nombre d'échantillonnage au cours de la phase descendante de la marée étant plus important, les flux mesurés couvrent une plus large gamme de transport représentative des conditions hydro-sédimentaires.

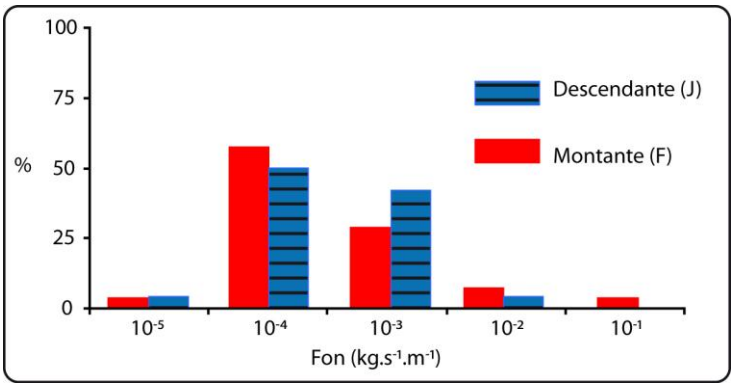


Fig. V-18 : Distribution des flux sédimentaires transversaux en fonction de la phase de la marée

***Fig. V-18** : Range of onshore sediment transport rates depending on the tidal phase*

Etant donné que les flux sédimentaires sont contrôlés par les conditions hydrodynamiques et qu'elles ont été variables au cours des différentes campagnes de terrain, il est impératif de comparer des données mesurées au cours de deux phases de marée consécutives. Pour les mêmes raisons évoquées précédemment, l'échantillonnage au cours d'un cycle tidal nécessite une importante logistique mettant en œuvre de nombreux moyens matériels et humains. L'échantillonnage a donc été réalisé durant 2 jours : le 13/11/08 (ZY08) et le 02/06/09 (HA09). Pour que la comparaison entre un flux mesuré au cours de la marée descendante et au cours de la marée montante soit significative, le piégeage doit être réalisé au même niveau sur la zone intertidale et au même moment dans le cycle de la marée. Malheureusement, les mesures réalisées le 2 juin à Hardelot ne remplissent pas ces conditions, c'est pourquoi ne seront présentés que les données du 13 novembre 20008. Pour des raisons de lecture, les flux seront situés dans le temps par rapport à l'étale de haute mer, par exemple, T+ 2h correspond à un flux mesurés 2h après la haute mer (hauteur d'eau maximum selon les prévisions *Predit*, SHOM), T-3h correspond alors à un flux mesuré 3h avant la haute mer.

- *Mesures effectuées le 13/11/08, ZY08*

Deux flux ont été mesurés sur le haut de plage à respectivement T-1h (FC1) et T+1h30 (JC1), où l'étale a duré approximativement 1h. Le flux mesuré durant la marée montante ($2{,}6 \times 10^{-3}$ kg.s^{-1}.m^{-1}) est 10 fois plus important que le flux mesuré pendant la marée descendante ($2{,}7 \times 10^{-4}$ kg.s^{-1}.m^{-1}). Nous ne disposons pas des données hydrodynamiques au voisinage direct des échantillonnages, toutefois, la hauteur de la houle a atteint environ 0,27 m à T-1h (FC1) et 0,15 m à T+1h30 (JC1) au niveau du Valeport, situé environ 30 m en aval des mesures (**Fig. V-19**). Lors de la phase montante de la marée, l'asymétrie des vagues est orientée vers le haut de plage alors qu'elle est quasi nulle et orientée vers le large lors de la phase descendante. Le piégeage est plus efficace si l'asymétrie des vagues est dans la même direction que l'orientation du transport mesuré. De plus, c'est lors de la phase montante que les vitesses de courant transversal dirigées vers le haut de plage ont été les plus élevées ($V_{t,on\ max}$ = 0,50 m.s^{-1} contre 0,30 m.s^{-1} pendant la phase descendante).

Les conditions hydrodynamiques ont donc plus favorables et plus intenses lors de la phase montante que pendant la phase descendante de la marée, engendrant ainsi une augmentation du transport sédimentaire transversal. L'asymétrie des vagues joue un rôle important dans le transport transversal puisqu'elle conditionne la direction résultante du flux sédimentaire. Dans le cas de la phase descendante, l'asymétrie est très faible (0,06) mais elle traduit une résultante du courant vers le large, alors que les structures piègent le sédiment transporté vers le haut de plage, associés avec des vitesses maximales faibles, le transport est alors réduit. Malgré les phénomènes de vidange des bâches au cours de la marée descendante et la déstabilisation des rides formées au cours de la marée montante, le flux reste toujours inférieur à celui mesuré pendant la phase montante ce qui traduit un plus fort contrôle de l'hydrodynamisme sur le transport par rapport à la rugosité du fond.

Étant donné que nous disposons que d'un seul jeu de donnée, il est difficile d'affirmer que les flux sédimentaires transversaux sont plus intenses lors d'une phase particulière de la marée comme avaient pu remarquer certains auteurs (E.G. DAVIDSON ET AL., 1993; MASSELINK AND

PATTIARATCHI, 2000; CORBAU ET AL. 2002). En outre, l'analyse réalisée pour les flux sédimentaires longitudinaux n'avait également pas révélé de tendance particulière, et ce, avec un nombre de mesure plus conséquent.

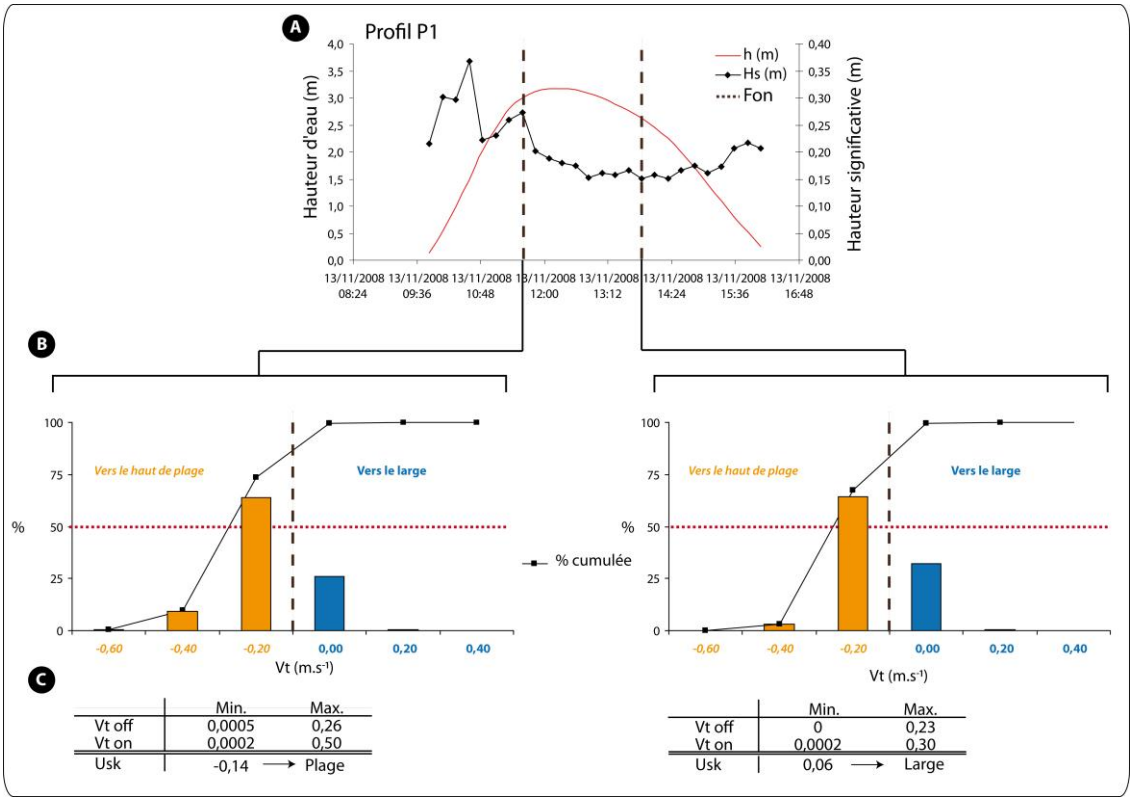


Fig. V-19 : A) Situation du niveau d'eau et de la hauteur significative des vagues lors du piégeage le 13/11/08, ZY08. (Les pointillés précisent le moment où les échantillonnages ont été effectués) B) Distribution des vitesses transversales au niveau du Valeport lors du piégeage au cours du *burst* (n = 1080). C) Vitesses maximales et minimales des vitesses transversales ($V_{t,on}$ et $V_{t,off}$) et indice d'asymétrie (U_{sk}) au cours du *burst*.

***Fig. V-19** : A) Water depth (h) and significant wave height (H_s) during sediment flux sampling the 11/13/08, ZY08. (Dashed lines indicate the time of sampling). B) Cross-shore current velocities distribution from the burst (n = 1080) during sediment sampling. C) Maximum and minimum cross-shore current velocities ($V_{t,on}$ et $V_{t,off}$), and wave asymmetry (U_{sk}) for the burst.*

22.6. Conclusion sur la caractérisation des flux sédimentaires transversaux

L'échantillonnage autant que la détermination des paramètres contrôlant le transport sédimentaire transversal s'est avéré un exercice complexe. Contrairement aux flux longitudinaux contrôlés principalement par un courant moyen parallèle à la plage et relativement constant à l'échelle de la mesure (dizaine de minute), la mobilisation du sédiment et son transport perpendiculairement au rivage est provoqué par les mouvements oscillatoires de la houle. Ces courants transversaux fluctuent énormément à une échelle de temps très courte de l'ordre de la seconde voire inférieure, il est donc difficile d'obtenir des relations significatives entre deux processus physiques ayant une échelle de temps de mesure très différentes. Bien que les coefficients soient faibles, les flux transversaux semblent réagir principalement avec la hauteur significative des vagues et la hauteur d'eau. L'angle d'incidence à la côte est également très important puisque plus les vagues seront parallèles au

rivage plus le transport sera privilégié et intense. Le transport semble également diminué lorsque la vitesse du courant longitudinal s'intensifie.

La répartition verticale du transport transversal dirigé vers le haut de plage n'a pas montré de grande variation que ce soit en fonction des unités morphologiques ou des conditions d'agitation, le transport s'effectuant essentiellement à l'approche du fond. La part du transport en suspension dans la colonne d'eau est réduite mais peut toutefois être légèrement plus élevée à la faveur d'une augmentation de la rugosité de surface liée à la présence de rides, et ce notamment dans les bâches. La distribution des flux au cours de la marée et à travers l'estran est principalement contrôlée par la dissipation rapide des vagues sur les barres intertidales induisant un transport plus important au niveau du milieu de plage ainsi qu'une diminution au niveau des bâches.

23. Comparaisons entre les flux sédimentaires longitudinaux et les flux transversaux

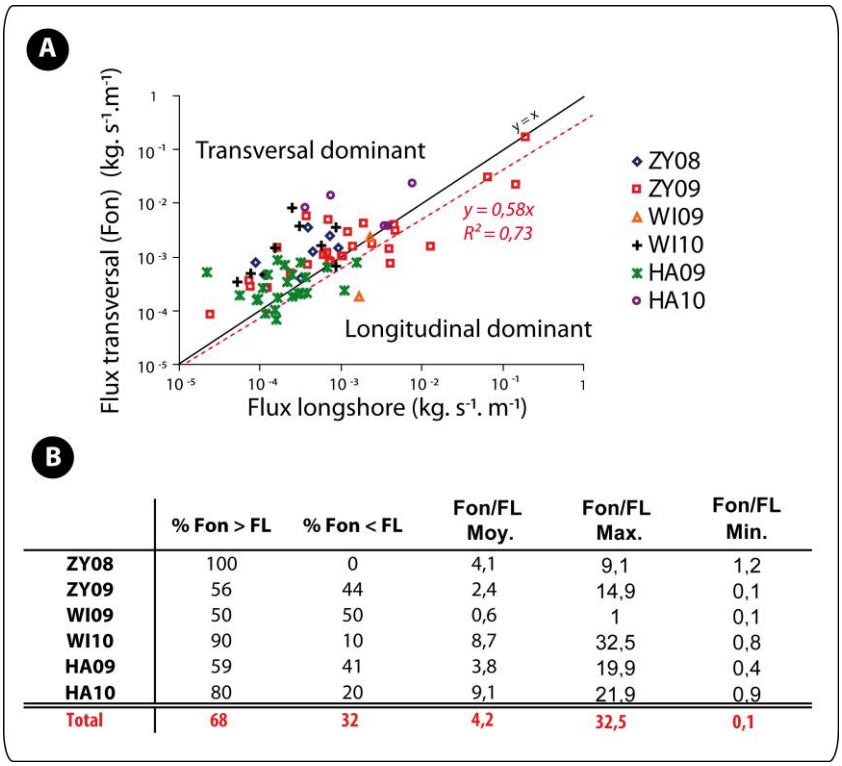
23.1. Introduction

Au cours de nos expérimentations de terrain, nous nous sommes attachés à vouloir caractériser simultanément le transport de sable le long du rivage et perpendiculairement au trait de côte afin de comprendre les modalités de transport et la possible dominance d'une composante sur l'autre. Dans un premier temps et en raison de contraintes matérielles et humaines, seul le transport sédimentaire dirigé vers le haut de plage a été mesuré permettant ainsi de quantifier le volume de sable potentiellement mis en mouvement et apporté vers la partie supérieure de la zone intertidale. Au cours d'une campagne de terrain (WI10), trois structures piégeant le transport longitudinal et transversal (orienté vers le haut de plage et vers le large) ont été déployées. Le transport sédimentaire transversal net a donc pu être déterminé. Dans un premier temps la comparaison entre le transport sédimentaire longitudinal et le flux transversal dirigé vers le haut de plage sera présenté puis nous détaillerons les résultats de la campagne WI10.

23.2. Comparaisons entre les flux sédimentaires longitudinaux (FL) et les flux transversaux orientés vers le haut de plage (F_{on})

Au cours des 6 campagnes de terrain, 74 données valides de transport transversal et longitudinal ont été mesurées simultanément. Environ 70% des flux transversaux se sont révélés supérieurs aux flux longitudinaux (**Fig. V-20**).

Les transports transversaux sont en moyenne 4 fois supérieurs aux flux longitudinaux pouvant atteindre un maximum de 32 fois (WI10). Ils peuvent être à contrario 10 fois inférieurs au transport longitudinal (WI09). La dominance du transport sédimentaire transversal est cependant variable selon les campagnes de terrain. Les résultats qui suivent tenteront d'expliquer la supériorité des flux sédimentaires transversaux sur les flux longitudinaux et ce, malgré des conditions d'agitation et des méthodes d'échantillonnages différentes.



B

	% Fon > FL	% Fon < FL	Fon/FL Moy.	Fon/FL Max.	Fon/FL Min.
ZY08	100	0	4,1	9,1	1,2
ZY09	56	44	2,4	14,9	0,1
WI09	50	50	0,6	1	0,1
WI10	90	10	8,7	32,5	0,8
HA09	59	41	3,8	19,9	0,4
HA10	80	20	9,1	21,9	0,9
Total	**68**	**32**	**4,2**	**32,5**	**0,1**

Fig. V-20 : A) Comparaison entre les flux sédimentaires transversaux dirigés vers le haut de plage et les flux sédimentaires longitudinaux pour l'ensemble des données. B) Synthèse des pourcentages de flux transversaux supérieurs ou inférieurs aux flux longitudinaux, ainsi que les rapports moyens, maximaux et minimaux entre ces deux composantes.

***Fig. V-20** : A) Comparison between onshore and longshore sediment transport rates for all the field experiments. B) Synthesis of onshore sediment transport rates (F_{on}) lower or higher than longshore sediment transport rates (FL)*

23.2.1. Le rôle des conditions hydrodynamiques sur chaque composante.

Le transport sédimentaire est forcé par les vagues et les courants qui animent le système. Bien que l'intensité des vagues et le déferlement influencent directement le transport sur les deux composantes, les vitesses de courant varient différemment. Comme cela a été déjà évoqué précédemment (**Fig. V-10**), la figure suivante (**Fig. V-21**) présente deux exemples de mesures de vitesses instantanées sur les deux composantes lors de conditions d'agitation faibles à modérées. Il apparaît clairement que les vitesses transversales sont nettement plus élevées que les vitesses longitudinales et ce, quelles que soient les conditions d'agitation. En effet, les vitesses transversales instantanées sont, pour ces deux exemples, en moyenne 1,5 fois supérieures aux vitesses de courants longitudinales lors de conditions d'agitation modérées. Lors de faibles conditions d'agitation, elles sont 13 fois supérieures.

La supériorité des flux transversaux sur le transport longitudinal peut donc être directement attribuée aux fortes vitesses de courants transversales liées aux mouvements oscillatoires des vagues. Il est intéressant de noter également que lors de conditions d'agitation élevées, la différence entre les courants oscillatoires liés aux vagues et le courant longitudinal est plus restreinte que lors de conditions plus faibles.

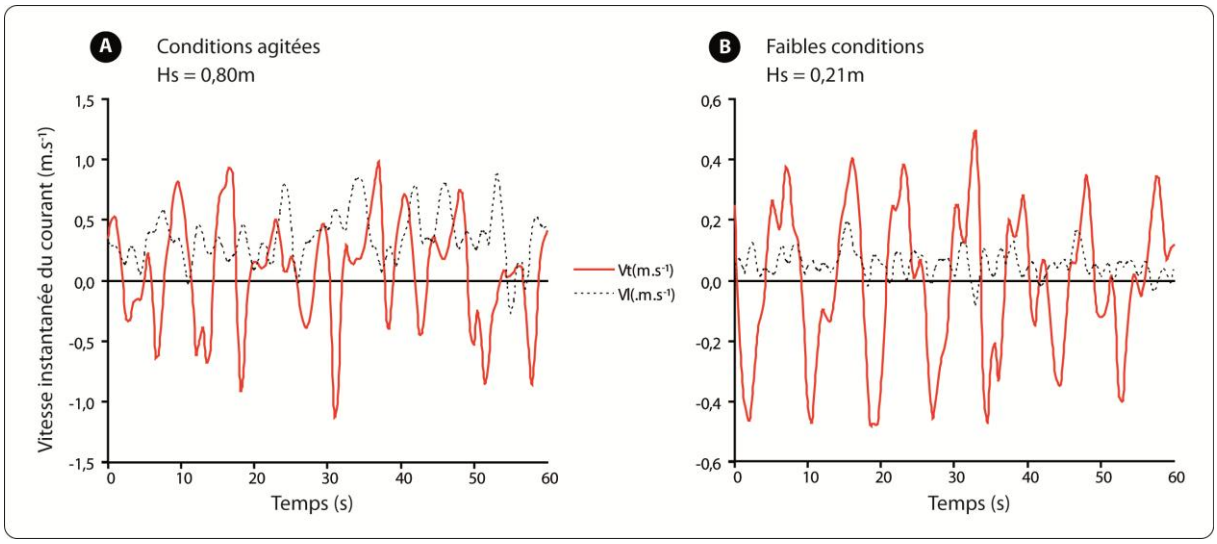


Fig. V-21 : Exemples de mesures de vitesses longitudinales (V_l) et transversales (V_t) instantanées lors de conditions d'agitation modérées (HA10, A) et lors de conditions de faible énergie (HA09, B).

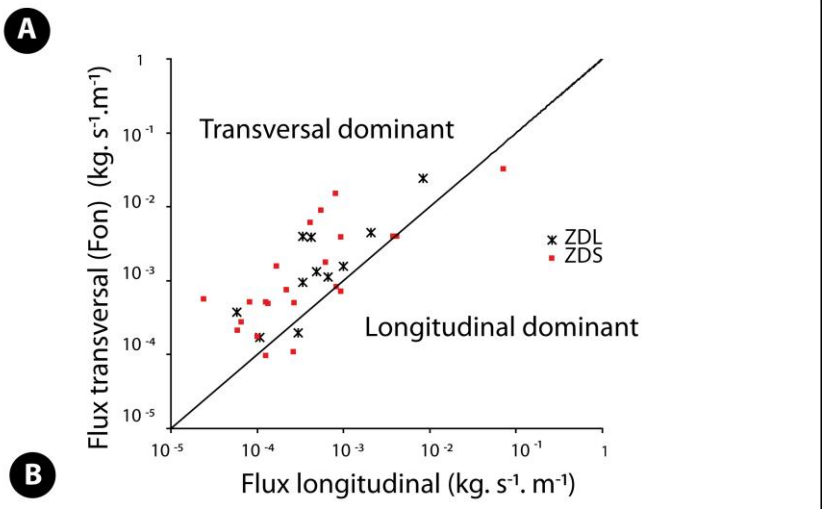
***Fig. V-21** : Examples of instantaneous longshore (V_l) and cross-shore (V_t) current velocities during moderate (HA10, A) and low conditions (HA09, B)*

23.2.2. Influence de la zone hydrodynamique sur la dominance du transport sédimentaire transversal.

Nous avons vu précédemment que les forçages hydrodynamiques qui affectent la zone de levée et la zone de surf influencent différemment les transports sédimentaires longitudinaux et transversaux. Parmi les transports mesurés simultanément et à proximité des appareils, 11 mesures ont été localisées en zone de levée et 22 dans la zone de surf. Bien que la dominance du transport transversal soit général, en raison du nombre relativement réduit de point dans la zone de levée, il est difficile de distinguer une différence significative entre la zone de levée et la zone de surf (**Fig. V-22**). En revanche, il apparaît que le rapport des deux composantes est en moyenne plus élevé dans la zone de surf (5,6) que dans la zone de levée (3,9), le rapport maximum est également plus important dans la zone de surf (23x contre 12x dans la ZDL). Ceci traduit le fait que l'intensité du transport transversal tend à être beaucoup plus importante dans la zone de surf par rapport au flux longitudinaux, que dans la zone de levée. La zone de levée est en effet une zone hydrodynamique où l'énergie des vagues et des courants est faible au niveau du fond, le transport sédimentaire général est donc moins important sur les deux composantes. A contrario, la forte dissipation de l'énergie des vagues et les contraintes de cisaillement plus élevées au niveau du fond qui caractérisent la zone de surf engendrent une mobilisation du sédiment plus importante, et donc un transport sédimentaire significatif sur les deux composantes. Le transport parallèle au rivage n'est cependant manifeste dans la zone de surf que si les vagues incidentes sont obliques à la côte afin de générer un courant longitudinal. Lorsqu'elles sont parallèles à sub-parallèles, le courant longitudinal est faible, l'importance respective du transport sédimentaire sur la composante transversale apparaît donc plus grande.

Les flux longitudinaux sont plus faibles dans la zone de levée que dans la zone de surf car les vitesses longitudinales sont moins intenses et la remise en suspension du sédiment est moins efficace en raison de l'absence de déferlement. Les flux transversaux sont quant à eux

essentiellement contrôlés par les mouvements oscillatoires des vagues qui sont dominants dans la zone de levée. L'examen des vitesses transversales et longitudinales à haute fréquence a montré que les vitesses transversales instantanées sont nettement plus élevées que les vitesses longitudinales (**Fig. V-10** et **Fig. V-21**) (CARTIER ET HEQUETTE, 2011A).



	% Fon > FL	% Fon < FL	Fon/FL Moy.	Fon/FL Max.	Fon/FL Min.
ZDS	72,7	27,3	5,6	23,4	0,4
ZDL	90,9	9,1	3,9	11,8	0,7

Fig. V-22 : A) Comparaison entre les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage et les flux sédimentaires longitudinaux en fonction de la zone hydrodynamique (ZDS : Zone de Surf et ZDL : Zone de Levée). B) Synthèse des pourcentages de flux transversaux supérieurs ou inférieur aux flux longitudinaux, ainsi que les rapports moyens, maximaux et minimaux entre ces deux composantes en fonction de la zone hydrodynamique.

***Fig. V-22** : A) Comparison between onshore and longshore sediment transport rates depending on the hydrodynamic zone (ZDS: Surf zone and ZDL: shoaling zone). B) Synthesis of percentage of onshore sediment transport rates higher and lower than longshore sediment transport rates.*

23.2.3. Le rôle de la morphologie de la plage dans le transport sédimentaire transversal

Au cours de nos expérimentations, les transports transversaux ont été mesurés dans les bâches et sur les barres. Il s'avère qu'en moyenne 65% du transport sédimentaire transversal est supérieur aux flux longitudinaux au niveau des bâches, alors que la proportion est de 70% au niveau des barres. Autrement dit, la morphologie de la plage ne semble pas influencer radicalement la dominance d'une composante sur une autre. Toutefois, les rapports entre les deux composantes sont beaucoup plus significatifs au niveau des barres (maximum de 30 fois) qu'au niveau des bâches (maximum de 16 fois). Ceci traduit le fait que le transport transversal est tout de même, en moyenne, plus important sur les barres même si cela n'induit pas la dominance de ce transport sur celui qui se déplace longitudinalement. Les conditions hydrodynamiques au niveau des bâches se rapprochent fortement de celles observées en zone de levée. A savoir, une dominance des mouvements oscillatoires des vagues et un déferlement absent.

23.2.4. La pente locale de la plage

Au cours de nos différentes analyses visant à déterminer les forçages responsables de la supériorité du transport sédimentaire transversal, nous nous sommes interrogés sur l'influence de la morphologie de la plage et notamment de la pente locale.

Disposant de mesures de la morphologie de la plage, la pente locale a été déterminée au niveau de chaque mesure de transport sédimentaire transversal. La morphologie évoluant assez rapidement, il est impératif de mesurer la pente locale de la plage le jour de l'échantillonnage. Or, il s'est avéré qu'au cours de nos investigations sur le terrain, des problèmes techniques n'ont pas permis d'obtenir la morphologie de l'estran pour tous les jours d'échantillonnage. Ainsi, nous disposons de 56 données de pente locale et de 28 données à proximité des appareils courantométriques.

La comparaison de l'ensemble des flux transversaux avec la pente locale de la plage (Tan β) n'a donné aucune relation statistique satisfaisante ($R^2 < 0,1$) étant donné que les variations de la pente sont trop faibles par rapport aux fluctuations du transport sédimentaire (**Fig. V-23**). Bien que de fortes pentes de plage peuvent êtres associées à des flux sédimentaires moyens voire faibles, les taux transport les plus importants ($> 1 \times 10^{-2}$ kg.s^{-1}.m^{-1}) sont associés essentiellement à des pentes de plage plus élevées (Tan $\beta > 0,015$).

Il se dégage également 5 points qui présentent une relation parfaite avec la pente locale de la plage ($R^2 = 0,90$) (**Fig. V-23**). Ces flux correspondent à des mesures effectués lors des campagnes de ZY09, WI10 et HA10, autrement dit des campagnes où les conditions d'agitation étaient plus intenses. Nous pouvons également noter que ces flux correspondent aux mesures strictement supérieures à 5×10^{-3} kg.s^{-1}.m^{-1}. Il semble donc que la pente de la plage influence le transport sédimentaire transversal lors de conditions énergétiques suffisantes. Le fait que de meilleures relations statistiques soient mises en évidence lorsque les conditions d'énergie sont élevées est peut être dû à la méthode de mesures du transport sédimentaire en elle-même. Lors de conditions plus faibles, la marge d'erreur est peut être trop importante pour percevoir les variations du transport en fonction d'un certain paramètre physique comme la pente de la plage.

Afin de déterminer dans quelles conditions le transport sédimentaire transversal est supérieur aux transports longitudinaux, la différence entre les deux composantes (F_{on} – FL) a été mise en relation avec les variations locales de la pente de la plage. Aucune relation significative n'a cependant pu être établie. La pente de la plage est un facteur important dans les processus de levée et de déferlement de la houle.

Ainsi, la différence entre les deux composantes (F_{on} – FL) a été confrontée avec le produit de la pente de la plage et de la hauteur significative des vagues. Aucune relation significative ne ressort si l'on prend en compte toutes les campagnes de terrain. En revanche, pour certaines d'entre elles, une tendance est observable. En effet, il semblerait qu'avec l'augmentation de la pente de la plage et la hauteur des vagues, les flux transversaux soient de plus en plus importants en comparaison des flux longitudinaux, notamment lors de la campagne HA09 (**Fig. V-24**)

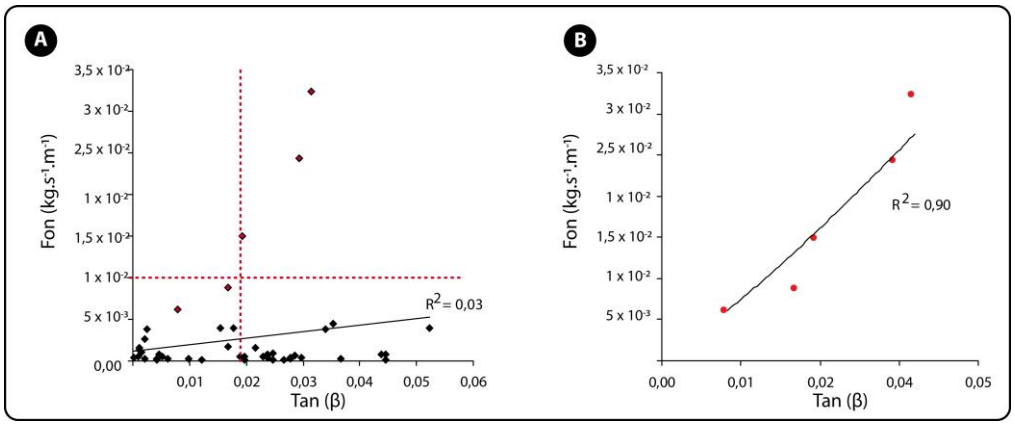


Fig. V-23 : A) Comparaison entre les flux sédimentaires transversaux de l'ensemble des campagnes et la pente locale de la plage (Tan β). B) Extraction de mesures qui présentent une relation particulière.

***Fig. V-23** : A) Comparison between onshore sediment transport rates and local beach slope (Tan β). B) Values which present a good trend.*

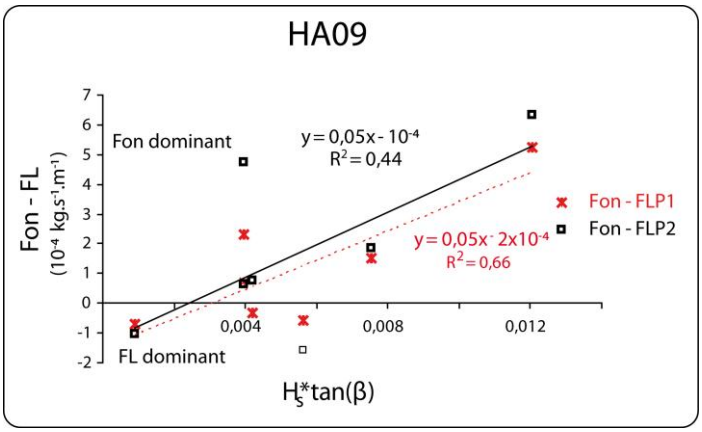


Fig. V-24 : Exemple de différences entre le transport sédimentaire transversal (F_{on}) et le transport longitudinal (FL) en relation avec le produit de la pente de la plage (Tan β) et la hauteur significative des vagues (H_s), HA09.

***Fig. V-24** : Example of onshore sediment transport rates as a function of the significant wave height and the local beach slope, HA09.*

23.2.5. Conclusion sur les comparaisons entre le transport sédimentaire transversal dirigé vers le haut de plage et les flux longitudinaux.

La comparaison des transports sédimentaires sur ces deux composantes a permis de mettre en évidence de forts transports perpendiculaires au rivage. Les flux sédimentaires longitudinaux, ont toujours été considérés comme dominants sur les côtes du Nord Pas-de-Calais, avec un fort transport du sédiment de l'ouest vers l'est ce qui se vérifie aisément à une macro échelle spatio-temporelle. A notre échelle de mesure, le transport transversal apparaît bien plus important dans la plupart des conditions d'énergie et ce, indifféremment de la zone hydrodynamique. Bien que les flux soient moins importants dans la zone de levée, le transport transversal y est plus souvent supérieur même si c'est dans la zone de surf que la différence est la plus élevée.

Le transport sédimentaire transversal est directement contrôlé par les mouvements oscillatoires des vagues et le déferlement. Avec l'augmentation de la hauteur de la houle et l'accentuation de la pente de la plage, il s'avère que le transport transversal devient de plus en plus dominant et intense. Les fortes pentes associées aux flancs externes des barres intertidales engendrent une augmentation rapide de la hauteur des vagues et un déferlement plus énergétique.

23.3. Distribution verticale comparée des flux longitudinaux et transversaux

Au cours des différentes analyses présentées précédemment, la distribution du sédiment dans la colonne d'eau s'est avéré un élément clé dans la dynamique sédimentaire à travers l'estran. Les flux longitudinaux ont montré une certaine variabilité en fonction de la rugosité du fond et des conditions d'agitation. Le transport transversal est quant à lui caractérisé par une faible variabilité face aux conditions d'agitation, le transport étant principalement localisé à l'approche du fond. Toutefois, et en fonction de la localisation sur l'estran, une légère différence a pu être observée entre le transport dans les bâches et sur les barres en raison de la présence de rides au niveau du fond des bâches, qui induisent une meilleure remobilisation du sédiment. La figure suivante (**Fig. V-25**) synthétise les distributions de coefficients de décroissance pour les flux mesurés sur les deux composantes en fonction des unités morphologiques de la plage.

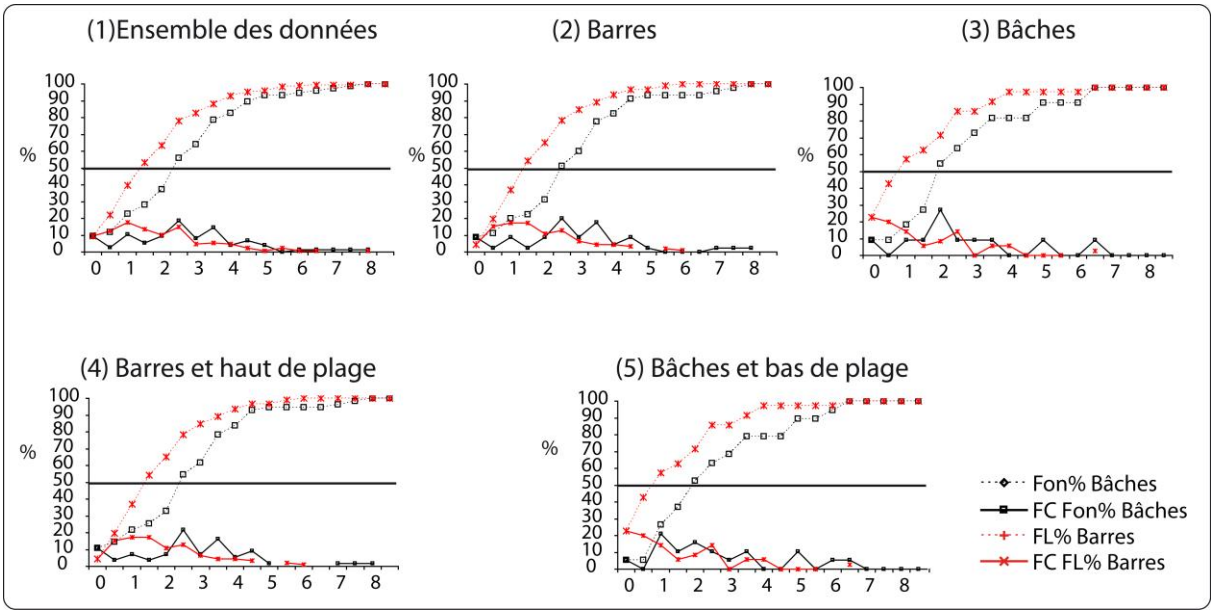


Fig. V-25 : Distribution (F%) et fréquences cumulées (FC%) du coefficient de décroissance (α) des flux transversaux (F_{on}) et longitudinaux (FL) en fonction de la morphologie de la zone intertidale.

Fig. V-25 : Distribution (F%) and cumulative distributions (FC%) of the mixing coefficient (α) of the cross-shore (F_{on}) and the longshore (FL) sediment transport depending on the bar-trough morphology. (1) concerns all the data; (2) is for sediment transport measured on the bars and in the troughs (3); concerns data measured on the bars and on the upper beach; (5) concerns data measured in the troughs and on the lower beach.

Il apparaît nettement, et ce quelle que soit l'unité morphologique, que la répartition verticale du sédiment est plus variable pour le transport perpendiculaire au rivage (α élevé) que pour le transport longitudinal. Les courbes cumulatives illustrent ces résultats de manière encore plus significative puisque la courbe correspondant aux flux transversaux est systématiquement en

dessous de celle des flux longitudinaux. Ceci traduit que le transport dirigé vers le haut de plage est majoritairement plus hétérogène, et est principalement localisé à l'approche du fond comme en témoignent les profils de flux sédimentaires présentés précédemment (**Cf. en page 214**).

23.4. Analyse de la granulométrie du transport sédimentaire longitudinal et transversal

Au cours des 3 premières campagnes de terrain (ZY08, WI09 et HA09), chaque échantillon de sédiment provenant du piégeage du transport sédimentaire longitudinal et transversal a été analysé au granulomètre laser (**Cf. Chapitre II**). Le tableau suivant présente le nombre d'échantillons lors de chaque campagne de terrain et pour chaque composante du transport sédimentaire.

Tab. V-4 : Nombre d'échantillon sen fonction de la direction du piégeage et de la campagne de terrain

***Tab. V-4** : Number of samples depending collected during cross-shore (F_{on}) and longshore sediment sampling during three field experiments (FL)*

Campagnes	Flux Longitudinal P1 (FL)	Flux Longitudinal P2 (FL)	Flux Transversal (F_{on})
ZY09	36	34	36
WI09	72	63	9
HA09	102	111	67

Notons que les échantillons granulométriques exploitables pour les flux transversaux au cours de la campagne WI09 sont peu nombreux (n=9) par rapport aux flux longitudinaux ; il faut par conséquent être prudent quant à l'interprétation des résultats.

23.4.1. Etude comparée de la taille du grain entre les flux sédimentaires transversaux et longitudinaux

Selon la classification de WENTWORTH (1922), la distribution granulométrique du sédiment a été déterminée pour le mode, qui caractérise la taille de grain la plus représentée d'un échantillon, et pour le D_{50} qui détermine la taille médiane de l'échantillon et ce, pour les flux longitudinaux et transversaux.

Bien qu'il y ait très peu de différence de taille de grain le long de la plage, il apparait nettement que le sédiment piégé perpendiculairement au rivage (F_{on}) est beaucoup plus grossier que le sédiment transporté parallèlement à la côte (FL). Par exemple, la distribution granulométrique du mode lors de la campagne ZY08 illustre parfaitement une dominance des silts pour le transport longitudinal alors que ce sont les sables très fins qui dominent pour le transport transversal. Cet accroissement granulométrique est encore plus marqué lors de HA09 où le sédiment s'étend des sables très fins à moyens pour le transport dirigé vers le haut de plage alors que des silts et même des argiles (qui auraient dues être absentes dans l'échantillon) sont présents au niveau des flux longitudinaux.

La houle est à l'origine d'un écoulement oscillatoire qui a pour effet d'augmenter fortement les contraintes de cisaillement moyennes et maximales, par rapport au cas d'un courant seul. Ainsi, l'énergie mise en jeu est plus importante et plus compétente, ce qui permet la mise en suspension de particules plus grossières. Le courant longitudinal mobilise ou transporte préférentiellement la fraction fine (Silts à sables très fins) alors que les particules plus grossières (sables très fins à moyens) sont mises en suspension par les courants transversaux.

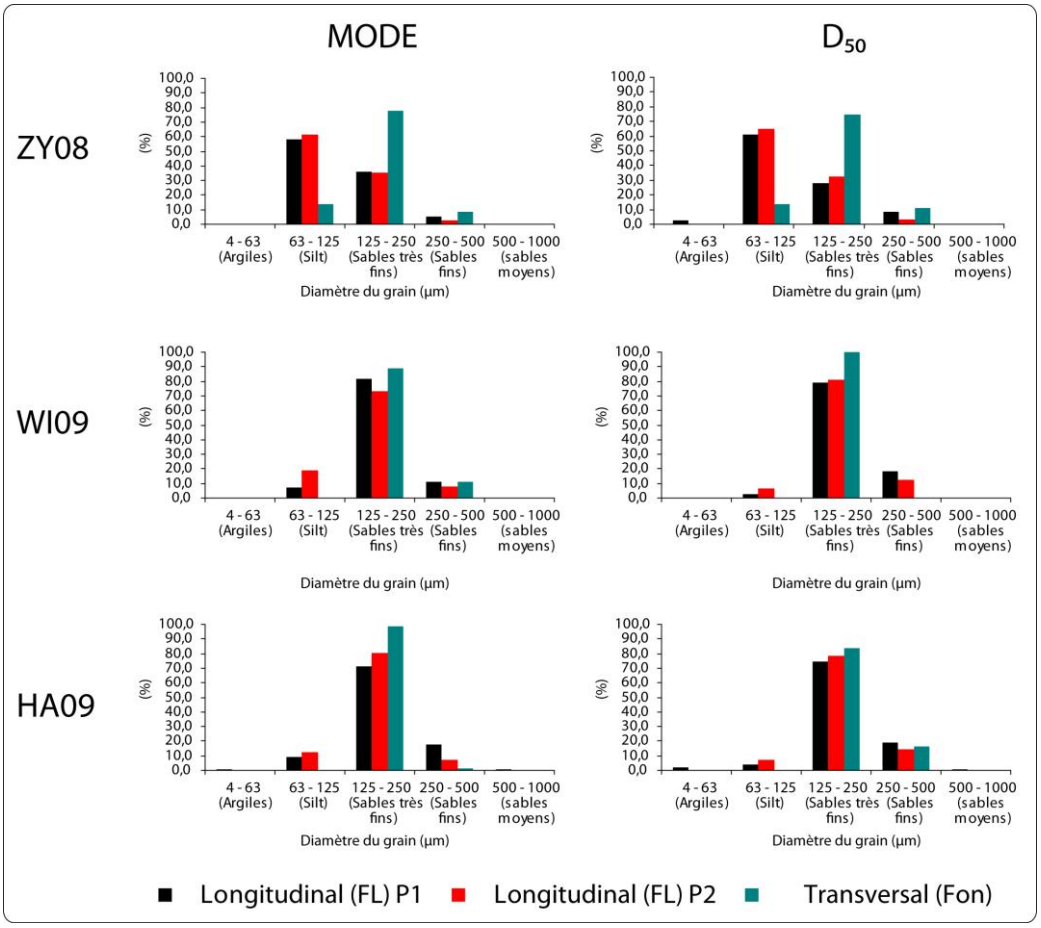


Fig. V-26 : Distribution granulométrique du mode et du D_{50} pour le transport sédimentaire transversal et longitudinal en fonction des campagnes de terrain.

***Fig. V-26** : Grain size distribution (%) of the mode and D_{50} for cross-shore and longshore sediment transport rates measured during different field experiments.*

Le courant longitudinal permet plus difficilement le transport de ces particules en raison de sa faible intensité par rapport aux mouvements oscillatoires de la houle, c'est pourquoi elles n'ont pas le temps d'être transportées parallèlement au rivage. Plusieurs phénomènes interagissent alors ensemble :

- Le déferlement et les courants oscillatoires associés mobilisent le sédiment, toutes fractions confondues. La fraction grossière est mise en suspension lors du passage ou du déferlement d'une vague et ne peut être échantillonnée que sur la composante transversale car le courant longitudinal ne semble pas assez compétent pour la transporter. La fraction plus fine reste en suspension et est transportée par le courant

longitudinal. Dans ce cas ci, seuls les mouvements oscillatoires et le déferlement sont responsables de la mise en suspension des particules.

- Le courant longitudinal est assez compétent pour mettre en suspension les particules de la fraction fine, et la fraction grossière est mobilisée exclusivement par le déferlement et les courants transversaux.

- Il y a association des deux phénomènes dont l'importance respective de chaque évolue avec les conditions d'énergie.

23.4.2. Répartition verticale de la taille du grain pour les flux transversaux et longitudinaux

Le tableau suivant présente le nombre d'échantillons analysés au granulomètre laser en fonction de la position du transport dans la colonne d'eau et de la campagne de terrain. La distribution de la taille du grain dans la colonne d'eau présente une croissance et une proportion plus importante des particules grossières de la surface vers le fond et ce, quelle que soit la campagne de terrain ou la direction du transport sédimentaire. A contrario, les particules fines tendent à disparaître à l'approche du fond et notamment au niveau du transport longitudinal. En effet, les particules fines (argiles et silts) sont fortement présentes au niveau de la surface, notamment pour ZY08, où elles atteignent les 73% et ce, de F1 à F3. On retrouve à plus faible proportion, le même schéma lors de HA09 où la proportion atteint ≅10% dans les premiers filets puis tend à disparaître en s'approchant du fond. La campagne de HA09 se démarque par une fraction grossière relativement importante au niveau de la surface, et notamment au niveau du filet F1 où la proportion de sables fins est plus élevée qu'au niveau du fond (75% contre ≅20%). L'augmentation de la taille des grains avec la profondeur débute également au niveau F2.

Tab. V-5 : Nombre d'échantillons granulométrique en fonction de la direction du transport sédimentaire et de sa position au dessus du fond (F1 surface → F5 fond) pour chaque campagne de terrain.

***Tab. V-5** : Numbers of samples depending on their position through the water column for longshore and cross-shore sediment transport*

Campagnes	Longitudinal (FL)					Transversal (F_{on})				
	F1	***F2***	***F3***	***F4***	***F5***	***F1***	***F2***	***F3***	***F4***	***F5***
ZY08	15	15	14	12	14	7	7	8	6	8
WI09	2	3	37	45	48	1	2	2	2	2
HA09	37	35	45	45	51	0	13	16	18	20

Concernant, le transport transversal, la croissance granulométrique est moins nette mais toutefois observable. Pour ZY08, les silts diminuent (28,6% pour F1 à 12,5% pour F3) et disparaissent complètement à partir des niveaux 4 et 5. La fraction grossière (Sables fins) seulement présente à partir du niveau 2, quant à elle, évolue différemment puisqu'elle diminue également à l'approche du fond (28,6% pour F2 à 12,5 % pour F5).Seule la fraction dominante (sables très fins) devient plus importante lorsque l'on s'éloigne de la surface.

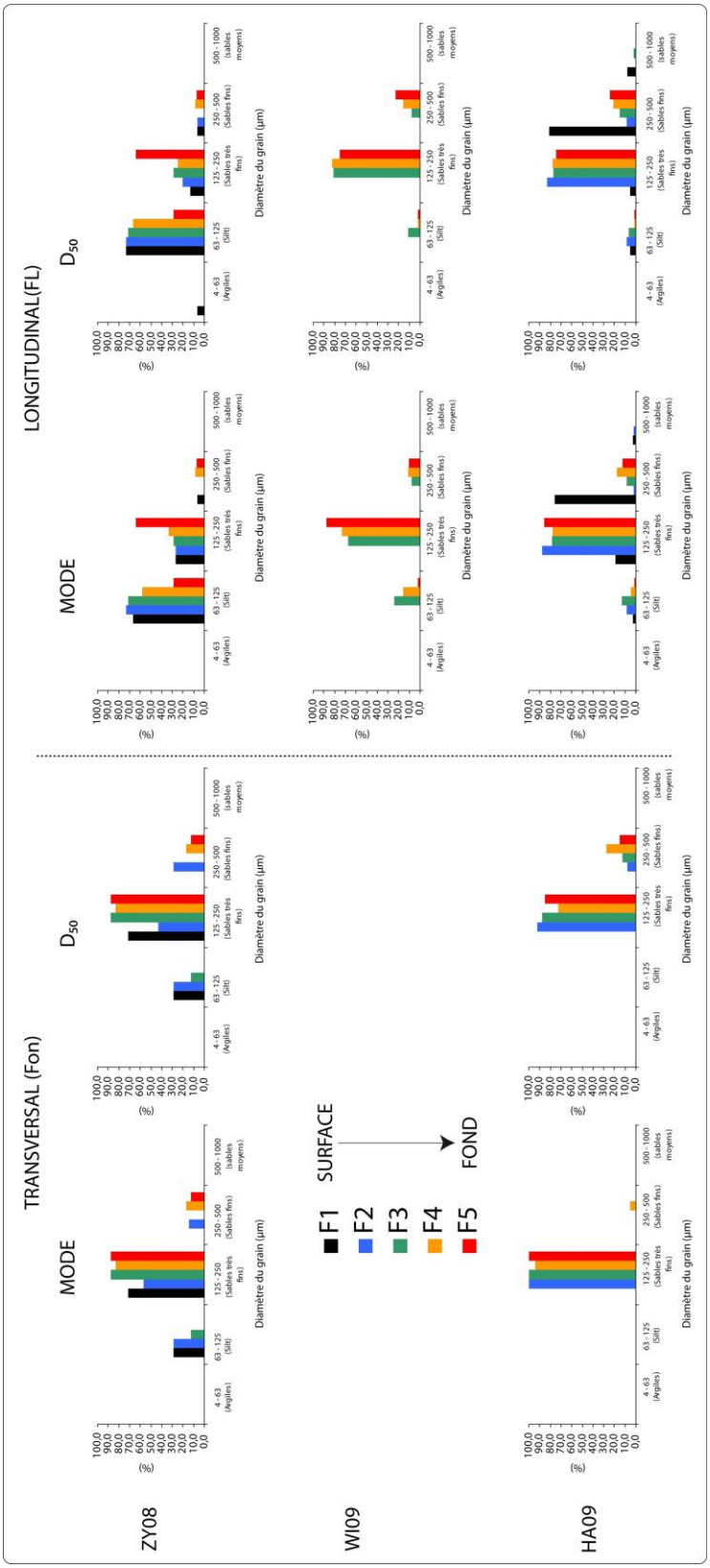


Fig. V-27 : Distribution granulométrique du mode et du D_{50} du transport sédimentaire transversal et longitudinal en fonction de sa position dans la colonne d'eau pour chaque campagne de terrain.

***Fig. V-27** : Grain size distribution (%) for the mode and the D_{50} of longshore and cross-shore sediment transport depending on their position through the water column for each field experiment. F1 refers to the data measured near the surface and F5 close to the bed.*

Cette augmentation caractéristique de la taille des particules à l'approche du fond traduit la nécessité d'une énergie plus importante pour que les particules grossières soient mises en mouvement, et puissent être maintenues en suspension dans la colonne d'eau, c'est pourquoi elles sont beaucoup plus fréquentes à l'approche du fond. Les particules fines, quant à elles, nécessitent de très faibles conditions d'énergie pour être mobilisées et distribuées dans la colonne d'eau. Des conditions d'énergie nulles sont par contre nécessaires pour permettre leur dépôt. Les masses d'eau étant continuellement en mouvement, les particules fines sont presque constamment présentes dans la colonne d'eau. Le profil des vitesses de courant dans la colonne d'eau étant décroissant à l'approche du fond à cause des phénomènes de frottement, l'énergie mise en jeu n'est pas suffisante pour mobiliser la fraction grossière. Ce sont les fortes contraintes de cisaillements engendrées par la houle et les courants oscillatoires qui permettent leur mise en suspension. Les particules grossières se déposant plus rapidement que les particules fines, leur transport en suspension diminue d'autant plus que l'on se rapproche de la surface.

23.5. Comparaisons entre les flux transversaux orientés vers le haut de plage (F_{on}), le bas de plage (F_{off}) et les flux longitudinaux : Campagne de Wissant, mars 2010

23.5.1. Caractérisation du transport sédimentaire au cours de la campagne WI10

Au cours de la campagne de terrain de Wissant en mars 2010, 3 structures ont été déployées sur 3 composantes différentes. Une structure a mesuré le transport sédimentaire longitudinal quand les deux autres mesuraient le transport transversal orienté ver le haut et le bas de plage.

Dix mesures ont été réalisées au cours de cette campagne dont 9 sur les 3 composantes et au cours de la marée descendante. Chaque mesure a été réalisée à proximité d'un appareil courantométrique, au nombre de 3 sur les barres B1 à B3, réparties sur un profil perpendiculaire au trait de côte (**Fig. V-28**). Au cours de la campagne, le flux sédimentaire longitudinal a été exclusivement dirigé vers l'est excepté le 29/03 au niveau de la barre B3 où il était dirigé vers l'ouest. Le transport parallèle à la côte a atteint un maximum de $9{,}4 \times 10^{-4}$ kg.s^{-1}.m^{-1} le 30/03 sur la barre B3 alors que le transport perpendiculaire au rivage excède 1×10^{-2} kg.s^{-1}.m^{-1} au niveau de la barre B2, le 29/03. Au regard de ces premiers résultats, les flux transversaux semblent de nouveau plus importants que les flux longitudinaux. La résultante du transport calculée grâce à la différence entre le F_{on} et F_{off} montre également une certaine dominance dans la plupart des cas.

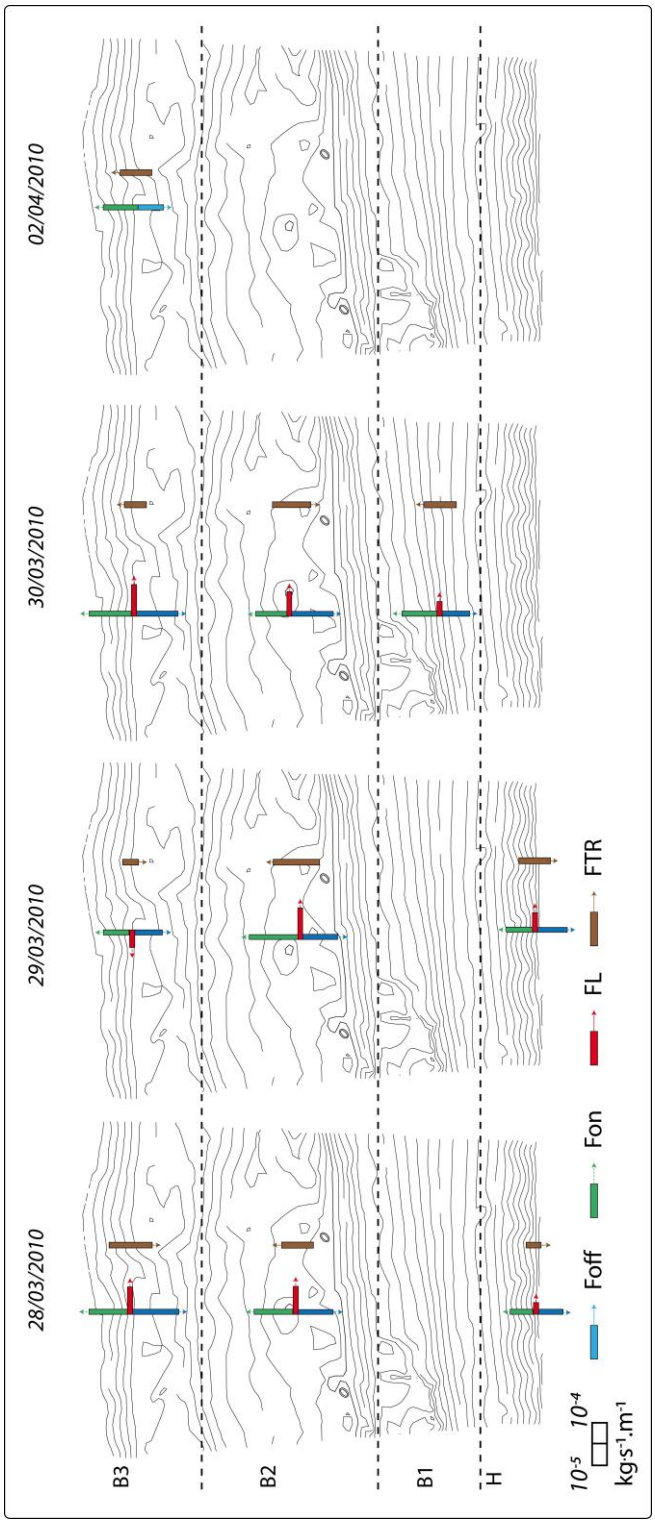


Fig. V-28 : Synthèse des transports sédimentaires mesurés au cours de la campagne de WI10 où F_{off} est le flux dirigé vers le large ; F_{on} le flux dirigé vers le haut de plage ; FL caractérise le flux sédimentaire longitudinal et F_{TR} correspond aux flux transversaux net ($F_{on} - F_{off}$) pour chaque journée d'échantillonnage. Les codes à gauche caractérisent la morphologie de la plage où H est le haut de plage et B les barres intertidales.

***Fig. V-28** : Characterization of sediment transport measured during WI10 where F_{off} is the offshore sediment transport; F_{on} is the onshore sediment transport rate; FL is the longshore sediment transport rate and F_{TR} is the net cross-shore sediment transport rate ($F_{on} - F_{off}$) for each sampling day. H refers to the upper beach and B is the intertidal bars.*

23.5.2. Comparaison entre les différentes composantes

Il s'avère que l'ensemble des flux transversaux, qu'il s'agisse de transport vers la côte ou vers le large, sont supérieurs aux flux longitudinaux, excepté pour une valeur qui est du même ordre de grandeur pour les deux composantes (**Fig. V-29**, A). En raison des mouvements oscillatoires des vagues, le transport de sédiment s'effectue dans deux directions. Ainsi, la résultante du transport sédimentaire transversal a été exprimée en valeur absolue ($F_{t,net}$) suivant l'équation suivante (Eq. **V-3**) afin d'obtenir le transport sédimentaire transversale net.

$$F_{T,net} = \left| \left(F_{on} - F_{off} \right) \right|$$

(Eq. V-3)

Les résultats montrent alors que le transport transversal net est également supérieur au transport longitudinal dans 77% des cas (**Fig. V-29**, B). Ces résultats traduisent que les mouvements du sédiment s'effectuant perpendiculairement à la plage sont extrêmement importants comparés aux flux longitudinaux. La supériorité du transport transversal pourrait être due à un faible angle d'incidence des vagues qui renforcerait le transport perpendiculaire et diminuerait le courant généré par le déferlement de la houle, et par conséquent le transport sédimentaire longitudinal. Cependant, il s'avère que les houles ont un angle d'incidence moyen d'environ 17° ce qui ne justifie donc pas les faibles transports longitudinaux

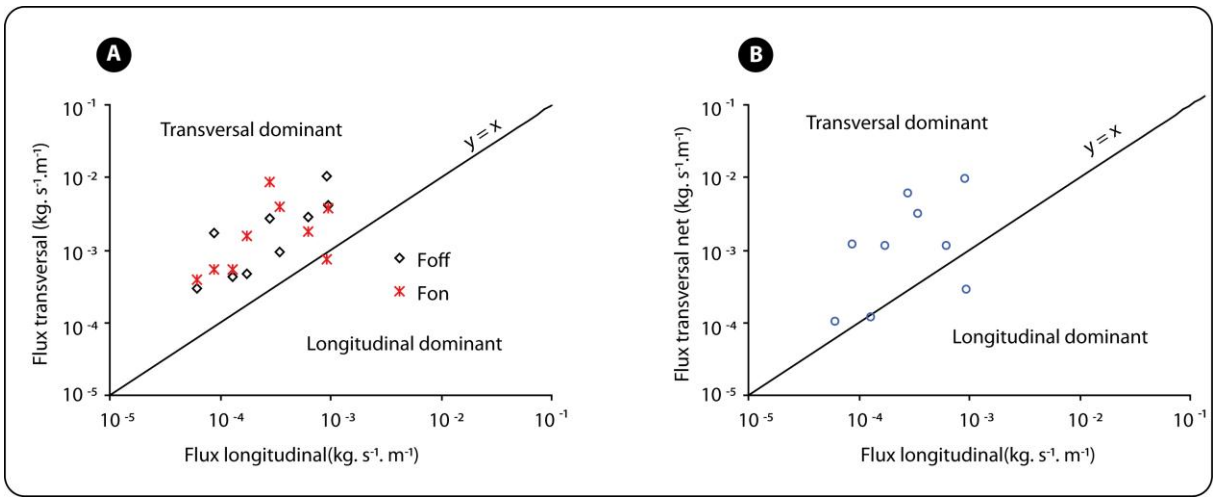


Fig. V-29 : A) Comparaisons entre les flux transversaux et les flux longitudinaux. B) Comparaison entre le flux transversal net et le transport longitudinal mesurés simultanément.

***Fig. V-29** : A) Comparisons between cross-shore (F_{on} is onshore-directed and F_{off} is offshore-directed) and longshore sediment transport rates. B) Comparison between net cross-shore and longshore sediment transport rates measured simultaneously.*

Les deux mesures où la résultante du transport transversal est inférieure au transport longitudinal correspondent aux mesures réalisées en bas de plage le 29 et le 30 mars 2010. Pour la mesure du 29 mars, la résultante du transport transversal est très faible puisque les flux sont quasiment égaux sur les deux composantes, le rapport (F_{on}/F_{off}) est en effet seulement de 1,1 ce qui signifie que le flux longitudinal est équivalent ou presque aux transports transversaux. Le 30 mars, et bien que la hauteur des vagues soit relativement importante (0,45 m) et que l'angle d'incidence des vagues avec le rivage ne dépasse pas 1°,

les transports transversaux sont faibles et leur résultante est 3,5 fois inférieure aux flux longitudinaux. Le courant longitudinal lors de la mesure n'est pas extrêmement élevé (0,16 $m.s^{-1}$) en comparaison des vitesses transversales maximales instantanées (>1 $m.s^{-1}$) mais le transport longitudinal reste tout de même supérieur au transport transversal. L'analyse de la répartition verticale du sédiment dans la colonne d'eau montre en revanche un transport en suspension très élevé pour le flux longitudinal ($\alpha = 0,02$) alors que le sédiment se déplace uniquement à l'approche du fond pour le transport transversal ($\alpha = 5,13$) ce qui peut expliquer la dominance du transport sédimentaire longitudinal. Bien que l'échantillonnage ait été effectué au niveau de la barre B3, la rugosité de surface en plage est généralement plus élevée en bas de plage. De plus, la bâche située à proximité directe de la zone de piégeage peut, dans certaines conditions, apporter un volume non négligeable de sédiments et ce notamment lors de la marée descendante au cours de la vidange.

23.5.3. Caractérisation des fluctuations des flux transversaux au cours de la campagne

La figure (**Fig. V-30**) synthétise l'ensemble des résultats concernant les mesures de flux transversaux réalisées lors de la campagne de Wissant, mars 2010.

Les 28 et 29 mars 2010, lors de la marée descendante, les flux orientés vers le large ont été dominants uniquement en milieu de plage, c'est à dire au milieu du cycle tidal, la résultante calculée en soustrayant le flux dirigé vers le haut de plage par celui dirigée vers le large, est orientée vers le haut de plage avec une valeur qui atteint 5,1 x 10^{-3} $kg.s^{-1}.m^{-1}$ le 28 mars. Le flux orienté vers le large le 29 mars atteint quant à lui 8,6 x 10^{-3} $kg.s^{-1}.m^{-1}$. Les hauteurs de houle pendant ces deux jours augmentent du haut de plage vers le milieu de plage et diminuent vers le bas de plage. Par exemple, le 29 mars, la houle est de 0,28 m en haut de plage, puis atteint 0,40 m et enfin 0,29 m en bas de plage. Les asymétries du courant transversal calculées à partir des données hydrodynamiques mesurées à haute fréquence (uniquement au niveau du Valeport et du S4ADW), montrent une résultante systématiquement dirigée vers le haut de plage excepté pour le 28 mars au niveau du bas de plage. Dans 43% des cas, l'asymétrie des vagues est dirigée dans la même direction que le transport sédimentaire résultant, par conséquent, il ne semble pas qu'à cette échelle de mesure l'asymétrie des vagues puisse expliquer totalement la direction du transport sédimentaire transversal mesurée par le piégeage.

Les flux dirigés vers le haut de plage apparaissent à 50% dominants lors de la campagne et plus précisément en haut et bas de plage lors des 2 premiers jours, le milieu de plage est quant à lui régi par un flux dirigé vers le large. Au cours du cycle de marée, il y a un accroissement significatif de l'hydrodynamisme lorsque le niveau d'eau atteint le milieu de plage (niveau NM) caractérisé ici par une augmentation de 10 cm à 15 cm de la hauteur significative des houles. Ce phénomène peut être à l'origine de la création d'un courant de retour plus intense en raison d'un apport de masse d'eau plus important liée à l'augmentation de la hauteur des vagues.

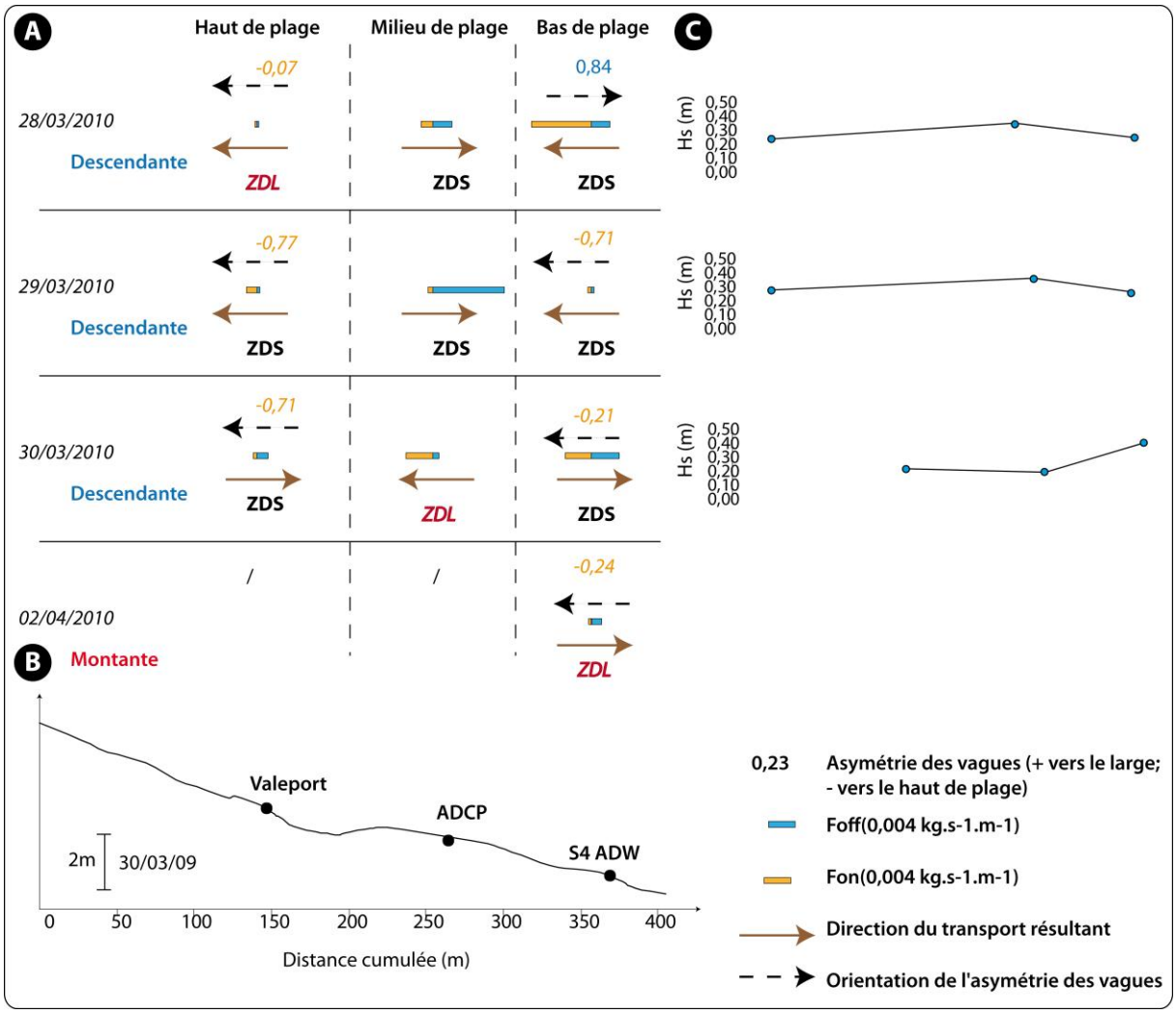


Fig. V-30 : Synthèse des différentes mesures sédimentaires et hydrodynamiques au cours de la campagne WI10. A) Flux transversaux orientées vers le haut et le bas de plage en fonction de leur localisation sur l'estran et de la journée d'échantillonnage. La flèche pleine marron indique la direction du transport résultant, la flèche pointillée noire indique la direction de l'asymétrie des vagues. Les valeurs en italique correspondent à l'asymétrie des vagues. ZDS et ZDL indiquent la position du piégeage en fonction de la zone hydrodynamique. B) Evolution de la hauteur significative des houles au cours des échantillonnages en fonction de la localisation sur l'estran. C) Profil topographique de la zone étudiée.

***Fig. V-30** : Synthesis of cross-shore sediment transport rates during WI10. A) Onshore and offshore sediment transport rates depending of their localisation on the beach profile and for each sampling day. Maroon arrow represents the net cross-shore sediment transport direction while dashed black arrow refers to the direction of the wave asymmetry. Italic values correspond to the wave asymmetry coefficient. ZDS and ZDL respectively refer to the surf zone and the shoaling zone. B) Significant wave height fluctuations during each sediment sampling. C) Shore perpendicular beach profile of the study area.*

Le 30 mars et contrairement aux jours précédent, la houle augmente vers le bas de plage (H_s = 0,47), la différence entre les deux composantes est quasi nulle comme le prouve le rapport entre les deux mesures qui atteint seulement 0,93, ce qui suggère pour cet intervalle de temps où le transport a été mesuré, que le sédiment a très peu bougé dans le profil. Le sédiment est principalement dirigé vers le bas de plage excepté pour les mesures effectuées au niveau du milieu de plage.

23.5.4. Calcul des directions de transports résiduels selon la méthode de Gao et Collins (1991)

Deux distances critiques de 120 m et 140 m ont été déterminées ainsi que 4 grilles d'échantillonnage différentes, et ce pour 2 journées d'échantillonnage, le 30 mars et le 1er avril. A partir de ces résultats, la direction moyenne du transport résiduel de chaque grille a été calculée ainsi que la direction moyenne du transport pour l'ensemble des grilles. La figure suivante (**Fig. V-31**) présente un exemple de résultat de l'analyse granulométrique des échantillons de surface récoltés le 30 mars 2010 à Wissant (WI10), le reste des résultats sont présentés en **Annexe 3**.

D'une manière générale, les résultats présentent une forte variation des directions de transport d'un jour à l'autre, mais surtout en fonction de la grille d'échantillonnage et de la distance critique. Lorsque la distance critique est de 140 m, chaque échantillon est comparé à plus de points que lorsque la distance est inférieure (120 m). Les tendances observées sont communes aux mesures effectuées le 1er avril pour les deux distances critiques, à savoir, pour la grille A1, le transport est principalement orienté vers le SO mais il est plutôt dirigé vers l'est pour les autres grilles. Il apparaît toutefois, une variabilité beaucoup plus importante pour l'ensemble des grilles. La grille A2 présente un transport résiduel orienté vers le haut de plage très important ce qui peut s'expliquer par les conditions de forte agitation le 30 mars. Les mesures de courants transversaux ce jour là ont d'ailleurs été principalement orientées vers le haut de plage. La grille A3 semble en revanche refléter plus particulièrement le transport longitudinal puisque les directions sont principalement orientée vers l'est ($D_m = 60°$), le courant longitudinal au cours de cette journée a persisté vers l'est avec des vitesses dépassant 1 $m.s^{-1}$. Le transport sur la grille 4 semble beaucoup plus probable vers le bas de plage. En effet, sur le haut de plage, les directions sont orientées vers l'ouest mais sont de plus faible probabilité, en revanche, à mesure que l'on se rapproche du bas de plage, et plus particulièrement à l'est, le transport est nettement orienté vers l'est et légèrement vers le haut de plage. Cette forte probabilité du transport résiduel en bas de plage peut s'expliquer par les variations de la tranche d'eau due à la marée. En effet, l'ensemble de la plage ne subit pas le même temps d'action pour un processus hydrodynamique donné. De par sa position, le bas de plage est soumis aux courants de marée plus longtemps qu'au niveau du haut de plage. En raison des fortes conditions d'agitation, le courant a persisté vers l'est au cours de l'ensemble du cycle tidal, le sédiment situé en bas de plage a donc été trié pendant un temps relativement plus important que le sable situé en haut de plage, expliquant ainsi que la probabilité de transport sédimentaire au niveau du bas de plage soit plus élevée.

L'ensemble des directions de transport résiduel montre une dominance significative des directions de probabilité supérieure à 0,4 vers le haut de plage ($D_m = 178°$) alors que les plus faibles tendent plutôt vers le bas de plage. Avec une distance critique de 120 m, la résultante générale est orientée vers le nord est, correspondant aux fort courant longitudinaux qui ont animé le système. Lorsque la distance augmente, le transport transversal semble en revanche prédominant.

Malgré les différentes incertitudes liées à la méthode, le fait d'employer des grilles d'échantillons et des distances critiques différentes permet tout de même de bien couvrir l'ensemble des possibilités de transport sur la zone et de pouvoir dégager une tendance générale. A travers des nombreuses grilles, deux tendances générales ressortent (**Fig. V-32**) :

- vers le haut de plage
- vers l'est de la zone d'étude.

