



HAL
open science

**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.**

Aline Aubry

► **To cite this version:**

Aline Aubry. 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.. Géomorphologie. Université du Littoral Côte d'Opale, 2010. Français. NNT : 2010DUNK0256 . tel-00556010

HAL Id: tel-00556010

<https://theses.hal.science/tel-00556010v1>

Submitted on 14 Jan 2011

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.

LABORATOIRE D'OCÉANOLOGIE ET GÉOSCIENCES
UMR CNRS 8187
EQUIPE MORPHODYNAMIQUE DES LITTORAUX
ECOLE DOCTORALE SMRE
(Science de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement)

**PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES ET BILANS MORPHO-SÉDIMENTAIRES
D'UN LITTORAL MACROTIDAL EN ACCRETION : ÉTUDE *IN SITU* ET PAR
TÉLÉDÉTECTION SPATIALE. APPLICATION AUX HEMMES DE MARCK,
NORD PAS-DE-CALAIS, FRANCE**

THÈSE DE DOCTORAT DE GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

Présentée par

Aline AUBRY

Soutenue publiquement à WIMEREUX le 4 Février 2010 devant un jury composé de :

Directeurs de recherche :

Philippe DUBUISSON

Professeur, Université de Lille 1, Directeur de thèse

Antoine GARDEL,

Maître de Conférences, Université du littoral Côte d'Opale, Co-directeur de thèse

Sandric LESOURD,

Maître de Conférences, Université du littoral Côte d'Opale, Co-directeur de thèse

Rapporteurs :

Laurent POLIDORI,

Professeur Titulaire de la Chaire de Géomatique du CNAM

Hervé REGNAULD,

Professeur, Université de Haute Bretagne, Rennes 2

Examineurs :

Edward J. ANTHONY,

Professeur, Université d'Aix Marseille

Aart KROON,

Associate Professor, University of Copenhagen

AVANT PROPOS

Une thèse n'est pas une fin en soi certes, mais au moment de franchir ce cap, il m'est impossible de ne pas penser à tous ceux qui, de près ou de loin, auront contribué à ce grand effort. Si l'épreuve est individuelle, une thèse est un travail collectif où l'apport de chacun, bien que d'importance inégale, est toujours indispensable et précieux.

Je remercie Philippe Dubuisson, Dub ! mon directeur de thèse, pour m'avoir aidé à prendre les bonnes décisions particulièrement à la fin, pour avoir toujours suivi mon travail malgré son changement de laboratoire et d'université.

Merci à mes deux co-directeurs, Antoine Gardel et Sandric Lesourd, pour votre direction complice. Merci de m'avoir fait confiance en me laissant une grande liberté de travail tout en étant toujours très disponibles et de m'avoir poussée à constamment me surpasser.

Merci Antoine pour m'avoir initiée aux joies de la télédétection, merci Sandric, pour la transmission du savoir du granulomètre, entre autres ! Merci pour les longues heures passées à relire (et réduire !) ce manuscrit et tant d'autres choses. Merci à vous deux.

Mes remerciements vont également aux membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'examiner et de juger ce travail merci à M. Laurent Polidori, Professeur Titulaire de la Chaire de Géomatique du CNAM et à M. Hervé Regnauld, (Professeur de Géographie à l'université de Rennes 2) d'avoir accepté la tâche ingrate de rapporteurs de manuscrit.

Merci à M. Aart Kroon, (Associate Professor, Lecturer in Physical geography, Copenhagen), qui me fait un grand plaisir de participer à ce jury. Merci à M. Edward J. Anthony, (Professeur de Géographie, à l'université d'Aix Marseille), d'avoir fait le déplacement pour ma soutenance et pour vos remarques toujours constructives notamment lors de la rédaction d'articles en anglais !

Cette thèse a bénéficié d'une Allocation-Moniorat de recherche du Ministère de la Recherche. Les différents travaux de terrain ont été réalisés dans le cadre des contrats INSU PLAMAR (PLAge à MARée) et BQR (Approche intégrée pour le suivi du transport particulière en milieu côtier et de ses impacts morphodynamiques sur les littoraux). Enfin, l'acquisition des programmations SPOT5 a été financée par le CNES grâce au programme ISIS SPOT.

J'adresse toute ma gratitude à Arnaud Héquette, Professeur de Géographie, responsable de l'équipe morphodynamique des littoraux ainsi qu'à Mylène Ruz, Maître de Conférences et HDR, pour leurs conseils, pour leur présence à mon anniversaire à Lisbonne (le resto était pas mal !). Merci Mylène pour les mesures éoliennes, pour les nombreux conseils durant toutes ces années. Merci à Olivier Cohen, Maître de Conférences, (fournisseur officiel de données météorologiques) notamment pour ses macros Excel qui ont simplifié les traitements et pour les adresses des producteurs de paniers de légumes bio !

Merci également à Franck Dolique, Professeur à l'université d'Antilles-Guyane, grand découvreur de la filière "rémoise"! Je n'oublierai pas nos aventures de terrain mahoraises (panne de voiture, bananeraie de Dapani...) ou le soutien que tu m'as apporté pour la candidature au post-doc au CNES.

Je pense ensuite à la CAC de Calais, qui nous a permis de rencontrer le personnel de la base de chars à voile des Hemmes de Marck. Un énorme merci à Béatrice sa directrice, à Hubert et Freddy mes pilotes de tracteurs pour la réalisation des grands MNT, toujours à l'heure, par tout temps et quasi tout substrat ! Voire même dans l'eau de mer... Merci à la directrice du club de chars de nous avoir prêté son tracteur quand ceux de la base étaient en panne !

Merci à Aurélien Ridé et Fabian Morelle qui m'ont aidé sur le terrain et particulièrement Julien Fournier qui a donné de sa personne pour la réalisation des MNT (sous les éclairs !) en tandem avec Antoine James, venu sur son temps libre pour ma première campagne. A Anissa Habane qui a commencé la 1^{ère} à travailler sur ce terrain il faut dire un peu étrange ! « mais elle est où la mer ??? ».

Merci à l'équipe toulousaine, Marion Theuzillot et Julien Trabuc de Formosat-2, Christine Baron de Spot Image et son merveilleux 'assent' du sud ouest, aux programmeurs, Benoit Bex et Brice Lamarre pour leur grande disponibilité : "désolé, mais on voit rien sur l'image..." (vive le nord !)

Je tiens également à remercier M. Alain Trentesaux, Professeur à l'université de Lille 1 et son équipe pour les analyses des argiles, Denis Malengro « le chef carottes longues » de ce même laboratoire, M. Olivier Monfort (UMR CNRS M2C Caen) pour la macro Excel du traitement des courantomètres.

Je remercie la DDE 59 et plus particulièrement Casimir Letelier pour les données LIDAR.

Je voudrais associer dans mes remerciements, l'ensemble du personnel du laboratoire UMR CNRS LOG et plus particulièrement l'équipe Physique, Hubert Loisel, Lucile Duforet (pour 6S), Cedric Jamet (données Modis), David Dessailly (corrections atmo), Xavier Meriaux pour les disquettes (vive l'âge de pierre !) mais aussi, Laurent Brutier pour ses compétences en électronique et programmation, Michel pour la construction du mât et ses idées ingénieuses pour faire tenir le panneau solaire.

Je pense également à Jacinthe Caillaud, ma première colloc de bureau à mon arrivée à Wimereux, pour les conseils diffracto et argiles qu'elle m'a donnée à distance. Merci à Sylvie Phillippe, toujours présente pour son soutien pour les discussions dans le couloir, à Swan Gontharet, à sa bonne humeur indestructible et à son rire communicatif !

Aux anciens du laboratoire GéoDAL qui m'ont beaucoup appris, merci Méha Mrani de ne pas avoir su tenir ta langue !, merci à Mouncef Sedrati, Yacine Hemdane, Claire Marion, Arnaud Oblinger, Jérôme Besson, Jimmy Bertier et tous les autres...

Merci à Vincent Sipka, ingénieur d'étude, conducteur du 4x4 même dans les zones un peu vaseuses... ! merci surtout pour la logistique, la programmation des appareils ; Denis Marin, assistant ingénieur en cartographie pour les conseils, bien évidemment pour ses connaissances en informatique.

Merci aux thésards, compagnon de galère, Jonathan Selleslagh, Natacha Guiselin, mais aussi l'équipe dunkerquoise, particulièrement Aurélie Maspataud, ma colloc de chambre à l'hôtel lors de notre escapade lisboète, je n'oublierai pas notre rencontre un dimanche matin sur mon terrain, à la relève, Adrien Cartier et Erwan Gensac, vous y passerez un jour !

A Caroline Rufin-Soler pour avoir toujours été présente, pour les conseils, pour les pauses café !

Enfin, je tiens à dédier ce manuscrit à ceux qui m'ont particulièrement encouragé, soutenu dans les moments difficiles et motivé au cours de ces longues années d'études :

- à ma famille qui me suit et me soutient depuis mes débuts, merci maman pour les heures passées à corriger les fautes d'orthographe, merci papa pour ton œil scientifique aguerrri à la formulation des équations entre autres.

- à celui qui tient la place la plus importante, à toi Matthieu, à la fois professionnellement et dans notre vie privée, ce travail n'existerait pas sans toi, merci pour tout.

Merci pour les explications des paramètres en hydro, bien confus dans ma tête!, pour les levés de l'immense MNT plateforme, sous la pluie et dans le froid (sous la grêle), toi, le tropicaliste qui aime la chaleur. Merci, pour toutes les trop nombreuses tentatives échouées des programmations SPOT et surtout pour avoir porté ce foutu spectromètre trop lourd.

Merci de m'avoir fait découvrir Mayotte, son effervescence un peu bordélique mais tellement touchante. Merci pour les séjours passés à la case de Robinson, le paradis sur terre, je n'oublierai jamais Mtsanga Gouéla, les enfants de Dapani, la barge, les méga crabes de mangrove ! ou encore le grigri du niveau 1 !

Merci pour ton soutien durant cette aventure commune. C'est la fin, ou plutôt, après tout ce travail, le début d'autre chose ...

Sommaire

Avant propos	i
Sommaire	iii
Abréviations et symboles	iv
Introduction générale	1
Chapitre 1 : Contexte mondial et présentation du site expérimental	5
1. Contexte mondial, état de l'art	5
2. Caractéristiques générales de la zone d'étude	12
3. Aspects généraux et présentation du site d'étude.....	21
Chapitre 2 : Matériels et Méthodes	37
1. Approche multi-scalaire et pluridisciplinaire	38
2. Techniques d'étude	40
3. Caractérisation et objectifs des différentes campagnes de mesures	71
Chapitre 3 : Analyse des processus météo-marins	75
1. L'hydrodynamisme général.....	75
2. Détails de l'hydrodynamisme selon différentes conditions météorologiques	83
3. Transport éolien.....	107
4. Analyse des données météorologiques selon les niveaux d'eau et les saisons durant les 3 années de suivi.....	117
Chapitre 4 : Etat des lieux et évolution morpho-sédimentaire du très court au moyen terme ...	127
1. Morphologie générale et évolution du trait de côte à moyen terme	127
2. Caractéristiques et évolution saisonnière de la couverture sédimentaire	158
3. Stratigraphie des dépôts	181
Chapitre 5 : Apport de la télédétection spatiale dans l'Étude des littoraux	191
1. Télédétection spatiale, Étude du profil topographique de plage.....	192
2. Caractérisation granulométrique et géotechnique des matériaux de l'estran par télédétection spatiale optique et mesures <i>in situ</i>	199
Chapitre 6 : Bilan morpho-sédimentaire, vers une compréhension globale des mécanismes qui régissent le profil côtier	225
1. Évolution passée, morphodynamique et sédimentaire à l'échelle pluriannuelle (1911-2006).....	225
2. Évolution morpho-sédimentaire à l'échelle annuelle 2006-2009.....	227
3. Vers une compréhension des processus et de leurs conséquences à l'échelle VE/ME	249
4. Vers une compréhension évolutive	259
Conclusion Générale	269
Références bibliographiques	275
Liste des figures	295
Liste des tableaux	305
Table des matières.....	306
Annexes.....	314

ABREVIATIONS ET SYMBOLES

PF	PlateForme,
PBI	Plage à Barres Intertidales,
BSF	Bas SandFlat, bas de la plateforme
MSF	Mi SanFlat, mi-plateforme
HSF	Haut SandFlat, haut de plateforme
ME	Morte Eau
VE	Vive Eau
BMVE	Basse Mer de Vive Eau
BMME	Basse Mer de Morte Eau
NM	Niveau Moyen
HMME	Haute Mer de Mort Eau
HMVE	Haute Mer de Vive Eau
MES	Matières En Suspension
V	Vaseux
SV	Sablo-vaseux
F2	FORMOSAT-2
Hs	Hauteur significative des vagues (m)
Tp	Période pic (s)
h	hauteur de la colonne d'eau (m)
Vm	vitesse des courants moyens (cm.s^{-1})
Vl	vitesse de la composante longitudinale du courant (cm.s^{-1})
Vt	composante transversale du courant (cm.s^{-1})
$\tan\beta$	penne de la plage
k	nombre de vagues
E	énergie par mètre linéaire de crête de vague (N.m^{-1})
γ_s	hauteur relative des vagues
γ_E	atténuation de l'énergie des houles (%)
γ_{Vc}	atténuation vitesse de courants (%)
Xm ou D ₅₀	grain moyen (mm)
So	indice statistique de tri du sédiment
Sk	indice statistique d'asymétrie du sédiment
Ku	indice de dispersion de kurtosis
ρ	masse volumique de l'eau (kg.m^{-3})
ρ_s	masse volumique du sédiment (kg.m^{-3})
z ₀	longueur de rugosité du sédiment en surface (mm)
U*	vitesse critique (m.s^{-1})
U _{cr}	vitesse critique de mise en mouvement (m.s^{-1})
U ₁₀₀	vitesse du courant à 1 mètre au dessus du fond (cm.s^{-1})
U _{100cr}	vitesse critique à 1 mètre au dessus du fond (cm.s^{-1})
Qs	flux sédimentaire ($\text{kg.min}^{-1}.\text{m}^{-1}$)

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les côtes basses sableuses représentent environ 20 % du linéaire côtier tout autour du monde, il est donc important de les étudier dans le contexte actuel de forte pression anthropique (villes, complexe-industriale-portuaire...), changements globaux (intensification présumée des tempêtes, évènements paroxysmaux, élévation du niveau de la mer) et ceci dans un contexte érosif global lié à l'affaiblissement du stock sédimentaire. Il est ainsi primordial d'étudier ces milieux aux multiples enjeux (humains, économiques, fonciers, écologiques et scientifiques) particulièrement les côtes basses en accrétion pour les comprendre et tenter de les faire pérenniser. Ce type d'étude proposée a donc un intérêt majeur pour améliorer la connaissance au cours du temps des mécanismes des côtes sableuses.

La plupart des études menées sur les zones intertidales sableuses, notamment en milieu macrotidal portent généralement sur les plages. Différents travaux concernant ces milieux ont souvent eu pour objet principal l'étude des caractéristiques des barres (Parker, 1975 ; Wijnberg et Kroon, 2002), leur nombre, taille, positionnement sur le profil. En dépit d'un essor considérable de recherches récentes depuis un peu plus d'une décennie (e.g. Voulgaris et al., 1998 ; Kroon and Masselink, 2002 ; Anthony et al., 2004, 2005 ; Masselink et al., 2006 ; Sedrati et Anthony, 2007...) peu de travaux ont été menés sur des plages sableuses à dynamique de très forte accrétion, particulièrement en Europe où elles sont minoritaires. Bien qu'il existe de nombreux types de plages ultra-dissipatives, les sandflat sont encore négligés dans la littérature scientifique (Malvarez et al., 2004). Encore moins d'études existent sur ces milieux présentant certaines des singularités assez rares mondialement, comme des plages à barres à pente très douce, de très larges estrans et une sédimentation fine en milieu macrotidal ouvert. Seuls les milieux situés souvent à proximité d'apports continentaux peuvent éventuellement réunir quelques uns de ces paramètres (Dolphin 1995 ; Tamura, in press ; Bock et Miller, 1995 ; Malvarez et al., 2004). Mais les processus de transport sédimentaire conduisant à l'accrétion des dépôts sur une côte en régime hydrodynamique dominé par la marée et en absence d'apport provenant du continent restent encore mal connus sinon ignorés.

Ce travail propose justement d'apporter des précisions sur les *sandflat* à travers l'étude d'un site en accrétion dont la particularité première est d'être caractérisée par une plage à barres intertidales, au profil convexe, surplombée d'une large plateforme sableuse dont l'originalité

est de présenter une sédimentation vaseuse singulière sur un milieu macrotidal ouvert pourtant soumis à des houles de tempêtes.

Une approche systémique de cet environnement a été développée pour cette étude, par le couplage d'observations et de mesures à la fois par télédétection et par expérimentation *in situ*. En effet, si le volet 'expérimentation terrain' a été très largement utilisé dans les études citées plus haut, rares sont les approches "télédétection" concernant l'étude de la morphologie et/ou la sédimentologie intertidale, et encore moins le couplage de celle-ci avec de l'expérimentation terrain.

Compte tenu de la complexité, de l'hétérogénéité et de la très forte mobilité dans le temps et dans l'espace de l'environnement côtier, l'utilisation de la télédétection en complément des approches de terrain est devenue particulièrement intéressante. La télédétection permet d'obtenir une vision à toute échelle (du synoptique au local), multitemps et multispectrale des espaces littoraux.

Tous ces outils présentent aujourd'hui un énorme potentiel pour le suivi de la dynamique morpho-sédimentaire des littoraux en allant du très court terme à une échelle temporelle pluri-annuelle (eg., Lee *et al.* 1998 ; Lafon *et al.*, 2000, 2001, 2002, 2004 ; Alexander et Holman, 2004 ; Gilvear *et al.* 2004 ; Gardel et Gratiot, 2005a , 2005b ; Adams *et al.*, soumis). Cette flexibilité permet d'optimiser l'apport de connaissances de ces processus pour une gestion intégrée des littoraux.

Cette étude réalisée durant 3 années et soutenue par le programme INSU PLAMAR (PLAge à MARée) et le BQR intitulé Approche intégrée pour le suivi du transport particulaire en milieu côtier et de ses impacts morphodynamiques sur les littoraux, propose d'améliorer la compréhension de la dynamique des mouvements de sédiments en reposant sur des échelles spatiales (et temporelles) suffisamment larges pour pouvoir appréhender les composantes de cette dynamique (sources, circuits, bilans et processus), ce qui a manqué jusqu'ici dans des études de ce type notamment sur les côtes du Nord Pas-de-Calais. L'objectif de ce travail a été de comprendre les interactions complexes entre le vent, les vagues, la marée, les mouvements sédimentaires (y compris éoliens) et les phénomènes associés qui déterminent le comportement morphodynamique et morpho-sédimentaire, la stabilité et/ou l'érosion d'un

secteur original, choisi en fonction de son intérêt scientifique par rapport aux questions posées.

Le sujet de recherche développé s'inscrit dans cette problématique avec un accent porté sur les processus à partir d'une base d'expérimentation *in situ*. La démarche vise un objectif de recherche fondamentale qui consiste à comprendre la dynamique morpho-sédimentaire entre l'avant-plage, la plage et les dunes, dans différents contextes énergétiques. Elle peut avoir également des retombées et des applications importantes en matière de gestion et d'aménagement des littoraux, notamment dans la compréhension des mécanismes impliqués dans la sédimentation fine et le rôle des forçages qui contrôlent le transport de ces sédiments fins dans des milieux très énergétiques.

Cette étude vise à répondre à différentes questions thématiques et méthodologiques :

- Quels mécanismes contrôlent la sédimentation et l'érosion sur ces milieux ? Pourquoi et comment des sédiments fins peuvent se déposer sur un milieu ouvert et soumis régulièrement à des houles de tempêtes. Quelles sont les caractéristiques physiques (textural, structural, optiques) des sédiments ? Comment les sédiments fins se déposent et sont archivés sur les plages macrotidales ? Quels sont les volumes sédimentaires mis en jeu ? Comment expliquer l'exclusivité locale de dynamique globale d'accrétion, inverse à la tendance du contexte régional ? Comment expliquer l'hétérogénéité spatiale de la dynamique du cordon dunaire sur le site?

- Quelles sont les méthodes les plus appropriées pour mesurer les processus et l'évolution morpho-sédimentaire de ce type de milieux ? Quelles sont les limites actuelles de la télédétection pour l'étude et la gestion des systèmes côtiers ? Que peut-on espérer demain et avec quel degré de précision?

Cette étude s'organise en 6 chapitres, le premier est consacré à un état de l'art des différents travaux existants sur ce type de morphologie et à une présentation générale de ce site d'étude et de ses particularités replacés dans son contexte régional. Le chapitre 2 expose d'une manière détaillée la démarche méthodologique adoptée dans cette étude, démarche basée sur le déploiement des batteries d'instruments hydrodynamiques, topographiques, sédimentologiques et de télédétection. Le troisième chapitre propose une analyse des différents processus météo-marins (houle, courant, processus éolien et analyse des tendances météorologiques) et précise notamment les différences de comportement hydrodynamique selon les types de temps rencontrés. Le quatrième chapitre expose un état des lieux ainsi que

l'évolution morpho-sédimentaire engendrée par les différents processus météo-marins, à différentes échelles spatiales, du très court terme (marée) au court terme (saison) mais aussi à long terme (stratigraphie). Le cinquième chapitre présente les limites actuelles de la télédétection spatiale haute résolution (SPOT et Formosat-2) pour l'étude du profil de plage ainsi que pour la caractérisation sédimentaire. Nous tenterons ici de préciser les limites actuelles de la télédétection pour l'étude de milieux littoraux.

Le dernier chapitre synthétise les différents processus qui régissent le profil côtier ainsi qu'un bilan morpho-sédimentaire du très court (échelle de la marée) au court terme (saison, année) Il s'attache également à présenter un modèle conceptuel de fonctionnement morpho-sédimentaire d'un *sandflat*. Enfin différentes perspectives d'évolution spatio-temporelle à long terme sont abordées.

CHAPITRE 1 : CONTEXTE ACTUEL ET PRÉSENTATION DU SITE EXPÉRIMENTAL :

INTRODUCTION

Ce chapitre propose de revenir rapidement sur les principaux travaux qui ont marqué l'avancée de la compréhension des milieux tels que les plages à barres intertidales et celles des vastes replats communément appelés *tidal flat*. Les multiples terminologies seront également évoquées pour ce dernier type de formation littorale. Enfin une présentation du site d'étude et de ses particularités sera détaillée en seconde partie et replacée dans le contexte morphodynamique et sédimentaire régional.

1. CONTEXTE ET ÉTAT DE L'ART

1.1. LES PLAGES SABLEUSES À BARRES INTERTIDALES

Les plages sableuses sont parmi les milieux les plus largement étudiés dans l'analyse des processus en géomorphologie littorale. Une caractéristique fondamentale de beaucoup de plages, est la présence de barres intertidales ou subtidales que l'on retrouve généralement localisées dans la zone de déferlement et de dissipation des vagues (Parker, 1975 ; Wijnberg et Kroon, 2002). Ces barres ont fait l'objet de multiples recherches, (tableau 1.1) le long de côtes sableuses soumises à des régimes hydrodynamiques allant du micro- au mégatidal pour des environnements de vagues d'énergie faible à forte.

Selon plusieurs études (Reichmüth, 2003, Sedrati, 2006) et en dehors de la morphologie des barres intertidales, les seuls critères qui semblent caractériser de façon globale ces côtes portant des plages à barres intertidales sont une pente côtière très douce avec une granulométrie prépondérante de sables fins à moyens et des houles courtes à fetch limité. Ces conditions, comme l'a remarqué Reichmüth (2003) limitent forcément la répartition de ces plages à travers le monde (Fig 1.1). En Europe, les côtes sableuses basses bordant les mers épicontinentales semi-fermées : Manche Orientale, Mer d'Irlande; sud de la Mer du Nord, semblent regrouper la plus grande étendue de plages à barres intertidales du monde. Toutefois, ces types de plages peuvent aussi se rencontrer en Mer de Chine où l'on retrouve également des bancs tidaux au large, similaires à ceux présents dans les mers épicontinentales nord-européennes. Celles-ci sont couramment associées à des côtes à barres intertidales (Liu et al., 2007).

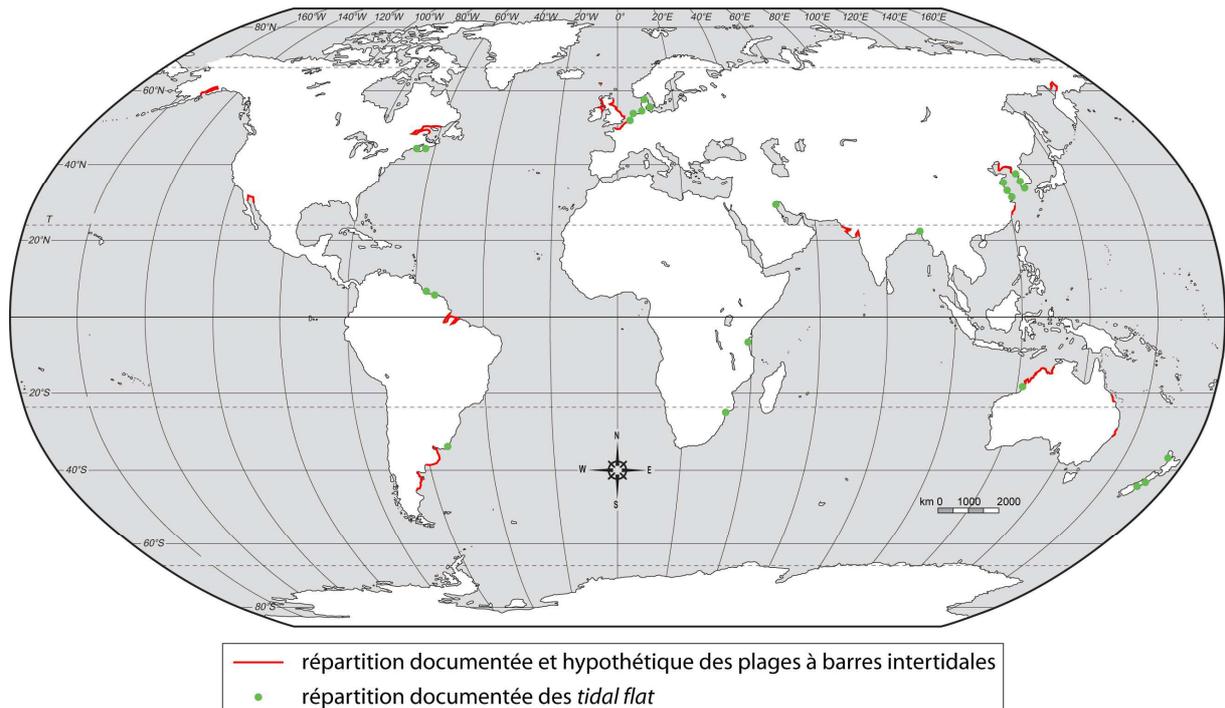


Figure 1.1: Répartition mondiale des secteurs de plages à barres intertidales et celui des *tidal flat* (définition des *tidal flat* en partie 1.2).

Dans l'ensemble, malgré le fait que la première description scientifique de ces plages remonte à l'étude de [King et Williams \(1949\)](#), réalisée, il y a 60 ans dans le cadre du débarquement en Normandie lors de la 2nde Guerre Mondiale, et publiée après l'armistice, le nombre d'études consacrées spécifiquement à ces plages reste assez faible. En dépit d'un essor considérable de recherches récentes depuis un peu plus d'une décennie ([Mulrennan, 1992](#) ; [Kroon, 1994](#) ; [Levoy et al., 1998](#) ; [Michel, 1997](#) ; [Voulgaris et al., 1998](#) ; [Kroon and Masselink, 2002](#) ; [Anthony et al., 2004, 2005](#) ; [Masselink et al., 2006](#) ; [Reichmüth et Anthony, 2007, 2008a, 2008b](#) ; [Sedrati et Anthony, 2007](#)), qui apportent un éclairage nouveau sur la morphodynamique des plages intertidales, il y a encore matière considérable à étudier. L'origine des barres, leur différence de taille, de localisation doivent notamment être encore précisées.

En effet, le domaine intertidal de ces barres est traversé de façon relativement rapide par différents types de houle – *shoaling*, déferlement, *surf*, *swash* – au cours de la translation de la marée. Dès lors, la signature, la durée et l'intensité de chaque processus interviennent dans la formation, la modification et la mobilité de ces barres intertidales dont le comportement morphodynamique reste encore d'une grande complexité.

Ces dernières études n'ont fait que renforcer le caractère affirmé de diversité et de complexité inhérent à des plages à barres. En effet, le contexte intertidal de ces barres qui différencie ces

plages de celles à barres submergées, plus communément associées à des plages microtidales, ne facilite pas leur compréhension morphodynamique, contrairement à ce que l'on aurait pu penser.

Tableau 1.1 : Synthèse d'études antérieures sur les plages intertidales (d'après [Wijnberg et Kroon, 2002](#) ; [Sedrati, 2006](#))

Canada	Greenwood and Davidson-Arnott , Can. J. Earth. Sci. 16, 312–332, 1979 Greenwood and Mittler , Mar. Geol., 60, 79–98, 1984 Hayes et Boothroyd , Coast. Env., SEPM, 245-265, 1969 Owens and Frobel , J. Sediment. Petrol. 47, 191–198, 1977
Lac Michigan	Davis et al. , J. Sediment. Petrol., 2, 413–421, 1972 Weishar and Wood , J. Sediment. Petrol. 53, 847–858, 1983
Manche et Mer du Nord	Aagaard et al. Dan. J. Geogr. 98, 20–30, 1998b Aagaard et al. Geomorphology 60, 205–224, 2004 Aagaard et al. Mar. Geol., 203–225, 1998a Aagaard , Mar. Geol., 94, 181–203, 1990 Anthony et al. Mar. Geol. 208, 73–100, 2004 Anthony et al. , Earth Surf. Process. Landf 30, 81–93, 2005 Degryse et al. , Journée Nat. Gén. Civ. 5-7 , 959-972, 2000 Dette et al. , Proceeding Coastal Dynamics 95, ASCE, 477–488, 1996 King and Barnes , Zeitschrift für Geomorphologie, 8, 105–126, 1964 Kroon et Masselink , Mar. Geol, 190, 591–608, 2002 Levoy et al , C. R. Acad. Sci., 321, 811–818, 1998 Masselink et Anthony , Earth Surf. Process. Landf. 26, 759–774, 2001 Reichmüth et Anthony , J.Coast. Res., 36, 612–621, 2002 Ruessink and Kroon , Mar. Geol, 121, 187–197, 1994; Sedrati , these de doctorat, 2006 Simmonds et al. , Proceedings of the 25th international Conf. ASCE, 3090–3103, 1996 Stepanian et Levoy , Oceanol. Acta 26, 167–177, 2003 Stepanian Thèse de doctorat, 2002 Van der Berg , Geol. Winj., 56, 185-202, 1977 Van Houwelingen , thèse de doctorat, 2004 Voulgaris et al. , J. Coast. Res. 14, 315–330, 1998 Wijnberg and Terwindt , Mar. Geol. 126, 301–330, 1995
Mer Baltique	Pruszek et al. , Coast. Eng., 31, 263–280, 1997
Mer de Beaufort	Short , J. Geol. 83, 209–221, 1975
Mer de Chine	Yang et Sun , in Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies. 23–38, 1988 Liu et al. , Cont. Shelf. Res 27, 1820–1834, 2007
Mer de Chukchi	Short , J. Geol. 83, 209–221, 1975

Mer d'Irlande	Chauhan, J. Coast. Res. 16, 1011–1021, 2000 King and Williams, Geogr. J., 113, 70–85, 1949 King, Beaches and Coasts, 1972 Mulrennan, J. Coast. Res. 8, 906–918, 1992. Navas <i>et al.</i>, J. Coast. Res., 34, 183–193, 2000 Wright, Thèse de doctorat, 1976
Mer du Japon	Sunamura, in Nearshore Dynamics and Coastal Processes, 133–166, 1988
Mer de Tasmanie et Mer de Corail	Chapell and Eliot, Mar. Geol. 31, 231250, 1979; Masselink and Hegge, Mar. Geol. 129, 1–23, 1995 Wright and Short, Mar. Geol. 56, 93–118, 1984
Océan Atlantique (USA, Europe)	Larson and Kraus, Technical report DRP-92-5, CERC, 1992 Liu and Zarillo, Mar. Geol. 109, 237–251, 1993 Michel et Howa, JCR 15, 428-437, 1999 Michel, Thèse de doctorat, 1997 Nordstrom, Phys. Geogr. 1, 177196, 1980 Sallenger <i>et al.</i>, Mar. Geol. 64, 237–257, 1985 Sonu and van Beek, J. Geol., 79, 416–425, 1971 Strahler, J. Geol., 74, 247–268, 1966;
Océan Indien (Australie)	Wright and Short, Mar. Geol. 56, 93–118, 1984
Océan Pacifique (USA, Japan)	Hunter <i>et al.</i>, J. Sediment. Petrol. 49, 0711–0726, 1979; Shepard, US Army CERC, Technical Memorandum, 15, 1950; Sunamura, in Nearshore Dynamics and Coastal Processes, 133–166, 1988

1.2. LES REPLATS, *TIDAL FLAT*, *SANDFLAT*, *WADDEN*

Les *flat*, type de forme d'accumulation littorale, se traduit par la présence de vastes replats de marée sableux à vaseux, soumis à l'action dominante des courants tidaux ainsi qu'à l'action, plus épisodique, des houles. Ces milieux sont également très sensibles à l'intervention humaine (endiguement, remblaiement, intensification des dragages) et aux changements environnementaux tels que la remontée du niveau marin ([Van Goor *et al.*, 2001](#)) ou les effets des tempêtes.

Ces formes spécifiques connaissent selon leur localisation, de multiples terminologies. Ainsi, les termes de replat sableux ou vaseux, de plate-forme sont employés en France, alors qu'on parle plutôt aux Pays Bas de *Watt* et *Wadden*, ou encore dans les pays anglophones de *tidal flat* avec leur sous-ensemble sédimentaire associé, les *sandflat* ou *mudflat*. Dès 1968, [Verger,](#)

dans sa thèse concernant les marais maritimes français ou étrangers, comme dans la mer des Wadden en frise néerlandaise, utilise également le terme néerlandais de Wadden en français. C'est donc parmi ces multiples terminologies internationales que se place notre secteur d'étude. Pour ce travail, afin de faciliter la compréhension et pour éviter toute confusion, nous avons décidé d'employer **le terme de plate-forme, abrégé PF**, pour parler de notre secteur d'étude, en précisant les caractéristiques sédimentaires de sa composition, à dominante sableuse (**MSF**, mi-sandflat) mais connaissant dans sa partie haute, une transition sablo-vaseuse à purement vaseuse (**HSF**, haut sandflat).

Ce second type de milieu littoral, les *tidal flat*, après les plages à barres intertidales, connaît une répartition spatiale limitée dans le monde (Fig. 1.1). Même si un effort international existe (Tab. 1.2.), détaillant la spécificité de quelques sites, il existe encore peu d'études sur ces milieux si particuliers.

D'apparence monotone, ces zones de balancement des marées ou *tidal flat* sont en fait d'une grande complexité dans le détail. Nous nous intéresserons principalement aux *tidal flat* mixtes (sédiment hétérogène) et à leur sous-ensemble (*sandflat* et *mudflat*). Ce sont typiquement des secteurs côtiers, à pente très faible (environ 1/1000), situés dans des zones abritées (Fig. 1.1), avec des sédiments non consolidés, périodiquement couverts ou exposés en raison des marées (Wang *et al.*, 2002). Mesurant de plusieurs centaines de mètres à plus de 10 km, souvent à proximité d'un fleuve ou d'une rivière source de sédiments fins, ils peuvent se développer en milieux macrotidal (> 4 m) ou microtidal (< 2 m), le long de n'importe quelle côte non-rocheuse en-dessous de 70 degrés de latitude (Hayes, 1975 ; Eisma, 1998).

Ces régions sont caractérisées par une forte zonation des sédiments résultant à la fois de la contrainte de la marée et des processus hydrodynamiques associés. Par exemple, les parties basses ou subtidales des *flats* peuvent avoir une composition plus sableuse sous les hauts niveaux d'eau par rapport à une composition plus vaseuse au dessus de celui-ci. En plus de l'influence des marées, les vagues et les courants peuvent aussi redistribuer les sédiments, formant une répartition éparse et mélangée à ceux-ci, tant en ce qui concerne la taille du grain que la composition. Bien qu'Eisma (1998) rapporte dans la Section 7.4 de son ouvrage, qu'en raison de l'activité continue des courants de marée et des vagues, les sédiments de la zone intertidale sont généralement bien triés, il y a cependant des zones significatives dans la plupart des *tidal flats* où le sable et les particules fines se côtoient et où l'on observe des variations spatiales sédimentaires brusques. De plus, beaucoup de *sandflat* sont composés

d'un mélange de teneurs hétérogènes comprenant du matériel terrigène (souvent grossier) et carbonaté (des coquilles) en raison de l'activité biologique stimulée à marée basse.

Les *tidal flats* les plus étudiés dans la littérature (Fig. 1.1 et tableau 1.2) montrant la variabilité sédimentaire sont ceux de la Mer des Wadden, des côtes de la Mer Jaune en Corée du Sud et la Baie de Fundy. *Intertidal Deposits* par Eisma (1998) fournit un résumé de beaucoup d'articles de références sur les tidal flats, particulièrement en ce qui concerne la Mer des Wadden. Plusieurs chapitres du livre *Muddy Coasts of the World* (Healy et al., 2002) apportent des données supplémentaires pour les secteurs de la Chine, l'Australie, la Nouvelle-Zélande, le Bangladesh, la Thaïlande et le Royaume-Uni. De plus, récemment, dans leur revue présentant l'hétérogénéité sédimentaire des environnements côtiers, Holland et Elmore (2008) ou encore dans son ouvrage, Anthony (2009) fournissent une synthèse des travaux déjà effectués avec une liste de références pour différents types de tidal flats. Avec 50 références recensées sur les *tidals flats* (tableau 1.2), ces milieux mixtes (sédiments mélangés, modérément à mal triés, répartition en gradient ou éparse, variations verticales en lamines ou homogénéité vaseuse...), ayant une extrêmement grande hétérogénéité spatiale (étendue centimétrique à 10 km et même beaucoup plus), s'explique peut être par un grand nombre de facteurs océanographiques et biologiques qui les façonnent. Dans les zones à sable plus grossier, le vannage (érosion des éléments fins d'un sédiment meuble par l'eau) s'opère de façon transversale sur les tidal flat à sédiments mixtes notamment grâce aux courants de marée plus rapides en direction de la mer et dans les chenaux de drainage. Cependant, la bioturbation, l'activité biologique de la faune ou la présence de tapis d'algues ou de plantes halophiles participent de manière significative à l'hétérogénéité sédimentaire des flats et peuvent contribuer, de façon non négligeable, en un apport de sédiments fins.

Tableau 1.2 : Synthèse de références d'études de *tidal flat* composés de sédiments hétérogènes (d'après Holland et Elmore, 2008 modifié)

Allemagne	<p>Chang et al., J. Coast. Res. 22, 328–338, 2006.</p> <p>Eisma, Intertidal Deposits, 1998.</p> <p>Flemming and Nyandwi, Neth. J. Aq. Ecol. 28, 299–307, 1994</p> <p>Flemming and Ziegler, Senckenbergiana Marit. 26, 1–24, 1995</p> <p>Reineck, in Estuaries, 191–206, 1967</p> <p>Volkman et al., Cont. Shelf Res. 20, 1139–1158, 2000</p>
Argentine	<p>Isla et al., Mar. Geo. 97, 211–224, 1991</p>
Australie	<p>Eisma, Intertidal Deposits, 1998</p> <p>Orpin and Woolfe, Sed. Geo. 129, 25–35, 1999</p> <p>Semeniuk, Sed. Geo. 29, 195–221, 1981</p>

Canada	<p>Amos <i>et al.</i>, Estuar. Coast. Shelf Sci. 27, 1–13, 1988</p> <p>Dalrymple <i>et al.</i>, in Estuarine Research, 293–307, 1975</p> <p>Dashtgard <i>et al.</i>, Sedimentology 53, 279–296, 2006</p> <p>Greenberg and Amos, Can. J. Fish. Aquat. Sci. 40, 20–34, 1983</p> <p>Klein and Sanders, J. Sed. Petrol. 34, 18–24, 1964</p> <p>Klein, J. Sed. Petrol. 35, 844–854, 1963</p>
Chine	<p>Gao and Collins, Sed. Geo. 81, 47–60, 1992</p> <p>Shi and Chen, Cont. Shelf Res. 16, 1909–1926, 1996</p> <p>Wang and Ke, Sed. Geo. 112, 105–112, 1997</p> <p>Wang <i>et al.</i>, in Muddy Coasts of the World, 319–345, 2002</p>
Corée du Sud	<p>Eisma, Intertidal Deposits, 1998</p> <p>Lee <i>et al.</i>, Cont. Shelf Res. 24, 821–832, 2004</p> <p>Lim <i>et al.</i>, J. Coast. Res. 20, 478–488, 2004</p> <p>Ryu <i>et al.</i>, Rem. Sens. of Env. 83, 442–456, 2002</p> <p>Ryu, Estuar. Coast. Shelf Sci. 56, 481–492, 2003</p> <p>Wells <i>et al.</i>, Mar. Geo. 95, 111–130, 1990</p> <p>Yang <i>et al.</i>, Sedimentology 52, 235–252, 2005</p>
Danemark	<p>Andersen and Pejrup, Mar. Geo. 173, 69–85, 2001</p> <p>Bartholdy and Folving, Neth. J. Sea Res. 20, 337–345, 1986</p>
France	<p>Verger, Thèse de doctorat, 1968</p>
Koweït	<p>Khalaf and Ala, Mar. Geo. 97, 331–342, 1980</p>
Mexique	<p>Taira and Scholle, J. Sed. Petrol. 49, 777–786, 1979</p>
Mozambique	<p>De Boer and Prins, ICES J. Mar. Sci. 59, 1237–1247, 2002</p> <p>Perry, Mar. Geo. 214, 143–161, 2005</p> <p>Tinley, in The World's Coastlines, 669–677, 1985</p>
Nouvelle Zélande	<p>Healy, in Muddy Coasts of the World, 347–374, 2002</p>
Pays Bas	<p>Eisma, Intertidal Deposits, 1998</p> <p>Janssen-Stelder, Cont. Shelf Res. 20, 1461–1478, 2000</p> <p>Klein and Sander, J. Sed. Petrol. 34, 18–24, 1964</p> <p>Van Straaten and Kuenen, J. Sed. Petrol. 28, 406–413, 1958</p> <p>Van Straaten, Leidse Geol. Mededel. 19, 1–110, 1954.</p>
Royaume Uni	<p>Bridges and Leeder, Sedimentology 23, 533–552, 1976</p> <p>Collins <i>et al.</i>, Estuar. Coast. Shelf Sci. 46, 233–250, 1998</p> <p>Eisma, Intertidal Deposits, 1998</p> <p>Evans, Quar. J. Geo. Soc. Lond. 121, 209–245, 1965</p> <p>Ke and Collins, in Muddy Coasts of the World, 411–40, 2002</p> <p>McCave and Geiser, Sedimentology 26, 353–369, 1978</p>
Sierra Leone	<p>Tucker, Geologie en Mijnbouw 52, 203–15, 1973</p>
Tanzanie	<p>Muzuka and Shaghude, J. African Earth Sci. 30, 417–26, 2000</p>

L'association *sandflat* et plage à barres intertidales a à peine été considérée dans la littérature, hormis deux études récentes sur la dynamique éolienne d'un *sandflat* associé à une large

plage en accrétion dans le nord de la France (Anthony *et al.*, 2006, 2007a). Le périmètre de ces études reste extrêmement ponctuel, mais souligne une certaine variabilité spatio-temporelle morphodynamique souvent précisée mais jamais quantifiée. Il manque une vision intégrée, une étude du système complet aux multiples interfaces (avant-côte, les petits fonds, la plage et les dunes) et à plus grande échelle de la dynamique sédimentaire de ce type de forme littorale.

2. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DE LA ZONE D'ÉTUDE

2.1. GÉNÉRALITÉS

Située dans la partie méridionale de la Mer du Nord, la façade nord de la Côte d'Opale s'étend sur un linéaire de 60 km (Fig. 1.2 localisation). Caractérisée par une forte artificialisation liée notamment au développement de la zone industrialo-portuaire de Dunkerque, une part importante de cette côte reste néanmoins bordée d'un étroit cordon de dunes d'édification récente adossé à de larges estrans composés de sables d'origine marine (Battiau-Queney *et al.*, 2000). La formation de ce cordon dunaire date de la transgression holocène et engendre un ralentissement de la hausse du niveau marin engagé depuis 10 000 B.P. (Denys et Baeteman, 1995). Ces cordons dunaires holocène ont pour origine une abondante sources de sables fins associée à des vents constants venant du large (Anthony, 2000). Ce cordon dunaire actuel, parallèle aux vents dominants, s'oriente essentiellement sud-sud-est – nord-nord-est (Vanhée, 2002). Les plages macrotidales qui bordent la façade nord de la région ont une pente moyenne faible (de 0,6 à 0,9°) et sont constituées de sables fins à moyens (de 0,14 à 0,35 mm) relativement bien triés (Sipka, 1998). L'estran est large de 900 à 1000 m en moyenne à marée basse de Sangatte à Gravelines, puis sa largeur diminue graduellement d'ouest en est pour n'atteindre que 300 m de large à la frontière francobelge (Lahousse *et al.*, 1993). Son profil montre la présence de barres intertidales (*ridges and runnels*) en bas de plage dont la morphodynamique sur la Côte d'Opale a récemment été décrite par Reichmüth (2003), Sedrati (2006) ou encore Oblinger (2008). Des secteurs de falaises jurassiques et crétacées sont aussi ponctuellement présents depuis le Cap Gris-Nez jusqu'à Sangatte (Fig. 1.2) et constituent l'extrémité occidentale de la plaine maritime flamande française (Denys et Baeteman, 1995).

Les marques de l'érosion marine sont en effet bien visibles et certains secteurs connaissent des rythmes de recul du rivage parmi les plus élevés en France (Sedrati, 2006). Des aménagements de défense contre les attaques de la mer jalonnent la façade nord de la Côte

d'Opale et témoignent de l'enjeu humain et économique de la préservation de ces milieux face aux aléas climatiques et hydrologiques.

Certains secteurs dunaires progressent néanmoins vers la mer, défiant la logique même de la dynamique sédimentaire régionale.

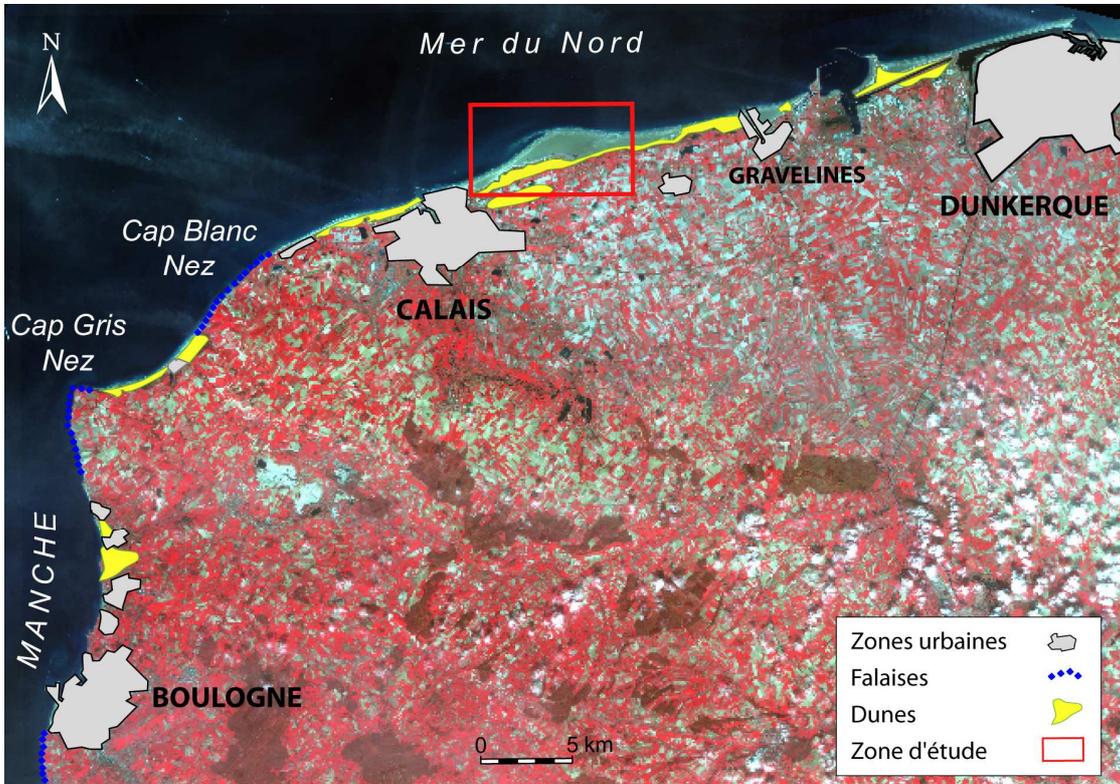


Figure 1.2 : Morphologie de la Côte d'Opale et localisation de la zone d'étude (extrait image SPOT5 © CNES 2007 distribution Spot Image S.A.)

2.2. CARACTÉRISTIQUES MORPHOLOGIQUES ET SÉDIMENTOLOGIQUES DU DOMAINE MARIN DU NORD-PAS-DE-CALAIS

Plusieurs cellules sédimentaires se dessinent sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais bien que la définition de leurs limites s'avère souvent difficile en raison du régime macro- à mégatidal qui élargit la zone d'échanges sédimentaires au sein du profil côtier (Anthony *et al.*, 2003).

La Manche et la Mer du Nord sont des mers épicontinentales dont la profondeur excède rarement les 50 m (Fig. 1.3). Leur fond constitue une surface d'abrasion marine qui fut nivelée lors des périodes successives de transgression et de régression (Larsonneur *et al.*, 1982 ; Curry, 1989). Un pavage de graviers et de blocs pouvant atteindre un mètre d'épaisseur recouvre généralement la roche mère ou les dépôts de remblaiements fluviatiles (Augris *et al.*, 1995). De l'estuaire de la Somme jusqu'à la frontière franco-belge, d'importantes

accumulations de sables (Fig. 1.4) structurées en un réseau complexe de bancs sableux, recouvrent ce pavage (Augris *et al.*, 1990).