L'application et l'interprétation de la méthode de Gao et Collins (1991) demeure une tâche complexe lorsqu'elle est appliquée en domaine côtier et plus particulièrement au niveau de la zone intertidale. Gao et Collins (1992) spécifiaient notamment trois principales incertitudes : 1) la période de temps durant laquelle le sédiment a emprunté la direction calculée, ce laps de temps dépend des processus qui animent le système mais également de l'épaisseur de sédiment collectée sur le terrain ; 2) la densité de point et par conséquent la distance critique, engendrent des résultats différents ; 3) la précision de l'unité de longueur des vecteurs de transport n'est pas toujours correctement évaluée (Paullos et Ballay, 2010). Mc Laren (1993) ajoute également que les expérimentations de terrain doivent être mises en œuvre de façon à ce qu'un seul mode de transport soit pris en compte. Bien que certaines études aient pu relier ces analyses à la morphologie de la plage comme Pedreros et al., (1996), qui avaient pu déterminer un modèle schématique du transport sous des conditions calmes à tempétueuses au niveau de la côte Aquitaine, il apparaît dans notre cas difficile de tirer des conclusions nettes et précises. Aucune circulation typique des systèmes à barres et à bâches n'a pu être mise en évidence et aucune différence nette n'a été observée entre des conditions calmes et plus agitées. L'impossibilité d'observer cette circulation provient peut être de l'excursion verticale de la marée qui est plus importante que sur la côte atlantique, ou d'un sable beaucoup plus homogène qui ne permet pas d'observer significativement la distribution du sédiment en fonction des variations hydrodynamiques. Dans une de leur publication, Gao et Collins (2000) soulignent même le fait que cette méthode granulométrique est beaucoup plus appropriée aux environnements caractérisés par un grain grossier. Loin de faire partie des sédiments cohésifs (< 63 µm), le sédiment des côtes du Nord Pas-de-Calais est particulièrement fin et la fraction fine (< 63 µm) est également très présente. Bien que cette fraction soit éliminée au cours des analyses en laboratoire, les interactions entre le sédiment non cohésifs très fins et la fraction fine peuvent influencer les modes de transport (Gao et Collins, 2000). L'excursion verticale du plan d'eau induit des temps de résidence des zones hydrodynamique différents au sein du profil (Kroon et Masselink, 2002), or les processus de transport diffèrent totalement en fonction de ces zones pouvant alors être à l'origine d'un brassage et d'un tri qui n'est pas uniforme au cours d'un cycle de marée.

La méthode d'échantillonnage sur le terrain ne prend pas en compte un point essentiel qui est l'épaisseur de sédiment qui est susceptible d'être remise en mouvement. Une épaisseur de sédiment plus ou moins importante peut correspondre à plusieurs couches de sédiments et donc à plusieurs modes de transport et de dépôt. L'analyse granulométrique d'un tel échantillon ne peut donc pas être représentative d'un évènement particulier (Hequette et al., 2008b).

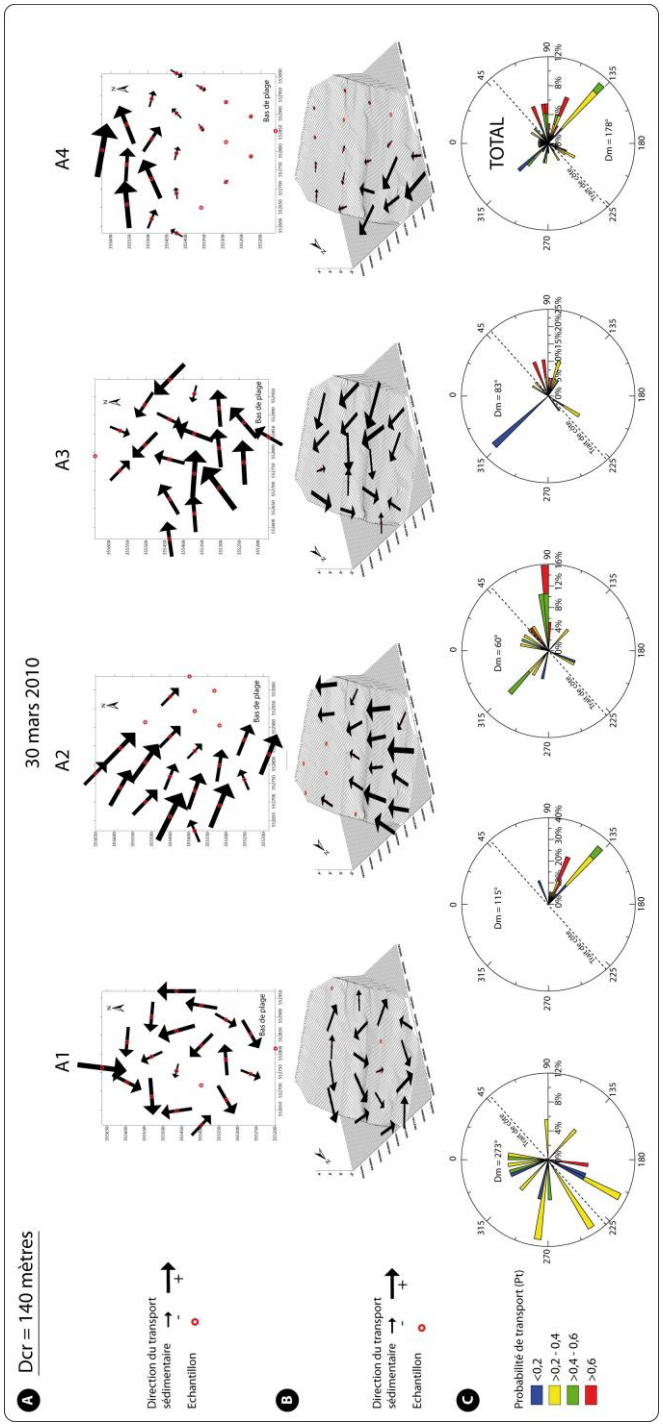


Fig. V-31 : Synthèse des directions de transports résiduels (A) et superposée à une représentation 3D (B) de la zone d'étude, calculées par la méthode GAO ET COLLINS (1991) suite aux prélèvements de sédiment de surface le 30 mars 2010 à Wissant, pour une distance critique de 140 m et ce, pour chaque grille d'échantillonnage (A1 → A4). Plus la flèche est importante, plus la direction du transport est probable. Les roses présentent l'ensemble des directions de transport pour chaque grille et pour l'ensemble des grilles (C); D_m représente la direction moyenne sur l'ensemble de l'estran. Pt est la probabilité de transport sédimentaire, plus la valeur est élevée, plus le transport est probable.

***Fig. V-31**: Synthesis of residual sediment transport directions following the grain size trend analysis developed by GAO AND COLLINS (1991) during the 30th of March 2010 (WI10) for a characteristic distance of 140 m and for each sampling grid (A1 → A)4 (A) and overlaid on 3D DEM. The probability of residual sediment transport direction increases with the size of the arrows. C) refers to the total residual sediment transport for each sampling grid and for all the grid; D_m represents the mean sediment transport direction. Pt refers to the sediment transport probability, the higher the value, the more probable is the sediment transport.*

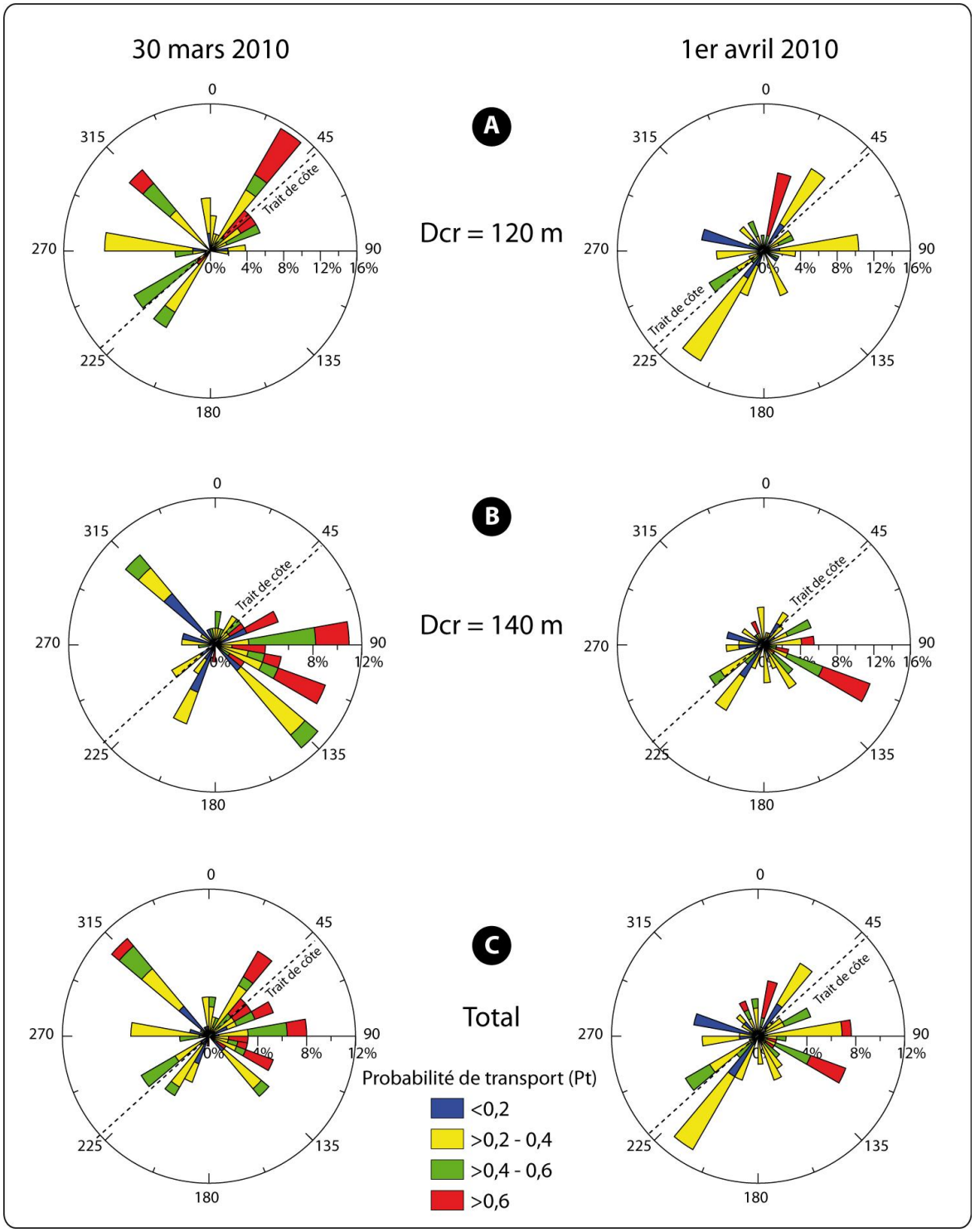


Fig. V-32 : Synthèse des directions de transport résiduel calculées par la méthode GAO ET COLLINS (1991) pour chaque journée d'échantillonnage. A et B représente l'ensemble des directions de transport de toute les grilles pour les distances critiques de 120 m et 140 m. C est le total des directions de transport pour les deux distances critiques.

***Fig. V-32** : Synthesis of residual sediment transport direction following the method of GAO AND COLLINS (1991) for each sampling day. A and B represent the whole direction (grid A1 to A4) for the characteristic distance of 120 m and 140 m. C combines both characteristic distances. Pt refers to the sediment transport probability, the higher the value, the more probable is the sediment transport.*

L'échantillonnage est réalisé sur une épaisseur de 2 cm maximum qui ne peut pas être uniforme sur toute la zone d'étude en raison de la différence d'appréciation de l'épaisseur selon l'opérateur de terrain. Comme le suggérait Pedreros et al., (1996), il faut par conséquent déterminer par avance l'épaisseur de sédiment qui pourrait être remis en suspension et ce, en fonction de l'agitation. C'est un exercice plutôt difficile à entreprendre, c'est pourquoi les directions peuvent apparaître très hétérogènes. Cette méthode nécessite par conséquent d'être couplée à d'autres analyses qu'elles soient hydrodynamiques ou sédimentaires. La méthode Gao et Collins (1991) est difficile à interpréter en domaine intertidal mais une multiplication des grilles et des distances critiques permet tout de même de caractériser une direction de transport résiduel générale qui dans ce cas semble principalement orientée vers l'est et le haut de plage

23.5.5. Conclusion sur la campagne de Wissant, mars 2010

Au cours de cette campagne de mesure, l'importance du transport transversal dans la dynamique sédimentaire des plages macrotidales a pu être mise en évidence de manière significative. Quelle que soit la direction de la résultante du transport perpendiculaire à la plage, les taux de transport se sont avérés majoritairement supérieurs aux flux longitudinaux et ce, malgré des conditions d'agitation modérées, traduisant ainsi d'importants mouvements de sédiments dans le profil. Le sédiment, mis en suspension par les mouvements oscillatoires intenses des vagues, est fortement mobilisé et transporté vers le haut ou le bas de plage. Il semble qu'au cours de la marée descendante, l'augmentation de la hauteur des houles en milieu de plage soit responsable d'un transport sédimentaire orienté vers le large, alors qu'il sera orienté vers le haut de plage à l'approche des étales de marée. Des mesures complémentaires lors de conditions d'énergie plus intenses et plus faibles permettraient de mieux comprendre la dynamique sédimentaire transversale. Ces transports de sédiments vont directement influencer la morphologie de la plage et notamment les mouvements des barres intertidales, ce que nous détaillerons dans un chapitre suivant.

24. Conclusion

Essentiellement contrôlé par les mouvements oscillatoires de la houle, le transport perpendiculaire au rivage n'a pas pu être mis en relation avec les vitesses de courants transversales en raison d'une trop forte fluctuation de ces paramètres à haute fréquence. Néanmoins, le transport semble augmenter lorsque les houles sont de plus en plus parallèles au rivage, réduisant par la même occasion l'intensité du courant généré par le déferlement de la houle incidente. Le transport transversal en est alors privilégié.

En raison de la forte intensité des oscillations liées à la houle, le transport sédimentaire est apparu généralement plus important perpendiculairement au rivage que longitudinalement. Ces fortes fluctuations sont également à l'origine de la mise en mouvement de particules plus grossières que celles transportées par les flux longitudinaux. C'est encore à cause de ces oscillations sur le fond que la distribution du sédiment dans la colonne d'eau est plutôt concentrée dans la partie inférieure. Lorsque le fond est caractérisé par une rugosité plus importante, le sédiment peut être légèrement plus homogène au sein de la colonne d'eau. En comparaison aux flux longitudinaux, le transport transversal est tout de même majoritairement

localisé au niveau du fond et ce, quelles que soient les conditions d'agitation où la morphologie de la plage. A l'instar des flux longitudinaux, les flux transversaux diminuent du bas de plage vers le haut de plage en raison de la dissipation et du déferlement des vagues sur les barres intertidales à travers l'estran. L'augmentation locale de la pente de la plage au niveau du flanc externe des barres est à l'origine d'un déferlement rapide, d'autant plus que les conditions d'agitation sont élevées. Lorsque les conditions d'énergie sont plus faibles, l'augmentation générale de la pente vers le haut de plage peut engendrer des transports relativement élevés au niveau du haut de plage en comparaison des flux mesurés sur le reste de l'estran.

De nombreuses études effectuées sur le littoral du Nord Pas-de-Calais considèrent que le transport résiduel du sédiment est parallèle au trait de côte et dirigé vers la Belgique. A macro-échelle, il est indéniable que le transport s'effectue bien dans cette direction. D'autres études, telles que celles de VOULGARIS ET AL., (1998) ou de SEDRATI (2006) ont montré par traçages fluorescent que la résultante du transport sédimentaire après un cycle de marée était également longitudinale. L'ensemble des études réalisées précédemment montrent en revanche que les mouvements de sédiments dans le profil ne sont pas insignifiants, mais dépendant de l'échelle de mesure considérée. En effet, le transport transversal est apparu supérieur au transport longitudinal dans la plupart des cas et que ce soit dans la zone de surf ou de levée. Bien que dans le cadre de nos expérimentations, seul le transport sédimentaire dirigé vers le haut de plage ait été quantifié, l'étude simultanée du transport longitudinal associé au transport dirigé vers le large et vers le haut de plage a démontré également que la résultante du transport transversal était généralement supérieure aux flux longitudinaux, contribuant ainsi à de forts mouvements sédimentaires, perpendiculairement au rivage. Toutefois, l'ensemble de ces données a été mesuré au cours de conditions d'agitation faibles à modérées et aucune donnée n'a pu être collectée lors de plus fortes conditions d'énergie. Néanmoins, l'ensemble de ces processus joue un rôle fondamental dans la morphodynamique des plages à barres et à bâches. Après une description synthétique des principaux changements morphologiques survenus au cours des différentes campagnes de mesures, nous tenterons de mettre en relation les variations des flux sédimentaires et leurs impacts sur la morphodynamique du littoral des plages du Nord-Pas-de-Calais.

CHAPITRE VI

Réponse Morpho-Sédimentaire

à Court Terme

Résumé :

Un suivi morphologique quotidien de la zone intertidale a été réalisé sur chaque site d'étude sur une largeur de 300 m. Lorsque la zone couverte le permettait, 3 à 6 barres ont pu être caractérisées, les barres B1 à B3 étant les corps les plus souvent représentés. La barre B1 s'est avérée être une barre de *swash* formée lorsque le niveau d'eau se stabilise à marée haute, sa dynamique est par ailleurs contrôlée par les fluctuations des conditions d'agitation. Les barres B2 et B3 situées au niveau du milieu de plage sont les plus massives et les plus dynamiques. Elles constituent un stock sédimentaire non négligeable qui varie peu au regard des conditions d'agitation observées. L'ensemble de la zone intertidale est apparu relativement stable, avec des changements plus significatifs entre 2 marées consécutives qu'au cours d'une semaine de suivi. Le milieu de plage (NM) est sans conteste la zone la plus dynamique, où les crêtes de barres (B2 et B3) migrent plus fortement en comparaison de leur extension longitudinale, ce qui contribue à la stabilité du système. Outre les mouvements transversaux observés, les migrations longitudinales des chenaux de vidanges sont à l'origine de l'apparition ou de la disparition des barres dans le profil de plage observé, et de zones d'érosion significatives.

Abstract :

Daily beach morphological surveys were realized on each study site. Up to six intertidal bars could be observed, nevertheless, bars B1 to B3 were the most represented. B1 essentially corresponds to a *swash* bar developed at high tide, its dynamic being controlled by wave energy conditions. The middle beach appeared to be characterized by a higher degree of crest bars mobility and by a significant amount of sand. In general, the intertidal zone appears to be stable with regard to the wave energy conditions. Although, there are clearly cross-shore movements, longshore currents are responsible of the migration of runnel channels which also influence longshore displacement of the intertidal bars and their development in the beach perpendicular profile.

Introduction

Ce chapitre présente les variations morphologiques à court terme, observées au cours des différentes campagnes et mises en relation avec les conditions météo marine qui ont prévalé pendant les périodes de mesure. Les données topographiques ont été obtenues à partir de mesures DGPS et un modèle numérique de terrain (MNT) a été calculé pour chaque jour de mesure. Un seul profil topographique correspondant au centre de la zone étudiée a été extrait des MNT. Les mesures de flux ont été réalisées de part et d'autre (50 m) de ce profil pour les trois premières campagnes (ZY08, WI09 et HA09), alors que pour les trois dernières campagnes (ZY09, WI10 et HA10), les flux ont été mesurés au niveau de ce profil central. Les résultats seront présentés en fonction des sites d'études et par ordre chronologique, une synthèse des variations morphologiques majeures sera effectuée pour chaque campagne de terrain. Pour des raisons pratiques de lecture, les mesures des paramètres hydrodynamiques de chaque expérimentation seront également associées aux données topographiques.

Rappel : Les marges d'erreur liées au matériel ou dues à l'opérateur de terrain sont de l'ordre de la dizaine de centimètre en altitude z (+ 3 cm / -5 cm). Les variations topographiques inférieures ou supérieures à 10 cm ne sont par conséquent pas considérées comme significatives.

25. Evolution morphologique à court terme

25.1. Campagne de Zuydcoote, novembre 2008 (ZY08)

25.1.1. Conditions météo-marines (Rappel)

Les conditions énergétiques au cours de cette campagne sont caractérisées par une faible agitation puisque 80% des vagues ont une hauteur significative inférieure à 0,20 m. Deux périodes d'agitation sont néanmoins distinctes, une période de faible agitation (H_s < 0,35 m) du 12 au 16 novembre et le 18 novembre. Le 17 novembre est caractérisé par une houle plus forte (Max. de 0,82 m) due à un coup de vent provenant du secteur ouest à nord ouest. Les houles proviennent essentiellement du secteur ONO avec un vent provenant du même secteur. L'intensité des courants longitudinaux fluctue avec la marée sans toutefois observer une nette renverse de courant en termes de direction. Les courants transversaux restent faibles (< 0,1 $m.s^{-1}$) et sont principalement orientés vers le haut de plage, excepté lors du coup de vent qui engendre un courant vers le large plus important que pendant le reste de la campagne.

25.1.2. Réponse morpho-sédimentaire de la zone d'étude (ZY08)

- ***Approche 2D***

La zone d'étude au cours de cette campagne est caractérisée par une alternance de barres et de bâches. En fonction de la surface de plage qui a pu être levée, 3 à 6 barres intertidales sont identifiables à travers l'estran. La barre B1 est systématiquement positionnée entre la PMME et la PMVE, alors que la barre B2 est au niveau de la PMME et la barre B3 près du niveau moyen (NM). Les barres 4 à 6 sont quant à elles localisées entre le NM et BMME.

La comparaison des profils topographiques montre une accrétion significative (> à ± 0,1 m) entre le 13 et le 14 novembre. Le 13 novembre, seules les barres B2 et B3 sont bien développées, la barre B1 n'apparaît qu'à partir du 14 novembre, ce qui traduit un apport de

sédiment vers le haut de plage (**Fig. VI-1** et **Fig. VI-2**). La barre B2 subit également un net engraissement d'environ 4 $m^3.m^{-1}$ et une augmentation de son altitude, en revanche la barre B3 est lissée. Le 14 novembre est également caractérisé par la remontée de la barre B4 qui n'apparaissait pas dans le levé du 13 novembre. La barre B4 constitue le corps sédimentaire le plus volumineux (entre 25 et 15 $m^3.m^{-1}$) de la zone et ce, pour l'ensemble de la campagne. Les crêtes des barres B2 et B3 se déplacent vers le haut de plage induisant une plus forte dissymétrie. D'une manière générale, l'ensemble des barres, excepté pour la barre de bas de plage (B5), présente une dissymétrie portant vers le haut de plage (**Fig. VI-1**, B). Cette première phase se traduit donc par une translation significative des corps sédimentaires vers le haut de plage, provoqués par des conditions d'agitation calmes (H_s < 0,20 m) et un courant transversal dominant dirigé vers le haut de plage.

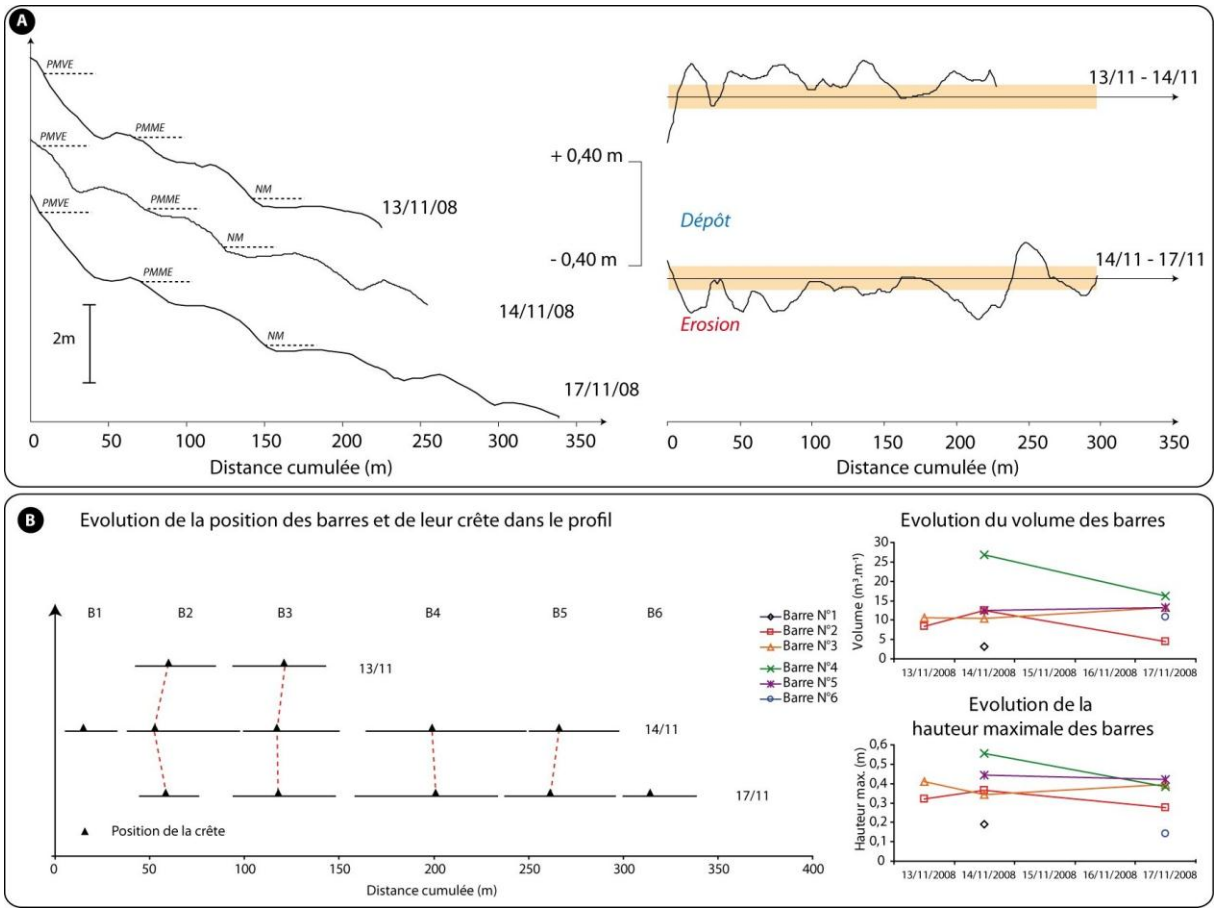


Fig. VI-1 : Evolution morpho-sédimentaire de la plage de Zuydcoote du 13 novembre au 17 novembre 2008. A) Evolution du profil topographique central de la zone d'étude au cours de la campagne et des profils topographiques différentiels entre chaque jour de mesure. B) Evolution de la position des barres et de leur crête au sein du profil et de leurs caractéristiques morphologiques. La partie en jaune sur les profils correspond à la marge d'erreur.

***Fig. VI-1** : Beach morphology evolution of Zuydcoote (11/13/08 to 11/17/08). A) Perpendicular beach profile evolution throughout the field experiment. B) Location of the intertidal bars and their crests movement across the beach profile as well as their morphological characteristics. Shaded areas on beach profiles refer to the error margin.*

L'évolution entre le 14 et le 17 novembre est totalement différente puisque le profil montre une érosion générale du haut et du milieu de plage qui peut atteindre 0,31 m, seulement le bas de plage est caractérisé par un dépôt (**Fig. VI-1**, A). La barre B1 disparaît et le volume de la barre B2 diminue également fortement même si l'augmentation de sa cambrure suggère une

morphologie mieux marquée. La barre B3 subit quant à elle un léger engraissement et apparaît également mieux formée. En revanche, la barre B4 subit une forte érosion puisque son volume baisse de 10 $m^3.m^{-1}$ pour une baisse d'altitude maximale de 0,20 cm (**Fig. VI-1**, B). Une 5^e barre commune aux deux levés est alors visible en bas de plage, elle reste toutefois stable en termes de volume avec une dissymétrie significative vers le haut de plage. En revanche, pour l'ensemble des barres, les crêtes progressent vers le bas de plage, ce qui traduit une migration des corps sédimentaires vers le large. Cette migration pourrait être due à l'intensification des conditions d'énergie (Hs ≈ 0,80 m) qui devrait induire des courants de retour plus intenses. Les mesures hydrodynamiques montrent en revanche des vitesses transversales plutôt modérées (**Fig. VI-2**, C). Les vitesses transversales étant très élevées à haute fréquence, la migration des crêtes de barres peut être liée au temps d'action de ces courants dans une direction préférentielle.

Enfin, entre le début et la fin de la campagne, le milieu de plage est relativement stable, puisque les taux de variations oscillent entre 0 et 0,10 cm en moyenne, autrement dit dans la marge d'erreur de la mesure (**Fig. VI-2**, D). La barre B3 semble toutefois migrer vers le bas de plage, ce qui se traduit par une érosion significative de l'ordre de 0,20 m. Si l'extension des barres évolue plus fortement au cours de la campagne, la position de leur crête reste malgré tout relativement stable.

- ***Approche 3D***

Les modèles numériques de terrain en 3D ainsi que les cartes de différentiels topographiques permettent d'apprécier la morphodynamique sédimentaire à l'échelle de notre zone d'étude. Les barres intertidales sont parallèles à sub-parallèles au trait de côte. Aucun chenal de vidange perpendiculaire n'est visible sur ces modèles. Il est toutefois possible qu'il existe dans la réalité mais leur morphologie n'est pas suffisamment marquée pour que l'on puisse les visualiser sur le MNT (**Fig. VI-3**, A). Les bâches sont également bien marquées, cependant, on dénote la présence de corps sédimentaires à l'intérieur de ces bâches. Ces formes correspondent en fait à un artefact dû à la méthode de mesure sur le terrain (**Cf. Chapitre II**).

A l'instar des comparaisons de profils topographiques, les cartes de différentiels présentent un dépôt de sédiment entre le 13 novembre et le 14 novembre, lié à la migration des barres du bas de plage vers le haut de plage (**Fig. VI-3**, B). Les zones de fortes érosions localisées au niveau du haut de plage correspondent à l'emplacement des artefacts de mesures et ne sont donc pas significatives. Entre le 14 et le 17 novembre, le bas de plage qui avait subi un dépôt est maintenant érodé et le sédiment a été redistribué en bas de plage puisqu'il n'apparaît pas de dépôt sur cette carte. Enfin, au cours de la campagne, le site est resté relativement stable, les rares zones où les variations d'altitude sont significatives correspondent aux artefacts de mesures.

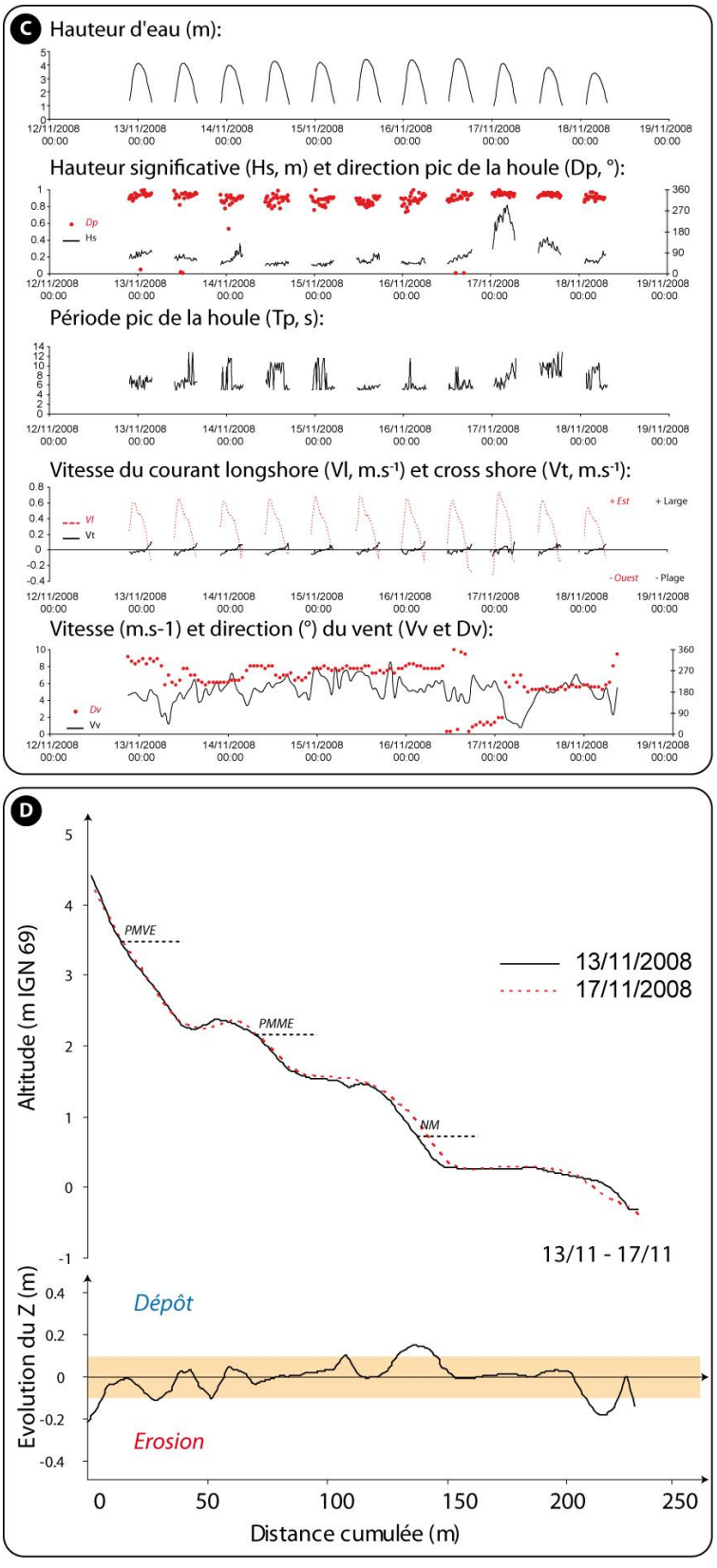


Fig. VI-2 : C) Récapitulatif des données hydrodynamiques acquises au cours de la campagne par un des ADCP situé en milieu de plage. D) Comparaison entre le profil mesuré le 1er jour et le dernier jour de la campagne de terrain ainsi que le profil différentiel entre les deux profils

Fig. VI-2: *C) Synthesis of hydrodynamic conditions measured in the middle beach by an ADCP. D) Comparison of perpendicular beach profile measured the 1st day and the last day of the field experiment.*

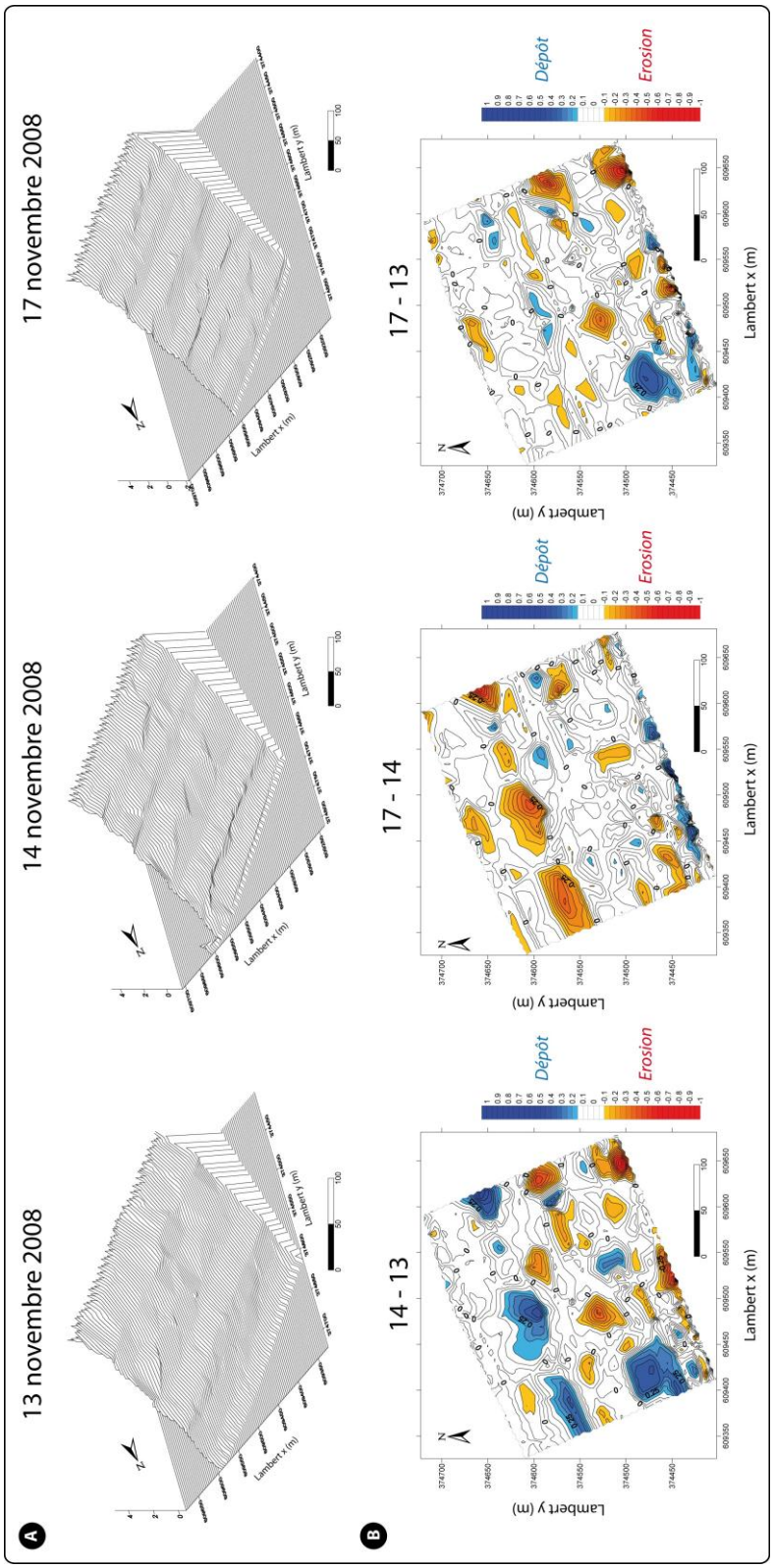


Fig. VI-3 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage de Zuydcoote du 13 novembre au 17 novembre 2008. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure et entre le dernier et le premier jour d'expérimentation.

***Fig. VI-3** : 3D Beach morphology evolution of Zuydcoote (11/13/08 to 11/17/08). A) Digital elevation model of the study zone throughout the field experiment. B) Differential digital elevation model between each day and between the first and the last day of the field experiment.*

25.2. Campagne de Zuydcoote, novembre – décembre 2009, (ZY09)

25.2.1. Conditions météo-marines (Rappel)

Cette deuxième campagne de terrain a été caractérisée par des conditions de fortes agitations et qui ont perduré pendant une période relativement longue. En effet, plus de la moitié des hauteurs de houle enregistrées est supérieure à 0,4 m dont 6% excède 1 m. Provenant du secteur O à NO, les houles associées aux vents de forte intensité du même secteur génèrent un courant longitudinal violent qui a pu atteindre pendant la période d'échantillonnage (24/11 au 06/12) 0,90 $m.s^{-1}$. Ce fort courant persiste vers l'est lors de conditions de très fortes énergies. Le courant transversal est quant à lui relativement faible et dominant vers le large lorsque les conditions sont agitées.

25.2.2. Réponse morpho-sédimentaire de la zone d'étude (ZY09)

- ***Approche 2D***

A travers les 6 levés topographiques réalisés au cours de la campagne de terrain, seulement 3 barres intertidales apparaissent bien distinctement au niveau de l'estran. La barre B1 est localisée juste en dessous du PMME, la barre B2 entre le PMME et le NM et enfin la barre B3 est localisée en dessous du NM. D'une manière générale, les barres B2 et B3 sont mieux développées que la barre de haut de plage (B1) qui possède un volume quasi constant au cours de la campagne (4 $m^3.m^{-1}$) et présente une faible dissymétrie (**Fig. VI-4**). En revanche, les volumes des barres du milieu de plage varient plus fortement au cours de la campagne et leur morphologie est différente puisque la crête de la barre B2 porte principalement vers le bas de plage alors que la crête de la barre B3 porte vers le haut de plage. Les deux barres semblent converger vers le milieu de plage (**Fig. VI-4**, B). La barre B3 constitue toutefois, le corps sédimentaire le plus volumineux de par son extension latérale importante (≈ 85 m). Les profils topographiques différentiels ne présentent pas de changement morphologique majeur et ce, malgré des conditions d'agitation très intenses (**Fig. VI-4**, A). En effet, les seules variations significatives apparaissent au niveau de la barre B2 entre le 27 et le 24 novembre, la migration de cette barre vers le bas de plage engendre une zone d'érosion de plus de 0,20 m. Bien que la barre B1 disparaisse du 1er au 3 décembre, il n'y a pas de zone d'érosion significative à ce niveau, ce qui traduit une redistribution homogène du sédiment dans le profil. Le second changement notable survient entre le 30 novembre et le 1er décembre également au niveau de la barre B2. En effet, le 1er décembre, les crêtes des barres B2 et B3 migrent significativement vers le bas de plage avec une augmentation de la hauteur maximale de la barre B2 de 0,20 m. Les conditions d'agitation lors de cette période sont particulièrement intenses puisque les appareils sur l'estran ont été complètement démantelés ce qui n'a pas permis d'obtenir des mesures hydrodynamiques pendant 2 jours. Ces mouvements vers le bas de plage sont associés à des conditions de forte énergie. Seulement, les courants de retour sont de nouveau peu importants et ne domine dans une direction que lors de deux cycles tidaux (juste avant le 03/12) (**Fig. VI-5**, C). Une durée d'action plus longue du courant dirigé vers le large doit être à l'origine de ces mouvements mais ne sont pas perceptibles sur ces série temporelles puisque les valeurs correspondent à des moyennes sur un burst. Le 3 décembre, les barres B2, B3 et leurs crêtes migrent de nouveau vers le haut de plage à la faveur d'une baisse des conditions de l'agitation (Hs < 0,4 m). Jusqu'à la fin de

la campagne aucun changement majeur n'est à notifier excepté la reformation de la barre de haut de plage B1. Les barre B2 et B3 restent quant à elles stables, tant en termes de volume et d'altitude que de position dans le profil.

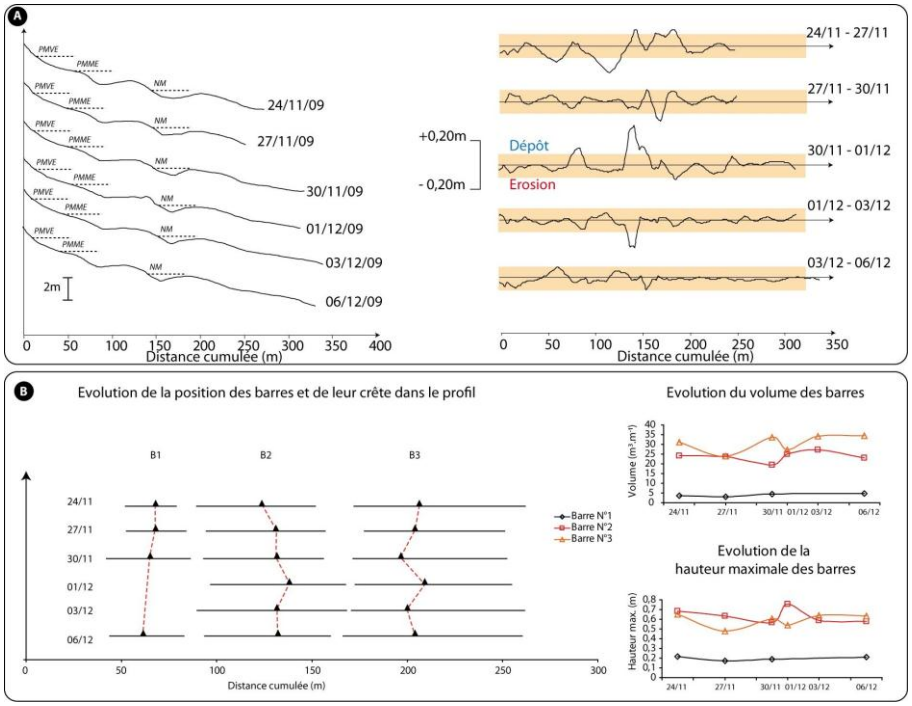


Fig. VI-4: Evolution morpho-sédimentaire de la plage de Zuydcoote du 24 novembre au 06 décembre 2009. A) Evolution du profil topographique central de la zone d'étude au cours de la campagne et des profils topographiques différentiels entre chaque jour de mesure. B) Evolution de la position des barres et de leur crête au sein du profil et de leurs caractéristiques morphologiques. La partie en jaune sur les profils correspond à la marge d'erreur.

***Fig. VI-4** : Beach morphology evolution of Zuydcoote (11/24/09 to 12/06/08). A) Perpendicular beach profile evolution throughout the field experiment. B) Location of the intertidal bars and their crests movement across the beach profile as well as their morphological characteristics. Shaded areas on beach profiles refer to the error margin.*

Au cours de la campagne (**Fig. VI-5**, D), les variations morphologiques sont restées peu significatives malgré des conditions d'énergie importantes. Toutefois, les barres du milieu de plage se déplacent tantôt vers le large, tantôt vers le haut de plage en réponse aux variations de l'énergie de la houle.

- ***Approche 3D***

Les MNT 3D montrent parfaitement le système barre – bâche parallèle à sub-parallèle au trait de côte. Les artefacts liés à la prise de mesure sont cette fois ci moins marqués. De même que lors de la campagne de 2008, aucune morphologie particulière ne se détache au cours de cette campagne. Les volumes calculés sont de nouveau dans la marge d'erreur ; la plage n'a donc pas subi d'érosion ou de dépôt significatif.

Les cartes de différentiels corroborent les observations précédentes, à savoir que la zone d'étude a subi peu de changements morphologiques au cours de l'expérimentation et les variations sont uniquement localisées au niveau des barres du milieu de plage. Bien qu'il y ait des changements relatifs de la morphologie, aussi faibles soient ils, il semble que le stock de sédiment ait été constant ou plutôt constamment renouvelé au cours de la campagne. Les

conditions d'agitation ayant été intenses mais constantes dans le temps, la morphologie de la plage n'a pas subi de brusque changement de régime pouvant induire des variations topographiques importantes.

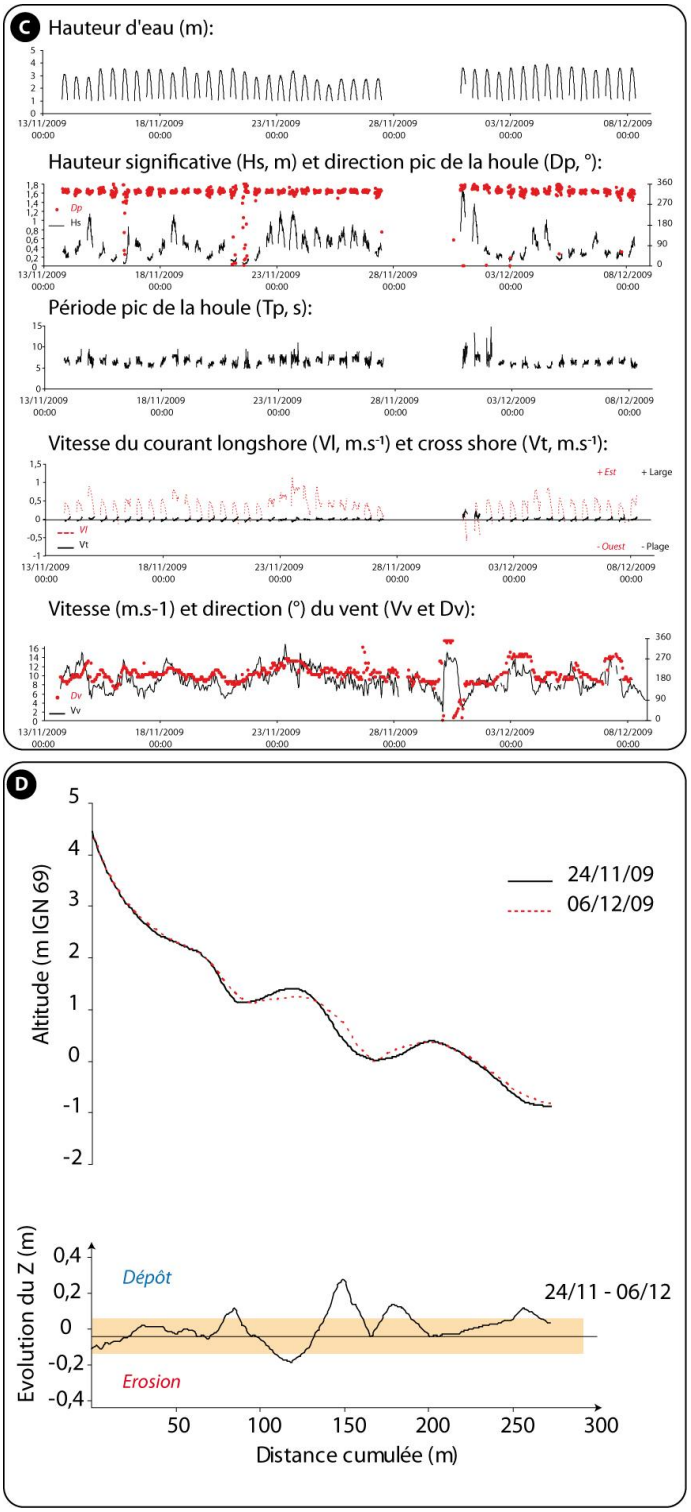


Fig. VI-5 : C) Récapitulatif des données hydrodynamiques acquises au cours de la campagne par un des ADCP situé en milieu de plage. D) Comparaison entre le profil mesuré le 1er jour et le dernier jour de la campagne de terrain ainsi que le profil différentiel entre les deux profils.

***Fig. VI-5** : C) Synthesis of hydrodynamic conditions measured in the middle beach by an ADCP. D) Comparison of perpendicular beach profile measured the 1st day and the last day of the field experiment.*

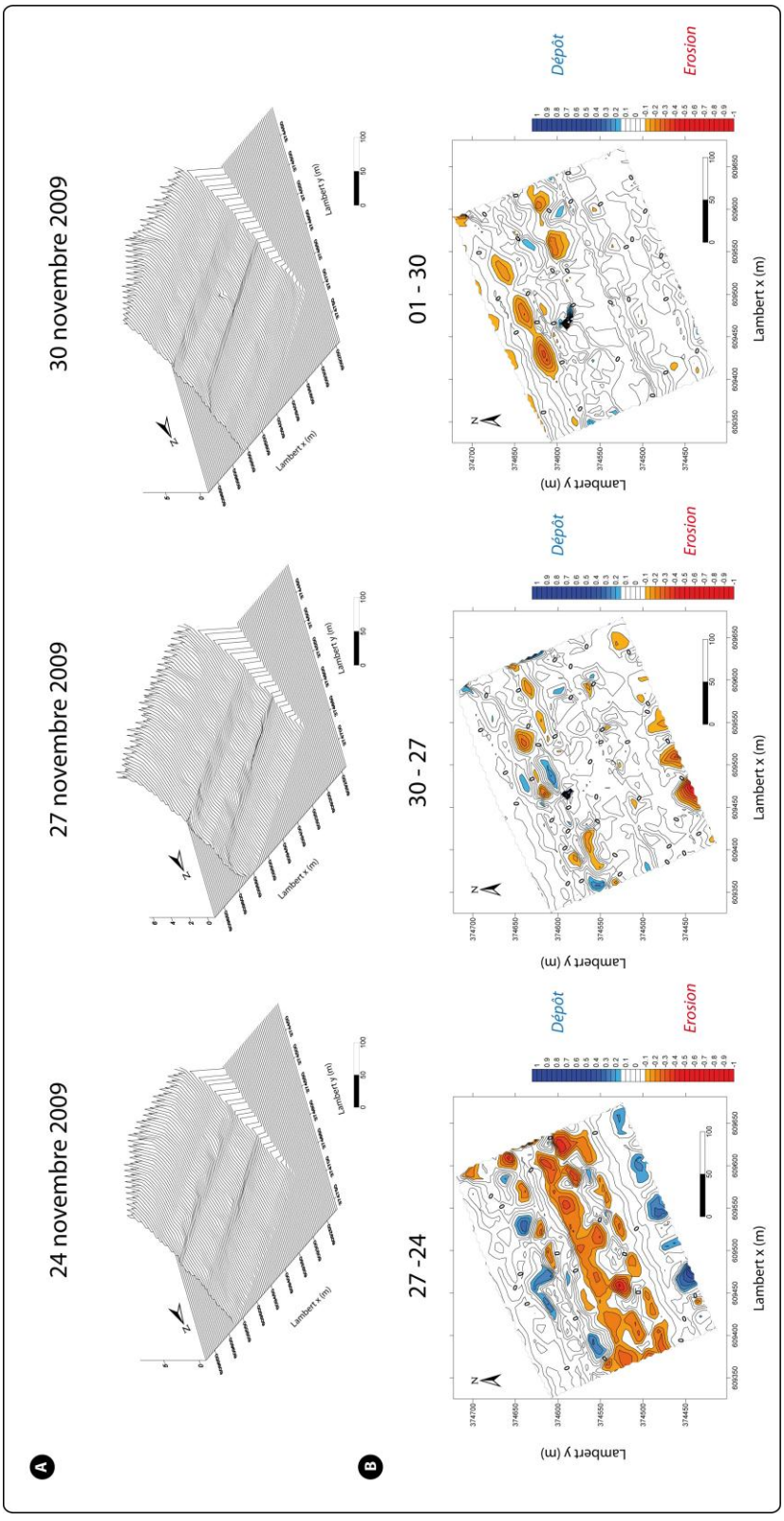


Fig. VI-6 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage de Zuydcoote du 24 novembre au 30 novembre 2009. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure.

Fig. VI-6*: 3D Beach morphology evolution of Zuydcoote (11/24/09 to 11/30/09). A) Digital elevation model of the study zone throughout the field experiment. B) Differential digital elevation model between each day.*

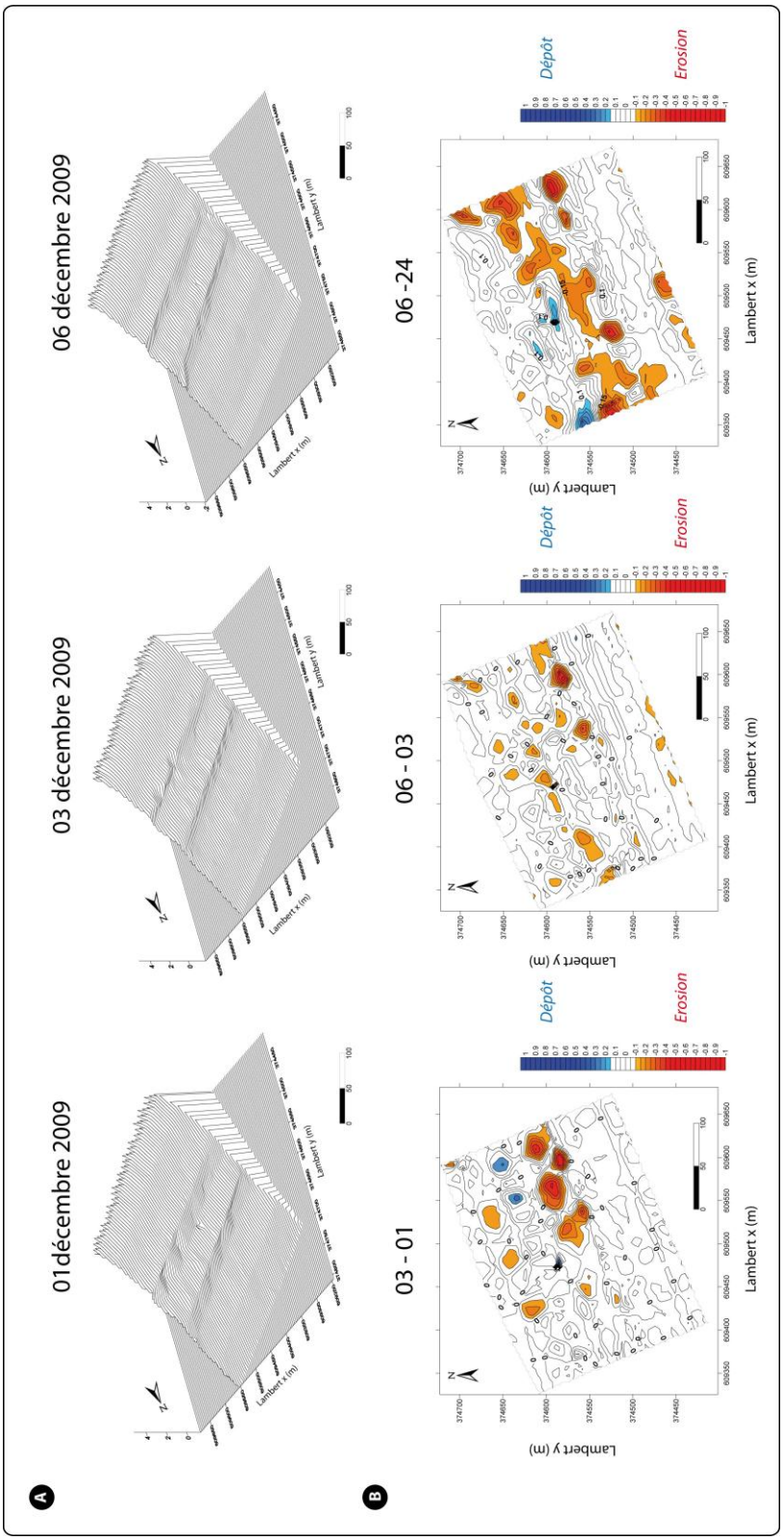


Fig. VI-7 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage de Zuydcoote du 03 décembre au 06 décembre 2009. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure et entre le dernier et le premier jour d'expérimentation.

Fig. VI-7*: 3D Beach morphology evolution of Zuydcoote (12/03/09 to 12/06/09). A) Digital elevation model of the study zone throughout the field experiment. B) Differential digital elevation model between each day and between the first and the last day of the field experiment.*

25.3. Campagne de Wissant, mars 2009, (WI09)

25.3.1. Conditions météo-marines (Rappel)

Cette campagne est caractérisée par des conditions d'agitation relativement élevées puisque 40% des vagues ont une hauteur significative supérieure à 0,4 m et 44% sont comprises entre 0,2 m et 0,4 m. Deux périodes se distinguent nettement, une première du 8 au 11 mars pendant laquelle la houle et les courants sont intenses (H_s max = 1,80 m et $V_l > 1$ m.s^{-1}). Une deuxième période du 11 au 13 mars où le régime hydrodynamique diminue en restant toutefois soutenu puisque les vagues atteignent tout de même 0,80 m. A la faveur d'un vent venant du secteur O, les houles proviennent essentiellement du secteur O à NO. En période de fortes agitations, le courant longitudinal persiste vers le nord est en raison de la provenance des vagues et du vent. Lorsque l'intensité de ce courant diminue, la renverse de marée est observable.

25.3.2. Réponse morpho-sédimentaire de la zone d'étude (WI09)

- ***Approche 2D***

La zone levée au cours de cette campagne présente 3 barres intertidales où la barre B1 est localisée entre la PMME et le NM, la barre B2 entre le NM et la BMME quand la barre B3 est comprise entre la BMME et la BMVE. Les barres B1 et B3 sont peu développées et leurs hauteurs oscillent entre 0,10 m et 0,40 m pour la barre B3, et entre 0,70 m et 0,30 m pour la barre B1. La barre B2 constitue un stock sédimentaire non négligeable puisque son volume est compris entre 70 m^3.m^{-1} et 100m^3.m^{-1}. Cette barre de milieu de plage présente une très forte dissymétrie, son flanc interne est en effet très abrupte par rapport à son flanc externe qui adopte une pente douce vers le bas de plage. Puisque la pente du flanc interne de la barre est relativement forte, cela permet une bonne canalisation de l'écoulement dans la bâche située juste au-dessus (**Fig. VI-8**, A et B).

Les profils topographiques différentiels montrent peu de changements morphologiques significatifs exceptés au niveau de la jonction entre la barre B2 et la bâche sus-jacente. En effet, au début de l'augmentation de l'intensité des conditions d'agitation (**Fig. VI-9**, C), il y a une zone d'érosion significative au niveau de la bâche entre les barres B1 et B2 (**Fig. VI-8**, A). Les positions des barres montrent en outre un léger déplacement des barres B1 et B2 vers le haut de plage. De plus, leur volume augmente d'environ 10 m^3.m^{-1} alors que la zone entre les deux est en érosion. Ces observations suggèrent que malgré le mouvement transversal des barres vers le haut de plage, les phénomènes de vidange ont participé à l'érosion du fond de la bâche et transporté longitudinalement le sédiment hors de la zone d'étude. Le jour suivant (10/03), après et pendant le pic d'intensité des vagues, la bâche est pratiquement comblée puisque l'altitude augmente de plus de 0,50 m en raison de l'élargissement de la barre B1 vers le bas de plage, et de la progradation du flanc interne de la barre B2 vers le haut de plage. Il y a cette fois ci une redistribution du sédiment dans le profil due en partie à la destruction des barres sus et sous-jacente, qui par ailleurs présentent une baisse de leur hauteur maximale (-0,20 m pour la barre B1 et -0,10 m pour la barre B2) expliquant ainsi le lissage du profil au niveau du haut de plage. La bâche subit de nouveau une accrétion le 11 mars puis s'érode jusqu'à la fin de la campagne. Cette érosion progressive semble être due en partie au

déplacement vers le haut de plage de la barre B1. La barre B2 quant à elle, varie très peu en termes d'extension longitudinale, sa crête migre néanmoins lentement vers le haut de plage.

La barre B3 suit les variations morphologiques du haut de plage et migre vers le bas de plage lors des conditions de fortes agitations et se stabilise lors de la diminution de l'énergie

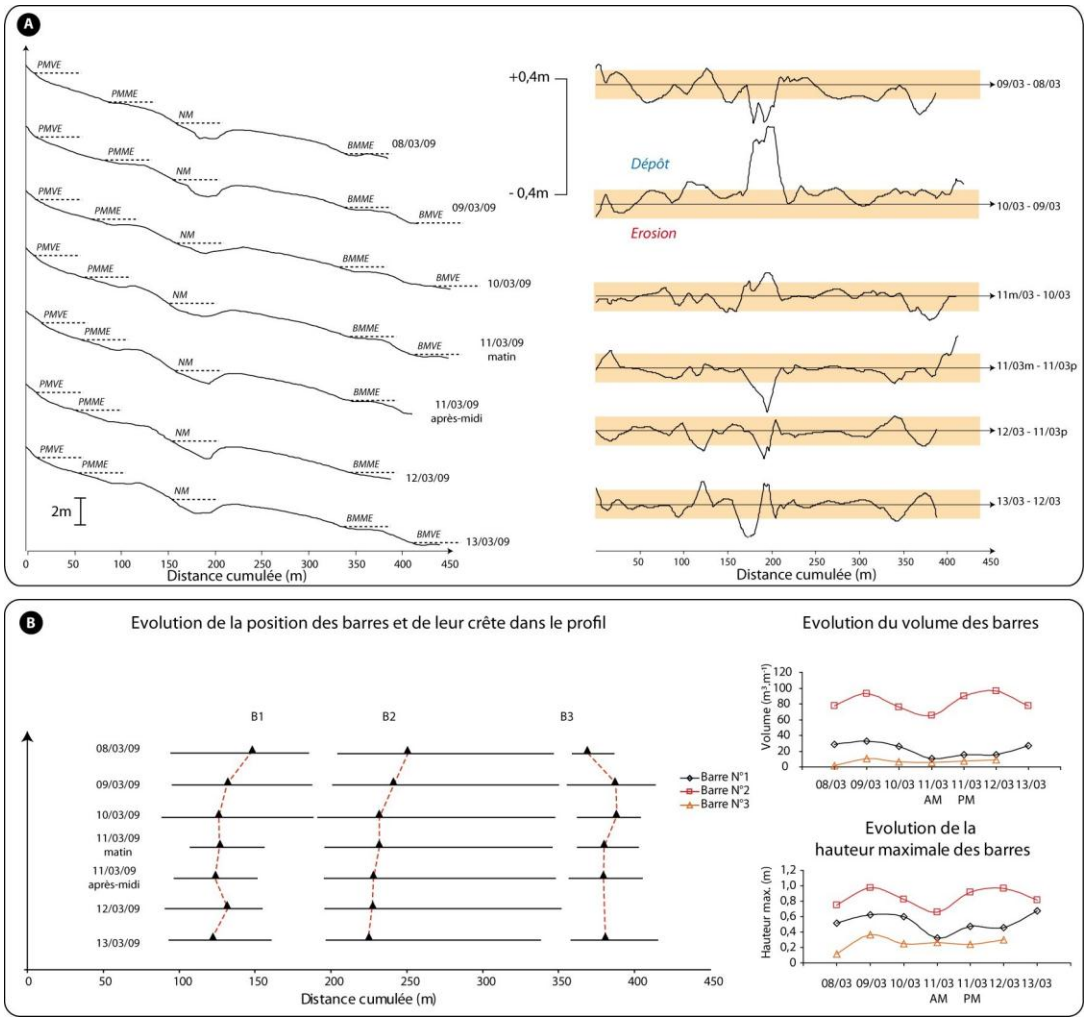


Fig. VI-8: Evolution morpho-sédimentaire de la plage de Wissant du 08 mars au 13 mars 2009. A) Evolution du profil topographique central de la zone d'étude au cours de la campagne et des profils topographiques différentiels entre chaque jour de mesure. B) Evolution de la position des barres et de leur crête au sein du profil et de leurs caractéristiques morphologiques. La partie en jaune sur les profils correspond à la marge d'erreur.

***Fig. VI-8**: Beach morphology evolution of Wissant (03/08/09 to 03/13/09. A) Perpendicular beach profile evolution throughout the field experiment. B) Location of the intertidal bars and their crests movement across the beach profile as well as their morphological characteristics. Shaded areas on beach profiles refer to the error margin.*

Au cours de cette campagne, les variations morphologiques sont localisées au niveau de la barre B2 et le flanc externe de la barre B1. La bâche a subi une érosion de 0,20 m alors que la barre sous jacente s'est engraissée de 0,4 m. Le reste du profil reste cependant relativement stable et ce, malgré des conditions d'agitation très variables (**Fig. VI-9**, D). Les changements morphologiques suggèrent également une forte influence du transport longitudinal, notamment lié aux phénomènes de vidange. Il est important de noter que la crête des barres B1 et B2 migrent vers le haut de plage tout au long de la campagne, traduisant un fort transport de sédiment du milieu de plage vers le haut de plage et ce, quelles que soient les

conditions d'agitation. La crête de la barre B3 reste quant à elle stable sauf pendant la phase d'agitation où elle se déplace vers le bas de plage, pouvant traduire que le bas de plage sois préférentiellement soumis à des courants de retour lors de ces conditions plus intenses.

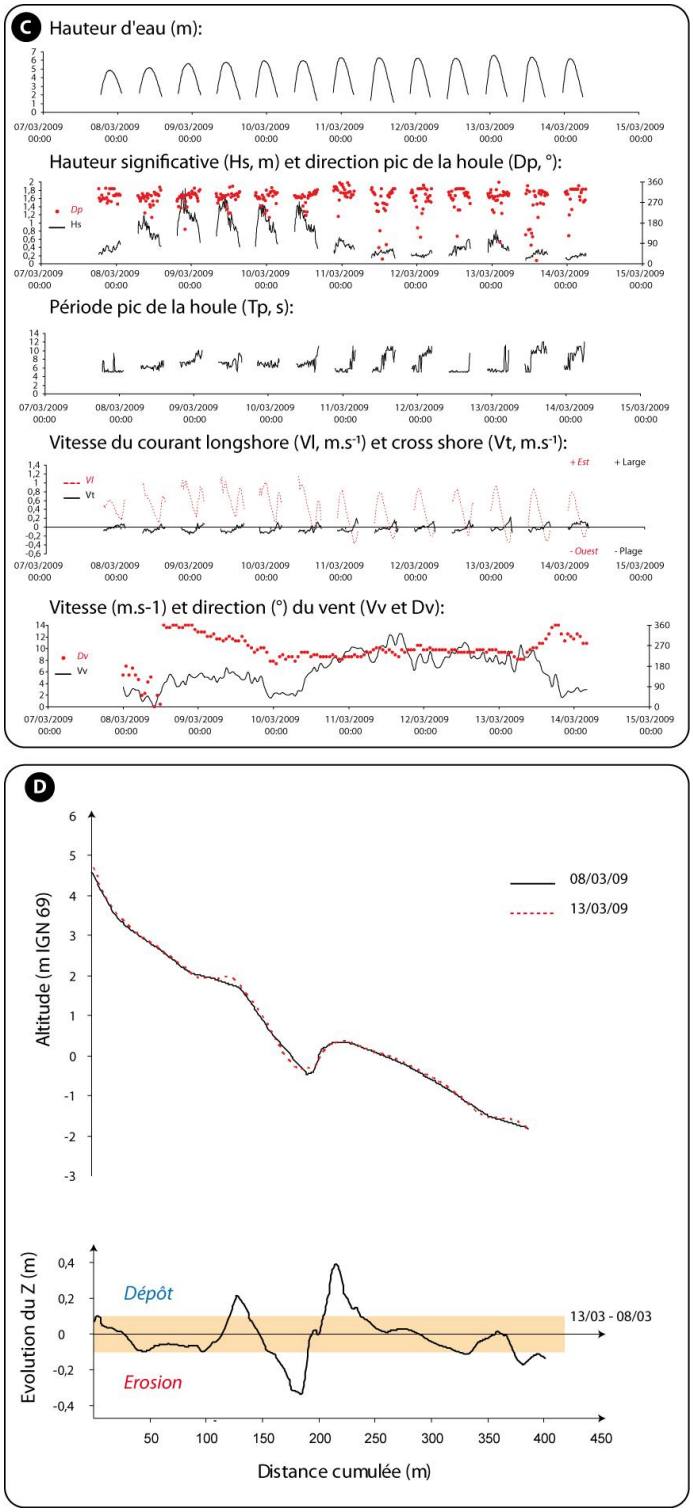


Fig. VI-9 : C) Récapitulatif des données hydrodynamiques acquises au cours de la campagne par un des ADCP situé en milieu de plage. D) Comparaison entre le profil mesuré le 1er jour et le dernier jour de la campagne de terrain ainsi que le profil différentiel entre les deux profils.

***Fig. VI-9** : C) Synthesis of hydrodynamic conditions measured in the middle beach by an ADCP. D) Comparison of perpendicular beach profile measured the 1st day and the last day of the field experiment.*

- ***Approche 3D***

Les modèles 3D permettent de voir que la barre B1 est parallèle à sub-parallèle au trait de côte tandis que la barre B2 présente une certaine obliquité qui est d'autant plus marquée au cours de la campagne. En effet, à partir du 9 mars, l'apparition d'un chenal de vidange vient entailler la barre B2 à l'est de celle-ci et renforce l'obliquité de la barre. De part sa morphologie, l'écoulement au sein de la bâche s'effectue d'ouest en est et constitue un *by-pass* sédimentaire conséquent, notamment pendant les phases de marée descendante (**Fig. VI-10**, A et **Fig. VI-11**, A). Comme observé sur le profil central, l'ensemble de la zone d'étude est relativement stable, la zone du milieu de plage est en revanche très mobile suite au phénomène de vidange de la bâche et aux migrations successives des barres de haut et milieu de plage (**Fig. VI-10**, B et **Fig. VI-11**, B).

La figure suivante (**Fig. VI-12**) présente les positions successives du fond de la bâche au cours de la campagne. L'apparition du chenal de vidange apparaît nettement le 9 mars puis le lit de la bâche évolue transversalement pendant tout le reste de la campagne sans toutefois observer de changement radical. Le fond de la bâche est également très proche du flanc interne de la barre B2 comme nous l'avons décrit précédemment. La bâche canalise donc l'écoulement vers l'est puis à la faveur du chenal de vidange vers le nord ouest où l'ouverture peut être assimilée à un delta à micro échelle. En effet, avec l'augmentation de la section mouillée, la vitesse d'écoulement diminue rapidement et se traduit par des dépôts de sédiments. Ce phénomène est bien représenté entre le 09 mars et le 10 mars où cette zone s'est engraissée d'au moins 0,25 m. Dans certains cas, comme entre le 10 mars et le 11 mars au matin, on distingue nettement au niveau de cette bâche, une zone d'érosion puis une zone de dépôt juste en dessous, ce qui traduit la migration de la barre B2 vers le bas de plage, la zone située à l'extrémité du chenal ne présente cependant pas de dépôt significatif, les sédiments ont donc cette fois ci été complètement évacués du système.

Le différentiel entre le début et la fin de la campagne montre bien les changements significatifs de morphologie au niveau du milieu de plage avec notamment l'apparition de ce chenal de vidange et de ses migrations successives (**Fig. VI-11**, B). Il semble également que la zone située en bas de plage à l'ouest présente le même type d'évolution et de morphologie. La partie la plus basse du flanc externe de la barre B2 est fortement érodée, et suivie d'un dépôt situé juste en dessous. Ces variations sont surement liées aux migrations progressives de la barre B3 et de la bâche située au dessus. La bâche présente également une courbure et un élargissement portant vers le nord est. Les modèles 3D permettent de distinguer également des formes particulières dans la bâche située entre le haut de plage et la barre B1. Assimilées à des artefacts de mesures durant d'autres campagnes, elles correspondent ici en revanche à des mégarides. Le relevé topographique des ces corps sédimentaires peut être très long et puisque nous devons lever l'ensemble de la zone d'étude chaque jour, elles n'apparaissent pas ou peu sur les modèles numériques de terrain. Ces mégarides se sont développées lors des conditions de forte énergie et notamment le 09 mars 2009 au niveau des bâches situées entre la barre B2 et B1 (C2) ; et la barre B2 et le haut de plage (C1) (**Photo VI-1**, A et B). Les courants très intenses (≈ 1 m.s-1) associés à de fortes vagues (H_s max ≈ 1,80 m) ont contribué à la formation de ces mégarides.