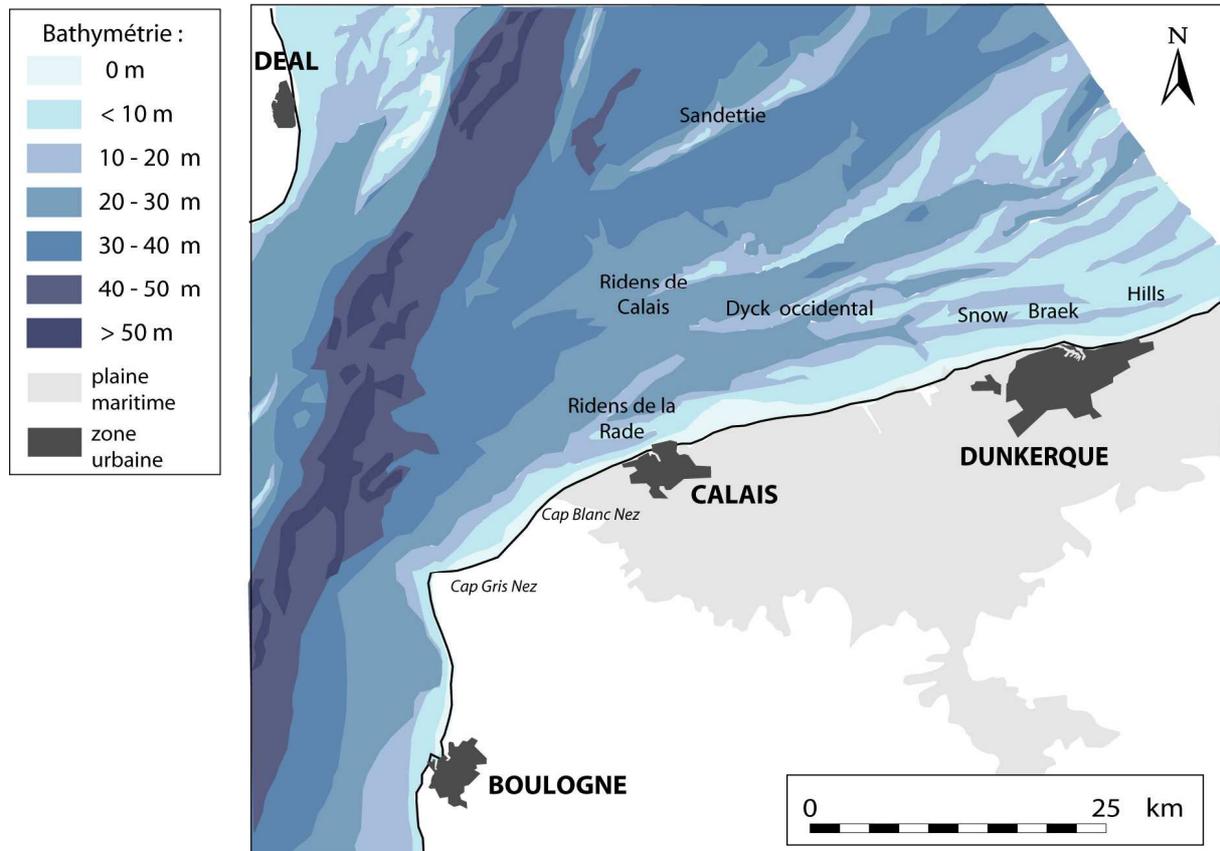


Figure 1.3: Bathymétrie simplifiée du Nord Pas de Calais (d'après SHOM Ifremer et James *et al.*, 2002)

La zone subtidale de ce littoral se compose d'une série de bancs tidaux hérités ou actuels surmontés de mégarides (Figure 1.4). Ces bancs migrent activement vers le Nord, au Sud du cap Gris Nez, et vers l'Est après ce cap (Beck *et al.*, 1991 ; Augris *et al.*, 1995) dans un couloir de dérive sableuse côtière entre la Somme et le Sud de la Mer du Nord (Le Bot *et al.*, 1999 ; Le Bot *et al.*, 2000 ; Anthony, 2002). L'omniprésence de ces bancs de sable dans la zone allant du bas de plage jusqu'au large avec des jonctions avec la côte dans certains endroits (notamment sur le site d'étude de cette thèse), joue un grand rôle dans la morphodynamique côtière de la région. Leur formation et leur équilibre morpho-sédimentaire dépendent de la capacité des courants marins à mobiliser des sédiments et de la présence d'un stock sédimentaire important.

Dans la zone côtière, le forçage dynamique responsable des apports de sable est le résultat d'une action combinée des marées et des tempêtes (Anthony, 2002 ; Trenteseaux *et al.*, 2004) avec une organisation terminale assurée par le vent (Vanhée, 2002). Le rôle important des

bancs dans l'alimentation sédimentaire de la Côte d'Opale est aujourd'hui bien reconnu (Corbau, 1995) en revanche, il existe encore aujourd'hui un manque de précision quant à leur position et évolution exactes. Ces corps sédimentaires sont soumis à de forts courants de marée et à l'action des vagues, qui engendrent des évolutions particulièrement rapides dans le temps (Fig. 1.4). En effet, les vagues de sable peuvent se déplacer de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres en une année : quant à l'asymétrie des mégarides, elle peut s'inverser au cours d'une marée seulement.

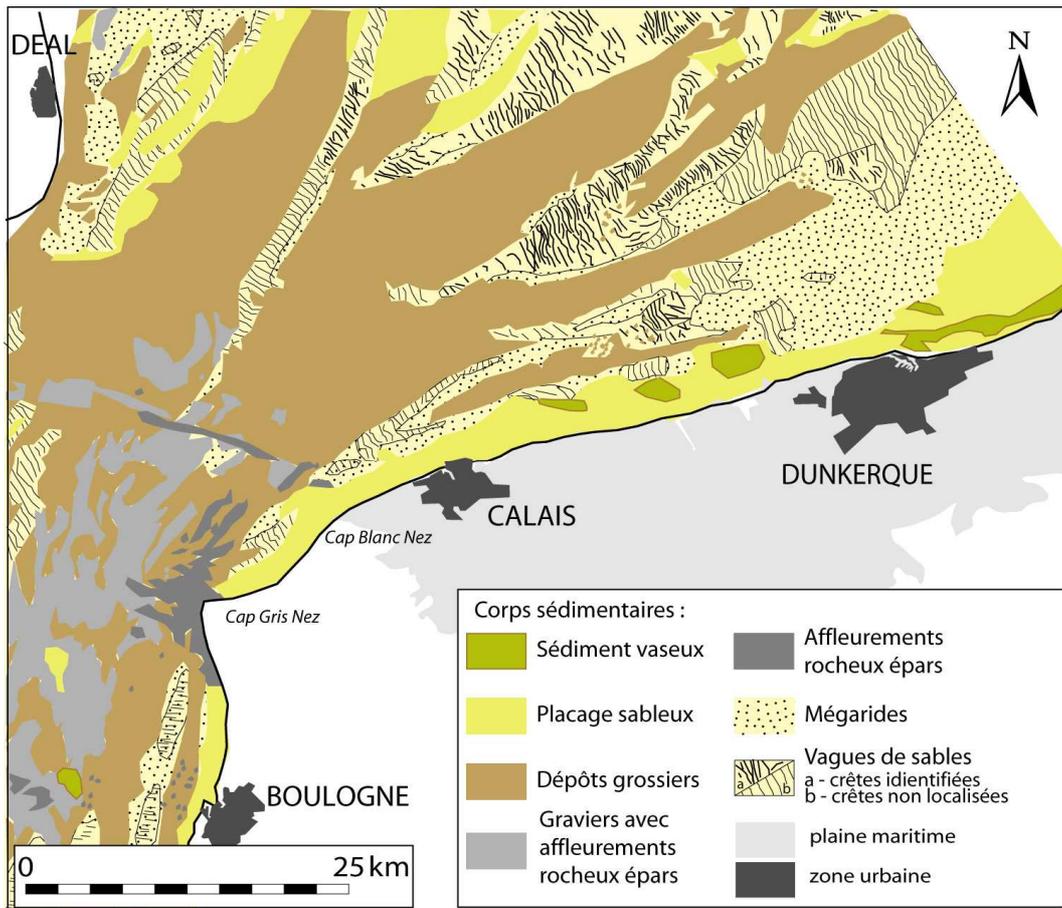


Figure 1.4. : Corps sédimentaires (d'après Augris *et al.*, 1995 et James *et al.*, 2002).

Deux situations sont particulièrement propices au développement de bancs de sable : un changement brusque de la direction des courants marins et une baisse du régime hydrodynamique (De Moor, 2002). Ces deux conditions sont réunies le long de la façade maritime de la Côte d'Opale qui met en communication, au resserrement des côtes françaises et britanniques, la Manche et la Mer du Nord. De plus, les courants marins conditionnent fortement la dynamique sédimentaire (Anthony *et al.*, 2004) et engendrent des variations particulières (répartition spatiale de zones composées de graviers à graviers sableux à sableux voire très localement sables vaseux) dans la composition granulométrique des fonds marins

locaux (Fig. 1.5). Le littoral est de nature sableuse sur près de 80 %. Hormis la zone comprenant les falaises rocheuses du Boulonnais, la texture des sédiments s'affine progressivement en s'approchant des côtes. Certaines zones très proches de la côte vont même jusqu'à présenter des caractéristiques granulométriques sablo-vaseuses, notamment sur la frange littorale entre Calais et Dunkerque.

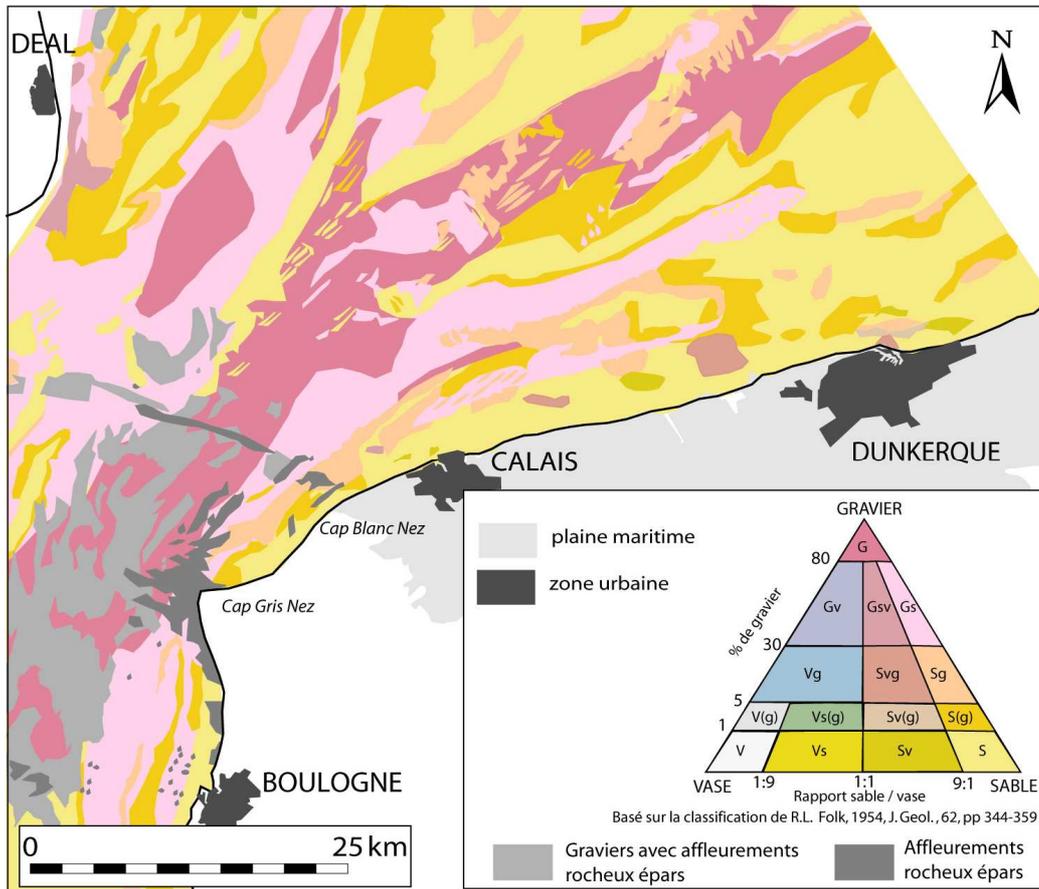


Figure 1.5 : Nature des fonds basée sur le pourcentage de gravier et le ratio sable sur vase selon la classification de Folk, 1954 (Augris *et al.*, 1995 et d'après James *et al.*, 2002)

Ces bancs tidaux hérités ou actuels surmontés de mégarides s'étirent notamment lors d'épisodes de forts vents et de tempêtes. Cette mobilité du fond engendre une migration active des vagues de sables vers la frontière belge sous l'action des courants de marée (Beck *et al.*, 1991 ; Augris *et al.*, 1995), en empruntant un couloir de dérive sableuse longeant les côtes entre l'estuaire de la Somme et le sud de la Mer du Nord.

Lors des tempêtes, ces bancs peuvent subir une composante transversale cross-shore (déplacement vers la côte ou au large), antagonique à la circulation tidale (prédominance des houles sur les courants de marée) et forcée par le vent à tendance *longshore* (Anthony, 2000). Les vagues de tempête contribuent donc à faire migrer ces bancs vers la côte, s'accoler à

celle-ci et provoquer une accrétion significative (fig 1.6), ce qui semble avoir été le cas pour notre site d'étude, la plage des Hemmes de Marck (Garlan, 1990).

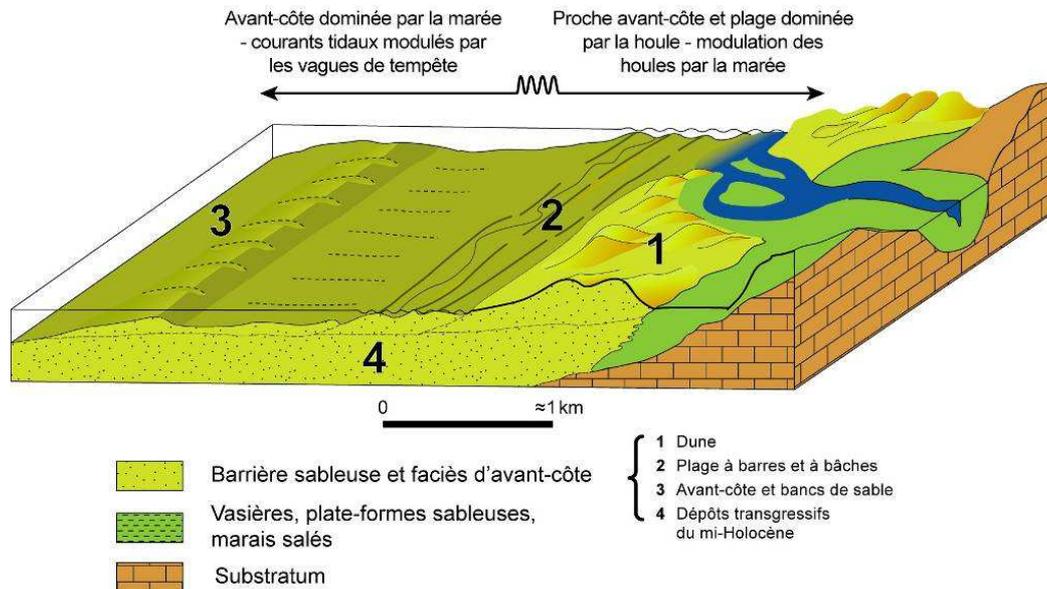


Figure 1.6 : Schématisation des processus et de leur modulation sur une avant-côte à influence mixte 'houle-marée', du type de la Manche orientale et du sud de la Mer du Nord, et faciès sédimentaires associés, les bancs tidaux, peuvent, dans des conditions favorables, sous l'influence de vagues de tempête, s'accoler au rivage, provoquant ainsi une accrétion importante. D'après Anthony et Orford (2002).

Cette façade maritime de la Côte d'Opale bénéficie donc de la présence de sédiments superficiels organisés en un réseau complexe de bancs sableux plus ou moins parallèles à la ligne du rivage. Ces formations sableuses traduisent une circulation hydrodynamique caractéristique des mers dominées par les courants marins tidaux. D'autres processus (vagues, houles de tempête...) influent sur les différentes morphologies que l'on recense notamment à l'avant côte. Les agents dynamiques, détaillés ci-dessous, permettront aussi de mieux comprendre comment s'organise la dynamique sédimentaire régionale de la Côte d'Opale.

2.3. CONTEXTE MÉTÉOROLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE

2.3.1. CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES GÉNÉRALES

2.3.1.1. Type de temps

La Côte d'Opale bénéficie de deux principaux types de temps conditionnés par l'anticyclone des Açores :

- le plus fréquent est caractérisé par des vents de secteur sud-ouest ou d'ouest,

- le second est déterminé par des coups de vent de nord-est à est, qui surviennent régulièrement en hiver ou au printemps, en provoquant des conditions de forte agitation.

2.3.1.2. Les vents

Les types de temps affectant les côtes du nord-ouest de l'Europe engendrent, pour notre secteur d'étude, deux composantes de vents (Fig. 1.7) :

- des vents dominants (en termes de fréquence et d'intensité) de secteur sud-ouest, issus de la Manche en relation avec la circulation dominante d'ouest jouant un rôle prépondérant sur la morphodynamique des littoraux.
- des vents de nord-nord-est issus des masses d'air arrivant de la Mer du Nord. A Dunkerque et Boulogne-sur-Mer, la direction dominante balaie un large secteur de sud-sud-ouest à ouest-sud-ouest.

Concernant ces vents de secteur nord et nord-est, ils sont plutôt marqués par une certaine saisonnalité avec une période estivale de mai à octobre relativement calme et une période hivernale de novembre à mai de vents potentiellement forts.

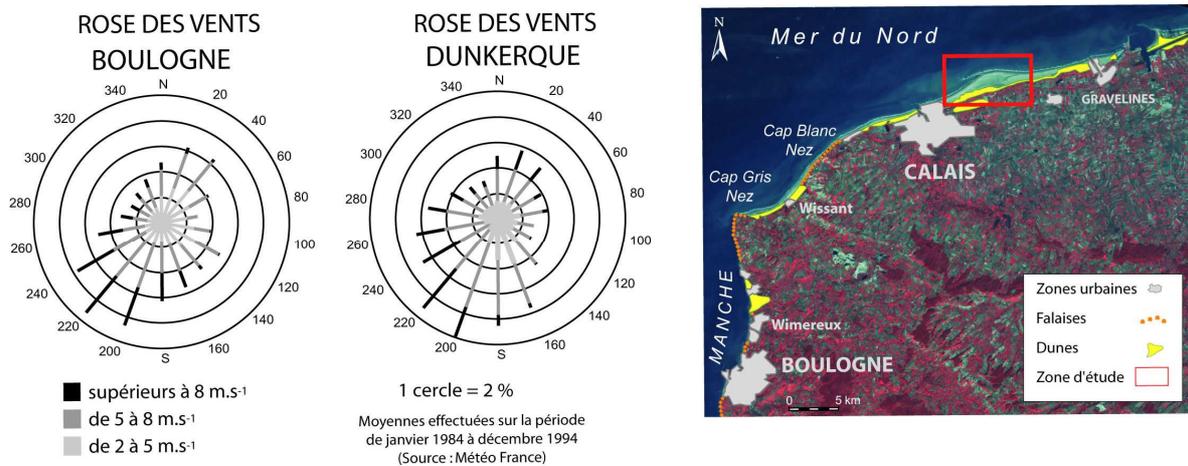


Figure 1.7 : Situation régionale, localisation du site d'étude (cadre rouge) et roses des vents de Dunkerque et Boulogne, extrait image SPOT5 © CNES 2003 distribution Spot Image S.A.

En général, la période estivale se caractérise par une prédominance de vents faibles (< 5 m.s.⁻¹) même si des vents moyens (entre 5 et 10 m.s⁻¹) à forts (entre 11 et 21 m.s⁻¹) peuvent épisodiquement balayer la région étudiée. La période hivernale recense une recrudescence de vents forts au détriment des vents faibles avec potentiellement des événements tempétueux marqués par des vents très forts (> à 21 m/s). Il faut cependant nuancer ces moyennes, il n'est pas rare d'enregistrer de longues périodes de calme durant la saison hivernale.

Il est à noter aussi, que le resserrement géographique entre la Manche et la Mer du Nord a pour conséquence de renforcer les vents par effet de canalisation (Sipka, 1998).

2.3.2. CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES GÉNÉRALES

2.3.2.1. La marée

Le marnage des côtes bordant la Manche et le sud de la Mer du Nord est de type macrotidal à mégatidal (> 8 m), il subit une forte amplification due à la bathymétrie peu profonde de ces mers (Fig. 1.3) et due à l'effet de Coriolis le long des côtes françaises.

Ce marnage est décroissant du sud vers le nord. Sur nos côtes, le marnage de vive-eau passe de 7,69 m à Boulogne-sur-Mer à 6,4 m à Calais et 5,6 m à Dunkerque.

Le marnage important est à l'origine de forts courants de marée avec des variations passant de 0,5 à 2 m.s⁻¹ (SHOM, 1968), notamment à l'avant-côte. Spatialement, les courants de marée s'accroissent à l'entrée du détroit du Pas-de-Calais et suivent, sur les côtes françaises, l'inclinaison du trait de côte au Cap Gris-Nez. Le flot est dirigé vers le NE à l'ENE et le jusant vers le SW ou l'WSW. Les courants de marée générés par cette onde tidale présentent une asymétrie en faveur du flot par rapport au jusant. Ces courants de flot atteignent leurs vitesses maximales 1 h 30 avant la marée haute. Le jusant, quant à lui, commence 2 h 30 après la marée haute et les courants atteignent leurs vitesses maximales 3 h 45 après la marée haute. A long terme, la concentration de ces courants de marée longitudinaux en Mer du Nord, peuvent donc générer un important transport sédimentaire résiduel (Anthony, 2000).

En plus de l'influence des courants viennent s'ajouter les conditions météorologiques et atmosphériques qui peuvent être capables d'engendrer d'importantes surcotes ou décotes (Vasseur et Héquette, 2000 ; Sedrati, 2006 ; Sedrati et Anthony, 2008).

2.3.2.2. Les vagues

Sur la Côte d'Opale, les directions de vagues enregistrées au déferlement sont généralement de secteur nord à nord-ouest. Celles relevées au large suggèrent une réfraction considérable des vagues à l'avant côte. Cette réfraction résulte de la présence de nombreux bancs tidaux qui jalonnent l'avant côte peu profonde de la Mer du Nord. Dans la zone côtière, Teissier (1997) considère que l'influence de la houle est triple. Elle permet de mobiliser les sédiments qui seront pris en charge par les courants de marée, d'altérer parfois la périodicité des courants de marée et d'induire un courant de dérive littorale pouvant être renforcé ou altéré par les courants de marée.

Les périodes modales des vagues sont généralement comprises entre 5 à 7 s (Bonnefille *et al.*, 1971 ; Clabaut, 1991) . 60 % des vagues sont d'une hauteur qui ne dépassent pas les 1,5 m à Dunkerque (Héquette *et al.*, 2005) (Fig. 1.8), et à Calais 63 % d'entre elles sont inférieures à 0,6 m (Clique, 1986). C'est la situation la plus fréquente, mais des vagues dépassant 7 m de hauteur pour des longues périodes de vagues de 14-15 s, ont été observées dans la région (Héquette *et al.*, 2005).

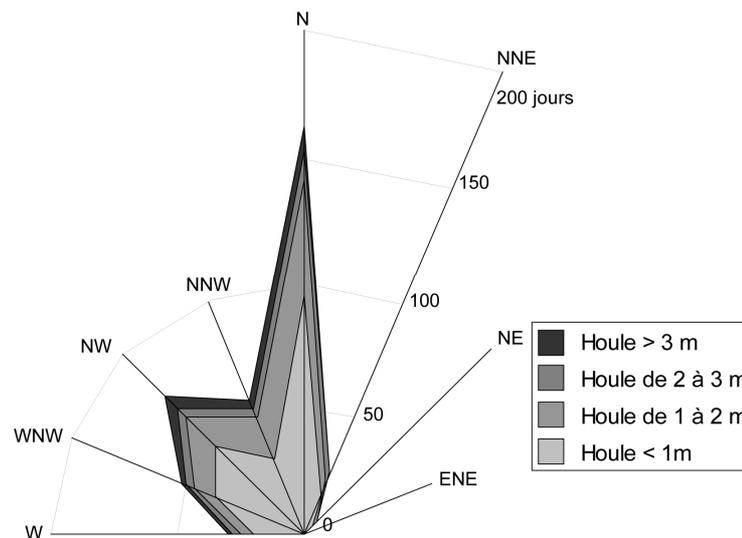


Figure 1.8 : Rose des houles à Dunkerque entre 1973 et 1997, d'après les instructions nautiques (d'après Bertier, 2002)

La direction des houles varie selon les saisons entre le N et le NW. Le secteur nord devient prépondérant en hiver, la période et la hauteur des houles augmentant. En règle générale, ces houles s'organisent en courts événements tempétueux (avec des houles de forte énergie présentant des périodes pics de 4 à 7 secondes) entrecoupés de phases de temps calmes plus ou moins longues selon la saison.

2.3.3. Impacts de ces conditions sur le transit sédimentaire à long terme

La dynamique sédimentaire de la Côte d'Opale est à la fois fortement conditionnée par la présence de nombreux bancs qui jalonnent la façade maritime nord (fig. 1.9) mais aussi par l'impact des événements météorologiques et hydrodynamiques qui influencent de façon notable le transport sédimentaire local (Héquette *et al.*, 2008a, 2008b). Cette circulation organise, à long terme, les stock sédimentaires mobilisables au large en un schéma simple comportant des zones de partage et de convergence sédimentaire (Kenyon et Stride, 1970 ; Grochowski *et al.*, 1993). Ces travaux montrent en particulier une zone de convergence sédimentaire en Manche orientale située le long d'une ligne entre Hastings en Angleterre (Fig.

1.9) et la côte française au niveau de l'estuaire de la Somme, la même limite à partir de laquelle le domaine côtier présente une abondance de sable jusqu'à la Mer du Nord.

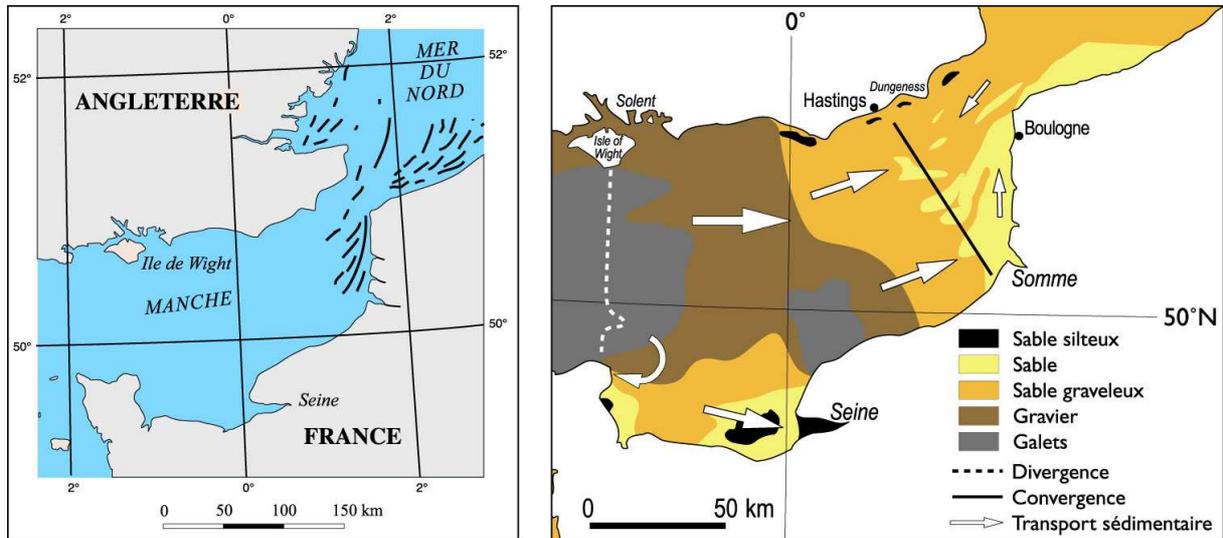


Figure 1.9 : Bancs sableux subtidaux et circulation hydrodynamique dans la Manche et la Mer du Nord (d'après une synthèse d'Anthony, 2002)

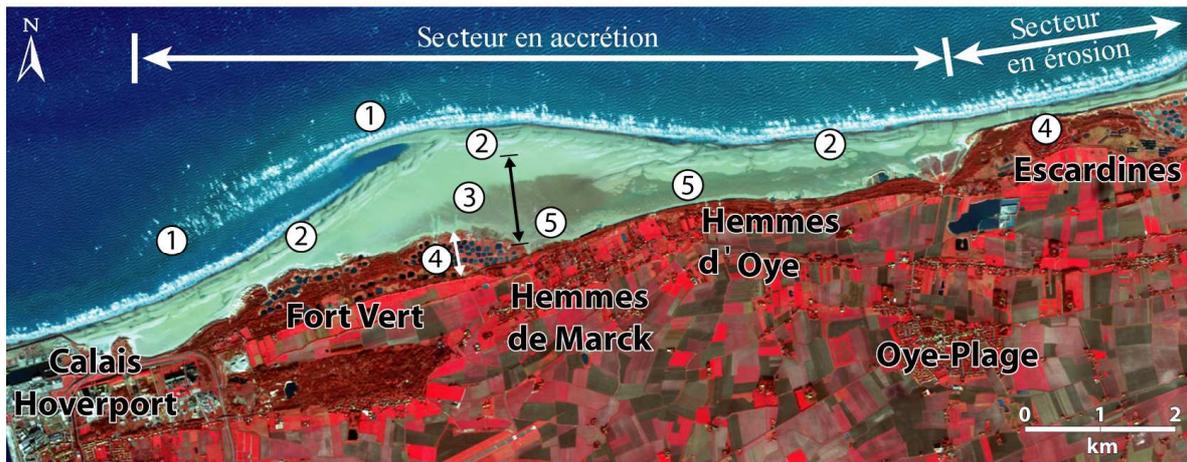
Les plages sont sous l'influence de houles à fetch limité de faible énergie, entrecoupées d'événements tempétueux. Il existe globalement un transit résiduel d'eau dirigé de la Manche vers la Mer du Nord, essentiellement du fait d'un forçage météorologique par ces vents dominants de secteur SW (Anthony, 2002). L'association de la dynamique du flot et de l'action des houles, provenant essentiellement de nord et d'ouest, crée une convergence. Cette dernière provoque des sources potentielles d'apport de sables pour la plage et les dunes.

3. ASPECTS GÉNÉRAUX ET PRÉSENTATION DU SITE D'ÉTUDE

3.1. PRÉSENTATION DU SITE

Le secteur entre Calais Hoverport et Oye Plage dont une partie éminente – une large plate-forme sableuse (Fig. 1.10), est le seul secteur actuel du littoral du Nord-Pas de Calais qui offre la possibilité de comprendre (1) les mécanismes d'accrétion littorale par transfert de sables du large vers la côte et (2) la façon dont ce stock de sables est ensuite redistribué le long du littoral. Cette dynamique d'accolement d'un banc sableux à la côte crée un réservoir littoral de 400.000 m³ de sables en 80 ans (Garlan, 1990) abordé en page 12.

Le secteur (Fig. 1.10) évolue d'W en E d'une zone en accrétion (Fort Vert) à une plutôt stable (Hemmes de Marck) et finalement à une zone en érosion (notamment menaçante pour des lotissements) au fur et à mesure de l'éloignement du prisme d'accrétion correspondant à la plate-forme sableuse.



① Bancs pré-littoraux ② Système barres-bâches ③ Plate-forme ④ Cordon dunaire ⑤ Vase

Figure 1.10 : Localisation et caractéristique de la zone d'étude. (Image © CNES, SPOT 2003). A noter, la présence d'un secteur particulièrement en accrétion, par rapport à la dynamique régionale.

Cette dynamique globale de progradation dans ce secteur laisse place à un autre secteur en érosion juste en aval de la dérive, un site luttant contre l'érosion avec l'aménagement de nombreux épis (Aubry et Ruz, 2008), montrant ainsi la grande hétérogénéité de réponse du littoral de la Côte d'Opale malgré la proximité des sites et l'abondance de sédiments à la côte.

La zone d'étude s'étend sur environ 7 km (Fig. 1.10), de l'ensemble dunaire du Fort Vert à l'ouest jusqu'au lieu dit les Hemmes d'Oye à l'est. On distingue deux parties : le Fort Vert et les Hemmes.

(1) La plage du **Fort Vert** est constituée d'un estran sableux qui s'étend jusqu'à 1500 m de largeur, à faible pente, avec un abondant stock sédimentaire où s'exerce une déflation éolienne effective par les vents forts orientés sud-ouest (Cohen *et al.*, 2000) qui se traduit par des échanges sédimentaires entre la plage et le cordon dunaire simple. Ces échanges favorisent le développement de dunes embryonnaires insulaires et leur coalescence à l'avant-dune montre une progradation éolienne évidente de la dune. De plus, la position inhabituelle de ces formes à un niveau inférieur à la laisse des marées de vive-eau traduit l'originalité et la vigueur de l'engraissement du haut de plage et la progradation du front dunaire (Tekin, 2000, 2004).

(2) La seconde zone, celle de la **plage des Hemmes de Marck** et d'Oye se démarque par une stabilité relative avec une tendance lente à l'accrétion, mais surtout par la présence de cette large plate-forme sableuse (Fig. 1.11 photo 8) très plane ou *sandflat* (d'une largeur d'environ 1500 m) adossée à une plage à barres et à bâches assez prononcées. C'est principalement ce secteur qui a été étudié. En effet, celui-ci d'apparence monotone par sa topographie très plane,

s'est révélé être très contrasté, à la fois par la diversité des formes sédimentaires ou structurales rencontrées (Fig 1.11) durant l'étude, mais surtout par son hétérogénéité texturale sédimentaire.

A l'ouest de cette zone, la dynamique éolienne joue un rôle significatif comme en atteste la présence d'un massif dunaire embryonnaire (photo 10 Fig. 1.11) qui s'est formé en une dizaine d'année et s'accroît régulièrement. De nombreuses mégarides éoliennes éphémères (formation en période de morte-eau) de forme barkhanoïde (photo 7 Fig. 1.11) jalonnent également ce secteur. En bas de la plate-forme, sont rencontrées des barres de plage, extrêmement mobiles sous l'impulsion de l'hydrodynamisme local notamment lors d'événements agités entrecoupées par de nombreux chenaux de drainage assez marqués (photo 5 Fig. 1.11) et parfois même par la formation occasionnelle de champs de mégarides (photo 9 Fig. 1.11).

En remontant en altitude sur le haut de la plate-forme, proche du niveau des pleines mers de vives eaux, le sandflat fait place progressivement à un milieu sablo-vaseux puis silto-argileux colonisé par une végétation monospécifique de salicorne (photo 2 Fig. 1.11). On observe par la suite une zonation végétale fortement liée au niveau altimétrique et en relation avec la contrainte d'immersion et de salinité, de plus en plus dense (photos 1-3-11 et 12 Fig. 1.11), plurispécifique, avec notamment la présence d'obione, de puccinellie maritime ou d'aster maritime caractéristique du schorre.

Enfin à proximité, à l'est de la plate-forme, la présence d'une falaise dunaire (photo 4 Fig. 1.11) traduit une variabilité spatio-temporelle dans la morphodynamique locale, notamment concernant les cordons dunaires.

C'est un site d'étude qui présente une morphologie de plage atypique par rapport aux autres plages de la région tant par sa morphologie (ensemble plage, dune, sandflat, zone humide) que par sa dynamique actuelle. Il est donc important de retenir, qu'il s'agit d'un des rares sites en nette progradation dans le Nord Pas de Calais. De plus, ce secteur regroupe tous les ingrédients morphologiques, sédimentologiques et hydrodynamiques caractérisant les côtes sableuses du Nord-Pas de Calais : des bancs tidaux très proches de la côte dont la migration *onshore* et *longshore* est bien démontrée dans ce secteur (Aernouts, 2005), une plage à barres, une large plate-forme sableuse (macro-forme qui est la manifestation de cette accrétion ponctuelle et dont le flanc externe migre graduellement vers l'est), des systèmes dunaires à dynamique variable et une sédimentation vaseuse singulière sur la plate-forme sans apports fluviatiles.



Figure 1.11 : Planche photographique présentant la diversité et le contraste des formes rencontrées durant l'étude du site des Hemmes de Marck.

L'influence de l'homme se fait également ressentir dans ce secteur à morphologie très particulière. La toponymie Hemmes de Marck viendrait du mot flamand *Hem* signifiant terrain gagné sur la mer, entouré de digues. Cette nette progradation du rivage est donc également attestée par la présence en arrière du trait de côte actuel de nombreux vestiges de l'ancienne ligne de rivage tels que les digues Royale et Taaf édifiées respectivement en 1620 et 1773, ou tels que les bunkers construits lors de la seconde guerre mondiale. La présence de nombreuses mares de chasse (Fig. 1.12) dans la partie haute de la plate-forme est également à signaler ainsi que l'exploitation de moules de bouchots (photo 6 en Fig. 1.12), au niveau du bas de plage, qui s'étend sur une largeur de près de 1,5 km. Ces aménagements humains croissants au cours du temps ont finalement induits et accélérés la progradation du site en accentuant la forme en promontoire de la ligne de rivage initiale (cf. cartes marines anciennes, [Belin, 1764](#)). Enfin, la conséquence de l'artificialisation du haut de plage par la présence des nombreuses mares de chasse entraîne certainement l'apparition d'une sédimentation fine singulière.

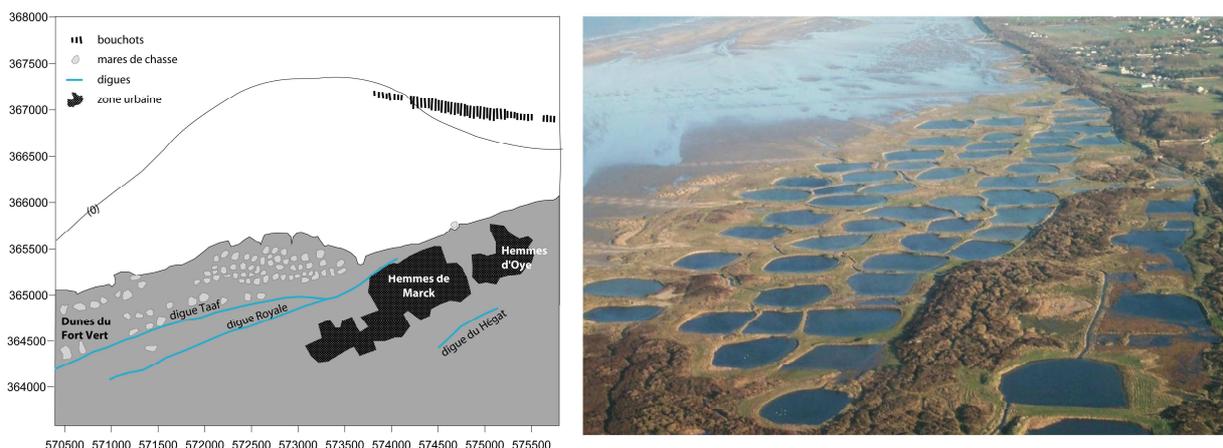


Figure 1.12 : Carte des différents aménagements humains et photographie aérienne oblique du littoral au niveau des Hemmes de Marck orientée vers le NE (Cliché C. Lahaeye).

3.2. VARIABILITÉ TOPOGRAPHIQUE ET SÉDIMENTAIRE

Les transects types de cette plage sont montrés dans les figures 1.13. La singularité du profil des Hemmes de Marck réside dans sa convexité ainsi que dans la présence d'une très large plate-forme de haut de plage (Fig 1.13). Elle devient prédominante au niveau du site d'étude et atteint un maximum de largeur (1775 m) sur le profil Hemmes central (Fig. 1.13). Une autre particularité du site est la présence d'un banc qui s'accrole progressivement à la plage,

visible sur la partie basse, en dessous du niveau moyen des mers, (NM) sur le profil Hemmes ouest (Fig. 1.13).

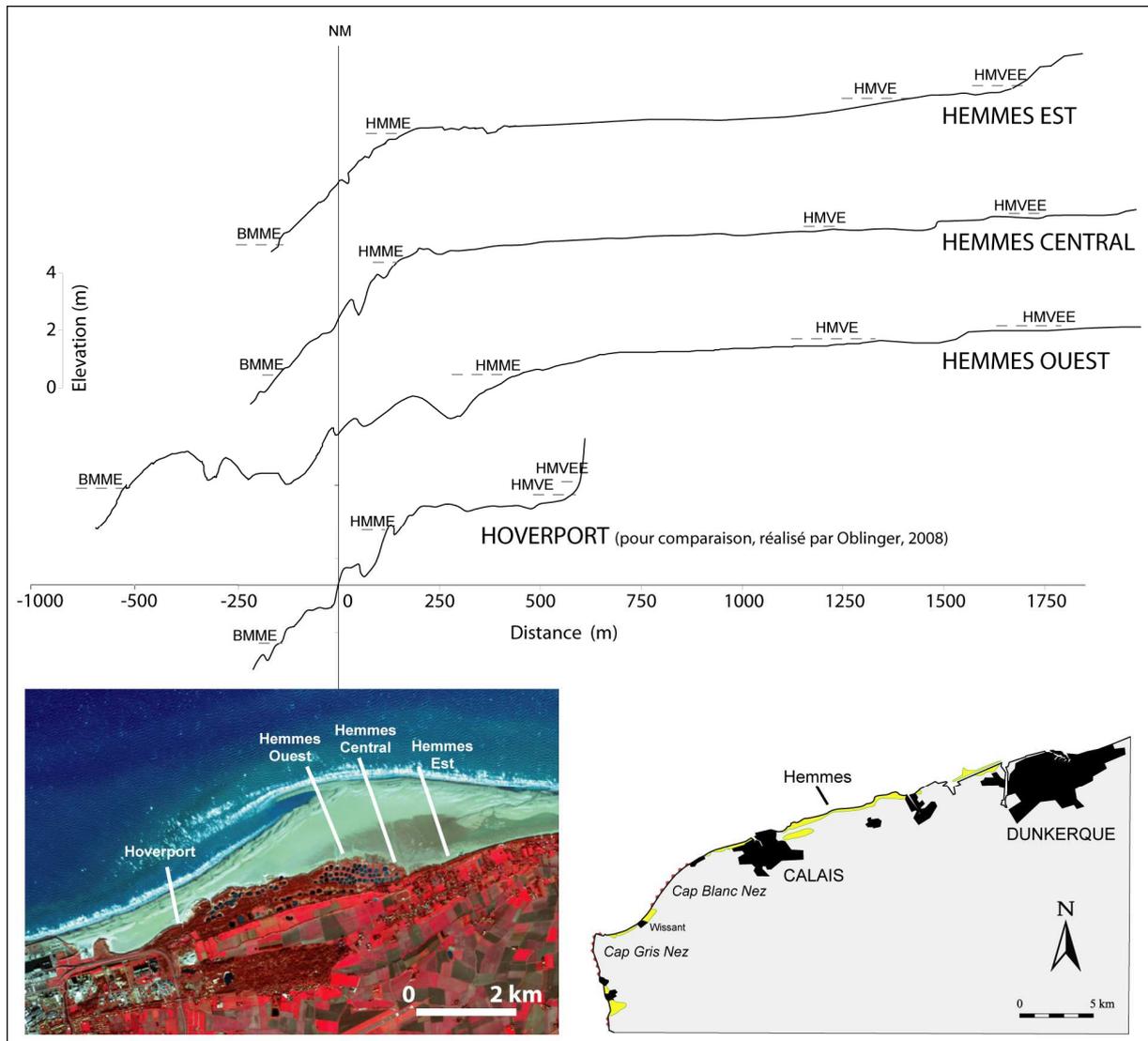


Figure 1.13 : Evolution morphologique longitudinale d'est (haut) en ouest (bas) des trois profils types de la plage des Hemmes comparée au profil type de Calais Hoverport. Les trois profils montrent les aspects singuliers de ce site : un profil convexe et une large plate-forme de haut de plage et l'accolement du banc subtidal à l'ouest.

Les barres intertidales plus ou moins développées selon le profil ou la saison durant laquelle les levés sont effectués, sont situées principalement entre le niveau de basses mers de morte eau (BMME) et le niveau de hautes mers de vive-eau (HMVE).

Si la présence de cette large plate-forme sableuse et des barres intertidales constitue un trait général de ce secteur d'étude, dans le détail, celles-ci montrent des variabilités

morphologiques spatiales depuis Calais Hoverport jusqu'à l'est des Hemmes de Marck (Fig. 1.14). Les 4 transects présentés et plus particulièrement le profil central qui a fait l'objet d'un suivi topographique mensuel (cf. Chapitre 4) illustrent cette évolution longitudinale de la morphologie de la plage. Le profil d'Hoverport situé le plus à l'ouest, présente une morphologie avec 6 et 7 barres marquées. En allant vers l'est dans le secteur du Fort Vert, hormis la zone caractérisée par l'accolement du banc, le nombre de barres a tendance à diminuer et leur morphologie devient moins marquée. De plus, l'altitude de la plate-forme diminue progressivement d'ouest (altitude moyenne de 3,65 m IGN 69) en Est (3,12 m IGN 69) traduisant une pente dirigée vers l'est au niveau de la plate-forme.

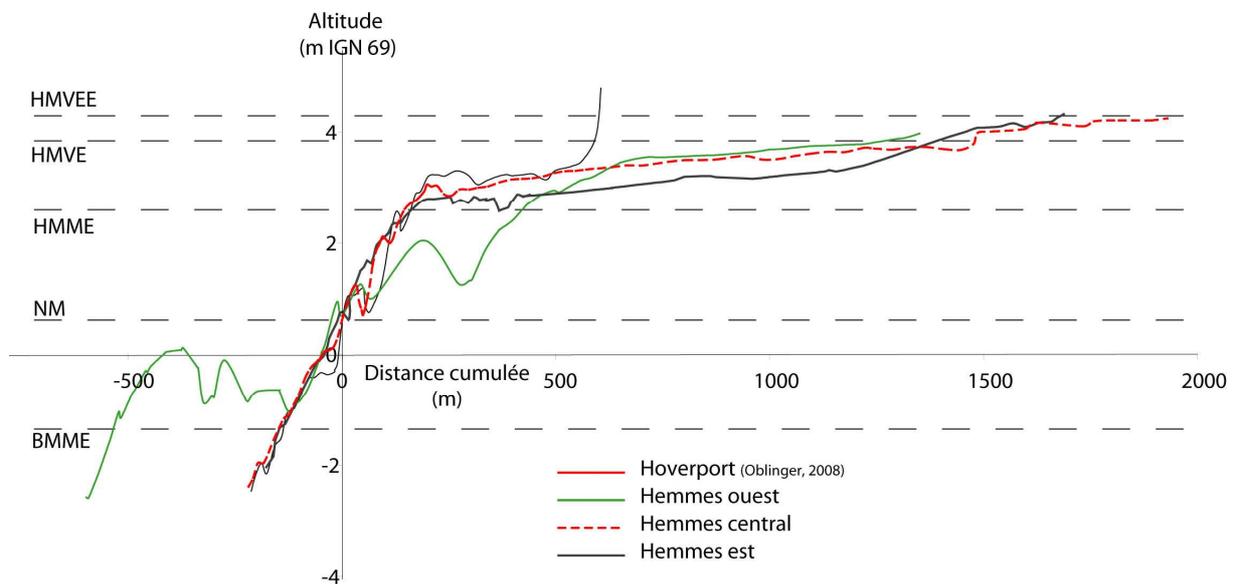


Figure 1.14 : Superposition des profils recalés par rapport au Niveau Moyen (NM en m IGN 69). Les niveaux de marées correspondant à des niveaux moyens sont les suivants : BMME= Basses Mers de Morte-Eau ; HMME = Hautes Mers de Morte Eau ; HMVE = Hautes Mers de Vive Eau ; HMVEE = Hautes Mers de Vive Eau Exceptionnelle.

Cette pente longitudinale de la large plate-forme varie également spatialement de manière transversale. Pour une meilleure appréhension du milieu, des transects longitudinaux ont été extraits à partir de données de modèle numérique de terrain relevé en mars 2007 (Fig. 1.14).

La pente longitudinale a tendance à être plus prononcée au niveau du milieu du sandflat influencée par la présence du chenal d'évacuation principale de la plate-forme. La partie ouest de la plate-forme est à une altitude plus élevée et de forme légèrement bombée, au niveau du haut du sandflat à cause de l'influence des aménagements des marres de chasse et au niveau du bas sandflat à cause de l'accolement du band tidal qui permet un apport conséquent de sédiments.

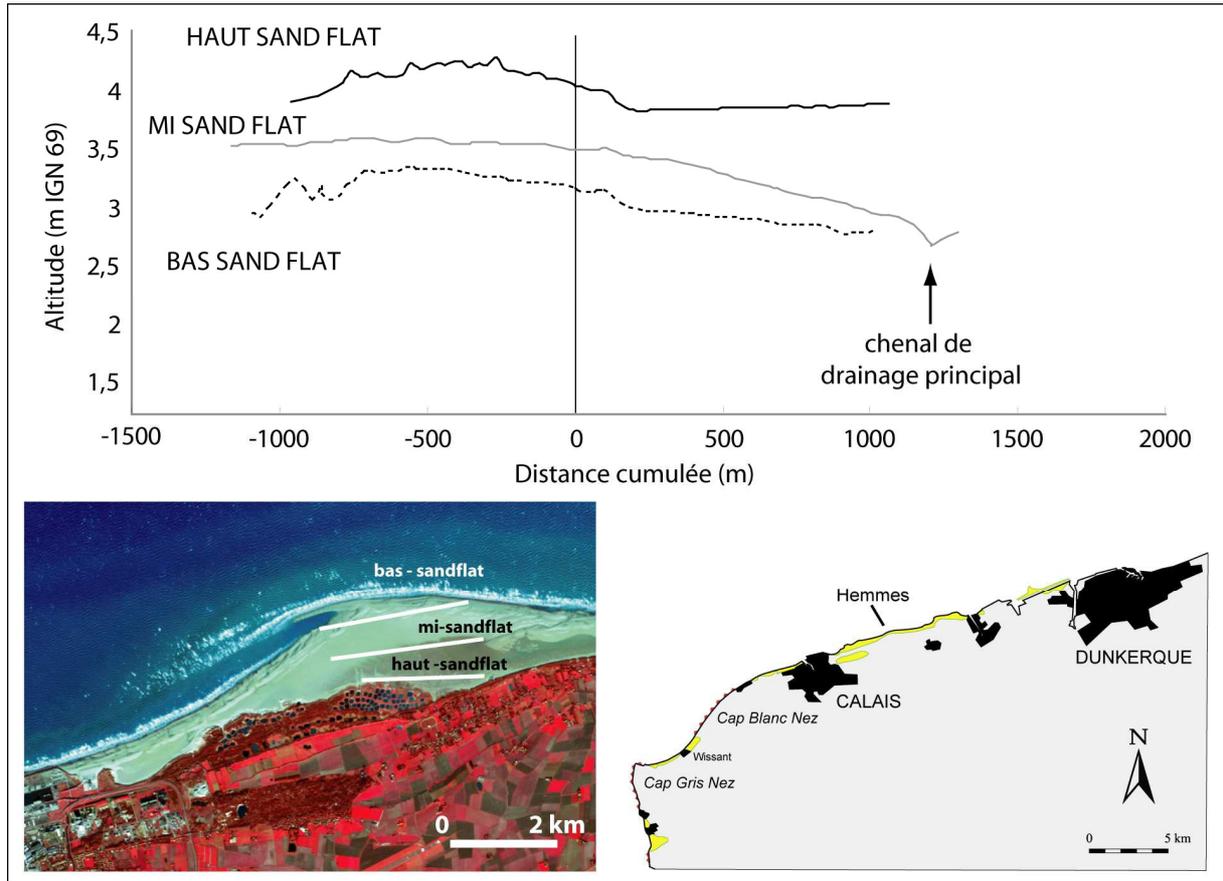


Figure 1.15 : Evolution morphologique des 3 profils longitudinaux (interpolation à partir d'un levé MNT de mars 2007) recalés par rapport à la position du profil transversal central des Hemmes de Marck.

En résumé, le gradient de plage varie de manière longitudinale (Tab. 1.3) et transversale (Tab. 1.4) sur cette grande étendue sableuse.

Tableaux 1.3 : Pentés moyennes en degrés des 3 profils longitudinaux

Profil	BAS-SANDFLAT	MI-SANDFLAT	HAUT-SANDFLAT
Pente Totale	1×10^{-2}	2×10^{-2}	$0,7 \times 10^{-3}$

En ce qui concerne les pentes transversales de la plage et de la plate-forme, la limite entre ces deux ensembles est ici déterminée au niveau de la dernière crête de barre intertidale. La pente des plages dans chaque secteur reste très faible particulièrement dans le secteur ouest en raison de l'accolement du banc qui allonge la distance totale de la plage.

Ces valeurs de pente de plage en degrés de plage pour le secteur central et Est correspondent à des plages de barres de faibles amplitudes (*low amplitude ridges*, selon la classification de [Masselink et al., 2006](#)) avec des pentes proches de 1° , le secteur ouest quant à lui, correspond

à une plage de vagues de sables (*sand waves*) avec une pente quasi horizontale, bien inférieure à 0,5 °.

Les pentes moyennes totales des différents profils restent donc dans l'ensemble assez faibles à la fois pour les transects transversaux et particulièrement pour les longitudinaux. Il s'agit finalement bien de plages dissipatives, exposées à un environnement caractérisé par des vagues de relativement faibles énergies comme le décrit [Masselink et al. \(2006\)](#) mais qui cependant doivent faire face également à des phénomènes ponctuels de hautes énergies.

Tableaux 1.4: Pentes moyennes en degrés des 3 profils transversaux

Profil	OUEST	CENTRAL	EST
Pente Totale	0,19	0,18	0,16
Pente Plage	0,34	0,70	0,65
Pente Plate-forme	0,14	0,05	0,06

Comme dans le cas d'autres plages à barres intertidales décrites dans la littérature ([Parker, 1975](#) ; [Sipka, 1998](#) ; [Chauhan, 2000](#) ; [Kroon et Masselink, 2002](#) ; [Stépanian, 2002](#) ; [Anthony et al., 2004](#)), la plage des Hemmes de Marck est caractérisée par une répartition transversale des figures sédimentaires calquée sur la morphologie. Cette répartition est présentée en figure 1.16 sur un modèle numérique de terrain (MNT) réalisé en mars 2007.

La partie supérieure du site est caractérisée par la présence d'un cordon dunaire (falaise dunaire, dunes embryonnaires Fig. 1.16, F, "*green beach*"), plus ou moins développé selon sa position. A l'avant de celui-ci, s'étend une large plate-forme très plane, caractérisée par des variations de formes et de compositions sédimentaires très locales (fentes de dessiccations Fig. 1.16, A, estran silto-sableux Fig. 1.16, C, buttes d'accumulations végétalisées Fig. 1.16, B, rides de courant ponctuelles Fig. 1.16, E, des mégarides éoliennes barkhanoïdes, Fig. 1.16, D). A la transition entre ce sandflat et le début de la plage intertidale, au niveau de la barre de *swash*, se dessine une large zone de divagation des chenaux. Le tracé de ceux-ci varie énormément sur cette partie de la plage au gré des niveaux d'eaux et des conditions météorologiques, en raison de la très faible pente du sandflat. Ces multiples chenaux terminent leur course en direction de la plage et incisent perpendiculairement à divers endroits le système parallèle des barres sableuses intertidales.

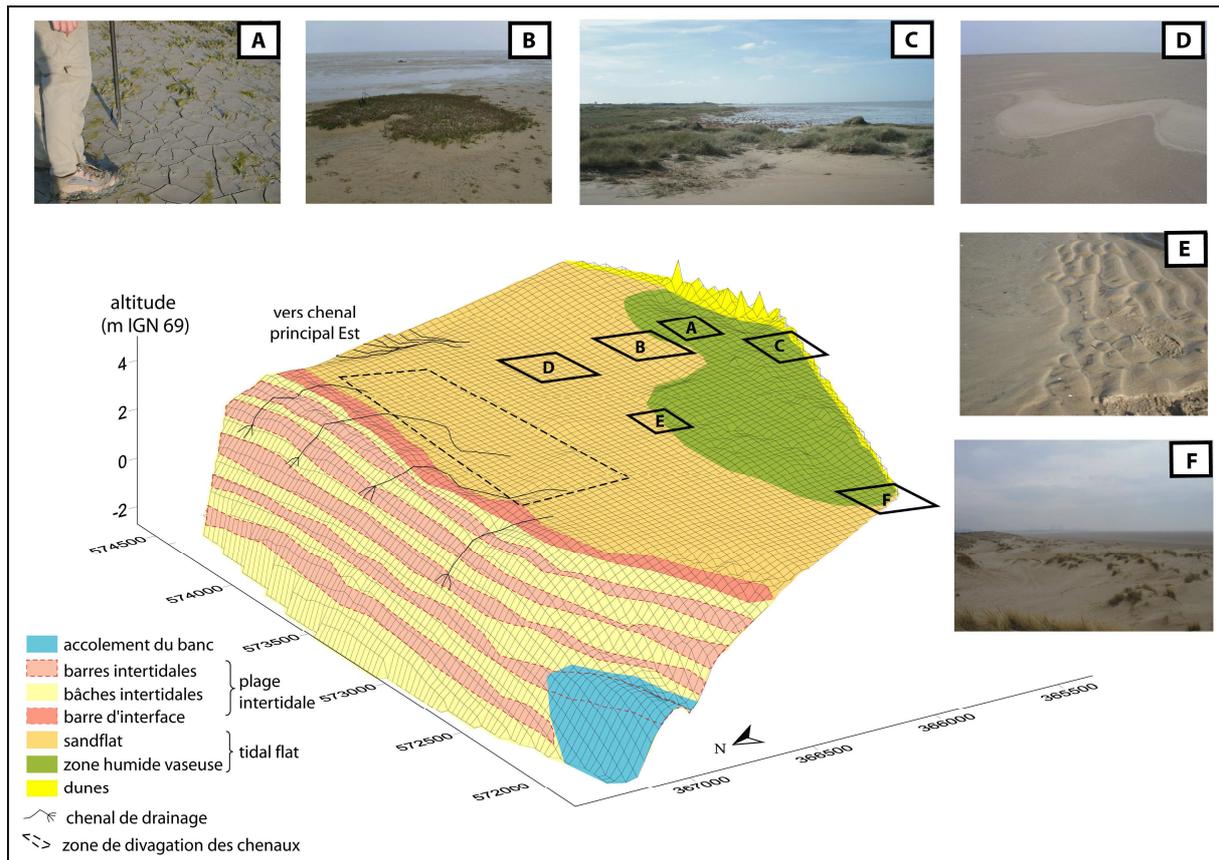


Figure 1.16 : Répartition des zones préférentielles des grands types de figures sédimentaires, de macroformes ou mésoformes (mars 2007).

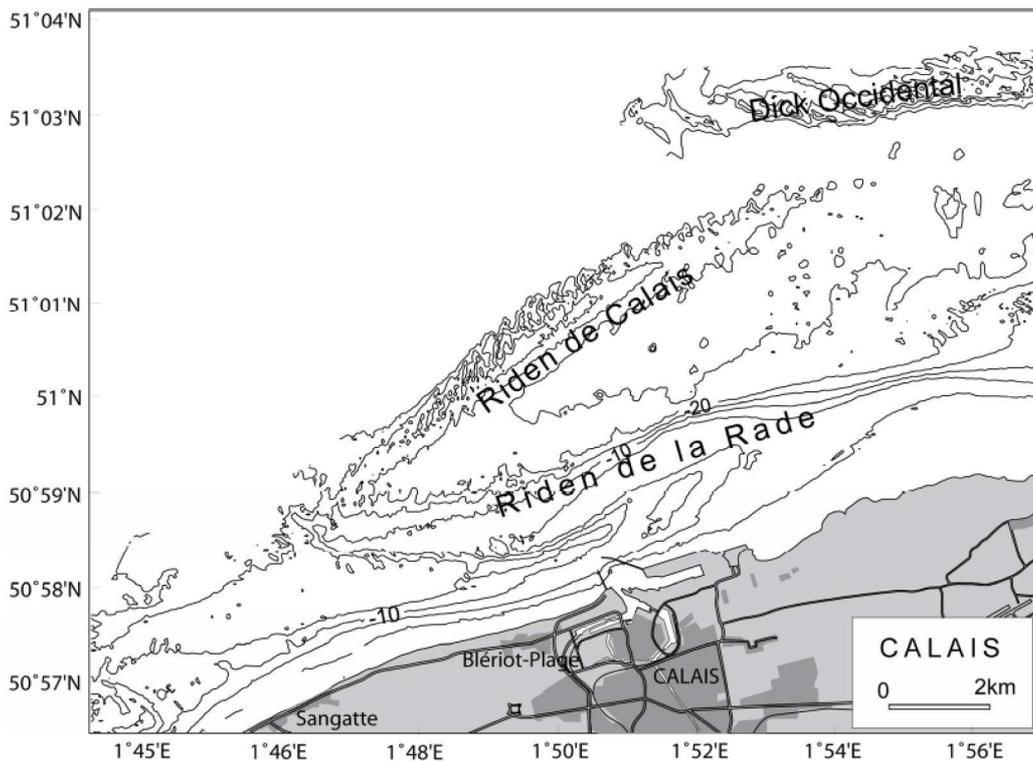
La composition sédimentaire de l'estran, à dominante sableuse, avec une granulométrie de sables fins à moyens prépondérante (composition de 70% de sables fins, particules entre 125 et 250 μm), présente cependant un mélange de sables et de particules fines dans la partie haute de la plate-forme dont la proportion varie au cours du temps et de l'espace (cf. chap. 4)

Le site d'étude présente donc des caractéristiques sédimentaires et une morphologie de plage atypique par rapport aux autres plages de la région tant par sa morphologie que par sa dynamique actuelle.

3.3. ORIGINE DE LA SINGULARITÉ DU SITE

La raison de la singulière accrétion du site des Hemmes de Marck repose sur l'alimentation du rivage en sables à partir des bancs au large (Fig. 1.17). Les bancs de Calais regroupent deux bancs côtiers dont la toponymie flamande désigne des langues de sables : le *Riden* de la Rade et le *Riden* de Calais constituent deux bancs qui se rejoignent à l'ouest de Calais pour former un « V » (Aernouts, 2005). Ils s'écartent l'un de l'autre vers le nord-est

suivant un angle de 30°, la partie orientale du *Riden de Calais* fuyant vers le large alors que le *Riden de la Rade* semble venir s'accoler au talus côtier à l'est de la ville (Garlan, 1990 ; Vicaire, 1991). Le *Riden de la Rade* limite vers le large le chenal d'accès au port de Calais. Sa morphologie est marquée par un flanc côtier plus abrupt que son flanc marin et par l'absence quasi-générale de vagues de sables. Le *Riden de Calais* se différencie du précédent par les nombreuses vagues de sables qui peuvent atteindre 5 m de hauteur sur ses flancs (Cartes Ed. Ifremer). Ce banc, qui s'estompe vers l'est est relié au banc du *Dick* par un pavage sableux (Augris *et al.*, 1995).



Fond topographique : extrait de la carte marin 6651 S de Calais à Dunkerque.
Zéro hydrographique de référence. SHOM

Figure 1.17 : Représentation de la bathymétrie et des bancs sableux au large de Calais (d'après Aernouts, 2005).

Il apparaît intéressant de signaler que le secteur situé entre les Ridens de la Rade et la plage n'est pas dragué car il ne se situe pas sur la route maritime empruntée par les ferries pour rallier l'Angleterre.

L'accolement du banc sableux à la plage a conduit à l'arrivée d'une réserve de sable considérable de 400 000 m³ au début des années 1980 sur près de 3 km de rivage et à la formation d'une large plate-forme sableuse supratidale adossée à la dune dont le niveau se situe aux alentours de 4 m IGN 69. Il semble clair toutefois, que cet accolement ait été déjà

précédé par une alimentation active du secteur en sables, à en juger par le début d'une progradation dès les années 1960. Ceci a été démontré notamment par Aernouts (2005), à travers ses travaux concernant l'évolution des fonds marins entre 1911 et 1977 (Fig. 1.18), en exposant le rôle prépondérant dans ce secteur des changements bathymétriques à l'avant côte qui ont influencé nettement l'évolution morphologique des littoraux meubles.

De plus, la plate-forme ne cesse de s'étendre vers l'est par la coalescence des dunes embryonnaires associée à la création de nouvelles mares de chasse.

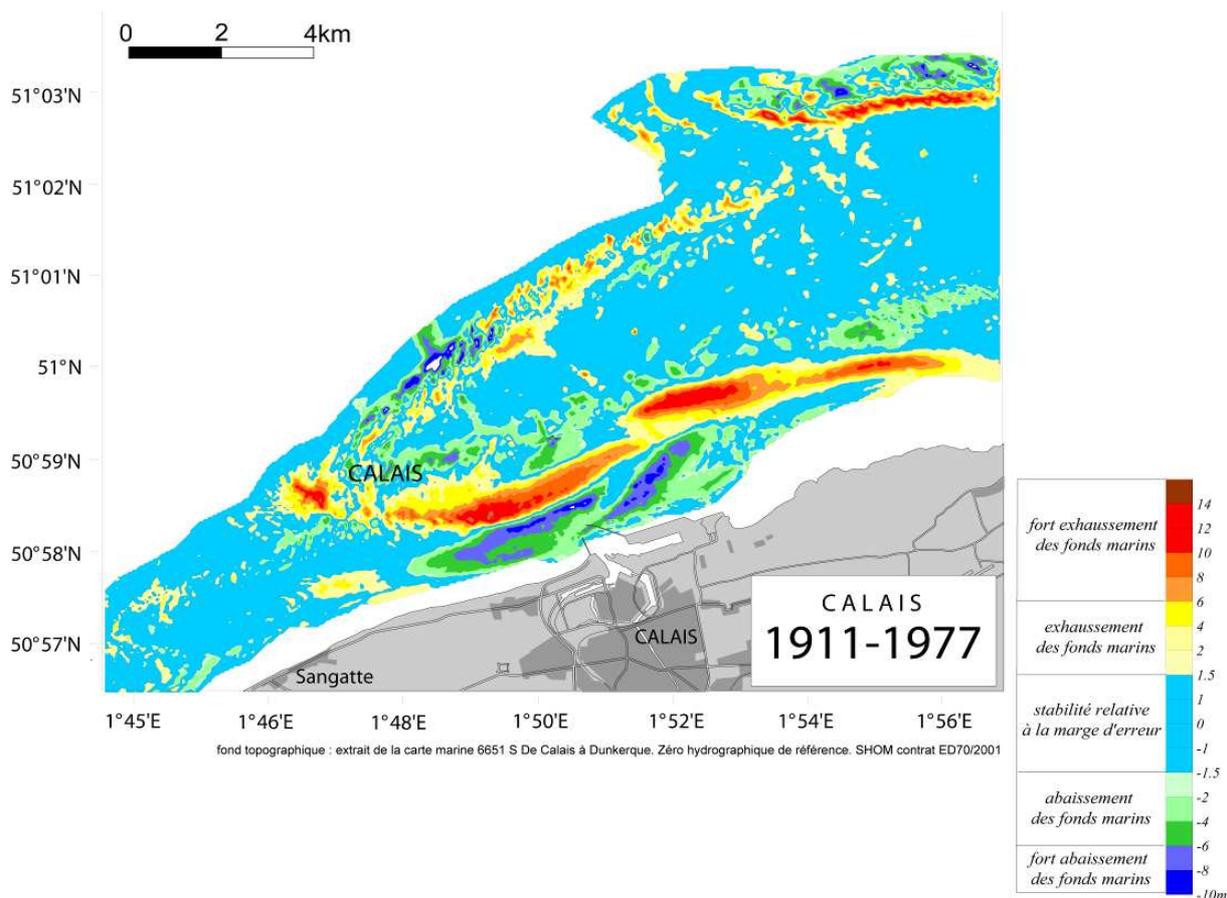
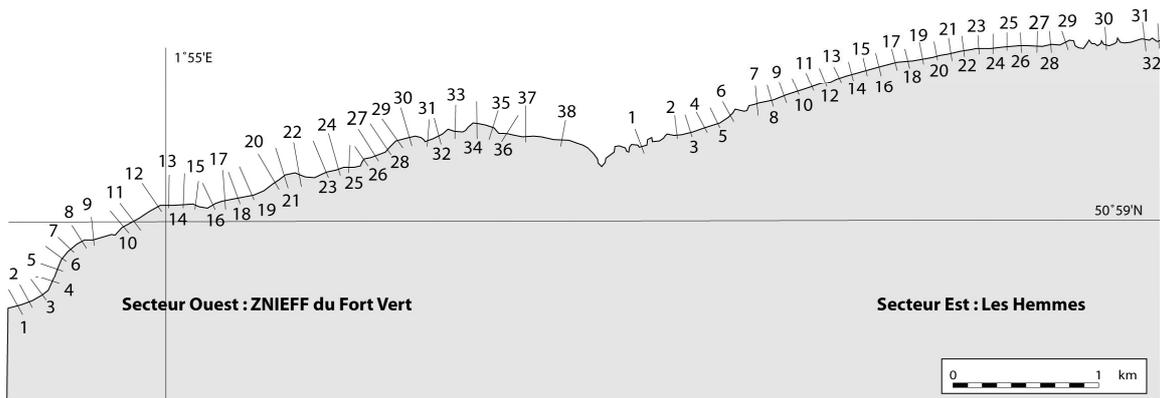


Figure 1.18 : Carte différentielle des fonds marins de 1911 à 1977 aux abords du port de Calais (Aernouts, 2005). A noter l'importante accrétion et migration *onshore longshore*, depuis 1911, des bancs tidaux situées au large du secteur d'étude. On remarque également une zone d'abaissement des fonds marins face à Calais à l'entrée du port (dragage).

3.4. ÉVOLUTION ET RYTHMES D'ÉVOLUTION DU TRAIT DE CÔTE DEPUIS 1949

Ce secteur a fait l'objet de plusieurs études, avec, notamment une analyse fine par images satellites ou photographies aériennes orthorectifiées de l'évolution du trait de côte (Habane, 2004 ; Aernouts, 2005 ; Aernouts et Héquette, 2005 ; Chaverot, 2006).

L'évolution de la ligne de rivage entre 1949 et 2000 (Fig. 1.19) est marquée par une accrétion généralisée durant l'ensemble de la période d'étude. Celle-ci s'est faite de manière relativement régulière dans le temps même si une variabilité notable a pu exister entre certaines périodes. Le massif dunaire montre des signes évidents d'accumulation dunaire : champ de dunes embryonnaires, avant dune végétalisée, dunes insulaires.



Evolution des rythmes d'évolution de la ligne du rivage le long des transects entre les différentes périodes d'étude

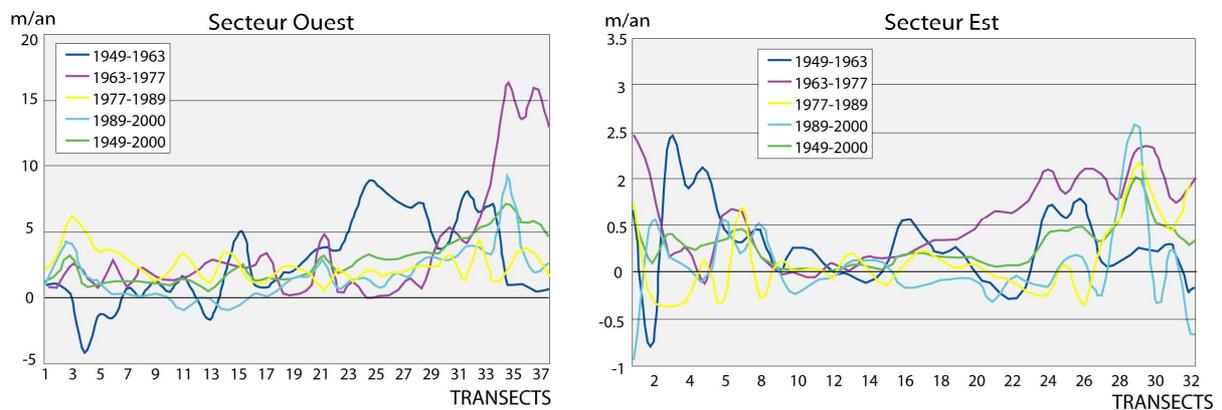


Figure 1.19 : Extrait de l'orthophotoplan infrarouge couleur 2000, localisation des transects et évolution de la ligne du rivage de 1949 à 2000 (méthode statistique End Point Rate) d'après [Aernouts \(2005\)](#). A noter : la distance entre chaque transect n'est pas régulière.

L'extrémité ouest (transects 1 à 3) a vu se développer un champ de dunes embryonnaires entre 1949 et 2000. Cette progression de la ligne de rivage a été graduellement plus importante d'ouest en est. Quant à l'extrémité est de cette zone (transect 31 à 38), son pied de dune a progressé de plusieurs centaines de mètres durant l'ensemble de la période d'étude. Cette progression semble à la fois naturelle et anthropique, en raison de l'aménagement et l'agrandissement de la zone de mare de chasse le long du front dunaire (Fig. 1.20).

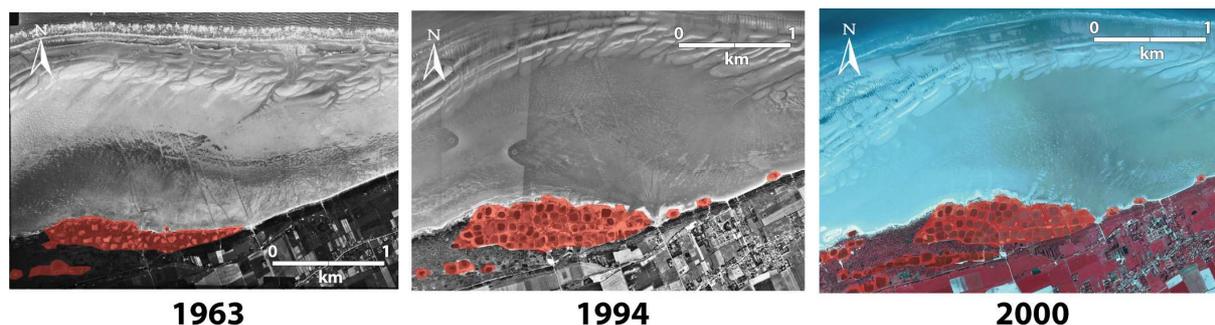


Figure 1.20 : Progression de la ligne de rivage en lien avec l'évolution des surfaces des mares de chasse au cours du temps. (Source : 1963, 1994 et 2000 photographie aériennes orthorectifiées). On observe très nettement la migration du rivage au nord de la photo, entre 1963 et 1994 et stable entre 1994 et 2000.

La partie est (Secteur des Hemmes, Fig. 1.19), contrairement à la partie ouest, se caractérise par une relative stabilité entre 1949 et 2000 avec néanmoins des valeurs mesurées qui suggèrent une très légère accrétion du front dunaire lorsqu'on se déplace progressivement vers l'est. Ces mesures ont également mis en évidence un ralentissement des rythmes d'accrétion entre 1977 et 2000, tendance qui sera infirmée lors des récentes mesures incluant le rivage de 2005 (cf. chapitre 4).

CONCLUSION DU CHAPITRE 1

Il faut retenir de cette présentation des côtes du Nord-Pas-de-Calais et du site expérimental, un contexte hydrodynamique particulièrement vigoureux, caractérisé (1) d'une part par des marées macrotidales associées à de forts courants de marée asymétriques en faveur du flot ainsi que des houles courtes à fetch limité, et (2) d'autre part par un forçage important lié aux vents agissant sur une avant-côte à bathymétrie peu profonde. L'ensemble de ce contexte hydrodynamique est responsable d'une organisation à long terme des stocks sédimentaires près des côtes qui a donné naissance aux fortes accumulations sableuses composées des dunes

côtières et de bancs subtidaux au large ou à proximité des côtes. Les nombreuses plages à barres intertidales le long de ce littoral présentent localement des variabilités morphologiques mais leur évolution, à plus ou moins long terme, dans l'ensemble, reste relativement stable dans le contexte régional, voire même, présente localement des signes d'érosion significative. Ce chapitre illustre donc bien les singularités de ce site d'étude par rapport aux autres plages régionales. Le site des Hemmes de Marck reste le seul secteur en accréation significative du littoral de la côte d'Opale et présente une morphologie atypique : l'accolement d'un banc tidal à la côte et une très large plate-forme sableuse reliée à un profil à barres et à bâches convexe. Cette morphologie tranche nettement avec les profils concaves plus classiques des plages à barres intertidales, mais aussi, de façon générale, des plages sableuses tout court. Par ailleurs, la sédimentation vaseuse singulière observée sur cette plate-forme ajoute une spécificité supplémentaire à l'originalité de ce secteur d'étude.

Ce site montre donc des particularités qui offrent des perspectives de recherche originales, susceptibles de déboucher sur un modèle de fonctionnement des processus morpho-sédimentaires à diverses échelles spatio-temporelles de ce type de côte macrotidale.

CHAPITRE 2 : MATÉRIELS ET MÉTHODES

INTRODUCTION

Cette étude propose une approche systémique simplifiée de cet environnement côtier par le couplage d'observations et de quantifications à la fois par télédétection (outils permettant d'obtenir une vision multi-échelle, multidade et multispectrale) et par expérimentation *in situ* (Fig. 2.1).

La télédétection permet une échelle spatiale d'observation suffisamment large pour appréhender toutes les composantes de la dynamique sédimentaire que ne permet pas la seule étude *in situ*. C'est donc cette double approche qui permettra une analyse multi- et/ou spatio-temporelle du secteur.

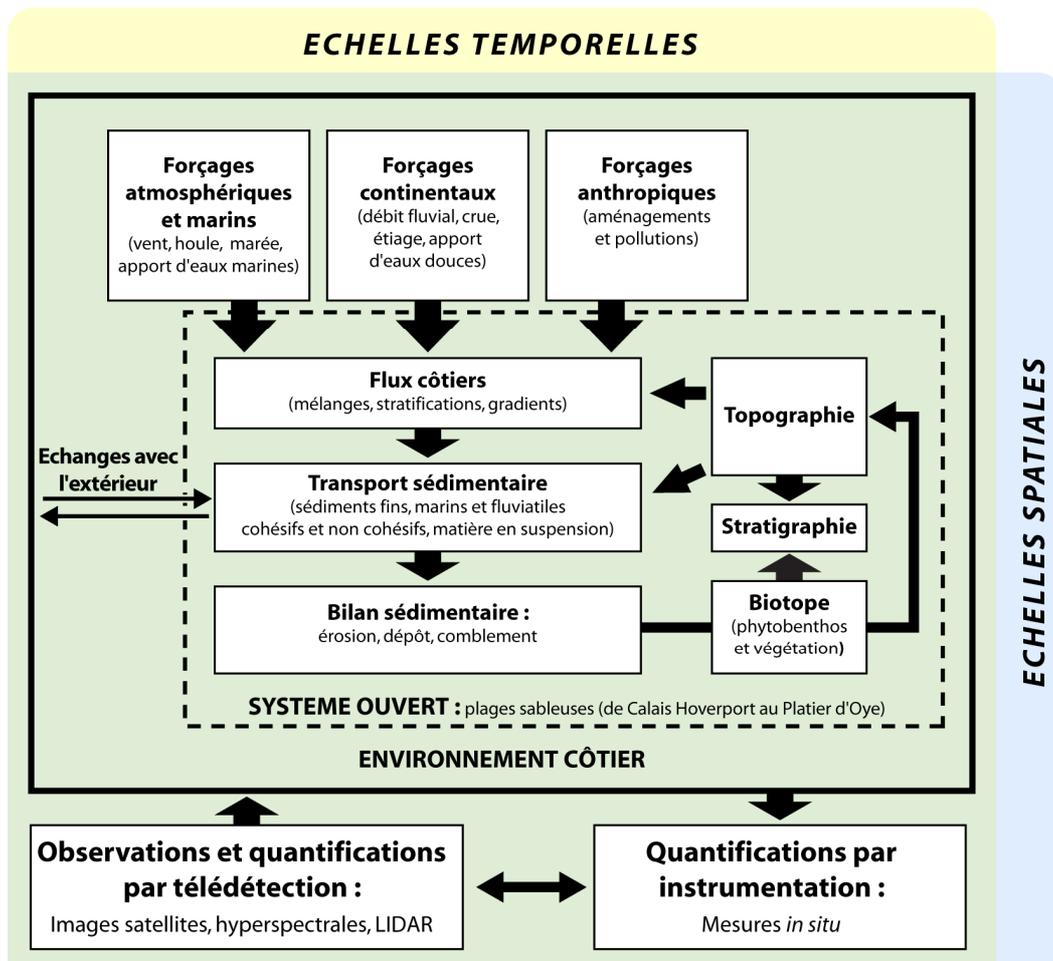


Fig. 2.1 : Organigramme d'un système côtier fonctionnel et insertion de l'approche méthodologique du projet (deux approches parallèles : instrumentation *in situ* et par télédétection spatiale). A noter tout de même la faible importance des forçages continentaux sur le secteur étudié.

Les processus décrits dans la figure 2.1 et leur traduction morphodynamique restent encore mal connus car les études antérieures ont été souvent de portée spécifique ou conceptuelle, sans une vision intégrée multi-échelles, ce que propose cette étude. Des données d'imagerie SPOT et de nombreux modèles numériques de terrain ont ainsi été confrontés à des données hydro-sédimentaires afin de mieux comprendre les processus en jeu sur ces littoraux.

Une démarche méthodologique appropriée a été mise au point englobant à la fois les aspects thématiques et différentes échelles spatio-temporelles.

Le travail exposé ici a été réalisé à l'aide d'un important effort méthodologique en raison de la diversité des processus (hydrodynamiques, morphologiques, sédimentaires, éoliens...) et de leur large gamme d'actions sur les objets étudiés (formes et évolutions de la plage, des dunes, de la plate-forme, répartitions et évolutions spatiales et temporelles). Il a été rendu possible grâce à la mise en place de suivis (levés topographiques, mesures de courants, de houles, piégeages de sédiments, mesures de réflectances...) et par la recherche d'outils adaptés à la diversité et surtout à un domaine d'étude très vaste (tachéomètre, DGPS, courantomètres, pièges, spectroradiomètre, carottier...).

Ce travail a été supporté financièrement par un BQR (Bonus Qualité Recherche) de l'ULCO intitulé : Approche intégrée pour le suivi du transport particulaire en milieu côtier et de ses impacts morphodynamiques sur les littoraux et par un projet INSU PLAMAR (PLAges à MARée). Enfin, l'acquisition des deux images SPOT 5 a été financée par le CNES¹.

1. APPROCHE MULTI-SCALAIRE ET PLURIDISCIPLINAIRE

Comme nous l'avons précédemment expliqué, le secteur des Hemmes de Marck est composé d'une large gamme d'environnements sédimentaires, du sandflat au schorre. Nous avons donc choisi de travailler thématiquement, selon des zones ateliers ou même des points fixes.

Les échelles de temps évoluent de la marée (cycle semi-diurne de 12h25 min) à des variations mensuelles et saisonnières (cycles semi-lunaires, morte-eau/vive-eau de 14,76 jours) voire annuelles (cycle semi-annuel, solstice/équinoxe de 182,6 jours).

Il est également nécessaire de prendre en compte les échelles temporelles plus importantes, de la décennie au siècle, afin d'appréhender de façon complète les processus en action et d'avoir une vision à plus long terme des évolutions possibles. Cette approche a été rendue possible

¹ Programme ISIS SPOT

grâce aux prélèvements et à l'analyse de carottes ainsi qu'à l'étude de séries temporelles d'images satellitales et de photographies aériennes.

Ce travail a été abordé avant tout comme une étude pluridisciplinaire, mettant en jeu différentes techniques d'observations issues de champs disciplinaires variés. Ce n'est pas un rassemblement exhaustif de ces méthodes mais un choix raisonné d'investigations complémentaires permettant une analyse comparée et discutée des résultats obtenus.

Pour ce faire, 4 campagnes de terrain (a, b, c et d en figure 2.2 et 2.3) ont été réalisées sur une période de temps comprise entre 8 et 17 jours, englobant différentes situations hydrodynamiques (temps calme, temps perturbé, tempête, cycle de marée semi-mensuel comportant vive-eau et morte-eau). Les données de vent horaires de Météo-France de la station de Calais (Aéroport de Marck situé à 4 km du secteur étudié) ont été collectées pour chacune de ces campagnes.

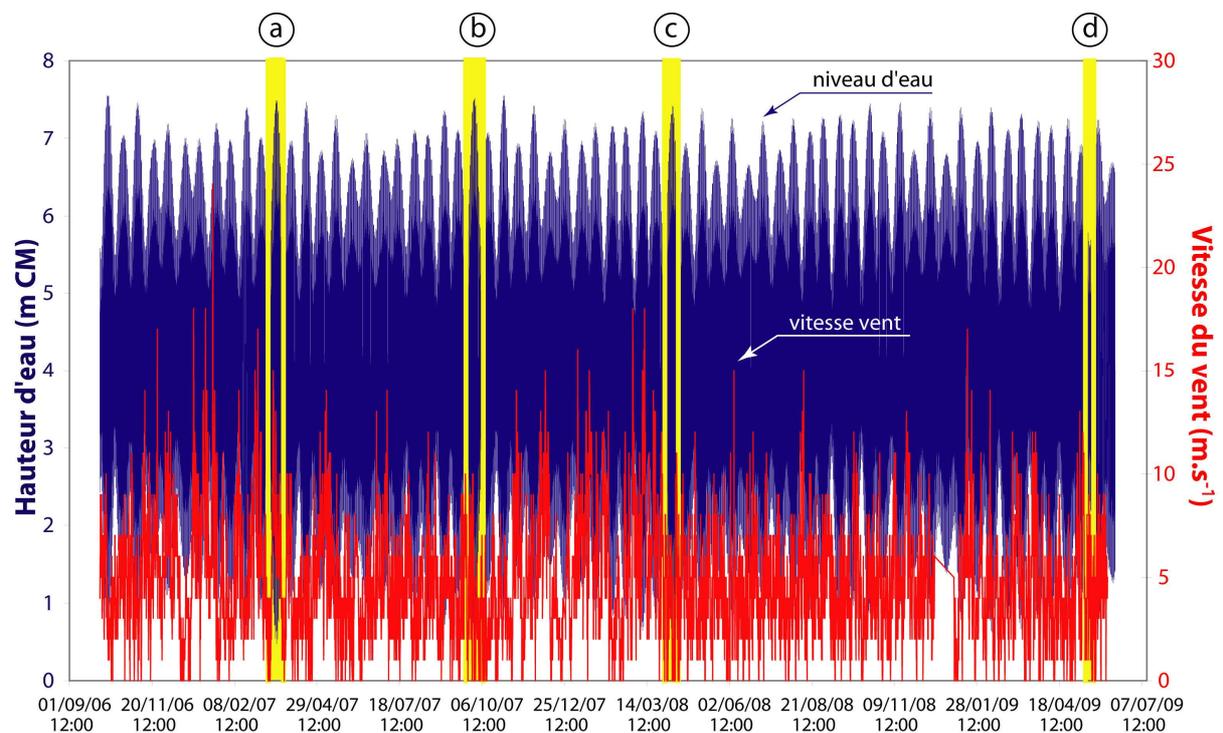


Figure 2.2 : Variation de hauteur d'eau et de la vitesse du vent entre le 01/09/2006 et le 07/07/2009, durée de l'étude avec positionnement temporel des différentes campagnes de mesures.

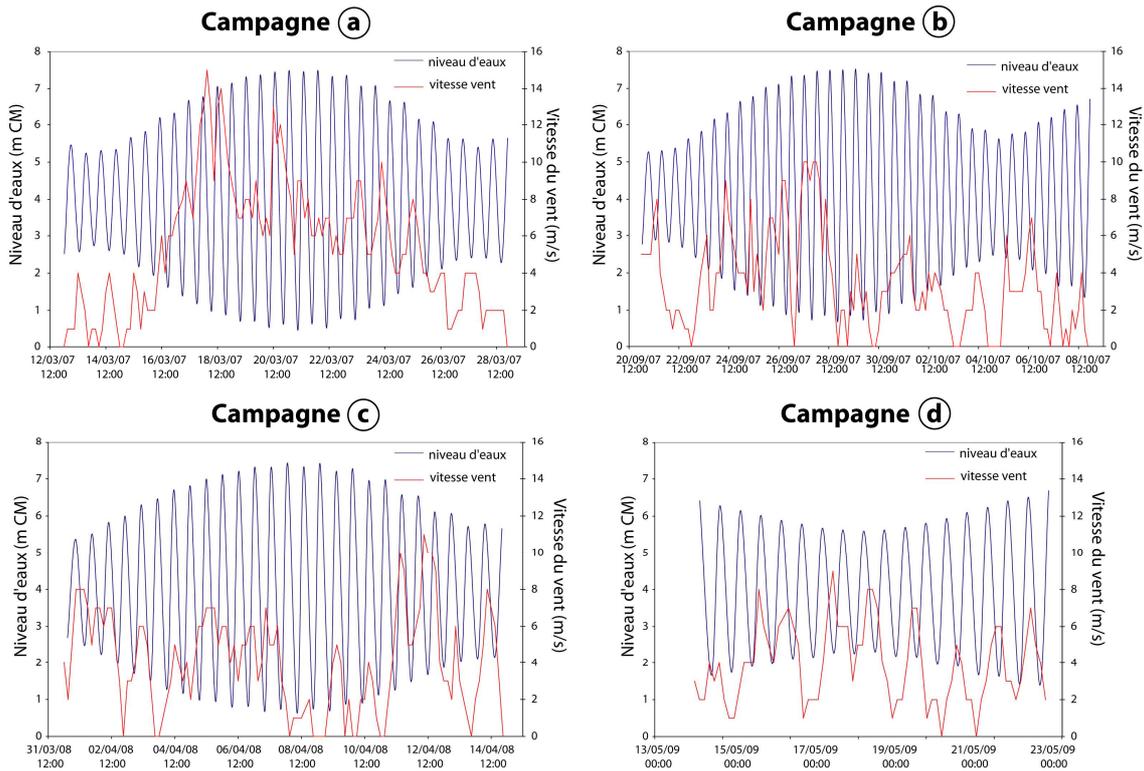


Figure 2.3 : Détails des conditions de marée et météorologiques (données Météo France de la station de Calais) durant les 4 campagnes de mesures.

2. TECHNIQUES D'ÉTUDE

2.1. GÉORÉFÉRENCEMENT ET TOPOGRAPHIE

2.1.1. STATION ÉLECTRONIQUE

Des levés topographiques de haute précision ont été effectués à l'aide de stations électroniques de type *Leica TC 407* (Fig. 2.4) dont le degré de précision fabricant est de l'ordre de $\pm 0,2$ mm et $0,2$ degré avec une distance maximale de mesure d'environ 1800 m et des variations de cette précision en fonction des conditions atmosphériques.

Les coordonnées métriques cartographiques sont géoréférencées en altitude en mètre IGN 69 et géographiquement selon les coordonnées du système géodésique français Lambert I. La marge d'erreur en altitude a été estimée à ± 3 cm en intégrant à la fois la

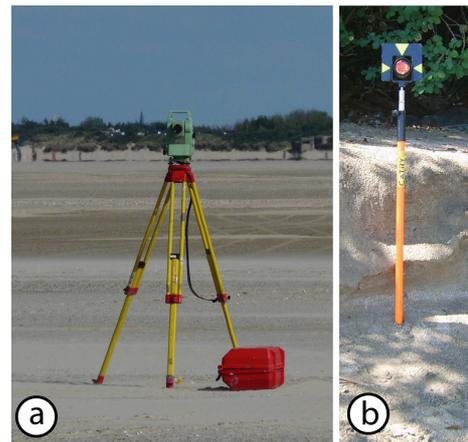


Figure 2.4 : a) Station électronique de mesures topographiques très haute précision (*LEICA, TC 407*), b) canne surmontée du réflecteur.

précision de l'appareil et les incertitudes liées à l'opérateur sur le terrain en estran sableux (Reichmüth, 2003).

Les levés effectués sont de deux types :

- en profil : une tête de station fixe est alors établie ; ces coordonnées (X, Y, Z) sont connues ainsi que l'angle de levé du profil par rapport au Nord pour avoir le même profil à chaque levé répété mensuellement. Lors de la réalisation du profil, un point de mesure est pris tous les 7 à 10 mètres dans l'axe transversal du profil.
- en semis de points à maillage "régulier" pour obtenir des Modèles Numériques de Terrain (MNT). Pour cela, le secteur suivi est quadrillé en réalisant plusieurs profils parallèles avec des mesures de points espacés tous les 5 m pour les zones ateliers. Deux zones ateliers ont été choisies (Fig. 2.5) selon les faciès sédimentaires, la première en haut de plate-forme, la zone atelier vaseuse et la seconde, la zone atelier dite interface, située entre milieu sableux et sablo-vaseux en milieu de plate-forme.



Figure 2.5 : Localisation du profil et des semis de points pour l'établissement des MNT des zones ateliers vase et sable. (Source orthophotoplan 2005 PPige)

Les données brutes issues des tachéomètres ont été traitées à l'aide de la macro Excel *Profiler 3.0 XL²*. Cette application permet de tracer les profils de plage, de calculer les volumes par mètre linéaire de plage (calcul basé sur l'intégrale du profil) ou de calculer par interpolation des variations d'altitude pour chaque mètre linéaire. Les modèles numériques de terrains (MNT) ont été réalisés avec le logiciel *Surfer (Golden Software)* et le maillage des points topographiques a été interpolé selon la technique du krigeage (Samat, 2007). L'interpolation

² Développée par Olivier Cohen.

(ici la méthode de krigeage par autocorrélation spatiale) consiste à estimer la valeur d'attribut pour des secteurs non échantillonnés situés à l'intérieur des limites définies par les positions des points échantillonnés. Le traitement par Krigeage donne les résultats les moins déformés, quel que soit le type de semis de points en entrée et offre dans tous les cas une interpolation la plus proche de la réalité et la morphologie générale et locale est bien conservée. La densité des points étant importante et les levés réguliers le choix de l'interpolateur pour ce type de mesure sur ce secteur n'a que peu d'importance. En revanche, cette affirmation devient fautive si les levés sont moins denses et/ou moins réguliers et que le relief local présente d'importantes variations. Dans ce dernier cas, un interpolateur différent, de type triangulation doit être utilisé.

2.1.2. DGPS

En raison du nombre important d'opérateurs nécessaires et de l'étendue de la surface d'étude à couvrir, les mesures surfaciques de la plate-forme ont donc été effectuées grâce au DGPS (*Differential Global Positionning System*) Leica System 1200 (Fig. 2.6).



Figure 2.6 : a) *DGPS System 1200* avec station fixe positionnée sur un relais de point géodésique et récepteur mobile, b) exemple du semis de points réalisé en septembre 2007 pour l'établissement du MNT de l'ensemble du site d'étude. (Sources Cliché A.A. et orthophotoplan 2005 PPige)

L'ensemble des mesures a été réalisé avec une précision toujours décimétrique en temps réel. Les levés ont été effectués avec une mesure tous les 25 m (Fig. 2.6b) en ce qui concerne le MNT de l'ensemble de la plate-forme. En raison de la difficulté à couvrir la totalité de la zone en un minimum de journées et du handicap de la marée qui empêche et rend dangereux la prise de mesures à marée montante et/ou modifie la topographie, nous avons couvert les surfaces totales en 5 jours avec des levés longitudinaux pour minimiser les variations topographiques intermédiaires. En plus de levés réguliers, une prise de points supplémentaires

a été effectuée notamment lors de relevés topographiques des zones dunaires et plus généralement lors de la rencontre d'une rupture de pente ou d'un changement de surface.

L'ensemble des levés topographiques a été géoréférencé dans le système Lambert I et en altitude dans le système IGN 69 dès le début des mesures en octobre 2006. Cependant, il est important de préciser que le système français de référence est officiellement devenu le RGF93 – Lambert 93. Malgré ce changement, l'ensemble des mesures est ici présenté dans leur système d'origine (Lambert I et IGN 69), mais le changement de coordonnées est tout à fait envisageable pour répondre aux attentes des collectivités locales.

2.1.3. VALIDATION POUR COMPARAISON DE L'INTERPOLATION DU MNT PLATE-FORME, CALCUL DES MARGES D'ERREURS

La diversité des outils utilisés et des types de mesures (radiale transversale, mesures surfaciques en MNT, densité de points variables) pose le problème de l'homogénéité des résultats, de leurs marges d'erreur et la possibilité ou non de comparer ces mesures issues d'appareils divers avec des modes d'acquisitions et des densités de prises de points différents.

Afin de comparer avec des mesures directes et valider l'interpolation du MNT de la plate-forme, nous avons superposé (fonction spline d'interpolation) les altitudes du profil topographique mesurées (tachéomètre et densité de point élevée) d'une part et interpolées d'autre part (interpolation à partir du MNT mesuré à densité de point plus faible) à l'aide de deux types d'instruments durant chaque campagne de mesures (Figure 2.7).

Les coefficients de relation (Fig. 2.8) ont établi une très bonne correspondance, validant ainsi l'utilisation des deux types d'instruments sur différents semis et densité de point.

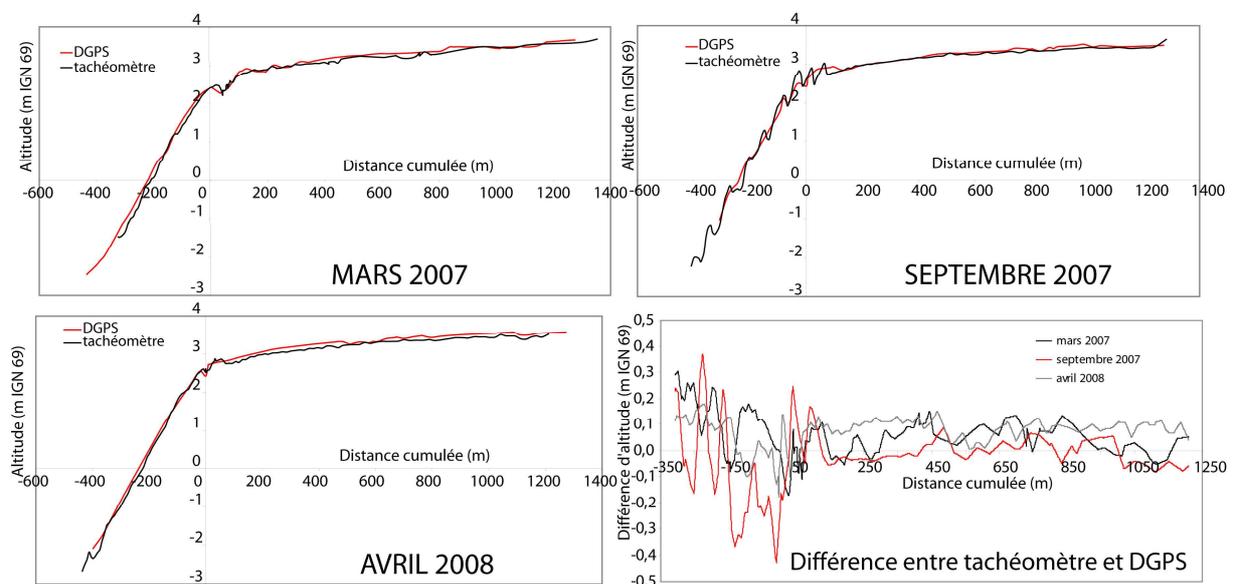


Figure 2.7 : Comparaison des mesures d'altitude pour un même profil avec les deux types de mesures (mesures directes au tachéomètre et mesures interpolées au DGPS)

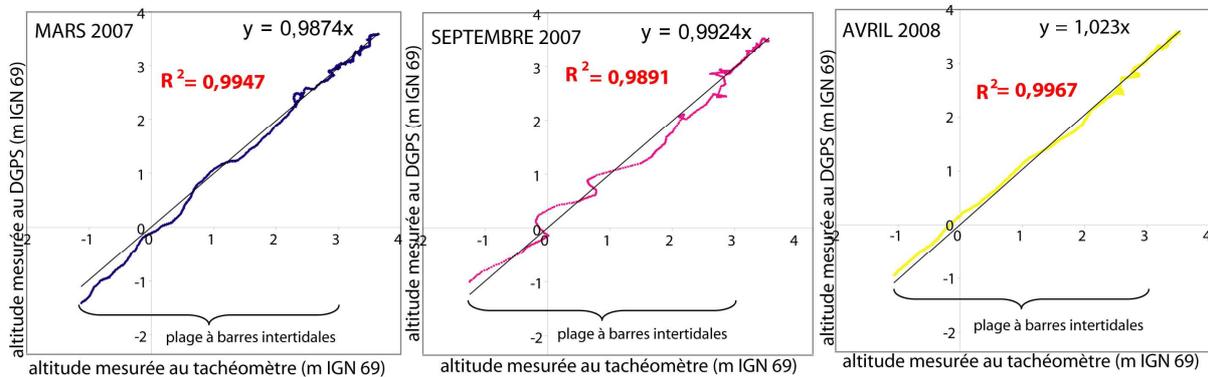


Figure 2.8 : Corrélations des mesures d'altitude sur un même profil entre le tachéomètre et le DGPS.

Les marges d'erreur moyennes incluant les erreurs de l'opérateur et la précision des appareils utilisés (DGPS et tachéomètre) en milieux humides et sableux restent relativement constantes (7,2 cm en mars 2007 ; 7,3 cm en septembre 2007 et 8,5 cm en avril 2008 dans le tableau 2.1) durant les trois campagnes de mesures.

Tableaux 2.1 : Erreurs moyennes des mesures d'altitude réalisées par DGPS sur le profil central

	Mars 2007	Septembre 2007	Avril 2008	Totalité des mesures
Erreur moyenne totale (m)	0,072	0,073	0,085	0,076
Erreur moyenne plage (m)	0,132	0,191	0,087	0,136
Erreur moyenne sandflat (m)	0,056	0,041	0,084	0,061

En revanche, celles-ci demeurent relativement faibles sur les points mesurés dans la zone de la plate-forme avec une erreur moyenne de 6,1 cm (liées aux faibles variations d'altitude) mais augmentent sur la zone de la plage avec 13,6 cm en moyenne (liées aux altitudes plus variables des barres et des bâches). Il faudra donc tenir compte de ces erreurs lors de la comparaison des mesures incluant dans la part totale de la marge d'erreur, celles liées à la topographie locale, à la mesure elle-même, à l'appareil de mesures, à l'opérateur, à la densité et au maillage du semis de point, celles dues à l'interpolation sur les points en entrée pour la réalisation du MNT et principalement sur les données interpolées.

2.2. CARACTÉRISTIQUES DU SÉDIMENT

2.2.1. GRANULOMÉTRIE

2.2.1.1. Protocole expérimental

Les mesures granulométriques ont été réalisées au granulomètre Laser *Beckman Coulter LS 230* (Fig. 2.9) qui emploie la théorie de diffraction de Mie (cf. Annexe A.1). Cet instrument mesure des particules entre 0,04 et 2000 μm . L'intérêt de l'appareil permet de mesurer l'ensemble du spectre granulométrique avec le même processus physique (diffraction). Il est adapté au site d'étude qui ne comporte pas de fractions granulométriques supérieures à 2 mm.

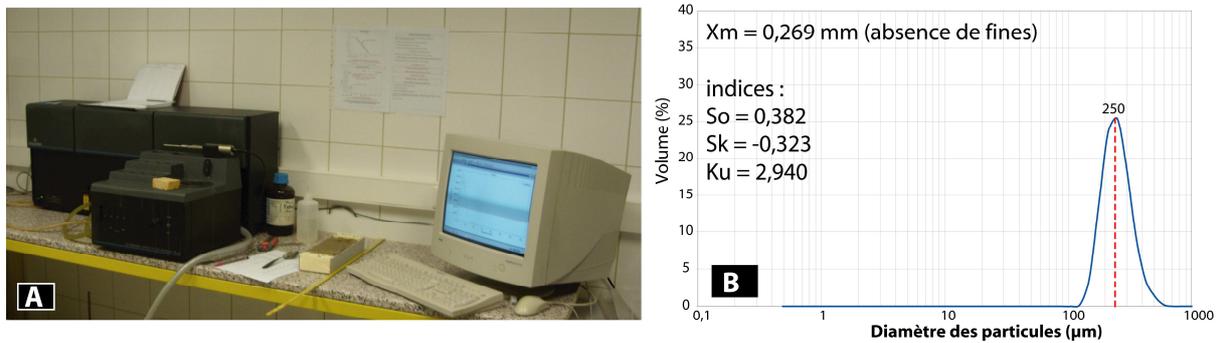


Figure 2.9 : a) Granulomètre laser *Beckman Coulter LS 230* b) exemple de courbe granulométrique d'un échantillon sableux.