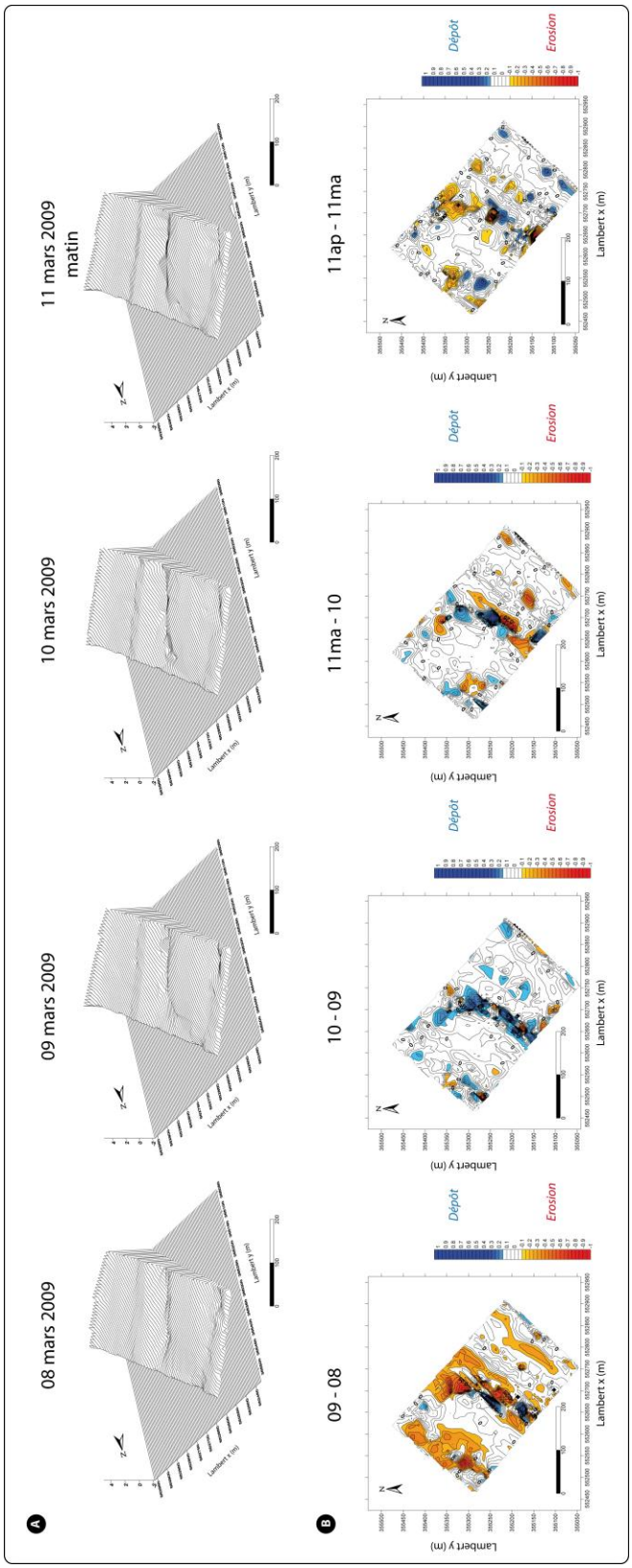


Fig. VI-10 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage de Wissant du 08 mars au 11 mars 2009 au matin. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure.

Fig. VI-10*: 3D Beach morphology evolution of Wissant (03/08/09 to 03/11am/09). A) Digital elevation model of the study zone throughout the field experiment. B) Differential digital elevation model between each day.*

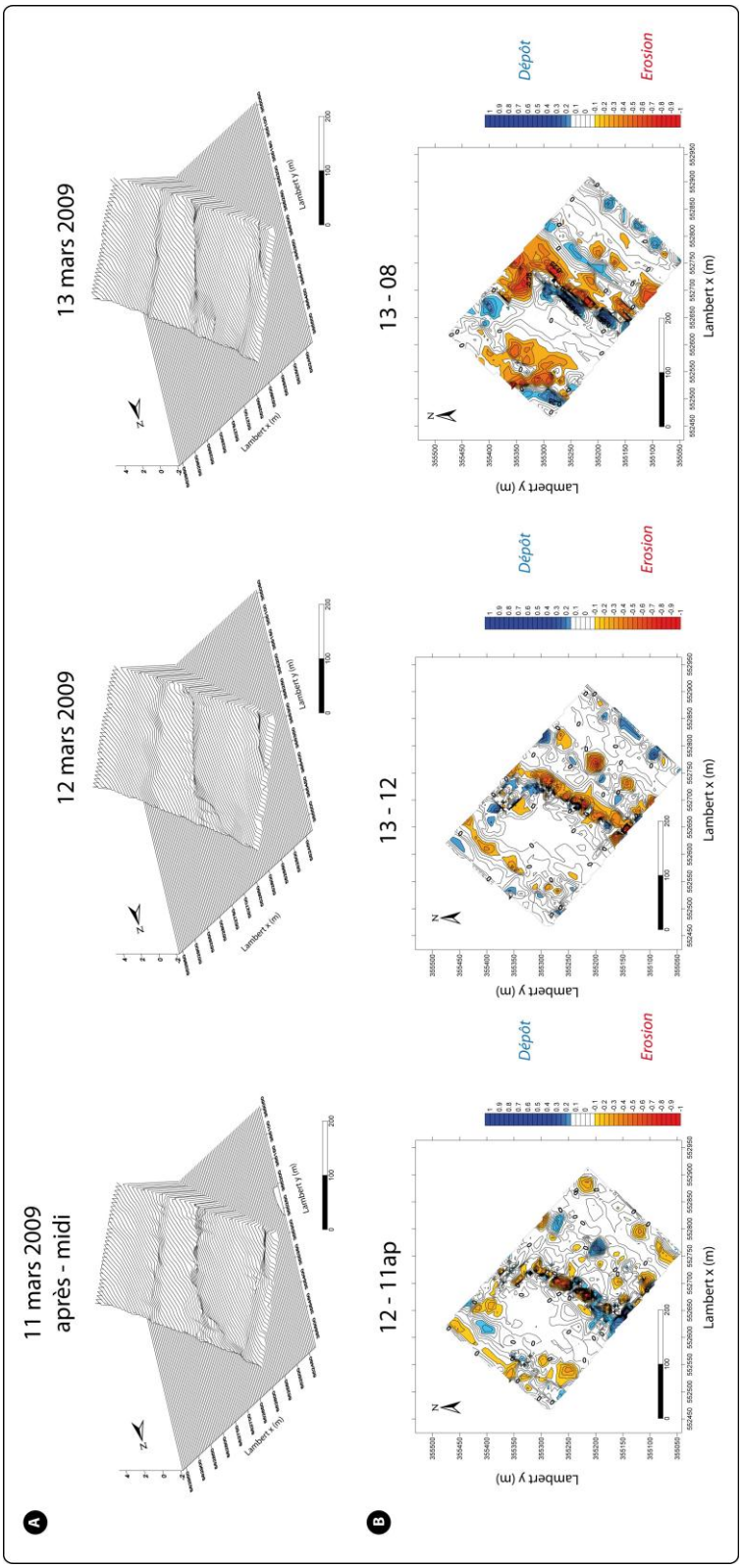


Fig. VI-11 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage de Wissant du 11 mars après midi au 13 mars 2009. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure et entre le dernier et le premier jour d'expérimentation.

Fig. VI-11*: 3D Beach morphology evolution of Wissant (03/11pm/09 to 03/13/09). A) Digital elevation model of the study zone throughout the field experiment. B) Differential digital elevation model between each day and between the first and the last day of the field experiment.*

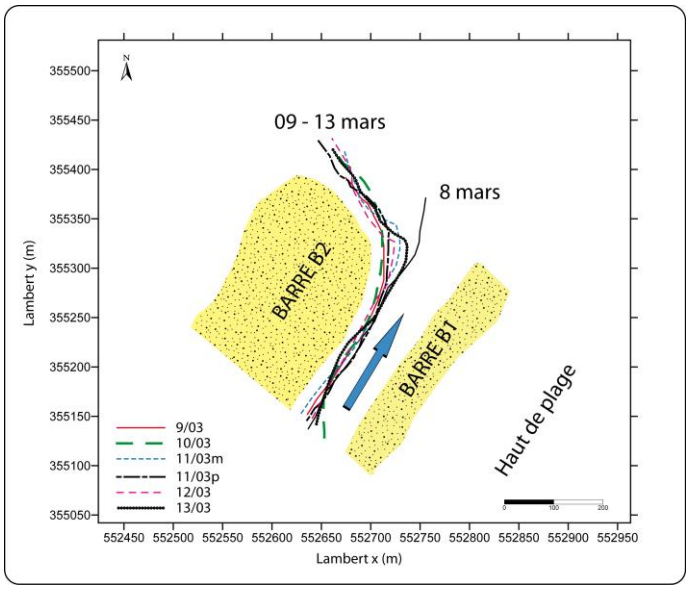


Fig. VI-12 : Positions successives du fond de la bâche localisée entre la barre B1 et B2. La flèche bleue symbolise l'orientation de l'écoulement au sein de la bâche lors de la phase descendante de la marée.

***Fig. VI-12** : Positions of the bottom of the channel located between bars B1 and B2 throughout the field experiment. Blue arrow represents flow direction during falling tide.*

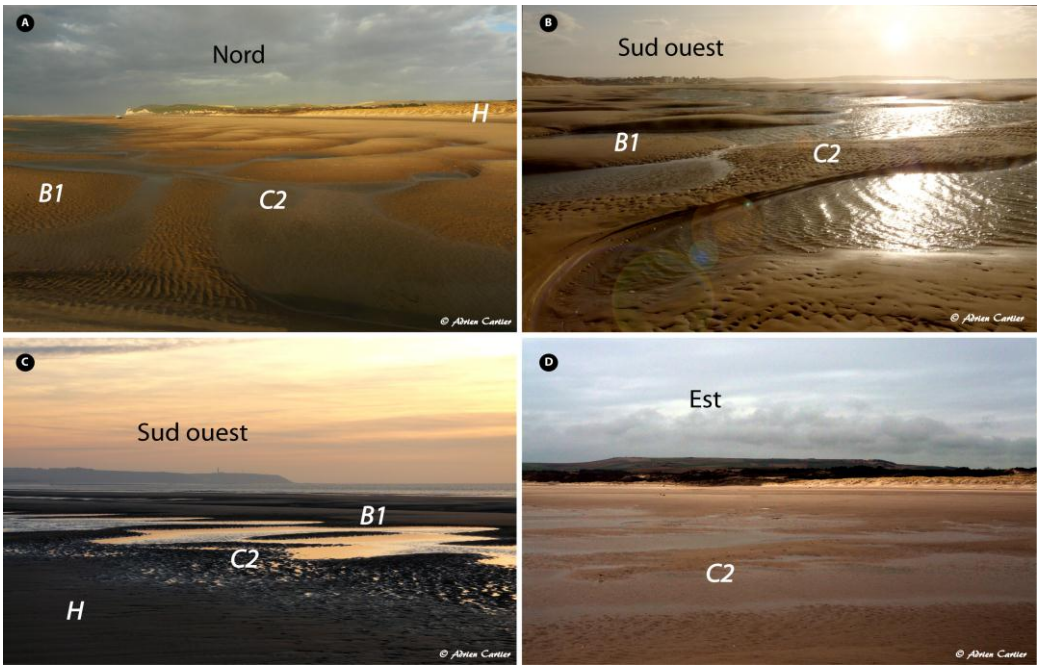


Photo VI-1 : A) Mégarides de la bâche située entre le haut de plage (à droite) et la barre B1 (à gauche). Photo orientée vers le nord est et prise le 09 mars 2009 (WI09). B) Mégarides de la bâche située entre le haut de plage (à gauche) et la barre B1 (à droite). Photo orientée vers le sud ouest et prise le 09 mars 2009 (WI09) (à droite). C) Mégarides de la bâche située entre le haut de plage (à gauche) et la barre B1 (à droite). Photo orientée vers le sud ouest et prise le 11 mars 2009 (WI09). D) Bâche C2 située entre la barre B1 (à droite) et la barre B2 (derrière). Photo orientée vers l'est et prise le 12 mars 2009 (WI09).

***Photo VI-1** : A) Megaripples occurring in the trough located between the ridge B1 (on the left) and the upper beach (on the right). The picture looks toward north east and was taken the 9th of March 2009(WI09).B) Megaripples occurring in the trough located between the ridge B1 (on the right) and the upper beach (on the left). The picture looks toward south west and was taken the 9th of March 2009 (WI09). C) Megaripples occurring in the trough located between the ridge B1 (on the right) and the upper beach (on the left). The picture looks toward south west and was taken the 9th of March 2009 (WI09).D) Runnel C2 located between the bar B1 (on the right) and the bar B2 (behind). The picture looks toward east and was taken the 11th of March2009.*

Leur présence témoigne également d'une surabondance de sédiment. La formation de mégarides nécessite en effet un stock de sédiment suffisant et des conditions hydrodynamiques importantes. Leur mobilité est connue pour être très rapide, c'est pourquoi les changements morphologiques au sein des bâches ont été très importants. Avec la diminution des conditions d'agitation à partir du 11 mars, les mégarides sont de moins en moins marquées comme en témoignent les photos prises le 11 mars (**Photo VI-1**, C) et le 12 mars (**Photo VI-1**, D).

25.4. Campagne de Wissant, mars – avril 2010 (WI10)

25.4.1. Conditions météo-marines (Rappel)

Les conditions hydrodynamiques au cours de cette de campagne ont été les plus intenses en termes de hauteur de vague, puisque des houles de plus de 2,4 m de hauteur ont été enregistrées. Toutefois, les conditions d'agitation sont très variables puisque trois périodes d'intensités différentes se distinguent. En effet, une première phase du 28 au 30 mars où les conditions ont été faibles à modérés. Une deuxième période (31/03) très énergétique pendant seulement deux cycles de marée, en raison d'un fort coup de vent provenant du secteur ouest. Enfin, une diminution progressive de l'agitation à partir du 1er avril en fin d'après – midi. Les courants subissent la renverse de marée pendant les phases de faible agitation et oscillent entre 0,2 m.s^{-1} et 0,5 m.s^{-1}. A contrario, lors du coup de vent, le courant persiste vers le nord est avec des vitesses pouvant atteindre 2 m.s^{-1}.

25.4.2. Réponse morpho-sédimentaire de la zone d'étude (WI10)

- ***Approche 2D***

La zone d'étude est caractérisée par 4 barres intertidales le 29/03 et le 02/04 ; le reste de la campagne la barre B1 située en haut de plage entre la PMVE et la PMME n'est pas présente. Tout au long de la campagne, la barre B3 située juste en dessous du NM constitue le corps sédimentaire le plus important puisque son volume est d'environ 45 m^3.m^{-1} alors que les barres B1, B2 et B3 n'excèdent pas 10 m^3.m^{-1}. La hauteur maximale des barres augmente de la barre B1 à B3 puis diminue pour la barre B4 localisée en dessous du BMME. Il y a très peu de variations de volume et de hauteur au cours de la campagne, et ce malgré des conditions d'énergie relativement élevées, notamment le 1er avril (**Fig. VI-13**, A et B). Les profils topographiques différentiels montrent très peu de variations puisque presque l'ensemble des changements sont inférieurs à 0,10 m. Notons seulement un dépôt significatif d'environ 0,20 m au niveau de la barre B2 entre le 30 mars et le 1er avril. Cet engraissement est expliqué par une translation transversale de la barre B2 vers le haut de plage. La comparaison entre le 02 avril et le 29 mars confirme la relative stabilité du profil topographique puisque seulement le haut de plage est assujetti à une érosion de 0,20 m qui est surement due aux conditions hydrodynamiques lors du coup de vent du 1er avril (**Fig. VI-14**, C et D). La forte agitation associée à un haut niveau d'eau a permis l'érosion du haut de plage.

Bien que les variations topographiques soient assez faibles, les mouvements horizontaux des barres dans le profil sont relativement importants. En effet, entre le 29 et le 30 mars, la crête de la barre B3 subit une translation remarquable vers le haut de plage d'environ 50 m, ce qui traduit un changement radical dans les conditions hydrodynamiques, la houle est en effet plus

importante le 30 mars. La barre B2, quant à elle, migre vers le bas de plage en réponse aux fortes conditions d'agitation qui engendrent des courants de retour plus intenses. Le 1er avril, la barre B3 migre dans l'autre direction suite aux très fortes conditions qui induisent un courant de retour puissant vers le large atteignant environ 1 $m.s^{-1}$. En revanche les barres B4 et B2 migrent vers le haut de plage. Notons la disparition de la barre B1 pendant ces périodes de forte agitation. Lorsque les conditions se calment le 2 avril, la barre B1 réapparait mais l'ensemble des barres tend à migrer vers le bas de plage, les mesures de courant transversal montrent en effet une résultante dominante vers le large.

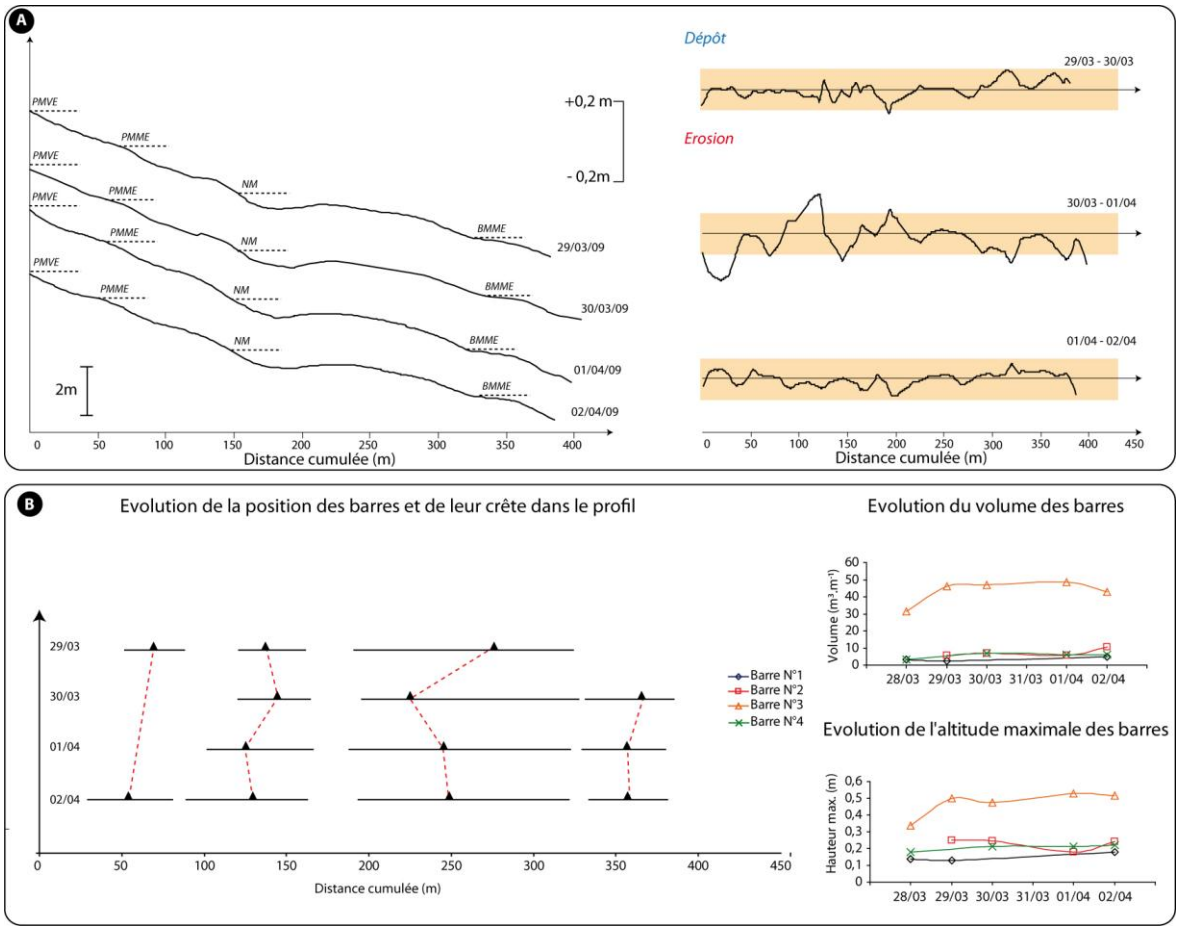


Fig. VI-13: Evolution morpho-sédimentaire de la plage de Wissant du 28 mars au 03 avril 2010. A) Evolution du profil topographique central de la zone d'étude au cours de la campagne et des profils topographiques différentiels entre chaque jour de mesure. B) Evolution de la position des barres et de leur crête au sein du profil et de leurs caractéristiques morphologiques. La partie en jaune sur les profils correspond à la marge d'erreur.

***Fig. VI-13**: Beach morphology evolution of Wissant (03/28/10 to 04/03/10. A) Perpendicular beach profile evolution throughout the field experiment. B) Location of the intertidal bars and their crests movement across the beach profile as well as their morphological characteristics. Shaded areas on beach profiles refer to the error margin*

- ***Approche 3D***

Les modèles numériques de terrain en 3D permettent d'apprécier la morphologie particulière de la bâche entre la barre B2 et B3. Elle semble en effet se combler petit à petit par l'ouest. Les cartes d'évolution de la topographie appuient cette observation avec des dépôts significatifs dans cette zone. Entre le 29 mars et le 1er avril, la migration de la barre B2 vers le haut de plage apparaît nettement à l'est de la zone, avec une partie en érosion suivie d'un

dépôt. Les variations du haut de plage sont également bien marquées puisque la barre B1 disparaît pendant les périodes de forte énergie. Entre le début et la fin du coup de vent, peu de changements morphologiques sont à noter.

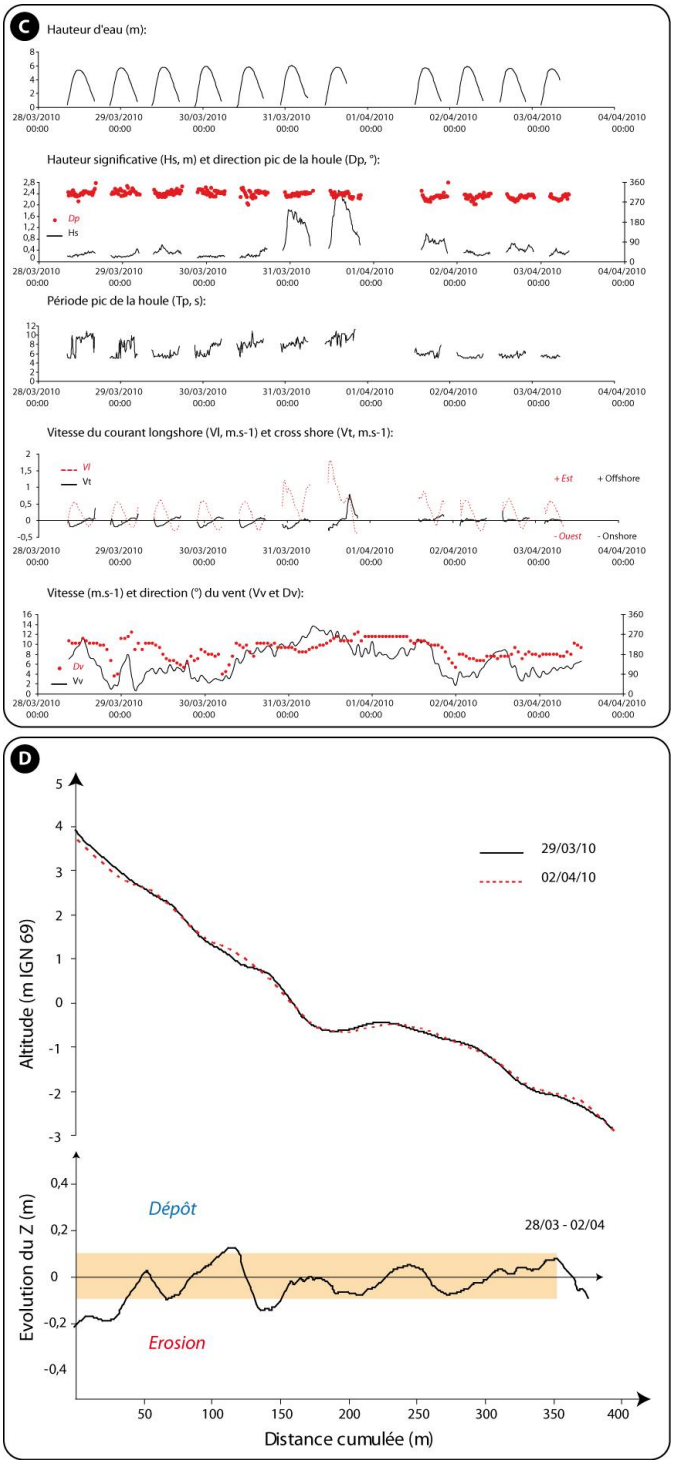


Fig. VI-14 : C) Récapitulatif des données hydrodynamiques acquises au cours de la campagne par un des ADCP situé en milieu de plage. D) Comparaison entre le profil mesuré le 1er jour et le dernier jour de la campagne de terrain ainsi que le profil différentiel entre les deux profils

***Fig. VI-14** : C) Synthesis of hydrodynamic conditions measured in the middle beach by an ADCP. D) Comparison of perpendicular beach profile measured the 1st day and the last day of the field experiment.*

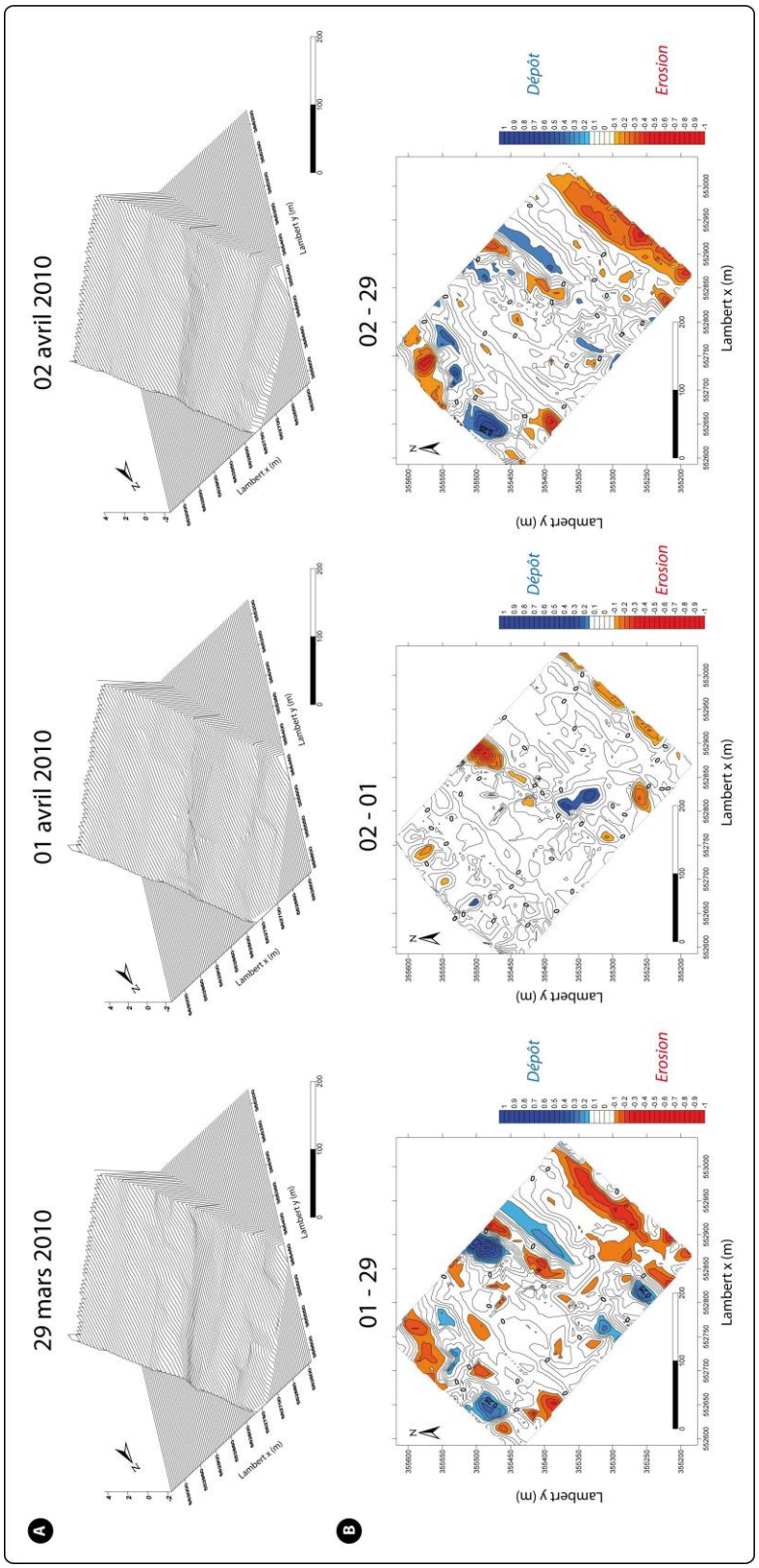


Fig. VI-15 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage de Wissant du 29 mars au 02 avril 2010. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure et entre le dernier et le premier jour d'expérimentation.

Fig. VI-15*: 3D Beach morphology evolution of Wissant (03/29/10 to 04/02/10). A) Digital elevation model of the study zone throughout the field experiment. B) Differential digital elevation model between each day and between the first and the last day of the field experiment.*

Cette campagne est caractérisée par une faible variation des volumes de sédiments et des mouvements transversaux importants des corps sédimentaires dans le profil. Le haut de plage subit tout de même une forte érosion pendant la phase de coup de vent. Le sédiment érodé ne semble pas avoir été déposé sur notre zone d'étude puisque le reste de la plage est resté stable. Le sédiment a donc été évacué de la zone.

25.5. Campagne d'Hardelot, juin 2009 (HA09)

25.5.1. Conditions météo-marines (Rappel)

La 1ère campagne à Hardelot en juin 2009 a été caractérisée par les conditions les plus faibles où 99% des houles enregistrées avaient une hauteur significative inférieure à 0,40 m. Les courants de marée ont été dominants lors de cette campagne en raison de la faible agitation. Les processus liés à la zone de levée ont donc été prédominant au cours de la campagne bien que la hauteur relative au déferlement déterminée empiriquement soit plus faible que sur les autres sites d'étude. Les courants transversaux sont quasi inexistants et les courants longitudinaux ne dépassent pas 0,40 $m.s^{-1}$ pour une moyenne de 0,20 $m.s^{-1}$.

25.5.2. Réponse morpho-sédimentaire de la zone d'étude (HA09)

- ***Approche 2D***

Les faibles conditions d'agitation ont permis de couvrir une partie importante (≈ 600 m) de la zone intertidale où se succèdent 4 barres dissymétrique vers le haut de plage. Les barres B1 et B4 localisées respectivement entre la PMVE et la PMME, et au niveau de la BMME, constituent les corps sédimentaires les moins développés puisque leur volume oscille entre 7 $m^3.m^{-1}$ et 9 $m^3.m^{-1}$. En revanche, la barre B3 localisée exactement au niveau du NM constitue le corps sédimentaire le plus important de l'estran (volume supérieur à 140 $m^3.m^{-1}$) suivi par la barre B2 située au niveau de la PMME qui constitue une barre intermédiaire entre la barre B3 et les barres de haut et de bas plage (**Fig. VI-16** A et B).

Très peu de changements significatifs de la morphologie de la plage sont à noter au cours de la campagne. Notons tout de même une zone d'érosion suivie d'une zone d'accrétion significative entre le 3 et le 4 juin qui correspondent aux déplacements vers le haut de plage de la barre B2 au cours de la journée du 4 juin. C'est d'ailleurs cette zone qui est significativement modifiée au cours de la campagne, puisqu'entre le début et la fin de la campagne, la barre B2 s'est étendue vers le bas de plage. Ces mouvements restent tout de même très mineurs, et l'ensemble de l'estran présente une stabilité remarquable au cours de cette campagne. Bien que le profil soit stable, les positions des crêtes de barres et notamment celles des barres B1, B2 et B4 évoluent de manière plus importante. Seule la barre B3 est totalement stable au cours de la campagne (**Fig. VI-17**, D). Ainsi, les crêtes de barres citées précédemment migrent vers le bas de plage au cours de la journée du 3 juin puis retournent à leur position initiale le 4 juin, sans qu'il y ait pour autant de variation significative dans les conditions d'agitation.

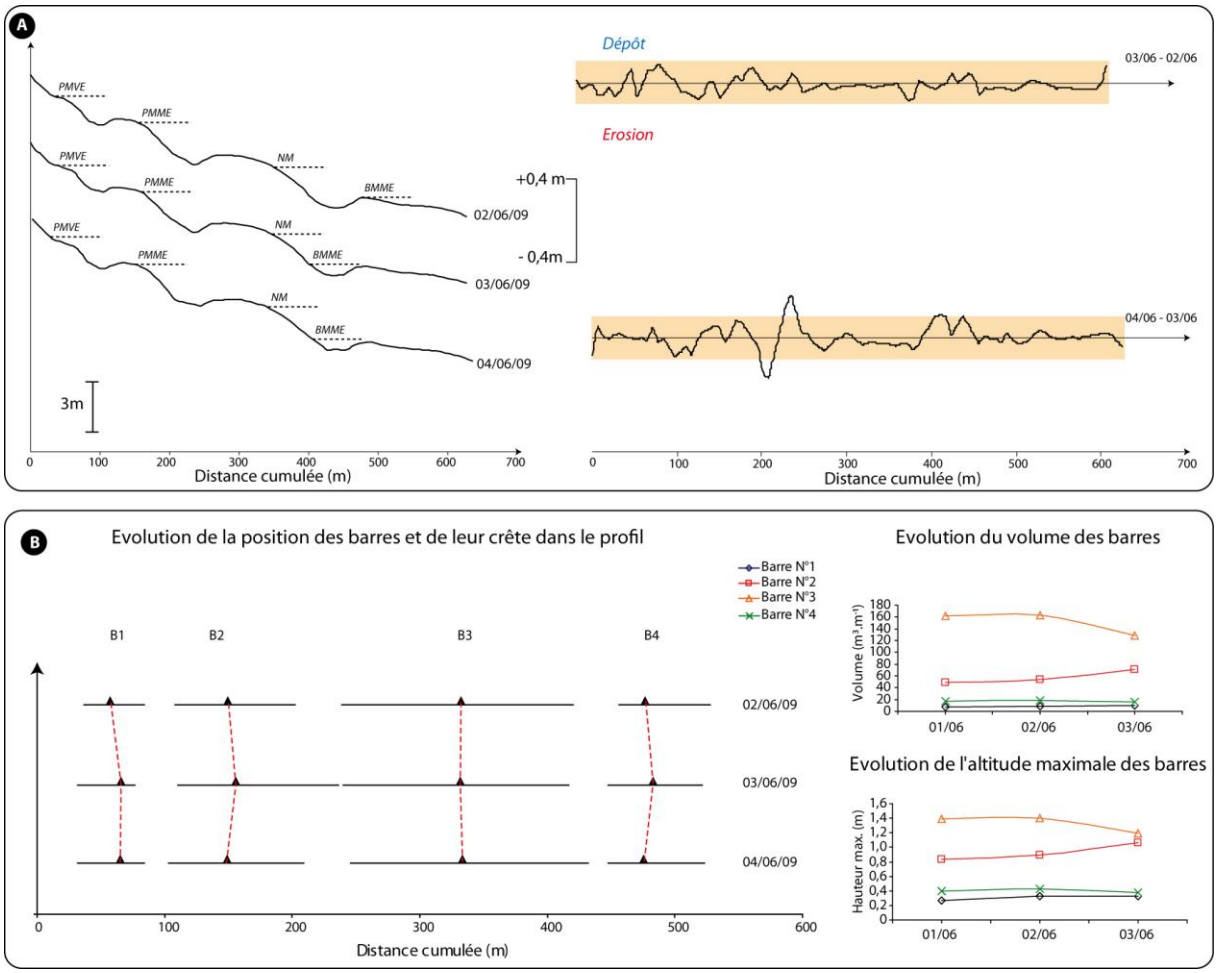


Fig. VI-16 : Evolution morpho-sédimentaire de la plage d'Hardelot du 02 juin au 04 juin 2009. A) Evolution du profil topographique central de la zone d'étude au cours de la campagne et des profils topographiques différentiels entre chaque jour de mesure. B) Evolution de la position des barres et de leur crête au sein du profil et de leurs caractéristiques morphologiques. La partie en jaune sur les profils correspond à la marge d'erreur.

Fig. VI-16*: Beach morphology evolution of Hardelot (06/02/09 to 06/04/09 Beach morphology evolution of Zuydcoote (11/13/08 to 11/17/08). A) Perpendicular beach profile evolution throughout the field experiment. B)Location of the intertidal bars and their crests movement across the beach profile as well as their morphological characteristics. Shaded areas on beach profiles refer to the error margin.*

- ***Approche 3D***

A l'instar de ce que l'analyse des profils sédimentaires a pu montrer, la morphologie barre bâche est bien marquée et les barres sont bien parallèles au trait de côte. Des artefacts sont de nouveau à noter dans les bâches (**Fig. VI-18**).

Comme cela a déjà été évoqué (**Cf. Chapitre IV**), la barre B4 adopte une morphologie particulière puisqu'elle est beaucoup plus développée au sud qu'au nord et présente une certaine obliquité avec le trait de côte. La crête des barres situées au dessus ont une direction de 0° par rapport au nord alors que la barre B4 adopte une direction de 352°N, soit un angle de 8° entre la crête de la barre et le trait de côte.

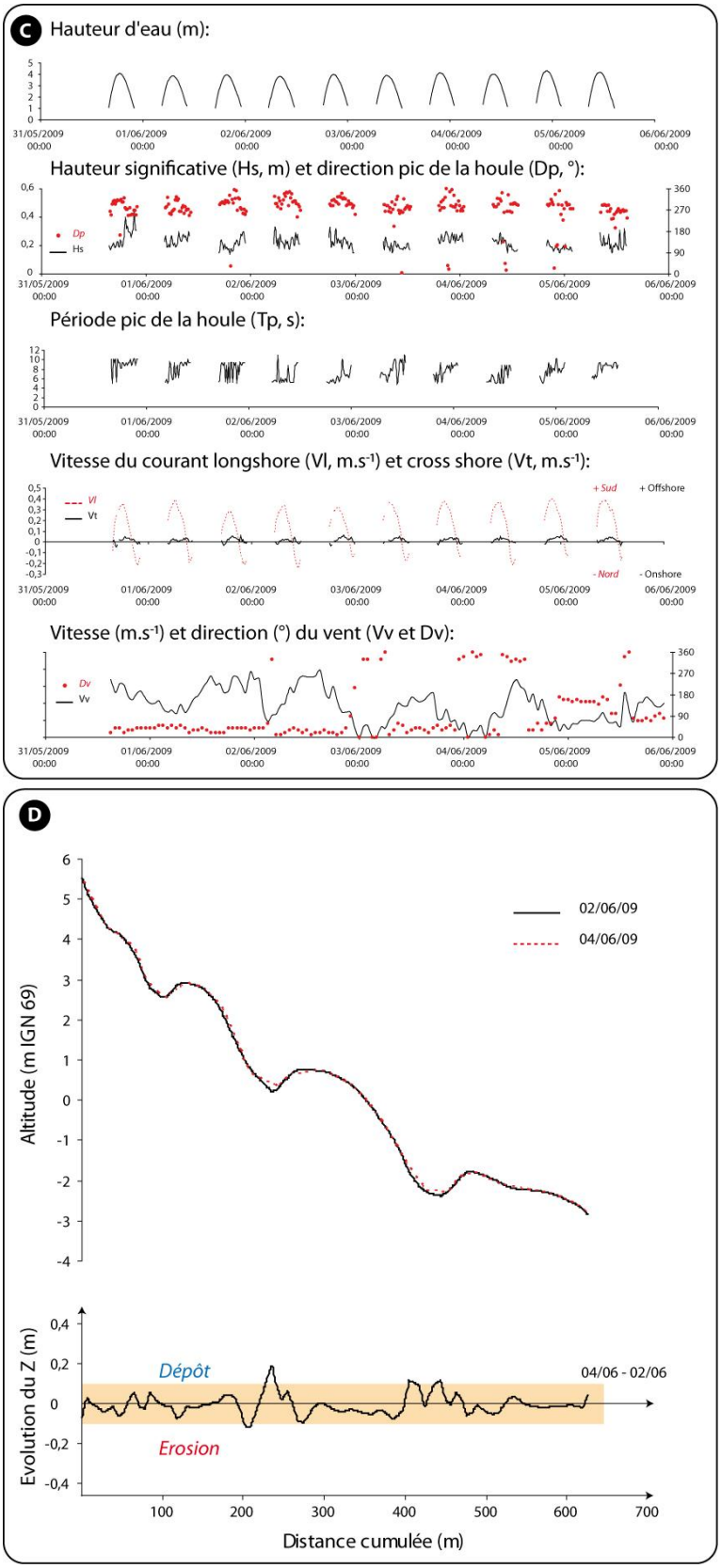


Fig. VI-17 : C) Récapitulatif des données hydrodynamiques acquises au cours de la campagne par un des ADCP situé en milieu de plage. D) Comparaison entre le profil mesuré le 1er jour et le dernier jour de la campagne de terrain ainsi que le profil différentiel entre les deux profils.

Fig. VI-17 : *C) Synthesis of hydrodynamic conditions measured in the middle beach by an ADCP. D) Comparison of perpendicular beach profile measured the 1st day and the last day of the field experiment.*

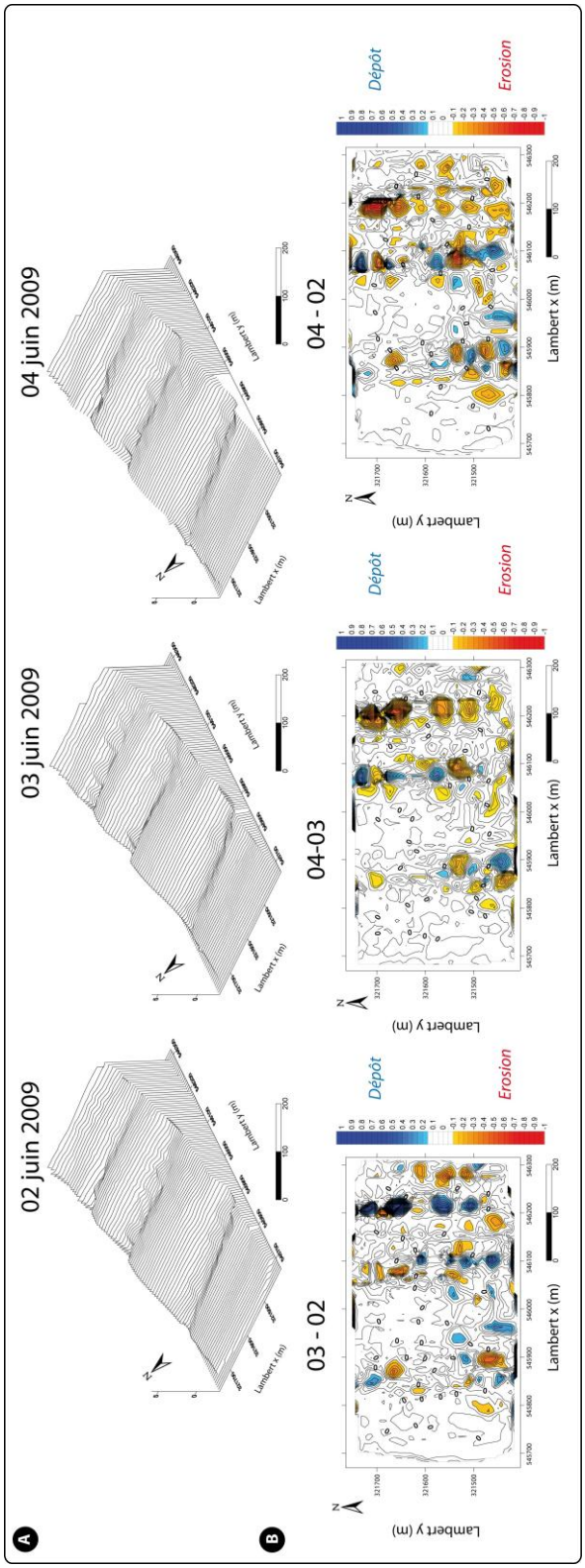


Fig. VI-18 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage d'Hardelot du 02 juin au 04 juin 2009. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure et entre le dernier et le premier jour d'expérimentation.

Fig. VI-19*: 3D Beach morphology evolution of Hardelot (06/02/09 to 06/04/10). A) Digital elevation model of the study zone throughout the field experiment. B) Differential digital elevation model between each day and between the first and the last day of the field experiment.*

Cette obliquité et le fait qu'elle soit plus développée au sud induit pendant le jusant la canalisation du courant dans la bâche sus-jacente vers le nord, puis vers le bas de plage où l'écoulement à la sortie de chenal prend la forme d'un micro delta. Lors du flot, la bâche se remplit par l'extrémité nord engendrant localement un courant dirigé vers le sud.

Les MNT différentiels confirment la stabilité du site au cours de la campagne. Les seules zones où les changements sont significatifs et caractérisés par des formes oblongues ou ovoïdes correspondent de nouveaux aux artefacts de mesure liés à la méthode de levé.

25.6. Campagne d'Hardelot, janvier – février 2010 (HA10)

25.6.1. Conditions météo-marines (Rappel)

La 2^{e} campagne d'Hardelot est caractérisée par 6 phases de conditions d'agitation différentes. Toutefois, les conditions générales sont relativement élevées puisque plus de 80% des vagues ont été supérieures à 0,40 m dont 16% supérieures à 1 m. Les fortes houles sont associées au vent provenant du secteur nord à sud ouest, ce qui engendre des houles provenant essentiellement du secteur ouest sud ouest. Le courant longitudinal a également été intense, il pu atteindre sur l'estran des vitesses de 1 m.s^{-1}, persistant vers le nord pendant la majorité de la campagne. Le courant transversal est de nouveau plus faible que le courant longitudinal, il augmente toutefois (> 0,5 m.s^{-1}) pendant les phases de forte agitation avec une direction préférentielle vers le large en fin de cycle tidal (**Fig. VI-19**, C)

25.6.2. Réponse morpho-sédimentaire de la zone d'étude (HA10)

- ***Approche 2D***

La zone d'étude est caractérisée par une succession de 3 barres intertidales dont la plus importante est située en milieu de la plage (B2) au niveau du NM. Cette barre B2 constitue un stock de sédiment considérable puisque son volume est compris entre 55 et 90 m^{3}.m^{-1} environ pour une hauteur qui varie entre 0,60 m et 1,0 m. Son volume important est autant dû à sa hauteur élevée qu'à son extension longitudinale qui peut atteindre 161 m. La barre B3 localisée en dessous du NM, est quant à elle beaucoup moins développée et n'est présente que 5 jours sur 7 en raison de ses migrations vers le bas de plage qui n'apparaissent pas dans les levées topographiques. Contrairement à la barre B2, la barre B1, située sous le PMME, et la barre B3 évoluent peu au cours de la campagne en termes de volume et de hauteur, excepté le 30/01 où la barre B1 subit une forte diminution de volume (**Fig. VI-19**, B).

Peu de changements morphologiques significatifs surviennent au cours de la campagne puisque les variations d'altitude dépassent rarement les 0,10 m. L'unique changement significatif apparaît entre le 29 et le 31 mars au niveau de la bâche située entre les barres B1 et B2 où elle subit un dépôt et une érosion successive qui n'est pas justifiée par les conditions hydrodynamiques (**Fig. VI-19**, A). Ces variations sont simplement dues à un artefact lié à la mesure de terrain et sont nettement visibles sur les MNT 3D. Bien que les variations soient faibles, des zones d'érosion et de dépôt apparaissent en bas de plage, notamment entre le 31/01 et le 02/02, entre le 02/02 et le 03/2 et entre le 03/02 et le 05/02. Ces variations peuvent être imputées aux migrations successives de la barre B3 dans le profil.

Le profil différentiel entre le début et la fin de la campagne montre une certaine stabilité du système, avec toutefois des changements plus important en milieu de plage au niveau de la barre B2 et de la bâche sus-jacente. Le bas de plage est également très mobile avec les mouvements de la barre B3. Le haut de plage, quant à lui, reste stable. L'évolution de la position des barres témoigne de cette stabilité résultante puisque si l'on observe les crêtes des barres B1 et B2 au cours de la campagne, leur position migre simultanément vers le haut de plage, puis vers le bas de plage (**Fig. VI-20**, D). Ces migrations successives semblent en phase avec les variations des conditions d'agitation (**Fig. VI-20**, D). En superposant la position relative des crêtes des barres sur l'évolution de la hauteur significative des houles (**Fig. VI-21**), il semble que les barres réagissent différemment en fonction des conditions d'agitation. Entre le 28/01 et le 02/02, la barre B1 se déplace vers le haut de plage quand la houle est importante et à contrario, vers le bas de plage quand l'agitation diminue.

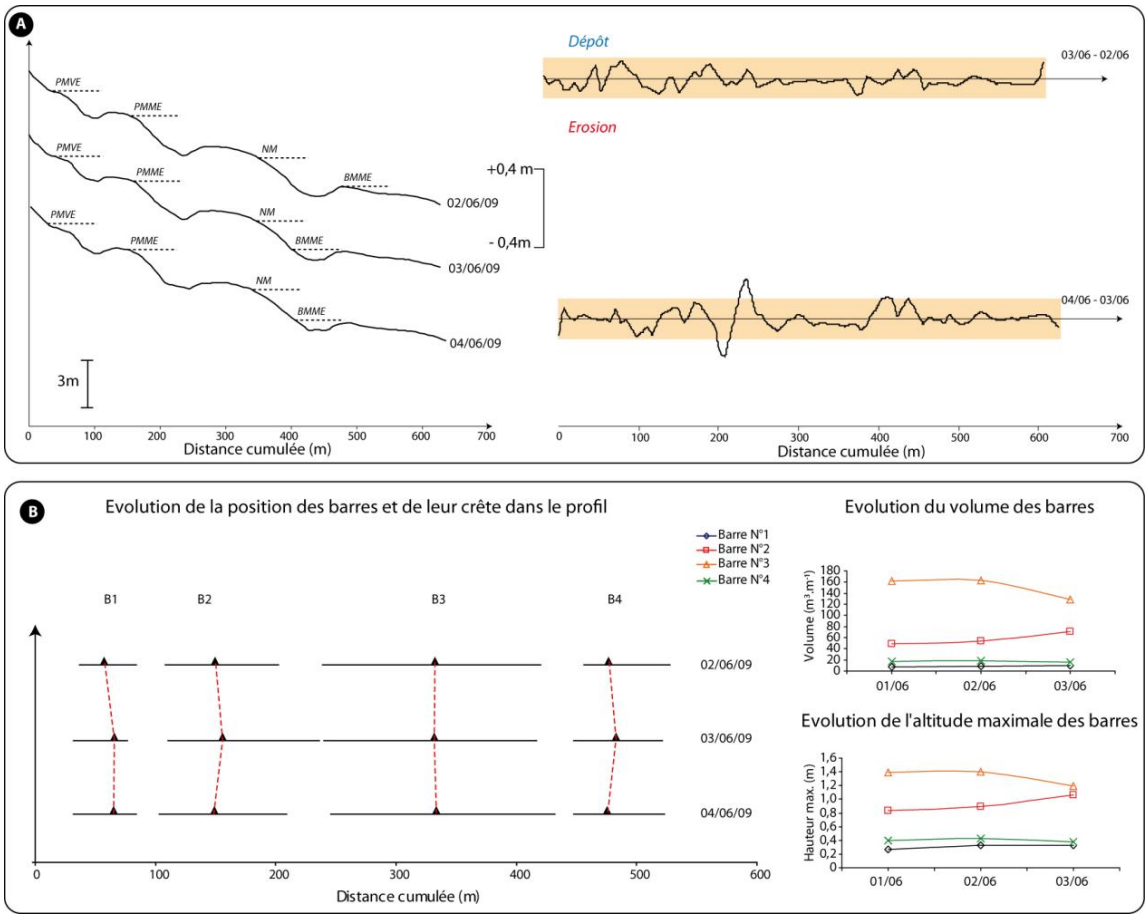


Fig. VI-19: Evolution morpho-sédimentaire de la plage d'Hardelot du 28 janvier au 06 février 2010. A) Evolution du profil topographique central de la zone d'étude au cours de la campagne et des profils topographiques différentiels entre chaque jour de mesure. B) Evolution de la position des barres et de leur crête au sein du profil et de leurs caractéristiques morphologiques. La partie en jaune sur les profils correspond à la marge d'erreur.

Fig. VI-19*: Beach morphology evolution of Hardelot (01/28/10 to 02/06/10). Beach morphology evolution of Zuydcoote (11/13/08 to 11/17/08). A) Perpendicular beach profile evolution throughout the field experiment. B) Location of the intertidal bars and their crests movement across the beach profile as well as their morphological characteristics. Shaded areas on beach profiles refer to the error margin.*

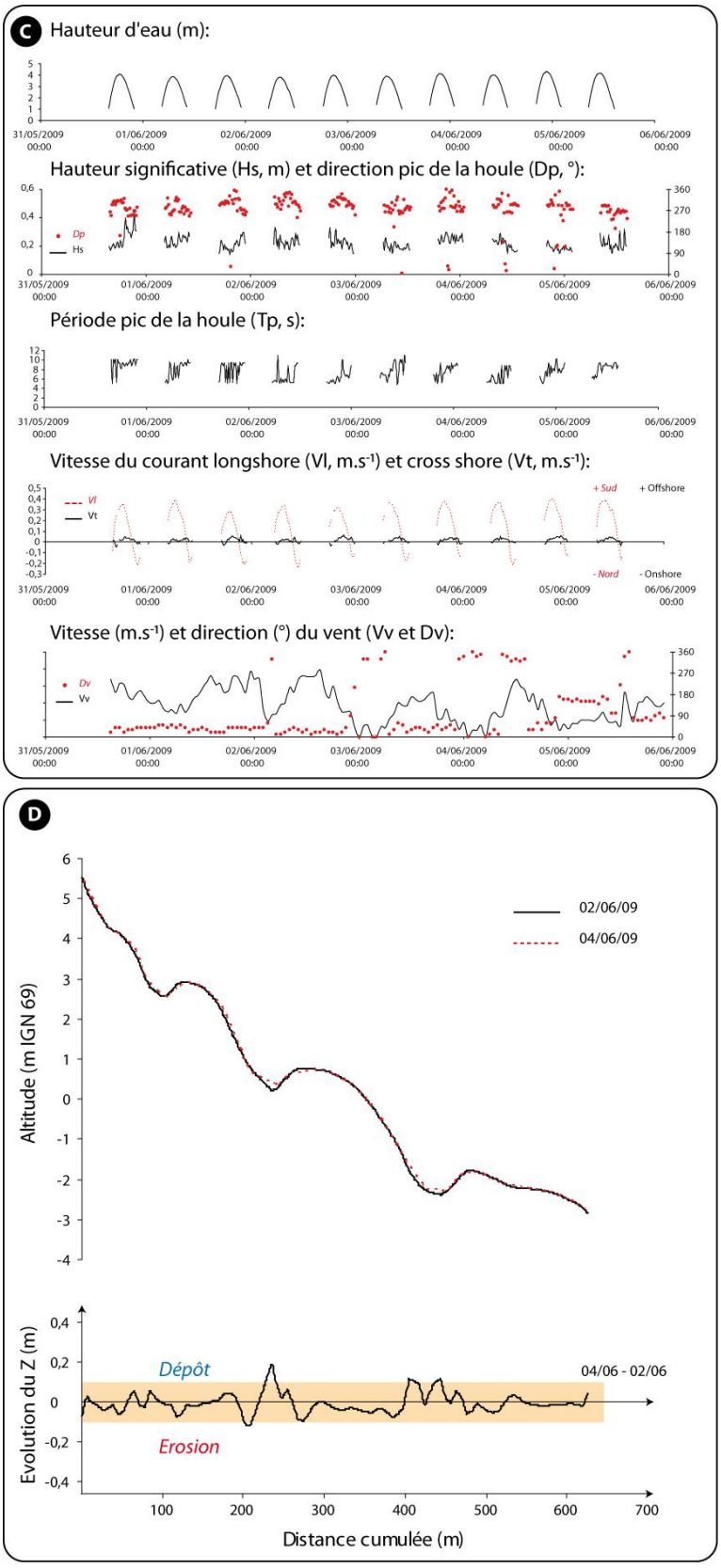


Fig. VI-20 : C) Récapitulatif des données hydrodynamiques acquises au cours de la campagne par un des ADCP situé en milieu de plage. D) Comparaison entre le profil mesuré le 1er jour et le dernier jour de la campagne de terrain ainsi que le profil différentiel entre les deux profils.

***Fig. VI-20** : C) Synthesis of hydrodynamic conditions measured in the middle beach by an ADCP. D) Comparison of perpendicular beach profile measured the 1st day and the last day of the field experiment.*

Au contraire, la barre B2 évolue différemment pendant cette période, puisqu'elle migre elle migre vers le bas de plage quand les vagues sont plus hautes et remonte en période de faible agitation. A partir du 02/02, les deux barres B1 et B2 se déplacent de la même manière et vont migrer vers le bas de plage pendant la période la plus agitée, puis revenir vers le haut de plage lors de l'accalmie. La barre B3 évolue de la même manière que la barre B2 puisqu'elle migre vers le haut de plage en période de faible énergie puis vers le bas de plage, ou disparaît de la zone de levée quand la houle s'intensifie. Les courants transversaux étant résultants vers le large pendant les périodes de forte énergie, il semble que le milieu de plage y soit plus sensible que le haut de plage. En revanche, quand les conditions sont encore plus énergétiques, l'ensemble des corps sédimentaires de l'estran subit une migration vers le bas de plage.

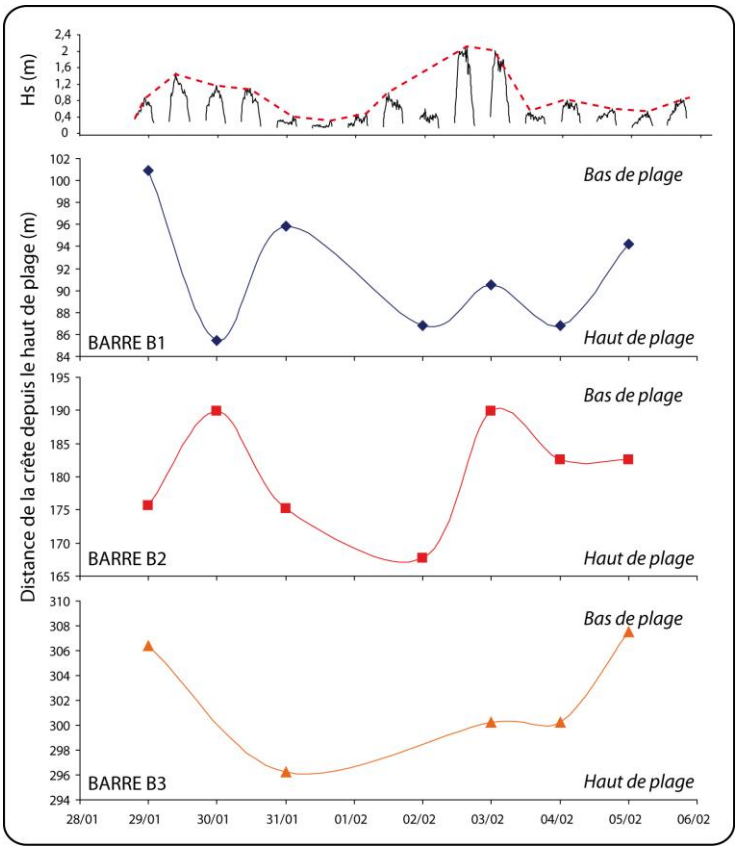


Fig. VI-21 : Evolution comparée de la hauteur significative des houles et de la position de la crête des barres intertidales par rapport au haut de plage au cours de la campagne, HA10.

***Fig. VI-21** : Comparison of significant wave height with the location of bar crests during HA10.*

- ***Approche 3D***

Ce qui ressort nettement de ces MNT 3D est la présence de deux bâches bien délimitées entre les barres B2 et B3, et entre les barres B2 et B1. La barre B1 est moins visible que sur les profils topographiques. Comme nous l'avions observé en baie de Wissant, plusieurs formes pouvant être associées à des mégarides sont remarquables, elles n'ont cependant pas une réalité de terrain et sont des artefacts liés à la mesure de terrain et à l'interpolation du logiciel. Ainsi, les zones ovales sur les cartes différentielles correspondent à ces artefacts. Les morphologies de la barre B3 et de la bâche sus-jacente rappellent ce que l'on avait observé en

baie de Wissant en 2009. En effet, la bâche est terminée par un chenal de vidange qui vient entailler la barre B3 au nord. Il s'avère qu'au cours de la campagne, ce chenal de vidange se déplace longitudinalement comme en témoigne la figure suivante (**Fig. VI-22**) qui montre l'évolution successive du fond la bâche au cours de la campagne.

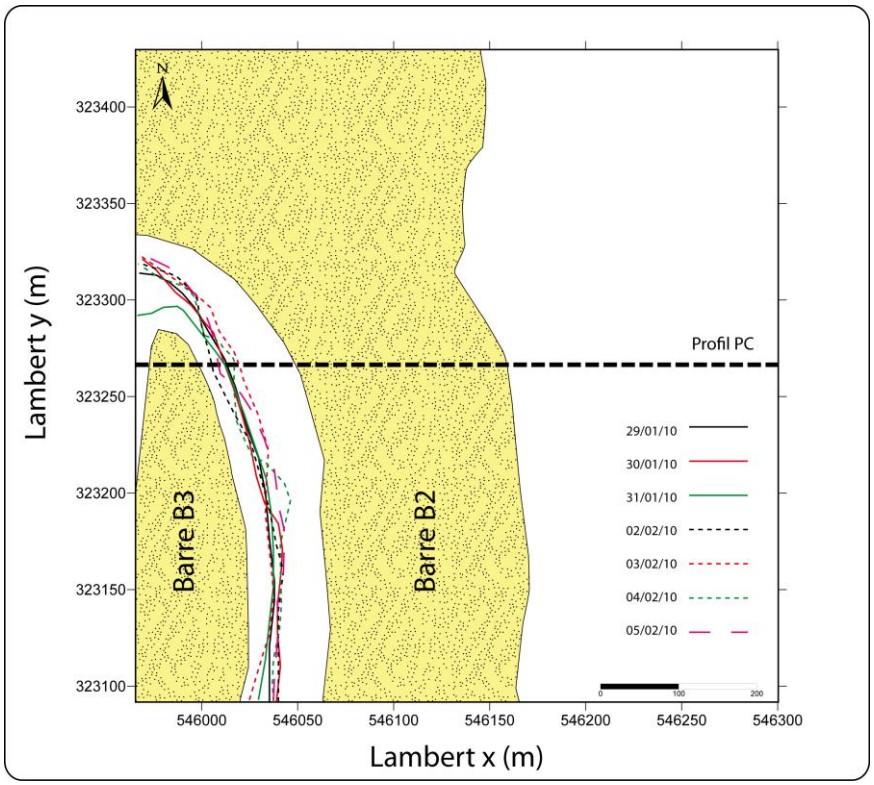


Fig. VI-22 : Positions successives du fond de la bâche localisée entre la barre B2 et B3.

Fig. VI-22*: Evolution of the position of the bottom of the runnel located between bars B2 and B3 throughout the field experiment.*

Le déplacement longitudinal du chenal induit le même déplacement pour la barre sous-jacente. Or, le profil PC se situe exactement au niveau de la terminaison de la barre et très proche du chenal de vidange. Ainsi, ce que l'on interprète comme des mouvements transversaux par l'étude des profils est en fait dû à des mouvements longitudinaux de la barre qui apparaît successivement dans le profil PC. Les courant longitudinaux sont en effet très intenses au cours de la campagne et agissent forcément sur la morphologie de la plage comme en témoignent ces mouvements.

La carte différentielle entre le début et la fin de la campagne montre toutefois une zone d'érosion au niveau de cette bâche. A l'instar de ce que nous avons évoqué précédemment, le chenal joue le rôle de *by-pass* sédimentaire et les fortes conditions hydrodynamiques associées à des courant longitudinaux puissants ont permis un transport de sédiment et l'érosion de cette partie de la plage. Peu de zones sont en accrétion, et la tendance générale serait à l'érosion ce qui s'explique par les fortes conditions d'agitation. Toutefois, la zone levée ne représente pas l'ensemble de l'estran qui est beaucoup plus large (650 m en 2009), le sédiment érodé sur cette partie de la plage a peut être été déposé au niveau du bas de plage.

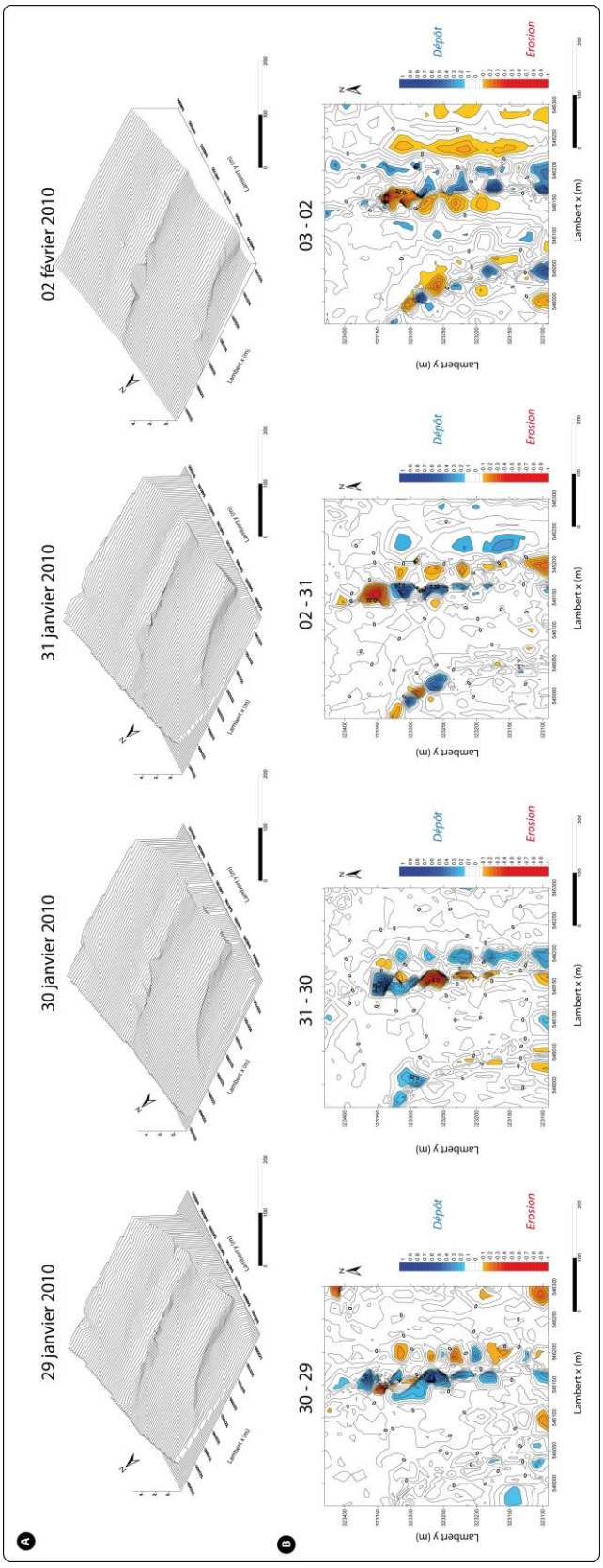


Fig. VI-23 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage d'Hardelot du 29 janvier au 02 février 2010. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure.

Fig. VI-23*: 3D Beach morphology evolution of Hardelot (01/29/10 to 02/02/10). A) Digital elevation model of the study zone throughout the field experiment. B) Differential digital elevation model between each day.*

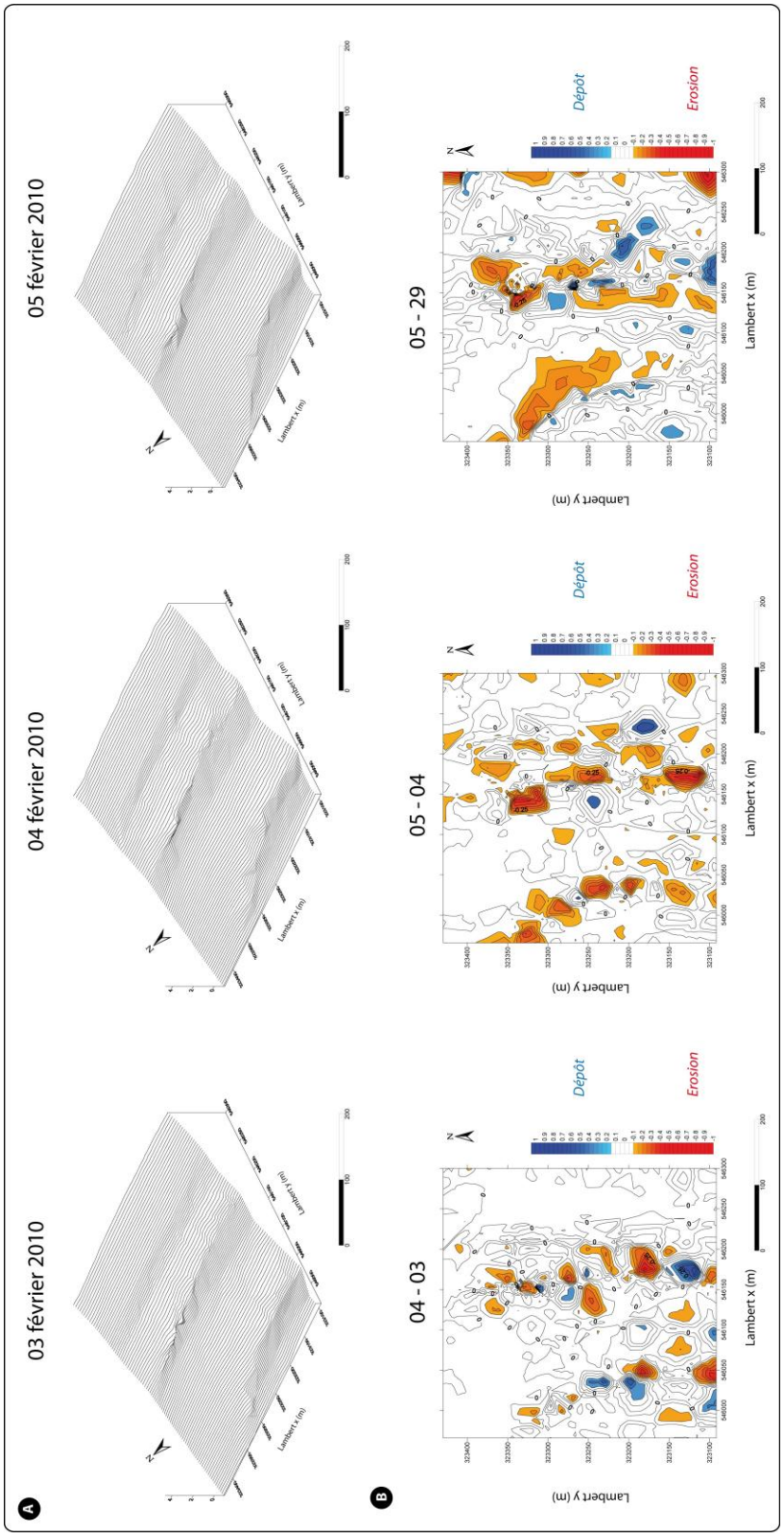


Fig. VI-24 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage d'Hardelot du 03 février au 05 février 2010. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure et entre le dernier et le premier jour d'expérimentation.

Fig. VI-24*: 3D Beach morphology evolution of Hardelot (02/03/10 to 02/05/10). A) Digital elevation model of the study zone throughout the field experiment. B) Differential digital elevation model between each day and between the first and the last day of the field experiment.*

26. Conclusion

Il se dégage de ces études morphologiques plusieurs traits bien particuliers aux plages de la côte du Nord Pas-de-Calais. Cependant, les barres B1 à B3 constituent les corps sédimentaires les plus souvent représentés. La position des barres dans le profil est similaire sur l'ensemble des sites d'étude, où la barre B1, située en haut de plage est systématiquement située au niveau du PMME ou juste au-dessus. Ce corps sédimentaire de petite taille comparé aux autres barres intertidales peut être assimilé à une barre de *swash*. Elle se forme lorsque le plan d'eau stagne à marée haute en raison d'une diminution de la vitesse d'excursion verticale de la marée. La formation ou la destruction de cette barre est fortement dépendante des conditions d'agitation et du niveau d'eau, et par conséquent du marnage. Il est parfois possible que cette barre se scinde en deux barres bien distinctes comme lors de la campagne de ZY08. Les barres de milieu de plage, B2 et/ou B3 constituent les corps sédimentaires les plus volumineux. La barre B2, qui est souvent la plus massive, est essentiellement localisée au niveau du NM alors que la barre B3 se situe plutôt vers le niveau de BMME. Lorsque le levé le permet, une barre B4 peu importante apparaît, ces apparitions successives dans le profil sont dues soit à une dynamique transversale induite par l'action des vagues, soit à la migration longitudinale d'un chenal de vidange. C'est uniquement pendant la campagne de ZY08 que 6 barres intertidales ont été observées. L'ensemble de ces barres est caractérisées par une faible extension longitudinale, ce qui suggère une division de corps sédimentaires plus imposants, à savoir les barres B1, B2 et B3.

L'évolution morphologique à court terme montre une certaine stabilité du système. Même si la barre B1 apparait successivement lors de certaines campagnes, les variations altimétriques ne sont pas si importantes. Les variations les plus significatives surviennent essentiellement entre deux cycles tidaux consécutifs et ne sont pas forcément associées à des conditions de forte agitation. Au cours d'une semaine, il n'est pas rare d'observer une stabilité du système barre-bâche, alors que les variations quotidiennes sont plus importantes. Les changements morphologiques majeurs sont principalement localisés au niveau du milieu de plage, c'est alors les barres B2, B3 et les bâches associées qui adoptent une morphodynamique plus marquée alors que le bas et le haut de plage subissent des changements plus mineurs. L'étude des variations transversales des barres intertidales dans le profil a certes montré une certaine mobilité, mais de la crête principalement et ce, en fonction des variations des conditions d'agitation, et notamment de la hauteur significative des houles. L'extension longitudinale, quant à elle, varie peu en comparaison et montre bien une certaine stabilité morpho-sédimentaire du système.