2.2.1.2. Paramètres granulométriques

La granularité ou distribution du diamètre des particules a permis, dans un premier temps de déterminer le mode principal, c'est à dire la taille des particules la plus représentée sur l'échantillon et de définir ainsi la catégorie sédimentaire à laquelle le sédiment prélevé (prélèvement sur 2 à 3 cm de profondeur pour l'ensemble des échantillons) appartient selon la classification internationale dite de Udden-Wentworth (Wentworth, 1922) (Tableau 2.2).

Tableau 2.2 : Classification des sédiments de Udden-Wentworth

Catégorie sédimentaire		Mode principal en Φ	Mode principal en mm
SABLE	Sables grossiers	0 - 1	1 - 0,500
	Sables moyens	1 - 2	0,500 - 0,250
	Sables fins	2 - 3	0,250 - 0,125
	Sables très fins	3 - 4	0,125 - 0,0625
FINES SILT	Silts grossiers	4 - 5	0,0625 - 0,031
	Silts moyens	5 - 6	0,031 - 0,0156
	Silts fins	6 - 7	0,0156 - 0,0078
	Silts très fins	7 - 8	0,0078 - 0,0039
VASE	Argiles	< 8	< 0,0039

La classification de Larssonneur 1971 (Tableau 2.3) a également été utilisée. Ainsi selon le pourcentage de particules fines dans l'échantillon total (inférieures à 63 µm selon [Wentworth \(1922\)](#) ou inférieures à 50 µm selon [Larssonneur \(1971\)](#) qui utilise la norme AFNOR) des classifications intermédiaires ont été ajoutées.

Tableaux 2.3 : Classes granulométriques dérivées de la classification de Larssonneur (1971)

Catégorie sédimentaire	Taille des particules (mm)
Sables grossiers	0,5 - 2
Sables moyens	0,2 – 0,5
Sables fins	0,05 – 0,2
Silts et Argiles	< 0,05

Pour une quantité de particules fines inférieure à 5 %, l'échantillon est classé sable, pour un pourcentage entre 5 et 25 %, il est déterminé comme sablo-vaseux, entre 25 et 75 %, il entre dans la classe des vaso-sableux et enfin le terme de vase est appliqué pour un pourcentage de particules fines supérieur à 75 % selon la classification proposée par [Dauvin \(1997\)](#).

Après comparaison de l'ensemble des échantillons, en utilisant la classification de [Wentworth \(1922\)](#) ou celle de [Larssonneur \(1971\)](#), il s'avère que les classes déterminées restent les mêmes hormis pour 6 échantillons que l'on détermine comme sablo-vaseux avec la classification de [Wentworth](#) et comme vaso-sableux avec celle de [Larssonneur](#). Sur un ensemble de près de 2000 échantillons testés, l'utilisation d'une classification sédimentaire plutôt qu'une autre ne semble donc pas déterminante pour cette étude.

La méthode des moments statistiques pour le calcul des différents indices texturaux ([McBride,1971](#)) a été utilisée car elle prend en compte l'ensemble de la distribution granulométrique de l'échantillon, contrairement aux autres méthodes graphiques qui ne considèrent qu'une partie de l'échantillon. Celle-ci nécessite l'utilisation d'une échelle granulométrique exprimée en phi (ϕ), unité de mesure obtenue en appliquant l'opposé du logarithme à base 2 au diamètre exprimé en millimètre ($[X \text{ en } \phi] = -\log_2[X \text{ en mm}]$).

Il faut également que l'intervalle soit constant entre chaque limite de classe granulométrique. Ensuite, les indices granulométriques suivants ont été calculés ([McBride, 1971](#)) : le grain moyen (G) qui est un indicateur de la taille moyenne d'un échantillon, le classement (écart-type) ou tri (So) qui représente la dispersion des tailles par rapport à la moyenne et

l'asymétrie (S_k) qui détermine la dominance des particules fines (asymétrie positive) ou grossières (asymétrie négative) par rapport à la moyenne.

Le diamètre moyen (G) ou 1^{er} moment en phi :

$$G = \frac{\sum fm}{n} \quad [2]$$

L'indice de tri (S_o) ou 2^{ème} moment :

$$S_o = \frac{\sum f(m - \mu)^2}{n} \quad [3]$$

L'indice d'asymétrie (S_k) ou 3^{ème} moment :

$$S_k = \frac{\sum f(m - \mu)^3}{n\sigma^3} \quad [4]$$

L'indice adimensionnel de dispersion (Ku) ou 4^{ème} moment :

$$Ku = \frac{\sum f(m - \mu)^4}{n\sigma^4}$$

f étant le poids de l'échantillon (exprimé en pourcentage) compris dans chaque classe granulométrique présente (fréquence), m étant la taille médiane de chaque classe granulométrique, et n étant égal à 100 lorsque la fréquence f est exprimée en pourcentage. Les valeurs sont en unités phi (ϕ). Lors d'une répartition bimodale dans la taille des grains, pour certains échantillons, des sous-indices ont été calculés (cf. chapitre 4).

2.2.1.3. Analyse minéralogique des argiles

Afin de déterminer les types présents d'argiles, nous avons utilisé un diffractomètre à rayons X PW 1729 PHILIPS (Figure 2.10a) UMR Géosystème dont les réglages sont optimisés pour travailler dans les petits angles (de $3^\circ 2\theta$ à $32^\circ 2\theta$) où diffractent principalement les minéraux argileux.

Puis les trois diffractogrammes (Fig. 2.10b) obtenus (normale, chauffée et glycolée) par échantillon (cf. détails de la mesure en annexe A.2) nous permettent de déterminer la nature des minéraux argileux et d'effectuer une analyse semi-quantitative de ceux-ci.

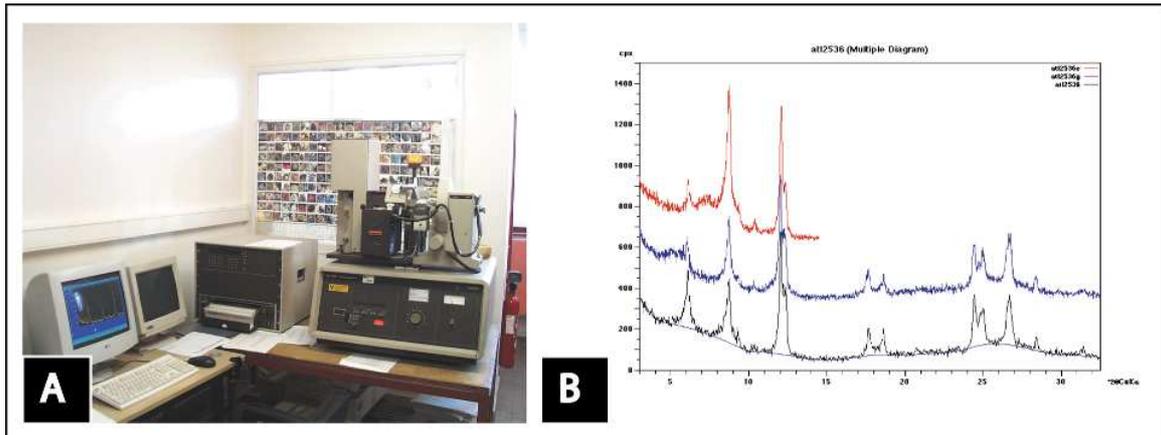


Figure 2.10 a) Diffractométrie à Rayons X b) Exemple de diffractogramme (Marion, 2007)

2.3. MESURES HYDRODYNAMIQUES

2.3.1. INSTRUMENTATION

Tous les appareils courantométriques utilisés lors des différentes campagnes de mesures ont été programmés de la même façon. La durée d'enregistrement (*burst*) choisie correspondait à 9 minutes de mesures toutes les 15 minutes avec une fréquence de 2 Hz. Le choix de ce type de programmation est largement répandu dans les études sur les littoraux à influence mixte (houle et marée) et caractérisés par des marées à marnage important (macro- à mégatidale) (Levoy *et al.*, 2000, 2001; Anthony *et al.*, 2004, 2005 ; Sédrati, 2007). Ce choix correspond à un compromis entre un large spectre permettant une bonne représentativité et une courte durée d'enregistrement.

2.3.1.1. Le S4 ADW (Interocean System)

Le courantomètre électromagnétique S4 ADW Interocean System (Fig. 2.11 et détail en annexe A3) a été déployé en bas de plage, en raison de sa structure de maintien capable de résister à une forte agitation. La mesure est généralement effectuée à 40 cm du substrat et par mesure de précaution, les enregistrements sont considérés comme cohérents une fois que la hauteur d'eau atteint 1 m.



Figure 2.11 : S4 déployé en bas de plage et schéma de l'appareil

2.3.1.2. Le Midas DWR (Valeport)

Ce courantomètre (Fig. 2.12 et détail en Annexe A4) est également muni d'un capteur de pression permettant de mesurer les variations du niveau libre d'eau et de capteurs de turbidité ainsi qu'une sonde de température.

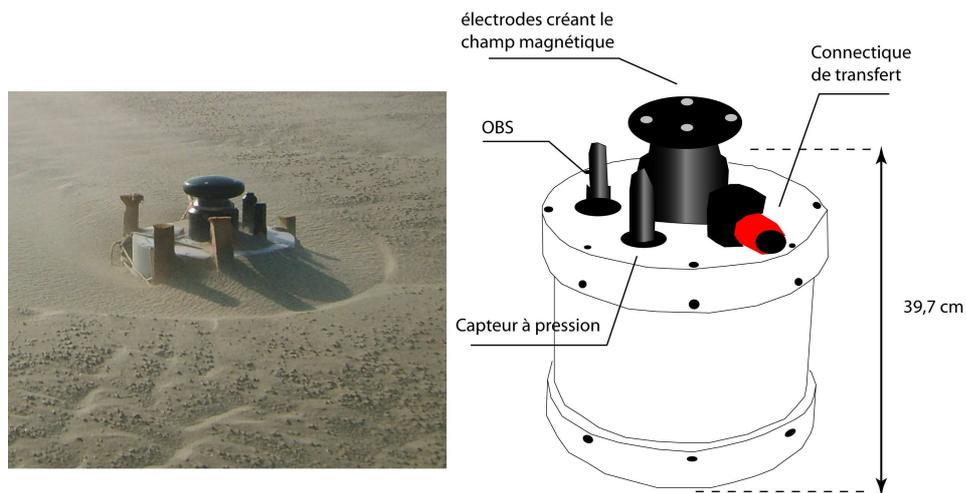


Figure 2.12 : Midas DWR déployé et schéma de l'appareil.

2.3.1.3. L'ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler* ; RD Instruments)

A la différence des autres courantomètres, l'ADCP (Fig. 2.13) mesure les gradients de vitesse dans la colonne d'eau qu'il divise en différentes cellules. La taille de chaque cellule est choisie par l'utilisateur (hauteur de cellule définie à 20 cm, première cellule débutant à 33 cm au dessus du courantomètre). La programmation de l'émission du signal ADCP (45 cellules par ping, 1 ping toutes les 2,5 s pendant 5 minutes) résulte du meilleur compromis entre une bonne résolution spatiale et une faible erreur sur la mesure.

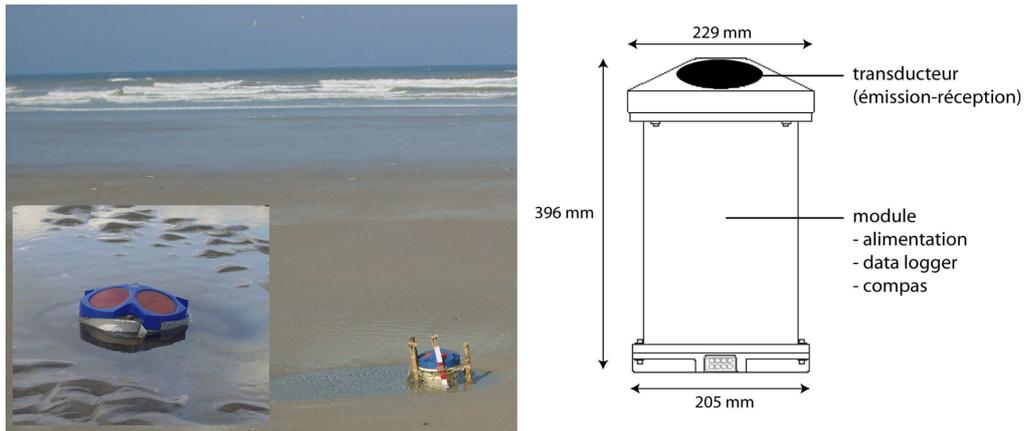


Figure 2.13 : Photographies d'un ADCP déployé sur la plage et schéma de l'appareil (détails en Annexe A5).

2.3.1.4. L'ADV Nortek (Acoustic Doppler Velocimeter)

Les ADV (Fig. 2.14 et détail en Annexe A6) ont été déployés sur le haut de la plate-forme dans les zones vaseuses où les hauteurs d'eau restent assez faibles.

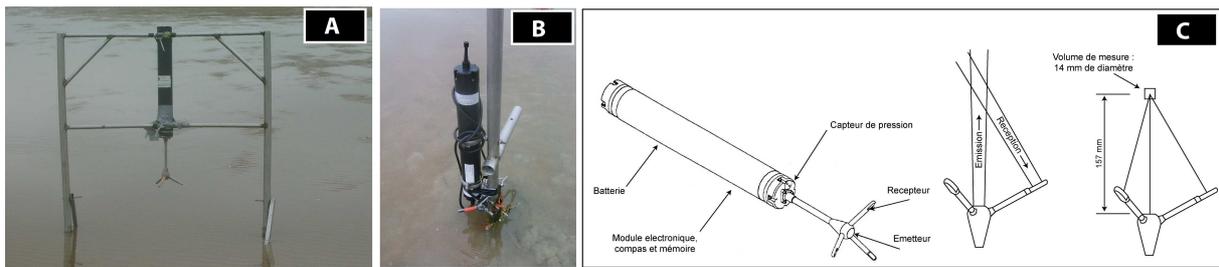


Figure 2.14 : A) ADV déployé sur la plate-forme, B) ADV sur la vase silto-sableuse, C) Schéma de l'appareil, de la cellule de mesure, détails des transducteurs d'émission et de réception.

2.3.2. PARAMÈTRES DE LA MARÉE

Les valeurs de marée théoriques aux Hemmes de Marck ont été calculées par le logiciel Predit du SHOM pour la station de Calais. Les niveaux moyens de marée obtenus à l'aide des valeurs des constantes harmoniques sont référencés en altitude dans le référentiel IGN69 et sont reportés dans le Tableau 2.4.

Tableau 2.4. Niveaux moyens des marées (SHOM).

Niveau marin	PMVEE	PMVE	PMME	NM	BMME	BMVE
Altitude (mIGN69)	4,440	3,841	2,591	0,611	-1,359	-2,609
PMVEE (MHHW) : Pleine Mer de Vive-Eau Exceptionnelle ; PMVE (MHWS) : Pleine Mer de Vive-Eau ; PMME (MHWN) : Pleine Mer de Morte-Eau ; NM (MSL) : Niveau moyen ; BMME (MLWN) : Basse Mer de Morte-Eau ; BMVE (MLWS) : Basse Mer de Vive-Eau						

2.3.3. PARAMÈTRES DE LA HOULE

La houle est décrite dans cette étude, avec les paramètres suivants : sa hauteur significative (H_s) en mètre, sa période pic (T_p) en seconde et sa direction en degré. Ces paramètres ont pu être obtenus par le logiciel Wave pour le S4. Pour l'ADV et le Midas DWR, Wave a également été utilisé après un prétraitement à l'aide d'une macro *Excel* développée par Olivier Monfort de l'UMR 6143 « Morphodynamique Continentale et Côtière » de l'Université de Caen, qui permet la création de fichiers exploitables par le logiciel.

Le logiciel Waveview fourni avec l'appareil a été utilisé pour l'ADCP qui effectue cette opération par transformées de Fourier à partir des données issues du capteur de pression. Les ADCP peuvent déterminer les paramètres de la houle selon trois méthodes différentes, deux méthodes par interpolations de mesures de courants et une méthode avec le capteur à pression. Nous avons choisi d'utiliser cette dernière méthode pour déterminer H_s , T_p et la direction de la houle et pour pouvoir comparer les données obtenues avec les mesures acquises par les autres types d'instruments.

2.3.4. PARAMÈTRE DES COURANTS

La démarche méthodologique décrite pour le traitement des données de houle a été appliquée aux données courantologiques, c'est-à-dire la transformation des données brutes des ADV et des MIDAS DWR par la macro *Excel* développée par Olivier Monfort, puis le traitement des fichiers obtenus avec le logiciel *S4App 4.0.21*. Pour les données issues des ADCP, c'est le logiciel *WinADCP* du constructeur qui a été utilisé.

Comme nous l'avons mentionné précédemment, les composantes des courants issues des courantomètres sont exprimées selon les axes nord et est. Afin de faciliter l'interprétation des courants, les vitesses nord et sud ont été projetées sur des axes parallèles et perpendiculaires à la ligne de rivage (Fig. 2.15), donnant respectivement les vitesses longitudinales V_l (*longshore*), et les vitesses transversales V_t (*cross-shore*).

Ces vitesses longitudinales et transversales prennent des valeurs soit positives, soit négatives qui indiquent le sens du courant. La valeur absolue de chaque composante correspond à la vitesse du courant.

Ainsi dans le cas des mesures courantométriques réalisées aux Hemmes de Marck :

$V_t > 0$: vers le large ; $V_t < 0$: vers la côte ; $V_l > 0$: vers le NE ; $V_l < 0$: vers le SW.

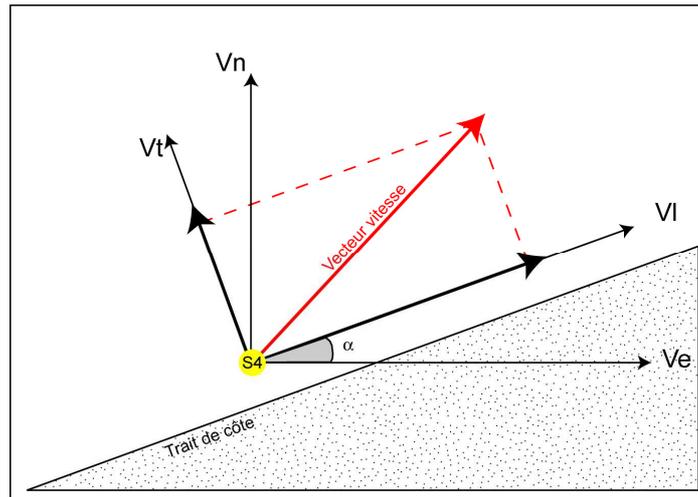


Figure 2.15 : Décomposition du vecteur de courant moyen (rouge) en courants longitudinaux (VI) et transversaux (Vt).

2.3.5. HOMOGENÉITÉ DES DONNÉES

Pendant ces travaux nous avons été amenés à utiliser plusieurs types de courantomètres et ce selon différents types de déploiements (radiales longitudinales, transversales, stations) sur ce grand espace de mesure. Dans le but de minimiser les erreurs liées à la comparaison et à l'interprétation de données issues d'instruments variés, nous avons procédé à un étalonnage des appareils ainsi qu'à un contrôle de l'homogénéité des différentes données.

Un co-déploiement test des appareils utilisés a ainsi été effectué début avril 2007 sur le littoral de Dunkerque durant 4 marées avec des conditions météorologiques variées, à savoir un type de temps très calme avec des vents très faibles ($H_s < 0,2$ m) et une période plus agitée avec un renforcement du vent (10 à 12 m/s) produisant des vagues de fetch limité ($H_s > 0,7$ m ; $T_p = 5$ à 6 s). Les corrélations pour les hauteurs significatives (Fig. 2.16), les directions des houles et des courants sont excellentes ($R^2 > 0,97$). Il en est de même pour les vitesses des courants. La corrélation des périodes pics est bonne pour les mesures enregistrées lors des périodes agitées, en revanche elle est beaucoup moins satisfaisante pour les valeurs obtenues dans le cas de mers très calmes.

Les différents coefficients de corrélation nous indiquent une très bonne relation entre les divers courantomètres utilisés, mais précisent qu'il faut cependant être attentif aux données hydrodynamiques, particulièrement lors des périodes calmes et en faible niveau d'eau. Nous ne tiendrons donc pas compte des données enregistrées sous une tranche d'eau inférieure à 1

mètre et nous resterons prudents quant à l'interprétation des caractéristiques des périodes pics lors des périodes de temps calme.

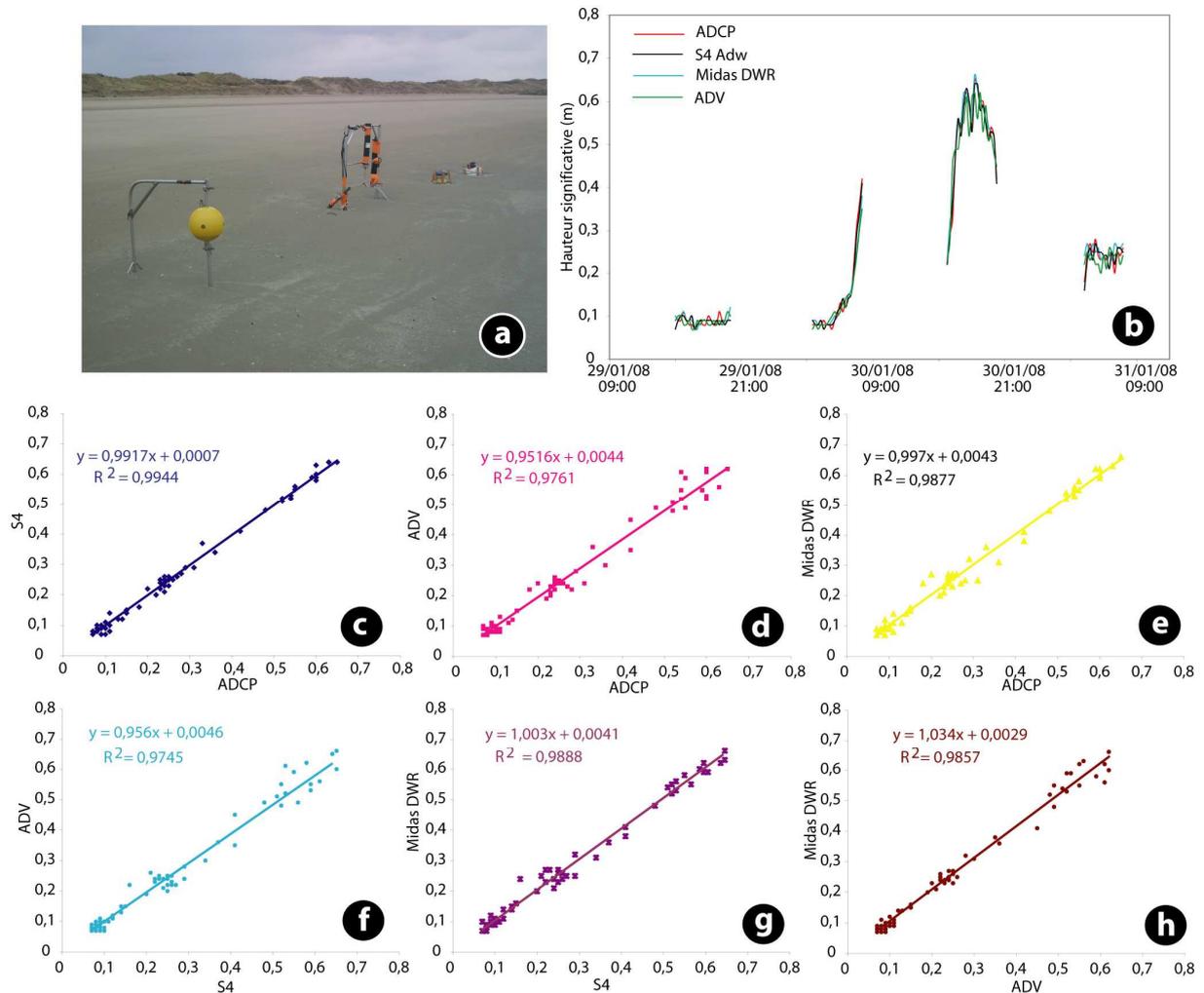


Figure 2.16 : a) Photographie du déploiement, b) comparaison des hauteurs significatives, c) corrélation pour les valeurs de Hs entre l'ADCP et le S4, d) entre l'ADCP et l'ADV, e) entre l'ADCP et le Midas DWR, f) entre le S4 et l'ADV, g) entre le S4 et le Midas DWR et h) entre l'ADV et le Midas DWR.

2.4. CARACTÉRISATION ET QUANTIFICATION DE LA SÉDIMENTATION

2.4.1. SUIVI DU TRANSPORT DES MATIÈRES EN SUSPENSION (MES)

Le « Booner tube » ou ESST (*Estuarine Suspended Sediment Trap*) est un piège à sédiments qui capture les particules en suspension par un système d'ouverture disposé à environ 40 cm du substrat (Figure 2.17). Développé par l'Université de Sussex (Charman, 2004), ce dispositif permet d'obtenir une série continue des sédiments transportés par la masse d'eau (Figure 2.17). Les sédiments piégés dans un cylindre central sont ensuite relevés. La masse

sèche, la teneur en matière organique et la granulométrie peuvent être aisément déterminées qualitativement.

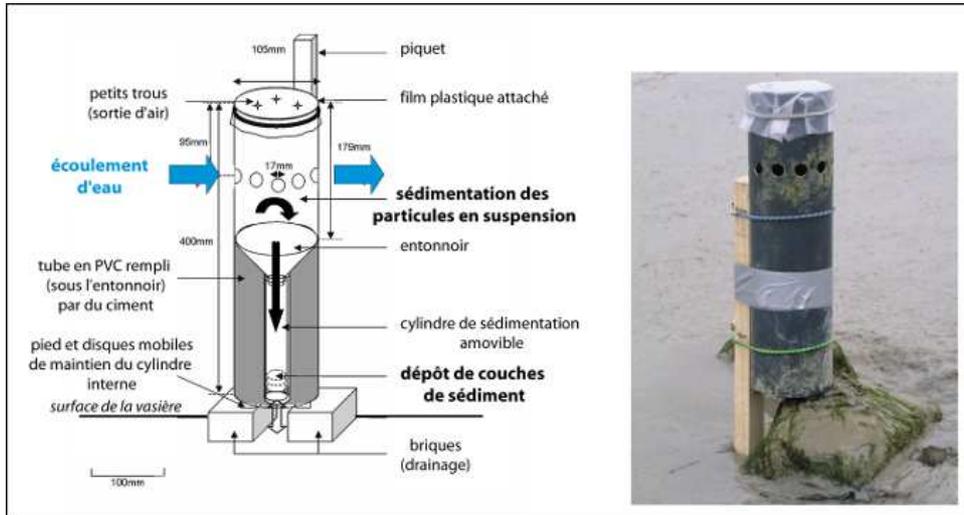


Figure 2.17 : Schéma du piège à sédiments et principe de fonctionnement (adapté de Charman, 2004, figure extraite de Marion, 2007)

2.4.2. QUANTIFICATION DE LA SÉDIMENTATION

Afin de quantifier les apports sédimentaires sur le haut de la plate-forme dans les zones vaseuses, un système de porte-filtres développé par l'Institut National des Sciences Appliquées de Rennes a été choisi (Figure 2.18BCD). Il s'agit d'un support fixé à même le sol (il devrait par ailleurs être légèrement enfoncé pour affleurer) où viennent se clipser deux filtres. Le filtre inférieur permet de faciliter le drainage de l'eau et le filtre supérieur collecte les sédiments (Figure 2.18A). Ce dernier est relevé chaque journée (après 2 marées) et à la fin de la campagne de mesures.

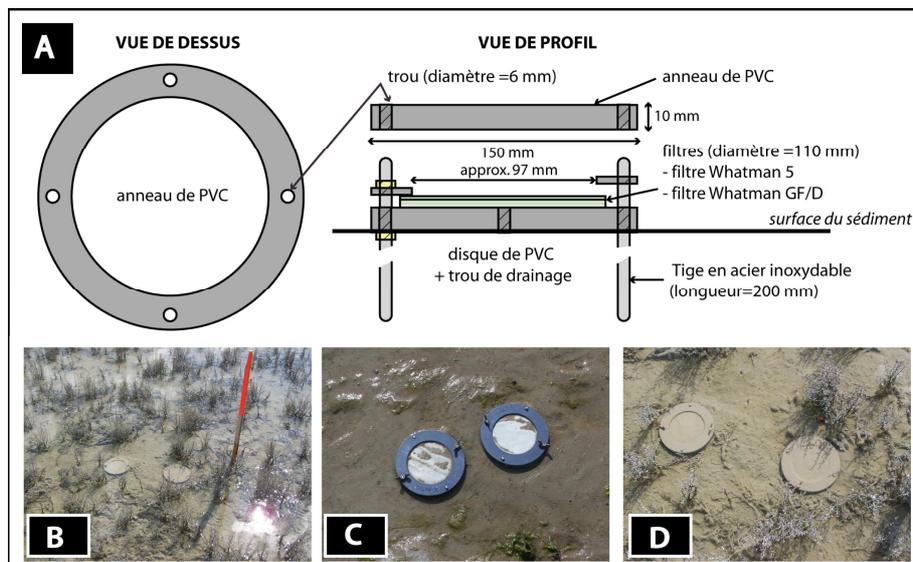


Figure 2.18 : Porte-filtres A). Schéma du système (d'après [Jigorel, 1996](#)) ; B) Station dans la dépression végétalisée de salicorne C) Station avec deux systèmes comparant les apports par marée et par cycle semi-lunaire D) Filtres saturés en haut de vasière silto-sableuse.

Afin d'évaluer de façon plus complète l'erreur réalisée sur la mesure, une expérience complémentaire a été menée. Elle a consisté à prendre en compte les resuspensions éventuelles de sédiments en utilisant deux filtres par station, l'un étant collecté chaque jour et l'autre à la fin du cycle de vive-eau.

Les filtres sont ensuite séchés (60°C pendant 48 h) et pesés, les résultats étant exprimés en kg.m^{-2} relativement à la surface de collecte du filtre (75,43 cm^2). Ils peuvent être ultérieurement reliés à la période d'inondation ($\text{kg.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$ d'inondation).

2.4.3. VARIATION RELATIVE DE LA TOPOGRAPHIE

Les variations relatives de la topographie ont été mesurées avec un Altus (MICREL SA) (Fig. 2.19). Lors de l'installation de l'Altus, le transducteur (détails en Annexe A7) a été placé à une hauteur de 20 cm environ de la surface (surface de la mesure de 3,14 mm^2) afin de minimiser la perte de signal et d'obtenir un maximum de mesures (Figure 2.19). D'après [Deloffre \(2005\)](#), la configuration des seuils de voies est fixée à 15, 45, 90 et 180 mV et afin de vérifier la validité des mesures, l'échosondeur attend 33 x 0,1 ms avant de mesurer l'écho maximal.

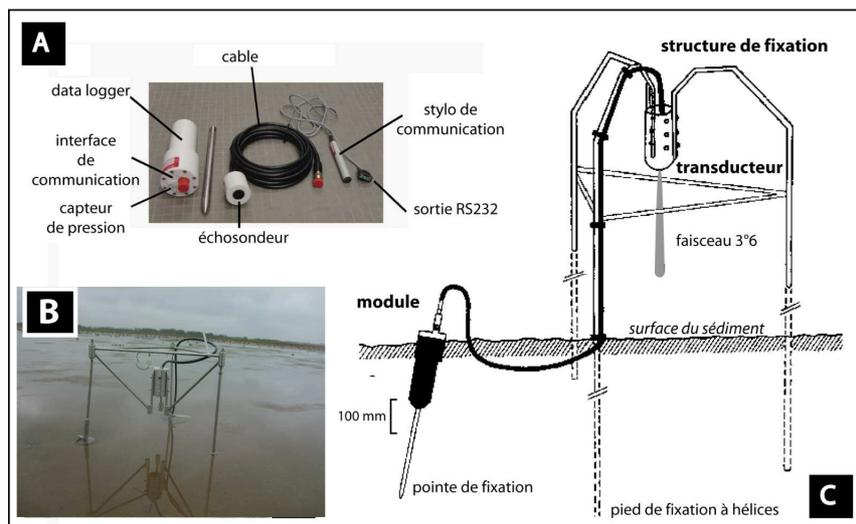


Figure 2.19 : Altimètre A) Détail des composants de l'Altus ([Deloffre, 2005](#)) ; B) Altus sur site ; C) Schéma du déploiement ([Ifremer](#)).

La fréquence d'acquisition choisie a varié selon les campagnes. Un premier test a été effectué avec une fréquence d'acquisition d'une mesure toutes les 2 secondes puis par la suite cette même fréquence a été réduite à une mesure toutes les 5 minutes puis les mesures ont été moyennées tous les quarts d'heure pour avoir le même pas de temps de mesures qu'avec les autres instruments. Dans l'ensemble, la fréquence choisie était toujours assez élevée car l'Altus a été déployé uniquement lors de courtes acquisitions et non laissé autonome plusieurs mois comme le veut la majorité des études réalisées avec l'Altus (Deloffre, 2005 ; Verney 2006) en raison des risques liés à la fréquentation du site.

2.4.4. MESURES ET QUANTIFICATION DU TRANSPORT ÉOLIEN RÉEL

La quantification des flux de sables éoliens passe généralement par des mesures des paramètres du vent sur sites expérimentaux. Ces mesures sont parfois couplées à des déploiements de pièges à sables pour obtenir des flux réels de transport, et éventuellement de sédimentation (e.g. Bauer *et al.*, 1990 ; Goldsmith *et al.*, 1990 ; Arens, 1996). D'ailleurs, Pye et Tsoar (1990) ont fait une excellente revue et analyse critique de ces dispositifs.

A l'échelle instantanée, il s'agit de cerner les processus de la dynamique éolienne et les flux de sables associés, de la plage à la dune bordière. Ceci est réalisé grâce à des expériences de mesures courtes (Figure 2.20), de 15 ou de 30 minutes. Cette courte échelle temporelle permet aussi de mieux cerner la variabilité de la dynamique du vent, du transport, et du piégeage, généralement très aléatoire.

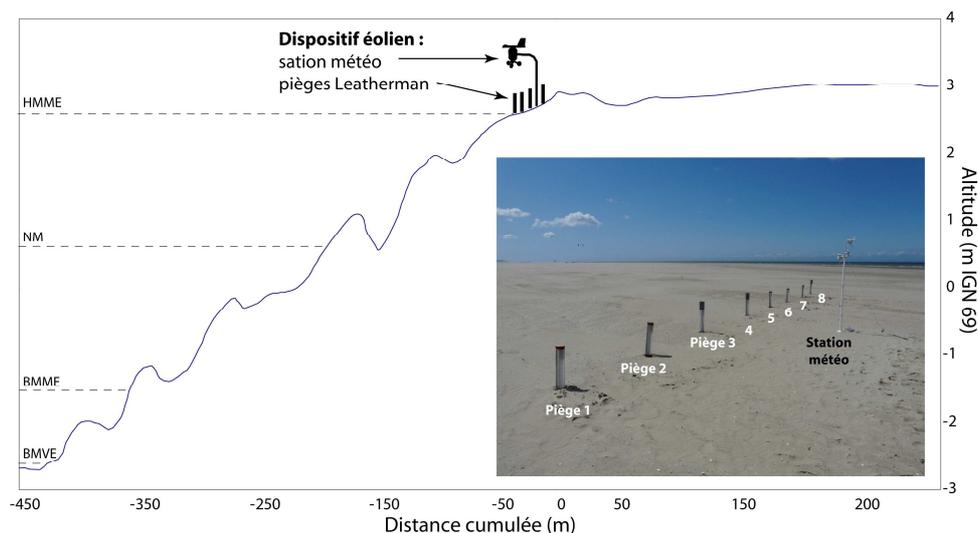


Figure 2.20 : Localisation de la zone de piégeage sur la dernière barre intertidale du profil type de la plate-forme et photographie du dispositif de mesures.

Ainsi, un test de mesures de transport éolien à l'aide de pièges de type Leatherman (Goldsmith *et al.*, 1988) a été effectué sur la plate-forme sableuse (le 19 mai 2009), lors de marées de morte eau (coefficient 44), afin d'évaluer les transports éoliens dans des conditions de haut de plage largement exondé (Fig. 2.20). Ces mesures ont été effectuées lors de conditions de vent représentatives des conditions dominantes (vents modérés du sud-ouest). Des données anémométriques ont été recueillies simultanément à l'aide d'une station météorologique portable et autonome. Les données météorologiques (température, pression atmosphérique) ainsi que celles des vents (directions, vitesses moyennes et rafales) sont mesurées à 2 m au-dessus du sol avec une cadence d'acquisition toutes les minutes.

Espacés de 2-3 m (Fig. 2.20), les pièges (détails en Annexe A8), disposés perpendiculairement au vent dominant, ont été installés sur une surface sableuse irrégulière, caractéristique de la morpho-sédimentologie prévalant sur ce replat tidal (*tidal flat*) : substrat sableux caractérisé par une assez grande rugosité (humidité, compaction due au sel, présence de coquilles), et rides éoliennes de forme barkhanoïde migrant dans le sens du vent. Deux types de mesures des teneurs en eau de la tranche superficielle de la plage (< 5 cm) décrites par Cosandey et Robinson (2000) ont été utilisés en avant des pièges : une méthode gravimétrique (pesée simple sur le terrain) et une seconde méthode diélectrique (mesure de la permittivité). Cette dernière est assurée à l'aide d'une sonde de type « Delta probe » utilisée en mesure verticale sur les 2 premiers centimètres en surface. Le détail de ces techniques est donné en annexe A9.

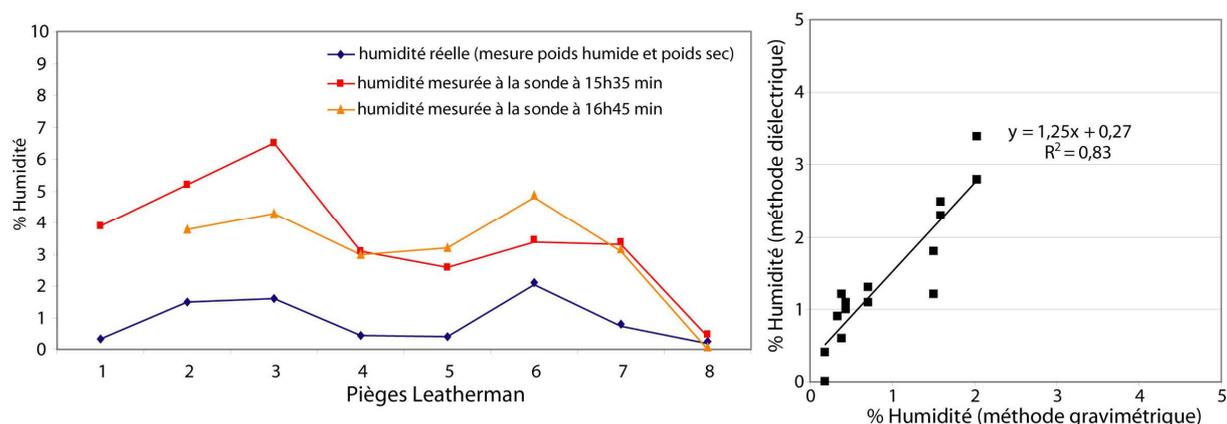


Figure 2.21 : Comparaison des mesures des teneurs en eaux avec la méthode gravimétrique et la méthode capacitive.

Les mesures de teneur en eau obtenues avec ces deux méthodes ont donc permis une calibration des sondes d'humidité. En comparant les deux résultats de teneur en eau, il s'avère

que les valeurs d'humidité obtenues par la sonde ont tendance à être surestimées (Fig. 2.21) de manière constante pour chaque point de mesure, hormis le dernier au niveau du piège 8 qui indique un taux d'humidité nul avec les deux méthodes de mesure.

Associé aux mesures de piégeage éolien, un suivi topographique à l'aide de piquets à été réalisé sur une dune éolienne de forme barkhanoïde à proximité des pièges. Ainsi il est aussi intéressant de comparer ces taux de transport éolien, estimés à l'aide des pièges, avec des mouvements réels (dépôt ou érosion et déplacements résultants) de ces formes éoliennes.

Le suivi s'est déroulé le 19 mai 2009 entre 12h28 et 17h50 avec deux levés intermédiaires le premier à 15h10 et le second à 16h45.

2.4.5. TRANSPORT THÉORIQUE ÉOLIEN ET MARIN

L'approche méthodologique développée dans cette thèse comporte une phase importante d'expérimentation *in situ* (décrite précédemment), avec par la suite, une confrontation des données acquises par le biais des formules semi-empiriques dérivées de l'équation pionnière de [Bagnold \(1941\)](#), [Kawamura \(1964\)](#), [Lettau et Lettau \(1978\)](#) et [White \(1979\)](#).

[Bauer et al., \(1996\)](#) soulignent la difficulté de déterminer des flux de transits éoliens ou sédimentaires potentiels à partir de ces formules semi-empiriques. Cette difficulté se traduit par l'intervention et l'interrelation complexe d'une grande gamme de variables environnementales dans l'espace et dans le temps : vitesse et direction du vent, humidité du substrat, pluviométrie, température, granulométrie, cohésion des sédiments, rugosité de surface, topographie, longueur de la surface de déflation, disponibilité de sables, part des houles, des courants ...

2.4.5.1. Vitesse de frottement et tension de cisaillement

Il existe plusieurs modèles numériques permettant d'estimer les débits éoliens pour des sédiments d'une taille donnée à partir de conditions de vent connues ([Bagnold, 1941](#) ; [Hsu, 1973](#) ; [Sarre, 1987](#)). En raison des variations importantes d'évaluation des flux de sédiments éoliens qui peuvent exister entre les différents modèles publiés dans la littérature scientifique ([Bauer et al., 1996](#)), nous avons décidé d'utiliser deux modèles différents ([Bretel et Levoy 2002](#) ; [Meur-Férec et Ruz, 2002](#) ; [Bretel, 2003](#)) : le modèle de transport total de [Kawamura \(1964\)](#) et celui de [Lettau et Lettau \(1978\)](#).

Ces différents modèles dans l'air et l'eau (Voulgaris et Trowbridge, 1998, Dayer *et al.*, 2004 ; Voulgaris et Meyers, 2004) proposent des équations basées sur les estimations de la tension de cisaillement τ et de la vitesse de frottement sur le fond (u^*), tel que :

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad [6]$$

où ρ est la masse volumique du fluide (eau ou air selon expérience).

Pour l'éolien, l'avantage de l'utilisation de la vitesse de cisaillement par rapport à la vitesse du vent (mesurée à l'aide d'un anémomètre) est qu'elle est indépendante de la hauteur de la mesure du vent au dessus du sol. Cette vitesse est cependant difficile à déterminer par une mesure directe et elle est généralement estimée à l'aide de l'équation de Von Karman-Prandtl (1934) décrivant le profil vertical de vitesse du fluide (air ou eau) pour le transit éolien ou des courants pour celui dans l'eau : celle-ci augmentant de façon logarithmique avec la hauteur au dessus du sol :

$$u_z = \left(\frac{u^*}{k}\right) \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad [7]$$

où u_z est la vitesse moyenne du vent mesurée à une distance z au dessus de la surface du sol, u^* est la vitesse de frottement sur le fond, k est la constante de von Karman (qui varie de 0,33 à 0,41, mais que l'on considère habituellement comme étant égale à 0,40), et z_0 est la « longueur de rugosité » qui équivaut à la hauteur à laquelle la vitesse du vent est égale à 0 pour l'éolien. Il est également possible d'utiliser dans les zones sableuses sans végétation l'équation dérivée par Hsu (1974) à partir de mesures effectuées sur le terrain pendant des conditions de transport éolien. Lors de telles conditions, Hsu (1974) a montré que le profil logarithmique de la vitesse du vent était modifié de telle sorte que la relation entre la vitesse de cisaillement et la vitesse du vent enregistrée à 2 m au dessus du sol (u_{2m}) pouvait se réduire à :

$$u^* = 0,044 u_{2m} \quad [8]$$

u_{2m} étant la vitesse instantanée moyennée par heure ($m.s^{-1}$) enregistrée à 2 m au dessus du sol.

Dans l'eau, les travaux de Soulsby (1983) sur l'intensité turbulente générée par différents types de fonds sédimentaires permettent d'estimer la rugosité : 0,2 mm pour les vases, 0,7 mm pour des mélanges sable/vase ou encore 0,05 mm pour ceux sables/silts.

Les estimations des contraintes, dans l'eau, de la même manière que dans l'air, sont calculées à partir de la vitesse des courants près du fond $u(z)$ et d'une longueur de rugosité, z_0 , selon :

$$\tau_c = \rho_0 u_*^2, \text{ tel que } u_* = \frac{u_{(z)}k}{\ln(z/z_0)} \quad [9]$$

ρ_0 étant la masse volumique de l'eau, z la hauteur par rapport au fond et k la constante de von Karman.

Pour le calcul du z_0 et de la vitesse critique de mise en mouvement des sédiments dans l'eau, nous avons comparé différentes méthodes (Yalin 1963 ; Gibbs *et al.*, 1971 ; Miller *et al.*, 1977 ; Li et Amos 1994, 1995, 1997) puis après validation, utilisé les travaux de Bohling (2008) comme l'avait déjà exploité Oblinger (2008). A partir de deux méthodes expérimentales différentes, les vitesses de cisaillement critiques ont été déterminées et ce pour différents échantillons de sédiments, tamisés ou naturels, dont le diamètre moyen est connu.

Ces travaux nous ont finalement permis d'estimer simplement, les vitesses critiques nécessaires pour la mise en mouvement des particules, en fonction de la taille des sédiments aux différents points de mesures, de la profondeur d'enregistrement de nos appareils.

2.4.5.2. Flux de sédiment éolien

Les flux de sédiments transportés par le vent, pour des sables dont le diamètre est compris entre 0,1 et 1 mm, peuvent être estimés à partir de l'équation proposée par Bagnold (1941) :

$$q = C \sqrt{\frac{d}{D}} \frac{\rho}{g} u_*^3 \quad [10]$$

dans laquelle q représente la quantité de sable potentiellement transportée par unité de temps (durée de l'expérimentation) et par unité de largeur (m linéaire), d est la taille moyenne du sédiment (mm), D correspond à un grain moyen standard d'un diamètre de 0,25 mm, ρ est la masse volumique (1,23 kg. m⁻³ pour une température de 15° C au niveau de la mer), g est l'accélération due à la gravité (9,81 m.s⁻²) et C est un coefficient empirique qui varie en fonction de la granulométrie et du tri du sédiment (1,5 pour un sable presque homogène, 1,8 pour un sable dunaire typique bien trié, 2,8 pour un matériel mal trié, jusqu'à un maximum de 3,5 pour une surface de déflation composée d'un pavage de galets).

Le problème principal avec l'équation [10] est que les flux de sédiments sont surestimés lorsque les vitesses de vent ne sont pas assez élevées pour mettre le sable en mouvement (Belly, 1964). D'autres équations ont par la suite été développées en incorporant un terme de vitesse limite de mise en mouvement du sédiment afin de tenter de remédier à ce problème.

L'évaluation des transports éoliens sera effectuée à l'aide de l'équation de [Kawamura \(1964\)](#) qui inclut une vitesse limite d'entraînement des particules :

$$q = A \frac{\rho}{g} (u^* - u^*_t)(u^* + u^*_t)^2 \quad [11]$$

où A est un coefficient égal à environ 2,7 pour des sables de plage de diamètre compris entre 0,1 et 0,8 mm (d'après les mesures de terrain d'[Horikawa et al., 1986](#)), ρ la masse volumique, g est l'accélération due à la gravité ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$) et u^*_t est la vitesse de cisaillement minimale nécessaire pour entraîner le mouvement du sédiment. u^*_t peut être évalué à l'aide de l'équation de [Bagnold \(1941\)](#) :

$$u^*_t = B \sqrt{\frac{gd(\rho_s - \rho)}{\rho}} \quad [12]$$

B étant une constante égale à 0,1 dans l'air ([Sarre, 1987](#)), g l'accélération due à la gravité ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$) et ρ_s étant la densité du sédiment (3.65 g.cm^{-3} pour un sable quartzueux) et ρ toujours la masse volumique de l'air au niveau de la mer à $15 \text{ }^\circ\text{C}$ ($1,23 \text{ kg. m}^{-3}$).

Les taux de transport éolien seront également évalués en utilisant l'équation de [Lettau et Lettau \(1978\)](#) qui consiste en une modification de l'équation [10] de [Bagnold \(1941\)](#) en ajoutant à celle-ci une vitesse limite de mise en mouvement (u^*_t) :

$$q = C' \sqrt{\frac{d}{D}} \frac{\rho}{g} u^{*2} (u^* - u^*_t) \quad [13]$$

où C' est une constante d'une valeur de 4,2. On retrouve dans cette formule, les mêmes paramètres déjà explicités : D la taille du grain moyen standard en mm, ρ toujours la masse volumique de l'air ($1,23 \text{ kg. m}^{-3}$) g l'accélération due à la gravité ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$), u^* la vitesse de cisaillement précédemment calculée et enfin u^*_t la vitesse de cisaillement minimale nécessaire pour entraîner le mouvement du sédiment.

Les divergences entre les flux de transport réel et théorique seront évoquées dans le Chapitre 3 qui pose le débat sur la variabilité des flux de transport réel.

Enfin, l'étude du transport solide par charriage, engendré par les courants, est déterminée par la formule de Bagnold [11] modifiée par [Gadd et al. \(1978\)](#) utilisée par des nombreux auteurs ([Hemdane, 2006](#) ; [Erhold et al., 2003](#)). Cette formule lie le débit horizontal de matériel solide Q_s à la différence entre la vitesse du courant U_{100} (cm.s^{-1}) et la vitesse critique U_{100cr} (cm.s^{-1}) à un mètre au dessus du fond pour une granulométrie donnée.

$$Q_s = \beta (U_{100} - U_{100cr})^3 \quad [14]$$

Dans cette équation, seule la vitesse U_{100} reste à définir pour calculer Q_s . Les autres paramètres sont des valeurs calculées pour différentes granulométries par [Gadd *et al.* \(1978\)](#), [Langhorne \(1981\)](#) et [Dewez \(1988\)](#). La vitesse critique de l'écoulement U_{100cr} est le paramètre de seuil en deçà duquel il n'y a pas déplacement du sédiment. Le débit massique Q_s s'annule lorsque $U_{100} < U_{100cr}$. Enfin β est un coefficient de proportionnalité dont la valeur est de $7,22 \cdot 10^{-5} \text{ g.cm}^{-4} \cdot \text{s}^2$ pour un grain moyen de 0,19 mm, $1,02 \cdot 10^{-5} \text{ g.cm}^{-4} \cdot \text{s}^2$ pour un grain moyen de 0,32 mm. Enfin les paramètres U_{100cr} et β ([Gadd *et al.*, 1978](#) ; [Hearthershaw, 1981](#) ; [Langhorne, 1981](#) ; [Dewez, 1988](#)) dépendent de la nature des sédiments et de la morphologie du fond, tandis que U_{100} dépend de l'hydrodynamique.