L'étude du relief de la zone intertidale et de ses variations à court terme a démontré et a confirmé plusieurs aspects morpho-sédimentaires largement développés au court d'études antérieures réalisées sur les côtes macrotidales du nord de la France (E.G. Sipka, 1998 ; Sipka et Anthony, 1998 ; Reichmüth et Anthony, 2002 ; Reichmüth, 2003 ; Anthony et al., 2004 ; Sedrati, 2006 ; Sedrati et Anthony, 2007) et de la Manche (Stepanian, 2002 ; Stepanian et Levoy, 2003). A savoir, 1) une forte stabilité du système barre-bâche, et ce quelles que soient les conditions d'agitation 2) des changements plus significatifs entre deux marées consécutives qu'au cours d'une semaine de suivi 3) un milieu de plage (NM) assujetti à un plus fort morphodynamisme.

CHAPITRE VII

Modélisation Numérique du

Transport Sédimentaire Longitudinal

Résumé :

La modélisation du débit solide est une étape essentielle dans l'étude des processus sédimentaires, et également dans la calibration de modèles morphodynamiques. Ainsi, les mesures de transport longitudinal effectuées au cours de cette étude ont été comparées avec plusieurs formules paramétrées. Elles ont révélées dans un premier temps une surestimation systématique des valeurs calculées par rapport aux valeurs mesurées Néanmoins, la formule de Van Rijn est apparue dans la plupart des cas, l'expression la plus adaptée pour modéliser le transport sédimentaire que nous avons sur nos sites. Le pourcentage de valeurs significatives reste tout de même faible (< 40%). Une 2^{e} approche s'est basée sur le couplage de 3 codes : Artemis, Telemac2d, et Sisyphe. Dans cette première approche, plusieurs hypothèses de simulation ont été faites. Chaque site est représenté par une bathymétrie unique non évolutive et par un niveau d'eau correspondant au niveau d'eau à chaque période de mesure. La hauteur d'eau a d'ailleurs été le premier paramètre à calibrer. Les résultats ont montré que les flux étaient mieux estimés dans une tranche d'eaux similaires à celle au moment de la mesure. Le transport sédimentaire a ensuite été comparé à deux formules, et ce uniquement pour les sites de Wissant et d'Hardelot. Les premiers résultats sont encourageants au vu des nombreuses hypothèses simplificatrices, des analyses plus poussées seront par la suite entreprises.

Abstract:

Sand transport modelling is of fundamental step in the sediment transport processes studies and in the morphodynamic model calibration. Thus, *in situ* of longshore sediment transport measurements have been compared with numerical model. First results show a consistently sur-estimation of the measured data. Van Rijn formula appeared to be the better expression for sediment transport modelling, nevertheless, percentage is relatively low (< 40%). A second approach has been conducted and based on 3 codes coupling. This coupling consists in enchained Artemis for swells, Telemac2d for the currents and Sisyphe for the morpho-dynamic evolution. Each study site is represented by non-evolutive beach morphology and by a constant sea level. Calculated transport rates appear to be closer to the experimental data when the water level corresponded to the level measured on the field. Measurements of sand transport have been compared with two formulae only for Wissant and Hardelot. Preliminary results are very promising but it required more time and it will be developed in further analysis.

Introduction

La comparaison entre des données *in situ* et la modélisation du débit solide constitue un exercice récurrent et inévitable lorsque l'on s'intéresse à l'hydrodynamique sédimentaire, qu'elle soit côtière, fluviatile ou située sur le plateau continental La littérature regorge d'articles traitant de ce sujet, et les formulations sont pratiquement aussi nombreuses que le nombre de publications. Chaque auteur essayant d'apporter sa contribution, soit avec de nouvelles données *in situ*, qui sont essentielles à l'élaboration de ces modèles, soit en modifiant les formulations actuelles pour mieux estimer la charge sédimentaire. La modélisation du transport sédimentaire longitudinal en milieu littoral est le moyen le plus "simple" et le moins couteux, permettant d'approximer les volumes de sédiment mis en mouvement. Bien qu'il existe une multitude de modèles empiriques, les résultats obtenus par les différentes formulations varient très fortement. Il apparaît difficile d'appliquer tel ou tel modèle sur une plage sans avoir réalisé une certaine validation et notamment grâce à des mesures *in situ*. A travers ce chapitre, les flux sédimentaires longitudinaux mesurés au cours de nos diverses investigations seront comparés à différents modèles numériques afin de définir quel est celui qui évalue le mieux le débit solide dans les environnements macrotidaux.

27. Quelques précisions…

L'estimation du transport sédimentaire est au centre de toutes les études traitant de l'évolution du littoral. Recueillir des données de terrain est couteux, nécessite du temps et des moyens logistiques importants. De plus, ces opérations permettent rarement d'obtenir des données sous toutes les conditions hydrodynamiques. En raison de ces limitations, des générations de chercheurs se sont attachés à modéliser mathématiquement le transport sédimentaire à partir de données de terrain, ou issues de canal à houle, la modélisation physique permettant en effet de maitriser l'ensemble des paramètres agissant sur les mécanismes de transport.

De nombreuses études comparent des flux sédimentaires avec des formules très reconnues comme celle du CERC (Shore Manual Protection, 1984), Kamphuis et al., (1986), ou dernièrement Bayram et al, (2007) qui ont adapté l'approche énergétique en incluant l'influence du vent et des marées. Ces études mettent en valeur la précision des formules grâces à la comparaison des valeurs calculées avec des mesures réalisées sur le terrain (E.G. Davies et al., 1997; Miller, 1999; Zengh et Hu, 2003; Eversole et Fletcher, 2002 ; Rogers et Ravens, 2008; Esteves et al., 2009), en laboratoire (E.G. Smith et Wang, 2001; Wang et al., 2002; Singh et al., 2007) voire même entre plusieurs modèles afin d'observer leur comportement réciproque (E.G. Schoonees et Theron, 1993 ; Davies et al., 2002; Van Maanen et al., 2009). Ces études concernent uniquement la modélisation du transport longitudinal or des expressions sont également utilisées pour modéliser le transport transversal (E.G. Larson et Kraus, 1995; Schoonees et Theron, 1995; Hanson et al., 2010) et même en fonction de la zone hydrodynamique comme par exemple la zone de swash (E.G. Larson et al., 2004; Karambas, 2006)

La modélisation du débit solide se base sur deux approches bien distinctes. Une première approche consiste à relier le transport au flux d'énergie des vagues ou à un paramètre similaire comme l'énergie des vagues (E) ou une tension de radiation longitudinale (S_{xy}),

l'essentiel du transport sédimentaire s'effectuant dans la zone de déferlement. La 2e approche se base sur les contraintes de cisaillement générées par le courant moyen combiné ou pas à celles produites par les vagues.

Munch-Peterson (1938) a été le premier à relier le transport du sable en zone littoral avec l'énergie de la houle mais en conditions d'eaux profondes. Quelques années plus tard, Eaton (1950) et par l'intermédiaire de l'US Army Corps of Engineers applique une nouvelle formule développée 3 ans auparavant par le Scripps Institute of Oceanography (1947). Il faut attendre Watts (1953) et Cadwell (1956) pour obtenir les premières expérimentations sur le terrain qui ont permis de mettre en relation le flux d'énergie de la houle avec le transport sédimentaire longitudinal. Une synthèse des différents résultats obtenus à partir de modèles et de mesures *in situ* est réalisée par Savage (1962) qui développera à son tour une équation reprise par l'US Army Corps of Engineers (1966). La formule du CERC (Coastal Engineering Research Center) qui découle de l'ensemble de ces analyses est formalisée dans plusieurs éditions du Shore Manual Protection (1973, 1977, et 1984).

L'ensemble des formules se basant sur l'approche énergétique permettent de calculer le débit solide pour l'ensemble de la zone de surf. Or, au cours de nos manipulations, le transport dans la zone de surf a uniquement été mesuré en un point donné. Il est nécessaire d'échantillonner simultanément à plusieurs localisations dans la zone surf pour pouvoir comparer le flux avec ces formules, des mesures simultanées permettant d'extrapoler le transport à la zone de surf entière. L'extrapolation d'une seule valeur de flux ne semble pas rigoureuse étant donné que la répartition du transport sédimentaire dans les différentes zones hydrodynamiques n'est pas uniforme (Komar, 1998).

Suite au développement informatique, les différents modèles numériques ont pu être intégrés dans des programmes beaucoup plus complets. La modélisation ne se limite pas à celui du transport sédimentaire, la houle et les courants peuvent être également simulés. Plusieurs codes permettant la propagation de la houle existent à l'heure actuelle, citons SWAN qui a été développé à Delft Hydraulics (Booij et al., 1999), ou la chaine *Telemac* utilisée dans cette étude. Différentes expressions du transport sédimentaire peuvent être ensuite intégrées dans ces modèles. De l'étude du transport sédimentaire vient ensuite l'étude de l'évolution des fonds et donc de la création de formes sédimentaires. Ces représentations du relief peuvent être assimilées à des profils topographiques comme dans le cas des modèles S-Beach et X-Beach (Larson et al., 1990). Ces couplages hydrodynamiques et morphologiques ont également permis d'étudier la morphogénèse des barres pré-littorales aquitaines (Castelle, 2004; Castelle et Bonneton, 2004; Castelle et al., 2007) ou d'étudier l'impact de tempêtes sur les plages méditerranéennes et du nord de la France (Daou et al., 2011; Maspataud et al., 2010; Cartier et al., 2012, soumis).

Les études traitant de la modélisation du transport sédimentaire ou de l'évolution morphodynamique sur les plages macrotidales sont beaucoup plus rares, toujours en raison de la plus faible proportion de ces environnements à l'échelle mondiale. Citons tout de même Villaret (2004) qui a modélisé le transport sédimentaire sur le littoral de l'est Dunkerquois ; Sedrati et Anthony (2007) qui ont calculé le transport potentiel en se basant sur l'expression

de Bailard (1981) ; l'impact des tempêtes et la réponse du profil côtier ont été également analysés à travers les travaux de Maspataud et al., (2010), Maspataud (2011) ou Maspataud et al., (2012, soumis) en utilisant le modèle X-BEACH. Plusieurs autres études ont également simulé la réponse morphologique du littoral belge en raison de sa forte vulnérabilité face aux submersions marines (Vellinga, 1986 ; Van Rijn et al., 2003 ; Baart et al., 2009 ; Van Rijn, 2009 ; Van Son, 2009 ; Van Thiel de Vries, 2009).

La modélisation numérique des plages à barres et à bâches reste tout de même limitée. Les différents processus qui caractérisent ces environnements sont complexes et moins bien connus. La mesure du transport sédimentaire sur le terrain associée à des enregistrements hydrodynamiques permettra dans un premier temps, d'évaluer les formules les mieux adaptées afin de calibrer ces modèles morphodynamiques.

28. Approche paramétrique des estimations de flux sédimentaire

28.1. Introduction

Dans cette première partie, les flux sédimentaires longitudinaux seront comparés à plusieurs formules de transport selon une approche paramétrique. La paramétrisation permet d'intégrer directement les mesures hydrodynamiques, ainsi que d'autres facteurs physiques, dans les différentes formules et d'obtenir ainsi un débit solide.

Les formules qui seront traitées dans cette première partie sont basées sur la théorie linéaire des vagues, certains prédisent le transport au niveau du fond alors que d'autres modélisent le taux de transport total caractérisé par le transport de fond couplé à celui en suspension. Avant de commenter les comparaisons entre les données mesurées et calculées, une brève description des formules et de leur domaine d'application sera exposée. Les premiers modèles sont issus du software *Sedtrans*, Pour de plus amples informations, les lecteurs intéressés peuvent se référer à Li et Amos (1994, 2001) ou Neumeier et al., (2008). La 2^{e} approche paramétrique est réalisée à partir d'une chaine de calcul établi par Camenen et Larroude (2000).

28.2. 1ère approche paramétrique (*Sedtrans*)

Ces formules se basent sur la théorie de la couche limite en domaine de plateau continental (Grant et Madsen, 1986) pour prédire les contraintes de cisaillement au niveau du fond ainsi que pour déterminer le profil de vitesse de courant dans la partie inférieure de la couche limite. Les différentes formules correspondent à celles de : Einstein et Brown (Brown, 1950) (EB50), Yalin (1963) (Y63) et Van Rijn (1993b) (VR93) qui calculent le transport au niveau du fond. Les méthodes de Bagnold (1963) (B63) ainsi que Engelund et Hansen (1967) (EH67) sont utilisées pour calculer le transport total qui correspond au transport de fond associé à celui en suspension. Les modèles se basent sur la taille du grain au niveau du fond et ne permettent pas de prendre en compte la distribution granulométrique dans la colonne d'eau.

Précisons que la formule d'Einstein-Brown (EB50) est élaborée pour du sédiment ayant un diamètre compris entre 0,3 mm et 28,6 mm. Puisque la taille du sédiment sur nos sites d'étude est comprise entre 0,22 mm et 0,29 mm, la formule EB50 n'a pas été utilisée dans nos analyses.

Les conditions d'entrée utilisées dans cette approche sont la hauteur de houle (H_s), la période (T), la direction de la houle (D_p), la hauteur d'eau (h), la vitesse du courant moyen (V_m), la direction du courant moyen (D_{vm}), la hauteur au dessus du fond à laquelle la mesure du courant a été réalisée, la taille de grain (D) et la pente de la plage (Tan β).

28.2.1. Bagnold (1963) (B63)

La formule de Bagnold considère que ce sont les vagues qui mettent en suspension le sédiment, mais que c'est le courant constant qui, par contre, est à l'origine du transport sédimentaire net. Cette méthode ne nécessite pas d'intégration et la friction de peau maximale associée à la contrainte de cisaillement de la houle et du courant combiné permettent le calcul du transport total net ($Q_{s,t}$) par l'équation (**Eq. VII-1**). Plusieurs expérimentations en canal ont montré que cette formule s'applique pour un sédiment ayant un diamètre compris entre 0,18 mm et 0,45 mm.

$$Q_{s,t} = \frac{K\tau_{cws}u_{100}}{(\rho_s - \rho)g}$$

Eq. VII-1

où K est un coefficient empirique déterminé par STERNBERG (1972) ; τ_{cws} la friction de peau associé à la contrainte de cisaillement de la houle et du courant : u_{100} la vitesse du courant moyen à 1 m au dessus du fond; ρ est la masse volumique de l'eau; ρ_s est la masse volumique du sédiment et g l'accélération gravitationnelle.

28.2.2. Yalin (1963) (Y63)

La formule de Yalin permet le calcul du transport de fond ($Q_{s,b}$) par l'intermédiaire de l'équation (**Eq. VII-2**) mais son application est limitée aux grains ayant un diamètre supérieur à 0,20 mm.

$$Q_{s,b} = 0{,}635 D_{50} u_* \left[\tau_* - \left(\frac{1}{a}\right)\ln(1 + a\tau_*)\right]$$

Eq. VII-2

où u_* est la vitesse critique ; τ_* est la contrainte de cisaillement normalisée et a est égal à $a = 2{,}45\,(\rho/\rho_s)^{0,4}\,(\tau_{cr}/\Delta\rho g D_{50})^{0,5}$ avec D_{50} qui est le grain médian.

28.2.3. Engelund et Hansen (1967) (EH67)

Cette formule est à l'origine dérivée d'une autre formule qui calcule le transport de fond au dessus de dunes sous-marines et sous un courant unidirectionnel (**Eq. VII-3**). Elle fût modifiée afin de calculer le transport total sous la combinaison de la houle et des courants. Sa précision est toutefois limitée dans le cas d'un sédiment contenant une fraction fine importante, pouvant alors sous estimer le transport mesuré. Il n'y a pas de seuil pour la mise en mouvement et elle est valable pour des vagues monochromatiques ou irrégulières.

$$Q_s = V_m \frac{0{,}05 C \tau^2_{b,wc}}{(s-1)^2 D_{50} \rho^2 g^{5/2}}$$

Eq. VII-3

où V_m est la vitesse du courant moyen ($m.s^{-1}$) ; s la densité relative du sédiment ($s = \rho_s / \rho$) ; C le coefficient de Chezy basé sur le D_{50} ; D_{50} le grain médian ; $\tau_{b,wc}$ la contrainte de cisaillement de la houle et du courant combiné ; g la constante gravitationnelle et ρ la masse volumique de l'eau.

28.2.4. Van Rijn (1993) (VR93)

La formule de VAN RIJN (1993B) suit l'approche développée par BAGNOLD (1963) qui suppose que le transport de fond est dominé par les processus de saltation sous l'influence des forces hydrodynamiques et de la gravité. Le transport de fond est défini par le produit de la vitesse de chute des particules, la hauteur de saltation et la concentration de sédiment au niveau du fond. Dans le cas d'un transport de fond généré par l'action combinée de la houle et du courant, le transport sédimentaire est défini par (**Eq. VII-4**). Elle est adaptée pour des grains compris entre 0,05 mm et 29,1 mm.

$$Q_{sb} = 0{,}25\alpha D_{50} D_*^{-0{,}3} \left(\frac{\tau_{cws}}{\rho} \right)^{0{,}5} T_m^{1{,}5}$$

Eq. VII-4

où α est une constante égale à 0,053 ; T_m est égale à $T_m = (\tau_{cs} - \tau_{crb} / \tau_{crb})$; τ_{cs} est la friction de peau instantanée de la contrainte de cisaillement du courant ; τ_{crb} est la contrainte de cisaillement critique pour la mise en mouvement des particules et D_* la taille du grain adimensionnelle exprimée par $D_* = \left[\frac{g(\rho_s / \rho - 1)}{\upsilon^2} \right]^{1/3} D_{50}$ avec ν la viscosité cinématique.

Le tableau récapitule les domaines d'application des méthodes en fonction de la taille des grains et défini le mode transport calculé (**Tab. VII-1**).

Tab. VII-1: Synthèse des méthodes et de leur domaine d'application en fonction de la taille du grain ainsi que le mode de transport.

Tab. VII-1: *Summary of different transport equations for non-cohesive sediment.*

Méthodes	Mode de transport	Taille du grain (mm)
Einstein et Brown (1950)	Transport de fond	0,3 - 28,6
Bagnold (1963)	Total	0,18 - 0,45
Yalin (1963)	Transport de fond	>0,2
Engelund – Hansen (1967)	Total	>0,15
Van Rijn (1993b)	Transport de fond	0,05 - 29,1

28.2.5. Résultats

Les flux mesurés (Q_{sm}) ont donc été comparés aux flux calculés (Q_{sc}) par les formules de Bagnold, Yalin, Engelund-Hansen et Van Rijn. Il est généralement admis que l'estimation du flux est acceptable lorsqu'elle est comprise entre 0,5 et 2 fois la mesure *in situ* (CAMENEN ET LARROUDE, 2003). Ainsi, sur les figures suivantes, trois lignes symbolisent l'étendue des données qui sont significatives lorsque $0{,}5\ Q_{sm} < Q_{sc} < 2\ Q_{sm}$. L'erreur standard ($S_{rms}$) a également été calculée selon l'équation suivante (**Eq. VII-5**) permettant de caractériser la dispersion des données, où plus la valeur est faible, moins les données sont dispersées.

$$S_{rms} = \sqrt{\left[\frac{\sum_{i=1}^{N}\left[Log(Qsc) - Log(Qsm)\right]^2}{N-2}\right]}$$

Eq. VII-5

où Q_{sc} est le flux calculé, Q_{sm} le flux mesuré et N le nombre de valeur.

D'une manière générale, les flux calculés ont tendance à être plutôt surestimés (excepté pour EH67) (**Fig. VII-1**). La formule VR93 semble la plus cohérente au vu de la dispersion du nuage de point qui s'étend de part et d'autre de la droite y = x. En effet, environ 30% des valeurs sont comprises entre les deux droites, ce qui atteste de la plus grande fiabilité de la formule. Ce pourcentage atteint 26% pour EH67 ; 20% pour B63 et 22 % pour Y63.

La répartition graphique des points est totalement différente d'un modèle à un autre. En effet, B63 surestime quasi systématiquement les valeurs (80% $Q_{sc} > 2\ Q_{sm}$). En revanche, EH67 montre une forte dispersion mais très resserrée autour de 1 x 10^{-4} $kg.s^{-1}.m^{-1}$, les flux calculés sont en effet soit surestimés (35% $Q_{sc} > 2\ Q_{sm}$) ce qui correspond aux phases de fort transport sédimentaire et donc pendant des conditions de forte agitation ; soit sous estimés (39% $Q_{sc} < 0{,}5\ Q_{sm}$) quand les flux sont faibles et donc pendant des conditions énergétiques moins intenses. Les formules EH67 et B63 ne semblent donc peu adaptées pour l'estimation des flux en domaine littoral macrotidal. L'erreur standard montre également que c'est la formule de Van Rijn qui est la meilleure puisque le S_{rms} atteint 0,7, suivi de Yalin, Engelund-Hansen et enfin Bagnold qui atteint 2,4 (**Tab. VII-2**).

Etant donné que ces modèles sont plutôt fiables dans les domaines où la houle ne déferle pas et notamment au niveau de l'avant côte, les données mesurées dans la zone de surf ont été séparées de celles mesurées dans la zone de levée où la déformation est moins importante qu'au moment du déferlement (**Fig. VII-2**). Déjà mis en lumière par nos analyses (**Cf. Chapitre IV**), l'influence des courants oscillatoires et des contraintes de cisaillement sur les flux sédimentaires dans la zone de levée est plus remarquable que dans la zone de surf. Les conditions environnementales en zone de levée sont donc proches de celles observées à l'avant côte, et elles le sont d'autant plus lorsque les conditions d'agitation sont faibles.

La différence est très nette puisque dans la plupart des cas, les mesures qui sont le moins bien estimées correspondent aux flux sédimentaires mesurés dans la zone de surf. Le pourcentage d'estimation fiable atteint en moyenne 36% pour l'ensemble des formules dans la zone de levée, alors qu'il atteint un maximum de 24% pour VR93 et un minimum de 2% pour BA63 dans la zone de surf. Les erreurs standard sont également plus faibles pour les valeurs dans la zone de levée traduisant une plus faible dispersion, et par conséquent moins d'écart entre les mesures et les estimations (**Tab. VII-2**). En revanche, au niveau de la zone de surf, les valeurs sont beaucoup plus importantes puisque l'on atteint 3,2 pour B63. L'erreur pour la formule de Van Rijn reste quant à elle constante (0,7).

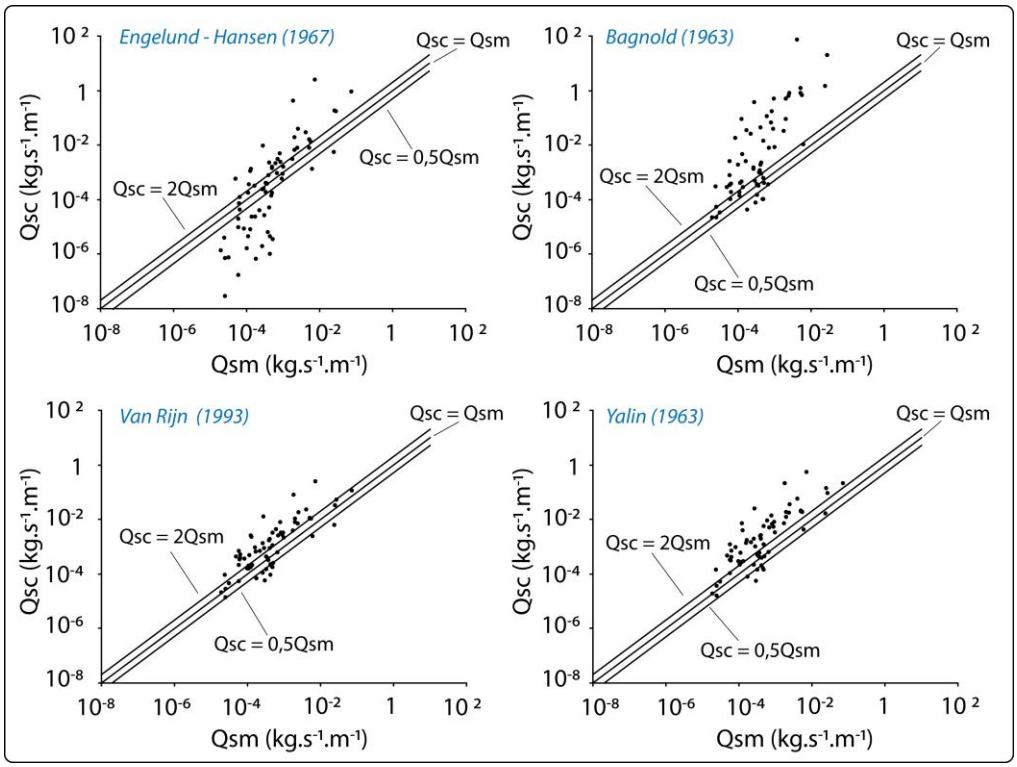


Fig. VII-1 : Comparaisons entre les différentes formules et les données expérimentales. Q_{sm} est le flux mesuré et Q_{sc} est le flux calculé.

Fig. VII-1 *: Scatter plots of measured Q_{sm} and predicted sediment transport rate Q_{sc}.*

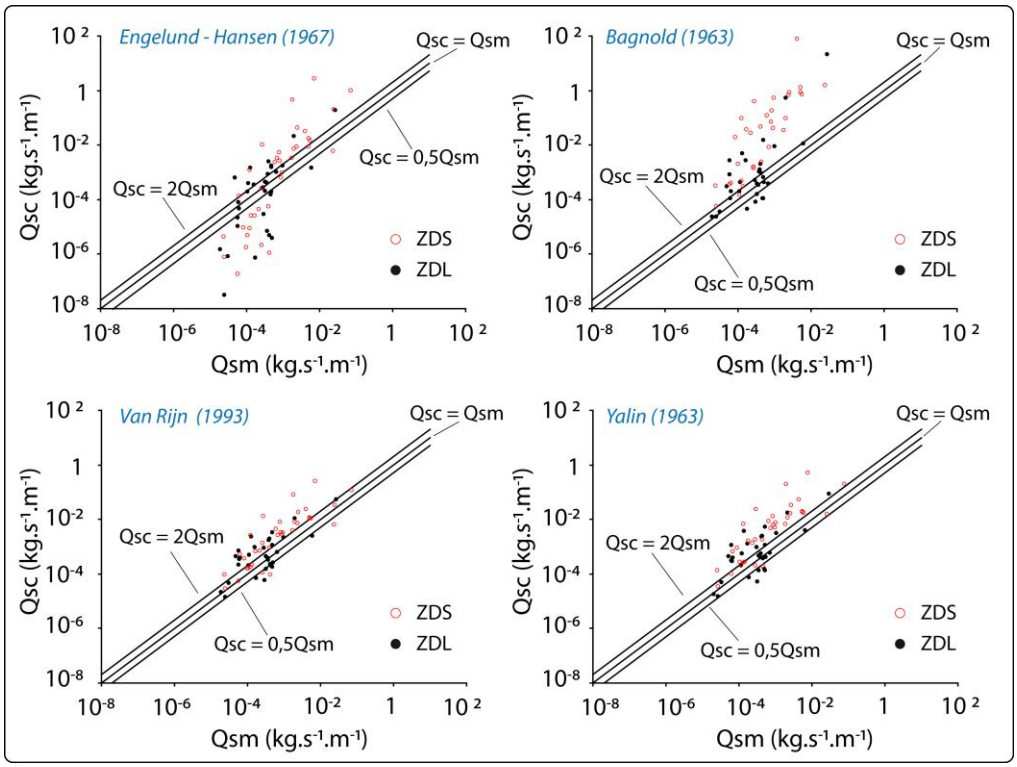


Fig. VII-2 : Comparaisons entre les différentes formules et les données expérimentales. Q_{sm} est le flux mesuré et Q_{sc} est le flux calculé en fonction de la zone hydrodynamique où ZDS est la zone de surf et ZDL est la zone de levée.

Fig. VII-2 *: Scatter plots of measured Q_{sm} and predicted sediment transport rate Q_{sc} depending on the hydrodynamic zone where ZDS is the surf zone and ZDL is the shoaling zone.*

Il semble logique que les formules de VAN RIJN (1993B) et YALIN (1963) donnent de meilleurs résultats dans notre cas, car elles modélisent uniquement le transport de fond, or il a été démontré dans les chapitres précédents que le transport est essentiellement localisé à ce niveau. Même si la part en suspension peut être dans certains cas importante et que la prise en compte de cette fraction est censée affiner l'estimation, il s'avère que les formules EH67 et BA63 qui estiment la charge totale, ne sont pas adaptées à cet environnement et surestiment en général le transport sédimentaire. Le transport dans la zone de levée étant principalement localisé à l'approche du fond, les formules VR93 et Y63 sont alors les mieux adaptées. LI ET AMOS (2001) précisent par ailleurs que la formule de VAN RIJN (1993B) est mieux adaptée pour estimer le transport des sables fins, or, le sédiment récolté lors de cette étude est majoritairement caractérisé par ce type de sédiment contribuant ainsi à une meilleure modélisation des débits solides.

Tab. VII-2 : Erreur quadratique moyenne (S_{rms}) pour chaque formule et pour l'ensemble des données, dans la zone de surf (ZDS) et dans la zone de levée (ZDL).

***Tab. VII-2** : Root means square error (S_{rms}) for each formula and for the whole data, in the surf zone (ZDS) and in the shoaling zone (ZDL)*

S_{rms}	Ensemble	ZDS	ZDL
Bagnold (1963)	2,4	3,2	1,0
Yalin (1963)	0,8	1,0	0,7
Engelund - Hansen (1967)	1,2	1,3	1,1
Van Rijn (1993b)	0,7	0,7	0,6

En comparaison avec les calibrations présentées dans leur article (LI ET AMOS, 2001) et bien que le domaine d'étude soit totalement différent, les relations présentées ici ne sont pas si mauvaises même si la dispersion des points est plus importantes dans notre cas que pour leurs études (**Fig. VII-3)**. Dans le cas de leur calibration, les formules d'EB50, B63 et EH67 donnent de bons résultats et c'est d'ailleurs les formules de BAGNOLD (1963) et d'Einstein et Brown qui sont les plus appropriées dans le cas d'un courant combiné à la houle. La dispersion est plus importante pour Y63, alors que dans notre cas elle est plutôt adaptée quand B63 est complètement inadéquate sur nos sites d'étude. LI ET AMOS (2001) précisent également que les erreurs observées peuvent provenir de l'incertitude de la mesure des rides de surface et de leurs migrations. Cet aspect est fondamental dans notre analyse puisqu'aucune données n'ont été recueillies sur ces aspects et n'ont dons pas été intégrées aux calculs. Ceci peut également expliquer la plus forte dispersion des données. En outre les mesures de flux sédimentaires réalisées par LI ET AMOS (2001) pour valider ces différentes formules de transport, ont été obtenues sur la plateforme continentale à des profondeurs de 39 m à 57 m pour lesquelles l'utilisation de la théorie linéaire des vagues est plus appropriée qu'en zone de surf. Ceci peut aussi expliquer les meilleurs résultats qu'ils ont pu obtenir avec plusieurs formules de transport.

Cette première approche illustre la nécessité du choix de la formule utilisée en fonction de l'environnement étudié. Malgré que ces modèles soient mieux adaptés aux domaines plus profonds, la comparaison de nos mesures avec celles modélisées n'est pas si mauvaise puisque presque 40% des estimations de flux dans la zone de levée sont considérées comme

fiables. La formule VR93 est également apparue la plus adaptée car, quelle que soit la zone hydrodynamique prise en compte, le pourcentage d'estimation fiable est le plus important, et la répartition des points est beaucoup plus centrée autour de la droite y = x, traduisant une plus faible variation de l'estimation du transport sédimentaire. En raison des mauvaises simulations de transport dans la zone de surf, il apparaît nécessaire d'utiliser des formules plus adaptées prenant en compte le phénomène de déferlement et de dissipation de l'énergie de la houle à travers la zone intertidale.

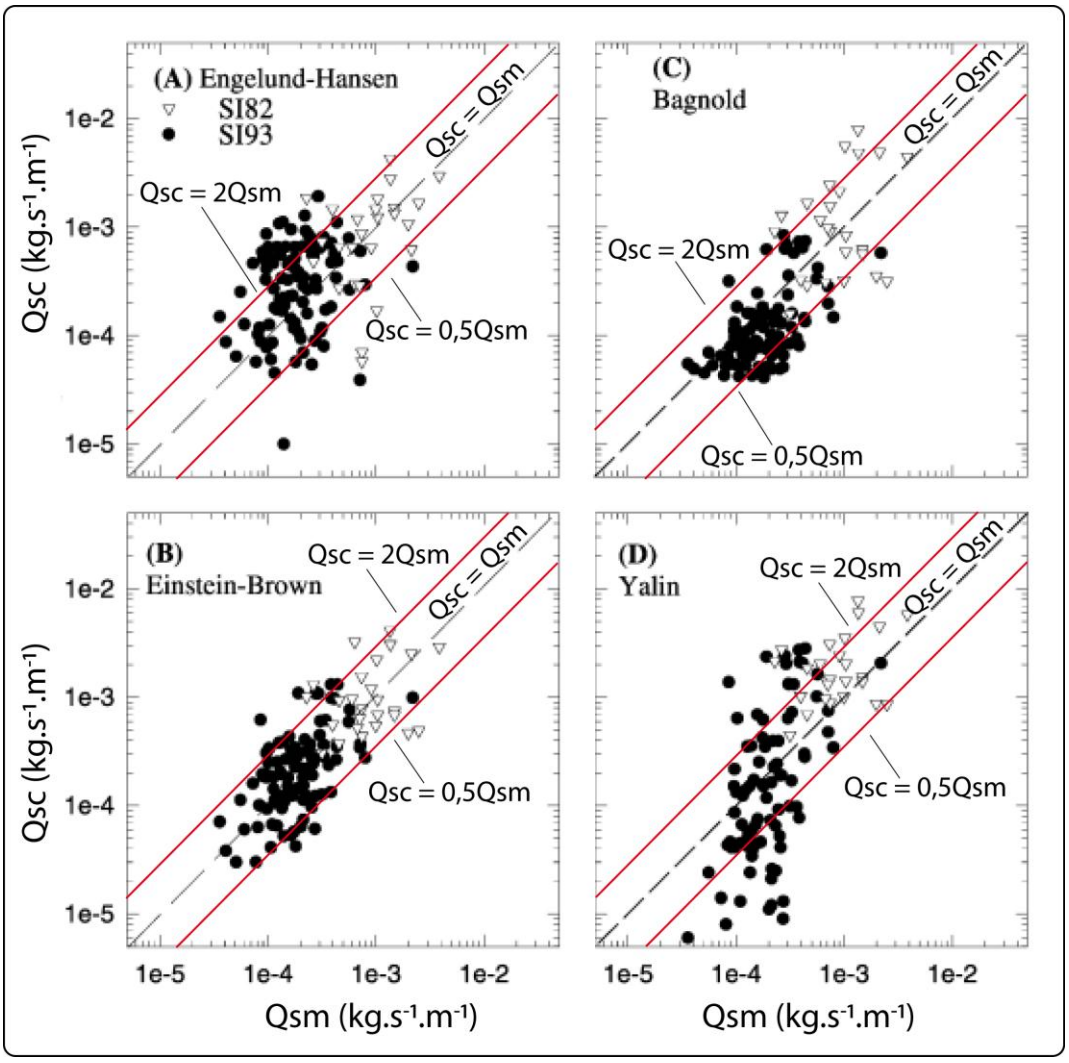


Fig. VII-3 : Comparaisons entre les différentes formules et les données expérimentales récoltées au cours de l'étude faite par LI ET AMOS (2001). (Figure originale modifiée) Qsm est le flux mesuré et Qsc le flux calculé.

***Fig. VII-3** : Scatter plots of measured and predicted sediment transport rates from (A) Engelund–Hansen total-load formula, (B) Einstein–Brown bedload formula, (C) Bagnold total-load and (D) Yalin bedload formula. Circles are data from 1993 site 1 deployment over medium sand and triangles are data from 1982 deployment over fine sand. Dashed lines represent perfect agreement. (Modified from LI ET AMOS, 2001)*

28.3. 2e approche paramétrique

Dans cette deuxième partie, les formules utilisées nécessitent, dans certains cas, le calcul de paramètres que nous n'avons pas mesurés. Ils doivent alors être calculés à partir des données *in situ* que l'on fournit au modèle. Les conditions en entrée sont effet la vitesse du courant (V_m), la hauteur d'eau (h), la taille du grain (D), la vitesse orbitale ($U_{orbitale}$), la période de la

vague (T) et l'asymétrie de la houle (U_{sk}). Les vitesses orbitales et l'asymétrie des houles ne sont pas connues et doivent être déterminées avant d'effectuer les calculs de flux sédimentaire.

Cinq formules ont été choisies en raison de leurs différentes approches. La formule de Van Rijn (1993b) utilisée dans la partie précédente modélisait uniquement le transport de fond. Dans cette approche, le transport de fond a été couplé avec une estimation de la charge en suspension calculée par une expression élaborée par Soulsby (1997), cette formulation alors appelée Soulsby-Van Rijn sera notée SVR97. Les lecteurs intéressés peuvent se référer à Camenen et Larroude (2000, 2003) pour plus de détails sur les expressions.

28.3.1. Bijker (1968) (BI68)

Initié par Frijlink (1952), ce sont les travaux et les modifications apportées par Bijker (1968, 1971) qui font que cette formule est toujours utilisée dans les domaines de l'ingénierie côtière et constitue l'un des premiers modèles de transport sédimentaire (**Eq. VII-6** et **Eq. VII-7**). La formule de transport au niveau du fond est une adaptation d'une méthode utilisée dans le domaine fluviatile couplée à une formule qui calcule la charge en suspension à partir de l'intégration dans la colonne d'eau de la concentration et de la vitesse du courant moyen.

$$Q_{sb} = C_b d \sqrt{\frac{\mu_c \tau_c}{\rho}} \exp\left(-0{,}27 \frac{(\rho_s - \rho) g d}{\mu_c \tau_{cw}} \right)$$

Eq. VII-6

$$Q_{ss} = 1{,}83 Q_{sb} \left(I_1 \ln\left[\frac{33h}{\delta_c} \right] + I_2 \right)$$

Eq. VII-7

où Q_{sb} et Q_{ss} sont le transport sédimentaire à l'approche du fond et en suspension ; d est le D_{50} ; h la hauteur d'eau ; C_b le paramètre de déferlement ; μ_c le paramètre de rugosité ; τ_c la contrainte de cisaillement du courant ; τ_{cw} la contrainte de cisaillement des vagues et du courant combiné ; ρ et ρ_s la masse volumique de l'eau et du sédiment ; I_1 et I_2 les intégrales d'Einstein pour la charge en suspension et $\delta_c = 100d/h$, l'épaisseur adimensionnelle de la couche de fond.

28.3.2. Bailard (1981) (BA81)

L'expression de Bailard (1981) est dérivée du modèle de Bagnold (1966) qui se base sur le fait que le flux de sédiment est proportionnel au flux d'énergie. Le modèle est ainsi divisé en deux formulations qui décrivent respectivement, le transport de fond lié aux interactions avec la taille du grain et le transport en suspension basé sur la diffusion de la turbulence. En prenant compte les profils de vitesse instantanée, le transport sédimentaire peut être l'expression d'un vecteur (**Eq. VII-8**).

$$Q_s = \frac{0{,}5 f_{cw}}{g(s-1)}\left(\frac{\varepsilon_b}{Tan\Phi}\left\langle \left|\vec{u}\right|^2 \vec{u}\right\rangle + \frac{\varepsilon_s}{W_s}\left\langle \left|\vec{u}\right|^3 \vec{u}\right\rangle\right)$$

Eq. VII-8

La différence entre l'expression de Bagnold et de Bailard provient des coefficients de calibration (ε_b et ε_s) du transport de fond et en suspension qui sont différents. Bailard suggère une valeur de 0,1(ε_b) et de 0,02 (ε_s), valeurs déterminés à partir de mesures de terrain. Φ correspond à l'ange de friction du sédiment et $\langle\ \rangle$ signifie que les valeurs sont moyennées sur plusieurs périodes de vague.

28.3.3. Dibajnia et Watanabe (1992) (DW92)

A l'instar du modèle de BAILARD (1981), la formulation de DIBAJNIA ET WATANABE (1992) permet de prendre en compte le phénomène de "*Phase-lag*". Ce processus se traduit par la possibilité de prendre en compte le sédiment qui reste en suspension après un cycle de vague (**Eq. VII-9**).

$$Q_s = A_{dw} W_s d \frac{\vec{\Gamma}}{\Gamma} \Gamma^{B_{dw}}$$

Eq. VII-9

Où A_{dw} = 0,001 et B_{dw} = 0,55 sont des coefficients de calibration; Γ traduit les contraintes de cisaillements de la houle et du courant combinés.

28.3.4. La formule de Ribberink (1993, 1994, 1998) (RI93)

L'expression de RIBBERINK ET CHEN (1993), RIBBERINK ET SALEM (1994) et RIBBERINK (1998) est issue de nombreuses expérimentations en canal à houle et propose un modèle permettant de calculer le transport de fond où le débit solide est fonction de la différence entre la contrainte de cisaillement critique et instantanée (**Eq. VII-10**). Cette expression a été calibrée à partir de plusieurs jeux de donnée issus d'expérimentation en canal à houle où la part du transport en suspension peut être considérée négligeable.

$$Q_s = m_{Rib}\sqrt{(s-1)gd^3} * \left\langle \left(\left|\vec{\Psi}(t)\right| - \Psi_{cr} \right)^{n_{Rib}} \frac{\vec{\Psi}(t)}{\left|\Psi(t)\right|} \right\rangle$$

Eq. VII-10

où m_{rib} = 11 et n_{rib} = 1,65 sont des coefficients d'ajustement; Ψ_{cr} est le paramètre de Shields critique; $\Psi(t)$ est le paramètre de Shields instantané déterminé avec la vitesse instantanée (u(t)) et le facteur de friction f_{cw} selon MADSEN ET GRANT (1976).

28.4. Résultats des comparaisons

Les résultats issus de la paramétrisation montrent une surestimation quasi systématique des flux estimés par rapport aux mesures *in situ* (≈ 80%) (**Fig. VII-4**). Seulement 5% des données, en moyenne, peuvent être considérées acceptables, avec un pic pour BI68 qui atteint 11%. L'erreur RMS est d'ailleurs la plus faible pour BI68 (S_{rms} = 1,28) alors que les autres formules avoisinent 6,5 en moyenne.

Seule une valeur de flux est bien estimée par la formule DW92, le reste étant systématiquement surestimé. La même observation est faite concernant BA81 où aucune valeur n'est significative. Malgré une erreur RMS élevé (6,91), 6% des calculs issues de RI93 sont considérés comme acceptables, les autres points restent toujours surestimés. La formule SVR97 montre une distribution des points plutôt atypique puisqu'un certain seuil minimum est observable. En effet, aucun des débits calculés n'est inférieur à 1×10^{-6} kg.m² alors que les flux mesurés minimum sont de l'ordre de 1×10^{-8} kg.m². Au-delà de ce seuil et si l'on considère uniquement ces valeurs, les flux calculés ne sont pas si éloignés de la réalité puisque l'erreur RMS atteint seulement 0,99.

La mise en relation de chaque formule entre elle permet d'observer leur comportement (**Fig. VII-5**). La formule Soulsby-Van Rijn (SVR97) se détache des autres formules puisque le seuil observé précédemment est encore bien mis en évidence. Des recherches complémentaires au sein du code permettront de déterminer l'origine de ce seuil. La formule de Dibajnia et Watanabe (DW92) semble sous estimer quasi systématiquement les flux modélisés par les autres expressions alors qu'elle surestimait nos mesures *in situ*. Le reste des formules montre des estimations relativement similaires et prouvent ainsi que les mesure *in situ* reflètent bien une dynamique sédimentaire particulière de nos sites d'étude, surestimée par les modèles.

28.5. Comparaison des données *in situ* mesurées au cours de plusieurs études avec les flux calculées par différents modèles.

Camenen et Larroude (2000, 2003) ont comparé plusieurs données issues d'expérimentation sur le terrain ou en canal à houle avec les formules détaillées dans la partie précédente. Les données intitulées *Krammer* et *Sheldt* (**Fig. VII-6**) correspondent à des mesures réalisées sur deux plages pendant des conditions de courant très intenses, mais sans l'action des vagues (Voogt et al., 1991). *Janssen* et *Dibajnia* désignent des données issues de canal à houle (Dohmen-Janssen, 1999; Dibajnia et Watanabe, 1992; Dibajnia, 1995). Nos mesures (*Cartier*) ont été ajoutées à l'ensemble des données.

Il apparaît tout de suite une plus grande distribution de nos données par rapport aux autres études qui sont généralement concentrés autour d'une valeur particulière. Ainsi, les flux mesurés au cours de cette étude s'étendent d'environ 10^{-8} kg.m² à 10^{-4} kg.m² soit quatre ordres de grandeur. A contrario, les données de *Krammer* et *Scheldt* sont plutôt localisées aux environ de 10^{-3} kg.m², *Janssen* se trouve entre 10^{-3} kg.m² et 10^{-4} kg.m² et enfin *Dibajnia* est situé aux alentours de 10^{-4} kg.m². La représentativité de leur gamme de flux est plutôt limitée en comparaison avec les données de notre étude. En raison d'une large gamme de condition d'agitation rencontrée au cours de cette étude, la distribution des valeurs apparait plus importante. La distribution des données des autres études suggère en revanche des conditions hydrodynamiques peu variables. Ceci explique également pourquoi certaines expressions fonctionnent très bien avec les mesures issues d'une seule campagne caractérisée par des conditions énergétiques qui varient peu. C'est d'ailleurs le cas pour DW92 où les valeurs ont servi à calibrer leur modèle expliquant pourquoi leur modélisation est si fiable, mais uniquement pour les conditions de leurs expérimentations.

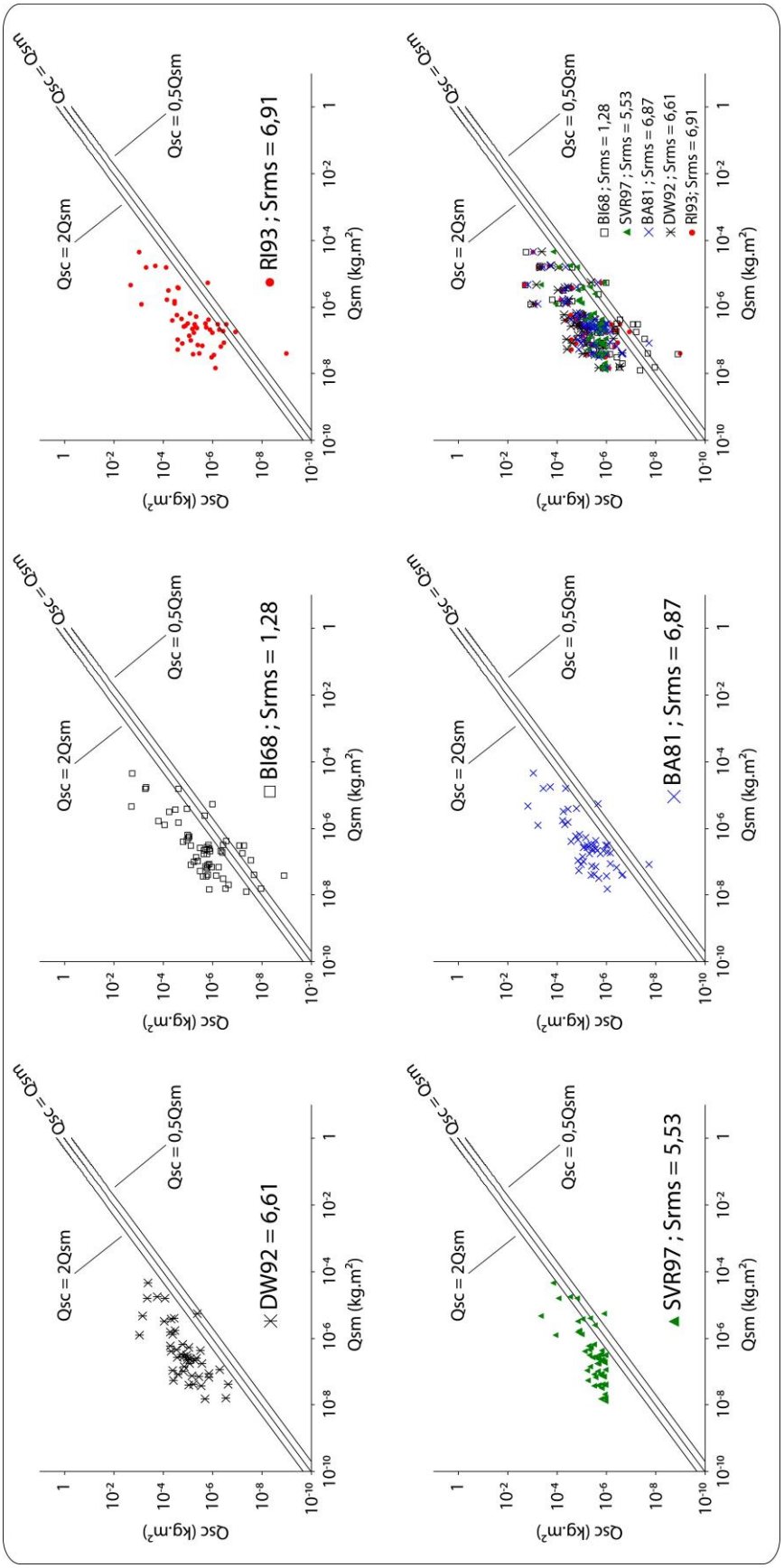


Fig. VII-4: Comparaisons entre les mesures *in situ* (Q_{sm}) et les débits solides modélisés avec paramétrisation (Q_{sc}).

Fig. VII-4*: Comparison of measured sediment transport rates(Q_{sm})data with calculated transport rate with parameterizations(Q_{sc})..*

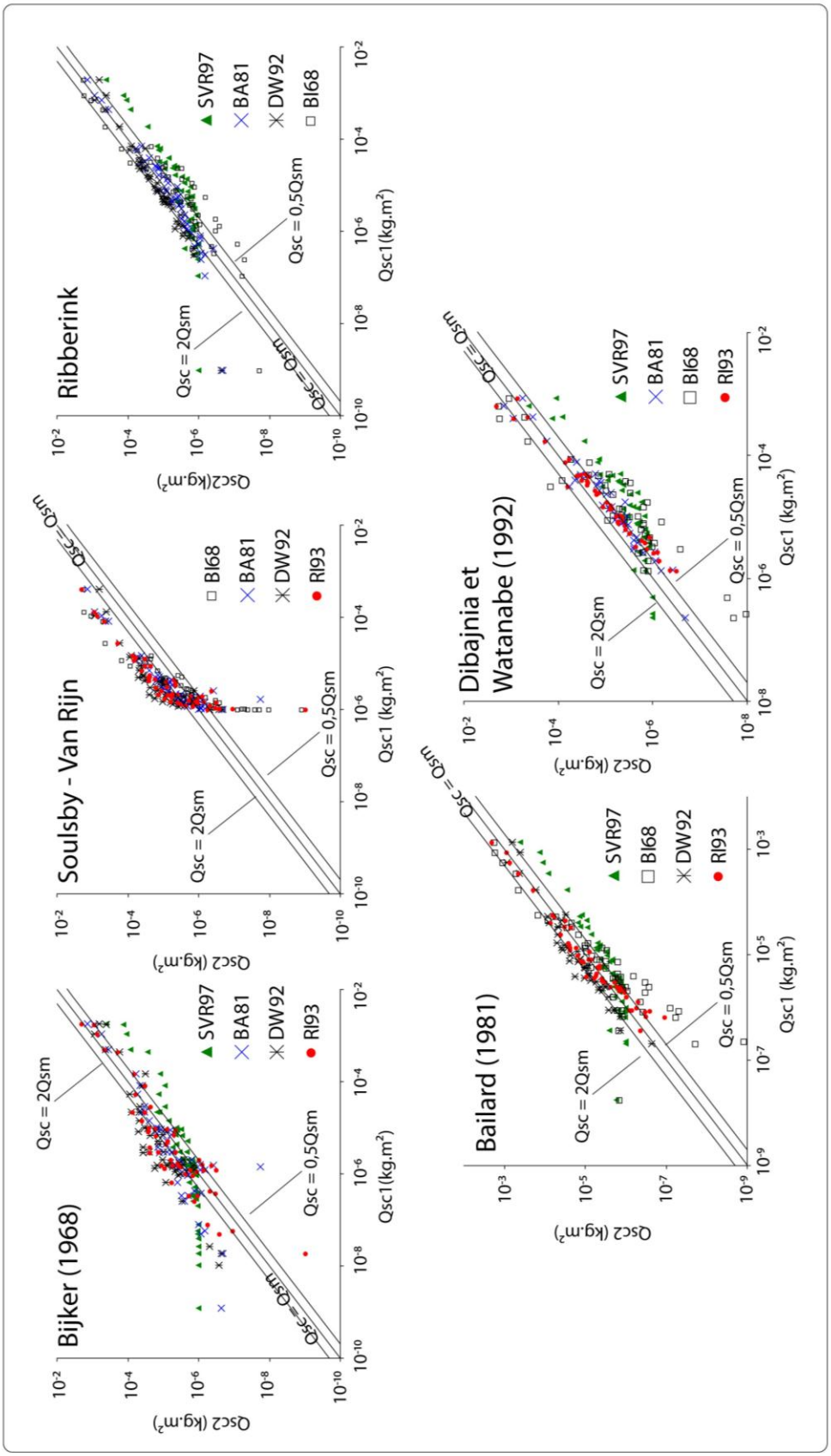


Fig. VII-5: Comparaisons des formules entre elles pour les conditions hydrodynamiques mesurées au cours de chaque échantillonnage.

Fig. VII-5*: Comparisons of the different formulae among them using the hydrodynamic data recorded during each sand sampling.*

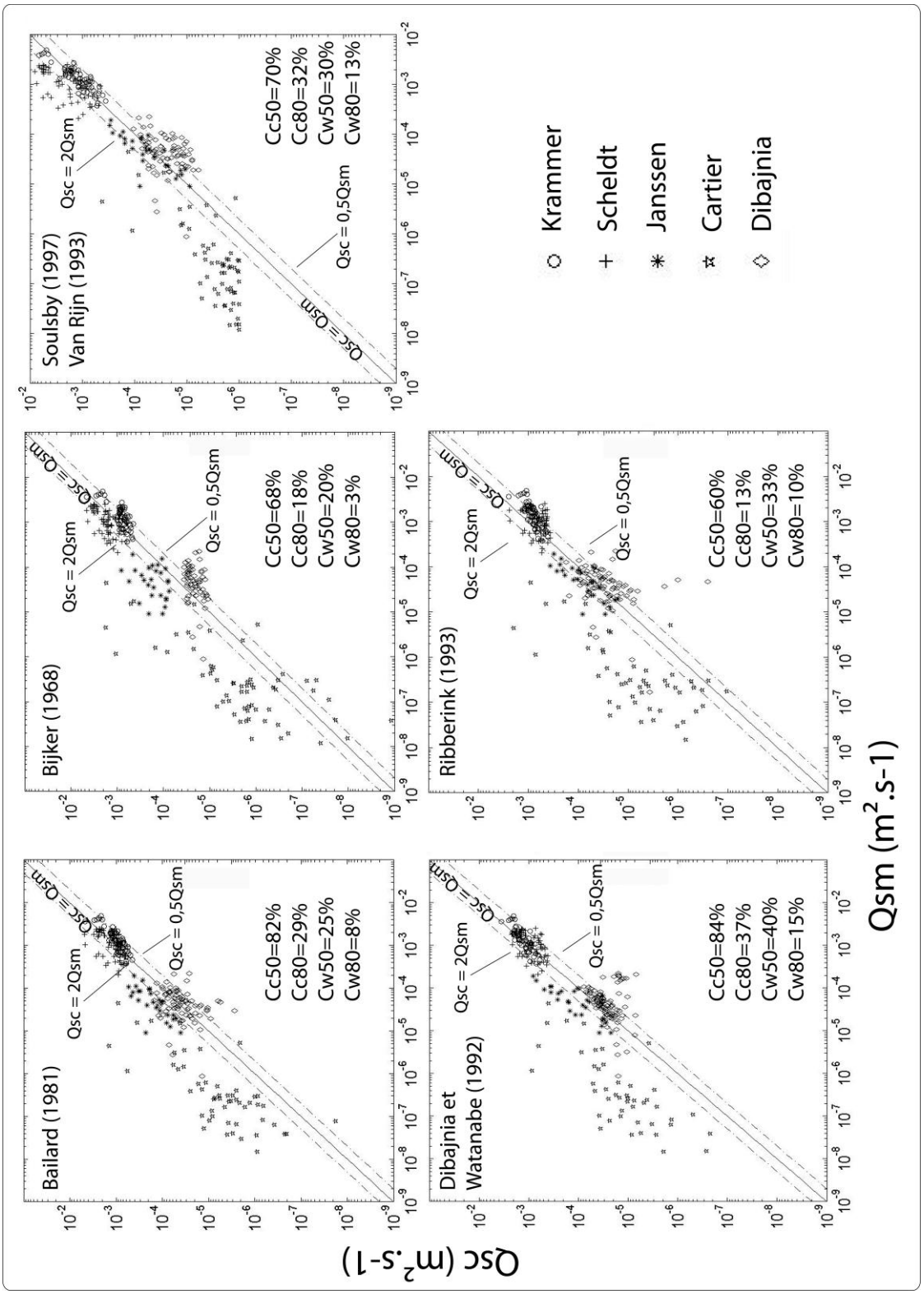


Fig. VII-6: Comparaison entre les flux mesurés (Qsm) au cours de plusieurs études (Cartier étant la nôtre) et calculés pour chaque formule (Qsc). Pour chaque comparaison avec les données, le pourcentage de points ayant une erreur inférieure à 50% et à 20% est calculé pour les courants seulement et la houle et le courant combiné (Cc50, Cc80, Cw50 et Cw80, respectivement)

***Fig. VII-6**: Comparison between the different formulae (Qsc) and experimental data (Qsm). Cartier refers to the present study. For each comparison with the data, the percentage of points with less than 50% error and less than 20% error is also computed for "current only" and "wave-current"(Cc50, Cc80, Cw50 and Cw80, respectively)*

Le problème est qu'il existe presque autant d'expérimentations de terrain que de formules sédimentaires. Ce problème est lié à la calibration empirique des formules. Il est toujours difficile à l'heure actuelle d'obtenir des formules adéquates pour tout les types d'environnements côtiers tant les processus physiques qui interagissent sont différents.

Les formules paramétrées apparaissent donc plutôt adaptées à des environnements où les caractéristiques physiques sont plus "simples" que dans les environnements macrotidaux. Ces formules peuvent être dans certains cas très sensibles aux variations des différents paramètres. Ainsi, Camenen et Larroude (2003) ont mis en évidence le comportement de chaque formule en faisant varier les différents paramètres qui les composent. Il est cependant difficile de discriminer les valeurs et d'identifier un certain comportement puisqu'elles sont toutes surestimées.

29. 3e approche: Estimation des flux sédimentaires par simulation morphodynamique.

29.1. Introduction

La calibration et le perfectionnement de la simulation morphodynamique nécessite un temps de travail non négligeable, c'est pourquoi cette dernière approche présentera les résultats préliminaires de ces analyses (Cartier et al., 2012, soumis). Des résultats plus détaillés feront l'objet de publications futures.

29.2. Principe

Le modèle utilisé au cours de cette analyse est de type 2DH (ou moyenné sur la hauteur d'eau) et correspond au système *Telemac* qui couple 3 codes. Ces modèles sont les plus performants dans le cas d'étude à court et moyen terme. H.J De Vriend (1987) présente le modèle 2DH comme un outil indispensable à la compréhension de la morphologie côtière. Il part du constat qu'il y a un équilibre entre la fiabilité physique et l'exactitude numérique. Ces modèles permettent la prise en compte de l'advection et l'incorporation d'un effet de pente. Associés à une distribution verticale de la vitesse du courant et de la suspension, ces modèles sont quasiment des modèles 3D (De Vriend et Stive, 1987).

La morphologie de la plage mesurée *in situ* est dans un premier temps importée afin de créer un domaine d'étude suffisamment grand permettant ainsi d'éviter les phénomènes d'effet de bord.

- *Artemis* permet la propagation de la houle sur la bathymétrie initiale. Les conditions d'entrées sont la hauteur de la houle, sa période et son angle de direction au large
- *Telemac2D* calcule les courants induits par la houle au niveau de la côte à partir des données modélisées par *Artemis*.
- *Sisyphe* estime le débit solide à partir des données modélisées par les deux chaines précédentes et en fonction de la morphologie de la plage. Les formules de transport utilisées sont identiques à celles présentées dans les parties précédentes. Ce module de transport solide est basé sur une méthode de résolution des équations par éléments

finis permettant une procédure de calcul qui se réalise en quasi permanence (**Fig. VII-7**).

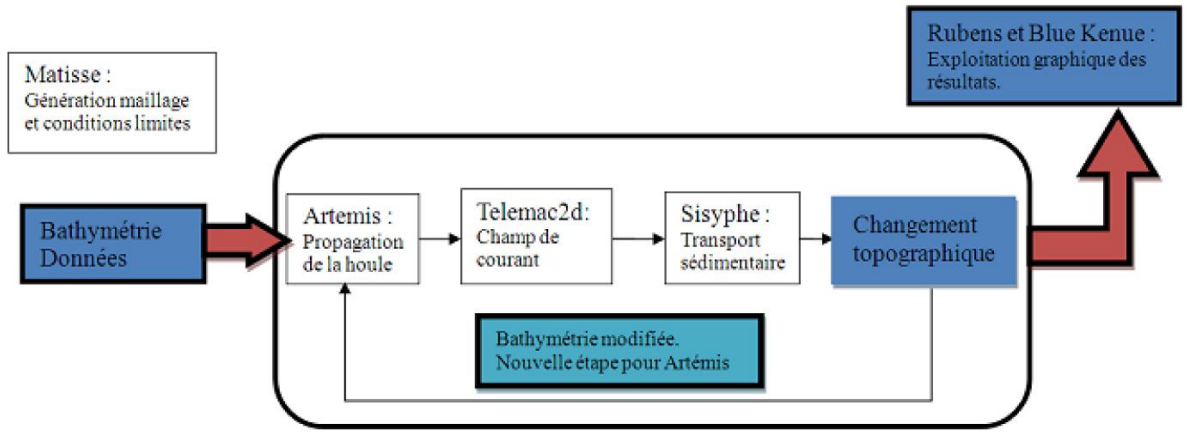


Fig. VII-7: Schéma de la chaine de calcul Artemis-Telemac-Sisyphe (DAOU, 2011)

Fig. VII-7: *Sketch of the Artemis – Telemac – Sisyphe computation chain used for the morphodynamic modelling (DAOU, 2011)*

29.3. Approche préliminaire

Au cours de cette première approche plusieurs hypothèses et simplifications ont été faites.

- La bathymétrie en entrée est unique pour chaque campagne de terrain et est la même pour chaque calcul de flux, elle n'est pas évolutive. Les fonds bathymétriques correspondent aux modèles numériques de terrain provenant d'une journée de mesure:
  - Zuydcoote → 13/11/08
  - Wissant → 10/03/09
  - Hardelot → 31/01/10
- Le niveau d'eau est stable, l'excursion verticale de la marée est nulle.
- Les courants ne sont générés que par la houle et les courants de marée sont considérés comme nuls.
- Le point de mesure où est extrait le flux modélisé correspond au milieu du domaine. Les temps de calcul sont en effet très longs lorsque l'on extrait le débit solide au même endroit de la mesure puisque celle-ci est pratiquement différente pour chaque cas.
- Il y a donc de nombreuses approximations, mais elles sont nécessaires à la calibration et au perfectionnement du modèle. Elles permettront de mettre en lumière plusieurs problèmes qui seront résolus au fur et à mesure.

29.3.1. L'influence de la hauteur d'eau sur les débits solides modélisés

Les mesures de flux sédimentaire ont été réalisées dans une hauteur d'eau comprise entre 1 m et 1,5 m, et en raison de l'excursion de la marée, ces mesures ont été effectuées à plusieurs endroits sur l'estran. Le calcul du débit solide au même endroit dans le domaine et sur le terrain nécessite de nombreuses manipulations informatiques. Donc dans un premier temps, les débits solides modélisés correspondent aux flux situés au milieu du domaine numérique. La hauteur d'eau au milieu du domaine correspond rarement à la hauteur d'eau mesurée au cours de l'échantillonnage. Un test a donc été effectué pour les données mesurées au cours des campagnes d'Hardelot (HA09 et HA10). Partant du principe que la bathymétrie était similaire entre les deux campagnes et au cours de celles-ci. Pour un niveau d'eau donné, plusieurs valeurs du débit solide ont été extraites (**Fig. VII-8**)

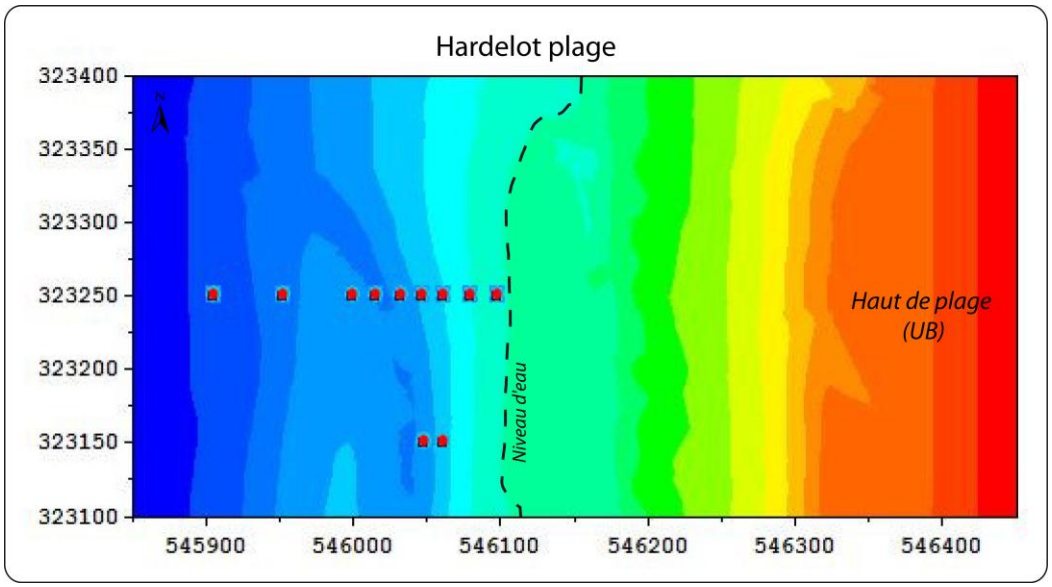


Fig. VII-8: Domaine de calcul pour le site d'Hardelot plage ainsi que la localisation des points d'extraction du débit solide calculé.

***Fig. VII-8**: Bathymetry of Hardelot and locations of the calculated transport rates.*

Les graphiques suivants montrent le contrôle de la hauteur d'eau sur la précision des flux modélisés (**Fig. VII-9**). L'exemple est basé sur les calculs réalisés par l'expression de Bijker (BI68), des observations similaires ont été observées pour les autres formulations. Les résultats montrent que les flux tendent à être mieux estimés avec la diminution de la profondeur d'eau, ce qui est cohérent avec les profondeurs auxquelles ont été effectuées les mesures. Les corrélations sont même meilleures dans une tranche d'eau légèrement inférieure à la hauteur d'eau de la mesure *in situ* (< 1 m).

Comme cela a été déjà remarqué avec la formule SVR97 (**Fig. VII-4**, **Fig. VII-5** et **Fig. VII-6**), un certain seuil est remarquable au niveau des valeurs modélisées (**Fig. VII-9**). En effet, dans une hauteur d'eau comprise entre 2,70 m et 1,74 m, les valeurs semblent s'aligner autour de 1 x 10^{-3} $kg.s^{-1}.m^{-1}$. Il y a très peu de variation des flux calculés en comparaison avec ceux mesurés *in situ*. Dès que la hauteur d'eau se rapproche de celle qui a été mesurée au moment du piégeage (1,51 m), la distribution des points tend à s'aligner sur la droite

$Q_{sc} = Q_{sm}$. En revanche quand la tranche d'eau est très inférieure à la réalité, plusieurs erreurs apparaissent au sein des calculs et l'estimation des flux est complètement erronée. De fait, les erreurs RMS sont plutôt élevées lorsque la hauteur d'eau est éloignée de la hauteur d'eau réelle (**Fig. VII-10**). Il faut néanmoins souligner qu'avec toutes les approximations de départ, le seul fait de positionner la hauteur d'eau au même niveau que pendant les échantillonnages induit tout de même des résultats relativement satisfaisants. Notamment, lorsque h = 0,91 m puisque le pourcentage de valeurs acceptables s'élève à 32%. D'une manière générale les flux restent surestimés.

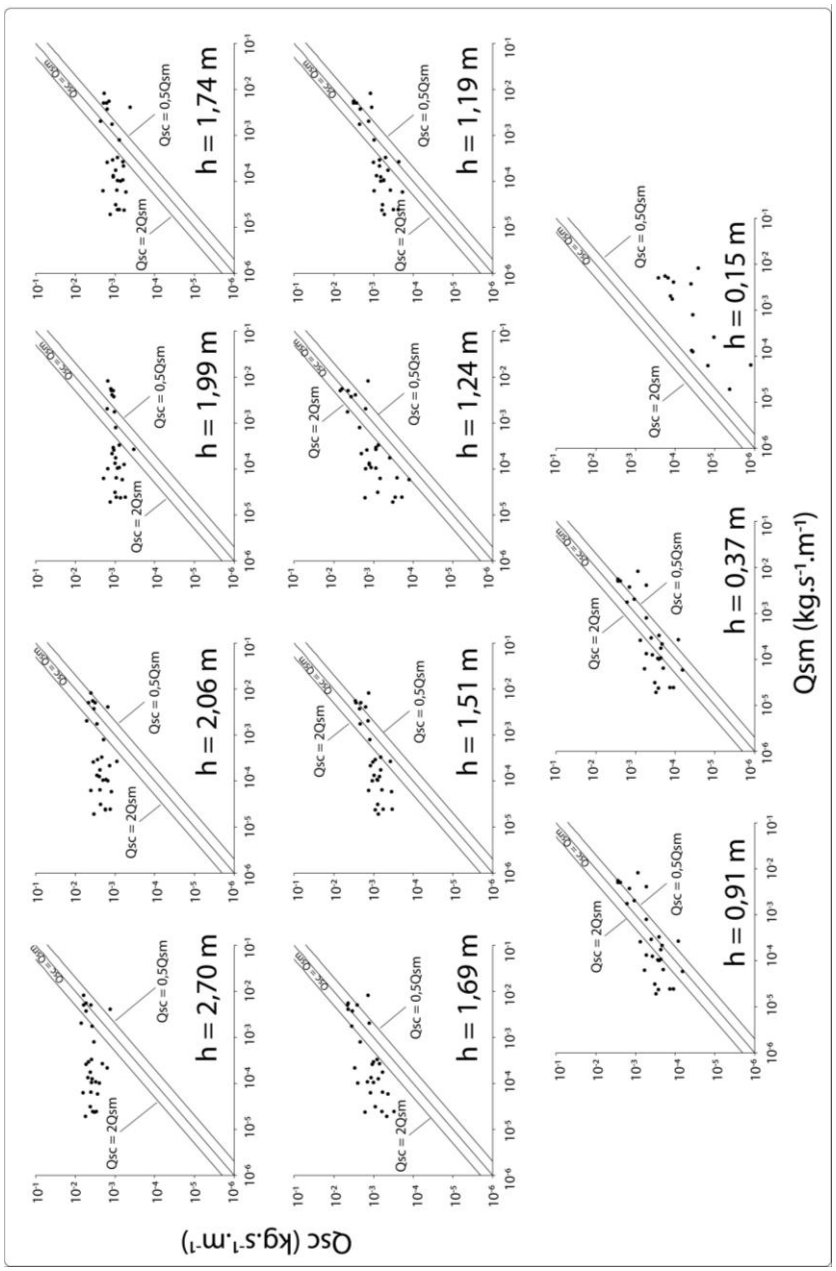


Fig. VII-9: Comparaison entre les flux mesurés *in situ* (Q_{sm}).et calculés avec l'expression de BIJKER (1968) (Q_{sc}) en fonction de la hauteur d'eau.

***Fig. VII-9**: Comparison between measured (Q_{sm}) and computed (Qsc)transport rates using Bijker's formula (BI68) for different water depth.*

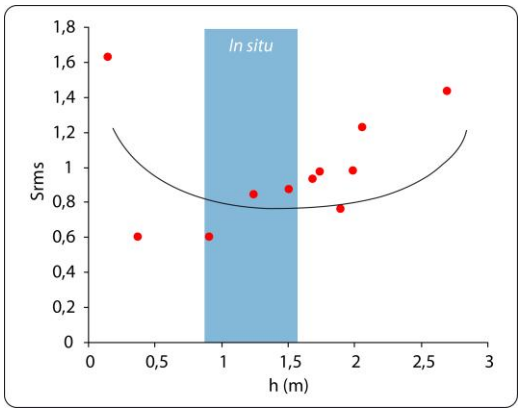


Fig. VII-10: Variation de l'erreur S_{rms} entre les flux mesurés *in situ* et la formule de BIJKER (1968), en fonction de la hauteur d'eau. La zone bleue représente la gamme de profondeur d'eau au moment des mesures *in situ*.

Fig. VII-10: *Root mean square error between in situ measurements and computed transport rates according to Bijker's formula, as a function of the water depth. Blue area refers to the range of water depth during in situ measurements.*

La hauteur d'eau agit directement sur le profil de courant et de sédiment associé. Ainsi, lorsque la colonne d'eau est supérieure à celle au moment de la mesure, le transport en suspension est favorisé dans la modélisation ce qui induit un flux intégré à la colonne d'eau qui sera forcément surestimé. Il l'est d'autant plus que le flux mesuré en faible. En revanche, une plus faible tranche d'eau pourrait induire des flux sédimentaires plus élevés en raison de l'augmentation des contraintes de cisaillement de la houle. Il apparaît néanmoins que les formules ont du mal à exprimer le transport sédimentaire dans les très faibles tranches d'eau.

Malgré des conditions initiales très simplifiées, il apparaît que le couplage de ces 3 codes ne soit pas si éloigné de la réalité lorsque l'on prend en compte la hauteur d'eau de la mesure *in situ*. Des calibrations plus précises pourront vraisemblablement améliorer la significativité des résultats.

29.3.2. Premiers résultats

Partant du constat fait sur la hauteur d'eau, celle-ci a donc été calibrée pour chaque cas afin de se rapprocher le plus possible de la mesure *in situ*. Plusieurs modélisations ont été réalisés sur les plages de Wissant et Hardelot, et les débits solides calculés par quelques formules ont été extraits et comparés aux données de terrain. Les calculs concernant le site de Zuydcoote ne sont pas présentés en raison de problèmes liés au domaine de calcul. En effet, la bathymétrie en entrée n'est pas assez étendue, les houles propagées par le code *Artemis* subissent alors de nombreux artefacts et erreurs de mesure ne permettant pas, pour le moment, de calculer le transport sédimentaire.

La figure suivante (**Fig. VII-11**) présente dans un premier temps la localisation du point d'extraction des données pour les campagnes de Wissant et d'Hardelot Plage. Ce point doit être situé à une distance raisonnable des bords du domaine afin de ne pas subir les conditions aux limites. Concernant Wissant, la position du point n'est pas tout à fait au milieu du domaine représenté mais il constitue le meilleur compromis entre la proximité des conditions limites et la localisation des points de mesure *in situ*. La position du niveau d'eau (0 m) a également été notée sur les MNT.

Les flux ont ensuite été uniquement comparés avec les expressions de BIJKER (1968) et de SOULSBY (1997)-VAN RIJN (1993B) (**Fig. VII-12**). Les autres formules donnent pour le moment de très mauvais résultats, et il existe encore de nombreuses erreurs qui interviennent au cours du déroulement de la chaîne de calcul.

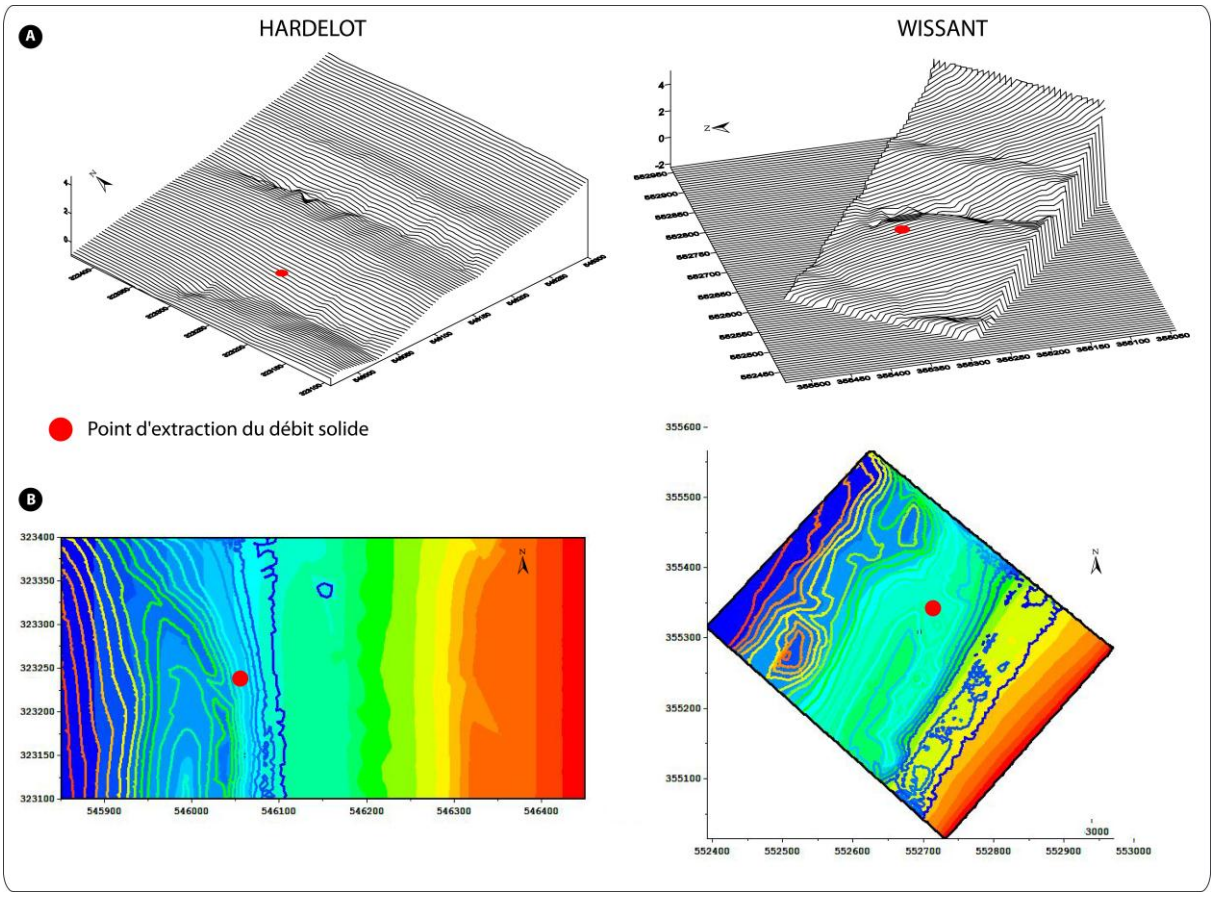


Fig. VII-11: Localisation des points d'extraction du débit solide sur les MNT de Hardelot et Wissant (A) ainsi que le niveau d'eau (0 m) au moment des calculs du transport sédimentaire (B).

***Fig. VII-11**: A) Location of the calculated transport rate on in situ digital elevation model of Wissant and Hardelot. B) Water level (blue line refers to 0 m depth)l during the sediment transport rate calculations.*

Les résultats ont été analysés en fonction du site d'étude et de l'expression mathématique utilisée. Les résultats sont meilleurs sur le site d'Hardelot pour les deux formules, l'erreur S_{rms} étant en effet inférieure à 1 avec un minimum de 0,53 avec SVR97. D'ailleurs le pourcentage de valeurs significatives atteint 32 % et 46% pour BI68 et SVR97, respectivement. Sur le site de Wissant, il ne dépasse pas les 30% qu'elle que soit la formule utilisée. Les erreurs RMS traduisent d'ailleurs une plus grande dispersion des données aisément observables sur les graphiques (**Fig. VII-12**).

Lorsque l'on considère l'ensemble des données, la formule de SVR97 reste l'expression qui est la plus satisfaisante avec un S_{rms} de seulement 1,04 et 36% de valeurs acceptables. La formule de VAN RIJN (1993B) dans la première analyse paramétrique était déjà apparue la plus appropriée pour calculer ces débits solides.

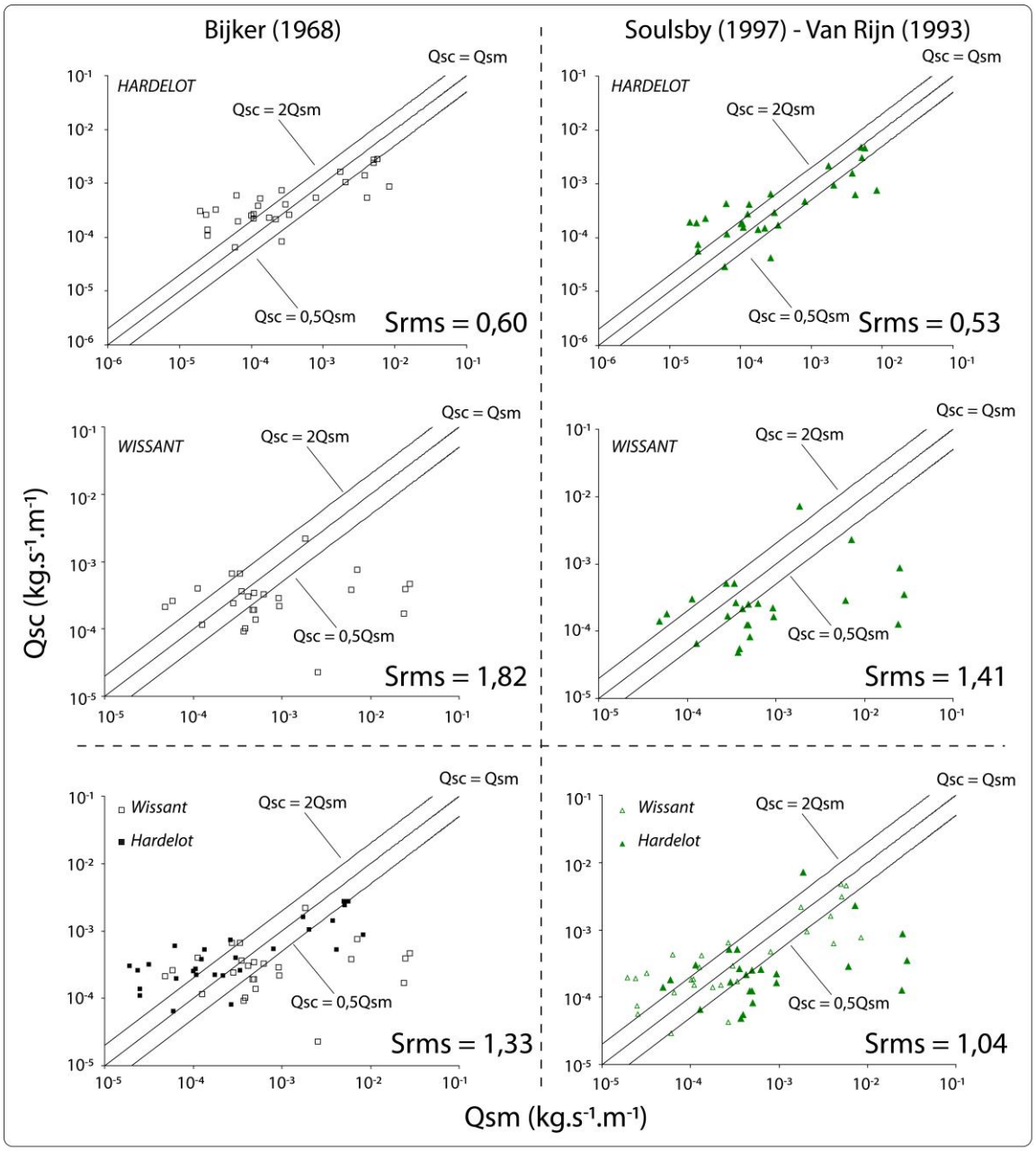


Fig. VII-12: Comparaisons entre les flux mesurés au cours (Q_{sm}) des campagnes HA09, HA10, WI09 et WI10 et les flux calculés (Q_{sc}) par les expressions de BIJKER (1968) et SOULSBY (1997)-VAN RIJN (1993B).

***Fig. VII-12**: Comparisons between in situ (Q_{sm}) sand transport rate measured during HA09, HA10, WI09 and WI10, with calculated sediment fluxes(Q_{sc}) following Bijker and Soulsby – Van Rijn 's formulae.*

La proportion de flux sédimentaires de faibles intensités (< 1 x 10^{-3} kg.s^{-1}.m^{-1}) est plus élevée au cours des campagnes réalisées à Hardelot que celles qui ont eu lieu à Wissant. A contrario, les mesures de flux acquises pendant les investigations de terrain en baie de Wissant ce sont avérés plus élevées. Les changements morphologiques ont également été plus remarquables à Wissant que pendant les campagnes effectuées à Hardelot.

La figure de Bijker tend généralement à sous-estimer le transport sédimentaire lorsque qu'il y a interaction de la houle et du courant (CAMENEN ET LARROUDE, 2000). Or, la houle et le courant interagissent constamment dans la zone côtière. Cette formule tient compte de la houle

uniquement comme un terme de mise en suspension du sédiment. Lorsque la houle est importante, et si le courant moyen est de faible intensité, le débit solide restera peu significatif. Or, dans les chapitres précédents (**Cf. Chapitre IV**), il a été mis en évidence que le courant moyen est le facteur décisif dans le transport longitudinal. Même si l'intensité du courant est généralement liée aux conditions d'agitation, il peut être dans certains cas forcé par le vent ou induit par la combinaison des courants de marée et ceux générés par la houle incidente. La mise en suspension des particules est alors assurée par les courants et la houle. Les résultats montrent en revanche que les flux les plus importants ($> 1 \times 10^{-3}$ kg.s^{-1}.m^{-1}) sont sous estimés, ce qui peut être dû à une faible hauteur de houle et un courant moyen assez puissant pour induire un fort transport. Ce cas ne peut pas être modélisé par cette expression. A l'inverse, les plus faibles flux surviennent quand la houle et le courant moyen sont de faible intensité. La direction des courants de marée intervient directement sur l'intensité des flux puisqu'elle peut aisément atténuer ou au contraire renforcer les courants induits par les vagues. Ces données n'entrent pas en compte dans le modèle.

La formule de Soulsby-Van Rijn est issue du couplage de la formule VR93 avec une expression modélisant le transport en suspension. Elle prend en compte de nombreux paramètres physiques pour l'estimation du charriage et de la suspension. Bien que les calculs soient plus compliqués et plus couteux en temps, l'estimation est généralement meilleure mais des erreurs importantes peuvent subvenir lorsque la direction de la houle est opposée à celle du courant (Camenen et Larroude, 2000). Dans notre cas, elle est vraiment satisfaisante pour les données issues des campagnes d'Hardelot. Lorsque l'on prend en compte l'ensemble des valeurs, il apparaît nettement que les flux les plus intenses sont sous-estimés et de façon significative puisque certaines valeurs peuvent être jusqu'à quatre fois moins inférieurs à la mesure. Lors de conditions de forte agitation, caractéristique de ces transports intenses, la morphologie et la rugosité du fond évoluent rapidement. Leur impact sur la diffusion du sédiment dans la colonne d'eau est capital et joue donc un rôle important dans le transport en suspension. Cette rugosité est variable en fonction de la morphologie locale de la plage, il apparaît donc nécessaire d'intégrer les changements de la morphologie dans les processus de calcul ce qui n'as pas été fait dans cette première approche.

30. Conclusion

L'ensemble des analyses présentées à travers ce chapitre représentent les résultats préliminaires d'un travail nécessitant un réel approfondissement. Au cours d'une étude sur le transport sédimentaire, il est indispensable de comparer les flux mesurés aux flux modélisés, ne serait-ce que pour rendre compte de la précision de certaines formules. L'approche de cette étude est quelque peu différente. Les environnements macrotidaux sont complexes, en ce sens où les courants de marée peuvent renforcer ou atténuer le courant moyen. La morphologie de barres et de bâches est à l'origine de nombreuses interactions qu'il est encore difficile à modéliser. Elle est, par exemple, responsable d'un 2^{e} déferlement, de la canalisation des courants des les bâches, d'une rugosité différentielle… Autant de paramètres qu'il convient d'intégrer dans un modèle morphodynamique mais qui nécessite beaucoup de travail de calibration.

31. Perspectives de travail

Le but de ce travail sera de prendre en compte l'ensemble des processus liés aux environnements macrotidaux afin de pouvoir mieux évaluer les transports sableux.

- Une phase de calibration des conditions hydrodynamiques sera effectuée en amont afin de valider la propagation des houles sur l'estran. L'hydrodynamique au niveau de la zone intertidale ayant été enregistrée en continu durant plusieurs jours, il sera alors possible de comparer la propagation de la houle du large vers la côte avec nos données.

- Les points d'extraction des débits solides seront localisés aux mêmes endroits que les mesures *in situ* afin de prendre en compte l'influence de la morphologie locale.

- La position du plan d'eau sera adaptée en conséquence et sera ajustée pour chaque échantillonnage.

- Seuls les courants liés à la houle ont été modélisés, les courants de marée seront par la suite intégrés au modèle hydrodynamique.

- Les flux sédimentaires mesurés seront ensuite comparés aux transports modélisés, ce qui permettra la détermination de la ou des formules adéquates pour les conditions d'agitation caractéristiques à cette étude.

- Grâce aux données hydrodynamiques et aux suivis morphologiques journaliers, il sera alors possible de comparer l'évolution de la plage sur plusieurs jours.

CHAPITRE VIII

Synthèse :

Le Rôle du Transport Sédimentaire

dans la Dynamique des Barres Intertidales

Résumé :

Le transport sédimentaire et la morphologie de la plage sont en étroite relation, agissant l'un sur l'autre par rétroactions successives. Les suivis journaliers de la topographie au cours de l'ensemble des campagnes de terrain ont révélé des changements mineurs à court terme. Les taux de transport sont apparus quant à eux beaucoup plus variables et plus importants, particulièrement lors de conditions d'agitation élevées. La réponse morphologique pendant ces périodes de forte agitation était pas plus importante que pendant des conditions énergétiques plus faibles. Les mesures de transport réalisées à travers la zone intertidale ont permis de mettre en lumière le rôle fondamental des bâches dans la dynamique des plages macrotidales. En raison d'une forte rugosité, la charge sédimentaire au niveau de ces zones est essentiellement transportée par suspension induisant des taux de transport relativement importants. Ces dépressions inter-barres sont en effet responsables de la canalisation du sédiment le long du rivage, limitant ainsi les transports sédimentaires transversaux qui se sont en général avérés supérieurs aux flux longitudinaux. Les barres sont également responsables de la dissipation de l'énergie des vagues à travers la zone intertidale limitant alors les mouvements de sable dans le profil. La variabilité de la morphologie est également fortement dépendante du temps de résidence des processus hydrodynamiques, mais il est vraisemblable que l'intensité de ces processus joue un rôle prépondérant dans la dynamique des barres intertidales.

Abstract:

There is a strong a relationship between sediment transport processes and beach morphology evolution. Daily topographical survey has shown little morphological variations while sediment transport rates appeared very variable and very significant, especially during high wave energy conditions. During these higher energetic conditions, morphological changes were not higher than under lower conditions. Sediment transport measurements across the foreshore highlight the important role played by inter-bar of troughs in the morphodynamic of macrotidal beaches. Higher bed roughness in these depressions is responsible for an increase in sediment resuspension through the water column. Suspended transport is therefore favoured in troughs and hinders the cross-shore sediment transport, which is responsible for the bar migration across the intertidal zone. Intertidal bars also induce wave energy across the intertidal zone, limiting cross-shore sediment transport. Morphological changes are dependent of the time residence of the hydrodynamic zone, but morphodynamics of the intertidal bars appear to be strongly controlled by the amplitude of the incident waves.

Introduction

Les chapitres de résultats présentés précédemment ont mis en lumière de nombreux aspects de la dynamique sédimentaire des plages macrotidales du littoral du Nord Pas-de-Calais. A travers ce chapitre de synthèse, l'ensemble de ces résultats sera discuté en termes d'hydrodynamique, de dynamique sédimentaire et de morphodynamique. Nous reviendrons succinctement dans une première partie sur le choix de la méthode de mesure ainsi que le protocole de terrain puis, l'hydrodynamisme de ces environnements sera par la suite discuté. Dans un deuxième temps, l'ensemble des processus hydro-sédimentaires seront interprétés puis nous verrons leurs différentes implications en terme morphodynamique dans une troisième partie. L'élaboration d'un schéma de circulation sédimentaire résiduelle sera proposée dans une quatrième partie.

32. Généralités

32.1. Le choix d'une méthode de mesure et de terrain adaptée aux plages macrotidales sableuses

L'étude du transport sédimentaire dans la zone littorale a fait l'objet de nombreuses analyses depuis des décennies. Sa caractérisation est d'une importance capitale dans de nombreux domaines techniques et scientifiques. Il est toutefois essentiel d'étudier les différents processus responsables de sa variabilité à travers divers éléments, notamment dans une optique de recherche fondamentale. Les études concernant les côtes soumises à un régime macrotidal, et plus particulièrement celles du Nord Pas-de-Calais ont centré leur attention sur des aspects hydrodynamiques et morphologiques plutôt que sur le transport sédimentaire en lui même. Néanmoins, et malgré la difficulté de mesurer ces flux de particules dans ces environnements, quelques auteurs ont tenté de les déterminer en utilisant diverses techniques de terrain. Ainsi, grâce à du traçage fluorescent, Sedrati (2006) a pu mettre en évidence sur les plages de la Baie de Wissant, la direction résiduelle du transport sédimentaire au cours d'un cycle de marée à diverses positions sur l'estran. Corbau et al., (1994) sur le littoral est-dunkerquois ou encore Voulgaris et al., (1998) avaient également utilisé cette technique sur les côtes belges avec plus de succès puisqu'ils avaient pu déterminer l'intensité du transport sédimentaire. Citons également Levoy et al., (1994ab), sur la presqu'île du Cotentin, Bertin et al., (2008) sur les côtes de Charente-Maritime ou encore Levoy et Montfort (2002) qui reviennent sur les techniques de mesure du transport sédimentaire.

L'utilisation de modèles ou de formules numériques permettant de déterminer le transport potentiel a été également très utilisée avec plus ou moins de vérification sur le terrain. Citons notamment, Levoy et al., (1994ab) sur le littoral du Cotentin, Sedrati (2006), Bertier (2009) et Maspataud (2011) sur le littoral de la côte d'Opale ou bien Hemdane (2006) sur l'avant côte dunkerquois et Bertin et al., (2008) sur le littoral de l'île d'Oléron. Cette liste, qui est loin d'être exhaustive retrace tout de même les principales études mettant en lumière l'hydrodynamique sédimentaire des environnements sableux macrotidaux du littoral français. Ces études caractérisent cependant le transport de sédiment à une échelle spatio-temporelle relativement importante et peu d'entre elles examinent les processus de transport à plus haute fréquence au niveau de la zone de surf et de levée et ce, au cours d'un cycle de marée.

Masselink et Pattiaratchi (2000) ou Davidson et al., (1993) ont tout de même mesuré les flux sédimentaires grâce à l'utilisation de capteur OBS ou en utilisant le signal acoustique des ADCP. Après des essais infructueux, il s'est avéré dans notre étude que cette méthode n'est pas appropriée au littoral du Nord de la France en raison de la forte concentration en matière organique (Vantrepotte et al., 2007) qui ne permet pas une bonne calibration des instruments (Battisto et al., 1999). Associés à cette forte concentration de particule, les phénomènes de *bubbling* liés au déferlement des vagues dans la zone de surf et la variation de la taille du grain au sein de la colonne d'eau ne permettent pas de quantifier de façon satisfaisante le débit solide avec ces instruments à haute fréquence (Puleo et al., 2006). White (1998) stipulait déjà que malgré la disponibilité de ces techniques modernes, il est toujours impossible de mesurer précisément le transport de fond ou à l'approche du fond ainsi que la charge en suspension lorsque le diamètre des particules est hétérogène. C'est pourquoi les pièges à sédiment restent encore probablement la technique la mieux adaptée pour la caractérisation des flux sédimentaires dans ces environnements.

Les structures développées par Kraus (1987) se sont avérées les plus précises pour l'évaluation du transport à plusieurs niveaux au dessus du fond et intégré à la colonne d'eau. Malgré que les structures perturbent l'écoulement et par conséquent, qu'elles n'échantillonnent pas entièrement le débit solide qui aurait été mesuré sans leur introduction dans le milieu (Levoy et Montfort, 2002), cette méthode reste le meilleur compromis pour mesurer le transport sédimentaire dans la zone de surf et de levée sur les plages du Nord Pas-de-Calais. Contrairement à de nombreuses études qui ont défini le débit solide à plusieurs positions dans la zone de surf (E.g Kraus, 1987 ; Kraus et al., 1989 ; Wang, 1998 ; Kumar et al., 2003 ; Sabatier et al., 2004 ; Tonk et Masselink, 2005), un très faible nombre d'entres elles ont utilisé de telles techniques dans des environnements macrotidaux, comme par exemple Corbau et al., (2002). En raison de la forte excursion verticale du niveau d'eau due au fort marnage, le piégeage a été réalisé à différentes positions sur l'estran ainsi que dans une tranche d'eau équivalente (≈1,10 m) et au cours d'un cycle ou demi-cycle de marée. Cette méthode innovante a permis de mettre en évidence l'évolution des processus du transport sédimentaire parallèlement et perpendiculairement au rivage, dans la zone de surf et la zone de levée, et pendant des conditions d'agitation variables.

Bien que les mesures au cours de cette étude ont été réalisées pendant des conditions énergétiques faibles à modérées (H_s max ≈ 0,70 m) en raison de la dangerosité d'échantillonner durant des périodes plus agitées, ces conditions sont représentatives du régime modal des houles car les hauteurs significatives au large sont comprises entre 0,5 m et 1,5 m (Bonnefille et al., 1971) induisant des hauteurs de vague à la côte à 80% inférieures à 1,2 m (Clique et al., 1986). Au cours des mois d'été (mai à août), 50% des vagues peuvent même être inférieures à 0,5 m. Les conditions hydrodynamiques considérées comme faibles sont donc inférieures aux conditions modales citées précédemment. Il a été déterminé arbitrairement pour cette étude que les houles inférieures à 0,20 m caractériseraient les conditions de faibles énergies et au-delà de 0,40 m, les plus fortes. Entre 0,20 m et 0,40 m, les conditions sont considérées comme modérées. Ainsi, l'ensemble de nos mesures est représentatif de l'hydrodynamisme et de la dynamique sédimentaire lors de conditions faibles

à modérées à proprement parler. Des méthodes mieux adaptées doivent être utilisées pour pouvoir mesurer le transport sédimentaire lors de conditions d'agitation plus élevées et notamment au cours des évènements tempétueux.

32.2. Une complexité hydrodynamique avérée

Les plages du Nord Pas-de-Calais, et plus généralement les environnements macrotidaux sableux sont soumis à l'action des vagues et à celles de courants de marée particulièrement violents. Les courants tidaux tendent toutefois à être moins forts à l'approche du rivage où le courant est principalement généré par le déferlement des vagues incidentes (Augris et al., 1990). Dans la zone proche du déferlement et dans la zone de surf, l'intensité et la direction du courant longitudinal est extrêmement complexe (**Cf. Chapitre III**) en raison de l'interaction des processus liés à la marée et aux vagues qui diffèrent selon la zone hydrodynamique. Quand les conditions d'agitation contrôlent la largeur de ces zones sur l'estran, l'excursion verticale de la marée, qui varie selon le coefficient, est responsable de leur temps d'action au sein du profil (Kroon et Masselink, 2002).

La direction et l'intensité du courant longitudinal est quant à elle totalement contrôlée par les courants de marée lorsque les houles sont parallèles au trait de côte. Dans le cas de vagues incidentes, le courant généré dans la zone de surf se combine ou s'oppose aux courants de marée en fonction de la phase tidale. L'ensemble de ces processus varie avec les variations de l'agitation, le marnage, l'angle d'incidence des vagues ou l'action locale du vent qui peut dans certains cas renforcer significativement la vitesse du courant longitudinal (Sedrati et Anthony, 2007). Il existe alors une multitude de situations hydro-sédimentaires en réponse à ces multiples interactions (**Fig. VIII-1**).

L'excursion verticale de la marée est également responsable de la décroissance du courant moyen vers le haut de plage. Les houles sont en effet d'autant plus dissipées lorsque le niveau d'eau est haut sur l'estran puisqu'elles parcourent l'ensemble de la zone intertidale caractérisée par une succession de barres et de bâches. La dissipation des vagues est encore plus nette lors de conditions de forte agitation. Lorsqu'elles sont plus faibles, la variation de la pente locale de la plage induit un déferlement rapide favorisant la création d'un courant longitudinal plus intense et ce, notamment en haut de plage où la pente est plus raide.

L'ensemble de ces processus hydrodynamiques contribue aux fortes variations hydro-sédimentaires et affecte également la morphologie de la plage. Comment tous ces phénomènes interagissent-ils ensemble ? Comment la morphologie de la plage et notamment la dynamique des barres répondent-elles face à de tels processus?

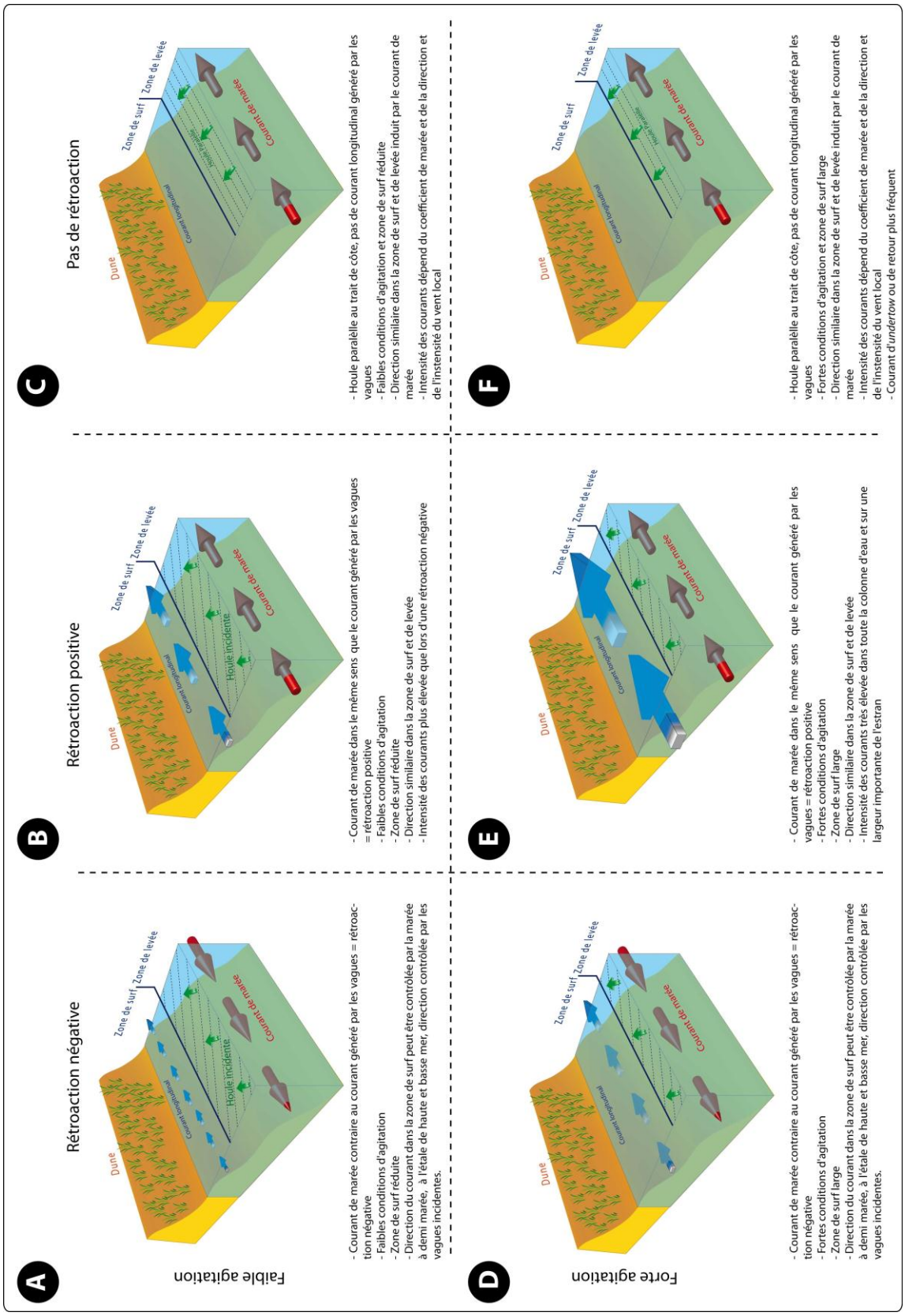


Fig. VIII-1 : Synthèse des principales situations hydrodynamiques en fonction de l'orientation du courant de marée, de l'agitation et de l'orientation de la houle sur le littoral de la côte d'Opale.

***Fig. VIII-1** : Synthesis of the main hydrodynamic processes depending on tidal current direction, wave energy conditions and incoming waves direction, on the coast of Northern France.*

33. Caractérisation et évolution du transport sédimentaire dans la zone proche du déferlement : synthèse

33.1. L'importance de l'échelle de temps dans l'étude de la dynamique sédimentaire

Les nombreuses études portant sur la dynamique sédimentaire, nous l'avons vu, sont basées sur des méthodes différentes de celle qui a été utilisée pour cette étude. Les méthodes se différencient notamment en termes d'échelle spatiale, mais surtout d'échelle temporelle. Les processus physiques qui régissent la dynamique du transport sédimentaire sont totalement différents en fonction de l'échelle de temps étudiée. La connaissance de la direction du transport sédimentaire est fondamentale dans la réalisation d'ouvrages côtiers, et il est alors important d'avoir conscience des multiples échelles temporelles associées au transport sédimentaire. Ainsi, sur le littoral du Nord Pas-de-Calais, et à une échelle annuelle, l'asymétrie de l'onde de marée induit un courant de flot plus intense dirigé vers le nord sur la façade Manche, et vers les côtes Belges sur la façade Nord (Anthony et Hequette, 2007 ; Hequette et al., 2008a). Associée à une houle provenant principalement du secteur ouest, la dérive littorale est dirigée vers la Belgique (e.g. Augris et al., 1990 ; Sipka et Anthony, 1999) (**Fig. VIII-2**).

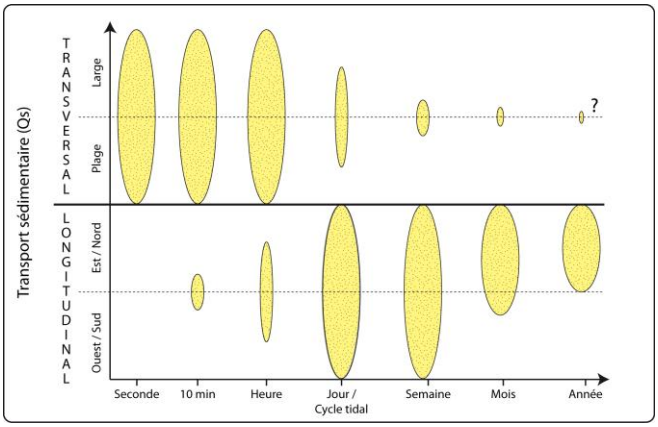


Fig. VIII-2 : Relation entre la direction résiduelle du transport sédimentaire en fonction de l'échelle de temps de la mesure pour les plages du littoral de la Côte d'Opale. Ex : à l'échelle annuelle, le transport sédimentaire est longitudinal et dirigé vers l'est/nord.

***Fig. VIII-2** : Residual direction of sediment transport as a function of measurement timescales for the coast of Northern France. E.g: for an annual timescale, sediment transport is longshore dominated and east-or northward directed.*

Cette asymétrie de l'onde de marée responsable d'une direction résultante du transport sédimentaire a d'ailleurs été mise en évidence sur d'autres plages macrotidales (Wright et al., 1982). La part du transport transversal à l'échelle annuelle est difficilement quantifiable, il n'y a donc pas de certitude absolue concernant ces mouvements sableux. A une échelle mensuelle, la résultante du transport sédimentaire est toujours longitudinale mais elle peut néanmoins être parfois dirigée vers l'ouest à la faveur d'une houle provenant du secteur nord ou du secteur est. Pour les mêmes raisons évoquées à l'instant, les mouvements de sable dans le profil apparaissent plutôt limités. A une échelle plus réduite, hebdomadaire, la résultante est encore longitudinale mais la direction est fortement dépendante des conditions d'agitation et plus particulièrement de la provenance de la direction de la houle incidente. Le

transport sédimentaire est alors dirigé soit vers l'est, soit vers l'ouest (**Fig. VIII-2**). L'influence d'un évènement tempétueux peut toutefois rendre compte d'une dynamique transversale.

Lorsque l'on réduit encore, à une échelle quotidienne ou à un cycle tidal (**Fig. VIII-2**), l'importance du transport sédimentaire transversal peut apparaître. En effet, les méthodes de traçage fluorescent entreprises par Pedreros et al., (1996), Voulgaris et al., (1998), Stepanian et al., (2001) ou encore Sedrati (2006) sur les zones intertidales de plages macrotidales, ont montré dans certains cas une dispersion du sédiment perpendiculairement au rivage, et plus particulièrement au niveau du haut de plage où les courants de marée agissent moins (Voulgaris et al., 1998). Contrairement aux échelles de temps supérieures qui illustrent une dominance des courants de marée et des courants induits par le déferlement des vagues dans les processus de transport sédimentaire, le traçage permet de mettre légèrement en lumière l'importance des flux perpendiculaires au rivage, même si la résultante est toujours longitudinale. Levoy et al., (1998) avaient d'ailleurs remarqué que le traçage fluorescent qu'ils avaient réalisé sur une plage juste au sud de Hardelot plage (Merlimont), présentait une composante secondaire dirigée vers le haut de plage en désaccord avec les directions de courants moyens qui étaient plutôt longitudinales. Ils suggéraient d'ailleurs le rôle du *swash* et de son temps d'action bref au sein du profil.

L'utilisation de piège à sédiment a pu mettre en exergue et appuyer l'importance du transport transversal puisque à une échelle horaire ou d'une dizaine de minutes, qui correspond à notre temps d'échantillonnage, les flux transversaux sont dans la majorité des cas (≈ 70 %) supérieurs aux transports longitudinaux. Ce point est peu développé dans la littérature mais a son importance dans la compréhension de la morphodynamique de ces environnements. Levoy et Montfort (2002) spécifiaient déjà que le traçage fluorescent constitue une bonne méthode permettant de déterminer le transport sédimentaire résiduel à une échelle spatio-temporelle relativement importante mais qui ne permet pas de discriminer l'influence respective de chaque processus physique. A l'échelle quasi instantanée, le transport résiduel est transversal en raison des fortes contraintes de cisaillement liées aux mouvements oscillatoires des vagues (Cartier et Hequette, 2011a) (**Fig. VIII-2**).

Bien qu'ayant été considéré à plusieurs reprises comme important dans la dynamique des barres intertidales, le transport transversal a rarement été mesuré sur les plages macrotidales, il a seulement été modélisé (Sedrati et Anthony, 2007) ou induit par les variations topographiques (Stepanian, 2002; Reichmüth, 2003; Sedrati, 2006). Nos investigations de terrain ont donc pu mettre en avant l'importance des transports de sédiment dans le profil face aux mouvements longitudinaux

33.2. De multiples forçages physiques

En raison de la complexité hydrodynamique qui caractérise les environnements à fort marnage, il est apparu difficile de relier les flux sédimentaires mesurés *in situ* aux flux d'énergie des vagues (P_l) au taux de transport théorique *immersed weight* (I_l) calculés en fonction de ce flux d'énergie théorique (Komar et Inman, 1970). Communément appelée

" approche énergétique de la houle " (Longuet-Higgins, 1970, 1972), cette méthode n'est pas applicable en domaine macrotidal puisque la présence des courants de marée parallèles au rivage perturbe le courant généré par le déferlement des vagues. La méthode n'est pas à remettre en cause puisque Sabatier (2001), par exemple, avait réussi avec beaucoup de succès à relier le transport de sédiment mesuré à l'aide de pièges à sable de type Kraus (1987) avec l'approche énergétique. Bayram et al., (2001) ont d'ailleurs comparé des données de flux sédimentaires mesurés à l'aide de piège à sable provenant des campagnes DUCK85 et SUPERDUCK (Kraus et al., 1989 ; Rosati et al., 1990) avec des formules se basant sur la théorie énergétique de la houle. Nos résultats montrent cependant que le transport sédimentaire sur les côtes sableuses macrotidales est régi par des processus plus complexes et que ceci nécessite une approche différente.

Malgré tout, le transport sédimentaire est essentiellement contrôlé par la houle qui remet le sédiment en suspension au gré des courants oscillatoires et à la faveur du déferlement, ainsi que par le courant moyen qui correspond à la résultante des courants de marée et du courant généré par le déferlement des vagues. Le courant moyen est toutefois prédominant dans les processus de transport longitudinal, alors que ce sont les courants oscillatoires des vagues qui contrôlent les flux transversaux.

33.3. Evolution du transport sédimentaire à travers l'estran et sous diverses conditions hydrodynamiques

Lors de conditions d'agitation faibles à modérées (H_s < 0,40 m), les processus hydrodynamiques et sédimentaires adoptent une évolution particulière au cours d'un cycle tidal ainsi qu'une distribution dans la colonne d'eau différente de celle observée pour des conditions plus agitées (**Fig. VIII-3**). Le transport sédimentaire, transversal ou longitudinal, est généralement moins intense au niveau du haut de plage en raison de la baisse d'intensité du courant moyen et de l'activité des vagues.

Lorsque le niveau d'eau atteint le haut de plage, cela coïncide avec l'étale de haute mer, moment où les courants de marée sont quasi nuls. La zone intertidale est caractérisée par une alternance de barres et de bâches qui sont propices à la dissipation et au déferlement des vagues. A marée haute, la dissipation est maximale engendrant une mobilisation du sédiment moins efficace, ainsi qu'un courant généré par les vagues moins puissant. Les variations sont toutefois plus importantes au niveau du transport parallèle à la côte en raison de la plus grande variabilité du courant longitudinal au cours d'un cycle tidal et ce, en comparaison de l'évolution de la hauteur des houles à travers l'estran.

Lors de conditions d'agitation élevées (H_s > 0,40 m) (**Fig. VIII-3**), l'évolution du transport sédimentaire est moins complexe puisque l'ensemble des processus subit moins de variations locales. Ainsi, l'évolution du transport sédimentaire longitudinal à travers l'estran est beaucoup plus nette et les flux les plus importants sont de nouveau localisés au niveau du milieu de plage en raison de la dissipation des vagues et de la baisse d'intensité de la houle. Lorsque les conditions sont particulièrement intenses, comme lors de ZY09, le transport peut décroitre linéairement du haut de plage vers le bas de plage, sans qu'il y ait de différences en

fonction de la morphologie de plage. Le transport transversal peut toutefois augmenter localement à la faveur d'une accentuation locale de la pente de plage. Le transport dans les bâches peut être plus important que les flux mesurés sur les barres situées au dessus d'elles, toujours à cause des même processus cités précédemment, à savoir les phénomènes de vidange. La répartition du sédiment dans la colonne d'eau est similaire à celle observée lors de conditions d'énergie plus faibles mis à part que le transport à l'approche du fond est beaucoup plus marqué au niveau des barres. Cette observation est également valable pour le transport transversal. En outre, les flux restent plutôt uniformes dans les bâches.

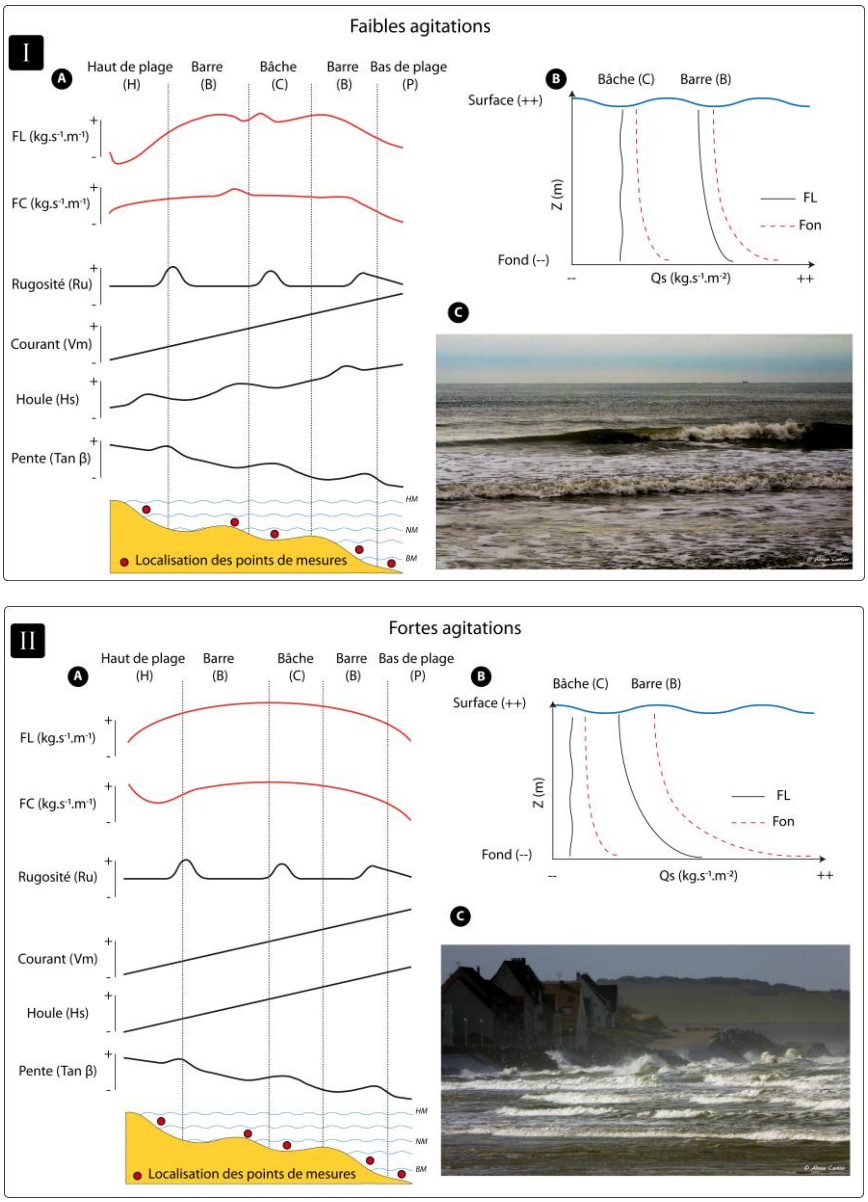


Fig. VIII-3 : A) Synthèse de l'évolution des paramètres hydrodynamiques et des flux sédimentaires à travers la zone intertidale pendant des conditions d'agitation faibles (I) à agitées (II); B) Distribution verticale dans la colonne d'eau du transport longitudinal (FL) et transversal (F_{on}) dans une barre et une bâche ; C) Photographies caractérisant les conditions d'agitation faibles (ZY08) et agitées (WI09).

***Fig. VIII-3** : A) Synthesis of hydrodynamic parameters evolution and sediment transport through the intertidal zone and under low (I) to high wave energy conditions (II);B) Vertical distribution of the longshore (FL) and onshore (F_{on}) sediment flux on a bar and in a trough; C) Photographs of the water surface during low wave energy conditions (ZY08) and high wave energy conditions (WI09). Ru refers to the bed roughness; Vm is the mean current velocity; H_s is the*

significant wave height; Tan β is the local beach slope; C refers to the troughs; B refers to the bars; H characterized the upper beach and P the lower beach.

Concernant la répartition verticale des flux transversaux, il y a moins de différence en fonction de la morphologie étant donné qu'ils sont contrôlés par les mouvements oscillatoires des vagues qui agissent uniquement près du fond. Une légère différence est toutefois à noter au niveau des bâches en raison du déferlement et de la dissipation des houles sur les barres intertidales situées juste en dessous ; la distribution verticale du sédiment y est aussi légèrement plus homogène dans la colonne d'eau.

33.4. Le rôle de la morphologie locale

33.4.1. La pente de la plage

La pente de la plage joue un rôle fondamental au niveau de la zone de surf puisqu'elle contrôle la forme de la vague au moment du déferlement. La pente moyenne sur nos sites d'étude est particulièrement faible ($0{,}025 < \text{Tan}\,\beta < 0{,}05$) et induit un déferlement du type glissant (Komar, 1998). Nos résultats ont d'ailleurs montré que plus de 90% des vagues sont caractérisées par ce type de déferlement. Beach et Sternberg (1996) ou plus récemment Aagaard et Hughes (2010) ont montré que le rôle des vortex responsables de la mise en suspension des particules et de leur maintien dans la colonne d'eau est limité lorsque le déferlement est de type glissant. Les résultats obtenus au cours de cette étude corroborent leurs observations puisque la majorité des flux mesurés présente un transport à l'approche du fond plutôt dominant. A contrario, la turbulence générée lors du déferlement de type plongeant, qui intervient sur des pentes de plage supérieures à $\text{Tan}\,\beta = 0{,}10$ (Komar, 1998), permet une meilleure remise en suspension du sédiment. Lorsque les conditions énergétiques sont particulièrement faibles ($H_s < 0{,}20$ m), et malgré que l'augmentation locale de la pente de plage au niveau du flanc externe des barres atteigne rarement la valeur de 0,10, ceci provoque néanmoins un accroissement rapide de la hauteur des vagues et une augmentation de sa cambrure, favorisant la mise en mouvement du sédiment (Cartier et Hequette, 2011a). Avec l'augmentation de la cambrure de la vague, la quantité de sédiment mis en suspension lors du déferlement est plus importante, et il l'est d'autant plus que la tranche d'eau est faible ($H_s.h^{-1} \approx 0{,}4$) (Hsu et Raubenheimer, 2006). Puisque l'augmentation de la concentration du sédiment est en phase avec le mouvement de la crête de la vague, le sable est alors transporté vers le haut de la plage (Aagaard et Hughes, 2010). Ce phénomène peut expliquer la dominance du transport transversal dirigé vers le haut de plage (F_{on}) sur les flux longitudinaux. Les phénomènes de reformation de la houle dans les bâches peuvent également être à l'origine d'un deuxième déferlement (Davidson-Arnott, 2010) et par conséquent, d'une augmentation du transport sédimentaire au niveau du haut de plage favorisé par une pente plus élevée.

D'une manière générale, le transport sédimentaire longitudinal dans la colonne d'eau est localisé au niveau du fond mais en fonction de la morphologie de la plage, des différences peuvent apparaître. Le transport est en effet plutôt uniforme dans les bâches et en bas de plage, alors que sur les barres, et malgré que le déferlement devrait induire un meilleur brassage du sédiment dans la colonne d'eau (Wang, 1998 ; Tonk et Masselink, 2005), le sable se déplace essentiellement à l'approche du fond. Les vitesses de courant sont généralement plus élevées sur les barres que dans les bâches (Aagaard et al., 2011) et

l'absence de rides peut favoriser son transport à l'approche du fond. En raison de l'augmentation locale de la pente au niveau des barres, le déferlement tendrait à être du type plongeant, or, VOULGARIS ET COLLINS (2000) ont démontré que ce type de déferlement engendre bien une meilleure resuspension du sédiment mais essentiellement à l'approche du fond. Les comparaisons entre le coefficient de décroissance (α) et le ratio de GALVIN (1968) ont d'ailleurs suggéré ce phénomène. VOULGARIS ET COLLINS (2000) précisent que le caractère laminaire des vortex associé aux vagues de type plongeant limite la distribution verticale du sédiment dans la colonne d'eau, ce qui n'est pas le cas pour des vagues de type glissant. AAGAARD ET HUGHES (2010) stipulent au contraire que les vagues plongeantes sont responsables d'une meilleure mobilisation du sédiment, certes, mais également d'un maintien plus efficace des particules dans la colonne d'eau contrairement aux mesures effectuées sous un déferlement de type glissant. Ces études se contredisent même si les méthodes et les conditions environnementales sont similaires. Nos mesures montrent que le sédiment se déplace préférentiellement au niveau du fond sur les barres même si le déferlement qui s'y produit est de type plongeant. Ce qui pour certains auteurs devrait induire une meilleure distribution du sédiment dans la colonne d'eau, et pour d'autres, une augmentation du transport mais uniquement au niveau du fond.

Est-ce que le déferlement, dans ces conditions d'agitation faibles à modérées, influence la distribution des sédiments dans la colonne d'eau de manière radicale ? Selon KANA (1979) ou encore BEACH ET STERNBERG (1996), le déferlement joue un rôle beaucoup plus important dans les variations de flux sédimentaires que la rugosité de surface par exemple. Pourtant, les variations de la forme des vagues ne semblent pas si prédominantes dans les processus de transport à l'échelle de notre étude. Cependant, est-ce que ces processus peuvent être mesurés par le piégeage, qui correspond au transport résiduel sur 10 min ? Comme il l'a été suggéré auparavant, la hauteur de la houle n'influence pas directement le nombre d'Iribarren et par conséquent, le type de déferlement. Comme en témoigne la figure (**Fig. VIII-4**), pour une pente et une période fixe, le déferlement tend à être de type glissant avec l'augmentation de la hauteur des vagues. En revanche, l'augmentation de la période ou de la pente est bien responsable de la déformation de la houle, le déferlement tend alors à être de type plongeant. Les flux sédimentaires les plus importants étant associés à des hauteurs significatives élevées, cela peut expliquer pourquoi il y a peu de relation avec le type de déferlement.

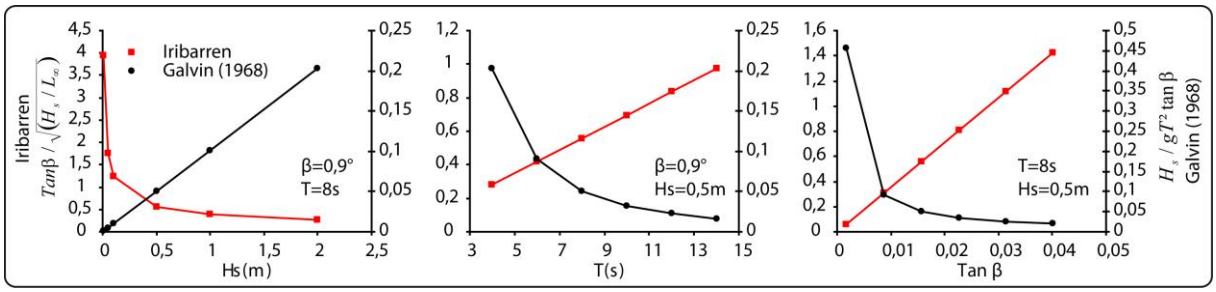


Fig. VIII-4 : Evolution du nombre d'Iribarren et du ratio de GALVIN (1968) en fonction des variations de Hs, de la pente (Tan β) et de la période (T) pour des conditions hypothétiques.

***Fig. VIII-4** : Iribarren's number and GALVIN'S RATIO (1968) evolution as a function of significant wave height (H_s), beach slope (Tan β) and wave period (T) for hypothetic conditions.*

Les différences d'ordre de grandeur des flux sédimentaires en fonction du déferlement ne sont surement pas perceptibles par la méthode de mesure qui en revanche montre bien les variations de transport en fonction de l'énergie mise en jeu par les vagues.

33.4.2. La rugosité de surface

Un autre point essentiel dans la répartition du sédiment dans la colonne d'eau concerne la rugosité de surface liée à la présence de rides sur le fond formées par l'interaction de la houle et des courants. Les multiples observations de terrain ont démontré que les rides sont essentiellement présentes dans les bâches, en bas de plage et parfois sur le flanc externe des barres lorsque celles-ci présentent une morphologie peu marquée (**Fig. VIII-5**) (Sipka et Anthony, 1999). Les rides de faible dimension, comme celles que l'on rencontre au niveau des bâches, se forment à la faveur des oscillations de la houle au niveau de la couche limite située près du fond (Grant et Madsen, 1979). L'augmentation de la hauteur significative des vagues étant un facteur limitant la formation de ces figures sédimentaires (Vincent et al., 1991), elles sont beaucoup plus rares au niveau des barres. Néanmoins, les bâches sont préférentiellement soumises à un courant unidirectionnel qui peut déformer ces rides qui présentent alors une morphologie plus atypique (**Photo VIII-1**).

Ces rides et ces déformations témoignent de l'importance du transport sédimentaire au niveau du fond et des possibles interactions du relief avec celui-ci. En effet, de nombreuses études se sont penchées sur l'influence de la rugosité sur le transport sédimentaire et notamment sur la mise en suspension des particules dans la colonne d'eau (E.G Vincent et Osborne, 1995 ; Osborne et Vincent, 1996 ; Davies et al., 2002 ; Grasmeijer et Kleinhans, 2004). Vincent et al., (1991) ont pu montrer qu'il y avait moins de sable mis en suspension dans la colonne d'eau avec la décroissance de la pente des rides. De faibles variations morphologiques de ces rides peuvent en effet avoir un effet considérable sur le transport sédimentaire mesuré (Davies et al., 2002).

Photo VIII-1 : Rides formées sous l'action de la houle et déformées par le courant longitudinal au sein d'une bâche

***Photo VIII-1** : Ripples generated by wave and bended by longshore current in a trough*

La présence de ces rides sur le fond perturbe significativement l'écoulement au niveau de la couche limite. Sous un courant unidirectionnel, des phénomènes de turbulence se développent au niveau du flanc interne des rides. Ces vortex permettent une diffusion plus efficace du sédiment dans la colonne d'eau en comparaison des turbulences occasionnées par les courants oscillatoires. Vincent et al (1991) précisent par ailleurs qu'au stade final, c'est-à-dire sur un

fond plat, aucun vortex n'est généré et que la turbulence est due aux courants oscillatoires entrainant une mise en suspension efficace mais seulement au niveau du fond (**Fig. VIII-5**). Observations confirmées par DOUCETTE (2000) qui précise même que la concentration du sédiment au dessus de rides éphémères (rides de faibles amplitudes, parallèles aux crêtes de vagues) est plus faible qu'au dessus de rides plus développées.

Ces rides sont notamment très mobiles sur le fond et constituent un volume de sédiment en mouvement non négligeable se déplaçant par charriage. Autrement dit, même si les flux sédimentaires semblent plutôt uniformes dans les bâches et que le transport à l'approche du fond apparaît plus limité, un certain volume de sable difficilement quantifiable par les pièges à sédiment se déplace au niveau du fond.

En résumé, au niveau des barres, la houle subit une déformation en raison d'une accentuation de la pente locale, ceci ne favorisant pas la mise en suspension dans la colonne d'eau selon VOULGARIS ET COLLINS (2000) et surtout nos observations. Par rétroaction positive, cette même augmentation locale de la hauteur des vagues ne facilite pas la formation de rides qui pourraient contribuer à une meilleure distribution du transport dans la colonne d'eau. Le transport s'effectue donc essentiellement au niveau du fond. Au niveau des bâches, c'est le phénomène inverse. Bien que les contraintes de cisaillement liées au mouvement oscillatoire des houles soient limitées dans ces dépressions, elles induisent la formation de rides qui contribuent à une meilleure diffusion verticale des particules dans la colonne d'eau. Le courant longitudinal étant relativement faible dans la plupart des cas, le sédiment est transporté uniformément dans la colonne d'eau (**Fig. VIII-5**).

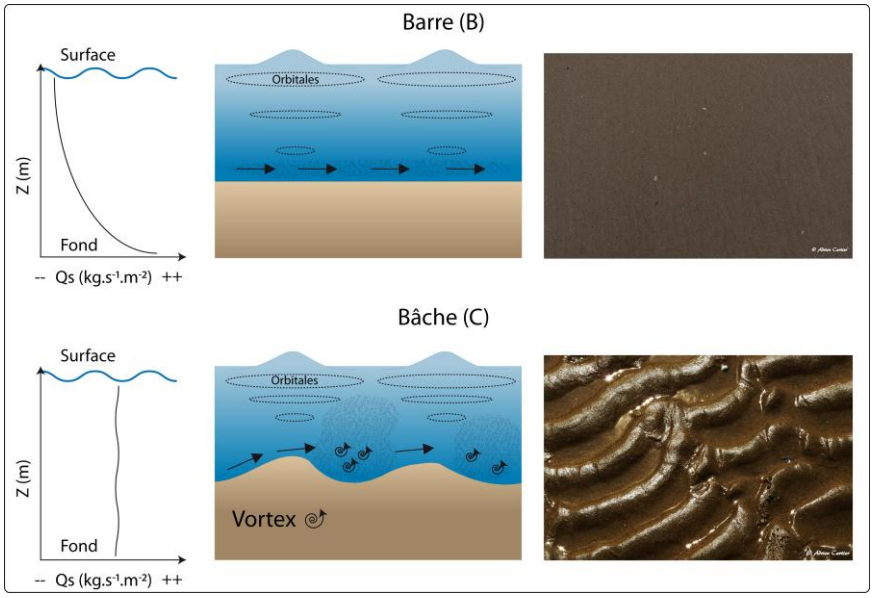


Fig. VIII-5 : Schéma représentant l'influence de la rugosité sur la mise en suspension du sédiment dans la colonne d'eau en fonction de la morphologie de la plage.

***Fig. VIII-5** : Diagrams illustrating the influence of bed roughness and beach morphology on sand resuspension through the water column. B is located on a bar and C is located in a trough.*

Les expérimentations réalisées en 2009 à Zuydcoote, ont d'ailleurs démontré l'importance de la rugosité de surface sur la distribution des sédiments dans la colonne d'eau. En raison de la

présence de dunes éoliennes formées au cours de l'exondation de l'estran, la répartition du sédiment a été complètement uniforme sur plus de 30 cm au dessus du fond, alors que le piégeage se situait sur une barre intertidale. L'influence du transport éolien sur l'estran et son impact sur les transits sédimentaires est d'ailleurs peu étudiée. Au vu de nos résultats, il serait intéressant d'analyser plus précisément ces phénomènes peu fréquents qui nécessitent toutefois des conditions spécifiques (vent de forte intensité ayant une direction parallèle au trait de côte au moment de l'exondation de la zone intertidale).

Les flancs externes des barres constituent une zone de déferlement privilégiée, le sédiment est donc soumis à un fort brassage induisant une meilleure organisation des particules au niveau du substrat et donc une meilleure cohésion (Soulie, 2005). Bien que nous ne disposions pas de données quantitatives concernant la compacité du sédiment, des observations visuelles sur le terrain ont montré que le flanc externe des barres est beaucoup plus compact que le flanc interne. Cette plus forte compaction du sédiment ne nécessite-t-elle pas un apport énergétique plus élevé pour pouvoir remettre en suspension le sédiment dans la colonne d'eau de manière efficace ? Des mesures complémentaires sont nécessaires afin de comprendre l'impact de la compacité du sédiment dans les phénomènes de mobilisation du sédiment.

33.5. Asymétrie des flux sédimentaire au cours de la marée ?

Davidson et al., (1993) et Masselink et Pattiaratchi (2000), qui ont mesuré le transport sédimentaire à haute fréquence grâce à des appareils acoustiques, ont pu mettre en évidence une asymétrie des flux sédimentaires en fonction de la phase tidale. En effet, ils ont pu démontrer que les rides formées au cours de la montée du niveau d'eau sont détruites lors de la phase descendante de la marée, injectant dans le système un plus grand volume de particule et induisant par conséquent, un transport sédimentaire plus intense. Associé à une vitesse de courant, qui dans leur cas, est plus élevée au cours du jusant, les transports mesurés apparaissent alors plus importants au cours de cette phase.

Corbau et al., (2002) ont fait les mêmes observations sur une plage macrotidale de la côte Atlantique. Malgré le faible nombre d'échantillonnage qu'ils ont réalisé (n = 9) et seulement au cours de deux cycles tidaux, ils ont tout de même remarqué que le transport sédimentaire à la fin de la marée descendante était 5 fois plus important qu'au début de la phase montante. Cette étude est d'autant plus intéressante que les flux sédimentaires ont été mesurés grâce à des pièges à sédiment de type Kraus (1987) et qu'ils ont caractérisé le transport à plusieurs moment au cours du cycle tidal, et par conséquent à plusieurs niveaux sur l'estran. Ils n'expliquent cependant pas pourquoi il y a une telle différence puisqu'ils ne font pas mention de présence de rides sur le terrain. Ils évoquent néanmoins l'influence de l'assèchement de la plage au cours de l'exondation de la zone intertidale. Initialement suggérés par Grant (1948) et Turner (1990), les variations altimétriques de la nappe phréatique au cours d'un cycle tidal engendrent une différenciation spatiale de la saturation en eau de la plage. Lorsque la plage est totalement saturée au cours de la marée descendante, l'érosion et le transport sédimentaire par charriage sont favorisés au niveau du haut de plage, le sable est alors transporté vers le bas de plage. Ce sédiment peut être ensuite facilement mobilisable par les processus

hydrodynamiques de la zone de surf et induire un transport sédimentaire plus important au cours de la marée montante.

Malgré les nombreux flux sédimentaires intégrés à la colonne d'eau (n > 180) calculés au cours de notre étude, aucune asymétrie des débits solides n'a été décelée en fonction de la phase tidale. Cela peut être dû au fait qu'il a été difficile d'échantillonner au même endroit et à un instant t identique par rapport à l'étale au cours de la marée descendante ou montante. On peut se demander si la méthode employée était assez précise pour détecter cette possible variabilité dans les flux sédimentaires. Rappelons que Davidson et al., (1993) et Masselink et Pattiaratchi (2000) ont utilisé des appareils à haute fréquence (OBS et ADCP) qui ont mesuré le transport sédimentaire en continu pendant plusieurs cycles tidaux. Quelle est la représentativité d'un piégeage ponctuel face à ce genre de processus ? L'augmentation du transport dans leur cas est également liée à une asymétrie des courants de marée (jusant plus intense). Sur les côtes du Nord Pas-de-Calais, c'est le courant de flot qui est en revanche plus intense. Il n'y a cependant pas de différence nette entre les flux mesurés au cours du jusant et ceux échantillonnés durant le flot. Au regard des fortes fluctuations du transport sédimentaire en fonction des paramètres hydrodynamiques, il est plus que probable que la différence d'intensité du transport sédimentaire entre le flot et le jusant, telle que mise en évidence par Corbau et al., (2002), soit seulement due à des variations des conditions énergétiques.

Nos résultats ne remettent pas en cause les observations faites par ces auteurs, mais ils mettent de nouveau en lumière l'échelle de temps à laquelle certains processus hydro-sédimentaires sont mesurables. Il n'est pas impossible, et même très probable qu'une certaine asymétrie des flux sédimentaires puissent exister entre les marées puisque les sites d'études présentent d'importantes similarités avec ceux étudiés par ces auteurs, mais leur influence sur les flux sédimentaires intégrés à la colonne d'eau n'a pas été perceptible dans nos séries de mesures

34. Dynamique sédimentaire et morphodynamique des plages macrotidales de la Côte d'Opale

34.1. Une morphodynamique complexe étudiée depuis de nombreuses années…

Depuis les premières descriptions des plages à barres et à bâches par King et Williams (1949) ou King (1972), la formation et la stabilité de ces formes sédimentaires ainsi que leurs migrations transversales successives sur l'estran reste un point récurent et fondamental très souvent abordé mais toujours pas complètement élucidé. Citons entre autres Mulrennan, (1992); Voulgaris et al., (1998); Sipka et Anthony, (1999); Stepanian et levoy, (2003), Kroon and Masselink, (2002); Reichmütt et Anthony, (2002); Wijnberg et Kroon, (2002); Van Houwelingen, (2004); Masselink et al., (2006); Sedrati et Anthony, (2007). Leur présence et leur mouvement à travers la zone intertidale attestent la présence d'un transport sédimentaire transversal essentiellement orienté vers le haut de plage. L'existence d'un flanc externe étendu et peu pentu face au large, ainsi que celle d'un flanc interne peu développé mais caractérisé par une pente raide, témoignent également de ces mouvements dirigés vers le haut de plage.

Ces formes intertidales ont été dans un premier temps considérées comme des barres formées au cours du *swash*, et qui ont pu conserver leur morphologie au cours de l'excursion verticale de la marée (King et Williams, 1949 ; King, 1972). Bien que cette notion soit plus ou moins partagée par l'ensemble de la communauté scientifique (Orford et Wright, 1978), plusieurs simulations en laboratoire ont démontré que les processus liés au *swash* n'étaient pas les plus dominants dans la formation et le maintien de ces barres. Comme le soulignent plusieurs auteurs, la formation, et plus particulièrement la position de ces corps sédimentaires à travers la zone intertidale ne semblent pas être due à la stationnarité d'un processus hydrodynamique en un point donné au regard de la distribution des barres sur l'estran (Wright, 1976; Orford, 1985; Mulrennan, 1992; Masselink et Anthony, 2001). Les corps sédimentaires les plus importants se situent, et comme nous avons pu également le constater sur nos sites d'étude, autour du niveau moyen de la marée (**Fig. VIII-6** et **Fig. VIII-7**). Le niveau moyen localisé au niveau du milieu de plage coïncide dans la majorité des cas avec la vitesse d'excursion horizontale et verticale de la marée la plus rapide (Masselink et Anthony, 2001 ; Kroon et Masselink, 2002, Anthony et al., 2004), zone où les processus de *swash*, soi-disant responsables de la formation des barres ne sont jamais stationnaires (Masselink et Anthony, 2001). La genèse de ces barres pourrait être également liée à des ondes infragravitaires stationnaires dans la zone de surf (Short, 1991 ; Simmonds et al., 1996), mais aucune données de terrain n'a pu confirmer ces hypothèses.

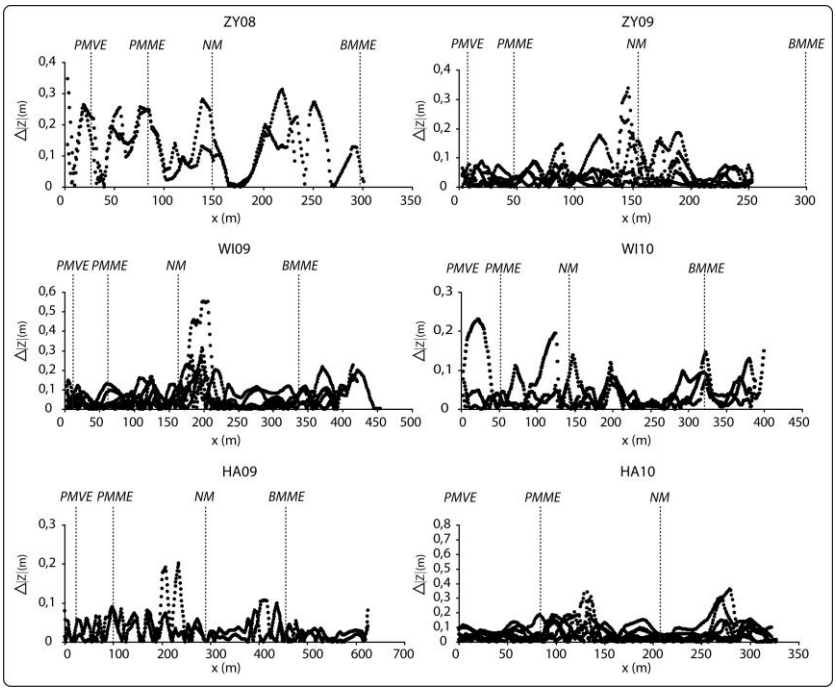


Fig. VIII-6 : Synthèses des fluctuations morphologiques au cours de chaque campagne de terrain. Les points représentent la variation altimétrique absolue (Δ|z| (m)) au sein du profil central de chaque zone d'étude. Notez que les variations les plus importantes sont localisées autour du niveau moyen NM. x(m) représente la distance à la côte.

***Fig. VIII-6** : Synthesis of morphology fluctuations for each field experiment. Dots represent absolute topography variations at each location on the middle profile. NM refers to MSL; BMM refers to MLWN; PMME refers to MHWN and PMVE to MHWS. Maximum topography fluctuations are located around the MSL. X-axis (x(m)) represents the cross-shore distance.*

Il apparaît donc que la dynamique des barres intertidales est bien plus complexe que l'on pourrait le penser. Ainsi, KROON ET MASSELINK (2002) suggèrent que les processus de *swash* et de surf agissent de concert dans la morphodynamique de ces barres. Suite au développement d'un modèle numérique simple permettant de calculer le temps de résidence de chaque processus au sein du profil, ils ont pu démontrer que les migrations dirigées vers le haut de plage étaient essentiellement liées aux processus de surf et que le *swash* jouait un rôle secondaire. L'analyse de la morphologie de la plage au cours des marées de vives et mortes eaux a également montré des variations significatives. Ainsi, MASSELINK ET AL., (2006), par exemple, ont pu montrer que les migrations des barres intertidales sont plus importantes au cours des marées de mortes eaux en raison d'une plus grande stabilité du plan d'eau et par conséquent, un temps d'action des processus hydrodynamiques plus long.

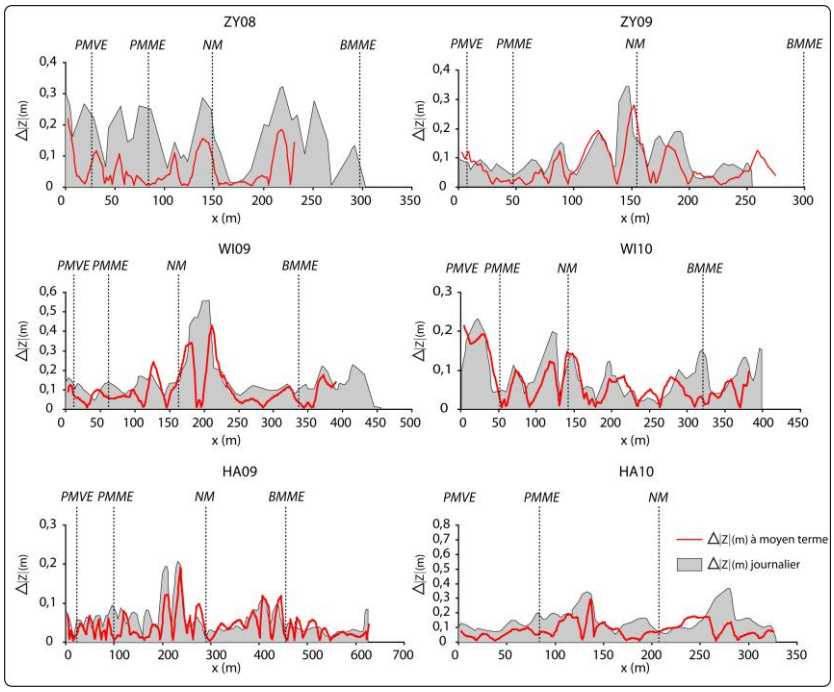


Fig. VIII-7 : Synthèses des fluctuations morphologiques à court et moyen terme pour chaque campagne de terrain. L'aire grisée représente l'enveloppe des variations altimétriques maximum et absolues quotidiennes (Δ|z| (m)) au sein du profil central de chaque zone d'étude. La ligne rouge représente, quant à elle, la variation altimétrique absolue entre le début et la fin de la campagne.