2.5. AGENCEMENT DES CORPS SÉDIMENTAIRES, STRATIGRAPHIE

2.5.1. SONDAGES

Des carottes courtes (20 à 30 cm) ont été régulièrement réalisées durant l'ensemble des campagnes de mesures (Fig. 2.22 AB et C) et ce réparties sur l'ensemble de la surface d'étude. Un total de 19 carottes a été prélevé par cette technique rapide et simple d'utilisation au cours de différentes campagnes s'étalant de mars 2007 à mai 2009.

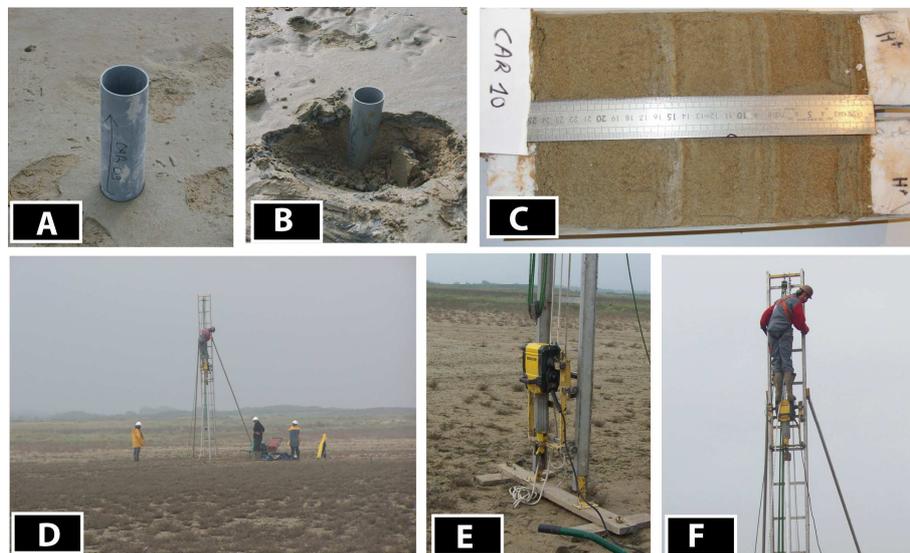


Figure 2.22 : Carottage, A) Carottes courtes, B) Réalisation de la carotte courte, C) Résultats après ouverture, D) Vibro-carottage, installation de l'échelle supportant le marteau piqueur, E) marteau piqueur, F) . Les tubes en aluminium sont enfoncés mécaniquement dans le sol. Détail de la méthode en annexe A10.

Des carottes longues de sédiments (entre 4 et 5 m) ont été obtenues à l'aide d'un vibro-carottier développé au laboratoire de Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires :

PBDS, à l'Université des Sciences et Technologies de Lille (Figure 2.22D, E et F). Un descriptif est proposé en annexe A10.

2.5.2. LITHOLOGIE ET DESCRIPTION DE FACIÈS

Les grandes carottes sont débitées sur le terrain en tronçons de 1,50 m environ afin de faciliter leur transport. Une fois ouvertes, les carottes sont photographiées et une description des lithofaciès est réalisée. Elles ont fait l'objet de sous-échantillonnages pour analyse granulométrique.

2.6. ANALYSES SPATIALES

2.6.1. RECTIFICATION DE PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES

De par l'échelle et la fréquence élevée des campagnes sur le territoire national depuis la fin de la Seconde Guerre Mondiale, la photographie aérienne reste un outil très bien adapté pour l'étude de l'évolution de trait de côte depuis près d'un demi-siècle. Malgré la présence de vastes étendues d'eaux, théoriquement non rectifiables, il existe depuis près de 60 ans de nombreux amers stables sur nos littoraux régionaux pour permettre de recalibrer les photographies. L'analyse de l'évolution de la ligne du rivage à partir de clichés aériens verticaux a été réalisée par de nombreux auteurs dont [Smith et Zarillo \(1989\)](#), [Suanez et Simon \(1997\)](#) et [Durand \(1998\)](#). Sur les littoraux du Nord-Pas de Calais ce travail a été effectué par [Dobroniak \(2000\)](#), [Aernouts \(2005\)](#) et [Chaverot \(2006\)](#).

Un orthophotoplan réalisé par l'Espace Naturel Régional (ENR) du Nord-Pas-de-Calais à partir d'une campagne de 2000 nous a servi de référence, pour la rectification ([Thieler et Danforth, 1994](#)) des différentes séries temporelles de photographies aériennes.

L'erreur maximale possible reste comprise entre 10 et 15 m pour la comparaison entre deux dates du trait de côte. Elle comprend les marges d'erreurs associées à la délimitation du trait de côte sur les photographies aériennes rectifiées (8 m), à la précision de l'orthophotoplan liée au repérage des amers sur la photographie aérienne (2 m) et à l'erreur résiduelle calculée par le logiciel pour l'ensemble des amers (< 1,5 m). L'analyse de l'évolution entre deux dates rapprochées n'a donc d'intérêt que si le rivage progresse ou recule rapidement.

2.6.2. CINÉTIQUE CÔTIÈRE À COURT ET LONG TERME

Le pied de dune a été retenu comme limite du trait de côte. Il a ensuite été décalqué sur l'ensemble des images. Par la suite, chacun des 32 transects, transversaux à la ligne du rivage,

espacés d'environ 100 m (Fig. 2.23) a été dessiné. La totalité de ces transects couvre l'ensemble des fronts dunaires s'étendant du Fort-Vert jusqu'aux Hemmes d'Oye.

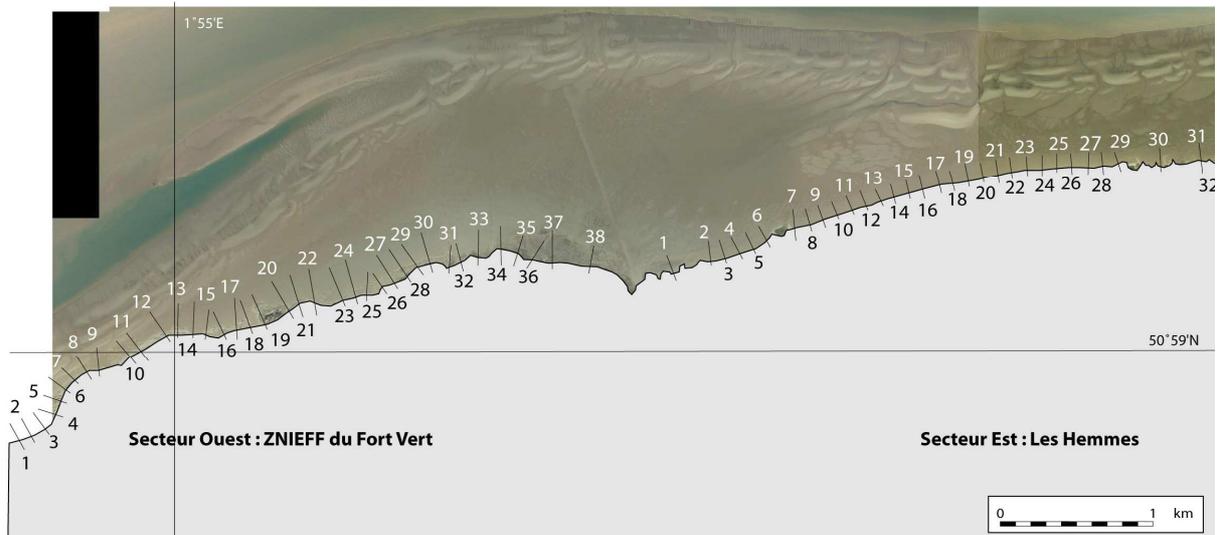


Figure 2.23 : Localisation des transects d'étude d'évolution du trait de côte

Notre choix s'est porté sur autant de campagnes de photographies possibles, soit ici par décennie (campagnes retenues : 1949, 1963, 1977, 1989, 2000 et 2005). Ce travail a été repris de la thèse de [Aernouts \(2005\)](#) corrigé et poursuivi avec l'ajout de dernières campagnes aériennes de 2005.

La méthode statistique EPR (End Point Rate) est ici utilisée pour calculer les rythmes d'évolution du trait de côte à long terme, mais aussi pour le calcul des marges d'erreurs lors de l'utilisation de la méthode Shoreline detection Method (SDM) à court terme pour la détermination de courbes de niveau indirectes grâce aux images satellites.

Cette méthode EPR, consiste à diviser la distance entre la position du trait de côte entre les deux dates extrêmes de l'étude (ou entre les deux courbes de niveaux extrêmes) afin d'en déduire le recul annuel moyen ou la marge d'erreur moyenne :

Pour le rivage,

$$EPR = [\text{distance cumulée entre les deux années}]/[\text{nb total d'années}]$$

Pour les courbes de niveaux, une densité spatiale est déterminée par la méthode *Shoreline Detection Method*,

$$EPR = [\text{distance cumulée entre les deux courbes}]/[\text{nb total de courbes de niveau}]$$

2.7. SPECTRO-RADIOMÉTRIE

2.7.1. APPAREILS UTILISÉS

Pour mesurer et caractériser la réponse spectrale des sédiments intertidaux nous avons utilisé un spectroradiomètre de terrain (spectre 350-2500 nm, pas de 1 nm).

Ce dernier est portable de type ASD (*Analytical Spectral Devices*). Il s'utilise avec plusieurs types de modèles d'exploitation *FieldSpec* qui diffèrent selon la gamme de mesures.

Associé au spectroradiomètre pour les mesures de réflectances, nous utilisons aussi un Spectralon (Fig. 2.24). Le Spectralon, surface réfléchissante blanche et plane, a servi de référence blanche parfaite toutes les 10 mesures conformément à la méthode décrite par Jackson *et al.* (1980). Les bases théoriques et le détail des outils sont rappelés en partie 11 de l'Annexe A.

2.7.2. PROTOCOLE DE MESURE

Le comportement spectral des sédiments a été étudié par de nombreux auteurs dont Swain *et al.* (1978) et Courault *et al.* (1988). Quelques résultats remarquables qui seront utiles à cette étude sont repris en partie 12 de l'annexe A.

Des surfaces sédimentaires caractéristiques ont été choisies, puis à chaque point de mesure, on détermine la réflectance de la surface à l'aide du spectroradiomètre (Fig. 2.24). 5 réplicas de mesure sont effectués sur un point géoréférencé précisément au DGPS avec un éclairage solaire le plus stable possible.

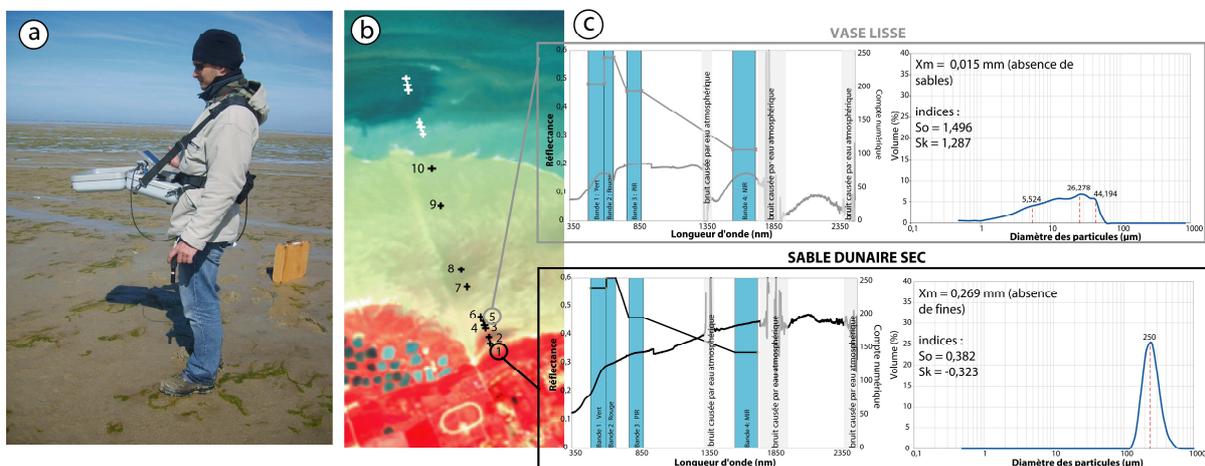


Figure 2.24 : a) Spectroradiomètre portable et valise spectralon, b) localisation des points de mesures représentatifs (Source extrait image SPOT © CNES 2008 distribution Spot Image S.A.), c) exemples de fiches résultats présentant la granulométrie et les réflectances selon les types de surface.

Un échantillon sédimentaire est prélevé en surface (raclé à la truelle sur 5 mm) et conditionné dans un sac plastique hermétique. Ainsi la teneur en eau (qui influence la réflectance) est également mesurée suivant la méthode classique : pesée de la masse du sédiment humide de

retour au laboratoire, séchage à l'étuve pendant 100 h à 60°C puis pesée de la masse sèche et calcul de la teneur en eau par différence des masses rapportée à la masse sèche.

Après comparaison de l'ensemble des résultats, une bibliothèque spectrale composée des différents échantillons est créée.

2.8. TELEDETECTION SPATIALE

2.8.1. CARACTÉRISTIQUES TECHNIQUES DES DONNÉES UTILISÉES

Le travail d'étude des images satellites s'est porté sur deux types d'images : des archives déjà disponibles au laboratoire ou achetées au cours de cette étude et des images issues des programmations (Tableau 2.5).

Compte tenu des combinaisons possibles capteurs - vecteurs à l'heure actuelle (limités par la mécanique céleste, la technologie des capteurs, les capacités d'archivage et de transmission), on obtient un compromis (détaillé en Annexe C) entre résolutions spatiale³, temporelle⁴ (répétitivité), radiométrique⁵ et mesures spectrales⁶. Il s'agit finalement de faire un choix entre les observations de la Terre en haute résolution mais à faible répétitivité : défilants avec 2 passages par jour mais couvrant de vastes zones (2000 km), ou géostationnaire avec une répétitivité toutes les 15 à 30 minutes mais couvrant ainsi 1/5 du globe.

La fréquence de passage des satellites SPOT et Formosat-2 permet d'envisager une situation théorique optimale de plusieurs images par an. Or, la disponibilité des images est soumise aux situations météorologiques, souvent défavorables sur le littoral de la côte d'Opale, et principalement à de fortes contraintes marégraphiques nécessitant une programmation auprès de SPOT Image. En effet, **l'asynchronisme de ces deux phénomènes** (marée et orbite des satellites) reste la principale limite quant au bon déroulement des acquisitions, notamment pour l'étude des littoraux macrotidaux. Enfin, même si cet asynchronisme est corrigé (acquisition satellitale aux rythmes des marées) les acquisitions à différents niveaux d'eau seraient impossibles.

³ **La résolution spatiale**, produit de la résolution angulaire et de la distance, est définie comme le pouvoir de séparation spatiale (différent du pas d'échantillonnage), ou comme étant la mesure de la plus petite séparation angulaire ou linéaire entre deux objets.

⁴ **La résolution temporelle** est le temps que prend le satellite pour effectuer un cycle orbital complet, pour observer à nouveau exactement la même scène à partir du même point dans l'espace. Il s'agit de la fréquence de la couverture temporelle, la période de revisite.

⁵ **La résolution radiométrique** est l'étalement prévu de la variation de chaque estimation de la réflectivité observée sur une image et utilisé pour quantifier la réponse spectrale.

⁶ **La résolution spectrale** dépend de la réponse spectrale de l'instrument dans chaque canal, il s'agit de l'aptitude du capteur à distinguer des rayonnements électromagnétiques de fréquences différentes.

Ainsi afin d'utiliser et comparer des mesures de réflectances réalisées sur le terrain, nous avons obtenu auprès du programme ISIS du CNES un cofinancement d'images issues de programmations (dossier CF-9644 PAS DE CALAIS ISIS 0612-966).

Tableau 2.5 : Synthèse des données utilisées au cours de l'étude

Type d'image	Documents	Date	Résolution spatiale	Mode	Heure (UTC)	Hauteur de marée	Coefficient
Archives	SPOT 4	14/05/1992	20 m	Multispectral	10h54	5,44 m	78
Archives	SPOT 4	18/08/1996	20 m	Multispectral	10h50	2,20 m	81
Archives	SPOT 4	19/10/1999	20 m	Multispectral	11h14	2,57 m	29
Archives	SPOT 5	14/12/2003	5 m	Panchromatique	11h16	2,00 m	58
Archives	SPOT 5	14/12/2003	10 m	Multispectral	11h16	2,00 m	58
Archives	SPOT 5	25/08/2005	10 m	Multispectral	10h50	1,43 m	57
Programmation Bon Isis	SPOT 5	05/04/2007	10 m	Multispectral	10h40	2,81 m	83
Programmation Bon Isis	SPOT 5	07/05/2008	10 m	Multispectral	11h22	4,81 m	103
Programmation	Formosat-2	27/09/2008	8 m	Multispectral	10h28	5,64 m	85
Programmation	Formosat-2	28/09/2008	8 m	Multispectral	10h28	5,72 m	93

Au final, deux images SPOT5⁷ ont pu être acquises durant les périodes de campagne de terrain (le 05/04/2007 et la 07/05/2008). Par la suite, une seconde commande financée par le programme INSU PLAMAR, a permis d'acquérir un couple d'images FORMOSAT-2⁸, acquisitions réalisées le 27 et 28 septembre 2008.

Notre étude s'est donc basée sur l'utilisation de données multi-sources et multi-temporelles avec notamment des images SPOT (Satellite pour l'Observation de la Terre) de 1992, 1996, 1999, 2003, 2005, 2007 et 2008 et des images Formosat-2 de 2008. Les hauteurs de marée au moment des acquisitions ont été déterminées à partir du logiciel du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM).

⁷ Les capteurs optiques SPOT 4 et SPOT 5 acquièrent des images dans les longueurs d'ondes du visible, du proche et moyen-infrarouge (bandes spectrales B1 : 0,50-0,59 µm, B2 : 0,61-0,68 µm, B3 : 0,79-0,89 µm) et le moyen infrarouge (1,58-1,75 µm) et pour SPOT 5 ; le panchromatique (0,49-0,69 µm). Les résolutions spatiales en mode multispectral sont de 20 m pour SPOT 4 et 10 m pour SPOT 5.

⁸ Le satellite FORMOSAT-2 a été lancé par l'agence spatiale Taïwanaise «The National Space Organization of Taiwan » (NSPO, <http://www.nspo.org.tw/>) en mai 2004. C'est le premier satellite qui permet d'obtenir des images quotidiennes à haute résolution spatiale (8 m en multispectral, 2 m en panchromatique) dans 4 bandes spectrales allant de 0,40 µm à 0,90 µm (bande bleue de 0,40 à 0,52 µm ; bande verte de 0,52 à 0,6 µm, bande rouge de 0,63 à 0,69 µm ; PIR de 0,76 à 0,9 µm). FORMOSAT-2 est sur orbite héliosynchrone et observe chaque surface de la terre sous le même angle de prise de vue, ce qui minimise les effets directionnels. Les images FORMOSAT-2 sont distribuées par la société SPOTIMAGE France.

2.8.2. GÉORÉFÉRENCEMENT ET CORRECTIONS GÉOMÉTRIQUES

Le positionnement géographique des scènes SPOT a donc été réalisé par pointage de points d'amers reconnaissables, en se basant sur l'orthophotoplan de 2000 en projection Lambert 1. Les amers doivent être répartis de façon homogène et sont choisis pour leur constance temporelle. Au total, une quarantaine de points de calage ont été créés pour chaque image. La transformation appliquée est un polynôme de 2ème ordre pour la rectification. Une fois cette étape effectuée les déformations ont été réduites et l'image géoréférencée.

2.8.3. CALIBRATIONS RADIOMÉTRIQUES

L'étalonnage des comptes numériques en réflectances dites "exo-atmosphériques" c'est-à-dire réflectances de l'ensemble Terre + Atmosphère, est effectué selon la méthode proposée par le Guide des Utilisateurs SPOT. Il est obtenu par une transformation linéaire des comptes numériques en luminance.

Les détecteurs sont des dispositifs qui mesurent un courant électrique en fonction de l'énergie lumineuse reçue et prennent des valeurs numériques allant de 0 à 255 (8 bits). L'ensemble est conçu pour que le compte numérique soit proportionnel à la luminance reçue.

Avant toute utilisation, ces mesures requièrent des opérations d'étalonnage destinées à corriger les données de certains défauts des capteurs et à convertir le signal reçu en une valeur à signification physique qui est la luminance.

La conversion des comptes numériques SPOT en luminance se fait selon la formule fournie par SPOT Image :

$$L = \frac{X}{A} + B \quad (\text{en } \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}) \quad [15]$$

où L correspond à la luminance réfléchie, X à la valeur numérique du pixel comprise en 0 et 255, A au gain de calibration absolu pour la bande spectrale considérée et B au biais de calibration absolu pour la bande spectrale considérée. Ces deux coefficients sont évalués régulièrement et réactualisés par étalonnage sur l'éclairement solaire depuis le satellite.

Enfin le passage de la luminance à la réflectance exo-atmosphérique ρ est réalisé à l'aide d'une formule intégrant différents paramètres :

$$\rho = \frac{\pi L d^2}{E_s \cos \theta_s} \quad [16]$$

où L est la luminance obtenue par transformation linéaire des comptes numériques, E_s correspond à l'éclairement solaire exo atmosphérique, θ_s à l'angle zénithal solaire, d étant la distance Terre Soleil en unité astronomique au moment de l'acquisition de données.

Les effets atmosphériques obligent à considérer en outre l'angle de visée du capteur θ_v et la différence φ_v entre l'angle zénithal solaire et l'angle de visée. Ces différents angles déterminent en effet la longueur du trajet atmosphérique effectué par le rayonnement et permettent d'évaluer l'angle de diffusion qui est le paramètre essentiel de la diffusion de Mie par les aérosols.

2.8.4. CORRECTIONS ATMOSPHERIQUES

En atmosphère non-nuageuse, le signal radiométrique mesuré par les capteurs⁹ dépend de la réflectance de la surface terrestre mais aussi des effets de l'atmosphère qui interviennent au cours des deux trajets (descendant, du Soleil vers la surface, et montant, de la surface vers le capteur) effectués par le rayonnement solaire à travers l'atmosphère. Le simple étalonnage des données d'un capteur, en luminances (valeurs absolues mesurées en $\text{Wm}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) ou en réflectances (valeurs relatives) dites "exo-atmosphériques", ne fournit donc pas une information sur la surface mais un signal composite.

Les effets atmosphériques résultent de deux processus, l'absorption et la diffusion exercées conjointement par les deux constituants majeurs de l'atmosphère, les gaz et les aérosols. Dans le spectre du Soleil, entre 0,2 et 4 μm , les principaux gaz atmosphériques responsables de l'absorption sont l'oxygène (O_2), l'ozone (O_3), la vapeur d'eau (H_2O) et le dioxyde de carbone (CO_2).

Tous les effets réunis de l'atmosphère sur le rayonnement conduisent à déterminer des fenêtres atmosphériques (outre la fenêtre du visible, les deux fenêtres principales se situent dans l'infrarouge, entre 3 et 5 μm et 8 et 14 μm environ), les bandes spectrales où le signal passe et pour lesquelles l'influence de l'atmosphère peut être négligée ou estimée avec suffisamment de précision pour corriger les valeurs radiométriques (Fig. 2.25).

Il est indispensable de s'interroger sur l'intérêt mais aussi sur les limites des méthodes de correction atmosphérique.

Deux remarques préliminaires s'imposent :

⁹ Les capteurs en télédétection sont des radiomètres qui mesurent la luminance réfléchie simultanément par l'ensemble terre et atmosphère. Le signal radiométrique dépend ainsi à la fois de la réflectance de la surface de la terre, de l'éclairement incident et des effets atmosphériques.

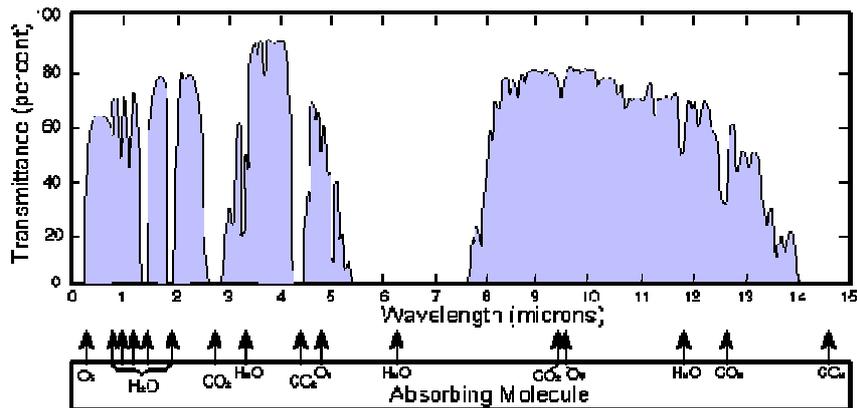


Figure 2.25 : Fenêtres atmosphériques.

- la correction des effets de l'atmosphère sur une image est toujours associée à un étalonnage en grandeurs physiques (réflectances) des comptes numériques, qu'elle complète en vue d'accéder à une propriété physique propre à la surface.
- dans l'état actuel des méthodes, la correction atmosphérique est toujours partielle et approximative ; elle est inopérante lorsque les effets de l'atmosphère sont trop importants. Elle repose le plus souvent sur des hypothèses simplificatrices. L'usage d'un logiciel tel que 6S (Vermote *et al.*, 1997) conduira souvent à une évaluation des effets de l'atmosphère sur l'image traitée plutôt qu'à une correction effective.

La correction atmosphérique n'est pas toujours indispensable, en revanche elle le devient dès que le traitement d'images de télédétection a pour but :

- d'accéder à des propriétés quantifiées (grandeurs physiques) des surfaces,
- de comparer ces grandeurs physiques tirées de l'image à des mesures radiométriques de terrain, (c'est ici le cas lors des mesures *in situ* simultanées aux acquisitions satellitaires),
- d'effectuer des comparaisons multidates entre des images provenant du même capteur ou de capteurs et de satellites différents, (n'étant pas dans ce cas pour cette étude, lors des classifications des pixels sans comparaisons multidates, les corrections atmosphériques ne sont pas indispensables)
- d'assurer une reproductibilité de méthodes d'identification ou de classification des surfaces sans devoir reprendre l'analyse d'échantillons pris sur l'image à traiter.

Malgré toutes ces remarques, l'atmosphère tenant une place importante dans la totalité du signal (70 %), il paraît peu vraisemblable de ne pas intégrer ces corrections qui sont aujourd'hui relativement simples et rapides à effectuer. Ainsi, les images ont été corrigées avec 6S dont une description est proposée en partie 13 de l'annexe A.

2.8.5. TRAITEMENT D'IMAGES

Nous avons utilisé les images issues de la télédétection pour tenter d'identifier des zones sédimentaires similaires, en effectuant différentes classifications corrélant les mesures sur le terrain et l'image.

Un masque a été appliqué afin de limiter les risques de confusion avec des objets extérieurs à notre site. Ainsi, les éléments non présents ont été retirés, rendant la discrimination potentiellement plus fine. L'étape consiste à extraire de l'image la zone intertidale, autrement dit à éliminer la partie correspondant à la terre et à la mer.

2.8.6. CLASSIFICATIONS DES PIXELS

Différentes méthodes de classifications ([Girard et Girard, 1999](#)) assistées ou non (cf annexe A14) pour une définition et une comparaison de ces différentes classifications) ont été testées sur l'ensemble des images acquises au cours de ce travail mais également sur l'ensemble de la base de données du laboratoire composée de nombreuses images d'archives. Ces traitements ont été exécutés sous ENVI 4.5 (® RSI). Les résultats de ce travail spécifique ainsi que ceux liés à l'outil de télédétection seront présentés dans le chapitre 5 exclusivement consacré au thème transversal de cette étude.

3. CARACTÉRISATION ET OBJECTIFS DES DIFFÉRENTES CAMPAGNES DE MESURES

La présente étude s'articule donc autour de multiples outils et matériels présentés ci-dessus. Elle s'appuie ainsi sur une large gamme de mesures dont le détail est donné dans le tableau 2.6. Parmi ces données, 1545 échantillons de sédiments, 19 carottes courtes et 2 longues, différents essais de piégeages sédimentaires ont été collectés par l'auteur au cours des 4 campagnes principales de mesures qui ont été réalisées durant des conditions énergétiques variées.

La première campagne de mesures s'est déroulée sur un cycle complet morte-eau/vive-eau/morte-eau (coefficient 26 à 116) entre le 13 et 28 mars 2007. L'objectif premier de cette campagne était de comprendre le comportement hydrodynamique ainsi que les réponses morphologiques et sédimentaires sur l'ensemble du secteur d'étude. Pour cela, un axe principal transversal de mesures topographiques et courantométriques a été déployé ainsi que deux courantomètres qui ont été placés en amont et en aval dérive de ce même axe. (Fig. 2.26). Durant cette campagne, un évènement tempétueux s'est déroulé associé à de très hauts

niveaux d'eau. Parallèlement à ces enregistrements des levés topographiques surfaciques, en profil (notamment avant et après la tempête) et des échantillonnages sédimentaires réguliers ont été réalisés sur l'ensemble du secteur étudié.

La seconde campagne a eu lieu du 20 septembre au 8 octobre 2007 et a connu le passage de marées de vive-eau de coefficient 112 à des marées de morte-eau de coefficient 24 avec des conditions météorologiques très calmes. Le dispositif courantométrique de la première campagne ayant donné des résultats intéressants, il fut donc renouvelé et renforcé (6 courantomètres et 1 Altus), afin de connaître le comportement hydrodynamique de la plate-forme durant des périodes modales (Fig. 2.26). Les suivis topographiques et le détail de la couverture sédimentaire de l'ensemble du secteur d'étude ont été renouvelés.

La troisième campagne du 01 au 15 avril 2008 (coefficient 26 à 109) s'est intéressée principalement à une étude hydro-sédimentaire plus précise du haut de la plate-forme dans la zone vaseuse (Fig. 2.26). L'ensemble de relevés topographiques et sédimentaires du secteur ont une nouvelle fois été réalisés. Enfin, une dernière série de mesures stratigraphiques, éoliennes et une expérimentation avec un mât associé à un laser mètre et un Altus est venu compléter le jeu de données sur quelques jours durant des conditions de mortes-eaux de temps calme en mai 2009.

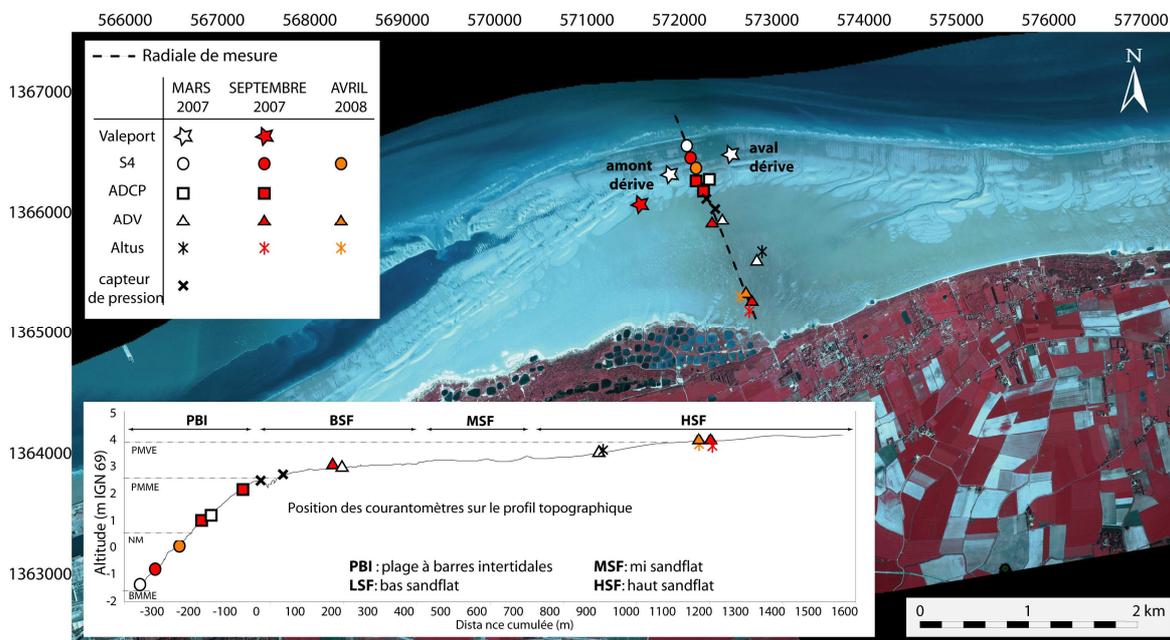


Figure 2.26: Localisation sur l'orthophotoplan 2000, et sur le profil topographique des différents déploiements de courantomètres pour les campagnes de Mars, Septembre 2007 et Avril 2008.

	Bases de données topographiques	Bases de données hydrodynamiques	Bases de données sédimentaires	Bases de données programmation images satellites réflectances in situ
Campagne 1 tempête: 12 au 2 mars 2007	Profil caractéristique avant et après tempête (277 pts) MNT plateforme (1875 pts) MNT atelier vase (444 pts) MNT atelier interface vase/sable (339 pts) } avant et après VE	Radiale courantomètre : ADCP (26 marées) S4 (12 marées) 2 ADVs (22 + 22 marées) ALTUS (10 marées) 2 Midas DWR (21 marées)	Echantillons plateforme (149) Atelier Vase (85) Atelier interface sable/vase (161) Echantillons radiale (22) 12 carottes courtes 9 échantillons test spectrométrie	05 avril 2007 1 image SPOT 5 mesures simultanées (réflectances, granulométrie, teneur en eau)
Campagne 2 temps calme : 21 septembre au 08 octobre 2007	Profil caractéristique (124 pts) MNT plateforme (1075 pts) MNT atelier vase (429 pts) MNT atelier interface vase/sable (398 pts) } avant et après VE	Radiale courantomètre : 2 ADCP (28+ 21 marées) S4 (28 marées) 2 ADVs (20 + 8 marées) Altus (8 marées) Midas DWR amont (26 marées)	Echantillons plateforme (155) Atelier Vase (49) Atelier interface sable/vase (101) Echantillons radiale (60) 2 carottes courtes 36 échantillons test spectrométrie	2 tentatives échouées mesures réflectances, granulométrie et teneur en eau
Campagne 3 temps calme : 01 au 15 avril 2008	Profil caractéristique (131 pts) MNT plateforme (1302 pts) MNT atelier vase (315 pts) MNT atelier interface vase/sable (343 pts) } avant et après VE	Radiale courantomètre : 2 ADCP et 1 ADV Hors service S4 (6 marées) ADV (8 marées) Altus (8 marées)	Echantillons plateforme (199) Atelier Vase (6) Atelier interface sable/vase (10) Echantillons radiale (55) 3 carottes courtes 1 booner et 42 filtres jigorel 16 échantillons test spectrométrie	7 mai 2008 1 image SPOT 5 16 mesures simultanées (réflectances, granulométrie, teneur en eau)
Programmation Formosat -2			19 échantillons test spectrométrie	1 échec 14/09/2007 2 images Formosat-2 (27 et 28 septembre 2007) mesures simultanées (réflectances, granulométrie, teneur en eau)
Campagne 4 éolien et carottes : 14 et 19 mai 2009	Topographie barclanes (120 pts) Lasermètre mât (2030 pts)	Test Mât complémentarité immergé/émergé Altus (4 marées)	24 échantillons éoliens 2 carottes longues (3,52 m et 4,35 m) 2 carottes courtes	
Suivi Mensuel	Profil caractéristique : (725 pts) janvier, avril mai septembre octobre 2008 et janvier 2009			
TOTAL	3 MNT plateforme 3 MNT atelier vase avant et après VE 3 MNT atelier interface vase/sable avant et après VE suivi profil mensuel pendant 1 an Mât laser mètre Mesures de transits d'éoliens 9927 pts	2 radiales coutantométriques (temps agité et temps calme) conditions entrantes amont et aval plateforme Campagne 3 = atelier haut de plateforme 282 marées	1545 échantillons 19 carottes courtes (échantillonnées) 2 carottes longues (échantillonnées) 42 filtres jigorels 1 booner	4 images satellites programmées avec mesures simultanées 38 réflectances (+ 43 réflectances tentatives échouées)

Tableau 2.6 : Récapitulatif de l'ensemble des données récoltées durant les 4 campagnes de mesures

Ainsi durant ces quatre campagnes, environ 10 000 points topographiques ont été réalisés conjointement avec le prélèvement de plus de 1500 échantillons et l'enregistrement des conditions hydrodynamiques de 272 marées (Tab. 2.6). Enfin, quatre images satellites programmées ont été acquises avec des mesures de réflectances sur le terrain en simultanée

CONCLUSION DU CHAPITRE 2

La multitude d'outils employée lors de cette étude traduit une stratégie d'une large pluridisciplinarité sans perdre de vue la nécessité de dégager une cohésion dans la méthode de travail et des résultats.

Cette pluridisciplinarité est exigée par la complexité même de ce type de milieux intertidaux à influences mixtes et à hétérogénéité sédimentaire qui présente de nombreuses interactions de différents processus hydromorphosédimentaires.

Toutes ces multiples méthodes complémentaires ont été choisies dans le but d'améliorer la compréhension des différents mécanismes qui régissent le secteur d'étude

Les outils méthodologiques utilisés pour ce travail témoignent notamment de la volonté d'appréhender le comportement des particules fines dans notre site tout en soulignant les interactions caractéristiques de la dualité des mélanges sablo-vaseux dans un souci de compréhension de la dynamique sédimentaire globale.

CHAPITRE 3 : ANALYSE DES PROCESSUS MÉTÉO-MARINS

INTRODUCTION

Ce chapitre propose une analyse des processus sédimentaires liés aux vents (houles et mécanismes éoliens) et aux courants de marées, que ce soit du point de vue hydrodynamique ou aérodynamique.

Deux campagnes se sont déroulées selon des conditions "classiques" de temps calme et une troisième dans des conditions de tempête. La distinction entre temps calme et temps agité est basée sur l'analyse des courants en fonction des seuils de vitesses du vent à partir desquels celui-ci induit un renforcement significatif sur ces courants. Ce seuil a déjà été déterminé dans d'autres travaux ([Reichmüth, 2003](#) ; [Sédrati, 2006](#)) concernant la côte d'Opale comme étant de 8 m.s^{-1} .

1. L'HYDRODYNAMISME GÉNÉRAL

L'évolution des plages macrotidales dans des milieux à fetch limité, assujetties souvent à des marées importantes, fait que ces types de plages évoluent sous la triple influence de la houle, des courants de marée et des courants générés par des forçages météorologiques qui d'ailleurs viennent souvent s'imposer aux courants de marée. Il s'agit d'une caractéristique fréquente des côtes à influence mixte houle/marée où l'importance de l'excursion tidale à travers des pentes intertidales faibles voire dans notre cas très faibles fournit un contexte favorable pour des forçages induits par les vents ([Anthony et Orford, 2002](#) ; [Anthony, 2009](#)).

1.1. CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES

La campagne **d'automne 2007** (20/09 au 08/10) a connu des conditions météorologiques hétérogènes (fig. 3.1) mais dans l'ensemble assez calmes. Bien que les directions et les vitesses du vent enregistrées aient été versatiles, la première partie de la campagne entre le 20 et le 25/10 a été dominée par des vents moyens à forts de secteur SSW à SW caractérisés par deux coups de vent à $10,2$ et $11,5 \text{ m.s}^{-1}$ alors que la seconde partie présente des vents plutôt faibles (93 % inférieurs à 8 m.s^{-1}). Des vents moyens à faibles de secteur N à NNE ont caractérisé la période du 26/09 au 01/10 avec un coup de vent de nord (atteignant $9,6 \text{ m.s}^{-1}$) durant les deux premiers jours. Enfin ceux-ci ont faibli lors la dernière partie de la campagne

de mesures ne dépassant pas les $7,2 \text{ m.s}^{-1}$ d'abord de secteur ENE puis pour finir de direction SE à SW.

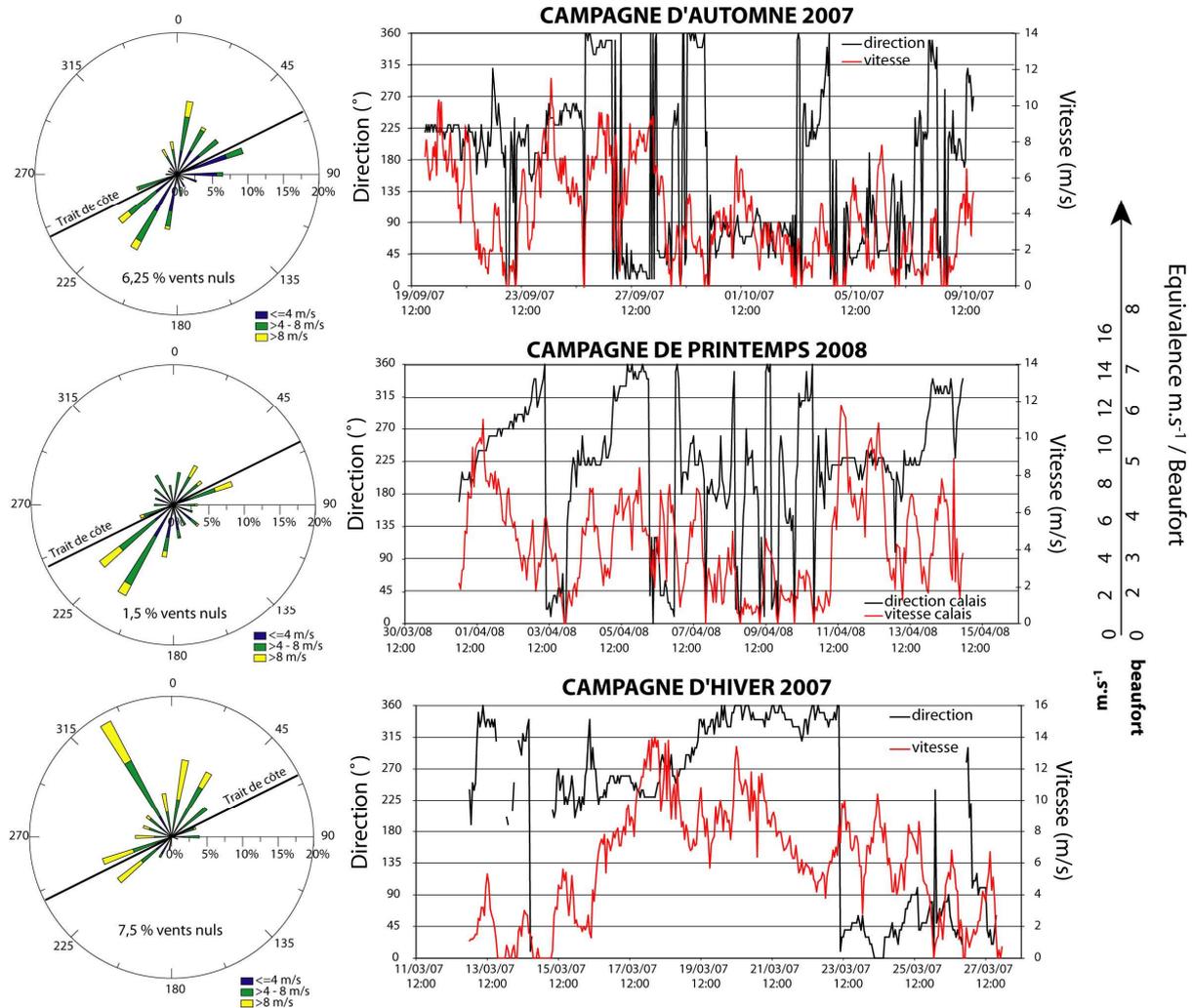


Figure 3.1 : Météorologie des 3 campagnes de mesures. A noter, les campagnes d'automne et de printemps sont plutôt calmes, alors que la campagne d'hiver est plus agitée.

La campagne de **printemps 2008**, est caractérisée par un temps très calme (seulement 14 h durant lesquelles les vents ont dépassé les 8 m.s^{-1}). On enregistre principalement 2 coups de vent (pics de 11 et 12 m.s^{-1}) de secteur SW à W (fig. 3.1). Il est à noter cependant que seules des mesures hydrodynamiques (en raison de pannes de courantomètres) ont été réalisées entre le 5 et le 10/04 2008. Ainsi un seul léger coup de vent de secteur N à NNW (entre le 5 à 23 h et le 6/04 à 01 h) et une majorité de vents moyens à faibles de secteur SSW à SW caractérisent les enregistrements comme le montre la rose des vents en figure 3.1.

Enfin, durant la campagne **d'hiver 2007**, la vitesse du vent a varié entre 0 et 14 m.s^{-1} et sa direction a été versatile (Fig. 3.1). Les vitesses des vents les plus importantes ont été

enregistrées entre le 16 et le 25/03, elles ont varié de 6 à 14 m.s⁻¹ avec une valeur moyenne de 7,39 m.s⁻¹. Avant et après cet épisode, le vent enregistré est plus faible et affiche une vitesse moyenne de 1,96 m.s⁻¹ durant les trois premiers jours et 2,92 m.s⁻¹ durant les deux derniers jours de la campagne.

1.2. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DES DIFFÉRENTES CAMPAGNES DE MESURES

1.2.1. PÉRIODE CALME : CAMPAGNE D'AUTOMNE 2007 ET DE PRINTEMPS 2008

Deux campagnes ont permis de caractériser la dynamique de temps calme, celle d'automne 2007 et celle de printemps 2008 (Fig. 3.2). L'ensemble des résultats est présenté en figure 3.3 et 3.5.

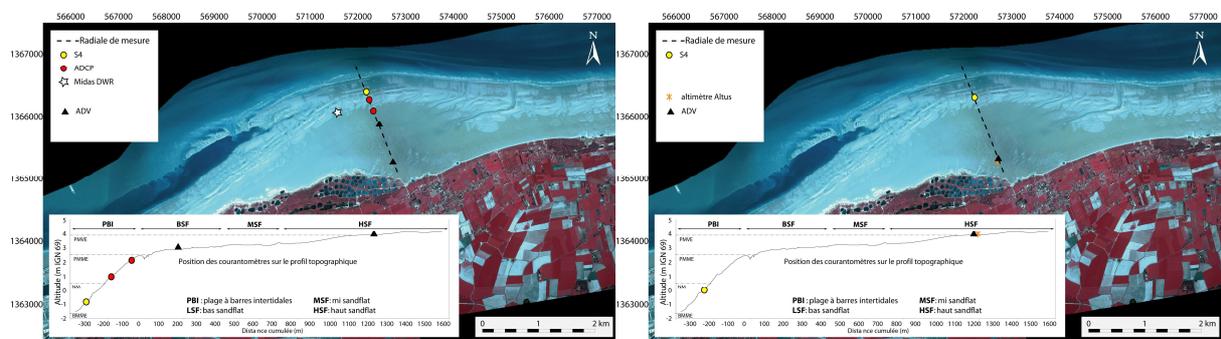


Figure 3.2 : Rappel de la localisation des déploiements en Septembre 2007 et Avril 2008 (réduction de la fig. 2.26)

Ces deux campagnes sont plutôt marquées par des vents relativement faibles, mais les vitesses moyennes des courants sont cependant assez importantes notamment en bas de plage (S4 et ADCP sur le graphique c en figures 3.3c et 3.5c) avec des valeurs comprises entre 40 et 50 cm.s⁻¹ en général, avec quelques accélérations à mi-flot (<< 50 cm/s) comme par exemple entre le 24/09 et le 01/10 (fig. 3.3c). Les vitesses de ces courants ont tendance à diminuer parallèlement avec la baisse des hauteurs d'eaux (b en fig. 3.3b et 3.5b). Les directions des courants de flot (ENE à E) et de jusant (WNW à W) sont influencées plus ou moins selon la vitesse et les directions des vents (d en fig. 3.3 et 3.5). On enregistre une légère accélération des vitesses en tout début et fin de marée, liée aux faibles profondeurs d'eau en bas de plage. En haut de plate-forme, les vitesses des courants diminuent (Fig. 3.3c et 3.5c) et on observe une inversion (d en fig. 3.3d et 3.5d) dans les directions du flot (WSW) et du jusant (ENE) influencées par la topographie locale, causées par la présence du chenal principal d'évacuation à l'E, qui draine et canalise les écoulements (Fig. 3.4).

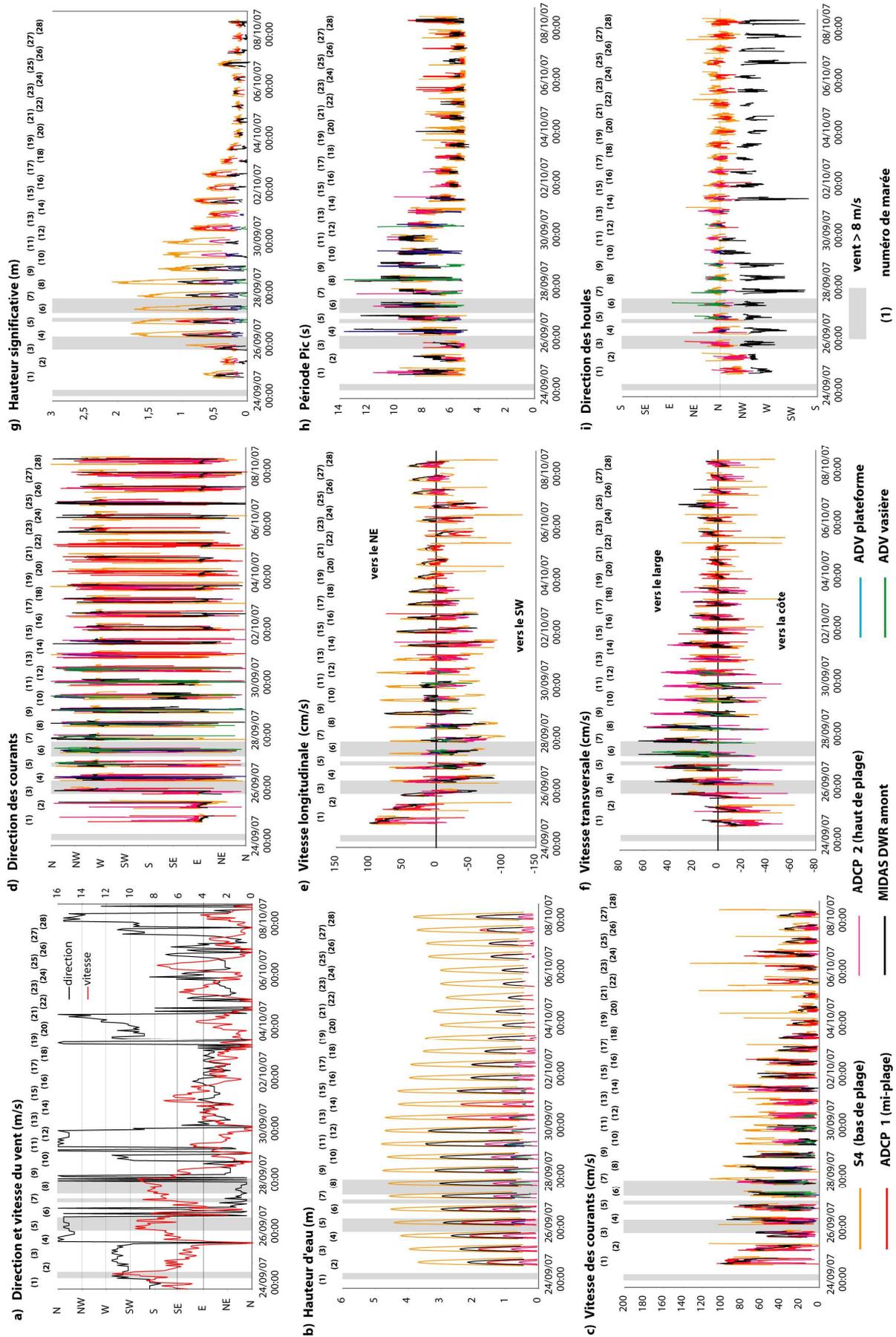


Figure 3.3 : Synthèse des résultats hydrodynamiques de la campagne de septembre 2007.

Les vitesses des composantes longitudinales du courant (V_l) sont généralement positives lors du flot (dirigées vers le NE) négatives durant le jusant (vers le SW) avec en parallèle des vitesses des composantes transversales (V_t) d'abord négatives (vers la côte) puis positives (vers le large) après la renverse pendant les périodes modales de temps calme. Lors des quelques périodes de vent plus agité (périodes grisées en fig. 3.3 et 3.5), ces V_l et V_t peuvent être inversées et les V_t éventuellement devenir supérieures aux V_l (ex. fig. 3.3 entre le 26 et le 28/09) habituellement dominantes et quasiment toujours plus élevées.

Les hauteurs significatives des vagues (g en fig. 3.3) sur la plage, en automne 2007 (temps calme et hauts niveaux d'eau) atteignent un maximum de 2 m. Au printemps 2008, avec des niveaux d'eaux moyens les hauteurs significatives des vagues (g en fig. 3.5) en bas de plage ne dépassent pas le mètre et sont quasi absentes en haut de plate-forme avec des hauteurs inférieures à 10 cm. Ces hauteurs significatives diminuent progressivement entre la plage et la plate-forme, ($H_s < 0,3$ m en automne 2007). Les périodes pics restent toujours comprises entre 5 et 8 s et augmentent entre 10 et 12 s durant les périodes plus agitées (fig. 3.3h et 3.5h). Celles de la plate-forme ont tendance à être inférieures à celles du bas de plage.

Les directions des houles sont quasiment toujours de secteur N (fig. 3.3i et 3.5i) influencées surtout par les phénomènes de réfraction et de diffraction engendrés par les nombreux bancs sableux sur l'avant-côte. En revanche, le secteur ouest de la plate-forme semble nettement plus influencé par la présence du banc qui entraîne une importante réfraction des houles à ce niveau (enregistrement du MIDAS DWR, fig. 3.3i) et qui se traduit par des houles de direction WNW à W. La figure 3.4, synthétise le comportement de la circulation hydrodynamique sur le secteur d'étude, lors des marées de VE, de temps calme.

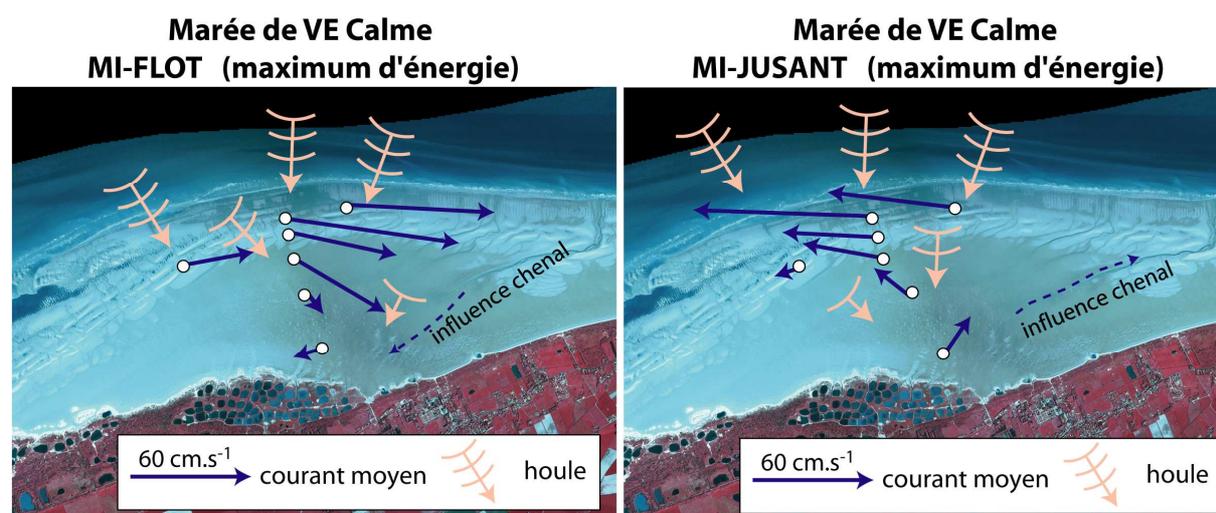


Figure 3.4 : Schéma de synthèse de la circulation hydrodynamique (houle et courants) lors d'une marée type de temps calme (flot et jusant). Longueurs des flèches proportionnelles aux vitesses.

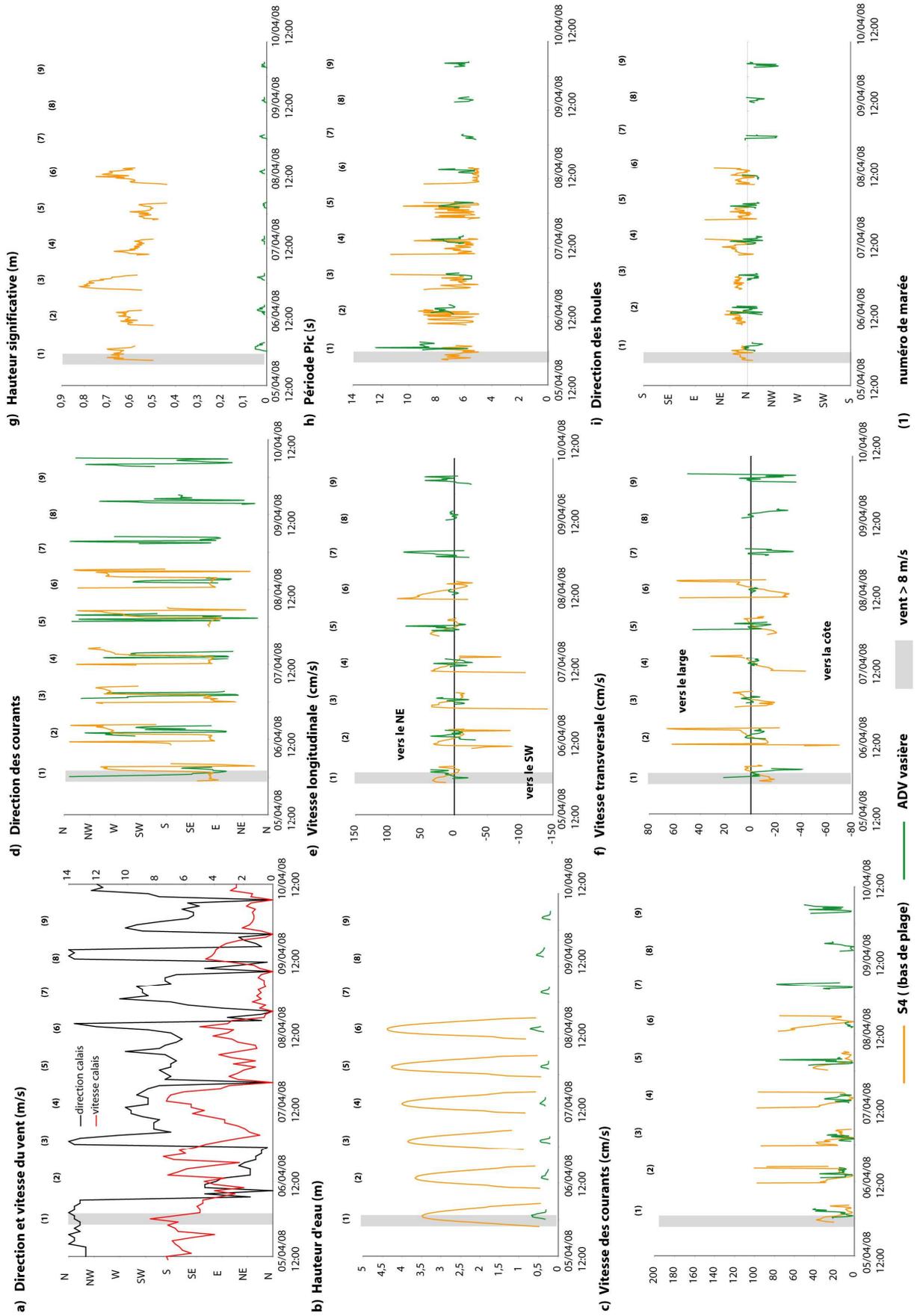


Figure 3.5 : Synthèse des résultats hydrodynamiques de la campagne d'avril 2008

1.2.2. PÉRIODE AGITÉE : CAMPAGNE D'HIVER 2007

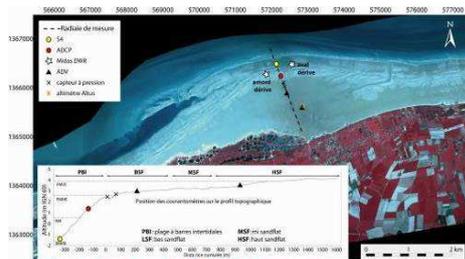


Figure 3.6 : Rappel du déploiement des courantomètres en mars 2007 (Fig. 2.26)

En période d'agitation, caractérisée par la campagne d'hiver 2007 (Fig. 3.6), nous enregistrons de plus fortes énergies à la côte. Durant les 24 marées enregistrées, on remarque des variations temporelles notables concernant la vitesse moyenne des courants qui sont par périodes de temps calmes inférieures à 50 cm.s^{-1} (c fig. 3.7) mais qui dépassent régulièrement les 80 voir 100 cm.s^{-1} en bas de plage lorsque les vents sont supérieurs à 8 m.s^{-1} en

simultanéité avec l'augmentation des marnages aux passages de la vive-eau. On note également un amortissement logique et progressif de la vitesse des courants du bas de plage : 84 cm.s^{-1} (rouge et or, fig. 3.7c) vers la fin de la plate-forme, $7,9 \text{ cm.s}^{-1}$ (bleu e vert, fig. 3.7c) par exemple pour la marée 6.

Le courant de flot est toujours dirigé vers l'est à l'ENE, quant au jusant, il s'oriente vers l'WNW à l'W (fig.3.7d). Lors d'épisodes venteux, la direction des courants peut être influencée par le vent qui perturbe le déroulement normal de la marée. Ces types de temps particuliers seront décrits plus en détail en partie 2.

Les V_l (fig. 3.7e) sont quasiment toujours supérieures aux V_t (fig. 3.7f). Les hauteurs significatives des vagues (fig. 3.7g) en bas de plage peuvent atteindre un maximum de 2,6 m, notamment lors de la tempête du 20/03 qui coïncida avec la marée haute d'un fort coefficient de marée. On observe également l'amortissement progressif des hauteurs significatives sur le profil, pour la marée 13, entre la plage (1,81 m) et le haut de la plate-forme (0,14 m).

Les périodes pics (fig. 3.7h) des vagues enregistrées en hiver restent dans l'ensemble comprises entre 6 et 8 secondes par temps calmes mais peuvent atteindre des valeurs supérieures à 10 voire 12 secondes pendant des périodes plus agitées. Ces houles proviennent dans l'ensemble des secteurs NNE, N à NNW (fig. 3.7i) pour la zone d'étude ce qui reflète un contrôle étroit du fetch mais aussi des phénomènes de réfraction et de diffraction engendrés par les nombreux bancs sableux sur l'avant-côte.

On observe aussi une modification de la direction de propagation des houles qui sont légèrement réfractées en amont (de secteur NW) et en aval (NE) du fait de la position des courantomètres qui sont décalés mais aussi en lien avec la forme en saillant du littoral formé à cause de l'accolement du banc. Il n'y a pas qu'un type de temps agité donc, les synthèses graphiques de ces différents types de temps seront détaillées en partie 2.2.

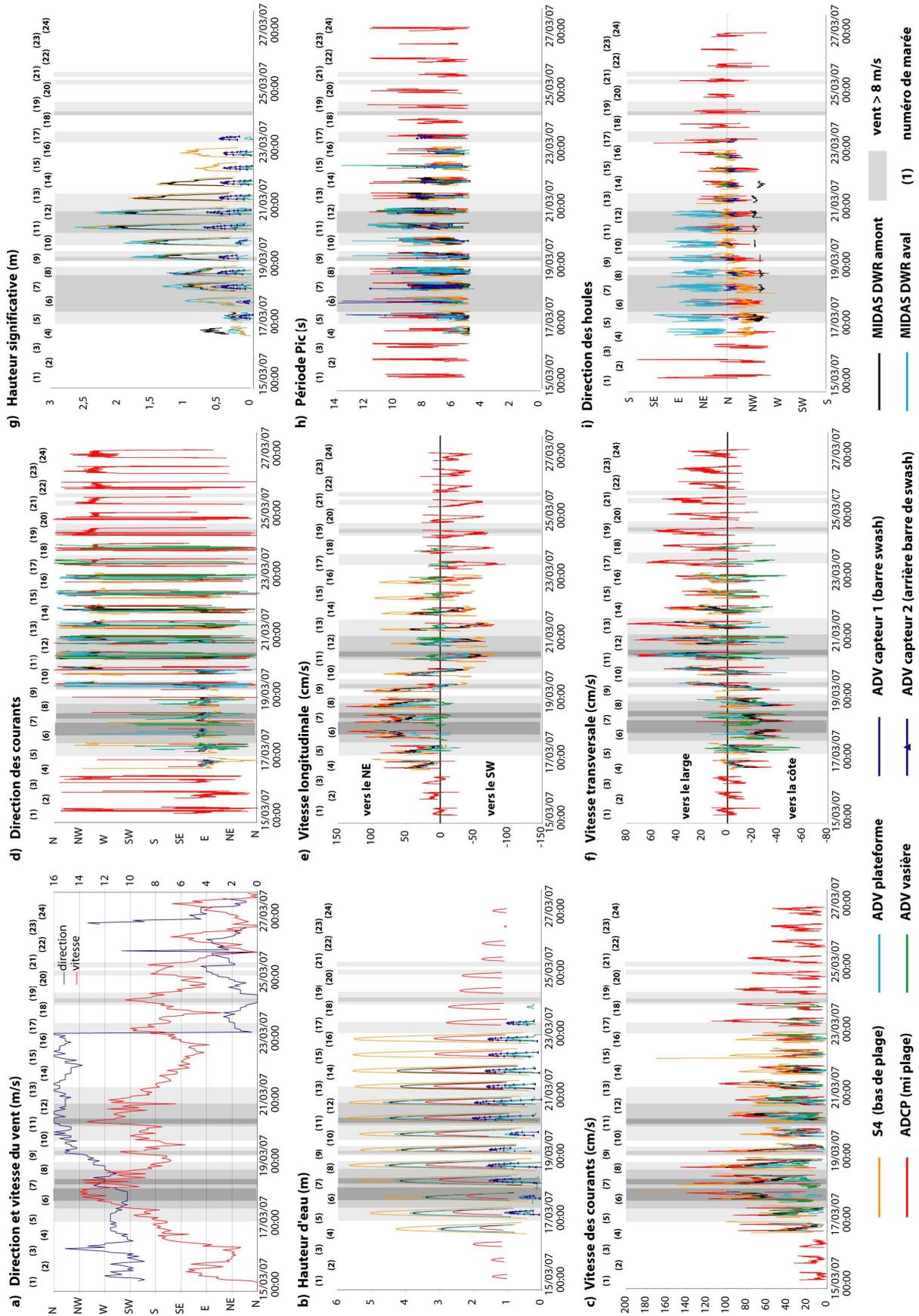


Figure 3.7 : Synthèse des résultats hydrodynamiques de la campagne de mars 2007

2. DÉTAILS DE L'HYDRODYNAMISME SELON DIFFÉRENTES CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES

En utilisant les 300 marées enregistrées lors des trois campagnes, il est possible de donner les caractéristiques des paramètres hydrodynamiques "types" de temps calme et de temps agité.

2.1. HYDRODYNAMISME MODAL DE TEMPS CALME

Les marées n°11 et 27 de la campagne d'automne 2007 ont été retenues pour présenter les caractéristiques des houles et des courants sur le secteur d'étude pendant des périodes météorologiques modales calmes. La première marée est de vive-eau avec un coefficient de 112, la seconde de morte-eau avec un coefficient de 57 (Tab. 3.1).

Tableau 3.1 : Récapitulatif des enregistrements (houles et courants) pour la marée 27 (morte-eau) et 11 (vive-eau) : Vm = courant moyen ; V_l = composante longitudinale de courant ; V_t = composante transversale, h = hauteur d'eau locale.

Marée Calme de ME		Vagues			Courants					
	Type d'instrument	Hs (m)	Tp (s)	Direction	Vm (cm/s)	V _l (cm/s)	V _t (cm/s)	Direction flot	Direction jusant	h (m)
Bas de plage	S4	(0,09-0,21)	(5-8,1)	N	(0,9-41,2)	(-26,6-40,5)	(-17,2-8,8)	E-ENE	W-WNW	(0,49-3,72)
Mi plage	ADCP	(0,07-0,23)	(5,1-7,1)	N	(2,3-14,3)	(-12,6-12,5)	(-8,1-3,9)	E-ENE	W-WNW	(0,37-1,78)
Haut de plage										
Début plateforme										
Fin plateforme										

Marée Calme de VE		Vagues			Courants					
	Type d'instrument	Hs (m)	Tp (s)	Direction	Vm (cm/s)	V _l (cm/s)	V _t (cm/s)	Direction flot	Direction jusant	h (m)
Bas de plage	S4	(0,24-1,29)	(5,4-9,6)	N	(1,9-85,4)	(-71,9-83,5)	(-34,1-27,9)	ENE	W- WNW	(0,49-4,81)
Mi plage	ADCP	(0,16-0,86)	(7,1-9,1)	N	(8,2-45,1)	(-44,5-39,5)	(-19,4-30,9)	E	NW	(0,45-3,78)
Haut de plage	ADCP	(0,27-0,7)	(6,7-9,8)	N	(11,5-44,4)	(-31-18,5)	(-30,1-38,9)	SE	NW	(0,62-1,62)
Début plateforme	ADV	(0,13-0,33)	(5,3-11,3)	N	(6,6-20,7)	(-8,5-2,3)	(5,8-20,7)	SE	NW	(0,40-1,05)
Fin plateforme	ADV	(0,05-0,17)	(5-10,3)	N	(0,1-37,2)	(-33,2-11,5)	(-16,6-13,2)	W-WNW	NE	(0,49-0,96)

influence chenal vidange

2.1.1. LES CARACTÉRISTIQUES DES HOULES

La figure 3.8 présente les enregistrements des houles sur 5 points entre le bas de plage et la fin de la plate-forme et ceux correspondant à l'amont dérive du profil de mesure (amont de la dérive littorale, résultante vers le NE). Durant les marées, la n° 11, significative d'une marée de vive-eau (VE) et la n° 27 significative de conditions de morte-eau (ME) en automne 2007, les périodes pics (Fig. 3.8) sur l'ensemble des secteurs du profil ainsi qu'en amont de ce dernier, sont restées comprises entre 6 et 10 s.

La direction des houles (Fig. 3.8) sur le site est régulière de secteur N, en revanche, en amont dérive (Midas DWR amont) au niveau de l'accolement du banc, les houles ont tendance à être

réfractées et deviennent, dans les petits fonds, parallèles au linéaire côtier (particularité du secteur). Ainsi, les houles à l'ouest de la plate-forme sont dirigées vers le NNW à NW pendant les marées de vive-eau et peuvent même provenir du secteur ouest durant les marées de morte-eau (Fig. 3.8), où le niveau plus bas, entraîne d'autant plus d'interférences avec la bathymétrie locale. Les hauteurs significatives des vagues dépassent 1 m en bas de plage durant la vive-eau puis diminuent relativement rapidement entre le bas et la mi-plage, puis progressivement vers le haut de plage ($H_s < 0,7$ m), vers le début de la plate-forme ($H_s < 0,33$ m) puis stagnent à la fin de cette dernière ($H_s < 0,3$). Durant la morte-eau, les houles sont beaucoup moins hautes avec seulement $H_s = 0,25$ m sur le bas et le haut de la plage et légèrement moins élevées en amont.

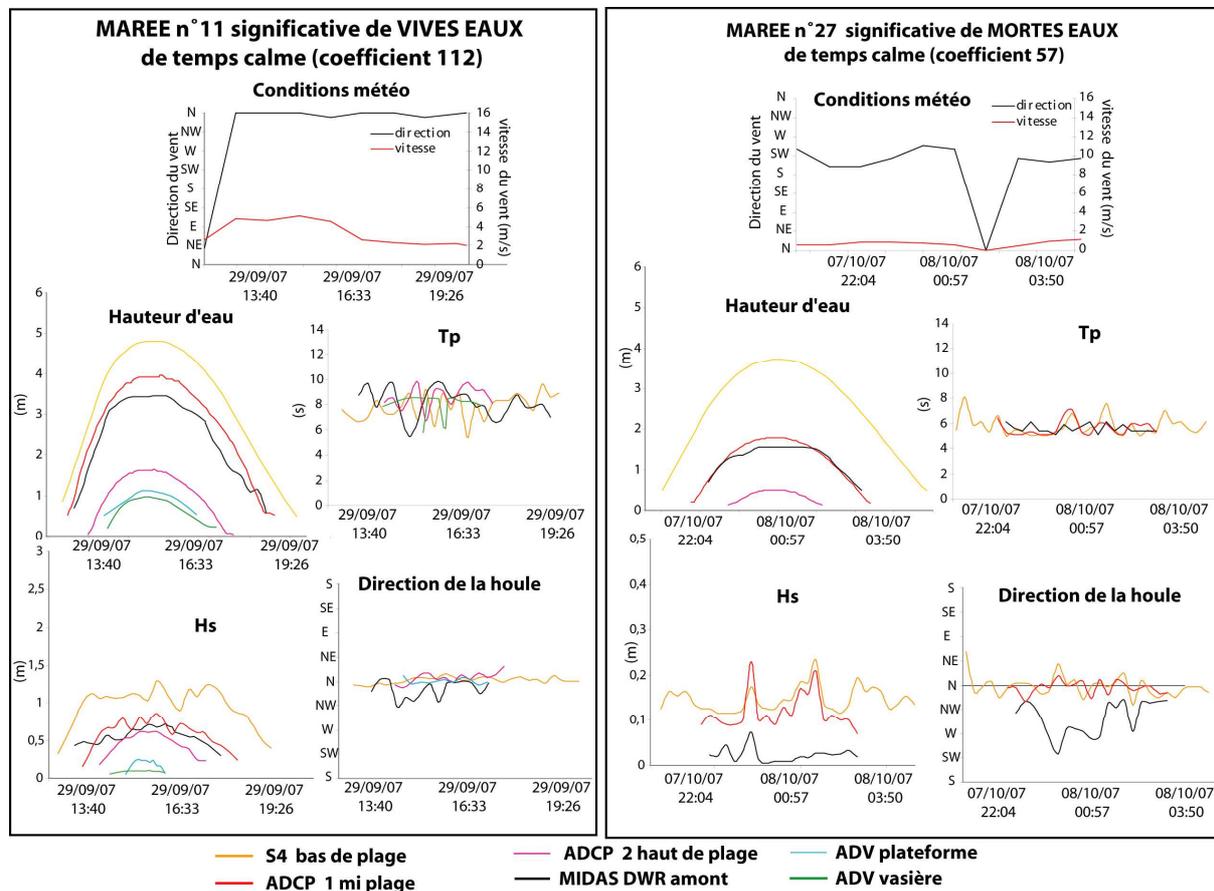


Figure 3.8 : Données de houles pour les marées caractéristiques de morte-eau et vive-eau de temps calmes

2.1.2. LES CARACTÉRISTIQUES DES COURANTS

2.1.2.1. Courants moyens

Le schéma des courants moyens mesurés par temps calme sur la plate-forme pendant un cycle VE/ME/VE est relativement simple et uniquement calqué sur la marée (Fig. 3.9).

La vitesse moyenne du courant évolue de 80 cm.s^{-1} (bas de plage), jusqu' à 10 cm.s^{-1} en haut de la plate-forme en vive-eau. Pendant la morte-eau, la vitesse ne dépasse pas 40 cm.s^{-1} en bas de plage. En revanche, à l'ouest du profil de mesures, au niveau de l'accolement du banc tidal, les vitesses de courants moyens en morte-eau et vive-eau sont relativement constantes, de l'ordre de 30 cm.s^{-1} .

Durant la période calme, qu'il s'agisse de marées de morte- ou de vive-eau, le flot est toujours dirigé vers l'ENE durant la phase de remplissage tout comme sur les autres plages à barres intertidales du littoral de la Côte d'Opale (Sipka et Anthony, 1999; Reichmüth, 2003; Anthony *et al.*, 2004, 2005; Oblinger et Anthony, 2005;...), mais se distingue par un flot plutôt vers le sud-est sur la plage et la plate-forme car il est dévié et influencé par la forme du linéaire côtier en forme de promontoire (figure 3.10).

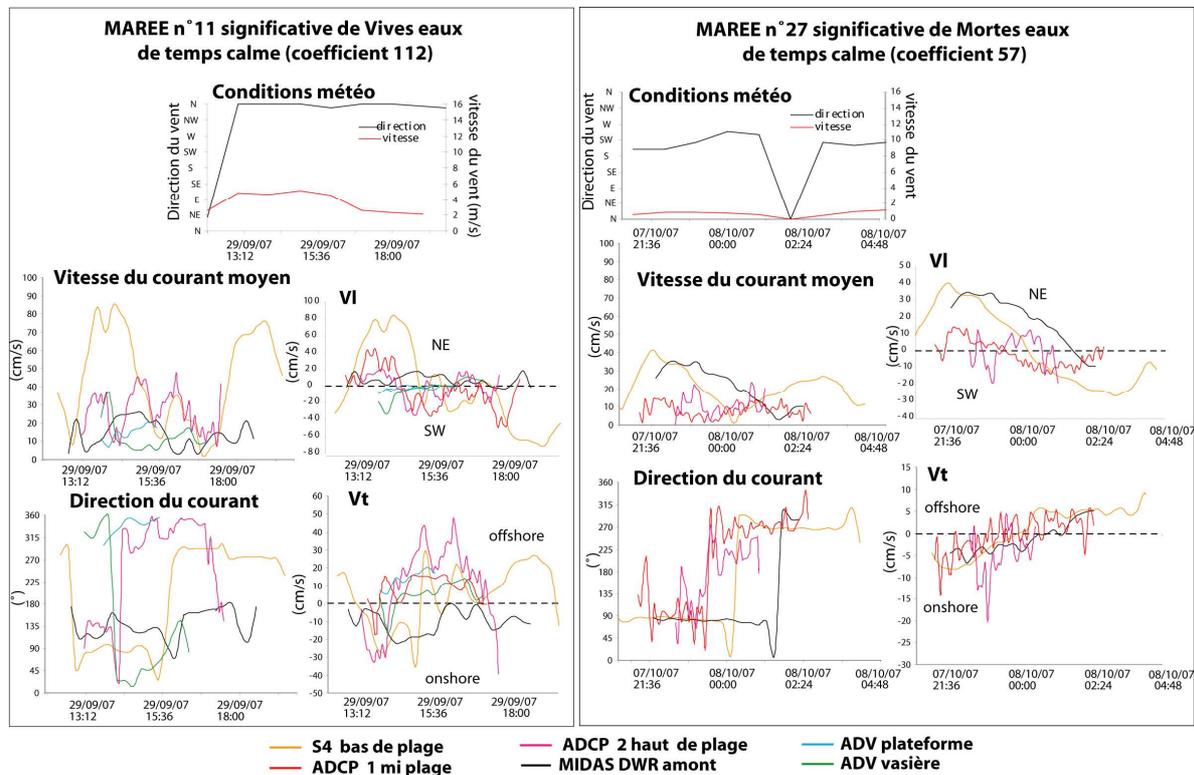


Figure 3.9 : Paramètres des courants caractéristiques des marées de ME et VE de temps calme.

La renverse est marquée par un affaiblissement quasi-total des courants sur la plage. Durant le jusant, les courants sont dirigés vers l'WSW ou le SW voire même au NNW en vive-eau, directions également influencées par ce linéaire côtier (en figure 3.10).

2.1.2.2. Courants longitudinaux

La composante longitudinale des courants mesurée lors des mêmes conditions présente également une étroite dépendance à la marée (Fig. 3.9). Ceux-ci sont en effet dirigés vers le

NE au flot puis à l'inverse vers le jusant. Les vitesses sont maximales en bas de plage à mi-flot (80 cm.s^{-1} en VE, 40 cm.s^{-1} en ME) et plus faibles en jusant (70 cm.s^{-1} en VE et 25 à 30 cm.s^{-1} en ME). Leur intensité, qu'il s'agisse en vive- ou morte-eau, durant le flot ou le jusant diminue en progressant vers le haut de plage et la plate-forme.

2.1.2.3. Courants transversaux

Les composantes transversales des courants, associées à des marées de temps calmes sont très faibles et dirigées vers la côte pendant le flot des marées de morte-eau (quasiment toujours inférieures à $5,1 \text{ cm.s}^{-1}$ en bas de plage et haut de plage et atteignant $20,2 \text{ cm.s}^{-1}$ à mi-flot sur le haut de la plage). Ces vitesses sont quasiment nulles pendant le jusant (Fig. 3.9 maximum de $4,2 \text{ cm.s}^{-1}$ en bas de plage et de $1,6 \text{ cm.s}^{-1}$ en haut de plage) en revanche assez marquées pour une marée de vive-eau (30 cm.s^{-1} à mi flot en bas mi-et haut de plage) puis diminuent progressivement vers le haut de la plate-forme et durant la renverse pour ensuite s'accélérer de nouveau durant le jusant et se diriger vers le large et atteindre des vitesses à mi jusant entre $40,2 \text{ cm.s}^{-1}$ en haut de plage et $10,3 \text{ cm.s}^{-1}$ en haut de plate-forme. La composante transversale du courant se dirige donc vers la côte à marée montante et vers le large à marée descendante (Fig. 3.10).

On peut noter également qu'à l'ouest du profil de mesures, cette même composante est dirigée vers la côte durant toute la marée n°11 et ne connaît pas de renverse et de changement de direction au jusant.

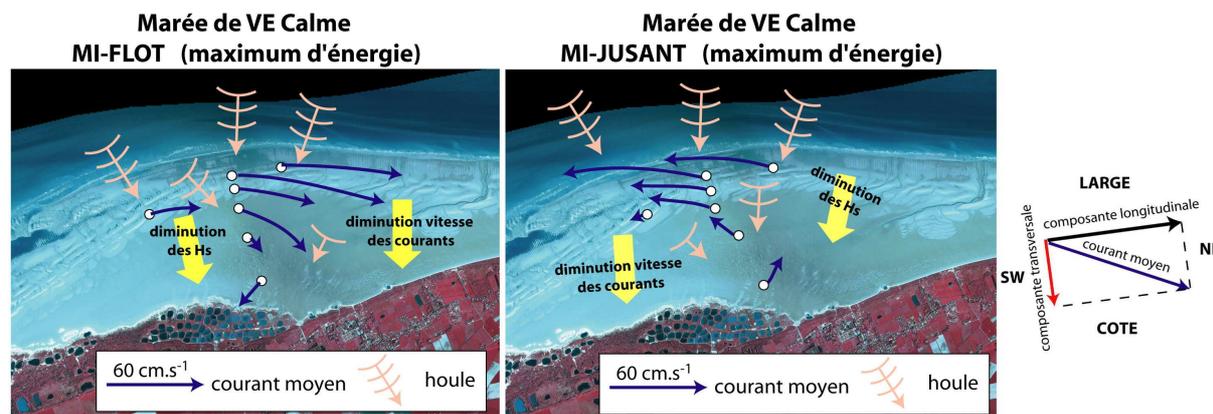


Figure 3.10 : Rappel de la circulation et décomposition du vecteur du courant moyen en composante transversale et longitudinale

2.2. HYDRODYNAMISME DE TEMPS AGITÉ

L'hydrodynamisme du secteur, pour toutes les campagnes de mesures, est clairement influencé par la météorologie, notamment lors des périodes de forte agitation. Ceci reflète le contrôle important exercé par le vent sur les écoulements des masses d'eaux sur la plage

intertidale et explique les importantes fluctuations du courant moyen (composantes transversale et longitudinale) et de la houle.

Le seuil d'influence du vent déterminé à 8 m.s^{-1} (Reïchmuth, 2003 ; Sédrati, 2006) est certes relativement bas, mais ce type de forçage peut aller jusqu'à la suppression soit du flot, soit du jusant. L'hydrodynamisme de la plate-forme peut être toutefois forcé par des vents modérés à forts.

Pour mieux comprendre l'importance du vent, quelques marées s'étant déroulées sous l'influence des vents les plus significatifs ont été sélectionnées. Les conditions de forçage sont présentées en fonction des secteurs de provenance des vents.

2.2.1. FORÇAGE DE SECTEUR NORD : MAREE N° 11 (CAMPAGNE D'HIVER 2007)

Pour définir l'impact de ces vents *onshore*, la marée n°11 (mars 2007) a été choisie pour représenter ce type de temps, avec un coup de vent de maximum de 14 m.s^{-1} (Tab. 3.2).

Tableau 3.2 : Récapitulatif des enregistrements (houles et courants) pour la marée 11, lors d'agitation de secteur N.

	Type d'instrument	Vagues			Courants			Direction flot	Direction jusant	h (m)
		Hs (m)	Tp (s)	Direction	Vm (cm/s)	VI (cm/s)	Vt (cm/s)			
Bas de plage	S4	(0,08-2,58)	(5,6-15,3)	N	(4,4-95,3)	(-79,8-65,7)	(-11,9-53,1)	ENE	WNW	(0,26-5,69)
Mi plage	ADCP		(6,4-9,8)	N-NE	(10,8-86,1)	(-57,4-33,6)	(-8,1-69,7)	ENE	NW	(1,14-3,46)
Haut de plage										
Début plateforme	ADV	(0,08-0,36)	(5,4-11,3)	N	(9,5-49,6)	(-0,4-0,2)	(-0,5-0,3)	ENE	NW	(0,30-1,38)
Fin plateforme	ADV	(0,02-0,29)	(5,4-14)	N	(1,9-47,7)	(-9,1-41,6)	(-37,5-12,9)	W-NW	N-NE	(0,12-1,31)

influence chenal vidange

2.2.1.1. Caractéristiques des houles

C'est lors de ce type de temps que l'on enregistre les plus hautes valeurs de hauteurs significatives. En bas de plage ainsi qu'en aval du profil de mesures, les hauteurs significatives des vagues atteignent un maximum à mi-marée avec $H_s > 2,5 \text{ m}$ (Fig. 3.11). Elles sont légèrement plus faibles en amont au niveau du banc tidal ($H_s = 2 \text{ m}$ à marée haute). Les hauteurs significatives des vagues sont de $0,74 \text{ m}$ sur le MSF et $H_s < 0,36 \text{ m}$ et $H_s < 0,3 \text{ m}$ en haut de cette même plate-forme.

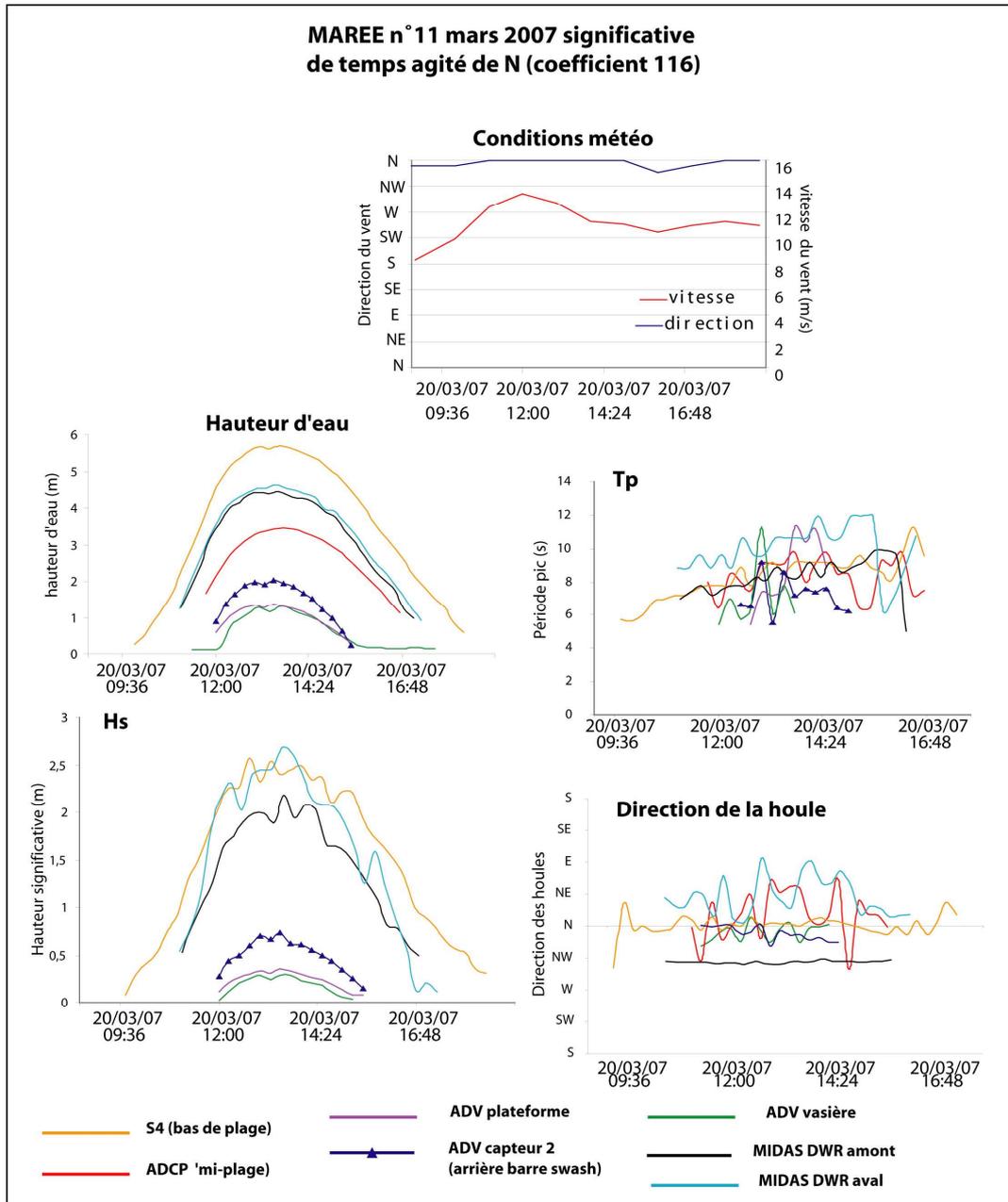


Figure 3.11 : Paramètres de houles caractéristiques d’une marée avec une forte agitation de secteur N.

Les périodes pics de ces houles de temps agités sont un peu plus élevées que celles de temps calmes (de 6 à 12 s), les périodes les plus faibles sont enregistrées sur la plate-forme en raison des réfractions et/ou dissipations (on parle alors plutôt de clapot que de vague dans ces faibles tranches d’eau). Les directions des vagues sont multidirectionnelles (Fig. 3.11) par rapport aux conditions de temps calmes, elles oscillent entre le NNW, N et NNE à NE au niveau du profil de mesures et sont réfractées en amont (direction NW du midas DWR amont) et en aval (directions très variables entre l’est et le nord liées aux phénomènes de réfraction et réflexion dans la zone de bouchots où était situé le courantomètre).

2.2.1.2. Caractéristiques des courants

2.2.1.2.1. Courants moyens

Paradoxalement, les vitesses des courants moyens (intensité moyenne) lors de cet événement agité de secteur N ne sont pas beaucoup plus élevées en bas de plage que lors d'une marée de temps calme. Avec un vent de secteur N assez fort, les transformations hydrodynamiques s'observent donc plus au niveau des hauteurs significatives des vagues et de leur énergie qu'au niveau des courants.

Ces vitesses des courants sont cette fois-ci plus élevées durant le jusant (Fig. 3.12) et maximales à mi-jusant (100 cm.s^{-1} en bas et haut de plage, 80 cm.s^{-1} en amont au niveau du banc tidal) que pendant le flot (maximum à mi-flot de 70 cm.s^{-1} en bas de plage). Celles-ci sont bien amorties sur l'ensemble du sandflat, avec des vitesses relativement constantes durant toute la marée et entre 30 et 40 cm.s^{-1} .

2.2.1.2.2. Courants longitudinaux

Les caractéristiques des composantes longitudinales des courants ressemblent fortement à celles d'une marée de temps calme, dirigées vers le NE à marée montante puis vers le SW après la renverse tout au long du jusant avec des vitesses de l'ordre de 70 cm.s^{-1} (Fig. 3.12) à mi-flot en bas de plage (un peu plus faibles que durant la marée de temps calme de vive-eau). Cependant, les vitesses en amont et aval du profil de mesures, ainsi que celles enregistrées en haut de plage et sur la plate-forme sont cette fois-ci supérieures à celles enregistrées en temps calme. Il n'y a quasiment pas d'amortissement des courants durant le flot vers le haut du profil (vitesses longitudinales de 36 cm.s^{-1} en haut de plage, 42 cm.s^{-1} en début de plate-forme et 25 cm.s^{-1} en haut du sandflat) en comparaison avec la période de temps calme.

2.2.1.2.3. Courants transversaux

Les V_t durant cette marée sont beaucoup plus importantes comparées à celles de temps calme, elles dépassent les 70 cm.s^{-1} sur la mi-plage, proches des 60 cm.s^{-1} à la fois en aval au milieu des bouchots, en amont et en bas de plage.

En haut de plate-forme, les V_t se dirigent cette fois-ci vers les côtes à marée montante et vers le large à marée descendante. Ces conditions engendrent de nombreux changements morphologiques en surface (chap. 4), on observe après ce type de marée, d'une surface sableuse très irrégulière (formation de vagues de sable, mégarides).

Par contre, durant la totalité de la marée, au niveau de la plage, les courants transversaux sont toujours orientés vers le large (Fig. 3.13) en réponse à l'arrivée de masse d'eau forcée par le vent de nord.

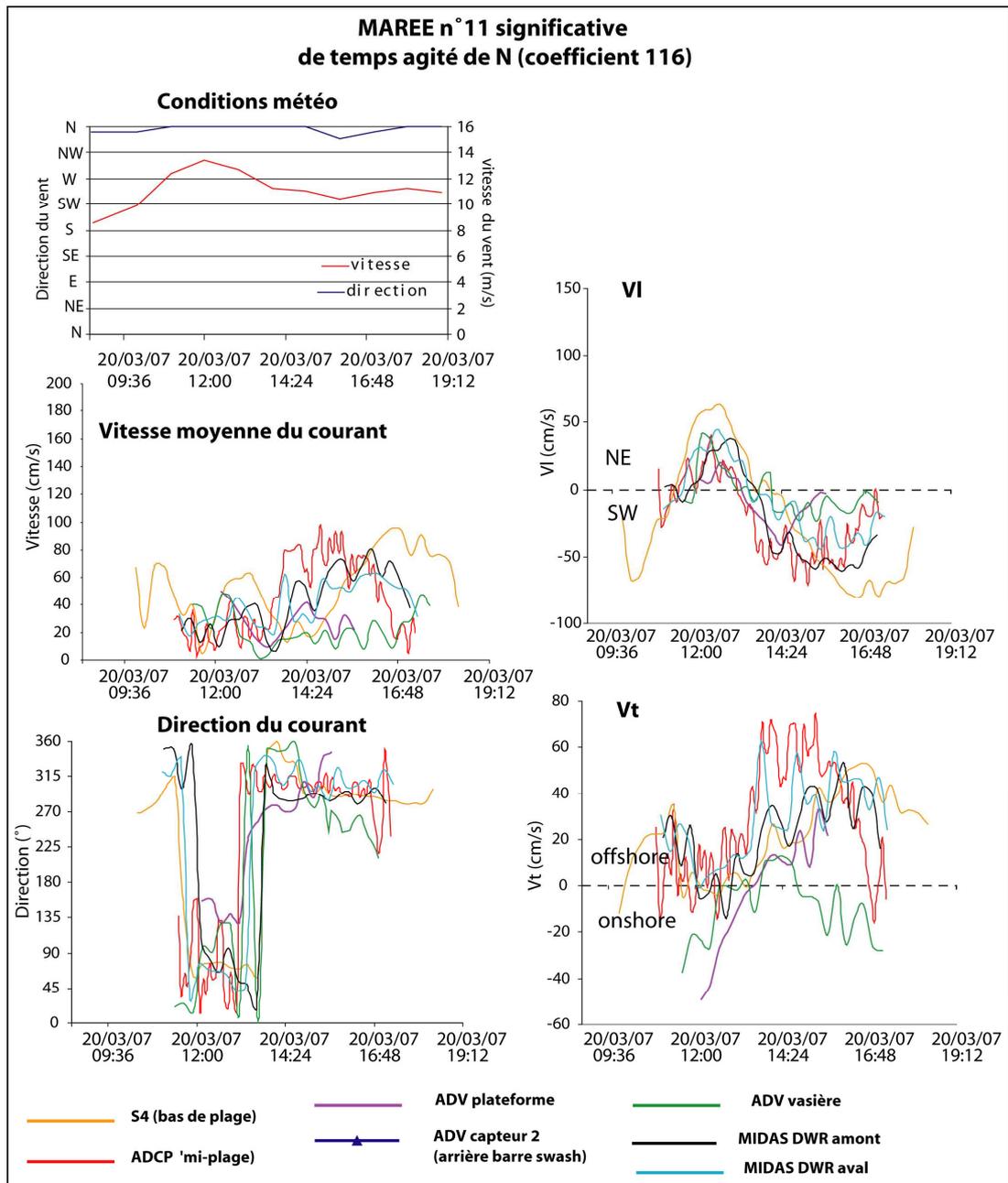


Figure 3.12 : Principales caractéristiques des courants de marée en conditions agitées de secteur N

On parle de courant de compensation d'undertow (Aagaard *et al.*, 2002 ; Masselink *et al.*, 2006) ou encore d'une domination de cette direction par une compensation en retour de la masse d'eau associée au déferlement des vagues (*bed return flow*). Cette interprétation est en accord avec celles de plusieurs auteurs ayant travaillé sur les plages à forte marée (Masselink et Hegge, 1995; Levoy *et al.*, 2000, 2001 ; Reichmüth, 2003; Masselink, 2004 ; Anthony *et al.*, 2004, 2005).

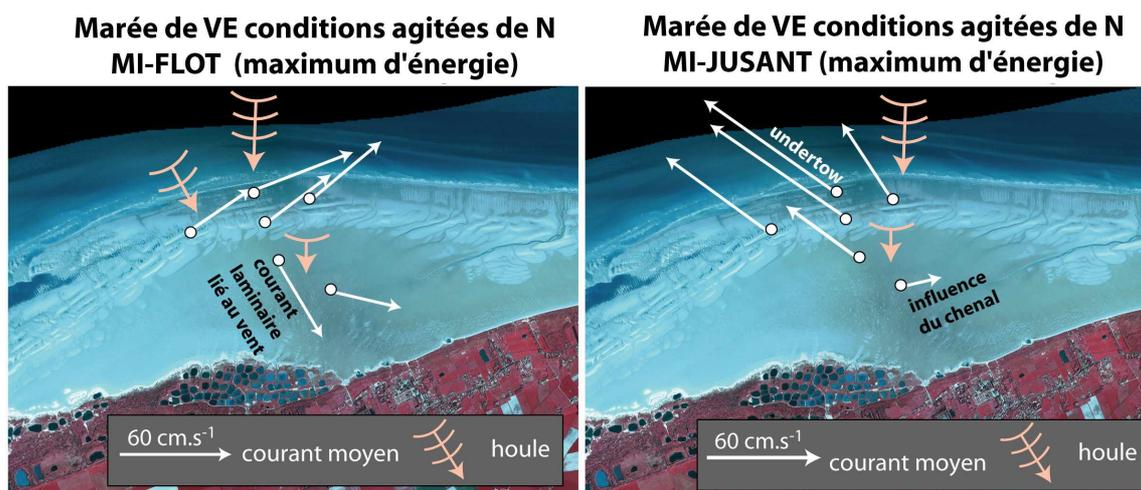


Figure 3.13 : Synthèse de la circulation hydrodynamique locale, lors d'une marée de VE, par agitation de secteur N.

2.2.2. FORÇAGE DE SECTEUR SW A W : MARÉES 6 ET 7 CAMPAGNE D'HIVER 2007

Pour définir l'impact des vents de secteur W, les marées n° 6 et 7 (mars 2007) ont été choisies pour représenter ce type de temps, avec un coup de vent de maximum de 14 m.s^{-1} (Tab. 3.3). Ce type de temps assez fréquent sur le littoral régional n'atteint pas toujours une telle intensité. Il est cependant très intéressant d'observer le comportement hydrodynamique lors de ces évènements extrêmes.

Tableau 3.3 : Récapitulatif des enregistrements (houles et courants) pour les marées 6 et 7 (campagne d'hiver) lors d'agitation de secteur W à SW.

Marée Agitée d'W	Vagues					Courants				
	Type d'instrument	Hs (m)	Tp (s)	Direction	Vm (cm/s)	VI (cm/s)	Vt (cm/s)	Direction flot	Direction jusant	h (m)
Bas de plage	S4	(0,06-1,06)	(5-8,3)	N-NW	(31,4-149,1)	(-56,0-169,7)	(-17,5-19,5)	E-ENE	E-ENE	(0,23-5,38)
Mi plage	ADCP	(0,19-0,84)	(5,1-16)	N-NE	(20,9-130,2)	(11,7-122,6)	(-452,1-0,5)	E	E	(1,21-3,01)
Haut de plage										
Début plateforme	ADV	(0,05-0,24)	(5,3-8,3)	N	(11,3-28,7)	(-4,1-27,2)	(-17,2-17,3)	NE	E	(0,30-1,03)
Fin plateforme	ADV	(0,01-0,14)	(5-8,3)	N	(16,2-46,9)	(-15,7-39,2)	(-46,4-19,5)	SSE	N-NE	(0,08-0,85)

influence chenal vidange

2.2.2.1. Caractéristiques des houles

Lors du coup de vent de secteur SW (marée 6) et W (marée 7) on observe plusieurs accélérations avec des vitesses moyennes de 14 m.s^{-1} (Fig. 3.14). Cette énergie ne se traduit pas réellement à travers les hauteurs de houles ($H_s \text{ max} = 1,5 \text{ m}$) qui sont finalement très similaires aux hauteurs significatives des vagues enregistrées lors de marées de temps calmes de VE. Les hauteurs significatives des vagues sur la plate-forme pour la marée 7 sont dans l'ordre de progression vers le haut de la plate-forme de 0,63 m; 0,42 m; 0,21 m puis 0,12 m (Fig. 3.14). Les périodes pics de ces houles sont comprises entre 6 et 14 s, les périodes les

plus élevées étant souvent enregistrées dans des faibles tranches d'eau à l'interface plage/plate-forme. Les directions des houles (Fig. 3.14) durant ces deux marées agitées avec des vents de secteur sud-ouest puis ouest ont légèrement oscillé de nord-ouest à nord-nord-est (principalement en aval liées à la présence des bouchots) mais majoritairement de nord-ouest et de nord pour le haut de la plate-forme. Le vent de secteur ouest influence donc normalement la direction des houles qui passent de secteur nord-ouest alors qu'elles ont tendance à être de nord durant les conditions calmes.