***Fig. VIII-7** : Synthesis of short to medium term morphology fluctuations for each field experiment. Shaded areas represent maximum daily morphological variations while the red solid line refers to the net morphological variations between the first day and the last day of the field experiment. NM refers to the MSL; BMM refers to the MLWN; PMME refers to the MHWN and PMVE to the MHWS. Maximum topography fluctuations are located around the MSL. X-axis (x (m)) represents the cross-shore distance*

Dans une autre mesure, lors des marées de vives eaux, la vitesse d'excursion verticale de la marée est beaucoup plus rapide, les processus hydrodynamiques agissent moins longtemps sur une zone donnée, ce qui résulte en une stabilité plus grande du système barre-bâche. Plus récemment, ANTHONY ET AL., (2004), ANTHONY ET AL., (2005), MASSELINK ET AL., (2006), ou encore SEDRATI ET ANTHONY (2007) ont mis en avant l'importance des processus longitudinaux dans la dynamique des barres intertidales. Les forts courants longitudinaux qui animent la zone intertidale, et plus particulièrement l'intérieur des bâches, sont à l'origine de

la migration de rides et de mégarides provoquant des variations altimétriques significatives du profil et ce, à court terme.

Comme le synthétise la figure (**Fig. VIII-7**), les fluctuations morphologiques quotidiennes (aire grisée) sont généralement supérieures aux variations hebdomadaires (ligne rouge). WRIGHT ET AL., (1982) montraient déjà une variabilité morphologique plus importante à l'échelle d'un cycle tidal qu'au cours d'un cycle lunaire Ceci est particulièrement net pour les campagnes de ZY08 ou HA10, et même si les autres campagnes reflètent moins cette tendance et notamment HA09, les variations sont tout de même plus importantes à court terme qu'à moyen terme et principalement au voisinage du niveau moyen (NM), comme cela avait déjà été observé sur ces types de plage, notamment par SIPKA ET ANTHONY (1999) et SEDRATI ET ANTHONY (2007). Cette zone est pourtant soumise à une excursion verticale plus rapide et donc à une action moins efficace de la part des processus hydrodynamiques.

En résumé, et comme le souligne MASSELINK (2004), la principale interrogation concernant la morphologie de ces plages macrotidales réside dans la stabilité et la pérennité du système barre-bâche malgré des conditions énergétiques très variées et cela même durant des évènements tempétueux. Le maintien de cette configuration est attribué à une combinaison de facteurs. Tout d'abord, les temps d'adaptation morphologique sont très longs en raison du fort marnage. L'importante excursion verticale du plan d'eau implique un temps d'action des processus hydro-sédimentaires trop court ne permettant pas d'atteindre un profil d'équilibre. Le seul moment où les processus sont stables, correspond à l'étale de haute mer qui ne dure que 2h sur un demi-cycle tidal de 6h. Le reste du temps l'ensemble des zones hydrodynamiques, et donc de leurs processus associés, subissent une translation à travers la zone intertidale. KING (1972) signale également que ces plages sont soumises à un régime de houle à fetch limité induisant des conditions modales de hauteur de vague relativement faibles. Elles sont rarement exposées à de longues houles océaniques qui pourraient dans ce cas contribuer à l'aplanissement de la plage. En dernier lieu, la morphologie elle-même assure sa conservation dans le temps. Les barres de bas de plage constituent une barrière naturelle qui protège les barres du haut de plage de l'érosion.

Bien qu'il y ait eu de réelles avancées scientifiques et de nouvelles connaissances acquises au cours des dernières décennies sur la mobilité et le maintien des barres intertidales en milieu macrotidal, la plupart de ces études se base sur une étude morphologique et hydrodynamique à court ou moyen terme. Peu d'entres elles intègrent des mesures *in situ* de transport sédimentaire qui sont pourtant fondamentales à la compréhension de l'ensemble des processus morphogènes.

34.2. Des ordres de grandeurs différents

L'analyse et la quantification des flux sédimentaires n'a été jusqu'ici que peu abordée dans la zone littorale des côtes du Nord Pas-de-Calais et plus particulièrement dans la zone proche du déferlement. Grâce aux mesures effectuées au cours de cette étude, le transport sédimentaire a pu être quantifié sous diverses conditions énergétiques. En comparaison avec les conditions d'agitation, le transport sédimentaire peut alors être défini par trois classes (**Tab. VIII-1**).

Tab. VIII-1 : Caractérisation des ordres de grandeur du transport sédimentaire en fonction des conditions d'agitation.

***Tab. VIII-1** : Range of sediment transport rates depending on the wave energy conditions.*

	H_s	Q_s ($kg.s^{-1}.m^{-1}$)	Q_s ($m^3.m^{-1}.an^{-1}$)
Faible	< 0,20	$< 10^{-5} – 10^{-4}$	< 0,2 - 2
modérée	$0,20 \leq H_s < 0,4$	$10^{-4} \leq Q_s < 10^{-3}$	$2 \leq Q_s < 20,2$
Agitée	≥ 0,4	$\geq 10^{-2}$ - 10^{-1}	≥ 202,5 - 2024,9

L'extrapolation du transport sédimentaire à l'échelle de l'année est donnée à titre indicatif et n'est présenté que pour donner un ordre de grandeur plus parlant. Si les valeurs paraissent faibles, c'est parce qu'elles sont exprimées en mètre linéaire. Ces valeurs représentent uniquement le transport dans la zone de surf ou proche de déferlement. Or, la zone intertidale est soumise au transport sédimentaire de la zone de *swash* jusque dans la zone de levée. Le transport total au niveau de l'estran doit par conséquent être nettement supérieur à ces valeurs.

En comparaison avec les faibles variations morphologiques de la zone intertidale sous des conditions hydrodynamiques faibles à modérées, les flux sédimentaires qu'ils soient longitudinaux ou transversaux sont extrêmement variables. Il s'avère que le flux transversal maximal est 1000 fois supérieur au flux minimal. Ce rapport atteint le nombre de 10 000 pour le transport qui est parallèle au rivage. Les ordres de grandeur entre les variations morphologiques de la plage et la dynamique sédimentaire sont totalement différents. Considérons par exemple les flux sédimentaires les plus élevés mesurés au cours de cette étude qui sont de l'ordre de 1×10^{-1} $kg.s^{-1}.m^{-1}$, convertis en mètre cube et à l'échelle d'un cycle de marée (12h), ceci représente environ 3 $m^3.m^{-1}$ soit un volume de sédiment d'environ 820 m^3 pour une zone intertidale d'une largeur d'environ 300 m. De telles variations volumétriques n'ont pas été observées au niveau de la morphologie de la plage durant les périodes de fortes agitations. A contrario, au cours de faibles conditions d'agitation, le volume de sédiment transporté est bien en dessous des variations morphologiques observées, aussi faibles soient-elles. Ces extrapolations sont à considérer avec prudence et permettent seulement d'avoir une idée des volumes de sédiment mis en jeu. Il est important de garder à l'esprit que le sédiment qui transite dans une zone donnée ne correspond pas forcément au volume de sable déposé. On est plutôt en présence d'un phénomène de *by pass* où la morphologie de la plage et notamment les barres intertidales ne captent pas l'ensemble de la charge sédimentaire qui est en mouvement. Très récemment Aagaard et al., (2011) ont pu démontrer qu'il était difficile de relier le transport sédimentaire mesuré aux variations morphologiques observées étant donné la forte interaction qui existe entre de nombreux paramètres. Dans notre cas, seuls les processus de surf au cours d'un cycle de marée sont pris en compte, le transport sédimentaire associé aux phénomènes de *swash* et de levée n'est pas intégré dans le calcul alors qu'ils peuvent potentiellement être responsables du transport de quantités de sédiments significatifs. Bien qu'ils soient généralement 3 fois moins importants que dans la zone de surf, les flux maximaux mesurés dans la zone de levée peuvent tout de même être de l'ordre de $1,0 \times 10^{-2}$ $kg.s^{-1}.m^{-1}$, ce qui n'est pas négligeable au regard des flux maximums mesurés dans la zone de surf qui sont seulement un ordre de grandeur plus élevé. Les flux transversaux nets mesurés au cours de la campagne de WI10 sont également

significatifs puisque les taux de transport atteignent également les 1,0 x 10^{-2} $kg.s^{-1}.m^{-1}$ et sont, dans la majorité des cas, supérieurs aux flux longitudinaux traduisant une forte dynamique transversale au niveau de la zone de surf et de levée.

Le transport sédimentaire ne se résume pas uniquement à la zone de surf, de *swash* ou de levée proche du déferlement et dans une tranche d'eau de 1,10 m. Le sédiment est également en mouvement au niveau de la zone de levée et au-delà, dans des tranches d'eau supérieures. SEDRATI (2006) ou encore BERTIER (2009) ont d'ailleurs montré que les vitesses critiques de cisaillement sur les zone intertidales de Dunkerque et de Wissant, au cours d'un cycle tidal, sont la plupart du temps supérieures à la vitesse de mise en mouvement du sédiment. HEQUETTE ET AL., (2008) avaient également montré que le seuil de mise en mouvement des sédiments au niveau de l'avant côte, zone où les courants de marée étaient en général franchis lors de chaque marée. Néanmoins, et même si l'intensité des courants de marée augmente au niveau de la zone de levée au cours de la marée montante, le potentiel de transport sédimentaire est affaibli par l'absence de déferlement, situé vers le haut de plage en raison de l'excursion verticale de la marée.

La zone littorale du Nord Pas-de-Calais est donc constamment soumise à un transport sédimentaire plus ou moins intense, de la zone de levée à la zone de *swash*. Il reste par conséquent difficile d'expliquer les faibles changements morphologiques observés alors que l'ensemble du système est soumis à de forts mouvements de sédiment, notamment en ce qui concerne les transports perpendiculaires au rivage.

34.3. Deux composantes pour deux morphodynamiques bien distinctes

34.3.1. Une forte dynamique transversale

La prédominance du transport sédimentaire transversal sur les flux longitudinaux est l'un des aspects les plus intéressants de cette étude. Bien que soupçonné comme étant fondamental dans la dynamique des barres et des bâches, les ordres de grandeur mis en évidence témoignent du mouvement de volume considérable de sable dans le profil. Les études ayant tenté de caractériser le transport de sédiment par du traçage fluorescent n'avaient pas pu mettre en évidence cette dynamique puisque le signal de ce transport est brouillé à travers le cycle de marée, le transport net lors d'un cycle tidal étant longitudinal.

Les résultats obtenus lors de la campagne de WI10 sont fondamentaux puisqu'ils montrent un transport transversal net presque systématiquement supérieur aux flux parallèles à la côte. Ces flux, mesurés exclusivement sur le flanc externe des barres, traduisent des mouvements importants de sédiment dans le profil. Or, les variations morphologiques observées au cours de cette campagne sont plutôt limitées. Bien que le transport transversal net n'ait pas été calculé pour l'ensemble des campagnes, le transport vers le haut de plage (F_{on}) qui a été mesuré pour l'ensemble des expérimentations, était majoritairement supérieur aux flux longitudinaux (≈ 70%). Ces résultats suggèrent que le transport transversal net sous des conditions d'agitation faibles à modérées prédomine au niveau de la zone de surf et de levée à cette échelle de mesure. REICHMÜTT (2003) constatait que le suivi de l'évolution des flancs

internes des barres ne mettait pas en évidence un transport sédimentaire lié au *swash* très important et qu'il devait être renforcé au cours du surf.

Les mesures de transport sédimentaire transversal dans la zone de surf pendant WI10 ne montrent cependant pas de tendance nette puisque la résultante du transport est soit dirigée vers le haut de plage, soit vers le bas de plage quelle que soit la zone hydrodynamique concernée. Si l'on considère que les processus agissant en zone de levée sont négligeables dans les migrations des barres intertidales (Masselink et Anthony, 2001 ; Kroon et Masselink, 2002), comment expliquer que les mouvements transversaux de celles-ci et les modifications de la morphologie de la plage soient si peu importants ? Que devient le sédiment transporté vers le haut de plage ou vers le bas de plage ? Les piégeages réalisés dans les bâches et à proximité des chenaux de vidange peuvent apporter un élément de réponse.

34.3.2. L'importance de la dynamique longitudinale

- *Une morphologie pérenne dans le temps*

L'importance des bâches dans la morphodynamique de ces plages a notamment été évoquée par Sipka et Anthony (1999) puis précisée par Anthony et al., (2004) et Anthony et al., 2005. En effet, les bâches constituent un piège à sédiment naturel et peuvent être considérées comme des *by pass* sédimentaires. Le sable est en effet transporté du flanc externe de la barre vers le flanc interne, et par conséquent dans la bâche sus-jacente. C'est également ce processus qui est à l'origine de la migration des barres vers le haut de plage. Les phénomènes de courant de retour liés au déferlement des vagues ne sont pas efficaces dans la bâche en raison de la barre, située en dessous qui bloque le transport dirigé vers le bas de plage. Malgré que les transports soient moins importants dans les bâches que sur les barres, les flux transversaux y sont à 65% supérieurs aux flux longitudinaux (**Fig. VIII-8**).

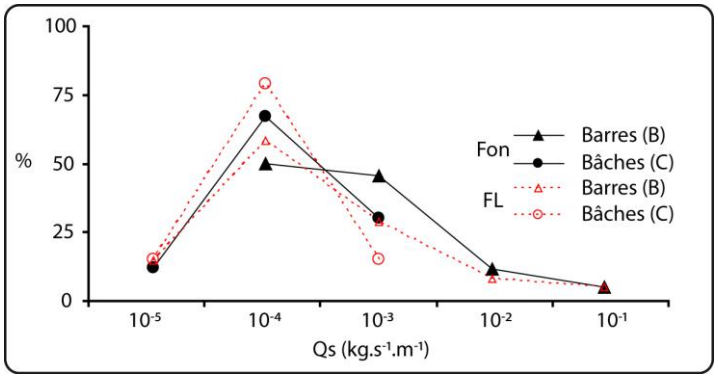


Fig. VIII-8 : Distribution des flux sédimentaires (Q_s) longitudinaux (FL) et transversaux (FC) sur les barres et les bâches.

***Fig. VIII-8** : Frequency distribution of longshore (FL) and onshore (F_{on}) sediment transport rates range over intertidal bars and troughs.*

Cette constatation est relativement surprenante étant donné que la houle est généralement dissipée sur la barre située juste en dessous, et que l'agitation dans ces dépressions est plutôt limitée. De récentes études ont montré que les transferts de sédiment de la bâche vers le haut de plage ne peuvent pas être responsables de la formation ou de la migration de la barre située juste au dessus (Aagaard et al., 2011).

Ces auteurs ont également mis en valeur le fait que le volume de sédiment transporté par le biais de la migration des rides sur le fond ne correspond pas aux différentiels de volumes observés sur la barre située juste au dessus de la bâche. Même si cette étude a été réalisée sur une plage microtidale où la position et le temps de résidence des zones hydrodynamiques sont quasi constants, ces processus de transfert de sédiment sont alors encore plus limités en domaine macrotidal en raison de la mobilité du front de houle à travers la zone intertidale. Ils précisent également que le transport à l'approche du fond est le seul moyen pour que le sédiment passe de la bâche à la barre supérieure car le transport en suspension ne semble pas assez efficace pour expliquer les variations de volume. Or, il s'avère que dans notre cas, la distribution du sédiment dans la colonne d'eau est plutôt uniforme traduisant un transport en suspension favorisé. En raison de cette forte proportion de particule en suspension, les phénomènes de canalisation liée à la présence de bâches vont par conséquent limiter le transfert du sédiment d'une barre à une autre en l'évacuant parallèlement au rivage. Même si le courant moyen est généralement plus faible dans les bâches en raison de l'absence de déferlement, la présence de rides, nous l'avons vu plus haut, favorise la mise en suspension du sédiment qui peut être alors aisément transporté.

Les mesures simultanées de transport longitudinal sur deux profils espacés d'une centaine de mètres ont montré une forte uniformité des débits solides et ce, quelles que soient les conditions d'agitation et la morphologie de la plage, en raison d'un courant moyen et d'une hauteur de houle constante le long du rivage. Ces expérimentations ont également permis de mettre en lumière l'importance du transport sédimentaire dans les bâches et plus particulièrement au niveau des chenaux de vidange qui caractérisent leur embouchure. Le sédiment transféré des barres à la bâche est évacué longitudinalement puis réinjecté en bas de plage par l'intermédiaire des chenaux de vidange qui sont eux, perpendiculaires au trait de côte. Plusieurs auteurs comme Stepanian (2002), Reichmütt (2003) ou Anthony et al., (2004) ont également pu observer que les migrations des crêtes ou des barres ne sont pas forcément accompagnées de variations volumétriques significatives, ce qui implique une certaine stabilité du système. Le rôle du transport sédimentaire dans les bâches contribue fortement à cette stabilité en alimentant les zones basses de l'estran et en limitant le transfert du sédiment dans le profil. Les phénomènes de vidange se produisent uniquement lors de l'exondation de la zone intertidale. Au cours de la marée montante, le sédiment qui a été évacué au cours de la marée descendante est alors remobilisé et peut, à la faveur du courant de flot, compenser le sédiment qui a été évacué au cours de la marée descendante. Néanmoins, en raison de l'uniformité longitudinale du transport sédimentaire, la zone s'autoalimente par le biais du recyclage du sédiment transporté par les chenaux de vidange.

Comme pouvaient le suggérer Sipka et Anthony (1999), le transport longitudinal associé à la morphologie de la plage permet la conservation et la relative stabilité du système barre-bâche. Les bâches et les chenaux de vidange jouent un rôle fondamental dans le recyclage du sédiment de ces plages, ils permettent entre autres l'évacuation des forts volumes de sable transportés perpendiculairement au trait de côte et par conséquent, limitent les migrations des barres dans le profil.

L'importante dissipation de la houle et des courants de marée induisant un transport sédimentaire plus faible du bas de plage vers le haut de plage est directement liée à la morphologie de la plage elle-même. La formation et la migration des barres sont directement liées aux processus transversaux dans la zone de surf et de *swash*. Ainsi, l'énergie de la houle est le facteur dominant dans la morphodynamique des barres. En raison du déferlement des vagues sur les barres du bas de plage, l'énergie apportée vers le haut de plage est de plus en plus faible provoquant des transferts de sédiment limités dans le profil et longitudinalement, ceci contribuant par rétroaction positive à la pérennité du système barre-bâche.

- *Variabilité morphologique longitudinale*

Les bâches et les chenaux de vidange constituent donc des éléments morphologiques permettant de recycler le sédiment entre le haut de plage et le bas de plage. En comparaison avec les mouvements des barres à travers le profil, le transport longitudinal ne se limite pas à la fonction de *by pass* sédimentaire, mais contribue également à des mouvements parallèles au rivage. Les premières observations que nous avons pu faire concernent la migration de méga-rides au niveau de la jonction entre une barre et une bâche sur les sites de Wissant et d'Hardelot. Caractéristiques des environnements en surplus sédimentaire, les méga-rides se forment lorsque l'intensité du courant est particulièrement violente. Plusieurs auteurs ont déjà observé la dynamique de méga-rides dans ces environnements (E.G ANTHONY ET AL., 2004 ; SEDRATI, 2006). La double approche morphologique 2D et 3D a permis de mettre en lumière cette dynamique longitudinale. En effet, à travers les profils topographiques, il est relativement difficile, voire impossible, de détecter une migration longitudinale des corps sédimentaires sans observations de terrain. De nombreuses fois, ce qui peut passer pour des destructions ou formations de barre sont en fait liées à des migrations longitudinales successives des corps sédimentaires dans le profil. Ces migrations induisent à court terme des variations volumétriques considérables (ANTHONY ET AL., 2004) qui, sans une étude 3D, peuvent induire en erreur les interprétations quant à la morphodynamique du site. Les migrations longitudinales des barres dans le profil topographique sont essentiellement contrôlées par la position des chenaux de vidange qui se forment au cours de la marée descendante et viennent entailler les barres intertidales. Comme le souligne STEPANIAN (2002), la position des chenaux de vidange joue un rôle déterminant dans les fluctuations morphologiques tridimensionnelles. Cette dynamique longitudinale a notamment été remarquée lors de WI09 où un chenal de vidange est apparu dans la zone d'étude le 2^{e} jour de la campagne. Néanmoins, le suivi de la position de la bâche au cours des expérimentations de terrain a montré une mobilité limitée du chenal de vidange, en revanche l'extrémité de la barre a montré une certaine progradation / érosion longitudinale. Bien que les courants longitudinaux agissent tout au long du cycle tidal, les variations morphologiques ne sont pas si importantes. Cela peut être dû au balancement des courants de marée qui régule le transport sédimentaire à l'échelle du cycle, et cela même si les courants sont dissymétriques. Elles peuvent également être dues à une action limitée du vent qui peut dans certains cas renforcer l'intensité des courants longitudinaux ainsi que le transport sédimentaire et par conséquent favoriser les migrations longitudinales (REICHMÜTT ET ANTHONY, 2007). Le rôle du vent sur l'intensification du courant longitudinal et sur la mobilité des corps sédimentaires dans les

bâches a été également mis en évidence par Anthony et al., (2004) et par Sedrati et Anthony (2007), mais des études complémentaires seraient nécessaires afin de bien définir l'influence du vent sur les processus sédimentaires.

Bien que les plages du Nord Pas-de-Calais constituent des environnements ouverts, sur une zone donnée, l'uniformité du transport longitudinal permet un apport de sédiment que l'on peut considérer comme illimité et constant. C'est pourquoi peu de variations volumétriques sont observées sur les profils mais surtout sur les modèles numériques de terrain 3D, contribuant à une certaine stabilité de la plage en termes de bilan sédimentaire. Reichmütt (2003) ainsi que nos analyses ont montré que bien qu'il y ait des variations morphologiques dans le profil, elles ne sont pas forcément accompagnées de dépôt ou d'érosion de la plage, traduisant une certaine redistribution du sédiment dans le profil, et ce notamment par les transports longitudinaux. D'ailleurs, le seul fait de la présence de ce système barres-bâches et de ses évolutions est le reflet d'une réorganisation d'un stock sédimentaire stable à moyen terme (Stepanian et Levoy, 2003)

34.4. La mobilité des barres dans le profil

Lors de conditions de faible agitation, la largeur et le temps d'action des processus liés au surf et au *swash* sont réduits, privilégiant les processus de la zone de levée. Le transport dans la zone de levée n'est pas pour autant nul, mais il est principalement caractérisé par un transport de fond généré par les contraintes de cisaillement de la houle, induit par les courants de marée et d'intensité plus faible qu'en zone de surf. L'importance respective du transport transversal sur le transport longitudinal dans la zone de levée est moins importante que dans la zone de surf, mais il reste toutefois majoritairement dominant. D'après l'étude de Kroon et Masselink (2002), la migration des barres vers le haut de plage sous des conditions de faible agitation ($H_s < 0,3$ m) serait imputable aux faibles excursions verticales du plan d'eau pendant les marées de mortes eaux, induisant une stationnarité des zones de *swash* et de surf. Reichmütt (2003) précise que les migrations concernent essentiellement les crêtes de barre et que les variations du volume au sein du profil ne sont pas significatives, ce qui a également été relevé dans plusieurs études sur les plages à barres intertidales (Stepanian, 2002 ; Van Houwelingen, 2004). La migration de la crête de la barre supérieure vers le haut de plage, est sans conteste due aux phénomènes de *swash.* La relative stabilité du plan d'eau à marée haute contribue à l'accumulation et à la formation d'une barre dite de *swash*. Cette même barre pourra être alors détruite lors de conditions plus agitées ou lors de marnage plus élevé, induisant une hauteur d'eau sur l'estran plus importante. En revanche, la migration de la crête de la barre du milieu de plage ne peut-elle pas être le résultat de l'action du transport sédimentaire transversal dominant dans la zone de levée, puisque le surf et le *swash* sont plutôt réduits dans cette configuration de faible énergie et de fort coefficient ? De plus, il est souvent rappelé que le transport sédimentaire en zone de levée est dirigé vers le haut de plage contribuant à la migration des barres (Masselink, 2004). Le transport transversal est parfois inférieur aux mouvements longitudinaux. Néanmoins, à la faveur d'une augmentation locale de la pente de la plage, la tendance peut s'inverser. La pente est de fait, de plus en plus forte du bas de plage vers le haut de plage. L'accentuation du transport transversal, due à

l'augmentation de la pente de la plage peut être également à l'origine de cette migration des crêtes de barres vers le haut de plage.

Même si les plages restent stables dans leur ensemble, une certaine modification de la morphologie de la plage a pu être observée et cela même durant ces périodes de faible agitation, comme en témoigne les relevés topographiques au cours de la campagne de HA09, par exemple où la variabilité des crêtes et les mouvements des barres ont pu être nettement distinguées. Malgré de faibles conditions d'agitation, le transport sédimentaire transversal reste important voire dominant; le transport longitudinal est quant à lui très faible en raison de hauteurs de vague plus réduites qui induisent un courant longitudinal d'intensité moins élevée. Le transport parallèle à la côte ne jouerait donc plus son rôle dans l'évacuation du sédiment. C'est d'ailleurs sous ce genre de conditions dites de beau temps que les plages s'engraissent et que la morphologie des barres est plus marquée (Reichmütt, 2003). Les bâches peuvent néanmoins tempérer ce phénomène en canalisant une partie du sédiment apporté par les vagues au cours de l'exondation de la zone intertidale.

Les conditions de faible agitation sont caractérisées par une faible houle, certes, mais généralement par des conditions météorologiques de faible intensité. L'action du vent sur le courant longitudinal est alors réduite et son influence sur la direction de propagation des houles l'est encore plus, engendrant un train de houle parallèle à sub-parallèle au trait de côte. Or, c'est précisément l'angle que fait la houle avec le rivage qui détermine l'intensité du courant généré par le déferlement des vagues (Longuet-Higgins, 1970). Autrement dit, plus les vagues sont parallèles à la côte, plus le courant longitudinal est faible ne favorisant pas le transport sédimentaire parallèle à la côte. Bien que les courants de marée soient toujours actifs, ils sont de très faible intensité au niveau de la zone de surf. Le transport transversal est alors privilégié lorsque les houles sont parallèles au trait de côte, comme nous avions pu l'observer auparavant (**Cf. Chapitre V**).

Lors de conditions plus modérées voire agitées, ce sont les mêmes phénomènes qui opèrent mais avec plus d'intensité. Bien que les variations morphologiques puissent être plus importantes d'un jour à l'autre en raison de l'augmentation des conditions énergétiques, le transport longitudinal associé à la canalisation des écoulements dans les bâches contribue au maintien de la morphologie du système barre-bâche. En revanche, lorsque les conditions sont particulièrement énergétiques, la plage peut subir un changement morphologique radical. Nous n'avons malheureusement pas pu obtenir de données lors de telles conditions au cours de cette étude, toutefois, Maspataud (2011) a pu observer au cours d'un évènement tempétueux l'aplanissement et la disparition totale des barres intertidales et ce malgré des hauteurs significatives sur l'estran inférieures à 1,5 m. De telles hauteurs de vague ont été largement dépassées au cours de notre étude sans qu'il y ait d'aplanissement notable des barres. La destruction totale des barres intertidales semble être plutôt reliée au temps d'action qu'à l'intensité de l'évènement. En raison des forts courants transversaux lors de ces évènements, les barres sont érodées petit à petit. Par rétroaction positive, les barres ne jouent plus leur rôle de protection, la houle est alors moins dissipée, ce qui accentue le transport transversal vers le bas de plage. L'ensemble du système est aplani.

34.4.1. Un milieu de plage très dynamique

Nombreuses sont les études qui relatent l'extrême dynamisme de la morphologie du milieu de plage et plus précisément autour du niveau moyen de la mer (E.G WRIGHT ET AL., 1982 ; MASSELINK, ET AL., 2006 ; REICHMÜTT ET ANTHONY, 2007). En effet, que ce soit à court ou moyen terme, les fluctuations morphologiques les plus importantes sont situées à ce niveau (**Fig. VIII-6** et **Fig. VIII-7**). Le modèle développé par KROON ET MASSELINK (2002) permet de quantifier la durée d'action des processus de *swash*, de surf, de déferlement et de levée. Il s'avère que cette zone de l'estran est assujettie à une vitesse d'excursion verticale particulièrement rapide induisant un temps d'action des processus hydrodynamiques plutôt court (**Fig. VIII-9**). Il semble que malgré le fait que le temps d'action soit particulièrement rapide autour du niveau moyen, l'analyse des flux sédimentaires longitudinaux et transversaux à travers l'estran a montré une intensification significative du taux de transport au niveau du milieu de plage et plus particulièrement sur les barres (**Fig. VIII-9**). L'intensité élevée du transport sédimentaire au niveau du milieu de plage est, nous l'avons vu, directement reliée à l'augmentation des vitesses de courant de marée et à une dissipation limitée des vagues à travers la zone intertidale. La formation et la migration des barres du milieu de plage dans le profil sont par conséquent directement reliées aux conditions d'agitation qui génèrent un transport sédimentaire important et non pas uniquement à l'influence de l'excursion verticale de la marée comme pouvait le suggérer certains auteurs. En effet, elle ne permet pas aux processus de surf et de *swash* d'agir assez longtemps pour contribuer à leur mouvement. Il doit alors exister un lien étroit entre l'intensité des processus et leur temps d'action en un point donné. Or, nous savons maintenant quelle est leur intensité respective à travers l'estran, au moins pour la zone de surf et la zone de levée proche qui sont vraisemblablement les zones les plus morphogènes.

L'important dynamisme caractéristique du milieu de plage est tout à fait corrélé aux flux sédimentaires mesurés. De fortes variations d'altitude s'accompagnent forcément de transport sédimentaire intense. Même si les ordres de grandeur entre les débits solides et les fluctuations morphologiques ne coïncident pas (en raison du recyclage des sédiments et du fait que tous les sédiments transportés ne se déposent pas nécessairement à proximité), ces estimations sont cohérentes avec l'hypothèse selon laquelle les barres de milieu de plage sont actives en raison d'une dynamique sédimentaire plus intense. De part cette augmentation du transport sédimentaire, les barres de milieu de plage sont dans la plupart des cas très développées. L'augmentation locale de la plage à leur niveau provoque une remise en suspension plus efficace et un transport plus élevé. Encore une fois, par rétroaction positive la morphologie module le transport qui lui-même façonne le relief de la plage.

34.4.2. Le rôle du marnage

Dans les environnements macrotidaux, la marée joue un rôle fondamental dans la morphodynamique, et les fluctuations du marnage, en réponse aux cycles lunaires, sont déterminantes dans la variabilité de certains processus. Tout d'abord, avec l'accroissement du coefficient de marée et donc du marnage, il y a une augmentation significative de la vitesse maximale du courant moyen au cours du cycle tidal (SEDRATI, 2006). Ces fluctuations sont relativement nettes dans les enregistrements, mais ne contribuent en aucun cas à

l'intensification du transport sédimentaire à notre échelle. De tels pics de vitesses associés aux plus forts marnages au cours d'un cycle tidal caractérisent des tranches d'eau supérieures à 1,5 m, autrement dit cela ne correspond pas au moment et à la zone de mesure du transport sédimentaire de notre étude.

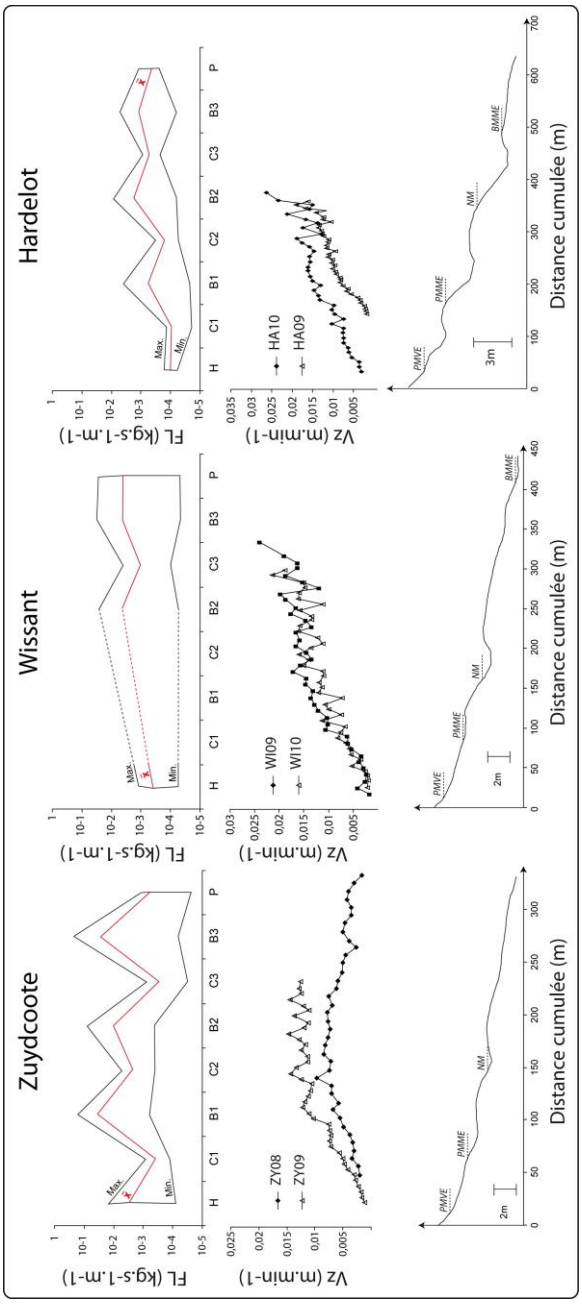


Fig. VIII-9 : Evolution du transport sédimentaire longitudinal (FL) et de la vitesse d'excursion verticale (Vz) au sein du profil pour chaque site d'étude. Les graphiques rassemblent les données récoltées au cours des deux campagnes réalisées sur chaque site d'étude.

***Fig. VIII-9** : Longshore sediment transport rate and tidal vertical velocities evolution on a beach perpendicular profile for each study site. Data correspond to the measurements acquired during the two field experiments at each site.*

Le 2e aspect réside dans le fait que les variations du plan d'eau sont moins importantes lors des marées de mortes-eaux que pendant les marées de vives-eaux. Plusieurs études illustrent alors l'importance de la stationnarité des processus hydrodynamiques dans la mobilité des

corps sédimentaires sur l'estran et notamment une translation vers le haut de plage (KROON ET MASSELINK, 2002 ; REICHMÜTT, 2003). La migration des barres étant attribuée essentiellement au processus de surf et de *swash*, leur durée d'action dans le profil au cours des marées de mortes-eaux est plus efficace et contribue à une plus grande mobilité des corps sédimentaires. Schématiquement et dans l'absolue, la variabilité morphologique augmente théoriquement avec les conditions d'agitation, mais également avec le temps d'action (**Fig. VIII-10**, A et B). Du point de vue des processus, leur temps d'action dépend, pour une morphologie donnée, d'une part des conditions énergétiques et d'autre part du marnage (**Fig. VIII-10**, C).

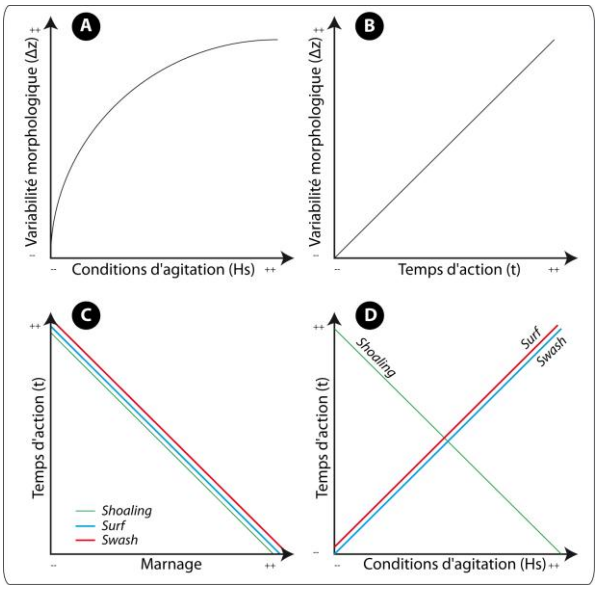


Fig. VIII-10 : Représentation schématique de l'évolution de la variabilité morphologique en fonction du temps d'action des processus hydrodynamiques et des conditions d'agitation (A et B). Caractérisation du temps d'action des processus en fonction du marnage (C) et de l'agitation (D)

***Fig. VIII-10** : Schematic representation of morphological changes (Δz) depending on the residence time of the hydrodynamic processes (t) and the wave energy conditions (H_s) (A and B);Residence time of the different hydrodynamic processes depending on the tidal range (C) or on the wave energy condition*

Lors de conditions de forte agitation, les temps de résidence du surf et du *swash* sont plus longs en raison d'une hauteur de houle plus élevée qui induit un déferlement sur une largeur de l'estran plus grande. Le forçage du vent souvent associé à ces conditions énergétiques contribue à la stationnarité des processus hydrodynamiques sur la zone intertidale. Ainsi les temps d'action des processus de surf augmentent avec ces paramètres quand le *shoaling* diminue (**Fig. VIII-10**, D).

Cette migration progressive des crêtes de barres du haut et bas de plage (comprises entre le NM et le PMVE) vers le haut de plage a bel et bien été observée, par exemple durant WI09 mais pour un coefficient compris entre 107 et 90, soit pendant des marées de vives-eaux. Les temps d'action de surf et de *swash* seraient alors moins efficaces dans le rôle de la mobilité des barres selon KROON ET MASSELINK (2002). Le souci, et comme le soulignait déjà REICHMÜTT (2003), est que leur modèle ne prend pas en compte l'efficacité des processus sédimentaires de chacune des zones hydrodynamiques. Au vu de nos résultats, il est clair que l'efficacité des processus hydro-sédimentaires joue un rôle primordial dans la dynamique des barres intertidales. Il doit alors exister un compromis entre l'efficacité des processus sédimentaires et

leur temps d'action sur la zone intertidale. Ainsi, pour un même temps d'action, il apparaît évident que la réponse morphologique de la plage sera plus marquée lors de conditions de fortes agitations. A contrario, pour des conditions énergétiques similaires, les processus hydro-sédimentaires seront d'autant plus efficaces s'ils stagnent en un point donné du profil et donc pendant des périodes de mortes-eaux. Cependant, lors d'évènement plus extrêmes comme les tempêtes, la stabilité du plan d'eau peut être forcée par les conditions atmosphériques de basse pression et par l'action du vent qui peut, en fonction de sa direction, limiter l'inondation de l'estran ou au contraire ralentir son exondation. Cela correspond donc à une situation de temps d'action long pour un marnage indifférent, mais qui engendre de forts changements morphologiques.

Nous avons tenté de représenter schématiquement l'influence du temps d'action des processus combinée aux conditions énergétiques, sur les variations morphologiques (**Fig. VIII-11**).

- *Commentaire du diagramme* (**Fig. VIII-11**)

Les plus fortes variations morphologiques apparaissent théoriquement lorsque l'énergie mise en jeu est importante et quand le temps d'action est très long comme par exemple pour les évènements tempétueux. Lorsque le temps d'action est court mais que l'agitation est plutôt élevée, la plage subira encore des variations relativement significatives comme ce que l'on peut observer au niveau du milieu de plage (**Cf. 34.4.1**). Dans une même mesure, avec un temps d'action très long mais des conditions d'agitation très faibles, il est toujours possible d'observer à court terme des variations morphologiques. Ce contexte correspond en tout point aux différences que l'on peut remarquer entre les marées de mortes et de vives-eaux. En revanche, lorsque les conditions sont très faibles et que le temps d'action est court, il y a peu de fluctuations morphologiques. Il existe alors de multiples combinaisons en fonction de l'intensité des conditions d'agitation et du temps d'action des processus.

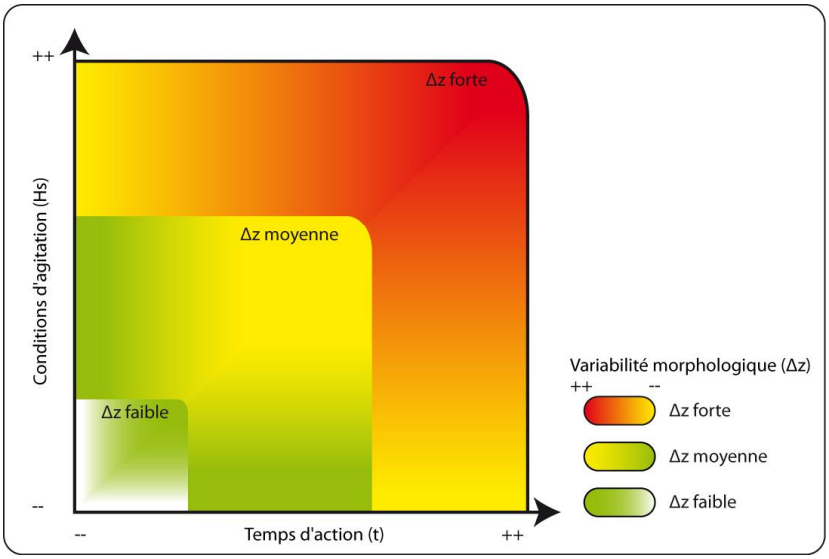


Fig. VIII-11 : Représentation schématique des variations morphologiques en fonction des conditions d'agitation combinées au temps d'action des processus.

***Fig. VIII-11** : Schematic diagram of the morphological changes depending on the residence time combined with the wave energy conditions.*

Le marnage influence donc la morphologie de la plage en permettant au processus hydro-sédimentaires d'agir plus ou moins longtemps en un point donné de l'estran et non pas en termes d'intensité de courant de marée. Ce temps de résidence est lui-même contrôlé par les conditions d'agitation. S'ajoute à ces processus, la topographie de la plage qui conditionne également le temps de résidence en agissant sur la vitesse horizontale du plan d'eau. Il est donc très complexe de caractériser la part du processus dominant sur les fluctuations morphologiques, toutefois, les conditions d'agitation semblent être les plus déterminant.

34.5. La formation des barres

L'ensemble des ces résultats peut également contribuer à l'amélioration de modèles numériques comme celui développé par MASSELINK (2004). Plus un modèle exploratoire qu'un modèle prédictif, il a cherché par l'intermédiaire de celui-ci à caractériser dans un premier temps la formation des barres puis leur migration. Malgré des résultats satisfaisants en terme qualitatif, il précise qu'ils ne sont pas réalistes. Il considère d'ailleurs dans son approche que le transport sédimentaire au niveau des bâches est nul. Loin d'écarter l'importance que l'on peut conférer à ces dépressions, elles sont seulement considérées ici comme une barrière aux flux transversaux dirigés vers le large. Il stipule également que la part du sédiment en suspension au niveau des bâches est supposée limitée. Or, il a été largement démontré au cours de cette étude que le transport dans les bâches s'effectue essentiellement en suspension et que le flux sédimentaire peut atteindre le même ordre de grandeur et même dépasser celui mesuré sur les barres. Notre étude met également en lumière le fait que lorsque les conditions sont trop calmes, l'énergie apportée par les vagues est insuffisante pour activer la formation de barres intertidales, alors que le modèle permet leur formation. Il précise alors que le problème peut être résolu si l'on considère que le transport sédimentaire dans la zone de surf est nul en dessous d'une hauteur significative de 0,4 m et que le transport transversal est effectif à partir d'une hauteur supérieure à 0,4 m – 0,6 m. D'une part, il peut très bien y avoir du transport sédimentaire lorsque les houles sont inférieures à 0,4 m comme le montrent nos mesures, il peut d'ailleurs être relativement important ($\approx 1 \times 10^{-3}$ kg.s^{-1}.m^{-1}), et d'autre part, le transport transversal est efficace bien en dessous d'un H_s de 0,6 m puisque le flux maximal mesuré dans notre étude est d'un ordre de grandeur de 1×10^{-2} kg.s^{-1}.m^{-1} pour une hauteur de houle d'environ 0,45 m. Il est toutefois intéressant de noter que la valeur seuil de 0,4 m proposé MASSELINK (2004) est la même que celle que nous avions mise en évidence lors de nos analyses préliminaires. C'est en effet au dessus de cette valeur de H_s que le transport sédimentaire devient très significatif. Il faut en effet des conditions d'énergie minimum pour initier la formation des barres comme le souligne REICHMÜTT (2003) et ce n'est évidemment pas par temps calme que les barres peuvent se former. Le transport sédimentaire n'est pas pour autant négligeable lors de ces conditions. Il contribue dans une certaine mesure au maintien de ces formes.

La formation de ces barres intertidales est toujours plus ou moins énigmatique et nécessite de nombreuses investigations de terrain. Seulement, pour comprendre leur mode de formation il faudrait partir d'un profil de plage plat suite à une destruction totale de la morphologie, évènement rare extrêmement difficile à mesurer. Des expérimentations en laboratoire

permettraient peut-être de mieux préciser les mécanismes associés à la formation de ces corps sableux des plages macrotidales.

35. Mise en place d'une circulation sédimentaire résiduelle à l'échelle du cycle tidal

Contrairement aux environnements micro ou mésotidaux où la circulation sédimentaire est moins complexe à comprendre ou à modéliser, les plages macrotidales dissipatives du Nord Pas-de-Calais présentent une circulation sédimentaire résiduelle extrêmement variable au cours d'un cycle de marée. Elle est d'autant plus complexe que le forçage de la marée est bidirectionnel, ce qui peut en fonction des conditions d'agitation renforcer ou atténuer la dynamique sédimentaire locale. Il se dégage alors une certaine circulation du sédiment au cours de la marée descendante et de la marée montante. L'ensemble de ces processus contribue à leur échelle au maintien et à la stabilité du système barre-bâche. Bien que la méthode de Gao et Collins (1991) puisse prétendre caractériser ce genre de circulation résiduelle, il est apparu nettement que les directions de flux reflétaient simplement le transport sur les composantes longitudinales et transversales. Aucune information n'a pu être observée en fonction de la morphologie en raison des différences d'intensité et de temps d'action des processus sur la zone intertidale. L'échantillonnage étant supposé uniforme sur toute la zone étudiée, le signal du transport sédimentaire est alors brouillé.

Les schémas présentés ci-dessous, présentent la circulation sédimentaire résiduelle au cours du jusant (**Fig. VIII-12**) et du flot (**Fig. VIII-13**) et ce, considérant que le courant moyen provient du même secteur au cours du cycle tidal (ce qui a été généralement observé). La zone d'étude est représentée par une cellule sédimentaire, mais qui communique avec les cellules voisines. Bien sûr, ces cellules n'ont pas nécessairement une réalité physique, elles sont représentées dans le but de montrer les différentes interactions qu'une zone donnée peut subir au cours d'un cycle tidal avec le reste de la plage.

Les sites d'études constituent en effet des environnements ouverts où le sédiment entre dans la zone d'étude par le biais du transport longitudinal. Le transport transversal assure l'apport du sédiment vers le haut de plage, mais il est limité par la morphologie de la plage qui se charge de recycler ce sédiment vers le bas de plage et/ou la cellule suivante au cours de la marée descendante. Au cours de la marée montante, le sédiment peut être ramené dans la zone d'étude à la faveur du courant de flot qui a une direction différente de celui du jusant. L'ensemble restant contrôlé étroitement par l'interaction entre la morphologie, la marée et le transport sédimentaire.

36. Une morphodynamique et une dynamique sédimentaire multi-forçage

La morphodynamique de ces plages macrotidales est relativement complexe en raison des multiples forçages qui agissent à différentes échelles spatiales et temporelles. De part nos observations, de nombreux aspects suggérés par la littérature ont été éclaircis et permettent alors de mieux comprendre la morphodynamique des plages macrotidales. Suivant la même analyse que dans d'autres environnements, le littoral est le siège de multiples interactions et rétroactions entre la météorologie, la morphologie, l'hydrodynamisme et le transport

sédimentaire se traduisant par un équilibre dit dynamique. Le diagramme suivant se charge de montrer les différents processus agissant sur les plages macrotidales du Nord de la France à l'échelle spatio-temporelle caractéristique de cette étude : à court terme et au niveau de la zone de déferlement, de surf et de levée (**Fig. VIII-14**).

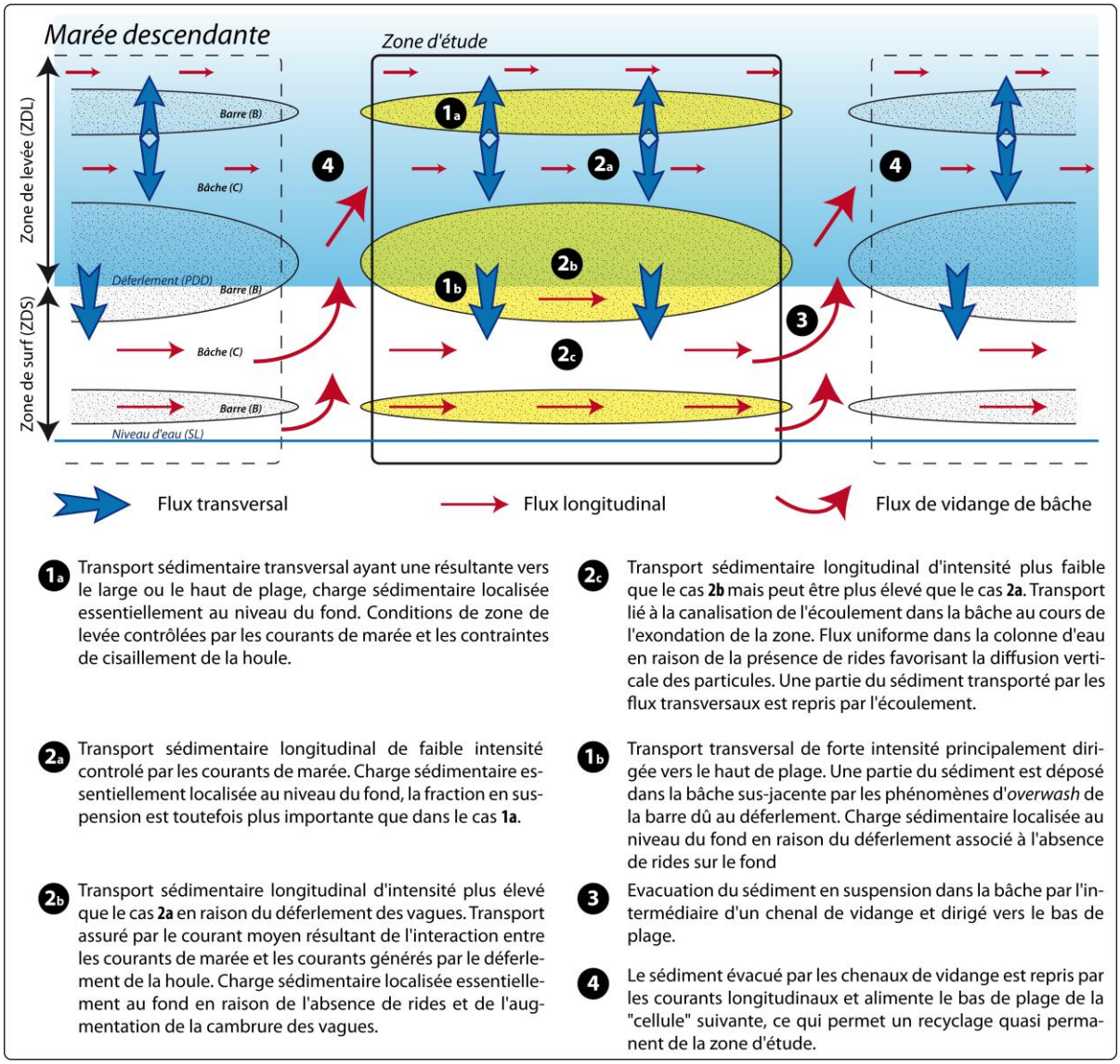


Fig. VIII-12 : Circulation sédimentaire résiduelle au cours du jusant sur les plages sableuses macrotidales du Nord Pas-de-Calais.

***Fig. VIII-12** : Residual sediment transport pattern during the ebb on the sandy macrotidal beaches of Northern France.*

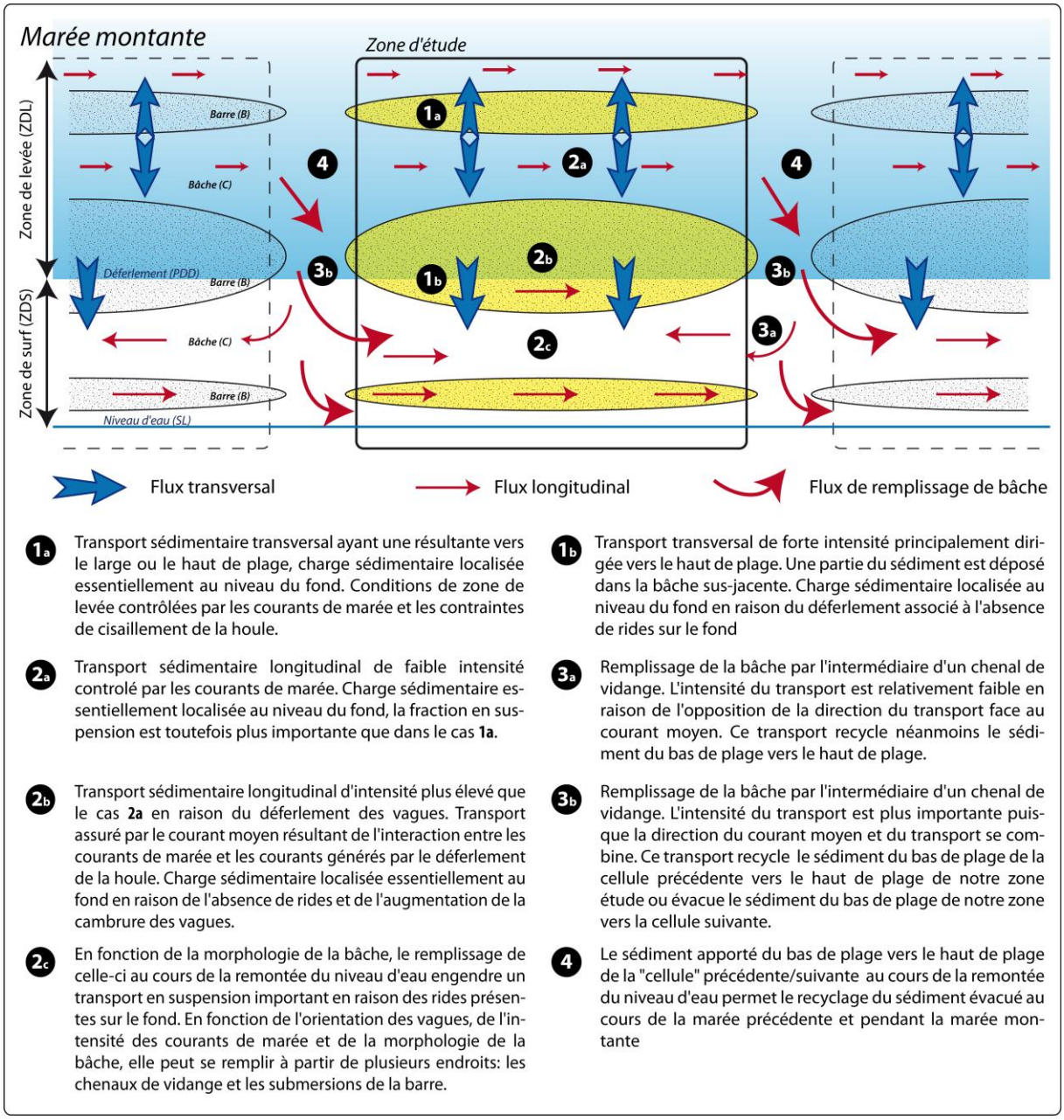


Fig. VIII-13: Circulation sédimentaire résiduelle au cours du flot sur les plages sableuses macrotidales du Nord Pas-de-Calais.

Fig. VIII-13: *Residual sediment transport pattern during the flood on the sandy macrotidal beaches of Northern France.*

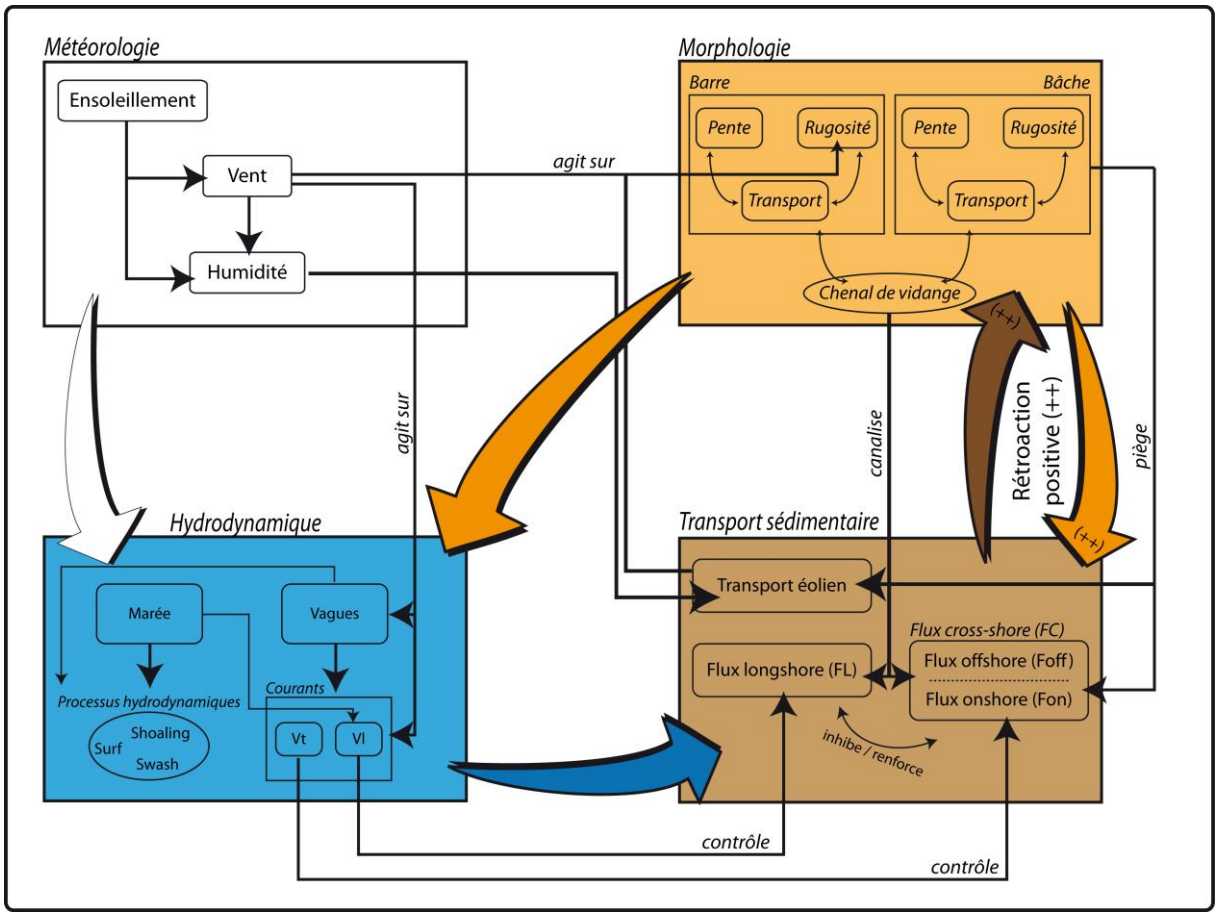


Fig. VIII-14 : Diagramme représentant les différents forçages agissant sur l'hydrodynamique sédimentaire et la morphodynamique des plages macrotidales à court terme et au niveau de la zone de surf et de levée.

***Fig. VIII-14** : Forcing and feedback mechanisms involved at a short time scale in the hydrodynamic, sediment transport and morphodynamic processes in the surf and the shoaling zone of sandy macrotidal beaches.*

CONCLUSION GENERALE

L'objectif premier de cette étude était de définir les flux sédimentaires sous diverses conditions d'agitation sur les plages sableuses macrotidales du littoral de la Côte d'Opale. En raison d'un manque de données précises sur ces volumes, et plus particulièrement dans la zone de surf, de nombreuses investigations de terrain ont été conduites sur trois sites répartis sur les différentes façades que compose la Côte d'Opale. Le choix des sites devait en effet refléter au mieux la dynamique générale de la région et permettre par la même occasion d'observer la variabilité des flux en fonction de l'évolution du marnage.

La méthode d'échantillonnage la mieux adaptée pour mesurer le transport sédimentaire dans la zone de surf fut déterminée en fonction de la littérature et également suite à différents tests effectués sur site. Il s'est avéré que les techniques actuelles qui estiment le transport solide en se basant sur des données acoustiques ou optiques sont difficiles à mettre en place en raison d'une forte concentration en particules organiques. La méthode de piégeage sédimentaire (KRAUS, 1987) est apparue la plus adéquate, bien que son utilisation soit limitée lorsque l'énergie des vagues est trop élevée.

Au cours de ce travail de thèse, les volumes de sédiment sableux qui transitent dans la zone de surf et proche du déferlement ont pu être évalués grâce à de nombreuses mesures. La zone de surf constitue en effet une zone hautement dynamique et son rôle dans les processus sédimentaires est d'une importance capitale. Ces quantités de sédiment, jusqu'alors méconnus, permettent maintenant de mieux définir les ordres de grandeur qui sont mobilisés dans cette zone. Grâce à une méthode de terrain adaptée, l'évolution des flux sédimentaires au cours d'un cycle tidal a pu être définie. L'étroite relation entre le transport, la houle et le courant moyen est à l'origine d'une nette décroissance des flux sédimentaires de bas vers le haut de plage, évolution d'autant plus marquée lorsque les conditions d'agitation sont très intenses. Les mesures effectuées sur deux profils parallèles ont également mis en évidence une forte homogénéité des flux sédimentaires, perturbée localement par des phénomènes de vidanges de bâche.

Un des phénomènes les plus importants remarqué au cours de cette étude est la dominance du transport sédimentaire transversal sur les flux longitudinaux dans environ 70% des cas, mettant en évidence de forts transports de sédiment dans le profil. Nos mesures montrent en outre que la dominance du transport transversal par rapport au transport longitudinal est en général très marquée. Bien que le transport sédimentaire résiduel à l'échelle régionale soit plutôt longitudinal, ce résultat met en lumière une forte dynamique transversale, cette redistribution du sédiment à travers la zone intertidale étant d'une grande importance en terme morphodynamique.

Selon la littérature, les bâches ne charrient pas de volumes significatifs de sédiment. Les mesures effectuées à l'intérieur de ces zones ont en effet montré que dans la plupart des cas le transport sédimentaire était inférieur à celui qui prévaut sur les barres. Néanmoins, les ordres de grandeurs des flux sédimentaires mesurés dans les bâches sont loin d'être négligeables en comparaison avec l'ensemble des taux de transports calculés, ce qui indique que ces dépressions longitudinales jouent vraisemblablement un rôle important de canalisation des transports sédimentaires. Ces fortes concentrations de sédiment en suspension dans les

bâches, telle que révélée par une distribution verticale très uniforme des sédiments dans la colonne d'eau s'expliquant par une plus une forte rugosité de fond qui permet une meilleure diffusion du sédiment vers la surface.

L'ensemble de ces mesures a donc permis une meilleure compréhension des processus sédimentaires agissant sur les plages macrotidales du Nord de la France. Associé à des suivis morphologiques journaliers, le transport sédimentaire et ses évolutions à travers l'estran ont permis de préciser plusieurs phénomènes suggérés par des études antérieures. Malgré de forts transports sédimentaires dans le profil, les fluctuations morphologiques sont apparues relativement mineures. En raison de la singularité du système barre-bâche, la circulation résiduelle du transport sédimentaire à travers l'estran déduite de nos observations a mis en évidence le rôle majeur des bâches dans le maintien de cette morphologie. Ces zones dépressionnaires permettent le recyclage du sédiment transporté vers le haut de plage et le redistribue vers le bas de plage, limitant ainsi les migrations transversales des barres, l'augmentation du transport en suspension dans ces dépressions facilitant ces mécanismes

La dynamique sédimentaire et la morphodynamique des plages macrotidales est d'une réelle complexité. La forte influence de la marée et les translations des différentes zones hydrodynamiques à travers l'estran induit l'interaction de nombreux paramètres, qui interagissent à différentes échelles spatio-temporelles. En multipliant les mesures, on a pu mettre entre lumière plusieurs processus déjà suggérés dans des études précédentes et d'autres qui mériteraient d'être étudiés plus précisément.

Perspectives

L'ensemble des conclusions auxquelles nous aboutissons ouvre de nouvelles perspectives d'études qu'il serait intéressant de développer par la suite afin de préciser la morphodynamique des plages macrotidales à court terme.

Aucune donnée n'a pu être récoltée au-delà d'une hauteur de houle d'environ 1 m. Le transport sédimentaire pendant les évènements tempétueux reste par conséquent difficile à quantifier.

Une méthode adaptée à ces conditions de forte agitation nécessiterait d'être développée.

Le transport transversal est apparu dominant sur ces plages à l'échelle de la zone de surf, des mesures complémentaires seraient nécessaires et notamment la quantification du transport transversal net qui a été limité au cours de cette étude en raison d'un faible nombre d'échantillonnage.

Il est important de pouvoir préciser les mouvements de sable résultants dans le profil en réitérant des échantillonnages tels que ceux qui ont été réalisés lors de WI10.

Le transport sédimentaire est, nous l'avons montré, d'une intensité différente d'une zone hydrodynamique à l'autre.

La mise en place simultanée de plusieurs structures (>3) à différentes localisation sur l'estran permettrait de mieux préciser la répartition du transport sédimentaire dans les différentes zones hydrodynamiques.

La calibration de modèles numériques nécessite un temps considérable pour adapter les différentes formules préexistantes aux conditions particulières que caractérisent les environnements macrotidaux.

Des mesures complémentaires permettront d'affiner ces calibrations. Des analyses sont toujours en cours et feront l'objet de futures publications.

Des études récentes ont observé l'influence des ondes infragravitaires dans la mise en suspension des particules (E.G. Kularatne et Pattiaratchi, 2005; Aagaard et Greenwood, 2008).

Un traitement plus approfondi des mesures de courants à haute fréquence permettrait d'observer l'influence de ces ondes sur le transport sédimentaire en domaine macrotidal.

Le modèle développé par Kroon et Masselink (2002) permet de caractériser le temps de résidence des zones hydrodynamiques sur l'estran. Le temps d'action de la zone de surf et du jet de rive combiné s'est avéré prédominant dans la dynamique des barres à court terme. Le modèle ne prend toutefois pas en compte l'intensité des transports qui est tout de même très variable.

Pouvoir intégrer l'intensité des flux au temps de résidence des zones hydrodynamiques préciserait l'influence respective de celles-ci dans la dynamique des barres intertidales.

Bibliographie

Aagaard, T. et Hughes, M. G. - (2010) - *Breaker turbulence and sediment suspension in the surf zone*. Marine geology. 271. 250 - 259.

Aagaard, T., black, K. P. et Greenwodd, B. - (2002) - *Cross-shore suspended sediment transport in the surf zone: a field-based parametrization.* Marine geology. 185. 283 - 302.

Aagaard, T., Hughes, M. G. et Greenwodd, B. - (2011) - *Sediment transfer from bar to beach? Measurements using a pulse-coherent acoustic Doppler profiler.* Journal of coastal Research, Special Issue. 64. 2002 - 2006.

Aernouts, D. - (2005) - *Le rôle des changements bathymétriques à l'avant côte sur l'évolution des littoraux meubles du Cap Gris-Nez à Dunkerque, Côte d'Opale, Nord de la France.* Thèse de doctorat de Géographie physique. Université du Littoral Côte d'Opale.

Aernouts, D. et Héquette, A. - (2006) - *L'évolution du rivage et des petits-fonds en baie de Wissant pendant le XXème siècle (Pas - de - Calais, France)*. Geomorphology: relief, processus, environnement. 1. 49 - 64.

Amos, C. L., Villatoro, M., Helsby, R., Thompson, C. E. L., Zaggia, L., Umgiesser, G., venturini, V., Are, D., Sutherland, T. F., Mazzoldi, A. et Rizzetto, F. - (2010) - *The measurement of sand transport in two inlets of Venice Lagoon, Italy*. Continental Shelf Research. 87. 225 - 236.

Andersen, O. H. et Fredsoe, J. - (1983) - *Transport of suspended sediment along the coast*. Report Progress report n°59, Insitute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering, ISVA, Technical University of Denmark. 33 - 46.

Anthony, E. J. - (2002) - *Long-terme marine bedload segregation, and sandy versus gravelly Holocene shoreline in the eastern English Channel.* Marine geology. 187. 221 - 234.

Anthony, E. J. et Héquette, A. - (2007) - *The grain-size characterisation of coastal sand from the Somme estuary to Belgium: Sediment sorting processes and mixing in a tide- and storm-dominated setting*. Sedimentary Geology. 202. 369-382.

Anthony, E. J., Levoy, F. et Montfort, O. - (2004) - *Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France*. Marine geology. 208. 73-100.

Anthony, E. J., Levoy, F., Montfort, O. et Degryse-Kulkarni, C. - (2005) - *Patterns of short-term intertidal bar mobility on a ridge and runnel beach, Merlimont, Northern of France*. Earth Surface Processes and Landforms. 30. 81 - 93.

Aubry, A. - (2010) - *Processus hydrodynamiques et bilans morpho-sédimentaires d'un littoral macrotidal en accrétion ; étude in situ et par télédétection spatiale. Application aux Hemmes de Marck, Nord Pas-de-Calais, France.* Thèse de doctorat. Université du Littoral Côte d'Opale. 333p.

Augris, C., Clabaut, P. et Vicaire, O. - (1990) - *Le domaine marin du Nord-Pas de Calais: Nature, morphologie et mobilité des fonds*. Ifremer, Région Nord-Pas de Calais. 85.

Baart, F., Van Der Kaaij, T., Van Ormlondt, M., Van Dongeren, A., Van Koningsveld, M. et Roelvink, J. A. - (1999) - *Real-time forecasting of morphological storm impacts: a case study in the Netherlands.* Journal of Coastal Research. SI56, ICS2009. 1617.

Bagnold, R. A. - (1956) - *Flow of cohesionless grains in fluid*. Royal Society, London, Philos. Trans. 249. 235 - 297.

Bagnold, R. A. - (1963) - *An approach of marine sedimentation*. Hill, M.N. (Ed.), The Sea, vol. 3. Interscience, New York. 507 - 528.

Bagnold, R. A. - (1966) - *An approach to the sediment transport problem.* Form. general physics geological survey prof. Paper 422-I. Washington.

Bailard, J. - (1981) - *An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach*. Journal of Geophysical Research. 86. 10398 - 10954.

Battiau-Queney, Y., Louche, B. et Tresca, A. - (2010) - *Hardelot-Plage (Pas-de-Calais): dynamique éolienne, résilience et rôle des aquifères sur l'évolution des systèmes plage-dune.* Les ateliers EUCC - France en Manche et mer du Nord. 43 - 54.

Battisto, G. M., Friedrichs, C. T., Miller, H. C. et Resio, D. T. - (1999) - *Response of OBS to mixed grain-size suspensions during Sandyduck'97*. Coastal sediment 99. Long Island, New York. 1. 297 - 312.

Battjes, J. A. - (1974) - Computation of set up, longshore currents, run up, and overtopping due to wind-generated waves. TU Delft digital repository (Netherlands). 251p.

Bauer, B. O. et Davidson - Arnott, R. - (2003) - A general framework for modeling sediment supply to coastal dunes including wind angle, beach geometry, and fetch effects. Geomorphology. 49. 1 - 2. 89 - 108.

Bayram, A., Larson, M. et Hanson, H. - (2007) - *A new formula for the total longshore sediment transport rate.* Coastal Engineering. 54. 9. 700-710.

Bayram, A., Larson, M., Miller, H. C. et Kraus, N. C. - (2001) - Cross-shore distribution of longshore sediment transport: comparison between predictive formulas and field measurements. Coastal Engineering. 44. 2. 79-99.

Beach, R. A. et Sternberg, R. W. - (1996) - *Suspended sediment transport in the surf zone: response to breaking waves*. Continental Shelf Research. 16. 1989 - 2003.

Belderson, R. H., Johnson, M. A. et Kenyon, N. H. - (1982) - *Bedforms.* Stride A.H. (ed.), Offshore Tidal Sands, Processes, and Deposits, 27-57.

Bertier, J. - (2009) - *Analyse multi-échelle de la morphodynamique d'une plage artificielle, avant-port ouest de Dunkerque (Nord de la France).* Thèse de doctorat de Géographie Physique. Université du Littoral Côte d'Opale. 315p.

Bertin, X., Castelle, B., Chaumillon, E., Butel, R. et Quique, R. - (2008) - *Longshore transport estimation and inter-annual variability at a high-energy dissipative beach: St. Trojan beach, SW Oleron Island, France*. Continental Shelf Research. 28. 1316 - 1332.

Bijker, E. - (1968) - *Littoral drift as function of waves and current.* Coastal Engineering Conference Proceedings. London, UK. 415 - 435.

Bijker, E. - (1971) - *Longshore transport computations*. Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division 97. 4. 687 - 703.

Bonnefille, R., Lepetit, J. P., Graffe, M. et Leroy, J. - (1971) - *Nouvel Avant-Port de Dunkerque. Mesures en Nature. Rapport n°3*. Direction des E. Et R., Rapport HC042/05, 35 p. + planches.