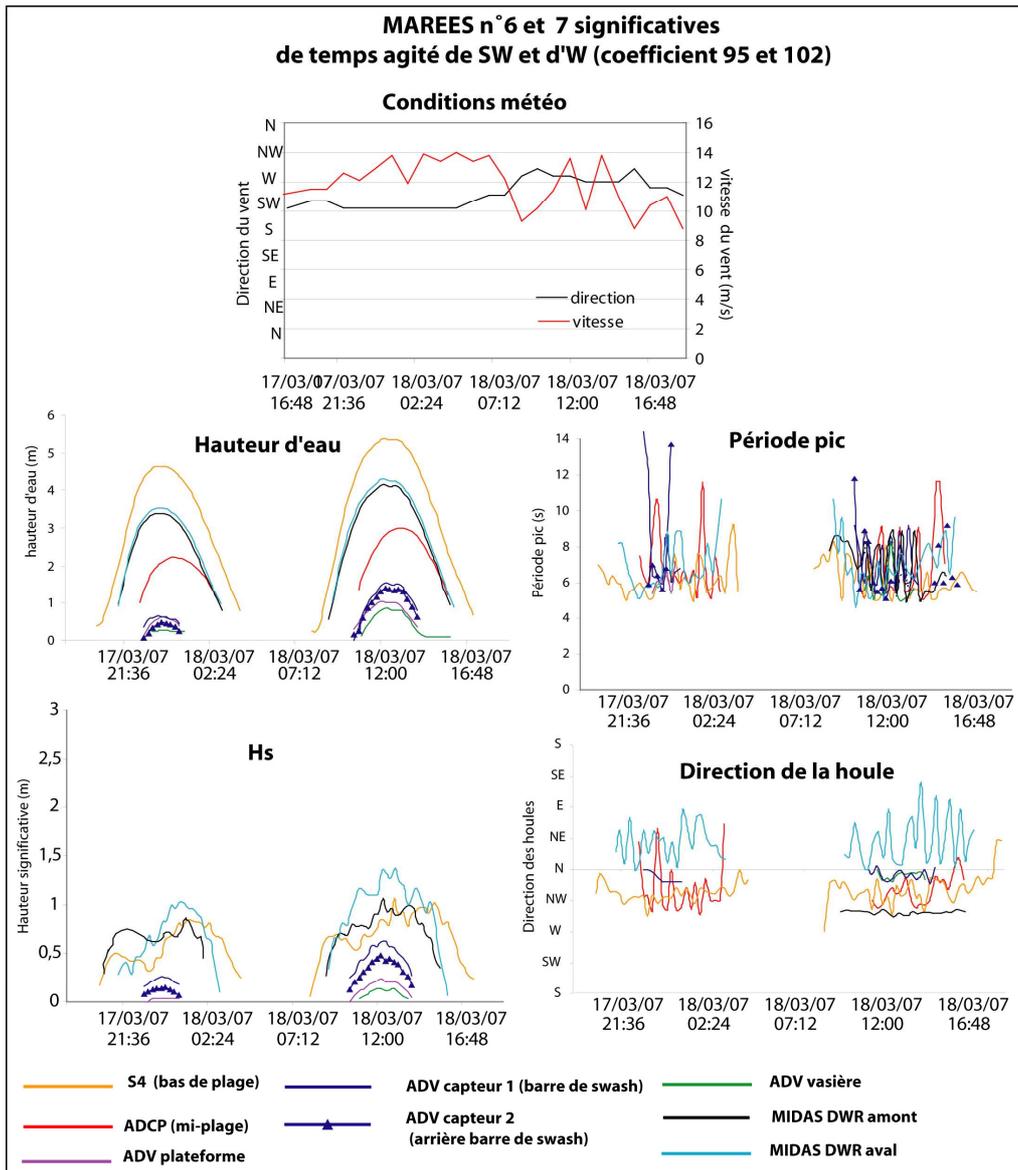


Figure 3.14 : Paramètres de houles caractéristiques des marées de forte agitation de secteur SW à W.

2.2.2.2. Caractéristiques des courants

2.2.2.2.1. Courants moyens

Les vitesses des courants moyens (Fig. 3.15) sont très importantes à mi-flot (bas de plage) avec des courants qui atteignent 120 cm.s^{-1} (marée 6) et 140 à 150 cm.s^{-1} (marée 7). Celles-ci

diminuent légèrement à l'étale de pleine mer mais à nouveau s'intensifient et dépassent les 140 cm.s^{-1} durant la marée 6 à mi-jusant et 120 cm.s^{-1} pour la marée 7. Ces vitesses des courants moyens diminuent faiblement en remontant le long du profil intertidal (15 à 25 cm.s^{-1} au début du sandflat), puis peuvent sous l'effet du vent sur les faibles tranches d'eau se ré-intensifier (vitesses de courant entre 25 à 40 cm.s^{-1} en haut de la plate-forme).

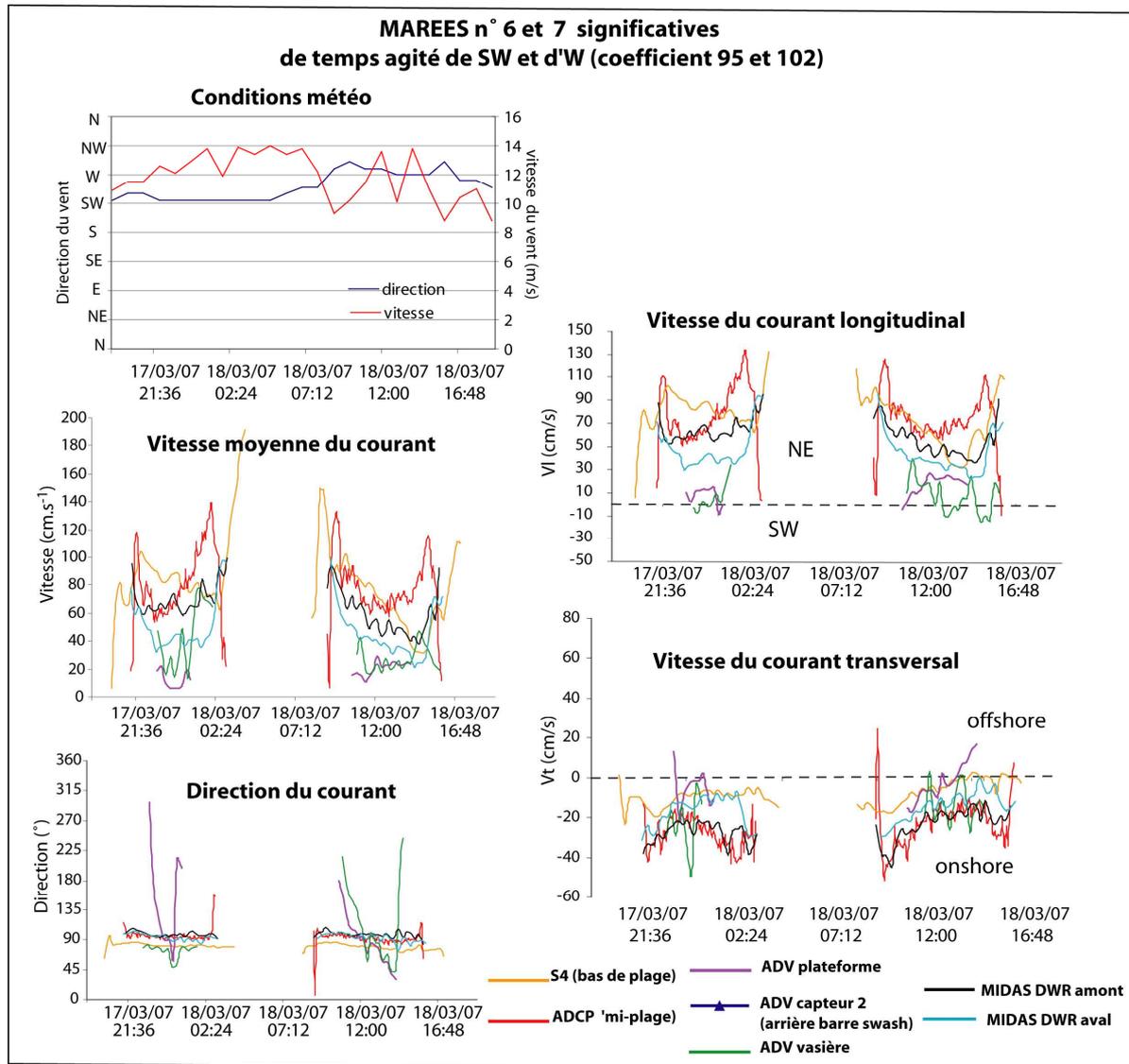


Figure 3.15 : Principales caractéristiques des courants de marée en contexte agité (vent de secteur SW et W).

2.2.2.2.2. Courants longitudinaux

Cette marée reflète un forçage météorologique significatif qui se manifeste par l'absence totale d'un régime de courant bidirectionnel. La totalité des mesures montrent des courants toujours dirigés vers le NE tout comme les courants en amont et en aval de la radiale de mesures. En effet, après la renverse on n'enregistre pas l'installation du courant de jusant

(dirigé normalement vers le SW). Les vents de secteur W renforcent le flot en intensité (enregistrés entre 110 et 150 cm.s^{-1} en bas de plage, à 20 cm.s^{-1} sur la plate-forme) et en durée, et empêchent la formation du courant de jusant.

2.2.2.2.3. Courants transversaux

Les courants transversaux associés à ce type de marée (Fig. 3.15) ont également été très perturbés. L'ensemble des enregistrements présente des composantes de courants transversaux continuellement dirigés vers la côte, en réponse à ce forçage de secteur W, et avec ces V_t toujours maximales à mi-flot et mi-jusant (40 cm.s^{-1} sur la plage entre 10 et 20 cm.s^{-1} au début du sandflat). Les vitesses diminuent progressivement vers le haut de la plate-forme, sauf quand les courants sont générés par le vent sur les très faibles profondeurs d'eau en haut de la plate-forme. Dans ce cas on peut enregistrer des composantes transversales de courants plus rapides en haut de la plate-forme (48 cm.s^{-1} à l'étale de pleine mer durant la marée 6) qu'en début de plate-forme (22 cm.s^{-1}).

Ainsi pour ce type d'agitation de secteur W, assez fréquent sur ces côtes, on retrouve un schéma de circulation hydrodynamique complètement différent (fig. 3.16) de celui d'un type de temps calme.

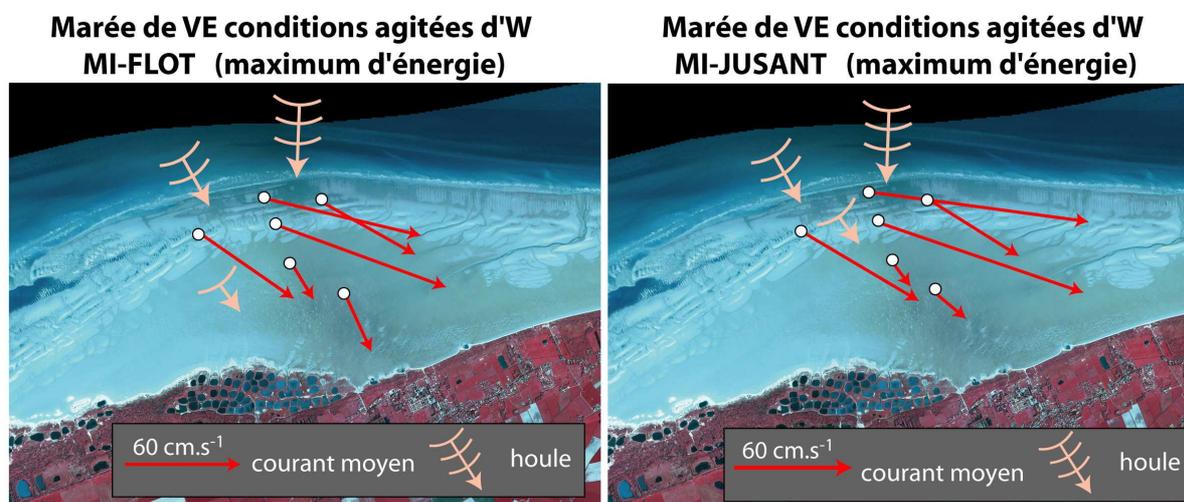


Figure 3.16 : Synthèse de la circulation hydrodynamique locale, lors d'une marée de VE, par agitation de secteur W, à noter la présence d'un régime unidirectionnel.

2.2.2.3. Variabilité de l'énergie spectrale de la houle reçue

Les différentes fréquences du spectre de houle (H_s) pour l'ensemble des types de temps, sont extraites au moment de l'analyse à marée haute dans un intervalle de 0,002 à 0,2 Hz, elles sont exprimées en fonction de la densité spectrale d'énergie en m^2/Hz (Fig. 3.17).

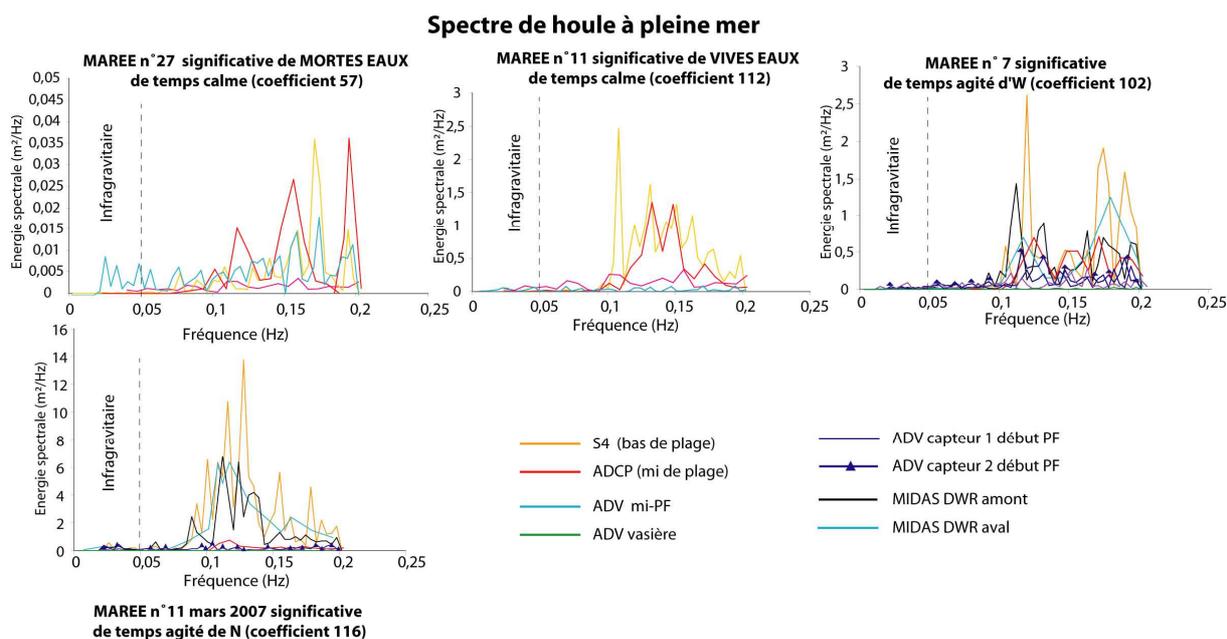


Figure 3.17 : Spectre de la houle (hauteur significative) à marée haute pour les différentes marées significatives de temps calme de ME, VE, agité de nord et d'ouest. A noter la différence d'échelle pour l'axe des ordonnées.

Pour l'ensemble des spectres on observe à la pleine mer principalement, des pics de gravité et des pics secondaires qu'on retrouve sur la mi- et haute plage. Ce sont vraisemblablement des subharmoniques correspondant à des phénomènes de réflexion sur la plage, mais ceci reste très hypothétique et dépasse le cadre de ce travail.

Pour tous les types de temps, l'énergie spectrale diminue logiquement et surtout significativement entre le bas et le haut de la plage, pour finir quasiment nulle vers le haut de la plate-forme. Au niveau de la plate-forme on observe souvent un léger transfert d'énergie vers les sous harmoniques dans le domaine de l'infra gravitaire (fréquence $< 0,05$ Hz) au début de la plate-forme.

Le plus significatif est la différence d'énergie reçue selon les différents types de temps, très faible durant la morte-eau, mais finalement quasiment identique durant la vive-eau de temps calmes et les agitations d'ouest. Par contre, cette énergie est décuplée lors des agitations de nord (cinq fois supérieure à l'énergie reçue lors d'une marée de vive-eau de temps calmes en Fig. 3.17). Il est important de noter également que même lors d'événements très agités comme celui-ci, particulièrement de secteur N qui engendrent des houles très hautes ($H_s \text{ max} = 2,5$ m) et très énergétiques, on observe toujours une très forte dissipation sur le profil intertidal particulièrement sur la plage. Ces phénomènes d'amortissement seront développés dans la partie 2.3 qui suit.

Lors de différents types de temps (calme à agité) et pour différents niveaux de marnage (morte- à vive-eau), l'intensité des courants et la hauteur des houles sont fortement liées aux **niveaux d'eau**. L'hydrodynamisme local est principalement dominé par un courant longitudinal en direction du NE aussi bien en condition de faible que de forte agitation qui se traduit donc par une asymétrie de la marée en faveur du flot.

Cependant, lors de conditions de vent plus agitées, l'hydrodynamisme est fortement **influencé par les phénomènes météorologiques**. Par vents de secteur W, les plus répandus sur le littoral de la Côte d'Opale, les courants de marée sont bien plus influencés que les vagues, avec des vitesses de composantes longitudinales notamment décuplées, des **courants transversaux unidirectionnels vers le large**. Une modification de la circulation des eaux peut se traduire par l'absence de jusant. Par vent agité de secteur N, l'énergie des vagues est bien plus importante dans le bilan total de l'hydrodynamisme local.

On retient donc :

- une diminution de la hauteur significative de la houle entre le haut et le bas de la plage puis la plate-forme ;
- une intensification de la vitesse du courant par temps agité d'ouest qui suit celle du vent en se dirigeant vers le NE et/ou l'ENE, conduisant ainsi à un prolongement du flot au détriment du jusant, voire la suppression totale du jusant (la configuration la plus fréquente) ;
- un changement relatif de la direction de la houle qui provient de secteurs NNW à NW au niveau de l'accolement du banc tidal ;
- des accélérations considérables des vitesses des courants dans les faibles tranches d'eau notamment en haut de la plate-forme.

2.3. ANALYSES DES COURANTS, VAGUES ET CLAPOT SUR LA PLATE-FORME

L'amortissement de l'énergie le long de ce profil intertidal très long joue un rôle fondamental dans la dynamique locale de la plate-forme. Nous allons donc étudier l'importance de la dissipation de l'énergie sur ce profil et comparer son efficacité sur les courants et les vagues mais surtout selon différents types de conditions hydrodynamiques.

[Le Hir *et al.* \(2000\)](#) qui étudient l'hydrodynamisme des estrans vaseux proposent qu'ils soient principalement régis par les courants de marée, les vagues et mers de vent et les processus de drainage. Ces mêmes auteurs indiquent que la marée tend à transporter les sédiments fins vers le haut de l'estran (voir nos résultats d'évolution sédimentaire au chapitre 4) alors que les vagues et les processus de drainage (influence du chenal principal) induisent un transport vers

le bas de l'estran. C'est donc l'association de ces différents processus hydrodynamiques sur le haut de la plate-forme qui vont conditionner localement et épisodiquement l'évolution morpho-sédimentaire à plus long terme.

2.3.1. DISSIPATION DE L'ÉNERGIE DES VAGUES

2.3.1.1. Notion de hauteur relative des vagues

Si les hauteurs significatives des vagues sont assujetties aux forçages météorologiques comme nous l'avons présenté précédemment, elles n'en sont pas moins dépendantes du niveau d'eau (fig. 3.18). Plus le niveau d'eau h augmente au cours de la marée, plus les hauteurs significatives des vagues peuvent être importantes, ce qui explique que les houles les plus hautes se retrouvent à marée haute. Ce trait semble caractéristique des plages à fort marnage, le relèvement du plan d'eau étant accompagné d'une décroissance des taux de dissipation (e.g., *Levoy et al.*, 1998 ; *Anthony et al.*, 2004 ; *Reichmüth et Anthony*, 2007).

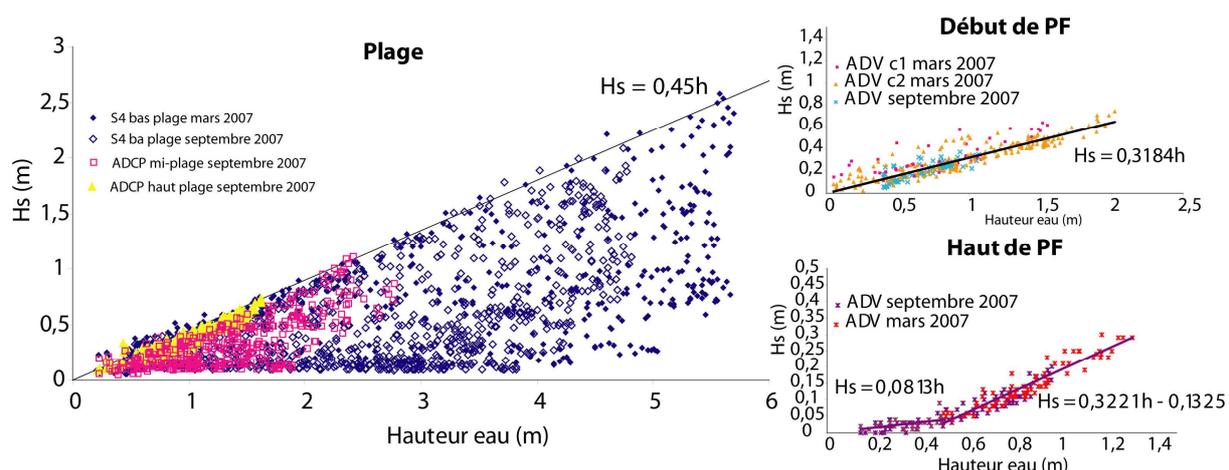


Figure 3.18 : Relation entre la hauteur significative des houles (H_s) et la hauteur d'eau qui sont enregistrés sur la plage et la plate-forme.

On remarque également que cette relation h / H_s est différente selon la morphologie du site, spécialement selon la valeur de la pente (fig. 3.18). Différents types de données (conditions diverses de temps calmes à agités) sont ici pris en compte en figure 3.18. Sur la plage, $H_s = 0,45 h$, alors que sur le début de la plate-forme le rapport est légèrement inférieur avec $H_s = 0,32 h$. Enfin en haut de plate-forme, il change complètement dans des tranches d'eaux inférieures à 0,5 m d'épaisseur avec une valeur de $H_s = 0,008 h$ car à cette altitude et sous cette fine lame d'eau, les vagues ne déferlent plus.

Sur les plages macrotidales l'hydrodynamisme de la zone intertidale est donc dominé par divers processus comme la marée (Masselink, 1993 ; Masselink et Turner, 1999) qui sont eux-mêmes contrôlés par la dissipation de l'énergie des vagues, par la hauteur relative définie par :

$$\gamma_s = H_s/h \quad [17]$$

avec γ_s , la hauteur relative, égale au rapport de la hauteur significative des vagues H_s à la hauteur d'eau h . De nombreux travaux s'y sont intéressés dans le but de connaître les paramètres contrôlant l'atténuation de la hauteur des vagues en zone littorale et d'intégrer ces paramètres dans les modèles hydrodynamiques. Les premiers d'entre eux considéraient que la hauteur relative des vagues γ_s était constante (Thornton et Guza, 1982, 1983) ou diminuait (Andersen et Fredsoe, 1983) lors de la propagation de celles-ci dans la zone de surf.

La figure 3.19 montre la hauteur relative des vagues, γ_s , en fonction de la hauteur d'eau locale (position du courantomètre) sur les différentes parties du profil intertidal. Par choix et pour montrer l'étendue de l'ensemble des données, elles sont représentées toutes conditions hydrodynamiques confondues ($h < 1$ m à la différence des analyses des sections 2.1 et 2.2). Cette hauteur relative est comprise entre 0 et 1,6. Sur la plate-forme, γ_s est toujours inférieure à 0,55 et celle-ci augmente légèrement avec des hauteurs d'eaux croissantes.

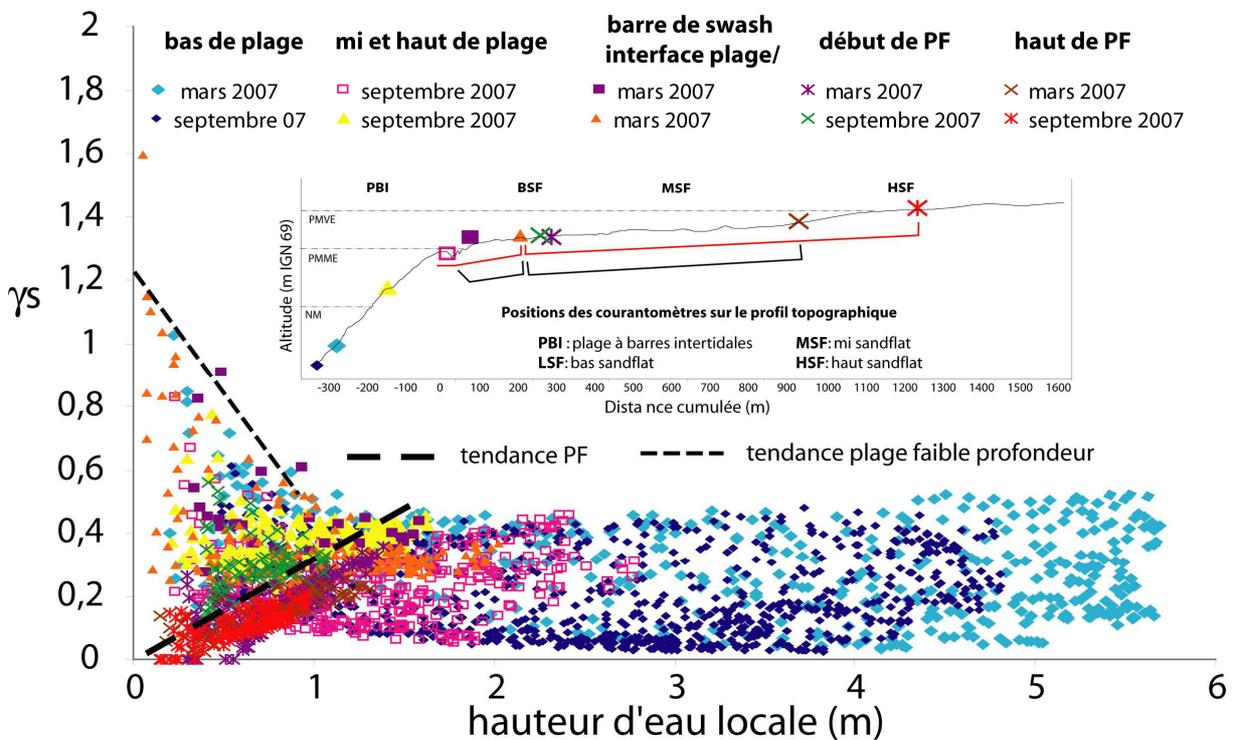


Figure 3.19. Hauteur relative des vagues, γ_s , en fonction de la hauteur d'eau locale, h , sur la plage, le début et le haut de la plate-forme.

Pour le reste des zones du profil (bas de plage, mi-plage, zone d'interface entre plage et plate-forme au niveau de la barre de swash et début de la plate-forme) γ_s augmente avec des profondeurs d'eau décroissantes du fait de la dissipation de leur énergie à travers la zone de déferlement. D'après la figure 3.19, la zone de la barre de swash, située à l'interface entre la plage et la plate-forme est la 1^{ère} zone où les vagues sont logiquement les plus dissipées, notamment lors de conditions agitées. En effet, les courantomètres positionnés dans cette zone ont été placés sur la crête de cette barre, donc la pente est localement plus importante et permet une bonne dissipation de l'énergie des vagues. La 2^{nde} zone entraînant une forte dissipation est logiquement le bas de la plage.

On constate également une variabilité de la forme du nuage de points et de la valeur maximale atteinte pour certaines zones du profil. Ceci traduit certainement une hétérogénéité des conditions d'énergie rencontrées pendant les diverses expériences (temps calmes à agités) et des différences d'ordre morphologique (pente) entre les différents secteurs de la plage et de la plate-forme.

Pour améliorer la compréhension du comportement des vagues sur cet estran, le paramètre de la pente a été intégré aux calculs afin de comparer les deux types morphologiques distincts (plage à forte pente et plate-forme à pente très douce) du profil intertidal. De plus, d'autres travaux ont montré que γ_s était bien corrélée avec le paramètre β/kh , pente locale normalisée par la hauteur d'eau (Raubenheimer *et al.*, 1996 ; Senechal *et al.*, 2001, 2005). Ce paramètre adimensionnel, β/kh , prend en considération l'influence de la pente de la plage, de la hauteur d'eau locale et des conditions (nombre d'onde k , déterminé à partir de la théorie linéaire des vagues de Airy) sur la hauteur relative des vagues.

Nous avons intégré ce paramètre de pente dans notre analyse, principalement pour la zone de plage. En effet, la plateforme étant très plane, l'intégration de ce paramètre est semble-t-il indispensable pour la confrontation des données issues de ces deux zones bien distinctes du profil intertidal.

La figure 3.20 représente γ_s en fonction de la pente locale normalisée par la hauteur d'eau. A la différence de la figure précédente, ici les données de début et haut de la plate-forme ne peuvent pas être représentées, car les vagues de ces zones sont souvent des vagues qui ont déjà déferlé ou un milieu où la profondeur d'eau est inférieure à 1 m.. Comme l'avait déjà fait Dehouck (2006), les jeux de données (mesures de la campagne de mars et septembre) sont assemblés en vingt classes de β/kh d'intervalle 0,1 de manière à gommer la grande dispersion des données et à extraire des valeurs moyennes (symbolisées par des cercles pleins rouge sur

la figure 3.20). Par régression linéaire, on obtient une relation établissant une corrélation positive entre la hauteur relative des vagues et la pente locale normalisée (coefficient de corrélation de 0,79) pour les vagues à la côte, en milieu peu profond lors de leur déferlement.

$$\gamma_s = 0,133 \beta/kh + 0,16 \quad [18]$$

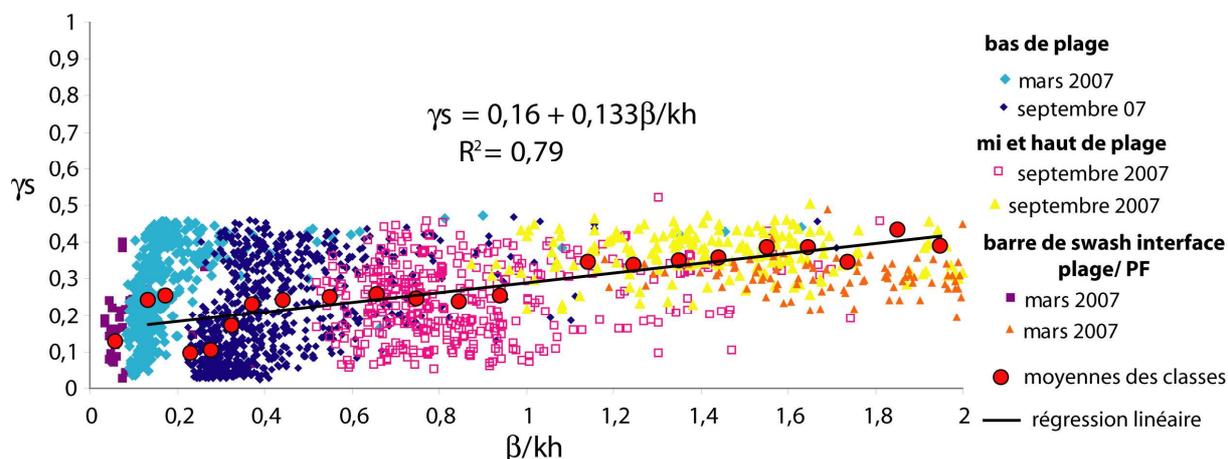


Figure 3.20. Hauteur relative des vagues γ_s en zone de déferlement fonction de la pente locale normalisée β/kh pour les différentes zones du profil intertidal.

Cette nouvelle relation est notablement inférieure à la courbe de tendance proposée par [Raubenheimer et al. \(1996\)](#) ou de [Sénéchal et al. \(2001\)](#). Cependant, l'écart entre ces différentes relations empiriques, récemment discuté ([Sénéchal et al., 2005](#) ; [Dehouck et al., 2008](#)) montre l'existence d'un lien étroit entre les choix des fréquences de coupures spectrales et le calcul du γ_s , pouvant expliquer ainsi ces différences. Il est noté également que ce type de plage très dissipative (pente très faible et profil convexe) se comporte différemment des plages de la mer d'Iroise, comparées dans les travaux cités ci-dessus.

Ces résultats nous montrent que γ_s croît linéairement avec des pentes locales normalisées fortes, c'est-à-dire dans des hauteurs d'eau faibles et/ou pour de fortes pentes de plages. Ceci implique que le taux de dissipation de l'énergie des vagues (par unité de distance) est minimal sur les secteurs de la plage dite plutôt dissipative (partie moyenne et haute de la plage, le début de la plate-forme et par extrapolation le haut de la plate-forme) et plus élevé sur la partie de la plage intertidale, plus réfléchive, notamment au niveau des barres de swash (à l'interface plage/ plate-forme) et en bas de plage. La dissipation de l'énergie des vagues est donc particulièrement importante lors du déferlement dans la zone d'interface plage/plate-forme et le bas de la plage, puis devient faible voire minimale sur la plateforme du fait des phénomènes de frottements de fond.

2.3.1.2. Amortissement des vagues le long du profil intertidal

L'énergie des vagues est calculée pour chaque point de mesure courantométrique à partir de la formule :

$$E=1/8 \rho gH^2 \quad [19]$$

où E est l'énergie par mètre linéaire de crête de vague ($N.m^{-1}$), ρ la masse volumique de l'eau de mer (1030 kg/m^3), g l'accélération de la pesanteur et H les hauteurs des vagues en m (ici = H_s).

Enfin, on calcule l'atténuation de cette énergie δE (%) entre chacun des points de mesures, estimée à partir des hauteurs significatives des vagues selon l'équation (Lugo-Fernandez *et al.* 1998b) :

$$\delta E = (H_i^2 - H_f^2) / H_i^2 \quad [20]$$

où H_i et H_f sont les énergies de vagues à chaque station, en partant du principe que la houle se propage de la station i à la station f .

δE (positive si diminution de l'énergie entre i et f , négative si accentuation) est calculée pour les marées significatives (39 marées) des campagnes de mars et septembre. Pour simplifier la lecture, seuls les résultats de la campagne d'hiver 2007 sont présentés.

On obtient 4 valeurs de δE en hiver (5 courantomètres) et 3 en automne 2007 (4 courantomètres) (fig. 3.21).

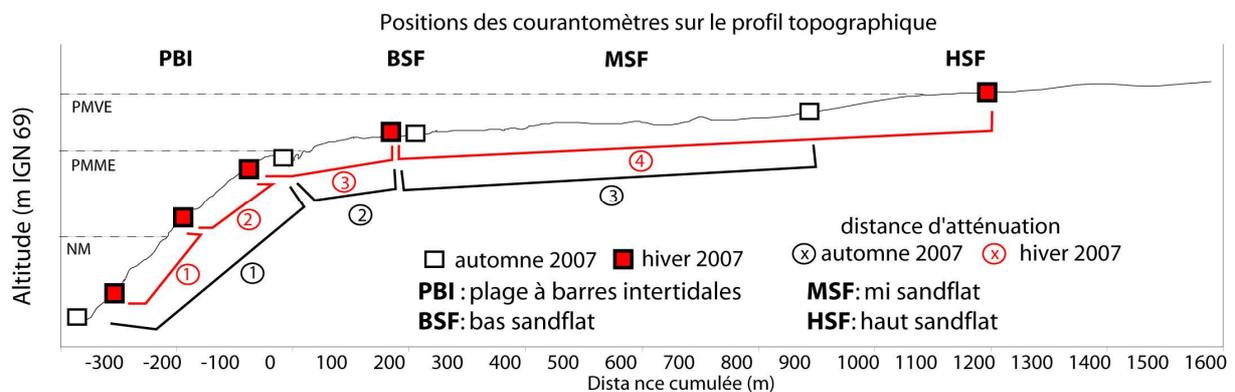


Figure 3.21 : Positions des courantomètres et localisation des intervalles d'atténuation en automne (3 intervalles) et hiver 2007 (4 intervalles) sur le profil intertidal.

L'atténuation est maximale à marée basse et minimale à marée haute lors de l'ensemble des marées (fig. 3.22). Pour quelques marées on observe certes une atténuation minimale, mais qui peut parfois être remplacée par une amplification, autour de la pleine mer (rôle du vent qui peut localement renforcer l'énergie sur la plate-forme, même après le déferlement).

On remarque que le bas de plage et la zone de la barre de swash sont les zones qui amortissent le plus l'énergie en comparaison des autres zones du profil (Fig. 3.22) et ceci pour l'ensemble des marées de la campagne de mesures, confirmant l'étude réalisée à partir des hauteurs relatives des vagues, γ_s , en 2.3.1.1.

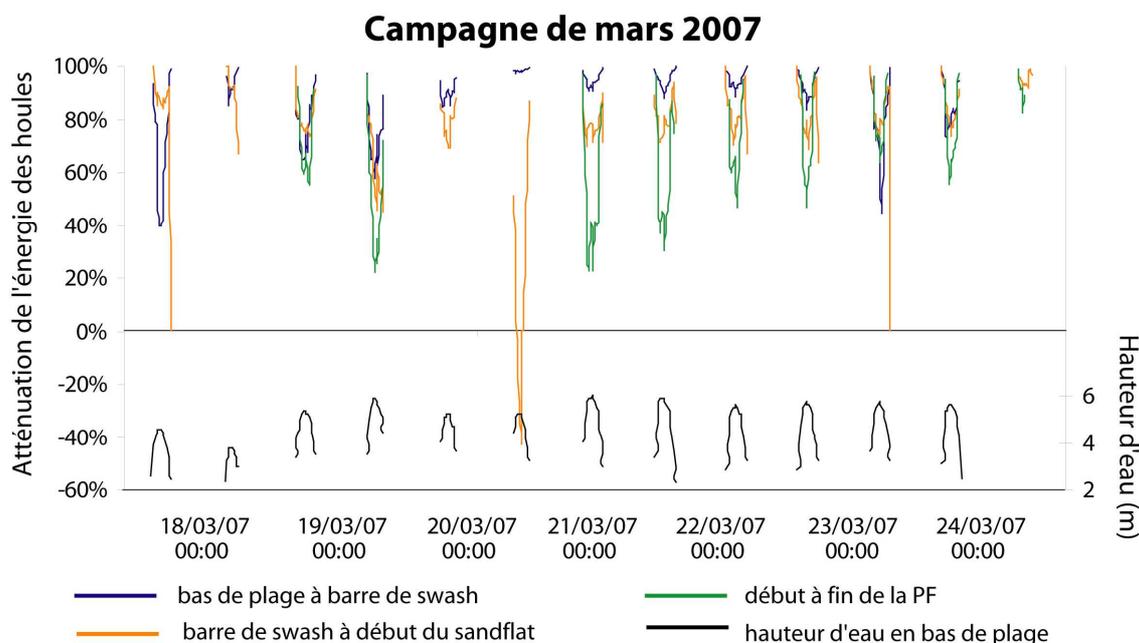


Figure 3.22 : Atténuation de l'énergie des houles (%) calculée selon équation 20 sur les différents secteurs du profil pour les campagnes de mars et septembre 2007.

La valeur d'atténuation de l'énergie des houles (δE) est standardisée par m linéaire (fig. 3.23) pour chaque intervalle de mesure (Fig. 3.22) afin d'observer et confirmer les zones les plus atténuantes du profil. La zone où apparaît la plus grande atténuation de l'énergie de la houle est, quelles que soient les conditions énergétiques rencontrées, la zone de la barre de swash et le bas de plage, ce qui confirme à nouveau les résultats obtenus au paragraphe 2.3.1.1.. On remarque également que le pourcentage d'atténuation est beaucoup plus élevé en hiver (entre 0,4 à 0,5 % par m en hiver contre 0,25 à 0,3 % en automne) au niveau de la barre de swash que pour n'importe quelle zone.

En théorie, quelque soit l'énergie reçue en bas de plage, l'énergie finale atténuée est la même et ce quelques soient les saisons (quasiment toujours le cas dans la réalité). Il n'y a donc pas ou peu de corrélation entre les vitesses de vent et le pourcentage d'atténuation de l'énergie des houles. En effet, les dernières marées de printemps présentent les plus forts pourcentages d'atténuation, alors que la vitesse du vent en parallèle est relativement faible. Il n'y a vraisemblablement pas non plus de réelle corrélation entre la hauteur d'eau et δE .

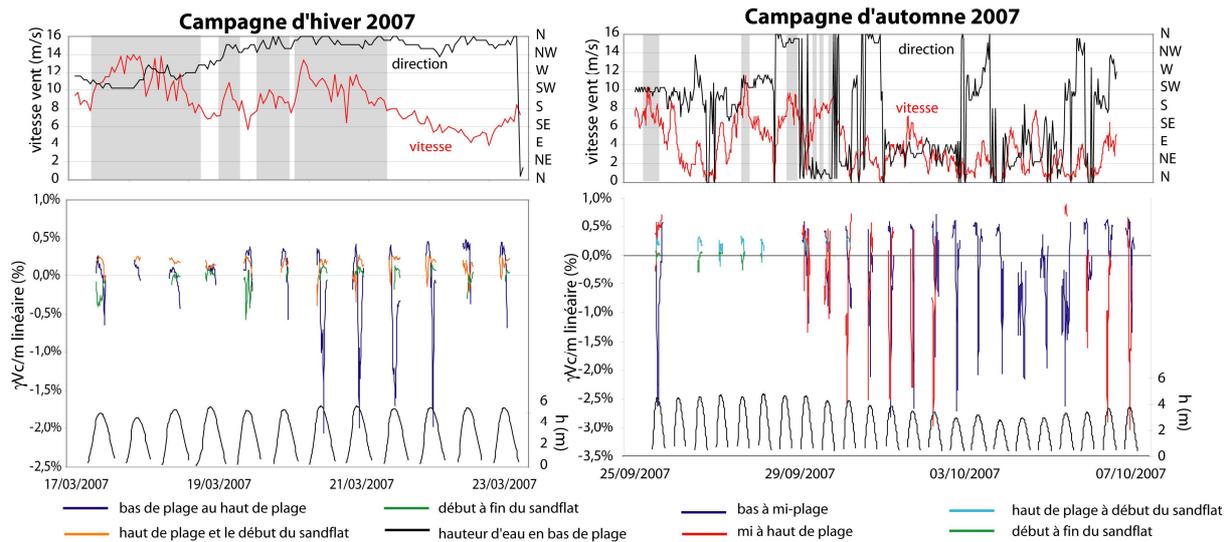


Figure 3.23 : Standardisation de l'atténuation de l'énergie de la houle $\delta E/m$ linéaire pour les deux campagnes de mesures d'hiver et d'automne 2007.

2.3.2. DISSIPATION DE L'ÉNERGIE DES COURANTS

L'atténuation des vitesses des courants (δV_c) qui traduit indirectement celle de leur énergie, est comparée au même instant aux différents points de mesures courantométriques et ce pour les deux campagnes, en utilisant l'équation suivante :

$$\delta V_c = (V_{c_i}^2 - V_{c_f}^2) / V_{c_i}^2 \quad [20]$$

où V_{c_i} et V_{c_f} sont les vitesses des courants moyens à chaque station, en partant du principe que le courant se propage de la station i à la station f .

On obtient donc 3 valeurs de δV_c en hiver et 4 en automne 2007 (fig. 3.22) qui traduisent l'atténuation de l'énergie des courants en lien avec leurs vitesses.

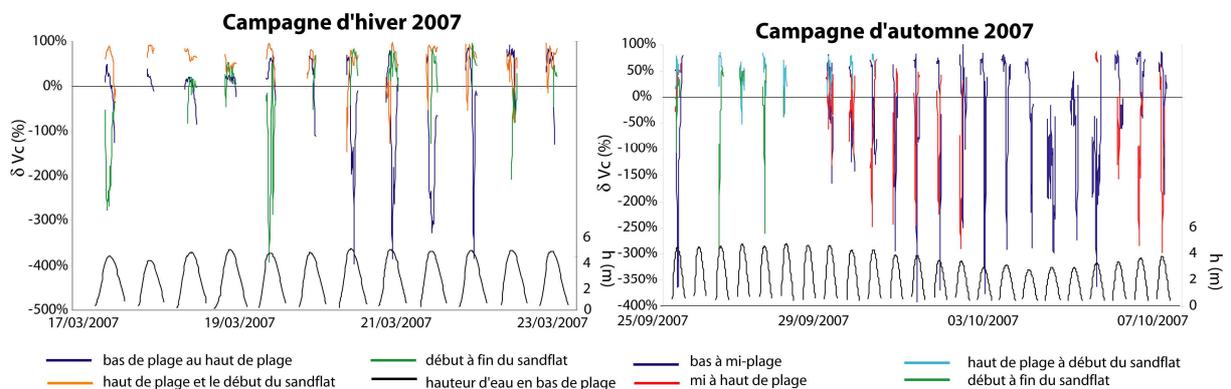


Figure 3.24 : Atténuation de la vitesse des courants (δV_c) en % entre les différents points de mesures du profil intertidal pour les campagnes d'hiver et d'automne 2007 et en fonction du niveau d'eau en bas de plage.

Le maximum d'atténuation de la vitesse des courants est observé à partir du haut de plage, à marée haute pour l'ensemble des marées (Fig. 3.24). Cependant, en automne 2007, on observe en bas et milieu de plage des accélérations ($\delta Vc < 0$) pour 10 marées.

Ces maxima d'accélération des courants sont enregistrés logiquement pour des profondeurs d'eau faibles durant l'ensemble des marées, avec des accélérations quelques fois marquées (Vc multipliée par 2 ou 3) plus particulièrement sur le haut de la plate-forme.

Pour comparer ces dissipations de vitesse des courants (δVc) pour les différentes zones du profil, cette valeur a été standardisée pour chaque intervalle par mètre ($\delta Vc/m$) et comparée avec les conditions météorologiques (Fig. 3.25).

Le haut de la plage est la zone qui amortit le plus la vitesse des courants durant des conditions météorologiques agitées de secteur SW à W (Fig. 3.25). Le même phénomène se reproduit durant l'automne 2007 (si vent fort de secteur W).

Lors de phénomènes météorologiques agités de secteur N, il s'agit plutôt du bas de plage qui amortit le plus les courants (exemple des marées du 19 au 23 mars 2007) au début de la marée puis le haut de plage et la barre de swash semblent prendre le relai à marée haute et descendante.

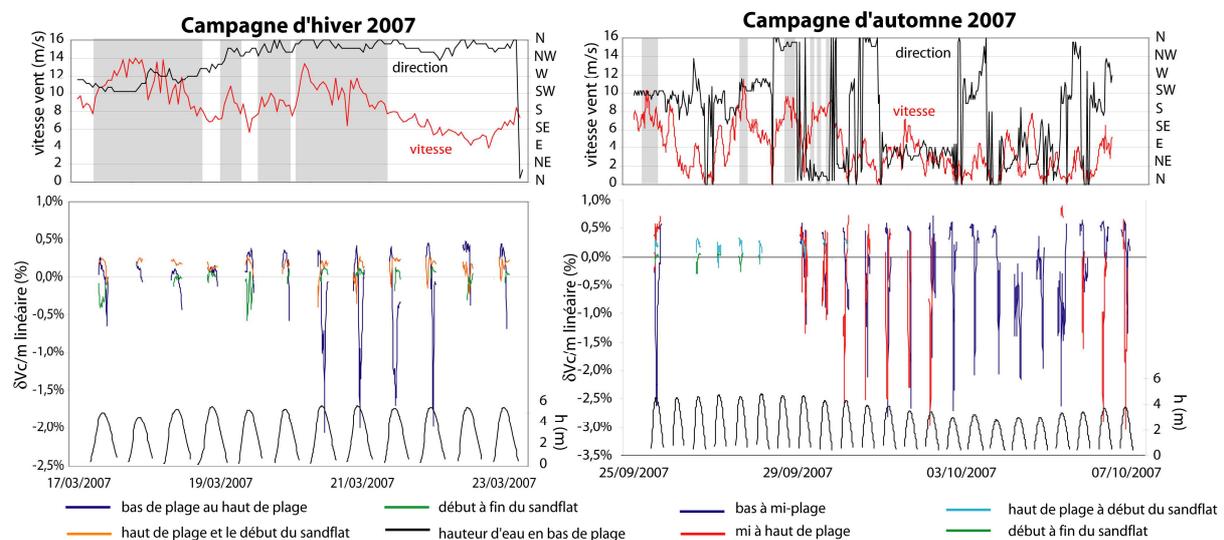


Figure 3.25 : $\delta Vc/m$ pour les différents points de mesures du profil en fonction de la hauteur d'eau en bas de plage.

Finalement la plage amortit l'énergie particulièrement lors des types de temps agités qui sont intenses mais plutôt rares, mais surtout la majeure partie du temps, lors des niveaux moyens d'eau. Cette zone du profil intertidal très active dans le rôle de l'amortissement de l'énergie reçue va connaître par conséquent des évolutions morphologiques et/ou volumétriques importantes et rapides (migration de barres) associées à ces types de temps (cf. chapitre 4).

2.4. CAS PARTICULIER : INTERACTIONS VENT-HOULE-MARÉE SUR LA PLATE-FORME

2.4.1. EXEMPLE DE REFORMATION DU CLAPOT SUR LA PLATE-FORME PAR UN VENT LOCAL

Sur la plate-forme, les paramètres de houles, notamment les hauteurs significatives ou les périodes pics, ont été déterminées sur une largeur de spectre entre 0,02 à 0,2 Hz qui permet d'enregistrer des houles dont les périodes sont comprises entre 5 et 50 s. Afin d'observer si de nouvelles vagues se reforment sur la plate-forme par un vent local (les vagues sont formées par le vent au large, ici on parle de reformation par un vent à la côte), un second traitement des houles a été effectué sur un spectre plus large compris entre 0,01 et 0,4 Hz (périodes entre 2,5 s et 100 s) permettant ainsi d'intégrer des périodes de vagues dites de clapot (périodes très courtes en raison de leur formation très locale) et des houles infragravitaires.

La Figure 3.26 présente l'influence du vent local sur la formation de nouvelles vagues sur la plate-forme.

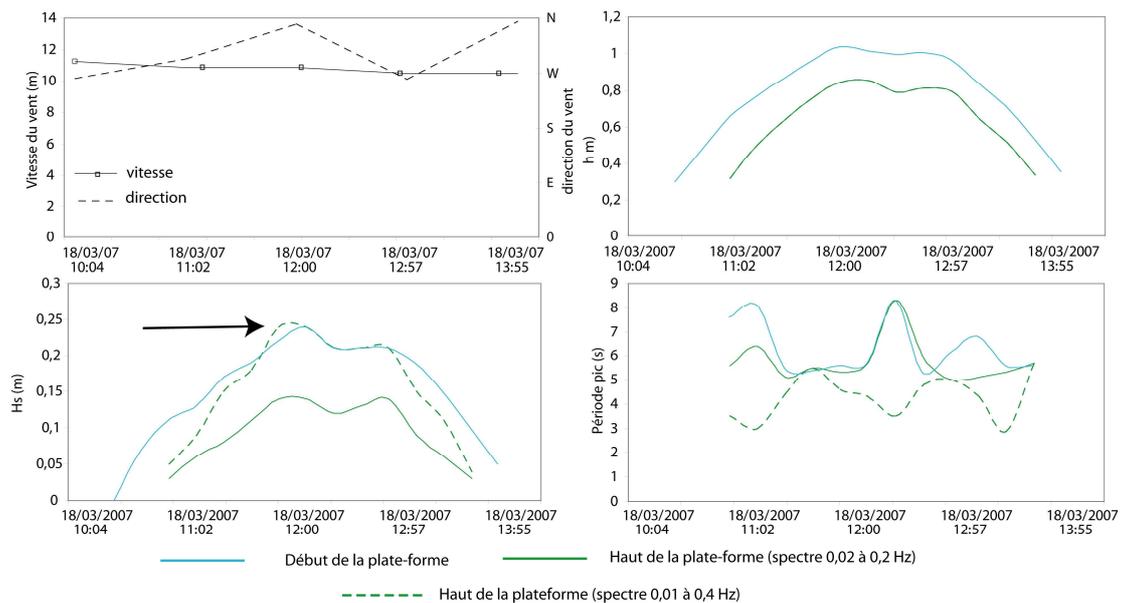


Figure 3.26 : Paramètres des houles sur la plate-forme durant la marée du 18 mars, avec Hs et Tp calculées selon deux méthodes (1^{er} méthode : spectre de 0,02 à 0,2 Hz ; 2nde méthode : spectre de 0,01 à 0,4 Hz). A noter l'augmentation des hauteurs significatives des vagues maximale entre le début et le haut de la plate-forme.