Booij, N., Ris, R. et Holthuijsen, L. - (1999) - *A third-generation wave model for coastal regions part i : Model description and validation*. Journal of Geophysical Research. 104 (C4). 7649 - 7666.

Brander, R. W. - (1999) - *Field observations of the morphodynamic evolution of low-energy rip current system*. Marine geology. 157. 199 - 217.

Brown, C. B. - (1950) - *in Rouse, H., ed., engineering hydraulics*. John Wiley & Sons, New York. 1039p.

Cadwell, J. M. - (1956) - *Wave action and sand movement near Anaheim Bay, California.* U.S Army of Corps Engineers, Beach Erosion Board, Technical Memorandum N°68.

Camenen, B. et Larroudé, P. - (2000) - *Numerical comparison of sediment transport formulae*. Sandwave Dynamics Workshop. Lille, France. 37 - 42.

Camenen, B. et Larroudé, P. - (2003) - *Comparison of sediment transport formulae for the coastal environment*. Coastal Engineering. 48. 111 - 132.

Carter, R. W. G. - (1988) - *Coastal environments. An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines.* Academic Press, London,. 617p.

Cartier, A. - (2008) - *Morphodynamique des dunes sous marines du Golfe Normand Breton: Caractérisation et Détermination de la dangerosité des corps sédimentaires pour le transport maritime*. Master Recherche Environnements Océaniques, Littoraux et Hauturiers. Université de Bordeaux I. 53p.

Cartier, A. et Héquette, A. - (2011a) - *Estimation of longshore and cross shore sediment transport on sandy macrotidal beaches of Northern France*. Proceedings Coastal sediments'11. Miami, Florida, USA. 2130 - 2143.

Cartier, A. et Héquette, A. - (2011b) - *Variation in longshore sediment transport under low to moderate conditions on barred macrotidal beaches.* Journal of coastal Research Special Issue. 57. 45 - 49.

Cartier, A., Larroudé, P. et Larroudé, P. - (2012) - *Comparison of sediment transport formulae with in-situ sedimentary flux on North Sea beaches and with morpho-evolution data on a Mediterranean beach*. ICCE, Santander 2012. Soumis.

Castelle, B. - *(2004) - Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l'action de la houle: application à la côte aquitaine*. Thèse de Doctorat, spécialité Océanographie, paléo-océanographie, Université de

Bordeaux I.

Castelle, B. et Bonneton, P. - (2004) - *Nearshore crescentic bars along the french aquitanian coast: observation, physical mechanisms and modeling*. Proceeding of the 9th International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay. Pau, France.

Castelle, B., Bonneton, P., Dupuis, H. et Sénéchal, N. - (2007) - *Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast: A review*. Marine geology. 45. 1-4. 141 - 159.

Chamley, H., Dewsez, S. et Christian, B. - (1986) - *Etude interdisciplinaire des fonds de sables envasés à abra influence des rejets de dragages sur les fonds sableux*. Rapport scientifique Ifremer. Convention région Nord Pas-de-Calais / Ifremer programme environnement 38p.

Chaverot, S. - (2006) - *Impact des variations récentes des conditions météo-marines sur les littoraux meubles du Nord - Pas - de - Calais.* Thèse de doctorat de Géographie. Université du Littoral Côte d'Opale. 266p.

Clabaut, P. - (1988) - *Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas de Calais*. Thèse de Doctorat. Université de Lille 1.

Clabaut, P. - (1991) - *Analyse des observations de houle au large de Dunkerque*. Rapport : Cabinet de Géologie littorale et marine. 8p.

Clique, P. M. et Lepetit, J. P. - (1986) - *Catalogue sédimentologique des côtes françaises, côtes de la mer du Nord et de la Manche.* (Ed. by Eyrolles). Laboratoire National d'Hydraulique. 133p.

Corbau, C., Ciavola, P., Gonzalez, R. et Ferreira, O. - (2002) - *Measurements of Cross-Shore Sand fluxes on a Macrotidal Pocket Beach (Saint-Georges Beach, Atlantic Coast, SW France)*. Journal of Coastal Research. Special Issue 36. 182-189.

Corbau, C., Howa, H., Tessier, B. et Chamley, H. - (1994) - *Evaluation du transport sédimentaire sur une plage macrotidale par traçage fluorescent, Dunkerque,France*. C.R.A.S., Paris, tome 319, série II. 1003 - 1009.

Daou, M., Cartier, A., Larroudé, P. et Héquette, A. - (2011) - *Comparison of sediment transport formulae with simulation of several storms on a Mediterranean beach and with in situ sedimentary flux on a North Sea beach.* Proceeding of the XVIIIth Telamac & Mascaret User Club, 19-21 October 2011, EDF Corporate University. Chatou, France.

Davidson - Arnott, R. - (2010) - *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology.* Cambridge University press, New York. 1. 442p.

Davidson, M. A., Russell, P., Huntley, D. et Hardisty, J. - (1993) - *Tidal asymmetry in suspended sand transport on a macrotidal intermediate beach*. Marine geology. 110. 3-4. 333-353.

Davies, A. G. - (1980) - *Geographical variations in coastal development.* Harlow: Oliver & Boyd.

Davies, A. G., Ribberink, J., Temperville, A. et Zyserma, J. A. - (1997) - *Comparisons between sediment transport models and observations made in wave and current flows above plane beds.* Coastal Engineering. 31. 163 - 198.

Davies, A. G., van Rijn, L. C., Damgaard, J. S., Van de Graaff, J. et Ribberink, J. S. - (2002) - *Intercomparison of research and practical sand transport models*. Coastal Engineering. 46. 1. 1-23.

Davis, R. A. et Hayes, M. O. - (1985) - *What is wave-dominated coast?* Marine geology. 60. 313 - 329.

De Vriend H. G. et Stive, M. J. F. - (1987) - *Quasi 3D modelling of nearshore currents*. Coastal Engineering. 11. 565 - 601.

De Vriend, H. G. - (1987) - *2DH mathematical modelling of morphological evolutions in shallow water. Coastal Engineering.* 11. 1 - 27.

Dean, R. G. - (1973) - *Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone.* Proceedings of the First Australian Conference on Coastal Engineering. Sydney, Australie. 208 - 214.

Dehouck, A., Dupuis, H. et Sénéchal, N. - (2009) - *Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France.* Marine geology. 266. 1-4. 1-17.

Despeyroux, Y. - (1985) - *Etude hydro-sédimentaire de l'estuaire de la Canche*. Thèse de Doctorat. USTL.

Dibajania, M. - (1995) - *Sheet flow transport formula extended and applied to horizontal plane problems.* Coastal Engineering, J.JPN. 38. 2. 178 - 194.

Dibajania, M. et Watanabe, A. - (1992) - *Sheet flow under nonlinear waves and currents*. Coastal Engineering. 2015 - 2029.

Dijkman, J. P. M. et Milisic, V. - (1982) - *Investigations on suspended sediment samplers*. Delft Hydraulics Laboratory – Jaroslav Cerni Institute, Report S410. The Netherlands.

Dohmen - Janssen, M. - (1999) - *Grain size influence on sediment transport in oscillatory sheet flow, phase-lags and mobile-bed effects.* PhD thesis, Delft University of Technology, The Netherlands.

Doucette, J. S. - (2000) - *The distribution of nearshore bedforms and effects on sand suspension on low-energy, micro-tidal beaches in Southwestern Australia.* Marine geology. 165. 41 - 61.

Downing, J. - (2006) - *Twenty-five years with OBS sensors: The good, the bad, and the ugly*. Continental Shelf Research. 26. 2299-2318.

Dyer, K. R. et Huntley, D. - (1999) - *The origin, classification and modelling of sand banks and ridges.* Continental Shelf Research. 19. 1285 - 1330.

Eaton, R. O. - (1950) - *Littoral processes on sandy coasts.* Proceedings, first Coastal Engineering conference. Long beach, California, Council on Wave research. Chapter 15. 140 - 154.

Engelund, F. et Hansen, E. - (1967) - *A monograph on sediment transport in alluvial streams.* Teknisk Vorlag, Copenhagen, Denmark. 62p.

Esteves, L. S., Lisniowski, M. A. et Wiliams, J. J. - (2009) - *Measuring and modelling longshore sediment transport.* Estuarine, Coastal and Shelf Science. 83. 47-59.

Esteves, L. S., Wiliams, J. J., Lisniowski, M. A. et Perotto, A. - (2007) - *Measured cross-shore and vertical variations in grain size, sorting and composition in suspended sediments transported by longshore currents*. Journal of Coastal Research. Special Issue. 50. 615 - 619.

Eversole, D. et Fletcher, C. H. - (2002) - *Longshore sediment transport rates on a reef-fronted beach: field data and empirical models Kaanapali Beach, Hawaii.* Journal of Coastal Research.19.

Folk, L. - (1954) - *Petrology of sedimentary rocks*. Austin Hemphill's. 154p.

Folk, L. et Ward, W. C. - (1957) - *Brazes river bar: a study in the significance of grain size parameters.* journal of Sedimentary Petrology. 27. 3 - 26.

Frijlink, H. C. - (1952) - *Discussion des formules de debit solide de Kalinske, Einstein et Meyer–Peter et Mueller compte tenue des mesures recentes de transport dans les rivieres Neerlandaises*. 2ème Journal Hydraulique Societe Hydraulique de France. Grenoble, France. 98 - 103.

Galvin, C. J. J. - (1968) - *Breaker type classification on three laboratory beaches.* Journal of Geophysical Research. 73. 3651 - 3659.

Gao, S. - (1995) - *A fortran program for grain-size trend analysis to define net sediment transport pathways*. Computers and Geosciences. 22. (4). 449 - 452.

Gao, S. et Collins, M. - (1991) - *A critique of the "McLaren Method" for defining sediment transport paths*. Sedimentary Petrology. 61. 143 - 146.

Gao, S. et Collins, M. - (1992) - *Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of transport vectors*. Sedimentary Geology. 81. 47-60.

Gao, S. et Collins, M. - (1994) - *Analysis of grain size trends, for defining net sediment transport patterns in marine environments*. Journal of Coastal Research. 10. 70 - 78.

Gao, S. et Collins, M. - (2000) - *The use of grain size trends in marine sediment dynamics: a review*. Chinese Journal of Oceanology and Limnology. 19. (3). 265 - 271.

Garret, C. - (1984) - *Tides and tidal power in the Bay of Fundy.* Endeavour. 8. (2). 58 - 64.

Grant, U. S. - (1948) - *Influence of watertable on beach aggradation and degradation.* Journal of Coastal Research. 7. 655 - 660.

Grant, W. D. et Madsen, O. S. - (1979) - *Combined wave and current interaction with a rough bottom*. Journal of Geophysical Research. 84. (C4). 1779 - 1808.

Grant, W. D. et Madsen, O. S. - (1986) - *The continental shelf bottom boundary layer.* Annual Review of Fluid Mechanics. 18. 265 - 305.

Grasmeijer, B. et Kleinhans, M. G. - (2004) - *Observed and predicted bed forms and their effect on suspended sand concentrations*. Coastal Engineering. 51. 351 - 371.

Greenwodd, B. et Osborne, P. D. - (1991) - *Equilibrium slopes and cross-shore velocity asymmetries in a storm-dominated barred nearshore system*. Marine geology. 96. 211 - 235.

Guza, R. T. et Thornton, E. B. - (1985) - *Velocity moments in nearshore.* Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering ASCE. 111. (2). 235 - 256.

Hachey, H. B. - (1934) - *The probable effect of tidal power development on Bay of Fundy tides.* Journal of Journal of the Franklin Institute. 217. (6). 747 - 756.

Hanson, H., Larson, M. et Kraus, N. C. - (2010) - *Calculation of beach change under interacting cross-shore and longshore processes*. Coastal Engineering. 57. 610 - 619.

Helley, E. J. et Smith, W. - (1971) - *Development and calibration of a pressure difference bed load sampler.* U.S. Geological Survey Open File Report, Washington, USA.

Hemdane, Y. - (2006) - *Dynamique hydro-sédimentaire d'une avant côte de type macrotidale: Le cas du littoral du Nord pas de Calais, France*. Thèse de doctorat de Géograhie physique. Université du Littorale Côte d'Opale. 210.

Héquette, A. et 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.

Héquette, A., Hemdane, Y. et Anthony, E. J. - (2008a) - *Sediment transport under wave and current combined flows on a tide-dominated shoreface, northern coast of France*. Marine Geology. 249. 226-242.

Héquette, A., Hemdane, Y. et Anthony, E. J. - (2008b) - *Determination of sediment transport paths in macrotidal shoreface environments: a comparison of grain-size trend analysis with near-bed current measurements*. Journal of Coastal Research. 24. 695 - 707.

Hjusltröm, F. - (1935) - *The Morphological Activity of Rivers as Illustrated by River Fyris*. Bulletin of the Geological Institute. Upsala. 25.

Houbolt, J. H. C. - (1968) - *Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea*. Geol. Mijnbouw. 47. 245 - 273.

Houthuys, R., De Moor, G. et Somme, J. - (1993) - *The shaping of the French-Belgian North Sea coast throughout recent geology and history*. In: Hillen R., Verhagen H.J. (eds), Coastlines of the southern North Sea, Coastal zone 1993, New-York, 27-41.

Hsu, T. J. et Raubenheimer, B. - (2006) - *A numerical and field study on inner-surf and swash sediment transport*. Continental Shelf Research. 26. 589 - 598.

Hubbell, D. W., Stevens, H. H., Skinner, J. V. et Beverage, J. P. - (1985) - *New approach to calibrating bed load samplers*. Journal of Hydraulic Engineering. 111. 4.

Inman, D. L. - (1979) - *Status of surf zone sediment transport relations.* Proceedings Workshop on coastal sediment transport, with emphasis on the National Sediment Transport Study. Univ. of Delaware, Dec. 2-3, 1976 (Sea Grant Report DEL-SG-15-78) Lewis, Delaware. 9 -20.

Iribarren, C. R. et Nogales, C. - (1949) - *Protection des ports.* Section II, Comm. 4, XVIIth Int. Nav. Congress. Lisbonne. 31 - 80.

Isenberg, O., Hezi, Y., Tsoar, H., Wenkart, R., Karnieli, A., Kok, J. F. et Katra, I. - (2011) - *Megaripple flattening due to strong winds*. Geomorphology. 131. 69 - 84.

Jeanson, M. - (2009) - *Morphodynamique du littoral de Mayotte – Des processus au réseau de surveillance.* Thèse de doctorat de Géographie. Université du Littoral Côte d'Opale. 347p.

Kamphuis, J. W. - (2010) - *Introduction to coastal engineering and management*. Advanced series on Ocean Engineering. 525p.

Kana, T. W. - (1976) - *Sediment transport rates and littoral processes near Price Inlet, S.C.* In: Terrigenous clastic depositional environments, (CRD-Tech. Rept. No.11), M. O. Hayes and T. W. Kana, editors, Dept. of Geology, Univ. of South Carolina, Columbia, SC, pp. 11-158 to 11-171.

Kana, T. W. - (1979) - *Suspended sediment in breaking waves.* Technical report No. 18-CRD, Coastal, Res., Div., Department of geology. University of South Carolina, Colombia, USA.

Karambas, T. V. - (2006) - *Prediction of sediment transport in the swash-zone by using a nonlinear wave model. Continental Shelf Research.* 26. 599 - 609.

Katori, S. - (1983) - *Measurement of sediment transport by streamer sand trap*, NERC. Rep. No. 17, TR-82-1. 110 - 117.

Khamphuis, J. W., Davies, M. H., Nairn, R. B. et Sayao, O. J. - (1986) - *Calculation of littoral sand transport rate*. Coastal Engineering. 10. 1-21.

King, C. A. M. - (1972) - *Beaches and Coasts.* 2ème édition, Edward Arnold, Londres,. 570p.

King, C. A. M. et Barnes, F. A. - (1964) - *Changes in the configuration of the intertidal beach zone of part of the Lincolnshore coast since 1951*. Zeitscrift für Geomorphologie. 8. 105 - 126.

King, C. A. M. et Wiliams, W. W. - (1949) - *The formation and mouvement of sand bars by wave action.* Geographic journal. 113. 73 - 85.

Komar, P. D. - (1978) - *Relative quantities of suspension versus bed-load transport on beaches*. Journal of Sedimentary Petrology. 48. 3. 921 - 932.

Komar, P. D. - (1998) - *Beach processes and sedimentation*. Oregon State University. Pearson Education. 2nd edition. 544.

Komar, P. D. et Inman D. L. - (1970) - *Longshore sand transport on beaches.* Journal of Geophysical Research. 75. 30. 5514 - 5527.

Kraus, N. C. - (1987) - *Application of portable traps for obtaining point measurements of sediment transport rates in the surf zone.* Journal of coastal Research. 3. 139-152.

Kraus, N. C. et Dean, J. L. - (1987) - *Longshore sediment transport rate distributions measured by trap*. Coastal sediment '87. 881 - 898.

Kraus, N. C., Gingerish, K. J. et Rosati, J. D. - (1989) - *Duck85 surf zone sand transport experiment: US Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, Mississippi*. Technical Report CERC-89-5. 48p.

Kroon, A. et Masselink, G. - (2002) - *Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England.* Marine geology. 190. 591 - 608.

Kularatne, S. R. et Pattiaratchi, C. - (2005) - *Sediment Resuspension and Cross-Shore Cycling in Nearshore Environments* Coastal Dynamics 2005 — State of the Practice, Proceedings of 5th International Conference Barcelona.

Kumar, V. S., Anand, N. M., Chandramohan, P. et Naik, G. N. - (2003) - *Longshore sediment transport rate—measurement and estimation, central west coast of India.* Coastal Engineering. 48. 95-109.

Delft Hydraulics Laboratory - (1958) - *Calibration of BTMA* (In Dutch). Report M601-I, The Netherlands.

Delft Hydraulics Laboratory - (1966) - *Development of bed load samplers* (In Dutch). Report M601-II, The Netherlands.

Delft Hydraulics Laboratory - (1969) - *Calibration of bed load samplers* (In Dutch) Report M601-III, The Netherlands.

Larson, M. et Kraus, N. C. - (1995) - *Prediction of cross-shore sediment transport and temporal scales at different spatial and temporal scales. Marine* geology. 126. 111 - 127.

Larson, M., Kraus, N. C. et Byrnes, M. R. - (1990) - *The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based Profile models.* Coastal Engineering. 47. 3. 295 - 327.

Larson, M., Kubota, S. et Erikson, L. - (2004) - *Swash-zone sediment transport and foreshore evolution: field experiments and mathematical modeling.* Marine geology. 212. 61-79.

Lebot, S. - (2001) - *Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes. Processus hydro-sédimentaires et enregistrement. Exemple du Pas de Calais*. Université de Lille 1.

Lebot, S. et Trentesaux, A. - (2004) - *Architecture of very large submarine dunes influenced by tide- and wind-generated processes (Dover Strait, northern France)*. Marine Sandwave and River Dune Dynamics. 1-2 April 2004. Enschede, the Netherlands.

Levoy, F. et Montfort, O. - (2002) - *Les transports sédimentaire sur les côtes sableuses, retour d'expérience sur la fiabilité des techniques de mesures.* VIIème Journées Nationales Génie Civil - Génie côtier. Anglet, France.

Levoy, F., Anthony, E., Barusseau, J.-P., Howa, H. et Tessier, B. - (1998) - *Morphodynamique d'une plage macrotidale à barres. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* - Series IIA - Earth and Planetary Science. 327. 12. 811-818.

Levoy, F., Monfort, O. et Larsonneur, C. - (2001) - *Hydrodynamic variability on megatidal beaches, Normandy, France.* Continental Shelf Research. 21. 6-7. 563-586.

Levoy, F., Montfort, O. et Rousset, H. - (1994b) - *Quantification of longshore transport in the surf zone on macrotidal beaches. Fields experiments along the western coast of Cotentin (Normandy, France).* 24th International Conference on Coastal Engineering. Kobé, Japon. 2282-2296.

Levoy, F., Montfort, O., Rousset, H. et Larsonneur, C. - (1994a) - *Modélisation des transports sédimentaires sur les plages macrotidales: validation des formules de transport sous l'intéraction houle-courant à l'aide de mesure in situ: Application à*

la côte ouest du Cotentin (Normandie, France). La Houille Blanche. 4. 71-76.

Li, M. Z. et Amos, C. L. - (1994) - *SEDTRANS92: a sediment transport model for continental shelves.* Computers and Geosciences. 21. 533 - 554.

Li, M. Z. et Amos, C. L. - (2001) - *SEDTRANS96: the upgraded and better calibrated sediment-transport model for continental shelves*. Computers and Geosciences. 27. 619 - 645.

Liu, W., Berné, S., Saito, Y., Trentesaux, A., Uehara, K., Yin, P., Liu, J. P., Li, C., Hu, G. et Wang, X. - (2007) - *Internal architecture and mobility of tidal sand ridges in the East China Sea*. Continental Shelf Research. 27. 1820 - 1834.

Longuet-Higgins, M. S. - (1970) - *Longshore currents generated by obliquely Incident waves*. Journal of Geophysical Research. 75. 6790 - 6801.

Longuet-Higgins, M. S. - (1972) - *Recent progress in the study of longshore currents.* Waves proceedings of the 15th Coastal Engineering Conference, Amer. Soc. Civil. Engrs. 1093 - 1112.

Madsen, O. S. et Grant, W. D. - (1976) - *Sediment transport in the coastal environment.* Number 209, M.I.T. Ralph M. Parsons Lab.

Maspataud, A. - (2011) - *Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieur macrotidal.* Thèse de doctorat GEPO (Géosciences, Ecologie, Paléontologie, Océanographie). Université du Littoral Côte d'Opale. 516p.

Maspataud, A., Idier, D., Larroudé, P., Sabatier, F., Ruz, M.-H., Charles, E., Lecacheux, S. et Héquette, A. - (2010) - *L'apport de modèles numériques pour l'étude morphodynamique d'un système dune-plage macrotidal sous l'effet des tempêtes : plage de la dune Dewulf, Est de Dunkerque, France*. XIèmes Journées Nationales Génie Civil-Génie Côtier. Les Sables d'Olonne. 353 - 360.

Maspataud, A., Larroudé, P., Héquette, A., Sabatier, F., Ruz, M.-H. et Idier, D. - (2012) - *Comparison of numerical models for simulating the morphodynamic response of a macrotidal beach-dune system under fair-weather and storm conditions*. Soumis.

Masselink, G. - (2004) - *Formation and evolution of multiple intertidal bars on macrotidal beaches application of a morphodynamic model*. Coastal Engineering. 51. 713 - 730.

Masselink, G. et Anthony, E. J. - (2001) - *Location and height of inter-tidal bars on macrotidal ridge and runnel beaches*. . Earth Surface Processes and Landforms. 26. 759 - 774.

Masselink, G. et Hegge, B. - (1995) - *Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia.* Marine geology. 129. 1- 23

Masselink, G. et Pattiaratchi, C. - (2000) - *Tidal asymmetry in sediment resuspension on a macrotidal beach in northwestern Australia.* Marine Geology. 163. 257-274.

Masselink, G. et Short, A. D. - (1993) - *The effect of tidal range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model.* Journal of Coastal Research. 9. (3). 785 - 800.

Masselink, G., Kroon, A. et Davidson - Arnott, R. - (2006) - *Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings — A review.* Geomorphology. 73. 33 - 49.

Mc Cave, I. N. - (1971) - *Sand waves in the North Sea off the coast of Holland*. Marine geology. 10. (3). 199 - 225.

Mc Laren, P. - (1981) - *An interpretation of trends in grain-size measures*. Journal of Sedimentary Petrology. 51. (2). 611 - 624.

Mc Laren, P. - (1993) - *Longshore variation of grainsize distributions along the coast of the Rhone Delta, Southern France: A test of the "McLaren Model"-Discussion*. Journal of Coastal Research. 9. (4). 1136 - 1141.

Mc Laren, P. et Bowles, D. - (1985) - *The effects of sediment transport on grain-size distribution*. Journal of Sedimentary Petrology. 55. (4). 457 - 470.

Meurrisse, M., Van Vliet-Lanoë, B., Talon, B. et Recourt, P. - (2005) - *Complexes dunaires et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France*. Geoscience. 337. 675 - 684.

Michel, D. - (1997) - *Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire*. Thèse de Doctorat. Université de Bordeaux I. 162p.

Michel, D. et Howa, H. - (1999) - *Short term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mésotidal sandy beach*. Journal of Coastal Research. 15. (2). 428 - 437.

Miller, H. C. - (1999) - *Field measurements of longshore sediment transport during storms.* Coastal Engineering. 36. 310 - 321.

Mulrennan, M. E. - (1992) - *Ridge and runnel beach morphodynamics: an example from the central east coast of Ireland*. Journal of Coastal Research. 8. 906 - 918.

Munch - Peterson, J. - (1938) - *Littoral drift formula.* Beach erosion Board Bullettin. U.S Army Engineer Waterways experiment Station Vicksburg, MS. Vol.4, N°4. 1 - 31.

Neumeier, U., Ferrarin, C., Amos, C. L., Umgiesser, G. et Li, M. Z. - (2008) - *Sedtrans05: An improved sediment-transport model for continental shelves and coastal waters with a new algorithm for cohesive sediments*. Computers and Geosciences. 34. 1223 - 1242.

Nickling, W. G. et Davidson - Arnott, R. - (1990) - *Aeolian sediment transport on beaches and coastal sand dunes.* Canadian Symposium on Coastal San Dunes.

Oblinger, A. - (2008) - *Caractérisation morphodynamique des sites de Malo-les-bains et de Calais-Hoverport, Nord de la France : spécificités de deux sites macrotidaux originaux du sud de la Mer du Nord. Thèse de Doctorat de Géographie physique*. Université du Littoral Côte d'Opale. 178p.

Orford, J. D. - (1985) - *Murlough Spit, Dundrum Bay*. In Field Guide to Northern Ireland, Whalley B, Smith BJ, Orford JD, Carter RW (eds), Queens University: Belfast. 68 - 76.

Orford, J. D. et Wright, P. - (1978) - *What's in a name? Descriptive or genetic implications of dridge and runnel topography*. Marine geology. 28. M1 - M8.

Osborne, P. D. et Vincent, C. E. - (1996) - *Vertical and horizontal structure in suspended sand concentrations and wave-induced fluxes over bedforms.* Marine geology. 131. 195 - 208.

Paskoff, R. - (2004) - *Côtes en danger*. 2e édition : L'Harmattan. 250p.

Paullos, S. E. et Ballay, A. - (2010) - *Gain size trend analysis for the determination of non-biogenic sediment transport pathways on the Kwinte Bank (Southern North Sea), in relation to sand Dredging*. Journal of Coastal Research. Special Issue. 51. 95 - 100.

Pedreros, R., Howa, H. et Michel, D. - (1996) - *Application of grain size trends analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas.* Marine geology. 135. 35 - 49.

Pierre, G. - (2005) - *Structure et évolution des falaises gréseuses et argileuses du cap Gris-Nez (Boulonnais, France).* Géomorphologie: reliefs, processus, environnement. 3.

Plomaritis, T. A., Paphitis, D. et Collins, M. - (2008) - *The use of grain size trend analysis in macrotidal areas with breakwaters: Implications of settling velocity and spatial sampling density.* Marine geology. 253. (6-7). 132 - 148.

Puleo, J. A., Johnson, R. V., Butt, T., Kooney, T. N. et Holland, K. T. - (2006) - *The effect of bubbles on optical backscatter sensors.* Marine geology. 230. 87-97.

Reichmüth, B. - (2003) - *Contribution à la connaissance de la morphodynamique des plages à barres intertidales: Approche expérimentale, Côte d'Opale,* Nord de la France. Académie de Lille. Thèse de doctorat. Université du Littoral Côte d'Opale. 247.

Reichmüth, B. et Anthony, E. J. - (2002) - T*he variability of ridge and runnel beach morphology: examples from Northern France*. Journal of Coastal Research. Special Issue 36. 612-621.

Ribberink, J. - (1998) - *Bed-load transport for steady flows and unsteady oscillatory flows*. Coastal Engineering. 34. 52 - 82.

Ribberink, J. et Al Salem, A. - (1994) - *Sediment transport in oscillatory boundary layers in cases of rippled beds and sheet flow.* Journal of Geophysical Research. 99 (C6). 707– 727.

Ribberink, J. et Chen, Z. - (1993) - *Sediment transport of fine sand under asymmetric oscillatory flow*. Delft Hydraulics, Report H840, Part VII, The Netherlands.

Rogers, A. L. et Ravens, T. M. - (2008) - *Measurement of Longshore Sediment Transport Rates in the Surf Zone on Galveston Island, Texas.* Journal of Coastal Research. 2. 62 - 73.

Rosati, J. D. et Kraus, N. C. - (1989) - *Development of a portable sand trap for use in the nearshore.* Department of the army, U.S. Corps of Engineers. Technical report CERC. 89-91. 181.

Rosati, J. D., Gingerish, K. J. et Kraus, N. C. - (1990) - *Superduck surf zone sand transport experiment.* Technical report, CERC-90-10 U.S Army Engineer Waterway Experiment Station, CERC, Vicksburg, Miss.

Rosati, J. D., Gingerish, K. J. et Kraus, N. C. - (1991) - *East pass and Ludington sand transport data collect project: Data report*.

Technical report. CERC, 91-3. US army Engineer Waterways experiment station, CERC, Viksburg, Mississippi.

Russell, P. et Huntley, D. - (1999) - *A cross-shore transport "shape function" for high energy beaches*. Journal of Coastal Research. 15. 198 - 205.

Ruz, M. et Meur-Ferec, C. - (2004) - *Influence of high water levels on aeolian sand transport: upper beach/dune evolution on a macrotidal coast, Wissant Bay, northern France*. Geomorphology. 60. 1-2. 73-87.

Ruz, M.-H., Héquette, A. et Maspataud, A. - (2009) - *Identifying forcing conditions responsible for foredune erosion on the northern coast of France*. Journal of Coastal Research. Special Issue. 56. 356 - 360.

Sabatier, F. - (2001) - *Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhone*. Thèse de Doctorat. Université Aix-Marseille III.

Sabatier, F., Samat, O., Chaibi, M., Lambert, A. et Pons, F. - (2004) - *Transport sédimentaire de la dune à la zone du déferlement sur une plage sableuse soumise à des vents de terre.* VIIIèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier. Compiègne, 7-9 septembre 2004. 223 - 229.

Savage, R. P. - (1962) - *Laboratory Determination of Littoral Transport rates*. Journal of the Waterways, Port. Coastal. Coastal and Ocean Division. American Society of Civil Engineers, No. WW2,. 69 - 92.

Schoonees, J. S. et Theron, A. K. - (1993) - *Review of the field-data base for longshore sediment transport*. Coastal Engineering. 19. 1 - 25.

Schoonees, J. S. et Theron, A. K. - (1995) - *Evaluation of 10 cross-shore sediment transport morphological models.* Coastal Engineering. 25. 1 - 41.

Scripps Institute of Oceanography - (1997) - *A statistical study of wave conditions at five locations along California Coast*. Wave report N°68, University of California, San Diego.

Sedrati, M. - (2006) - *Morphodynamique transversale et longitudinale de plages à barres intertidales en domaine macrotidales et en conditions de forte agitation: Baie de Wissant, Nord de la France*. Thèse de Doctorat de Géographie physique. Université du Littoral Côte d'Opale.

Sedrati, M. et Anthony, E. J. - (2007) - *Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach.* Marine Geology. 244. 209-229.

Sénéchal, N. - (2003) - *Etude de la propagation des vagues au-dessus d'une bathymétrie complexe en zone de surf.* Thèse de Doctorat. Université de Bordeaux I. 241p.

Shields, A. - (1936) - *Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement*. Mitteilunger der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau. 26. 5 - 24.

Shore Protection Manual - (1984) - *Coastal engineering Research Center*. U.S Army Corps of Engineers, 4th Ed. Washington, DC 20314.

Short, A. D. - (1991) - *Macro-meso tidal beach morphodynamics – An overview*. Journal of Coastal Research. 7. 417 - 436.

Simmonds, D. J., O'Hare, T. et Huntley, D. - (1996) - *The influence of long waves on macrotidal beach morphology*. Proceedings of the 25th International Conference on Coastal Engineering, ASCE. New York. 3090 - 3103.

Singh, A. K., Deo, M. C. et Kumar, V. S. - (2007) - *Prediction of littoral drift with artificial neural networks.* Hydrology and Earth System Sciences Discussion. 4. 2497 - 2519.

Sipka, V. - (1998) - *Les plages macrotidales du Nord – Pas-de-Calais: contexte environnemental et caractérisation morphodynamique.* Thèse de doctorat de Géographie Physique. Université du Littoral Côte d'Opale. 207p.

Sipka, V. et Anthony, E. J. - (1999) - *Morphology and Hydrodynamics of a macrotidal ridge and runnel beach under modal low conditions.* Journal de Recherche Océanographique. 24. 25-31.

Smith, E. R. et Kraus, N. C. - (1991) - *Laboratory study of breaking waves on bars and artificial reefs.* Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering. 117. (4). 307 - 325.

Smith, E. R. et Wang, P. - (2001) - *Longshore sediment transport as a function of energy dissipation.* ASCE Conf. Proc. Ocean Wave Measurement and Analysis.

Soulié, F. - (2005) - *Cohesion par capillarité et comportement mécanique de milieux granulaires.* Thèse de Doctorat de Mécanique, Génie Mécanique, Génie Civil. Université de Montpellier II. 139.

Soulsby, R. - (1997) - *Dynamics of marine sands, a manual for practical applications*. Thomas Telford, Wallingford, England.

Spiegel, M. R. - (1961) - *Schaum's Outline of Theory and Problems in Statistics*. New York: Mcgraw-Hill.

Stépanian, A. - (2002) - *Evolution morphodynamique d'une plage à Barres: Omaha beach (Normandie).* Thèse de Doctorat Spécialité: Sciences de la Terre et de l'Univers, Espace. Université de Caen / Basse Normandie.

Stépanian, A. et Levoy, F. - (2003) - *Séquences d'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale: l'exemple d'Omaha beach (Normandie, France) Morphodynamical evolution sequences of intertidal bars on a macrotidal beach: case study of Omaha beach (Normandy,* France). Oceanologica Acta. 26. 2. 167-177.

Stépanian, A., Vlaswinkel, B., Levoy, F. et Larsonneur, C. - (2001) - *Sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach during accretion conditions.* Proceedings Coastal Dynamics '01, ASCE. New York. 1017 - 1027.

Sternberg, R. W. - (1972) - *Predicting initial motion and bedload transport of sediment particles in the shallow marine environment*. In: Swift, D.J.P., Duane, D.B., Pilkey, O.H. (Eds.), Shelf Sediment Transport, Process and Pattern, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., pp. 61–83.

Tessier, B. - (1997) - *Signature des rythmes tidaux dans les séries sédimentaires*. Lille. Mémoire HDR. Université des sciences et techniques de Lille.

Tessier, B., Corbau, C., Chamley, H. et Auffret, J. P. - (1999) - *Internal structure of shoreface banks revealed by high-resolution seismic reflection in a macrotidal environment (Dunkerque Area, Northern France).* Journal of Coastal Research. 15. (3). 593 - 606.

Thornton, E. B. et Guza, R. T. - (1982) - *Energy saturation and phase speeds measured on a natural beach.* Journal of Geophysical Research. 87. (C12). 9499 - 9508.

Thornton, E. B. et Guza, R. T. - (1983) - *Transformation of wave height distribution.* Journal of Geophysical Research. 88. 5925 - 5938.

Tonk, A. et Masselink, G. - (2005) - *Evaluation of longshore transport equations with OBS sensors, streamer traps, and fluorescent tracer.* Journal of Coastal Research. 21. 5. 915 - 931.

Trentesaux, A., Stolk, A. et Berné, S. - (1999) - *Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea.* Marine Geology. 159. 253 - 272.

Tresca, A. - (2006) - *Évolution géomorphologique d'une côte sableuse anthropisée: l'exemple d'Hardelot-plage*. Mémoire de Master 2 Environnement. USTL.

Turner, R. J. - (1990) - *The effects of mid-foreshore groundwater effluent zone on tidal cycle sediment distribution in Puget Sound.* Journal of Coastal Research. 6. 3. 597 - 610.

Turner, R. J. - (1993) - *Water table outcropping on macrotidal beaches: a simulation model*. Marine geology. 115. 227 - 238.

U.S Army Corps of Engineers - (1966) - *Shore Protection, Planning and Design*. TR N°4, Coastal Engineering Research Center, U.S Armey Engineers Waterways Experiment Station.U.S Armey Engineers Waterways Experiment Station. Vicksburg, MS.

Van der Wal, D. - (1997) - *Effects of fetch and surface texture on aeolian sand transport on two nourished beaches.* Journal of Arid Environments. 39. 533 - 547.

Van Houwelingen, S. - (2004) - *Spatial and temporal variability in ridge and runnel morphology along the North Lincolnshire Coast, England*. Phd Thesis. Loughborough University.

Van Maanen, B., Ruiter, d. P. J. et Ruessink, B. G. - (2009) - *An evaluation of two alongshore transport equations with field measurements.* Coastal Engineering. 56. 313 - 319.

Van Rijn, L. - (1979) - *Pump-filter Sampler*. Delft Hydraulics Laboratory – Report S404, The Netherlands.

Van Rijn, L. - (1986) - *Mathematical modelling of suspended sediment in non uniform flow.* Journal of Hydraulic Engineering. ASCE, 112. N°9, September.

Van Rijn, L. - (2009) - *Prediction of dune erosion due to storms*. Coastal Engineering. 56. (4). 295 - 327.

Van Rijn, L. C. - (1993) - *Manual sediment transport measurements*. Publ. Aqua Publications, Zwolle, the Netherlands.

Van Rijn, L. C. - (1993) - *Manual sediment transport measurements*. Publ. Aqua Publications, Zwolle, the Netherlands.

Van Rijn, L. C. - (1993) - *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*. Publ. Aqua Publications, Zwolle, the Netherlands.

Van Rijn, L., Walstra, D. R., Grasmeijer, B., Sutherland, T. F., Pan, S. et Sierra, J. P. - (2003) - *The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based Profile models*. Coastal Engineering. 47. (3). 295 - 327.

Van Son, S. T. J. - (2009) - *Monitoring and modeling nearshore morphodynamic behaviour on storm time scales.* Master of Science thesis report, TU Delft,. 103p.

Van Thiel de Vries, J. - (2009) - *Dune erosion during storm surges*. Thèse de doctorat. Delft University of Technology. 200p.

Vantrepotte, V., Brunet, C., Mériaux, X., Lécuyer, E., Vellucci, V. et Santer, R. - (2007) - *Bio-optical properties of coastal waters in the Eastern English Channel*. Estuarine, Coastal and Shelf Science. 72. 201 - 212.

Vellinga, P. - (1983) - *Predictive Computational Model for Beach and Dune Erosion during storm Surges.* Proc. Coastal Structures Conference, American Society of Civil Engineers. 806 - 819.

Villaret, C. - (2004) - *Modélisation du transport littoral.* VIIIèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier, 7-9 septembre 2004. Compiègne. 251 - 260.

Vincent, C. E. et Osborne, P. D. - (1995) - *Predicting suspended sand concentration profiles on a macro-tidal beach*. Continental Shelf Research. 15. 1497 - 1514.

Vincent, C. E., Hanes, D. M. et Bowen, A. J. - (1991) - *Acoustic measurements of suspended sand on the shoreface and the control of concentration by bed roughness*. Marine geology. 96. 1 - 18.

Voogt, L., Van Rijn, L. C. et Van der Berg, J. - (1991) - *Sediment transport of fine sand at height velocities.* Journal of Hydrology Engineering. 117. 869 - 890.

Voulgaris, G. et M.B., C. - (2000) - *Sediment resuspension on beaches: response to breaking waves*. Marine geology. 167. 167 - 187.

Voulgaris, G., Simmonds, D., Michel, D., Howa, H., Collins M.B. et Huntley, D. - (1998) - *Measuring and modelling sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach: an intercomparison*. Journal of Coastal Research. 14. 1. 315-330.

Wang, P. - (1998) - *Longshore sediment transport flux in water column and across the surf zone*. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering. May/June.

Wang, P., Ebersole, B. A., Smith, E. R. et Johnson, B. D. - (2002) - *Temporal and spatial variations of surf-zone currents and suspended sediment concentration*. Coastal Engineering. 46. 175-211.

Wang, P., Kraus, N. C. et Davis, R. A. - (1998) - *Total longshore sediment transport rate in the surf zone-field measurement and empirical predictions*. Journal of Coastal Research. 14. 269 - 282.

Watts, G. M. - (1953) - *A study of sand movement at south Lake Worth Inlet, Florida*. Beach Erosion Board. TM n°42, U. S. A. E. W. E. S., Vicksburg MS.

Wentworth, C. K. - (1922) - *A scale of grad and class term for clastic sediments.* Journal of Geology. 30. 377 - 392.

White, T. E. - (1998) - *Status of measurement techniques for coastal sediment transport*. Coastal Engineering. 35. 17 - 45.

Wijnberg, K. M. et Kroon, A. - (2002) - *Barred beaches.* Geomorphology. 1212. 103 - 120.

Williams, J. J., Bell, P. S., Thorne, P. D., Trouw, K., Hardcastle, P. J. et Humphery, J. D. - (2000) - *Observed and predicted vertical suspended sediment concentrations profiles and bedforms in oscillatory-only flow.* Journal of Coastal Research. 16. 698 - 708.

Wright, P. - (1976) - *The Morphology, Sedimentary Structures and Processes of the Foreshore at Ainsdale*. Phd Thesis. University of Reading.

Wright, P. et Short, A. D. - (1983) - *Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia.* In CRC Handbook of coastal processes and erosion, P. D. Komar (editor). Pp. 35 - 64. Boca Raton, FL: CRC Press.

Wright, P. et Short, A. D. - (1984) - *Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis*. Marine geology. 56. 93 - 118.

Wright, P., Guza, R. T. et Short, A. D. - (1982) - *Dynamics of a high energy dissipative surf zone.* Marine geology. 45. 41 - 62.

Yalin, M. S. - (1963) - *An expression for bedload transportation*. Journal of Hydraulics Division, Proceedings ASCE 89 (HY3). 105 - 119.

Yu, Y., Sternberg, R. W. et Beach, R. A. - (1993) - *Kinematics of breaking waves and associated suspended sediment in the nearshore zone*. Continental Shelf Research. 13. (11). 1219 - 1242.

Zengh, J. et Hu, J. - (2003) - *Calculation of longshore sediment transport in Shijiu Bay*. International Conference on Estuaries and Coasts, November 9-11. Hangzhou, China.

Liste des Figures, des Tableaux et des Photographies

Chapitre I - Contexte Général et Présentation des Sites d'Etude

Fig. I-1: Classification des différents types de transport en fonction de la taille des sédiments (D'après Van Rijn, 1993b). 15

Fig. I-2: Localisation des différentes zones hydrodynamiques dans le profil ainsi que la zone d'étude. 16

Fig. I-3 : Caractérisation des différentes zones hydrodynamiques ainsi que la distribution des vitesses longitudinales. A) Localisation des zones hydrodynamiques sur plage à barres (D'après Davidson- Arnott, 2010 ; modifié) ainsi que leur position in situ (B). C) Distribution des vitesses de courants longitudinaux sur une plage à barre. 17

Fig. I-4: Le courant de retour ainsi que sa distribution verticale sur une plage sableuse. 18

Fig. I-5 : Distribution des marnages moyens de vive-eau à l'échelle mondiale (d'après Davies, 1980) 19

Fig. I-6: Localisation de la Côte d'Opale et des sites d'étude 21

Fig. I-7 : Roses des vents annuelles de la Côte d'Opale (Données météo France, 2010) 22

Fig. I-8: Evolution de la marée réelle en Manche et dans la partie méridionale de la mer du Nord. Les lignes bleues représentent les lignes d'iso marnage moyen de vive-eau (cotidales). Les lignes rouges correspondent aux points se trouvant en pleine mer à la même heure par rapport à Brest. (Ex : la pleine mer est atteinte 11h après la pleine mer à Brest) (Source : site web Ifremer.) 23

Fig. I-9: Cartes des courants de surface au cours de la marée descendante puis montante (Augris et al., 1990) 23

Fig. I-10: Evolution relative de l'intensité des courants de marée et des vagues sur le littoral du Nord Pas-de-Calais du large vers la côte (D'après Augris et al., 1990). 24

Fig. I-11: Roses des houles au niveau de Dunkerque (Bonnefille et al., 1971) et du Touquet (Despeyroux, 1985). 25

Fig. I-12 : Direction des transits sédimentaires au niveau du détroit du Nord Pas-de-Calais ainsi que la localisation des principaux groupes de bancs tidaux et de vagues de sable (modifié, d'après Dewez et al., 1989 ; Stride, Belderson et al., 1982 ; McCave, 1971 et Houbolt, 1968). 27

Fig. I-13: Evolution du trait de côte de la Côte d'Opale entre 1963 et 2000 (Chaverot, 2006). 27

Fig. I-14: Synthèse des localisations géographiques de chaque site d'étude (Orthophoto, 2005). Les rectangles définissent les zones d'étude sur chaque site où ZY correspond à Zuydcoote ; WI à Wissant et HA à Hardelot. Les chiffres définissent l'année à laquelle la campagne s'est déroulée. P1, P2 et PC correspondent au transects mesures. Les photos ne reflètent pas le moment où le profil a été levé. 29

Fig. I-15: Hauteur d'eau en période de vive eau moyenne (Coeff. 95) pour chaque site d'étude. 30

Fig. I-16: Classification des types de plage Masselink et Short (1993) en fonction de la vitesse de chute des particules adimensionnelle (Dean, 1973) et du marnage relatif (RTR) (D'après Davidson – Arnott, 2010). 31

Fig. I-17: Classification des environnements littoraux en fonction du marnage moyen et de la hauteur de vague moyenne (Davis et Hayes, 1984). 32

Fig. I-18: Extrait de la carte marine (SHOM) au niveau du site d'étude de Zuydcoote ainsi qu'un profil bathymétrique entre la côte et le banc du Hills. 34

Fig. I-19: A) Profil topographique type de la zone d'étude, Dune Dewulf (Maspataud, 2011). B) Photographie de la plage au pied de la dune Dewulf à marée haute. C) Micro falaise suite à un évènement tempétueux. 34

Fig. I-20: Evolution du trait de côte de la baie de Wissant entre 1949 et 2000 (Héquette et aernouts, 2006) 37

Fig. I-21: A) Extrait de la carte marine (SHOM) avec la localisation du Banc à la Ligne. B) Représentation schématique de la formation d'un banc en drapeau (Dyer and Huntley, 1999). 38

Fig. I-22: Localisation de la zone d'étude par rapport aux suivis topographiques réalisés par Sedrati (2006) 39

Fig. I-23: Coupe topographique au niveau de la Dune du Mont St Frieux (Battiau Queney et al., 2010) 41

Fig. I-24: Planche photos caractérisant le site d'Hardelot plage. 42

Fig. I-25: Typologie du large et de l'avant côte au droit de la façade Manche. A) Extrait de la carte sédimentologique du SHOM. B) Schéma de la couverture sédimentaire dans les petits fonds (Chamley et al., 1986). C) Coupe de la Bassure de Baas d'après des profils de sismique réflexion (Augris et al., 1995). 43

Fig. I-26 : Relation spatio-temporelle des systèmes morphodynamique côtiers (D'après Stive et al., 1991) 44

Tab. I-1 : Détermination du type de plage en fonction du paramètre de Dean (1973) (Ω) et du marnage relatif (RTR) de Masselink et Short (1993). Ws est la vitesse de chute des particules en m.s-1 ; TR le marnage de vive eau moyenne (Coef. 90) ; Hb la hauteur au déferlement moyenne en mètre ; T la période moyenne en seconde. 31

Photo I-1: Photographie du système barre bâche de la baie de Wissant 20

Photo I-2 : Epave "le Kestrel" au niveau de la zone intertidale de Zuydcoote. 33

Photo I-3 : A) Erosion de la dune au sud de la baie lors d'un évènement tempétueux. B) Blockhaus au niveau de l'estran parfois submergé lors des tempêtes. 35

Photo I-4 : La digue de Wissant en 1998 (A) et en 2007 (B). Le niveau du sable s'est abaissé d'environ 8 m. C) Submersion de la digue lors de la tempête de mars 2010. 36

Photo I-5 : Situation du trait de côte au niveau de la dune d'Amont dans les années 30 (A) et en 2010 (B). La dune blanche végétalisée en 2010 se situe approximativement au niveau de la laisse de haute mer en 1930 témoignant d'une avancée du trait de côte et d'un apport de sédiment significatif. 36

Photo I-6 : A) Limite entre la falaise calcaire et la dune d'Amont. La falaise continue derrière la dune et constitue donc une falaise fossile surmontée d'une dune dite d'épaulement (Sipka, 1998). B) Mégarides au niveau de l'estran. 38

Photo I-7 : Affleurement de tourbe au niveau du haut de la zone intertidale de Hardelot plage. 40

Photo I-8 : Bouchots sur la zone intertidale située au pied de la dune du Mont St Frieux. 40

Chapitre II - Approche Méthodologique et Récapitulatif des Données Acquises Lors de Chaque Expérimentation

Fig. II-1 : A) Photographie d'un ADCP déployé sur l'estran. B) Schéma technique d'un ADCP 52

Fig. II-2 : A) Photographie d'un Midas DWR Valeport sur l'estran. B) Schema technique d'un Midas DWR Valeport. 52

Fig. II-3: A) Photographie d'un S4 ADW déployé sur l'estran. B) Schéma technique d'un S4 ADW. 53

Fig. II-4 : A) Hélice du courantomètre à main Swoffer 3000. B) Data logger Swoffer 3000. 53

Fig. II-5 : Hauteur relative des vagues (Hs.h-1) comparée aux vitesses transversales (Vt) pour l'ensemble des campagnes. Les données sont comparées en fonction de la campagne et de la localisation de l'appareil sur l'estran (Vt > 0 à orienté vers le large ; Vt < 0 à orienté vers la plage). Les données de chaque campagne sont ensuite regroupées par site pour déterminer la hauteur au déferlement. 57

Fig. II-6 : Les différents types de déferlement (D'après Galvin, 1968 dans Davidson – Arnott, 2009) 58

Fig. II-7 : Projection des vitesses de courant Vn et Ve en vitesses Vl et Vt. 60

Fig. II-8 : Hauteurs des points de mesures de la vitesse du courant pour chaque courantomètre. 61

Fig. II-9: Exemple de comparaison entre le profil de vitesse mesuré par l'ADCP à une profondeur de 1,2 m et le profil modélisé par l'expression générale de distribution des vitesses dans la colonne d'eau. 61

Fig. II-10 : Formation et direction théorique du courant généré par le déferlement des vagues en zone de surf en fonction de l'orientation des houles incidentes. 62

Fig. II-11 : Détermination des secteurs de direction de courant pour chaque site d'étude 63

Fig. II-12 : Déploiement côte à côte d'un S4 ADW et un ADCP en Baie de Wissant (a), et les corrélations de la hauteur d'eau (b), la hauteur significative de la houle (c), le courant longitudinal (d)et le courant transversal (e) à partir d'enregistrements simultanés des deux courantomètres (Sedrati, 2006). 64

Fig. II-13 : Co-déploiement d'un ADV, d'un ADCP et d'un Midas DWR à Dunkerque (a) ; comparaison de la hauteur significative de la houle (b) ; corrélation de la hauteur significative de la houle entre l'ADCP et l'ADV (c), l'ADCP et le Midas DWR (d) et entre l'ADV et le Midas DWR (e) (Jeanson, 2009). 64

Fig. II-14: Piège à sédiment tel qu'il a été développé par Kraus (1987). 67

Fig. II-15: Schéma des pièges à sédiment utilisés lors de l'étude. Les cotes sont en mètres. 67

Fig. II-16 : A) Granulomètre laser Beckman Coulter LS 230. B) Exemple de courbe granulométrique d'un échantillon de sable (Aubry, 2010). 71

Fig. II-17 : Méthode Gao et Collins appliquée à notre zone d'étude. A) Grille d'échantillonnage sur l'estran. B) Différenciation de 4 grilles d'échantillonnage pour les deux journées de mesure. C) Distances critiques pour une grille d'échantillonnage 73

Fig. II-18 : Dispositif de mesures topographiques par station DGPS Leica Système 1200 (D'après Maspataud, 2011) 75

Fig. II-19 : Exemple d'artefacts et de mégarides sur des MNT 3D et des cartes différentielles. 76

Fig. II-20 : Technique de calcul de la hauteur des barres, basée sur la méthode appliquée par Masselink et Anthony, 2001 (Dans Reichmüth, 2003). 76

Fig. II-21 : A) Exemple de localisation des appareils sur le profil, WI10. B) Positionnement des appareils courantométrique s sur le terrain, HA10. 77

Fig. II-22 : Méthode de terrain lors des 3 premières campagnes de terrain (ZY08, WI09 et HA09). 80

Fig. II-23 : Méthode de terrain commune aux trois dernières campagnes de terrain, ZY09, WI10 et HA10. 80

Fig. II-24 : Méthode d'échantillonnage lors de la campagne de Hardelot en 2010 (HA10) pendant de fortes conditions d'agitation (A), la structure avec 5 filets est dans la zone de surf mais proche du déferlement, elle est en revanche dans la zone de levée lors de conditions plus faibles (B). 84

Fig. II-25 : Localisation des instruments hydrographiques sur un MNT 2D et localisation des instruments hydrographiques sur un MNT 3D ainsi que l'altitude IGN69 de chaque appareil pour chaque campagne de terrain 86

Fig. II-26 : Localisation des piégeages dans le profil lors de chaque journée d'échantillonnages pour chaque campagne de terrain. 87

Tab. II-1: Déclinaison magnétique pour chaque site d'étude. 54

Tab. II-2 : Tableaux des niveaux marins ajustés au référentiel altimétrique IGN 69. 54

Tab. II-3 : Orientation des courants de marée pour chaque site d'étude. 63

Tab. II-4 : Récapitulatif de l'ensemble des données acquises au cours de chaque campagne de terrain. 88

Photo II-1 : A) Affouillement autour d'un ADCP, HA10. B) Ensablement d'un ADCP, ZY09. 78

Photo II-2 : A) Piégeage in situ de la charge sédimentaire longitudinale en période d'agitation modérée, WI09. B) Sédiment collecté dans des bouteilles échantillons. 79

Photo II-3 : A) Piégeage lors de fortes conditions d'agitation, WI09. B) Structure abandonnée lors d'un échantillonnage. 81

Chapitre III - Caractérisation des Conditions Hydrodynamiques au Cours des Différentes Campagnes de Terrain

Fig. III-1 : Conditions hydrodynamiques lors de la campagne de Zuydcoote, novembre 2008 (ZY08) au niveau de l'ADCP positionné sur le profil P1. Les zones en bleu correspondent aux jours d'échantillonnage. 96

Fig. III-2 : A) Distribution des hauteurs significatives des vagues (Hs) mesurées par les 4 appareils. B) Directions pic (Dp) et hauteurs significatives des vagues (Hs) mesurées au niveau de l'ADCP situé sur le profil P1. C) Directions (Dvm) et intensités du courant moyen (Vm) mesurés au niveau de l'ADCP situé sur le profil P1. D) Directions (Dv) et vitesses moyennes du vent (Vv) (ZY08). 97

Fig. III-3 : Conditions hydrodynamiques lors de la campagne de Zuydcoote, novembre – décembre 2009 (ZY09) au niveau de l'ADCP positionné sur le profil central. Les zones en bleu correspondent aux jours d'échantillonnage. 98

Fig. III-4 : A) Distribution des hauteurs significatives des vagues (Hs) mesurées par les 4 appareils. B) Directions pic (Dp) et hauteurs significatives des vagues (Hs) mesurées au niveau de l'ADCP situé sur le profil central. C) Directions (Dvm) et intensités du courant moyen (Vm) mesurés au niveau de l'ADCP situé sur le profil central. D) Directions (Dv) et vitesses moyennes du vent (Vv) (ZY09) pour la période du 24 novembre au 6 décembre 2009§. 99

Fig. III-5 : Conditions hydrodynamiques lors de la campagne de Wissant, mars 2009 (WI09) au niveau de l'ADCP positionné sur le profil P1. Les zones en bleu correspondent aux jours d'échantillonnage. 100

Fig. III-6 : A) Distribution des hauteurs significatives des vagues (Hs) mesurées par les 4 appareils. B) Directions pic (Dp) et hauteurs significatives des vagues (Hs) mesurées au niveau de l'ADCP situé sur le profil P1. C) Directions (Dvm) et intensités du courant moyen (Vm) mesurés au niveau de l'ADCP situé sur le profil P1. D) Directions (Dv) et vitesses moyennes du vent (Vv), (WI09). 101

102

Fig. III-7 : Conditions hydrodynamiques lors de la campagne de Wissant, février - mars 2010 (WI10) au niveau de l'ADCP positionné sur

le profil P1. Les zones en bleu correspondent aux jours d'échantillonnage.

Fig. III-8 : A) Distribution des hauteurs significatives des vagues (Hs) mesurées par les 4 appareils. B) Directions pic (Dp) et hauteurs significatives des vagues (Hs) mesurées au niveau de l'ADCP situé sur le profil central. C) Directions (Dvm) et intensités du courant moyen (Vm) mesurés au niveau de l'ADCP situé sur le profil P1. D) Directions (Dv) et vitesses moyennes du vent (Vv), (WI10). 103

Fig. III-9 : Conditions hydrodynamiques lors de la campagne d'Hardelot, juin 2009 (HA09) au niveau de l'ADCP positionné sur le profil P2. Les zones en bleu correspondent aux jours d'échantillonnage. 105

Fig. III-10 : A) Distribution des hauteurs significatives des vagues (Hs) mesurées par les 4 appareils. B) Directions pic (Dp) et hauteurs significatives des vagues (Hs) mesurées au niveau de l'ADCP situé sur le profil P2. C) Directions (Dvm) et intensités du courant moyen (Vm) mesurés au niveau de l'ADCP situé sur le profil P2. D) Directions (Dv) et vitesses moyennes du vent (Vv), (HA09). 106

Fig. III-11 : Conditions hydrodynamiques lors de la campagne d'Hardelot, janvier – février 2010 (HA10) au niveau de l'ADCP positionné sur le profil P2. Les zones en bleu correspondent aux jours d'échantillonnage. 107

Fig. III-12 : A) Distribution des hauteurs significatives des vagues (Hs) mesurées par les 4 appareils. B) Directions pic (Dp) et hauteurs significatives des vagues (Hs) mesurées au niveau de l'ADCP situé sur le profil central. C) Directions (Dvm) et intensités du courant moyen (Vm) mesurés au niveau de l'ADCP situé sur le profil P2. D) Directions (Dv) et vitesses moyennes du vent (Vv), (HA10). 108

Fig. III-13 : Caractérisation du type de déferlement pour chaque campagne de terrain. 110

Fig. III-14 : Hauteur relative des vagues en fonction de la profondeur locale sur chaque site et en fonction de la campagne de terrain. 111

Fig. III-15 : Distribution des hauteurs significatives des vagues (Hs) au cours de 6 campagnes de terrain au niveau de la zone de surf (Hs.h-1 > Hs.h-1b) et de la zone de levée (Hs.h-1 < Hs.h-1b). 112

Fig. III-16 : Evolution des vitesses de courant transversales instantanées au cours d'une minute (A) et moyennées (B) au cours de plusieurs jours et comparées aux vitesses longitudinales. 113

Fig. III-17 : Comparaison entre la vitesse du courant longitudinal (Vl) et la hauteur relative de la houle (Hs.h-1) pour l'ensemble des campagnes de terrain. ZDS: Zone De Surf et ZDL: Zone De Levée. 114

Fig. III-18 : Comparaison de la vitesse du courant moyen (Vm) avec la hauteur d'eau (h), mesurée en bas de plage et dans les petits fonds (ZY09). 115

Fig. III-19 : Conditions hydrodynamiques au cours d'un cycle tidal, 1er exemple (ZY09). 116

Fig. III-20 : Conditions hydrodynamiques au cours d'un cycle tidal lors de fortes conditions d'agitation, 2e exemple (ZY09). 117

Fig. III-21 : Conditions hydrodynamiques au cours d'un cycle tidal lors de faibles conditions d'agitation (HA09). 118

Fig. III-22 : Vitesse moyenne d'excursion verticale de la marée (Vz) pour chaque campagne de terrain. Les zones rouges et bleues représentent l'aire de répartition des données autour de la moyenne matérialisée par la courbe. 121

Fig. III-23 : Taux de translation verticale de la marée (Vz) associée à la hauteur d'eau (h). Exemple tiré de données mesurées dans les petits fonds lors de la campagne de Zuydcoote en 2009 (ZY09). 122

Fig. III-24 : A) Evolution de la hauteur significative des houles et de la vitesse du courant longitudinale dans le profil au cours de deux cycles tidaux sous des conditions d'agitation modérées (WI10). B) Comparaison des mesures hydrodynamiques du bas de plage (S4) avec celles du milieu (ADCP) et du haut de plage (Valeport). 123

Fig. III-25 : A) Evolution de la hauteur significative des houles et de la vitesse du courant longitudinale dans le profil au cours de deux cycles tidaux sous des conditions de faible agitation (WI10). B) Comparaison des mesures hydrodynamiques du bas de plage (S4) avec celles du milieu (ADCP) et du haut de plage (Valeport). 124

Fig. III-26 : Evolution de la hauteur relative de la houle sous des conditions d'agitation faibles à agitées, WI10. La ligne horizontale noire sépare les données mesurées dans la zone de surf (ZDS) de celles mesurées dans la zone de levée (ZDL) 124

Tab. III-1 : Synthèse des marnages et des coefficients de marée minimums et maximums, pour l'ensemble des campagnes de terrain. 109

Tab. III-2 : Synthèse des campagnes de terrain réalisées en fonction des conditions d'agitation rencontrées, et du marnage. 109

Chapitre IV - Caractérisation des Transports Sédimentaires Longitudinaux

Fig. IV-1 : Distribution des flux sédimentaires longitudinaux au cours des différentes expérimentations de terrain (A) et pour l'ensemble des données (B) 132

Fig. IV-2 : Relations entre les paramètres de la houle (Hs, α, Tp et Pl) et les flux longitudinaux calculés pour l'ensemble des campagnes. 136

Fig. IV-3 : Relations entre les flux sédimentaires longitudinaux et les vitesses de courant moyen (Vlm) et à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond (V(0,2) et V(0,4)) ainsi qu'avec les vitesses de courant longitudinal (Vl (0,2), Vl (0,4)), pour l'ensemble des campagnes. 137

Fig. IV-4 : Relations entre le produit de la hauteur significative des houles (Hs) et de la vitesse du courant moyen (V) et longitudinale (Vl) à 04 m (A) et 0,2 m (B) au dessus du fond avec les flux sédimentaires longitudinaux (FL) 137

Fig. IV-5 : Comparaison entre les flux sédimentaires longitudinaux intégrés à la colonne d'eau (kg.s-1.m-1) et mesurés à chaque niveau dans la colonne d'eau (kg.s-1.m-2) avec la hauteur relative des vagues (Hs.h-1) où F1 est le flux mesuré à la surface et F5 mesuré à l'approche du fond. 139

Fig. IV-6 : Diagramme de répartition des flux sédimentaires longitudinaux intégrés à la colonne d'eau en fonction de leur localisation dans les zones hydrodynamiques (surf ou levée). 139

Fig. IV-7 : Relations entre les paramètres de la houle (Hs, α, Tp et Pl) et les flux longitudinaux calculés pour l'ensemble des campagnes lorsque Hs.h-1 > 0,3 140

Fig. IV-8 : Relations entre les flux sédimentaires longitudinaux et les vitesses de courant moyen (Vlm) et à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond (V(0,2) et V(0,4)) ainsi qu'avec les vitesses de courant longitudinal (Vl (0,2), Vl (0,4)), pour l'ensemble des campagnes lorsque Hs.h-1 > 0,3. 141

Fig. IV-9 : Relations entre les paramètres de la houle (Hs, α, Tp et Pl) et les flux longitudinaux calculés pour l'ensemble des campagnes lorsque Hs.h-1 < 0,3 142

Fig. IV-10 : Relations entre les flux sédimentaires longitudinaux et les vitesses de courant moyen (Vlm) et à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond (V(0,2) et V(0,4)) ainsi qu'avec les vitesses de courant longitudinal (Vl (0,2), Vl (0,4)), pour l'ensemble des campagnes lorsque Hs.h-1 ><0,3. 142

Fig. IV-11 : Relations entre les paramètres de la houle (Hs, α, Tp et Pl) et les flux longitudinaux calculés pour l'ensemble des campagnes lorsque Hs.h-1 > Hs.h-1b. 143

Fig. IV-12 : Relations entre les flux sédimentaires longitudinaux et les vitesses de courant moyen (Vlm) et à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond (V(0,2) et V(0,4)) ainsi qu'avec les vitesses de courant longitudinal (Vl (0,2), Vl (0,4)), pour l'ensemble des campagnes lorsque Hs.h-1 > Hs.h-1b. 144

Fig. IV-13 : Synthèse des flux sédimentaires longitudinaux au sein de la colonne d'eau exprimés en pourcentage du flux total (Hs.h-1 (b) est la hauteur relative au déferlement). 148

Fig. IV-14 : Représentation de la distribution verticale des flux sédimentaires normalisés calculés en divisant chaque flux avec le transport à l'approche du fond (z = 0,05 m) en fonction de leur localisation sur l'estran. Le profil rouge présente la distribution moyenne et l'aire grisée, la répartition des données. 150

Fig. IV-15 : Distributions et fréquences cumulées du coefficient de décroissance (α) et de détermination (R^2) en fonction de la morphologie de la zone intertidale. 151

Fig. IV-16 : Exemple de comparaison entre deux distributions de flux sédimentaire dans la colonne d'eau, lors de conditions d'agitation calme (HA09) et modérée (WI10). 152

Fig. IV-17 : Distribution des coefficients de décroissance en fonction de la zone hydrodynamique où ZDS est la zone de surf et ZDL, la zone de levée. 153

Fig. IV-18 : Relations entre le type de déferlement caractérisé par le nombre d'Iribarren et les flux sédimentaires mesurés dans la zone de surf. A) Distribution des nombres d'Iribarren pour l'ensemble des mesures à proximité d'un appareil hydrographique. B) Distribution des flux en fonction du nombre d'Iribarren. C) Relation entre le nombre d'Iribarren et les flux sédimentaires longitudinaux (FL). D) Relations entre le coefficient de décroissance et le nombre d'Iribarren. 154

Fig. IV-19 : Comparaison des flux sédimentaires longitudinaux mesurés dans la zone de surf (A) et du coefficient de décroissance (B) avec le ratio de Galvin (1968). 155

Fig. IV-20 : Exemples de distribution verticale des flux sédimentaires longitudinaux normalisés sous des conditions faibles (A) à agitées (B). L'axe des abscisses correspond aux flux sédimentaires normalisés calculés en divisant chaque flux par le transport à l'approche du fond (z = 0,05 m). L'axe des ordonnées est l'élévation en m au dessus du fond. Les photos à droite illustrent les différences de rugosité du fond en fonction de la position sur l'estran.

156

Fig. IV-21 : Conditions météorologiques au cours de la journée du 24/11/09 (ZY09). A) Evolution de la vitesse et de la direction du vent moyen au cours de la journée ainsi que la rose des vents. B) Evolution de la vitesse et de la direction des rafales au cours de la journée ainsi que la rose des vents. 158

Fig. IV-22: Photographie des mégarides barkhanoides sur l'estran. A) Rides sur le haut de plage et la barre B1. B) Rides barkhanoides sur la barre B2. 158

Fig. IV-23 : A) Exemple de profil de flux sédimentaire type au sein de la colonne d'eau. B) Profils des flux sédimentaires effectués le 24/11/09, ZY09. C) Profil de vitesse du courant longitudinal au niveau de la barre B2, (ADCP) au moment du piégeage. 159

Fig. IV-24 : Exemple de comparaisons entre les profils de flux sédimentaires longitudinaux (FL) et les profils de vitesse mesurés par les ADCP au niveau d'une barre intertidale et ce, sous différente conditions d'agitation. 161

Fig. IV-25 : Comparaison entre les flux mesurés au sein de la colonne d'eau où F1 est le transport mesuré à la surface (0,90 m au dessus du fond) et F5, le transport mesuré au niveau du fond (0,05 m au dessus du fond), avec le Hs, le Hs.h-1 et les vitesses de courant à 0,20 m et 0,40 m au dessus du fond, lorsque Hs.h-1 > Hs.h-1b. 162

Fig. IV-26 : Comparaison entre les flux mesurés au sein de la colonne d'eau où F1 est le transport mesuré à la surface (0,90 m au dessus du fond) et F5, le transport mesuré au niveau du fond (0,05 m au dessus du fond), avec le Hs, le Hs.h-1 et les vitesses de courant à 0,20 m et 0,40 m au dessus du fond, lorsque Hs.h-1 < Hs.h-1b. 163

Fig. IV-27 : Synthèse des coefficients de détermination (R^2) entre les flux mesurés dans la colonne d'eau et les paramètres hydrodynamiques mesurés avant et après le point de déferlement (Hs.h-1b). A) Graphiques représentant l'évolution du R^2 entre les flux sédimentaires longitudinaux et les paramètres hydrodynamiques au sein de la colonne d'eau, le suffixe b correspond aux valeurs mesurées au ou après le déferlement. B) Tableau récapitulatif des R^2 où les valeurs en rouge correspondent aux mesures réalisées au / ou après le déferlement. 164

Fig. IV-28 : Représentation schématique des méthodes de mesures utilisées lors des trois premières campagnes (ZY08, WI09, HA09) 166

Fig. IV-29 : Comparaison des conditions hydrodynamiques mesurées au cours de la campagne ZY08(Valeport) entre les profils P1 et P2. a) Corrélation entre les paramètres hydrodynamiques mesurés sur les deux profils. b) Evolution de Hs et de Vm au cours de la campagne. 167

Fig. IV-30: Comparaison des conditions hydrodynamiques mesurées au cours de la campagne HA09 (Valeport) entre les profils P1 et P2. a) Corrélation entre les paramètres hydrodynamiques mesurés sur les deux profils. b) Evolution de Hs et de Vm au cours de la campagne. 167

Fig. IV-31 : Comparaisons des hauteurs de houle et de la vitesse du courant moyen entre les deux profils (P1 et P2) pour des tranches d'eau inférieures à 2 m. 168

Fig. IV-32 : Comparaison entre les flux sédimentaires longitudinaux mesurés sur les profils P1 et P2. 169

Fig. IV-33 : Comparaison entre les flux sédimentaires longitudinaux mesurés sur les profils P1 et P2 sans les valeurs extrêmes (cercles rouges) (WI09 et HA09). 170

Fig. IV-34 : A) Comparaison des flux sédimentaires longitudinaux dans le contexte morphologique. B) Comparaison entre les profils du 8 mars et du 9 mars au niveau du profil P1. C) Différentiel topographique entre les profils du 8 et du 9 mars 2009. 173

Fig. IV-35 : A) Comparaison des flux sédimentaires longitudinaux du 3 juin 2009 dans le contexte morphologique. B) Profil longitudinal (PB) de la crête de la barre B3. C) Situation du niveau d'eau pendant le piégeage. D) Comparaison des profils (P1 et P2) de la barre B3, orientée est - ouest. 174

Fig. IV-36 : Codes localisant les différentes unités morphologiques sur l'estran. MNT de la plage d'Hardelot, Juin 2009. 175

Fig. IV-37 : Localisation des flux sédimentaires longitudinaux maximums et minimums dans le profil ainsi que les fréquences cumulées du haut de plage vers le bas de plage en fonction de la phase tidale. Ce graphique montre la totalité des flux sédimentaires mesurés respectivement sur le profil P1 et P2 au cours des marées descendantes (F-) et montantes (F+) 177

Fig. IV-38 : A) Variation des flux sédimentaires longitudinaux (kg.s-1.m-1) dans le profil au cours de la marée montante. B) Variation de la vitesse du courant longitudinal à 0,4 m au dessus du fond dans le profil au cours de la marée montante mesuré par l'ADCP et le courantomètre portatif Swoffer le 24 novembre 2009. 179

Fig. IV-39 : A) Piégeage in situ dans la bâche C2 le 24/11/09, le déferlement est bien localisé en aval de l'échantillonnage. B) Situation du niveau d'eau dans le profil au moment du piégeage. 179

Fig. IV-40 : Rappel des positions des appareils courantométriques sur l'estran, WI10. 180

Fig. IV-41 : Variations transversales des flux sédimentaires longitudinaux et des conditions hydrodynamiques associées (hauteur significative des vagues et vitesse du courant longitudinal moyen le 28 (A), 29 (B) et 30 mars 2010 (C) à Wissant. 182

Fig. IV-42 : A) Variations des flux sédimentaires longitudinaux (P1) dans le profil au cours de la marée montante et descendante, le 1er juin 2009 à Hardelot. B) Variation de la vitesse du courant longitudinal à 0,4 m au dessus du fond dans le profil au cours de la marée montante et descendante. Les vitesses présentées au niveau C2, C3 et B3 sont mesurées grâce au courantomètre mobile au moment de l'échantillonnage. 183

Fig. IV-43 : A) Variations des flux sédimentaires longitudinaux (P1) dans le profil au cours de la marée montante et descendante, le 5 juin 2009 à Hardelot. B) Variation de la vitesse du courant longitudinal à 0,4 m au dessus du fond dans le profil au cours de la marée montante et descendante. Les vitesses présentées au niveau H, C2, C3 et B3 sont mesurées grâce au courantomètre mobile au moment de l'échantillonnage. α correspond au coefficient de décroissance. 185

Fig. IV-44 : Variation de la pente locale de la plage le 05 juin 2009 à Hardelot. 185

Fig. IV-45 : A) Synthèse des flux sédimentaires longitudinaux exprimés en pourcentage du flux total, mesurés dans la zone de surf (ZDS), au niveau du déferlement (PDD) et dans la zone de levée (ZDL), HA10. B) Localisation sur le profil de plage des différentes mesures au cours de chaque journée d'échantillonnage, HA10. 186

Fig. IV-46 : Comparaison entre les vitesses mesurées dans la zone de surf (ZDS) et la zone de levée (ZDL), HA10. 187

Fig. IV-47 : Distribution du transport sédimentaire longitudinal au cours de la phase montante et descendante de la marée. 188

Fig. IV-48 : Situation du niveau d'eau et de la hauteur significative des vagues lors du piégeage le 13/11/08, ZY08. (Les pointillés précisent le moment où les échantillonnages ont été effectués). 189

Fig. IV-49 : Relation entre le marnage et les flux sédimentaires longitudinaux au cours de l'ensemble des expérimentations de terrain. 191

Fig. IV-50 : Synthèse des directions de transports sédimentaires mesurés sur la zone intertidale, au cours des différentes expérimentations de terrain. A) Rappel de la circulation des courants de marée. B) Synthèse des directions de transports sédimentaires longitudinaux. 1) Localisation géographique des pourcentages de direction de transport en fonction de la campagne de terrain. 2) Tableau récapitulatif des résultats ainsi que le pourcentage de flux mesurés en fonction de la phase de la marée. 192

Fig. IV-51 : Distribution du transport sédimentaire longitudinal en fonction de sa direction pour l'ensemble des campagnes de terrain. 193

Tab. IV-1: Récapitulatif des flux intégrés sur la colonne d'eau au cours des campagnes de terrain (Prox. : Flux échantillonné à proximité d'un instrument courantométrique) 131

Tab. IV-2 : Valeurs maximales et minimales des flux sédimentaires (kg.s-1.m-1) mesurés au cours des campagnes de terrain. 133

Tab. IV-3 : Valeurs maximales et minimales des flux sédimentaires (kg.s-1.m-1) mesurés à proximité des appareils courantométriques. 133

Tab. IV-4 : Synthèse des coefficients de détermination (R^2) entre les flux sédimentaires longitudinaux et les vitesses de courant (V (0,4) et V(0,2)), la hauteur significative des houles (Hs) et la hauteur relative des houles (Hs.h-1) pour chaque campagne et pour l'ensemble des données. 145

Tab. IV-5 : Synthèse des coefficients de détermination (R^2) entre les flux sédimentaires et les vitesses de courant (V (0,4) et V(0,2)), la hauteur significative des houles (Hs) et la hauteur relative des houles (Hs.h-1), lorsque Hs.h-1 > Hs.h-1b. 145

Tab. IV-6 : Synthèse des conditions de vents le 24/11/09 à Zuydcoote. 157

Tab. IV-7 : Récapitulatif des flux sédimentaires longitudinaux mesurés simultanément sur les profils P1 et P2 et associés aux conditions hydrodynamiques (ZY08, WI09 et HA09). 171

Tab. IV-8 : Nombre de piégeages réalisés dans la composante longitudinale au cours des 6 campagnes de terrain en fonction de leur localisation sur l'estran et de la phase tidale. 176

Tab. IV-9 : Synthèse des données hydrodynamiques pendant les trois journées d'échantillonnages, le 28, 29 et 30 mars 2010 à Wissant. 181

Tab. IV-10 : Synthèse des marnages et des coefficients de marée au cours des différentes campagnes de mesures. 191

Chapitre V - Caractérisation des Transports Sédimentaires Transversaux

Fig. V-1 : Relations entre les paramètres de la houle et les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage pour l'ensemble des données. 202

Fig. V-2 : Relations entre les vitesses du courant moyen et transversal à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond pour l'ensemble des données. 203

Fig. V-3 : A) Flux sédimentaires transversaux intégrés à la colonne d'eau (kg.s-1.m-1) et (B) mesurés à chaque niveau dans la colonne d'eau (kg.s-1.m-2) avec la hauteur relative des vagues (Hs.h-1) où F1 est le flux mesuré à la surface et F5 mesuré à l'approche du fond. ZDS correspond aux mesures effectuées dans la zone de surf et ZDL, celles dans la zone de levée. 204

Fig. V-4 : Diagramme de répartition des flux sédimentaires transversaux dirigés vers la côte intégrés à la colonne d'eau en fonction de leur localisation dans les zones hydrodynamiques (surf ou levée). 204

Fig. V-5 : Relations entre les paramètres de la houle et les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage, quand Hs.h-1 > Hs.h-1(b). 205

Fig. V-6 : Relations entre les vitesses du courant moyen à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond, les vitesses de courant moyen sur les composantes longitudinales (Vlm) et transversales (Vtm) et les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage quand Hs.h-1 > Hs.h-1(b).. 205

Fig. V-7 : Relations entre les paramètres de la houle et les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage quand Hs.h-1 < Hs.h-1(b). 206

Fig. V-8 : Relations entre les vitesses du courant moyen à 0,2 m et 0,4 m au dessus du fond, les vitesses de courant moyen sur les composantes longitudinales (Vlm) et transversales (Vtm) et les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage quand Hs.h-1 < Hs.h-1(b). 207

Fig. V-9 : Relations entre les flux transversaux (FC) et les vitesses longitudinales moyennées sur la colonne d'eau (Vlm), et à 0,2 m (Vl (0,2) et 0,4 m Vl (0,4) au dessus du fond pour l'ensemble des données (A), dans la zone de levée (B) et dans la zone de surf (C). 208

Fig. V-10 : Fluctuations des vitesses longitudinales (Vl) et transversales (Vt) au cours d'une minute, mesurées dans la zone de surf, HA09. Les valeurs positives indiquent un courant orienté vers le large pour Vt et vers le nord pour Vl (d'après Cartier et Héquette, 2011). 209

Fig. V-11 : Comparaison entre les vitesses transversales maximales (Vt,on,max) et moyennes (Vt,on,moy), et les flux sédimentaires transversaux. 210

Fig. V-12 : Synthèse des flux sédimentaires transversaux au sein de la colonne d'eau exprimés en pourcentage du flux total (Hs.h-1 (b) est la hauteur relative au déferlement ; Vt > 0 est la vitesse du courant transversale orientée vers le large et dirigée vers le haut de plage lorsque Vt < 0). 212

Fig. V-13 : Exemples de distribution verticale des flux sédimentaires transversaux normalisés sous des conditions faibles (A) à agitées (B). L'axe des abscisses correspond aux flux sédimentaires normalisés calculés en divisant chaque flux par le transport à l'approche du fond (z = 0,05 m). L'axe des ordonnées est l'élévation en m au dessus du fond. Les photos à droite illustrent les différences de rugosité du fond en fonction de la position sur l'estran. 213

Fig. V-14 : Distributions verticales des flux sédimentaires transversaux, des vitesses longitudinales et transversales mesurées par les ADCP au niveau d'une barre intertidale et ce, pour différentes conditions hydrodynamiques. 215

Fig. V-15 : Localisation des flux sédimentaires transversaux maximums et minimums dans le profil ainsi que les fréquences cumulées du haut de plage vers le bas de plage en fonction de la phase tidal. H correspond au haut de plage et P au bas de plage ; B correspond aux barres et C aux bâches ; le préfixe précise la phase de la marée où J est la phase descendante et F la phase montante. 217

Fig. V-16 : Synthèse des flux transversaux et des conditions hydrodynamiques le 17/11/08, ZY08. A) Flux sédimentaires transversaux sur le profil topographique. B) Evolution de la pente locale de la plage au sein du profil. C) Hauteur significative des vagues (Hs), hauteur relative des vagues (Hs.h-1), le suffixe b caractérise la hauteur relative au déferlement (0,32) et la hauteur d'eau (h). Les pointillés bleus indiquent le moment des piégeages sur la barre B3 et en haut de plage (H). 218

Fig. V-17 : Synthèse des flux transversaux et des conditions hydrodynamiques le 03/06/09, HA09. A) Flux sédimentaires transversaux sur le profil topographique où les flux ont été échantillonnés lors de la marée descendante (Bleu) et lors de la marée montante (rouge). B) Evolution de la pente locale de la plage au sein du profil. C) Hauteur significative des vagues (Hs), hauteur relative des vagues (Hs.h-1), le suffixe b caractérise la hauteur relative au déferlement (0,18) et la hauteur d'eau (h). Les pointillés bleus indiquent le moment des piégeages sur la barre B3 et en haut de plage (H). 220

Fig. V-18 : Distribution des flux sédimentaires transversaux en fonction de la phase de la marée 221

Fig. V-19 : A) Situation du niveau d'eau et de la hauteur significative des vagues lors du piégeage le 13/11/08, ZY08. (Les pointillés précisent le moment où les échantillonnages ont été effectués) B) Distribution des vitesses transversales au niveau du Valeport lors du piégeage au cours du burst (n = 1080). C) Vitesses maximales et minimales des vitesses transversales (Vt, on et Vt,off) et indice d'asymétrie (Usk) au cours du burst. 223

Fig. V-20 : A) Comparaison entre les flux sédimentaires transversaux dirigés vers le haut de plage et les flux sédimentaires longitudinaux pour l'ensemble des données. B) Synthèse des pourcentages de flux transversaux supérieurs ou inférieurs aux flux longitudinaux, ainsi que les rapports moyens, maximaux et minimaux entre ces deux composantes. 225

Fig. V-21 : Exemples de mesures de vitesses longitudinales (Vl) et transversales (Vt) instantanées lors de conditions d'agitation modérées (HA10, A) et lors de conditions de faible énergie (HA09, B). 226

Fig. V-22 : A) Comparaison entre les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage et les flux sédimentaires longitudinaux en fonction de la zone hydrodynamique (ZDS : Zone de Surf et ZDL : Zone de Levée). B) Synthèse des pourcentages de flux transversaux supérieurs ou inférieur aux flux longitudinaux, ainsi que les rapports moyens, maximaux et minimaux entre ces deux composantes en fonction de la zone hydrodynamique. 227

Fig. V-23 : A) Comparaison entre les flux sédimentaires transversaux de l'ensemble des campagnes et la pente locale de la plage (Tan β). B) Extraction de mesures qui présentent une relation particulière. 229

Fig. V-24 : Exemple de différences entre le transport sédimentaire transversal (Fon) et le transport longitudinal (FL) en relation avec le produit de la pente de la plage (Tan β) et la hauteur significative des vagues (Hs), HA09.

229

Fig. V-25 : Distribution (F%) et fréquences cumulées (FC%) du coefficient de décroissance (α) des flux transversaux (Fon) et longitudinaux (FL) en fonction de la morphologie de la zone intertidale. 230

Fig. V-26 : Distribution granulométrique du mode et du D50 pour le transport sédimentaire transversal et longitudinal en fonction des campagnes de terrain. 232

Fig. V-27 : Distribution granulométrique du mode et du D50 du transport sédimentaire transversal et longitudinal en fonction de sa position dans la colonne d'eau pour chaque campagne de terrain. 234

Fig. V-28 : Synthèse des transports sédimentaires mesurés au cours de la campagne de WI10 où Foff est le flux dirigé vers le large ; Fon le flux dirigé vers le haut de plage ; FL caractérise le flux sédimentaire longitudinal et FTR correspond aux flux transversaux net (Fon – Foff) pour chaque journée d'échantillonnage. Les codes à gauche caractérisent la morphologie de la plage où H est le haut de plage et B les barres intertidales. 236

Fig. V-29 : A) Comparaisons entre les flux transversaux et les flux longitudinaux. B) Comparaison entre le flux transversal net et le transport longitudinal mesurés simultanément. 237

Fig. V-30 : Synthèse des différentes mesures sédimentaires et hydrodynamiques au cours de la campagne WI10. A) Flux transversaux orientées vers le haut et le bas de plage en fonction de leur localisation sur l'estran et de la journée d'échantillonnage. La flèche pleine marron indique la direction du transport résultant, la flèche pointillée noire indique la direction de l'asymétrie des vagues. Les valeurs en italique correspondent à l'asymétrie des vagues. ZDS et ZDL indiquent la position du piégeage en fonction de la zone hydrodynamique. B) Evolution de la hauteur significative des houles au cours des échantillonnages en fonction de la localisation sur l'estran. C) Profil topographique de la zone étudiée. 239

Fig. V-31 : Synthèse des directions de transports résiduels (A) et superposée à une représentation 3D (B) de la zone d'étude, calculées par la méthode Gao et Collins (1991) suite aux prélèvements de sédiment de surface le 30 mars 2010 à Wissant, pour une distance critique de 140 m et ce, pour chaque grille d'échantillonnage (A1 à A4). Plus la flèche est importante, plus la direction du transport est probable. Les roses présentent l'ensemble des directions de transport pour chaque grille et pour l'ensemble des grilles (C); Dm représente la direction moyenne sur l'ensemble de l'estran. Pt est la probabilité de transport sédimentaire, plus la valeur est élevée, plus le transport est probable. 242

Fig. V-32 : Synthèse des directions de transport résiduel calculées par la méthode Gao et Collins (1991) pour chaque journée d'échantillonnage. A et B représente l'ensemble des directions de transport de toute les grilles pour les distances critiques de 120 m et 140 m. C est le total des directions de transport pour les deux distances critiques. 243

Tab. V-1 : Synthèse des coefficients de détermination R^2 entre les paramètres hydrodynamiques et les flux sédimentaires transversaux orientés vers le haut de plage. 209

Tab. V-2 : Synthèse des coefficients de détermination R^2 entre les flux sédimentaires transversaux et différents paramètres hydrodynamiques. Les valeurs en rouge indiquent les valeurs maximales et Usk (-) est l'asymétrie des vagues orientée vers le haut de plage. 214

Tab. V-3 : Nombre de piégeages réalisé dans la composante transversale dirigée vers le haut de plage au cours des 6 campagnes de terrain en fonction de leur localisation sur l'estran et de la phase tidale. 217

Tab. V-4 : Nombre d'échantillon sen fonction de la direction du piégeage et de la campagne de terrain 231

Tab. V-5 : Nombre d'échantillons granulométrique en fonction de la direction du transport sédimentaire et de sa position au dessus du fond (F1 surface à F5 fond) pour chaque campagne de terrain. 233

Chapitre VI - Réponse Morpho-Sédimentaire à Court Terme

Fig. VI-1 : Evolution morpho-sédimentaire de la plage de Zuydcoote du 13 novembre au 17 novembre 2008. A) Evolution du profil topographique central de la zone d'étude au cours de la campagne et des profils topographiques différentiels entre chaque jour de mesure. B) Evolution de la position des barres et de leur crête au sein du profil et de leurs caractéristiques morphologiques. La partie en jaune sur les profils correspond à la marge d'erreur. 252

Fig. VI-2 : C) Récapitulatif des données hydrodynamiques acquises au cours de la campagne par un des ADCP situé en milieu de plage. D) Comparaison entre le profil mesuré le 1er jour et le dernier jour de la campagne de terrain ainsi que le profil différentiel entre les deux profils 254

Fig. VI-3 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage de Zuydcoote du 13 novembre au 17 novembre 2008. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure et entre le dernier et le premier jour d'expérimentation. 255

Fig. VI-4: Evolution morpho-sédimentaire de la plage de Zuydcoote du 24 novembre au 06 décembre 2009. A) Evolution du profil topographique central de la zone d'étude au cours de la campagne et des profils topographiques différentiels entre chaque jour de mesure. B) Evolution de la position des barres et de leur crête au sein du profil et de leurs caractéristiques morphologiques. La partie en jaune sur les profils correspond à la marge d'erreur.

257

Fig. VI-5 : C) Récapitulatif des données hydrodynamiques acquises au cours de la campagne par un des ADCP situé en milieu de plage. D) Comparaison entre le profil mesuré le 1er jour et le dernier jour de la campagne de terrain ainsi que le profil différentiel entre les deux 258

profils.

Fig. VI-6 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage de Zuydcoote du 24 novembre au 30 novembre 2009. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure. 259

Fig. VI-7 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage de Zuydcoote du 03 décembre au 06 décembre 2009. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure et entre le dernier et le premier jour d'expérimentation. 260

Fig. VI-8: Evolution morpho-sédimentaire de la plage de Wissant du 08 mars au 13 mars 2009. A) Evolution du profil topographique central de la zone d'étude au cours de la campagne et des profils topographiques différentiels entre chaque jour de mesure. B) Evolution de la position des barres et de leur crête au sein du profil et de leurs caractéristiques morphologiques. La partie en jaune sur les profils correspond à la marge d'erreur. 262

Fig. VI-9 : C) Récapitulatif des données hydrodynamiques acquises au cours de la campagne par un des ADCP situé en milieu de plage. D) Comparaison entre le profil mesuré le 1er jour et le dernier jour de la campagne de terrain ainsi que le profil différentiel entre les deux profils. 263

Fig. VI-10 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage de Wissant du 08 mars au 11 mars 2009 au matin. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure. 265

Fig. VI-11 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage de Wissant du 11 mars après midi au 13 mars 2009. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure et entre le dernier et le premier jour d'expérimentation. 266

Fig. VI-12 : Positions successives du fond de la bâche localisée entre la barre B1 et B2. La flèche bleue symbolise l'orientation de l'écoulement au sein de la bâche lors de la phase descendante de la marée. 267

Fig. VI-13: Evolution morpho-sédimentaire de la plage de Wissant du 28 mars au 03 avril 2010. A) Evolution du profil topographique central de la zone d'étude au cours de la campagne et des profils topographiques différentiels entre chaque jour de mesure. B) Evolution de la position des barres et de leur crête au sein du profil et de leurs caractéristiques morphologiques. La partie en jaune sur les profils correspond à la marge d'erreur. 269

Fig. VI-14 : C) Récapitulatif des données hydrodynamiques acquises au cours de la campagne par un des ADCP situé en milieu de plage. D) Comparaison entre le profil mesuré le 1er jour et le dernier jour de la campagne de terrain ainsi que le profil différentiel entre les deux profils 270

Fig. VI-15 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage de Wissant du 29 mars au 02 avril 2010. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure et entre le dernier et le premier jour d'expérimentation. 271

Fig. VI-16 : Evolution morpho-sédimentaire de la plage d'Hardelot du 02 juin au 04 juin 2009. A) Evolution du profil topographique central de la zone d'étude au cours de la campagne et des profils topographiques différentiels entre chaque jour de mesure. B) Evolution de la position des barres et de leur crête au sein du profil et de leurs caractéristiques morphologiques. La partie en jaune sur les profils correspond à la marge d'erreur. 273

Fig. VI-17 : C) Récapitulatif des données hydrodynamiques acquises au cours de la campagne par un des ADCP situé en milieu de plage. D) Comparaison entre le profil mesuré le 1er jour et le dernier jour de la campagne de terrain ainsi que le profil différentiel entre les deux profils. 274

Fig. VI-18 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage d'Hardelot du 02 juin au 04 juin 2009. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure et entre le dernier et le premier jour d'expérimentation. 275

Fig. VI-19: Evolution morpho-sédimentaire de la plage d'Hardelot du 28 janvier au 06 février 2010. A) Evolution du profil topographique central de la zone d'étude au cours de la campagne et des profils topographiques différentiels entre chaque jour de mesure. B) Evolution de la position des barres et de leur crête au sein du profil et de leurs caractéristiques morphologiques. La partie en jaune sur les profils correspond à la marge d'erreur. 277

Fig. VI-20 : C) Récapitulatif des données hydrodynamiques acquises au cours de la campagne par un des ADCP situé en milieu de plage. D) Comparaison entre le profil mesuré le 1er jour et le dernier jour de la campagne de terrain ainsi que le profil différentiel entre les deux profils. 278

Fig. VI-21 : Evolution comparée de la hauteur significative des houles et de la position de la crête des barres intertidales par rapport au haut de plage au cours de la campagne, HA10. 279

Fig. VI-22 : Positions successives du fond de la bâche localisée entre la barre B2 et B3. 280

Fig. VI-23 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage d'Hardelot du 29 janvier au 02 février 2010. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure. 281

Fig. VI-24 : Evolution morpho-sédimentaire 3D de la plage d'Hardelot du 03 février au 05 février 2010. A) Modèles numériques de terrain 3D de la zone d'étude au cours de la campagne. C) Modèles numériques de terrain différentiel entre chaque jour de mesure et entre le 282

dernier et le premier jour d'expérimentation.

Photo VI-1 : A) Mégarides de la bâche située entre le haut de plage (à droite) et la barre B1 (à gauche). **Photo** orientée vers le nord est et prise le 09 mars 2009 (WI09). B) Mégarides de la bâche située entre le haut de plage (à gauche) et la barre B1 (à droite). **Photo** orientée vers le sud ouest et prise le 09 mars 2009 (WI09) (à droite). C) Mégarides de la bâche située entre le haut de plage (à gauche) et la barre B1 (à droite). **Photo** orientée vers le sud ouest et prise le 11 mars 2009 (WI09). D) Bâche C2 située entre la barre B1 (à droite) et la barre B2 (derrière). **Photo** orientée vers l'est et prise le 12 mars 2009 (WI09). 267

Chapitre VII - Modélisation Numérique du Transport Sédimentaire Longitudinal

Fig. VII-1 : Comparaisons entre les différentes formules et les données expérimentales. Qsm est le flux mesuré et Qsc est le flux calculé. 295

Fig. VII-2 : Comparaisons entre les différentes formules et les données expérimentales. Qsm est le flux mesuré et Qsc est le flux calculé en fonction de la zone hydrodynamique où ZDS est la zone de surf et ZDL est la zone de levée. 295

Fig. VII-3 : Comparaisons entre les différentes formules et les données expérimentales récoltées au cours de l'étude faite par Li et Amos (2001). (Figure originale modifiée) Qsm est le flux mesuré et Qsc le flux calculé. 297

Fig. VII-4: Comparaisons entre les mesures in situ (Qsm) et les débits solides modélisés avec paramétrisation (Qsc). 301

Fig. VII-5: Comparaisons des formules entre elles pour les conditions hydrodynamiques mesurées au cours de chaque échantillonnage. 302

Fig. VII-6: Comparaison entre les flux mesurés (Qsm) au cours de plusieurs études (Cartier étant la nôtre) et calculés pour chaque formule (Qsc). Pour chaque comparaison avec les données, le pourcentage de points ayant une erreur inférieure à 50% et à 20% est calculé pour les courants seulement et la houle et le courant combiné (Cc50, Cc80, Cw50 et Cw80, respectivement) 303

Fig. VII-7: Schéma de la chaine de calcul Artemis-Telemac-Sisyphe (Daou, 2011) 305

Fig. VII-8: Domaine de calcul pour le site d'Hardelot plage ainsi que la localisation des points d'extraction du débit solide calculé. 306

Fig. VII-9: Comparaison entre les flux mesurés in situ (Qsm).et calculés avec l'expression de Bijker (1968) (Qsc) en fonction de la hauteur d'eau. 307

Fig. VII-10: Variation de l'erreur Srms entre les flux mesurés in situ et la formule de Bijker (1968), en fonction de la hauteur d'eau. La zone bleue représente la gamme de profondeur d'eau au moment des mesures in situ. 308

Fig. VII-11: Localisation des points d'extraction du débit solide sur les MNT de Hardelot et Wissant (A) ainsi que le niveau d'eau (0 m) au moment des calculs du transport sédimentaire (B). 309

Fig. VII-12: Comparaisons entre les flux mesurés au cours (Qsm) des campagnes HA09, HA10, WI09 et WI10 et les flux calculés (Qsc) par les expressions de Bijker (1968) et Soulsby (1997)-Van Rijn (1993b). 310

Tab. VII-1: Synthèse des méthodes et de leur domaine d'application en fonction de la taille du grain ainsi que le mode de transport. 293

Tab. VII-2 : Erreur quadratique moyenne (Srms) pour chaque formule et pour l'ensemble des données, dans la zone de surf (ZDS) et dans la zone de levée (ZDL). 296

Chapitre VIII - Synthèse : Le Rôle du Transport Sédimentaire dans la Dynamique des Barres Intertidales

Fig. VIII-1 : Synthèse des principales situations hydrodynamiques en fonction de l'orientation du courant de marée, de l'agitation et de l'orientation de la houle sur le littoral de la côte d'Opale. 322

Fig. VIII-2 : Relation entre la direction résiduelle du transport sédimentaire en fonction de l'échelle de temps de la mesure pour les plages du littoral de la Côte d'Opale. Ex : à l'échelle annuelle, le transport sédimentaire est longitudinal et dirigé vers l'est/nord. 323

Fig. VIII-3 : A) Synthèse de l'évolution des paramètres hydrodynamiques et des flux sédimentaires à travers la zone intertidale pendant des conditions d'agitation faibles (I) à agitées (II); B) Distribution verticale dans la colonne d'eau du transport longitudinal (FL) et transversal (Fon) dans une barre et une bâche ; C) Photographies caractérisant les conditions d'agitation faibles (ZY08) et agitées (WI09). 326

Fig. VIII-4 : Evolution du nombre d'Iribarren et du ratio de Galvin (1968) en fonction des variations de Hs, de la pente (Tan β) et de la période (T) pour des conditions hypothétiques. 328

Fig. VIII-5 : Schéma représentant l'influence de la rugosité sur la mise en suspension du sédiment dans la colonne d'eau en fonction de la morphologie de la plage. 330

Fig. VIII-6 : Synthèses des fluctuations morphologiques au cours de chaque campagne de terrain. Les points représentent la variation altimétrique absolue (Δ|z| (m)) au sein du profil central de chaque zone d'étude. Notez que les variations les plus importantes sont localisées autour du niveau moyen NM. x(m) représente la distance à la côte. 333

Fig. VIII-7 : Synthèses des fluctuations morphologiques à court et moyen terme pour chaque campagne de terrain. L'aire grisée représente l'enveloppe des variations altimétriques maximum et absolues quotidiennes (Δ|z| (m)) au sein du profil central de chaque zone d'étude. La ligne rouge représente, quant à elle, la variation altimétrique absolue entre le début et la fin de la campagne. 334

Fig. VIII-8 : Distribution des flux sédimentaires (Qs) longitudinaux (FL) et transversaux (FC) sur les barres et les bâches. 338

Fig. VIII-9 : Evolution du transport sédimentaire longitudinal (FL) et de la vitesse d'excursion verticale (Vz) au sein du profil pour chaque site d'étude. Les graphiques rassemblent les données récoltées au cours des deux campagnes réalisées sur chaque site d'étude. 344

Fig. VIII-10 : Représentation schématique de l'évolution de la variabilité morphologique en fonction du temps d'action des processus hydrodynamiques et des conditions d'agitation (A et B). Caractérisation du temps d'action des processus en fonction du marnage (C) et de l'agitation (D) 345

Fig. VIII-11 : Représentation schématique des variations morphologiques en fonction des conditions d'agitation combinées au temps d'action des processus. 346

Fig. VIII-12 **:** Circulation sédimentaire résiduelle au cours du jusant sur les plages sableuses macrotidales du Nord Pas-de-Calais. 349

Fig. VIII-13: Circulation sédimentaire résiduelle au cours du flot sur les plages sableuses macrotidales du Nord Pas-de-Calais. 350

Fig. VIII-14 : Diagramme représentant les différents forçages agissant sur l'hydrodynamique sédimentaire et la morphodynamique des plages macrotidales à court terme et au niveau de la zone de surf et de levée. 351

Tab. VIII-1 : Caractérisation des ordres de grandeur du transport sédimentaire en fonction des conditions d'agitation. 336

Photo VIII-1 : Rides formées sous l'action de la houle et déformées par le courant longitudinal au sein d'une bâche 329

Table des matières

Tables des matières

Remerciements *i*

Sommaire *v*

Introduction Générale *1*

CHAPITRE I: Contexte Général et Présentation des Sites d'Etude 11

Résumé : 13

Abstract: 13

1. Le transport sédimentaire en zone littorale 15

1.1. Les processus de mise en mouvement des particules 15

1.2. Processus hydro-sédimentaires sur les littoraux sableux macrotidaux : généralités. 16
1.2.1. Propagation de la houle 16
1.2.2. Les courants en zone littoral 17
1.2.3. Les courants transversaux 18

2. Les côtes sableuses macrotidales : contexte général 19

2.1. Situation géographique 19

2.2. Caractéristiques morphologiques générale 20

3. Caractéristiques environnementales générales du littoral de la Côte d'Opale 21

3.1. Contexte géographique et géomorphologique 21

3.2. Contexte météorologique 22

3.3. Contexte hydrodynamique 22
3.3.1. La marée 22
3.3.2. La houle 24

3.4. Contexte sédimentaire 26
3.4.1. Origine et caractéristiques morphologiques 26
3.4.2. Dynamique sédimentaire régionale 26

4. Les sites d'étude 28

4.1. Choix des sites d'étude 28

4.2. Caractéristiques hydrodynamiques, sédimentaires et morphologiques 30
4.2.1. Caractéristiques communes aux trois sites 30
- Type de plage 30
- Energie dominante sur les côtes du Nord Pas-de-Calais 31
- Granulométrie 32

4.2.2. Est Dunkerquois, façade mer du Nord, Zuydcoote 32
4.2.3. Détroit du Nord Pas-de-Calais, baie de Wissant 34
4.2.4. Façade Manche, Hardelot plage 39

5. Conclusion 43

CHAPITRE II: Approche Méthodologique et Récapitulatif des Données Acquises lors de Chaque Expérimentation 47

Résumé : 49

Abstract : 49

1. Mesures hydrodynamiques 51

1.1. Courantomètre ADCP (Acoustic Doppler Current profiler) 51

1.2. Courantomètre Midas DWR Valeport 52

1.3. Courantomètre S4 ADW 53

1.4. Courantomètre mobile Swoffer© Model 3000 flowmeter 53

2. Traitements des données hydrodynamiques 54
2.1. La marée 54
2.1.1. Références altimétriques et niveaux marins 54
2.1.2. Calcul des taux de translation verticaux du plan d'eau 55
2.2. La houle 55
2.2.1. Traitements des données ADCP 55
2.2.2. Traitements des données Midas DWR Valeport 56
2.2.3. Traitements des données S4 ADW 56
2.3. Caractérisation de la hauteur relative des houles au point de déferlement 56
2.3.1. Hauteur relative de la houle au point de déferlement 56
2.4. Détermination du type de déferlement 58
2.5. Les courants 59
2.5.1. Traitements des données ADCP 59
2.5.2. Traitements des données du Midas Valeport 59
2.5.3. Traitements des données du S4 ADW 59
2.5.4. Calcul des vitesses longitudinales (V_l) et transversales (V_t) 59
2.5.5. Calcul des vitesses de courant à 0,2 m 60
2.5.6. Détermination de la direction théorique du courant généré par le déferlement des vagues en zone de surf 62
2.6. Homogénéité des données hydrodynamiques 63
3. Mesure des transports sédimentaires longitudinaux et transversaux 65
3.1. Traçage fluorescent 65
3.2. Mesures de transport de sédiment par OBS et ADCP 65
3.3. Pièges à sédiment 66
3.3.1. Mesures in situ 66
3.3.2. Traitement en laboratoire 68
3.4. Calcul des flux sédimentaires 68
3.4.1. Précision de la mesure du transport sédimentaire 69
4. Mesures granulométriques 70
4.1. Echantillonnage sur le terrain 70
4.2. Analyse en laboratoire 70
4.3. Méthode de Gao et Collins 71
5. Mesures topographiques 74
5.1. Choix de la zone d'étude 74
5.2. Fonctionnement du DGPS 74
5.3. Précision et erreur de mesure 74
5.4. Technique de terrain 74
5.5. Traitements de données 75
5.5.1. Carte de différentiel topographique 75
5.5.2. Extraction de profils transversaux de plage et calcul des paramètres morphologiques des barres intertidales 75
6. Expérimentations de terrain 77

6.1. Généralités 77
6.1.1. Déploiement des instruments hydrographiques 77
6.1.2. Mesure des flux sédimentaires sur le terrain 78
6.2. Descriptifs des données acquises et des méthodes employées lors de chaque campagne terrain 81
6.2.1. Zuydcoote, novembre 2008 81
6.2.2. Wissant, Mars 2009 81
6.2.3. Hardelot, Juin 2009 82
6.2.4. Zuydcoote, novembre – décembre 2009 82
6.2.5. Campagne de Hardelot, janvier – février 2010 (HA10) 83
6.2.6. Wissant, mars – avril 2010 (WI10) 85
7. Conclusion 88

CHAPITRE III: Caractérisation des Conditions Hydrodynamiques au Cours des Différentes Campagnes de Terrain 91
Résumé : 93
Abstract: 93
1. Caractérisation des conditions hydrodynamiques au cours des différentes campagnes de terrain 95
1.1. Zuydcoote 95
1.1.1. Campagne de Zuydcoote, novembre 2008 (ZY08) 95
1.1.2. Campagne de Zuydcoote, novembre – décembre 2009 (ZY09) 97
1.2. Baie de Wissant 100
1.2.1. Campagne de Wissant, mars 2009, (WI09) 100
1.2.2. Campagne de Wissant, février – mars 2010, (WI10) 101
1.3. Hardelot plage 104
1.3.1. Campagne d'Hardelot, juin 2009, (HA09) 104
1.3.2. Campagne d'Hardelot, janvier – février 2010, (HA10) 104
1.3.3. Conclusion sur les conditions d'agitation au cours des campagnes de terrain 108
1.4. Caractérisation du type de déferlement sur les plages de la côte d'Opale 109
2. Différenciation des processus en fonction de la zone hydrodynamique. 110
2.1. La houle 110
2.1.1. Dissipation de l'énergie des vagues 110
2.2. Les courants 112
2.2.1. Les courants transversaux 112
2.2.2. Les courants longitudinaux 113
3. Influence des différents processus hydrodynamiques dans la direction du courant 115
3.1. Conditions de forte agitation (ZY09) 115
3.2. Conditions de faible agitation (HA09) 118
3.3. Conclusion sur l'influence des différents processus hydrodynamiques sur la direction du courant 119
4. Influence de la marée sur les fluctuations du niveau d'eau 119
4.1. Vitesse d'excursion verticale (V_z) de la marée 119
5. Variations transversales des conditions hydrodynamiques à travers l'estran 122
5.1. Conditions modérées à agitées (WI10) 122

5.2. Conditions modérées à faibles 123
6. Conclusion..... 125

CHAPITRE IV : Caractérisation des Transports Sédimentaires Longitudinaux *127*

Résumé : *129*

Abstract: *129*

1. Récapitulatif des données acquises lors des expérimentations de terrain *131*

2. Caractérisation des flux sédimentaires longitudinaux 133

2.1. Le rôle des différents forçages physiques dans les processus de transport sédimentaire longitudinal 133
2.1.1. Comparaison des flux intégrés à la colonne d'eau avec les paramètres hydrodynamiques 134
2.1.2. Variabilité des flux sédimentaires longitudinaux en fonction des zones hydrodynamiques. 138
2.1.3. Conclusion sur les relations entre les flux sédimentaires et les paramètres hydrodynamiques..... 145

2.2. Répartition verticale du transport sédimentaire longitudinal 146
2.2.1. Description de la distribution des flux sédimentaires dans la colonne d'eau 146
2.2.2. Caractérisation de la distribution verticale du transport sédimentaire longitudinal grâce au calcul du coefficient de décroissance. 148
2.2.3. Différenciation de la distribution verticale des flux en fonction de la zone hydrodynamique 152
2.2.4. Le rôle du déferlement dans la mise en suspension des particules sédimentaires. 153
2.2.5. Influence de la rugosité du fond sur la mise en suspension du sédiment..... 155
2.2.6. Le rôle du transport éolien sur l'estran dans la répartition verticale du transport sédimentaire longitudinal..... 157
2.2.7. Comparaison entre les profils de transport sédimentaire longitudinaux et les profils de vitesse au sein de la colonne d'eau. 160
2.2.8. Comparaison des flux longitudinaux mesurés à une hauteur z (m) au dessus du fond avec les paramètres hydrodynamiques..... 162
2.2.9. Conclusion sur la répartition verticale des flux sédimentaires longitudinaux 165

2.3. Variations longitudinales du transport sédimentaire longitudinal..... 166
2.3.1. Variabilité longitudinale des conditions hydrodynamiques..... 166
2.3.2. Variabilité longitudinale des flux sédimentaires 169
2.3.3. Influence de la morphologie de la plage sur les flux sédimentaires longitudinaux 172
- Campagne d'Hardelot, juin 2009 :..... 173

2.3.4. Conclusion sur les variations longitudinales des flux sédimentaires longitudinaux..... 175

2.4. Variations transversales des flux sédimentaires longitudinaux au cours de la marée..... 175
2.4.1. Exemples : Mesures de flux sédimentaires longitudinaux lors de conditions d'énergie modérées..... 178
- Détails de la journée du 24/11/09 à Zuydcoote 178
- Détails de 3 journées d'échantillonnages lors de la campagne de Wissant, 2010 180

2.4.2. Exemples : Mesures de flux sédimentaires longitudinaux lors de conditions de faible énergie 182
- Détails des mesures effectuées le 01/06/09 et le 05/06/09 à Hardelot..... 182

2.4.3. Conclusion sur les variations du transport longitudinal à travers l'estran 185

2.5. Variations transversales simultanées des flux longitudinaux dans la zone de levée et la zone de surf 186
2.5.1. Organisation transversale des flux longitudinaux..... 186

2.6. Impact de la marée sur les fluctuations des flux sédimentaires longitudinaux 188
2.6.1. Variations des flux sédimentaires longitudinaux en fonction de la phase de la marée..... 188
2.6.2. Le rôle du marnage dans les transports sédimentaires..... 190

2.7. Facteurs contrôlant la direction des transports sédimentaires longitudinaux..... 191
2.7.1. Synthèse des directions de transport sédimentaire mesurées au cours des campagnes de terrain..... 192

3. Conclusion 193

CHAPITRE V: Caractérisation des Transports Sédimentaires Transversaux..... 197

Résumé :..... 199

Abstract:..... 199

1. Caractérisation des flux sédimentaires transversaux..... 201

1.1. Précision sur la significativité du transport sédimentaire mesuré dans la composante transversale. 201

1.2. Caractérisation des forçages contrôlant le transport sédimentaire transversal orienté vers le haut de plage (F_{on})..... 201
1.2.1. Comparaison des flux transversaux intégrés à la colonne d'eau avec les paramètres hydrodynamiques en fonction de la zone hydrodynamique 203
1.2.2. Comparaison des flux sédimentaires transversaux avec la vitesse transversale mesurée à haute fréquence (2Hz)..... 209
1.2.3. Conclusion sur les relations entre le transport sédimentaire transversal et les paramètres hydrodynamiques..... 211

1.3. Répartition verticale des flux sédimentaires transversaux..... 211
1.3.1. Caractérisation de la distribution verticale du transport sédimentaire transversal grâce au calcul du coefficient de décroissance. 212
1.3.2. Comparaison des flux longitudinaux mesurés à une hauteur z (m) au dessus du fond avec les paramètres hydrodynamiques..... 214
1.3.3. Comparaison entre les profils de transport sédimentaire transversaux et les profils de vitesse au sein de la colonne d'eau..... 214
1.3.4. Conclusion sur la répartition verticale du transport transversal..... 215

1.4. Variations transversales des flux transversaux dirigés vers le haut de plage (F_{on}) 216
1.4.1. Exemple : Mesures de flux sédimentaire transversaux lors de conditions modérées..... 218
- Détail de la journée du 17 novembre 2008, ZY08..... 218

1.4.2. Exemple : Mesures de flux sédimentaire transversaux lors de faibles conditions énergétiques. 219
- Détails de la journée d'échantillonnage du 03 juin 2009, HA09..... 219

1.4.3. Conclusion sur les variations spatiales des flux transversaux orientés vers le haut de plage. 221

1.5. Impact de la marée sur les fluctuations des flux sédimentaires dirigés vers le haut de plage (F_{on}) 221
1.5.1. Variations du transport sédimentaire transversal (F_{on}) en fonction de la phase tidale..... 221
- Mesures effectuées le 13/11/08, ZY08..... 222

1.6. Conclusion sur la caractérisation des flux sédimentaires transversaux..... 223

2. Comparaisons entre les flux sédimentaires longitudinaux et les flux transversaux 224

2.1. Introduction..... 224

2.2. Comparaisons entre les flux sédimentaires longitudinaux (FL) et les flux transversaux orientés vers le haut de plage (F_{on}) 224

2.2.1. Le rôle des conditions hydrodynamiques sur chaque composante. 225
2.2.2. Influence de la zone hydrodynamique sur la dominance du transport sédimentaire transversal. 226
2.2.3. Le rôle de la morphologie de la plage dans le transport sédimentaire transversal 227
2.2.4. La pente locale de la plage 228
2.2.5. Conclusion sur les comparaisons entre le transport sédimentaire transversal dirigé vers le haut de plage et les flux longitudinaux. 229

2.3. Distribution verticale comparée des flux longitudinaux et transversaux 230

2.4. Analyse de la granulométrie du transport sédimentaire longitudinal et transversal 231
2.4.1. Etude comparée de la taille du grain entre les flux sédimentaires transversaux et longitudinaux 231
2.4.2. Répartition verticale de la taille du grain pour les flux transversaux et longitudinaux 233

2.5. Comparaisons entre les flux transversaux orientés vers le haut de plage (F_{on}), le bas de plage (F_{off}) et les flux longitudinaux : Campagne de Wissant, mars 2010 235
2.5.1. Caractérisation du transport sédimentaire au cours de la campagne WI10 235
2.5.2. Comparaison entre les différentes composantes 237
2.5.3. Caractérisation des fluctuations des flux transversaux au cours de la campagne 238
2.5.4. Calcul des directions de transports résiduels selon la méthode de Gao et Collins (1991) 240
2.5.5. Conclusion sur la campagne de Wissant, mars 2010 244

3. Conclusion 244

CHAPITRE VI: Réponse Morpho-Sédimentaire à Court Terme 247

Résumé : 249

Abstract : 249

1. Evolution morphologique à court terme 251

1.1. Campagne de Zuydcoote, novembre 2008 (ZY08) 251
1.1.1. Conditions météo-marines (Rappel) 251
1.1.2. Réponse morpho-sédimentaire de la zone d'étude (ZY08) 251
- Approche 2D 251
- Approche 3D 253

1.2. Campagne de Zuydcoote, novembre – décembre 2009, (ZY09) 256
1.2.1. Conditions météo-marines (Rappel) 256
1.2.2. Réponse morpho-sédimentaire de la zone d'étude (ZY09) 256
- Approche 2D 256
- Approche 3D 257

1.3. Campagne de Wissant, mars 2009, (WI09) 261
1.3.1. Conditions météo-marines (Rappel) 261
1.3.2. Réponse morpho-sédimentaire de la zone d'étude (WI09) 261
- Approche 2D 261
- Approche 3D 264

1.4. Campagne de Wissant, mars – avril 2010 (WI10) 268
1.4.1. Conditions météo-marines (Rappel) 268
1.4.2. Réponse morpho-sédimentaire de la zone d'étude (WI10) 268
- Approche 2D 268
- Approche 3D 269

1.5. Campagne d'Hardelot, juin 2009 (HA09) 272
1.5.1. Conditions météo-marines (Rappel) 272
1.5.2. Réponse morpho-sédimentaire de la zone d'étude (HA09) 272
- Approche 2D 272

- Approche 3D 273

1.6. Campagne d'Hardelot, janvier – février 2010 (HA10) 276
1.6.1. Conditions météo-marines (Rappel) 276
1.6.2. Réponse morpho-sédimentaire de la zone d'étude (HA10) 276
- Approche 2D 276
- Approche 3D 279

2. Conclusion 283

CHAPITRE VII: Modélisation Numérique des Transports Sédimentaires Longitudinaux 285

Résumé : 287

Abstract: 287

1. Quelques précisions… 289

2. Approche paramétrique des estimations de flux sédimentaire 291

2.1. Introduction 291

2.2. 1ère approche paramétrique (Sedtrans) 291
2.2.1. Bagnold (1963) (B63) 292
2.2.2. Yalin (1963) (Y63) 292
2.2.3. Engelund et Hansen (1967) (EH67) 292
2.2.4. Van Rijn (1993) (VR63) 293
2.2.5. Résultats 293

2.3. 2e approche paramétrique 297
2.3.1. Bijker (1968) (BI68) 298
2.3.2. Bailard (1981) (BA81) 298
2.3.3. Dibajnia et Watanabe (1992) (DW92) 299
2.3.4. La formule de Ribberink (1993, 1994, 1998) (RI93) 299

2.4. Résultats des comparaisons 299

2.5. Comparaison des données in situ mesurées au cours de plusieurs études avec les flux calculées par différents modèles. 300

3. 3e approche: Estimation des flux sédimentaires par simulation morphodynamique. 304

3.1. Introduction 304

3.2. Principe 304

3.3. Approche préliminaire 305
3.3.1. L'influence de la hauteur d'eau sur les débits solides modélisés 306
3.3.2. Premiers résultats 308

4. Conclusion 311

5. Perspectives de travail 312

CHAPITRE VIII: Synthèse: Le Rôle du Transport Sédimentaire dan la Dynamique des Barres Intertidales 315

Résumé : 317

Abstract: 317

1. Généralités 319

1.1. Le choix d'une méthode de mesure et de terrain adaptée aux plages macrotidales sableuses. 319

1.2. Une complexité hydrodynamique avérée 321
2. Caractérisation et évolution du transport sédimentaire dans la zone proche du déferlement : synthèse 323
2.1. L'importance de l'échelle de temps dans l'étude de la dynamique sédimentaire 323
2.2. De multiples forçages physiques 324
2.3. Evolution du transport sédimentaire à travers l'estran et sous diverses conditions hydrodynamiques 325
2.4. Le rôle de la morphologie locale 327
2.4.1. La pente de la plage 327
2.4.2. La rugosité de surface 329
2.5. Asymétrie des flux sédimentaire au cours de la marée ? 331
3. Dynamique sédimentaire et morphodynamique des plages macrotidales de la Côte d'Opale 332
3.1. Une morphodynamique complexe étudiée depuis de nombreuses années… 332
3.2. Des ordres de grandeurs différents 335
3.3. Deux composantes pour deux morphodynamiques bien distinctes 337
3.3.1. Une forte dynamique transversale 337
3.3.2. L'importance de la dynamique longitudinale 338
3.4. La mobilité des barres dans le profil 341
3.4.1. Un milieu de plage très dynamique 343
3.4.2. Le rôle du marnage 343
3.5. La formation des barres 347
4. Mise en place d'une circulation sédimentaire résiduelle à l'échelle du cycle tidal 348
5. Une morphodynamique et une dynamique sédimentaire multi-forçage 348

Conclusion Générale 353

Bibliographie *359*

Liste des Figures, des Tableaux et des Photographies *373*

Table des matières *389*

Annexe 1 *403*

Annexe 2 *405*

Annexe 3 *406*

Annexes

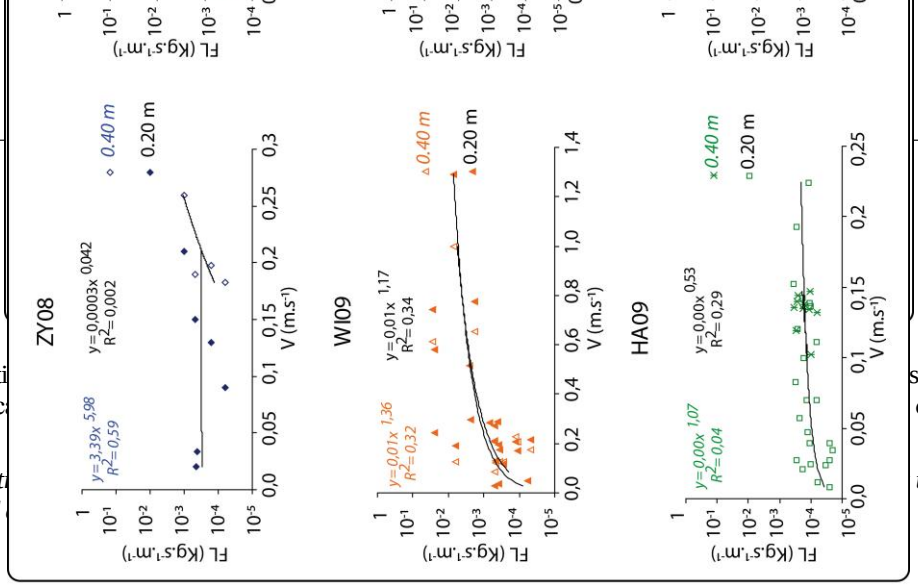


Fig. i-1 : Relati s longitudinaux pour chaque c des conditions d'agitation.

***Fig. i-1** : Relati transport rates for all the field*

Fig. i-2 : Relations entre les vitesses de courant mesurées à 0,20 m et 0,40 m avec les flux sédimentaires longitudinaux pour chaque campagne de terrain et pour chaque site, toutes campagnes cumulées pour l'ensemble des conditions d'agitation.

***Fig. i-2** : Relationship between mean current velocities measured at 0.2 m and 0.4 m above the bed, with longshore sediment transport rates for all the field experiment, for each field campaigns and for all the wave energy conditions.*

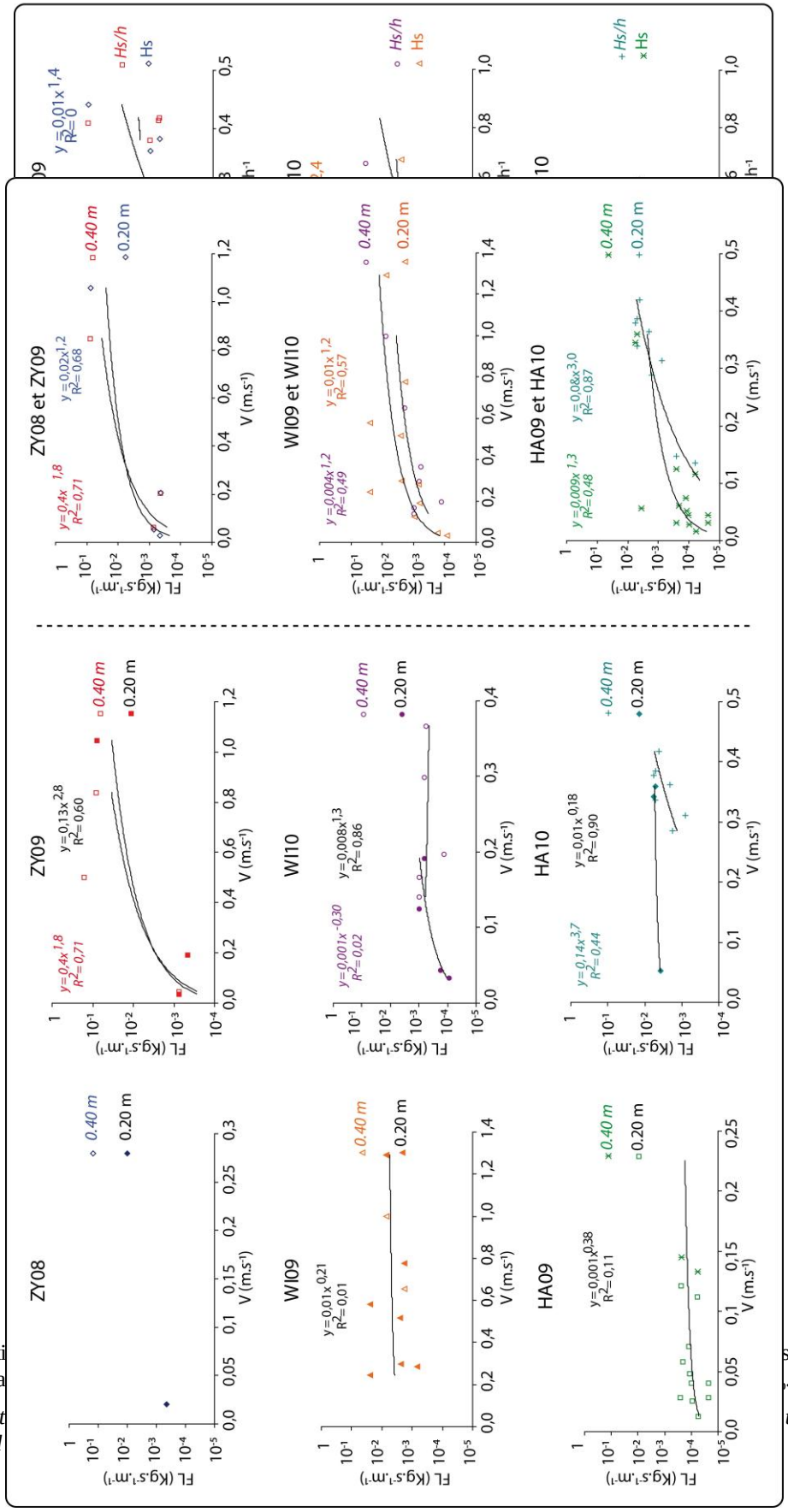


Fig. i-3 : Relati s longitudinaux pour chaque ca .

***Fig. i-3** : Relat transport rates for all the field*

Fig. i-4 : Relations entre les vitesses de courant mesurées à 0,20 m et 0,40 m avec les flux sédimentaires longitudinaux pour chaque campagne de terrain et pour chaque site, toutes campagnes cumulées et lorsque $H_s.h^{-1} > H_s.h^{-1}_b$.

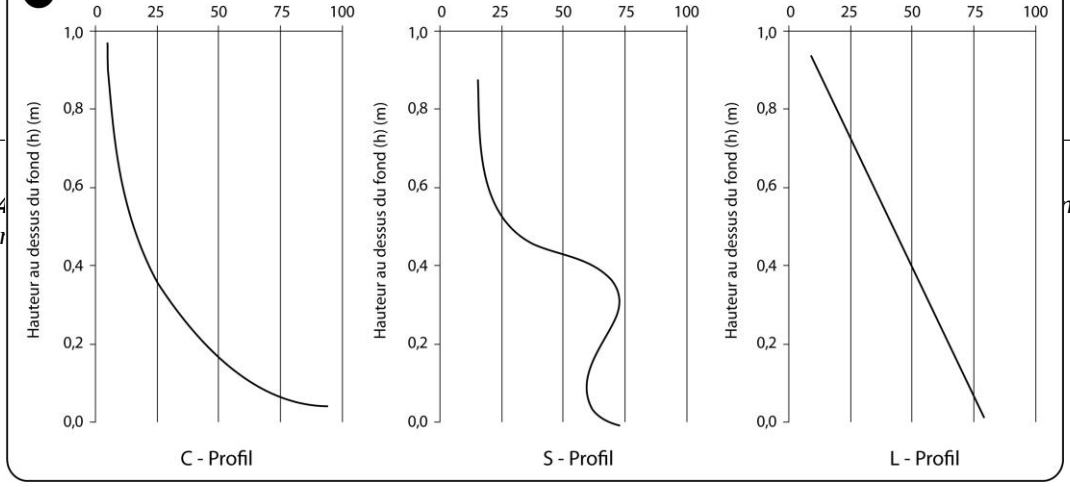


Fig. i-4 *...ngshore sedimen...*

Fig. i-5: Répartition verticale des flux sédimentaires longitudinaux dans la colonne d'eau pour chaque campagne de terrain.

Fig. i-5*: Vertical distribution of longshore sediment transport rates through the water column for each field experiments.*

Annexe 3

Résultats et commentaires complémentaires sur l'analyse des directions résiduelles de transport

Un deuxième prélèvement a été réalisé au cours du jusant de la journée du 1er avril 2010 (**Fig. i-6**). La grille A1 montre un transport préférentiel vers le nord avec cependant peu de possibilité de transport. L'est de la zone en bas de plage tend vers l'est, ce qui peut être corrélé à l'influence du courant de jusant sur cette zone plus particulièrement. Une convergence des sédiments vers le centre de la zone est parfaitement illustrée avec la grille A2. La rose montre des directions opposées avec toutefois une prédominance pour le sud ouest. Toutefois, les probabilités de transport les plus importantes (> 0,4) sont dirigées vers l'est, en accord avec les conditions hydrodynamiques. Cette forte prédominance vers l'est est plus marquée sur la grille A3, avec notamment des directions orientées vers l'est sur toute la partie est de la zone. Il faut cependant modérer l'interprétation des points en bord de grille, qui sont forcément comparés à moins de points que dans le centre de la plage. La grille A4 présente un transport résiduel dirigé dans toutes les directions, toutefois, l'intensité du transport est nettement plus importante vers le secteur nord est (> 0,6) et correspond aux échantillons prélevés sur la partie ouest du haut de plage. Les directions de transport résiduel sont plus hétérogènes que pour le 30 mars, même si l'on dénote une certaine prédominance des directions les plus probables vers l'est en raison de la forte agitation qui ont engendré un fort courant vers l'est.

Avec une distance critique de 140 mètres, les tendances sont similaires, mais l'impression générale reste que les directions sont beaucoup plus hétérogènes que le 30 mars, notamment pour les grilles A1 et A2 où il n'apparaît pas de direction préférentielle nette. En revanche les grilles A3 et A4 présentent des directions plus significatives. En effet, sur la grille A3, le transport est principalement orienté vers le haut de plage. En revanche sur la grille A4, l'est de la zone ne semble pas assujettie un transport important alors que l'ouest montre une forte migration du sédiment vers l'est, et légèrement vers le haut de plage.

Le 30 mars, pour une distance critique de 120 m (**Fig. i-8**), la direction de transport résiduel principale semble tendre vers le nord est, excepté pour la grille A où la direction du transport est ici plutôt orientée vers le sud ouest. Contrairement aux autres grilles, la concentration des flèches sur l'estran est réduite, traduisant ainsi que la comparaison des paramètres

granulométriques … aison des 4 grilles
montrent une dire… apparaît nettement
sur la rose des di… our les directions
orientées vers le s… fet pas compte du
poids (vitesse) de … ette campagne ont
favorisé un fort co… rtes houles venant
du secteur SO. L… e l'alternance des
courants tidaux qu… e vers le sud ouest
et correspondant a… s superposées à la
morphologie de la… istance critique de
Dcr = 140 m a été… ntillonnage mais il
est apparu difficile…

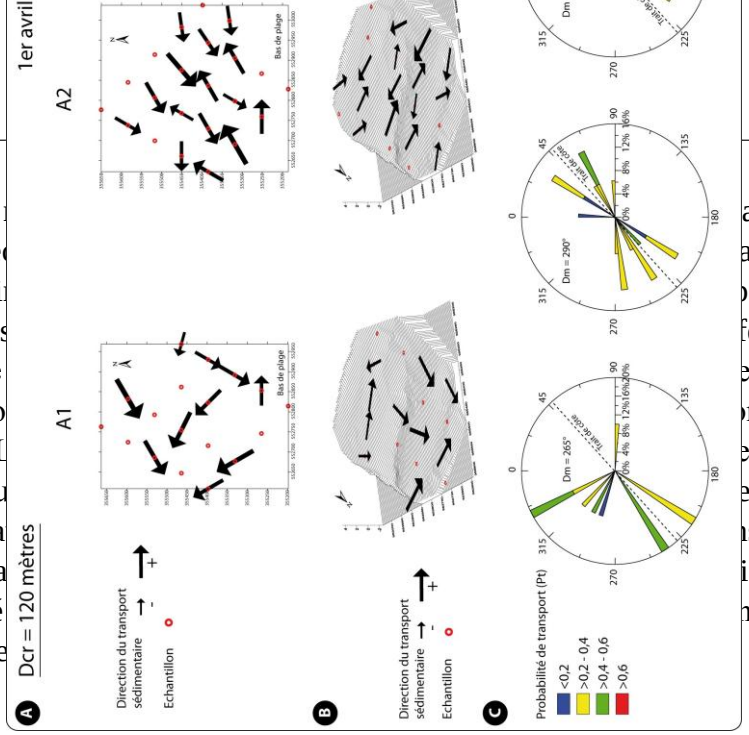


Fig. i-6: Synthèse des directions de transports résiduels (A) et superposée à une représentation 3D (B) de la zone d'étude, calculées par la méthode Gao et Collins (1991) suite aux prélèvements de sédiment de surface le 1er avril 2010 à Wissant, pour une distance critique de 120 m et ce, pour chaque grille d'échantillonnage (A1 → A4). Plus la flèche est importante, plus la direction du transport est bien établie. Les roses présentent l'ensemble des directions de transports pour chaque grille et pour l'ensemble des grilles (C) ; D_m représente la direction moyenne sur l'ensemble de l'estran.

***Fig. i-6**: Synthesis of residual sediment transport directions following the grain size trend analysis developed by Gao and Collins (1991) during the 1st of April 2010 (WI10) for a characteristic distance of 120 m and for each sampling grid (A1 → A4 (A) and overlaid on 3D DEM. Residual sediment transport direction is well established with arrows growing. C) refers to the total residual sediment transport for each sampling grid and for all the grid; D_m represents the mean sediment transport direction.*

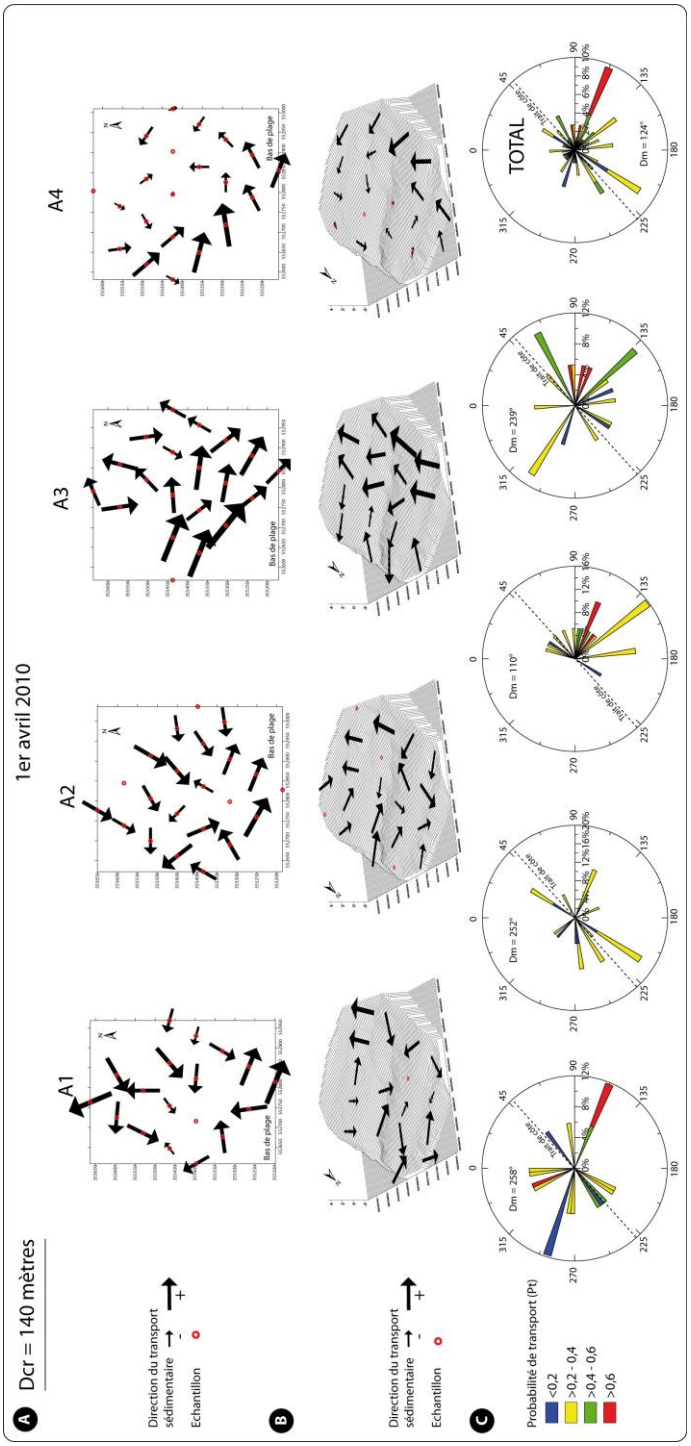


Fig. i-7: Synthèse des directions de transports résiduels (A) et superposée à une représentation 3D (B) de la zone d'étude, calculées par la méthode Gao et Collins (1991) suite aux prélèvements de sédiment de surface le 1er avril 2010 à Wissant, pour une distance critique de 140 m et ce, pour chaque grille d'échantillonnage (A1 → A4). Plus la flèche est importante, plus la direction du transport est bien établie. Les roses présentent l'ensemble des directions de transports pour chaque grille et pour l'ensemble des grilles (C) ; D_m représente la direction moyenne sur l'ensemble de l'estran.

***Fig. i-7**: Synthesis of residual sediment transport directions following the grain size trend analysis developed by Gao and Collins (1991) during the 1st of April 2010 (WI10) for a characteristic distance of 140 m and for each sampling grid (A1 → A4 (A) and overlaid on 3D DEM. Residual sediment transport direction is well established with arrows growing. C) refers to the total residual sediment transport for each sampling grid and for all the grid; D_m represents the mean sediment transport direction*

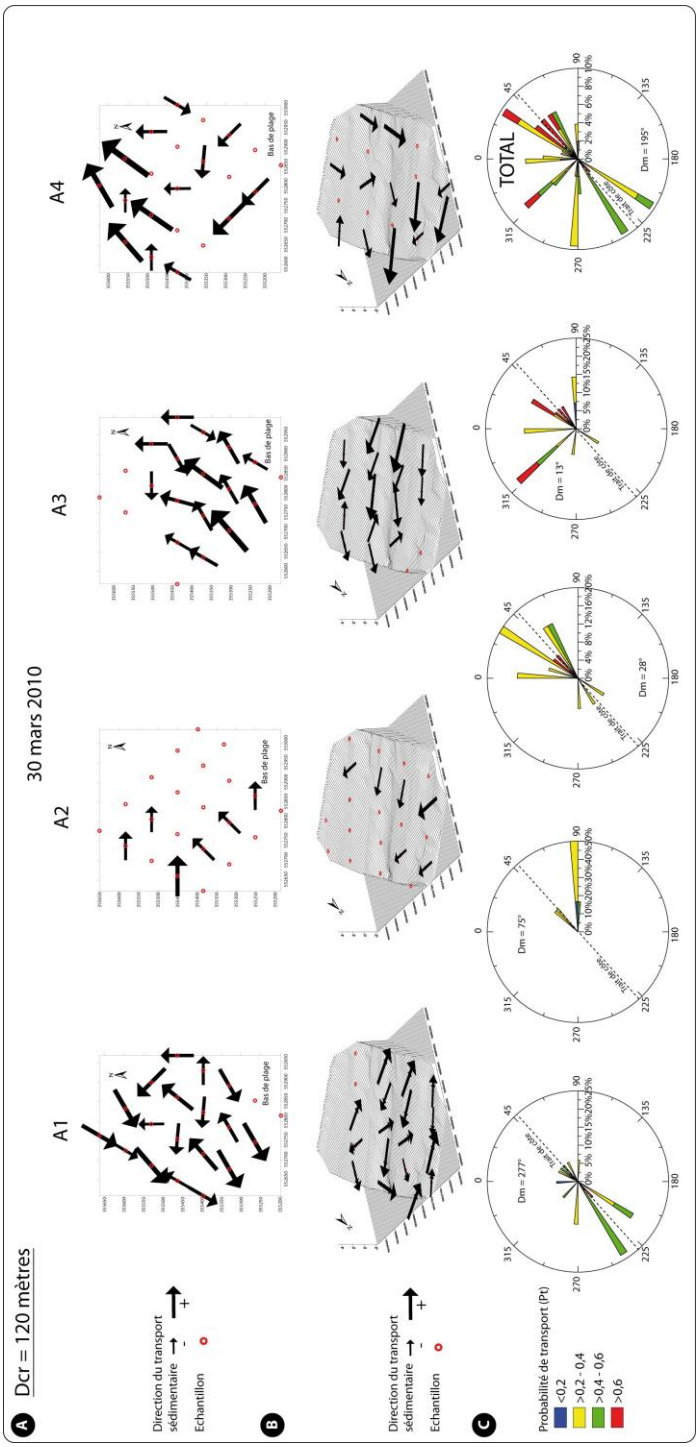


Fig. i-8 : Synthèse des directions de transports résiduels (A) et superposée à une représentation 3D (B) de la zone d'étude, calculées par la méthode Gao et Collins (1991) suite aux prélèvements de sédiment de surface le 30 mars 2010 à Wissant, pour une distance critique de 120 m et ce, pour chaque grille d'échantillonnage (A1 → A4). Plus la flèche est importante, plus la direction du transport est bien établie. Les roses présentent l'ensemble des directions de transports pour chaque grille et pour l'ensemble des grilles (C) ; D_m représente la direction moyenne sur l'ensemble de l'estran.

***Fig. i-8** : Synthesis of residual sediment transport directions following the grain size trend analysis developed by Gao and Collins (1991) during the 30th of March 2010 (WI10) for a characteristic distance of 120 m and for each sampling grid (A1 → A4 (A) and overlaid on 3D DEM. Residual sediment transport direction is well established with arrows growing. C) refers to the total residual sediment transport for each sampling grid and for all the grid; D_m represents the mean sediment transport direction.*

Evaluation des transports sédimentaires sur le littoral du Nord Pas-de-Calais: vers une meilleure compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales.

Résumé:

Nos connaissances et notre compréhension de la dynamique sédimentaire des plages macrotidales sont encore limitées de nos jours en raison d'un manque de données lié à la plus faible proportion de ces plages à l'échelle mondiale. Trois plages macrotidales à barres et à bâches du littoral de la Côte d'Opale dans le Nord de la France ont été choisies pour mener cette étude. Elle se base sur trois approches différentes visant à caractériser (1) le régime tidal et les conditions hydrodynamiques, (2) la morphologie de la zone intertidale et (3) les flux sédimentaires longitudinaux (FL) et transversaux (FC) dans diverses conditions tidales et énergétiques. Le transport a été mesuré dans la zone proche du déferlement à l'aide de pièges à sédiment de type Kraus (1987) permettant de caractériser le débit solide à plusieurs niveaux au dessus du fond au cours de conditions d'agitation faibles à modérées ($H_s < 1$ m). Malgré une uniformité des flux le long de la plage, les phénomènes de vidange des bâches par l'intermédiaire de chenaux perpendiculaires au trait de côte permettent l'introduction de volumes de sédiment significatifs, augmentant localement le FL. La distribution des flux à travers l'estran présente, quant à elle, une décroissance nette du bas de plage vers le haut de plage. Les mesures simultanées de FL et de FC ont démontré que le FC dirigé vers le haut de plage et la résultante du FC sont dans la plupart des cas supérieurs aux FL en raison de la plus forte intensité des vitesses de courant oscillatoire. Ces résultats mettent en évidence des mouvements significatifs de volume de sable à travers la zone intertidale à l'échelle de la mesure, ce qui influence fortement la morphodynamique de la plage. L'ensemble de la zone intertidale est toutefois apparue relativement stable, avec des changements plus significatifs à court terme qu'à plus long terme. Les mesures de transport ont permis de mettre en lumière le rôle fondamental des bâches dans la dynamique des plages macrotidales. Ces dépressions inter-barres sont en effet responsables de la canalisation du sédiment le long du rivage, limitant ainsi les transports sédimentaires transversaux et par conséquent la migration des barres intertidales. Il est vraisemblable que le temps de résidence et l'intensité des processus hydro-sédimentaires jouent un rôle prépondérant dans la dynamique des barres intertidales. Les mesures ont également été comparées avec plusieurs estimations du transport sédimentaire issues de modèles numériques et morphodynamiques. Bien que les flux calculés surestiment en général le transport mesuré, certaines formules semblent plus adaptées pour déterminer le FL dans la zone de levée.

***Mots clés**: Transport sédimentaire, mesures in situ, pièges à sédiment, macrotidal, morphodynamique, hydrodynamique, modélisation numérique, Mer du Nord.*

***In situ* sediment transport measurements on the coast of Northern France: towards a better understanding of the morphodynamics of macrotidal-barred beaches.**

Abstract

Our knowledge and understanding of the sediment dynamics of sandy macrotidal beaches is still limited by a lack of data from these macrotidal environments. This limitation is due to the relatively small proportion of macrotidal coasts in the world. Three sandy beaches on the coast of Northern France were chosen to conduct this study. Three scientific approaches were used: 1) characterization of tidal and waves energy conditions using wave and current meters deployed on the foreshore; 2) beach morphology survey and 3) estimation of longshore (FL) and cross-shore (FC) sediment transport using streamer traps similar to those designed by Kraus (1987). Sand transport was measured about 1 m water, next to the breaker zone and either in the shoaling zone or in the surf zone; under low to moderate waves energy conditions ($H_s < 1$ m). In spite of a low longshore variability in sediment transport due to a high degree of hydrodynamic uniformity along the shore, runnel drainage can locally increase sediment transport rates. Cross-shore distribution appeared to be more variable as sediment transport decreased from the lower to the upper part of the beach. Onshore, offshore and longshore sediment transport measured simultaneously showed that under various energetic conditions, FC appeared to be generally higher than FL. Although net littoral drift is directed towards the Belgian coast, these results suggest that significant volumes of sand move across the intertidal zone. These significant volumes of sand most likely have a strong influence on the morphodynamics of the beach. Daily topographical survey has shown little morphological variations while sediment transport rates appeared very variable and very significant,

especially during the highest wave energy conditions. Sediment transport measurements across the foreshore highlight the important role played by inter-bar troughs in the morphodynamics of macrotidal beaches. Higher bed roughness in these depressions is responsible for an increase in sediment resuspension through the water column. Suspended transport is therefore favoured in troughs and hinders the cross-shore sediment transport, which is responsible for the bar migration across the intertidal zone. Morphological changes are dependent of the time residence of the hydrodynamic zones, but the morphodynamics of the intertidal bars appear to be strongly controlled by the amplitude of the incident waves. FL were also compared with calculated data computed using from numerical and morphodynamic model. Although computed transport rates are generally higher than in situ measurements, it appears that some formulae provide better estimate of FL, especially in the shoaling zone.

Key words: *Sediment transport, in situ measurements, sediment traps, macrotidal, morphodynamic, hydrodynamic, numerical modelling, North Sea.*