Dans ces conditions de fortes agitations (vent d'ouest à nord supérieur à 10 m.s⁻¹) et sur des faibles tranches d'eaux, une reformation des vagues entre le début et le haut de la plate-forme est observée (Fig. 3.26). Cette houle correspond à un clapot (périodes entre 3 et 4 s) de hauteur maximale de 0,25 m à marée haute. Ce clapot n'est pas atténué sur la plate-forme et

ce même avec de faibles hauteurs d'eau. Il peut donc mettre en jeu une énergie considérable, susceptible d'engendrer une remise en suspension des sédiments. Dans ce contexte particulier (zone abritée de faible profondeur), l'agitation engendrée par le vent se propage d'autant plus facilement que l'estran est très large et très plat. Les conséquences de ces agitations notamment sur la morphologie et la répartition sédimentaire seront évoquées dans le chapitre 4.

2.4.2. EXEMPLE D'ACCÉLÉRATION DES COURANTS SUR LA PLATEFORME PAR VENT LOCAL FORT

Durant des périodes agitées avec des vents de fortes intensités, la vitesse des courants (Fig. 3.27) qui habituellement diminue progressivement du bas de plage vers le haut de la plateforme connaît un phénomène particulier : la vitesse des courants peut être accélérée durant l'étale de pleine mer, pour même dépasser celle du bas de plage. On observe ce phénomène seulement lors de conditions météorologiques très spécifiques : vitesses de vent très élevées (pics de vents à 14 m.s^{-1}) provenant du nord (soit seulement dans 1 % des cas, voir la partie 4 de ce chapitre). Dans ce cas, le vent de N souffle sur une faible profondeur d'eau sur la plateforme et recrée un nouveau courant local qui permet une accentuation du courant de marée sur l'ensemble de la plate-forme.

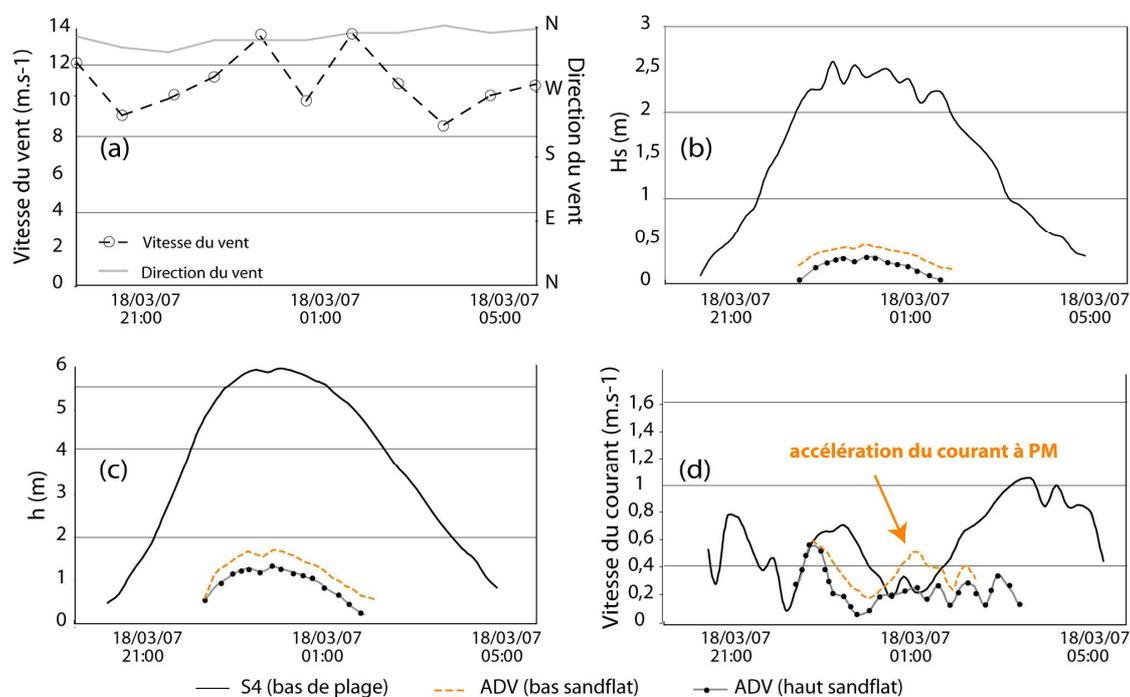


Figure 3.27 : Mise en évidence de l'accélération des courants sur la plate-forme par vent fort, durant la marée du 18 mars 2007 a) Paramètres météorologiques, b) Hauteurs significatives des vagues, c) niveau d'eau, d) vitesses des courants moyens.

3. TRANSPORT ÉOLIEN

3.1. PRÉSENTATION DU CONTEXTE ET GÉNÉRALITES

Depuis les années 90, on observe un accroissement significatif du nombre d'études expérimentales menées sur la dynamique éolienne et notamment sur les conditions de site favorables au transport des sables à l'interface mer/dune que représentent les estrans sableux. Ces études ont montré une variabilité extrême des conditions de transport éolien réel, loin des prédictions fournies par des modèles semi-empiriques basés sur les formulations, entre autres, de [Bagnold \(1941\)](#) et [Kawamura \(1964\)](#).

Les plages macrotidales de la Côte d'Opale présentent des compositions granulométriques hétérogènes des profils à morphologie complexe (Fig. 1.13) induisant une grande variabilité aérodynamique, d'humidité et hydrodynamique, et donc un transport éolien potentiel très variable (fig. 3.28).



Figure 3.28 : Variabilité des formes de transport éolien sur le site des Hemmes de Marck (Clichés A.A.). Les flèches indiquent le sens de la déflation et les pointillés les limites de changements de comportement, par exemple, de la végétation, ou l'arrêt de la déflation par une zone humide.

Ces plages sont de type dissipateur à hyper-dissipateur (Sipka, 1998 ; Sipka et Anthony, 1999a ; Kroon et Masselink, 2002). Des plages qui ont (1) une pente douce (voire très douce), (2) une grande surface d'estran (plages très larges en relation avec le régime macrotidal), (3) une texture granulométrique spécifique (sables fins) et (4) une abondance du stock sableux regroupent des critères hypothétiquement favorables à un transport éolien dans un contexte de fetch éolien potentiel important (Short et Hesp, 1982 ; Hesp, 1999). Le site d'étude est composé par la majeure partie de ces paramètres.

Outre la vitesse et la direction des vents, l'humidité du substrat et la taille des sables, la longueur des surfaces de déflation est un paramètre important quant à l'alimentation en sable des dunes littorales. On observe donc des formes de transports éoliens (fig. 3.28) qui fluctuent, entre les barres relativement sèches ou la plate-forme à surface sableuse lisse (plage et bas de la plate-forme) et les bâches humides bosselées par des rides de courant ou les surfaces vaso-sableuses humides en haut de la plate-forme.

Des mesures expérimentales ont été menées afin de dégager les conditions potentiellement favorables à un transport éolien des plages vers les dunes bordières sur la Côte d'Opale ; les importants massifs dunaires du Fort-Vert situés à l'ouest des Hemmes de Marck impliquent un transport significatif ; cependant, au droit de la plate-forme sableuse des Hemmes de Mark, le cordon dunaire se rétrécit avec, par endroits la présence de signes d'érosion. Ce fait impliquerait des problèmes d'alimentation en matériel sédimentaire ceci malgré la présence d'importants stocks sédimentaires sur la plate-forme.

Une meilleure compréhension du transport éolien passe par une approche de mesures *in situ* des paramètres météorologiques, de préférence des mesures de très haute fréquence afin d'identifier les seuils potentiels (vitesse, humidité limite...) dans le système éolien ainsi que des expérimentations courtes de 15 à 30 min de piégeage de sable.

Les résultats présentés ici sont issus d'une expérimentation réalisée le 19 mai 2009 (fig. 3.29) effectuée à l'interface plage/plate-forme sableuse au niveau de la dernière barre intertidale, relativement bien marquée le jour des mesures. Cette dernière relie la morphologie des barres et des bâches du profil intertidal au front de la dune bordière.

Les taux de piégeage de sables indiqués pour chaque piège sont à chaque fois confrontés aux taux théoriques estimés par des modèles prédictifs empiriques (équation en chapitre 2).



Figure 3.29 : Localisation du déploiement éolien avec une longueur de fetch supérieure à 2000 m dans ce contexte météorologique avec un vent de SW. Image © CNES, SPOT 2007.

3.2. MÉTHODE ET CONTEXTE MÉTÉOROLOGIQUE DE L'EXPÉRIMENTATION

Ces mesures ont été effectuées lors de conditions de vent représentatives des conditions dominantes (vents modérés du sud-ouest) le 19 mai 2009 (Fig. 3.30). Huit pièges verticaux de type Leatherman (Goldsmith *et al.*, 1988) ont été installés sur la partie inférieure de la plate-forme sur différents types de surfaces sédimentaires (Fig. 3.30). A la fin de la période de piégeage (séries de 30 ou 15 mn), le sable est récupéré dans le collecteur, séché, pesé puis soumis à une analyse granulométrique. Espacés de 2-3 m (Fig. 3.30), les pièges, disposés perpendiculairement au vent dominant ont été installés sur une surface sableuse irrégulière, caractéristique de la morfo-sédimentologie en rides éoliennes de forme barkhanoïdes prévalant sur ce replat tidal : le substrat sableux est caractérisé par une assez grande rugosité (liée à l'humidité, la compaction due au sel et à la présence de coquilles) (Fig. 3.31).

Des mesures d'humidité du substrat, en avant des pièges ont été réalisées à l'aide d'une sonde de type « Delta probe ». Une synthèse est présentée en Tableau 3.4 et les résultats seront discutés dans les paragraphes suivants.

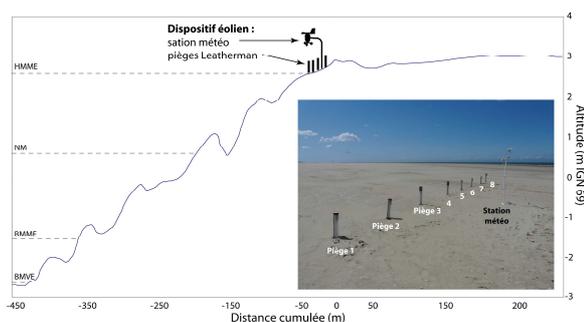


Figure 3.30 : Rappel de la localisation de la zone d'expérimentation (Fig. 2.20)



Figure 3.31 : Photographies des différents pièges montrant l’hétérogénéité des surfaces de déflation.

Tableau 3.4 : Synthèse des résultats de l’expérimentation. Les taux de transports sont exprimés en kg par mètre linéaire et par heure ($\text{kg.m}^{-1}.\text{h}^{-1}$).

Date	N° Piège	Distance / niveau d'eau (m)	Altitude (m IGN 69)	Direction du vent (degrés)	Vent moyen (m/s)	Fetch (m)	Grain moyen piégé (mm)	Grain moyen surface déflation (mm)	Humidité (1) (%)	Humidité (2) (%)	Taux de transport (kg/m/h)
19/05/09 15:15:00	2	280	2,843	238	7,2	> 2000	0,246	0,284	1,51	/	12,04
	3	278	2,841	239	7,3	> 2000	0,275	0,270	1,60	/	19,17
	4	276	2,836	241	7,5	> 2000	0,259	0,272	0,44	/	11,35
	5	274	2,834	241	7,6	> 2000	0,253	0,275	0,38	/	17,02
	6	272	2,831	240	7,6	> 2000	0,264	0,283	2,03	/	26,4
	7	270	2,83	238	7,6	> 2000	0,267	0,295	0,72	/	30,5
	8	268	2,779	238	7,6	> 2000	0,242	0,296	0,19	/	8,75
19/05/09 17:00:00	2	263	2,843	225	5,6	> 2000	0,241	0,284	1,51	1,10	3,06
	3	261	2,841	225	5,2	> 2000	0,263	0,270	1,60	1,06	6,86
	4	259	2,836	225	5,2	> 2000	0,231	0,272	0,44	0,42	2,97
	5	257	2,834	225	5,1	> 2000	0,240	0,275	0,38	0,37	6,84
	6	255	2,831	225	5,4	> 2000	0,263	0,283	2,03	2,07	7,05
	7	253	2,83	225	5,5	> 2000	0,266	0,295	0,72	0,47	10,08
	8	251	2,779	225	5,6	> 2000	0,242	0,296	0,19	0,00	6,38

localisation générale des pièges : dernière barre intertidale
coefficient marée : 44

(1) méthode gravimétrique

(2) méthode diélectrique recalibrée

3.3. TRANSPORT RÉEL DÉTERMINÉ À PARTIR DE MESURES

3.3.1. PIÉGEAGE ET TAUX DE TRANSPORT

Les résultats montrent la très grande variabilité du transport éolien sur un transect d’une vingtaine de mètres. Il ne faut pas négliger que selon [Bagnold \(1938\)](#), les résultats obtenus à partir des pièges à sables doivent être considérés comme approximatifs, leur interférence avec l’écoulement de l’air étant inévitable. Lors de la première expérimentation, la vitesse moyenne des vents de secteur sud-ouest était de l’ordre de $7,4 \text{ m.s}^{-1}$, avec des vitesses moyennes variant de $7,2 \text{ m.s}^{-1}$ à $7,6 \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 3.32). Peu de changements dans la direction des vents ont été enregistrés. L’humidité de la surface d’envol variait de 0,2 % à 2 %. Les

quantités de sable piégé dans ces conditions ont fluctué entre $8,75 \text{ kg.m}^{-1}.\text{h}^{-1}$ et $30,5 \text{ kg.m}^{-1}.\text{h}^{-1}$ (Tableau 3.4). Les flux semblent varier en fonction de l'humidité et de la rugosité de la surface d'envol, au regard des résultats, comme l'ont déjà démontré [Oblinger et Anthony \(2008a\)](#).

Lors de la seconde expérimentation la vitesse moyenne du vent est passée à $6,2 \text{ m.s}^{-1}$. L'humidité du substrat a peu évolué mais les flux éoliens ont été nettement moins importants, variant de moins de $3 \text{ kg.m}^{-1}.\text{h}^{-1}$ à $10 \text{ kg.m}^{-1}.\text{h}^{-1}$

De fait les vents n'ont pas atteint la vitesse critique de mise en mouvement ; d'après l'équation de [Bagnold \(1941\)](#), pour des sables de $0,28 \text{ mm}$ de diamètre moyen, théoriquement il suffit d'un vent de $4,6 - 4,8 \text{ m.s}^{-1}$ pour initier le transport éolien. Durant les deux expérimentations, nous avons estimé à 7 m.s^{-1} la vitesse critique de mise en mouvement des ces sables.

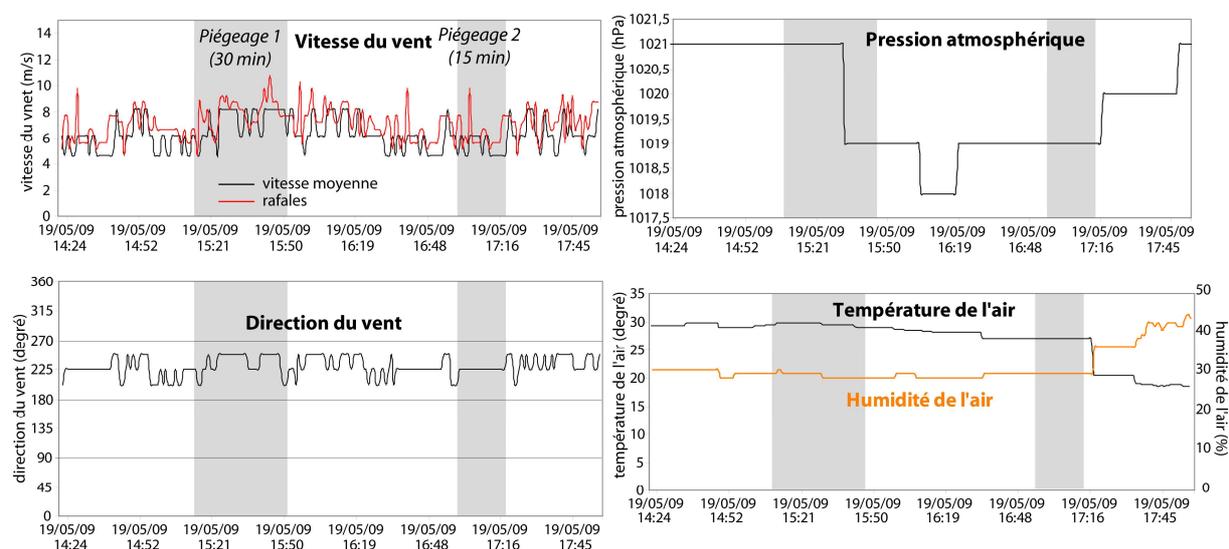


Figure 3.32 : Conditions météorologiques enregistrées durant l'expérimentation. En gris les durées des expérimentations.

Il ressort de ces 2 expériences que la vitesse du vent est le facteur essentiel du transport éolien. La baisse des taux d'après nos résultats n'est pas forcément liée à l'humidité du substrat ou à une augmentation de la taille du grain. Ces derniers sont restés très similaires sur l'ensemble des surfaces testées. Enfin la longueur de fetch, ici constamment supérieure à 2000 m , n'est pas non plus un facteur limitant durant notre expérience.

Il reste donc un paramètre important que nous n'avons pas pu mesurer qui est la rugosité du sol. Les pièges 6 et 7, dont le taux de transport a été le plus élevé à chaque fois, présentent tous les deux une surface de déflation caractérisée par du vannage sableux laissant place à la présence de nombreuses coquilles. Les pièges 2 et 4 ayant peu piégé présentent des surfaces de déflation ridées et sont ceux ayant récolté le moins de sable durant les deux

expérimentations. Les surfaces vannées semblent plus favorables aux transports plutôt que celles caractérisées par la présence de rides.

Les résultats des mesures de piégeage éolien montrent l'importance de la variabilité des conditions qui déterminent le transport éolien localement, particulièrement sur cette large plate-forme sableuse. Cette variabilité semble liée principalement à la vitesse et direction du vent, mais aussi dans une moindre mesure aux caractéristiques du substrat – humidité, rugosité. Il en ressort donc une variabilité des taux de transport éolien qui se traduisent par des volumes de piégeage très faibles ($2,97 \text{ kg.m}^{-1}\text{h}^{-1}$) à plutôt significatifs ($30,5 \text{ kg.m}^{-1}\text{h}^{-1}$) durant cette journée d'expérimentation.

Les résultats font ressortir des taux de piégeage souvent faibles, ce qui peut être un facteur limitant pour l'alimentation des dunes. Cela est d'autant plus vrai que **les vents de terre** constituent la composante dominante sur la côte et **empêchent une alimentation directe vers la dune**. Leur obliquité souvent marquée (parallèle à la côte) permet toutefois, quelle que soit l'orientation, **d'augmenter le fetch potentiel** de déflation éolienne.

Cependant, cette variabilité a été enregistrée localement en une seule expérimentation, mais n'est pas forcément représentative à plus large échelle spatiale et temporelle.

3.3.2. MORPHOLOGIE ET DYNAMIQUE SPATIALE DES FORMES ÉOLIENNES

La figure 3.33 présente les résultats du suivi topographique d'une dune éolienne barkhanoïde, type de dune très courante sur la plate-forme, lors des conditions météorologiques modales.

Les contours de la dune ont été digitalisés (à partir des photographies et principalement des données topographiques) sous le logiciel *Surfer* pour chaque levé afin d'avoir un maximum de points géoréférencés représentant le contour de la barkhane, puis pour chaque forme intermédiaire, le barycentre de la dune a été calculé.

Durant le suivi de plus de cinq heures, la dune de forme barkhanoïde s'est déplacée progressivement vers le NE (Fig. 3.33) en suivant logiquement la direction du vent. On observe un glissement progressif de la dune sur 0,95 m, une assez faible distance, liée au vent plus faible entre t_0 et t_1 . Le décalage de la crête de dune vers le NE est visible en t_1 , associé à l'apparition d'une nouvelle dune dans la zone de mesure (au premier plan en t_2 e fig. 3.33). Dans la dernière partie de l'expérience, la vitesse du vent a légèrement fléchi. La seconde dune barkhanoïde formée indépendamment (voir en t_2 en fig. 3.33) est placée en avant de la première et ainsi protège mais surtout freine le déplacement de la dune ce qui explique ainsi sa faible mobilité vers le N au lieu du NE (t_3 en fig. 3.33).

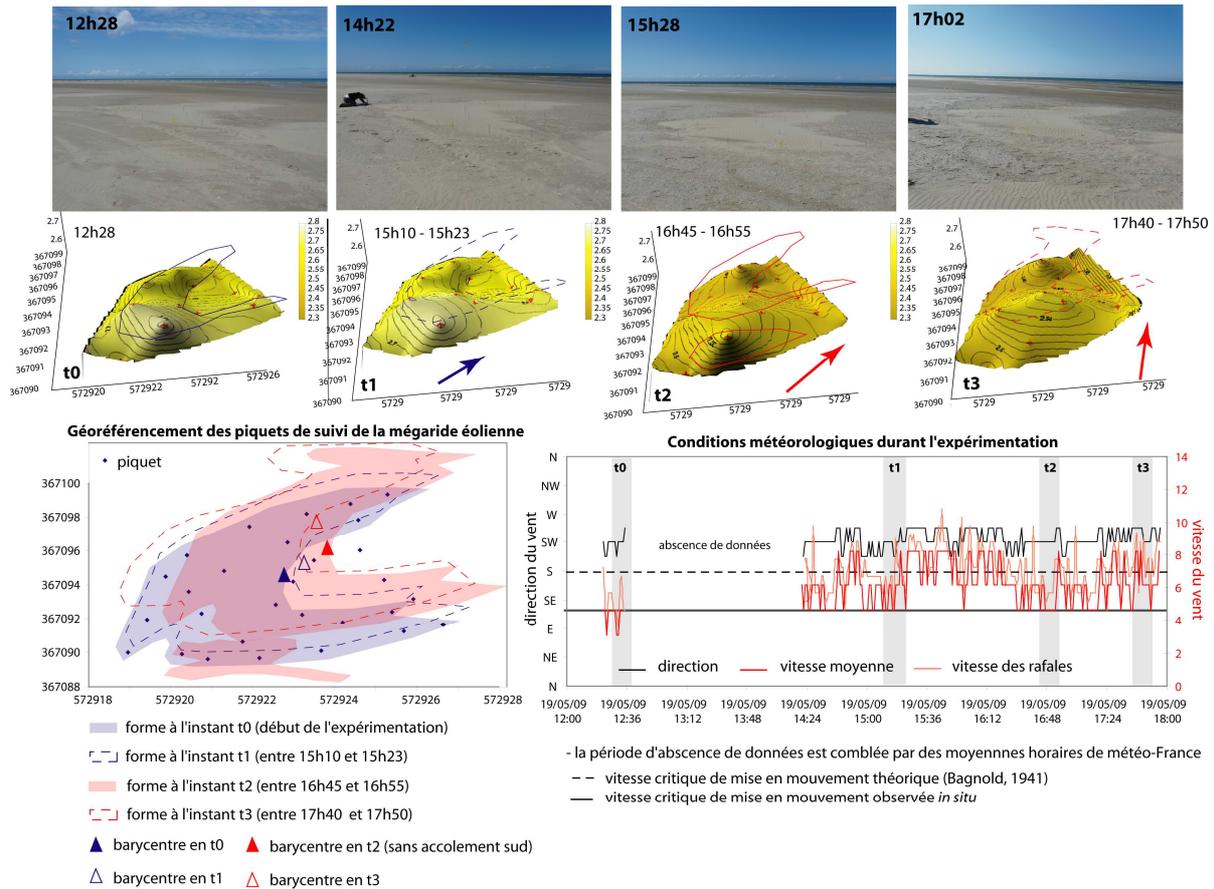


Figure 3.33 : Evolution spatiale et morphologique d'une dune éolienne de forme barkhanoïde selon le contexte météorologique.

Lors de conditions modales classiques rencontrées sur le littoral de la Côte d'Opale (vent parallèle à la côte, vitesse moyenne de 6 à 7 m.s⁻¹), une dune se déplace relativement rapidement (0,53 m.h⁻¹ en moyenne sur toute l'expérimentation Tab. 3.5). Cependant, lors de rafales dépassant les 7 voire 7,5 m.s⁻¹ le déplacement peut aller jusqu'à 1,17 m.h⁻¹.

Même avec des vents plus modestes comme nous les avons rencontrés lors de ce test de suivi éolien, il ne faut donc pas négliger ce type d'apport potentiel éolien pour les dunes du secteur qui reste significatif. Il faut en revanche des vents dirigés vers les dunes et de 7 m.s⁻¹ (cf. 3.3.1 ce chapitre) lorsque la plate-forme est sèche, pour permettre l'approvisionnement dunaire.

Tableau 3.5 : Synthèse des déplacements de la barkhane en fonction des conditions météorologiques :

	to à t1	t1 à t2	t2 à t3	to à t3
durée	2h55	01h32	55 min	5h22
vitesse moyenne (m/s)	5,57	6,68	6,07	6,15
rafales moyennes (m/s)	6,43	7,48	6,99	7,01
direction moyenne (°)	225	233	231	229
distance déplacement barycentre (m)	1,35	1,79	0,75	2,84
direction déplacement barycentre (°)	225	229	185	218
transport moyen (m/h)	0,46	1,17	0,81	0,53

3.4. CALCUL DU TRANSPORT THÉORIQUE

Les flux de sables éoliens théoriques calculés à partir des mesures de terrain ont été confrontés aux formules semi-empiriques de [Bagnold \(1941\)](#), [Kawamura \(1964\)](#), [Lettau et Lettau \(1978\)](#) et [White \(1979\)](#).

[Bauer et al. \(1996\)](#) soulignent la difficulté de déterminer des flux de transits éoliens potentiels à partir de ces formules semi-empiriques. Cette difficulté se traduit par l'intervention et l'interrelation complexe d'une grande gamme de variables environnementales dans l'espace et dans le temps : vitesse et direction du vent, humidité du substrat, pluviométrie, température, granulométrie, rugosité de surface, topographie, longueur de la surface de déflation, fourniture de sables ...

Les taux prédits par les divers modèles énoncés ci-dessous sont présentés dans le tableau 3.6.

Tableau 3.6 : Comparaison des taux de transport réels et théoriques avec différentes formules semi-empiriques pour l'expérimentation du 19 mai 2009.

REEL								THEORIQUE			THEORIQUE				
Manip A (30 min) taux de transport								(sans W et taille du grain)			(avec W et taille du grain)				
N° piege	Poids (g)	Q en kg/m/h	Vent (m/s)	Mz (mm)	u* (m/s)	u*t (m/s)	u*t à 2 m	Q Bagnold	Q Kawamura	Q Lettau	W (1) %	u*tw (m/s)	u*tw2m	Qwkaw	Qwlettau
A2	391,34	12,04	7,2	0,284	0,32	0,21	4,73	23,06	36,76	22,22	1,51	0,40	9,02	-49,43	-16,18
A3	623,16	19,17	7,3	0,270	0,32	0,20	4,62	23,61	40,17	24,46	1,60	0,39	8,88	-42,15	-13,95
A4	368,81	11,35	7,5	0,272	0,33	0,20	4,63	25,50	44,07	27,36	0,44	0,32	7,34	4,01	1,67
A5	553,08	17,02	7,6	0,275	0,33	0,20	4,65	26,30	45,41	28,42	0,38	0,32	7,21	8,24	3,52
A6	858,02	26,40	7,6	0,283	0,34	0,21	4,72	27,41	46,36	29,31	2,03	0,41	9,38	-52,14	-17,41
A7	991,36	30,50	7,6	0,295	0,34	0,21	4,83	28,00	45,48	28,90	0,72	0,36	8,27	-16,46	-6,42
A8	284,32	8,75	7,6	0,296	0,33	0,21	4,83	27,30	43,91	27,71	0,19	0,29	6,62	20,08	9,68

Manip B (15 min W méthode(1))															
N° piege	Poids (g)	Q en kg/m/h	Vent (m/s)	Mz (mm)	u* (m/s)	u*t (m/s)	u*t à 2 m	Q Bagnold	Q Kawamura	Q Lettau	W (1) %	u*tw (m/s)	u*tw2m	Qwkaw	Qwlettau
B2	49,76	3,06	5,6	0,284	0,25	0,21	4,73	10,75	9,55	4,65	1,51	0,40	9,02	-75,96	-18,44
B3	111,47	6,86	5,2	0,270	0,23	0,20	4,62	8,40	5,75	2,61	1,60	0,39	8,88	-75,65	-16,68
B4	48,24	2,97	5,2	0,272	0,23	0,20	4,63	8,45	5,66	2,57	0,44	0,32	7,34	-34,87	-9,73
B5	111,18	6,84	5,1	0,275	0,22	0,20	4,65	8,02	4,42	1,97	0,38	0,32	7,21	-33,29	-9,31
B6	114,53	7,05	5,4	0,283	0,24	0,21	4,72	9,67	7,19	3,39	2,03	0,41	9,38	-90,15	-19,93
B7	163,77	10,08	5,5	0,295	0,24	0,21	4,83	10,41	7,42	3,56	0,72	0,36	8,27	-54,56	-14,71
B8	103,63	6,38	5,6	0,296	0,25	0,21	4,83	11,17	9,03	4,42	0,19	0,29	6,62	-15,44	-5,52

Manip B (15 min W méthode (2))															
											W % (2) u*tw (m/s) u*tw2m Qwkaw Qwlettau				
											1,10	0,38	8,63	-63,87	-16,36
											1,06	0,37	8,38	-60,89	-14,43
											0,42	0,32	7,30	-34,01	-9,55
											0,37	0,32	7,18	-32,52	-9,15
											2,07	0,41	9,40	-90,92	-20,04
											0,47	0,34	7,75	-41,01	-11,94
											0,00	-0,13	-2,90	6,58	47,39

Il ressort des résultats de l'expérimentation que les taux de transports éoliens potentiels calculés à partir des différents modèles sont supérieurs aux taux mesurés sur le terrain Fig. 3.34. Cependant en intégrant le paramètre d'humidité et de taille des grains à partir de ces formules semi-empiriques ces estimations deviennent négatives ce qui impliquerait l'impossibilité des transports éoliens. Les mesures expérimentales nous prouvent le contraire.

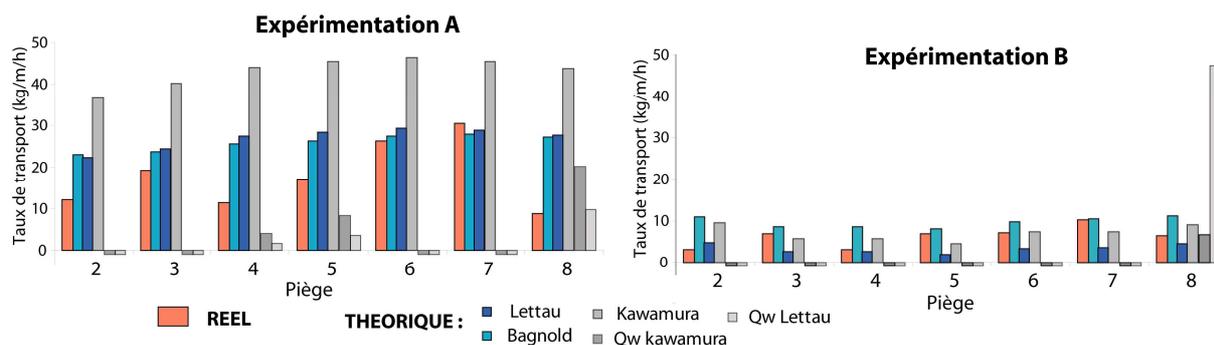


Figure 3.34 : Comparaison des taux de transport réels et estimés par les différentes formules semi-empiriques pour chaque piège.

Pour les conditions d'expérimentation présentées dans notre étude, les formules de [Bagnold \(1941\)](#) ou [Lettau et Lettau \(1978\)](#) s'avèrent être les plus satisfaisantes mais leurs prédictions restent tout de même très éloignées des expérimentations. Cette conclusion rejoint celles de nombreuses autres études (e.g. [Sarre, 1988](#) ; [Sherman et al., 1998](#)). Ce décalage est lié au fait que les conditions réelles sur le terrain diffèrent fortement de celles, « optimales », à partir desquelles les modèles de transport éolien ont été établis rendant utopique la prédiction des transports ([Bauer et al., 1996](#)). L'inconstance du vent et la variabilité spatio-temporelle des propriétés physiques des sables peuvent être significatives : humidité, cohésion, formation des croûtes de sel, composition, granulométrie, topographie, surface de déflation inégale, rugosité de surface, présence de figures sédimentaires, d'obstacles de dimension variable (laises de hautes mers, coussin végétal, aplats coquilliers, épis, vase...). La longueur de rugosité en particulier est un paramètre qui fluctue très largement même sur des distances très courtes (quelques mètres).

3.5. VARIABILITÉ DU TRANSPORT ÉOLIEN À L'INTERFACE DES PLAGES À BARRES, DE LA PLATE-FORME SABLEUSE ET DE LA DUNE BORDIÈRE

L'importance de la distance de surface de déflation ([Bauer et Davidson-Arnott, 2002](#)) prend ici tout son relief. Elle est définie lors de notre expérimentation par la distance entre les dunes du Fort Vert et l'axe du profil de déploiement (Figure 3.29), soit une distance d'environ 2 km et a permis à la dynamique éolienne d'atteindre vraisemblablement son intensité de transport maximale. Dans ces conditions, les sables se déplacent longitudinalement à la large plate-forme sableuse intertidale et supratidale.

Cependant avec des vents de secteurs SW, statistiquement les plus répandus sur le littoral de la Côte d'Opale, le transport éolien est certes important (longueur de fetch éolien maximal),

mais non dirigé vers les différents secteurs dunaires (il faudrait un vent de secteur NW à NE). Dans ce type de configuration, le sable des dunes du secteur du Fort Vert approvisionne la zone est plus en aval du transit éolien. Ces dunes s'autoalimentent et créent un déplacement progressif vers le NE (le détail de ce déplacement est suivi et quantifié au chapitre 4, fig. 4.30). Ce type de vent ne permet donc pas aux massifs dunaires de croître en superficie et hauteur. Il faut donc un vent assez fort (supérieur à 7 m.s^{-1} en moyenne) mais surtout en direction des dunes.

En conclusion, on retient l'importance du rôle du vent (vitesse et direction), et on note que l'humidité et la rugosité de la surface de la plage sont d'autres paramètres à ne pas négliger qui affectent le transport éolien.

Dans l'ensemble, la notion de fetch effectif, dont l'importance a été soulignée par [Jackson et Cooper \(1999\)](#) et [Bauer et Davidson-Arnott \(2002\)](#) qui correspond à la distance sur laquelle le transport maximal peut s'effectuer est primordiale. Il sous-entend donc une zone de déflation potentielle, mais une déflation efficace nécessite une certaine distance minimale de plage sur laquelle peut s'exercer un vent dépassant le seuil de vitesse critique.

Les fluctuations d'humidité, de rugosité et de granulométrie souvent manifestes dans le sens du profil transversal n'ont pourtant que peu d'influence sur le transport éolien lorsque la vitesse du vent est importante ($> 10 \text{ m.s}^{-1}$), sauf au fond des bâches humides ou sur des surfaces vaseuses humides et compactes où toute mobilisation éolienne est interrompue, quelle que soit la vitesse du vent, comme l'ont démontré les expérimentations antérieures de [Vanhée \(2002\)](#).

De plus, ces zones plus humides et vaseuses entraînent une segmentation claire du fetch. Elles peuvent donc agir comme des obstacles importants au transit éolien, tout en constituant des pièges pour des sables en vol, et ceci dans les deux sens, de terre ou du large, surtout lorsque les vitesses du vent sont modérées. Le fetch segmenté tend à limiter le transport éolien de la dune au haut de plage et éventuellement à la barre supérieure, mais aussi de la plage vers la dune bordière. Contrairement donc au fetch « potentiel », le fetch « réel » de ces plages est donc généralement segmenté et même faible lors de vents du large desquels dépend en théorie une alimentation sableuse de la dune bordière. Cette segmentation du fetch est donc un facteur limitant pour l'alimentation des dunes.

Lors de l'exondation longue de la plate-forme, principalement en période de morte-eau, le fetch réel peut augmenter, mais le transport est de toute façon limité par un accroissement rapide et important des teneurs en humidité vers la mi- plate-forme, mais aussi souvent par un

développement intense de figures sédimentaires (mégarides éoliennes de formes barkhanoïdes) qui accroissent la rugosité de la surface. Ces conditions limitent de facto le fetch effectif et le transport éolien réel, quelle que soit l'orientation du vent.

Un dernier aspect à considérer est celui des vents longitudinaux dont le fetch peut être très important s'il coïncide avec une surface sèche (haut de plage, sommet de barre, plate-forme sèche) ou lors de conditions de forts vents même avec une surface humide, conditions météorologiques observées pendant l'expérimentation mais aussi généralement au cours de l'année sur le littoral de la Côte d'Opale. Cette orientation de vent est généralement associée à un fetch illimité, caractérisé par un transport potentiel élevé mais sans dépôts, du fait d'un transport continu (Arens, 1994 ; Ruz et Meur-Ferec, 2004) parallèle au secteur dunaire.

4. ANALYSE DES DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES SELON LES NIVEAUX D'EAU ET LES SAISONS DURANT LES 3 ANNÉES DE SUIVI

Les données météorologiques (compilées du 1^{er} octobre 2006 au 1^{er} août 2009) ont été sélectionnées et divisées en 2 parties distinctes : (1) quand les niveaux d'eau atteignent et dépassant la barre de swash (zone d'interface plage/ plate-forme), période durant laquelle la plate-forme est inondée et (2) lors de la submersion de la plate-forme, à marée basse et en morte-eau.

Les conditions météorologiques (moteur pour les processus éoliens et hydrodynamiques) influencent la morphologie et la répartition sédimentaire.

Les périodes de basse mer succédant à des très hauts niveaux, sont intégrées aux données d'immersion en raison de l'inondation continue dans la dépression topographique (chapitre 4). Ces périodes où la plate-forme reste inondée en permanence sont de plus des périodes où le vent engendre, sur ces très faibles tranches d'eau, des changements morphologiques significatifs.

Plusieurs limites à cette analyse existent, (1) les données de vent sont des moyennes tri-horaires qui ne représentent pas forcément la réalité des conditions météorologiques locale (rafales, variation des directions), (2) les surcotes difficiles à déterminer ne sont pas prises en compte dans ce tri de données. Il faut donc prendre en considération ces incertitudes pour l'interprétation des roses des vents.

Le découpage de cette large période a été opéré en six parties, deux par année correspondant à une première période de temps plutôt agité et hivernal (du 21 septembre au 21 mars) et à une seconde plus calme plutôt printanière et estivale le restant de l'année.

On obtient finalement, 4 groupes de données principales (avec 3 sous ensembles pour les années de suivi), concernant, (1) les périodes de temps calmes lorsque la plate-forme est inondée, (2) lorsqu'elle est asséchée (période durant laquelle les processus éoliens dominent) et surtout (3) les périodes de temps agités qui engendrent le plus de changements morphologiques.

4.1. PÉRIODE DURANT LAQUELLE LA PLATE-FORME EST INONDÉE (incluant la marée et les surcotes)

Durant les 3 années de suivi, la plate-forme est inondée en moyenne durant 28 % du temps total. Pour la première année (septembre 2006 à septembre 2007), marquée par des niveaux d'eaux particulièrement hauts, la plate-forme est inondée durant 29 % du temps, 26 % pour la seconde année (2007/2008) marquée par une baisse des niveaux d'eaux des PMVEE (pleine mer de vive-eau exceptionnelle) et 28 % pour la dernière partie entre septembre 2008 et août 2009.

Malgré la faiblesse des taux d'immersion de la plate-forme sur l'ensemble de l'année, elle reçoit néanmoins des vents supérieurs à 8 m.s^{-1} lors de 19 % du temps durant la première année, durant 16 % puis 15 % pour les deux années suivantes. Ces durées pendant lesquelles les vents sont potentiellement responsables de changements morphologiques importants sont certes faibles sur le temps total annuel mais provoquent les plus grandes mutations sur le profil intertidal (chapitre 3).

Nous allons donc étudier l'évolution de la météorologie lorsque la plate-forme est inondée pour montrer s'il existe une variation saisonnière dans les agitations rencontrées sur le littoral de la côte d'Opale et pour tenter de mettre à jour l'importance des mécanismes paroxystiques par rapport au processus sédimentaire à long terme.

4.1.1. PÉRIODE DE TEMPS DIT CALME ET PLATE-FORME INONDÉE

La plus grande variation observée entre les différentes périodes de temps dit calme (entre le 21 mars et le 21 septembre) concerne la direction de vents dominants (Fig. 3.35). Durant le printemps-été 2007, on enregistre une nette majorité de vents moyens à forts de secteur N, alors que pour la même période mensuelle en 2008, les secteurs SW dominent. Le même phénomène est enregistré en 2009 avec néanmoins à nouveau quelques vents moyens à forts de secteur NNE.

Au regard des résultats présentés par les roses des vents et les graphiques en figure 3.35, on observe dans un premier temps, malgré des périodes dites plutôt calmes, de nombreux coups

de vent légèrement supérieurs à 8 m.s^{-1} (avec souvent une majorité des vitesses de vents comprises entre 4 et 8 m.s^{-1}) ainsi que de multiples variations dans les directions des vents, sans présenter de nette dominance de secteur préférentiel.

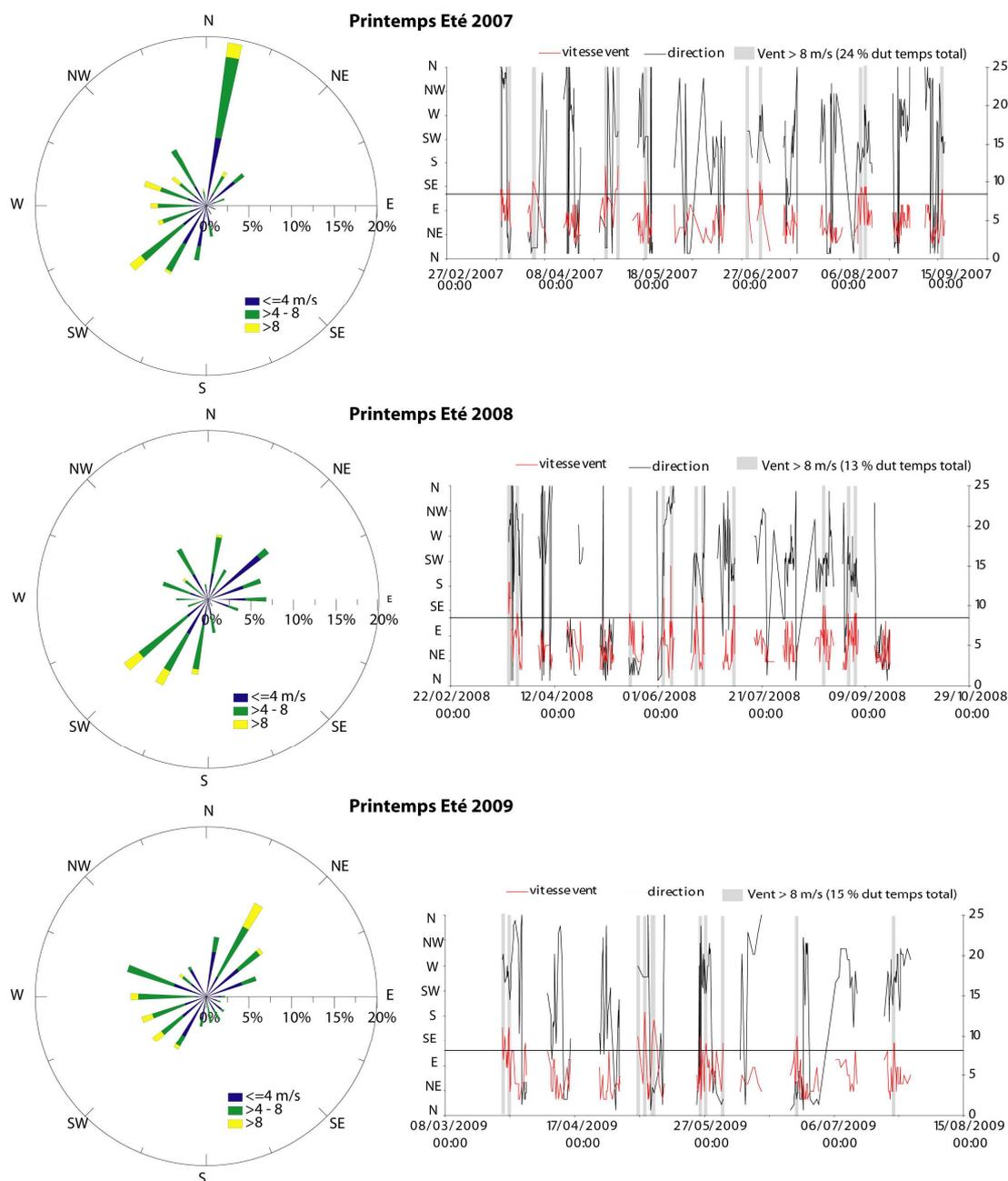


Figure 3.35 : Conditions météorologiques pour les 3 périodes de temps dit calmes (printemps – été) lorsque la plate-forme est inondée.

4.1.2. PÉRIODES DE TEMPS DIT AGITÉ ET PLATE-FORME INONDÉE

Pour les périodes de temps dit plus agité (automne et hiver : entre le 21 septembre et le 21 mars) on enregistre cette fois-ci une nette tendance et dominance des vents de secteur SSW (Fig. 3.36a et b) et cela pour les 3 années de suivi. On mesure néanmoins des différences

notamment dans l'intensité et la fréquence des coups de vents entre les 3 périodes analysées. Les automnes et hivers des années 2006-2007 et 2007-2008 présentent d'importantes agitations (Fig. 3.36a et b), avec des vitesses de vents souvent supérieures à 10 voire 15 m.s⁻¹. Alors qu'à l'inverse, l'automne-hiver de 2008-2009, enregistre seulement quelques coups de vents dépassant très rarement les 10 m.s⁻¹ (enregistrement de 4 pics supérieurs à 10 m.s⁻¹ entre septembre 2008 et aout 2009).

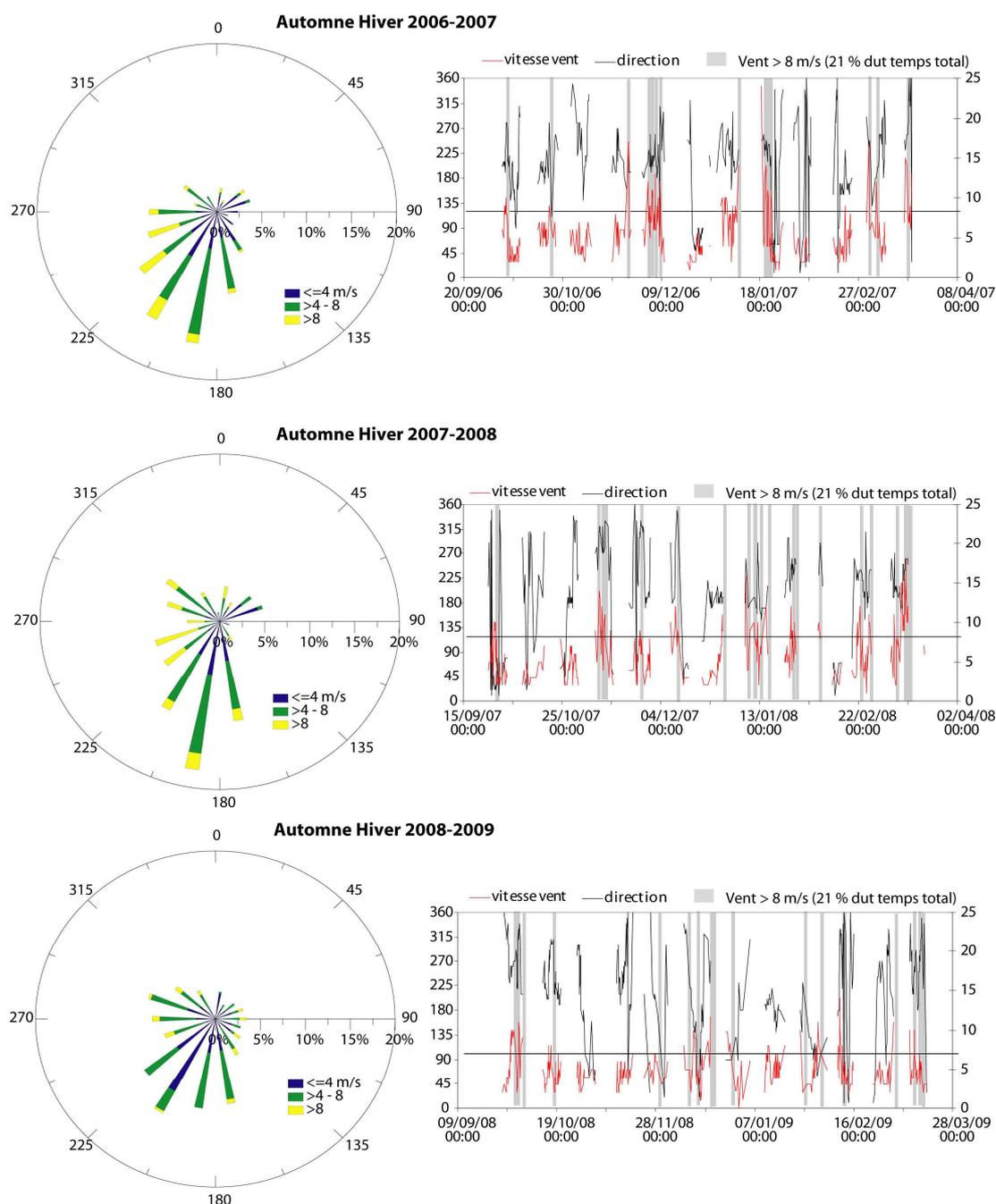


Figure 3.36 : Conditions météorologiques pour les 3 périodes de temps dit agité (automne - hiver) lorsque la plate-forme est inondée. Période préférentielle des tempêtes engendrant d'importants changements morphologiques.

4.2. PÉRIODE DURANT LAQUELLE LA PLATE-FORME EST ASSÉCHÉE

La plate-forme des Hemmes de Marck, est la plupart du temps asséchée (72 % du temps total durant les 3 années de suivi), à 71 % entre le 1^{er} octobre 2006 et le 21 septembre 2007, à 74 % entre septembre 2007 et 2008 puis à 72 % pour la dernière année jusqu'au 1^{er} août 2009.

Les vents supérieurs à 8 m.s⁻¹, potentiellement responsables de la déflation éolienne, représentent des pourcentages assez faibles sur le temps total annuel (moyenne de 12 % lors des 3 années, 13 % pour la 1^{ère}, 11 % pour les deux suivantes).

Nous allons donc étudier s'il existe une alternance saisonnière et surtout analyser la direction des vents, indispensables pour déterminer la possibilité d'alimentation du secteur et principalement des dunes en sables éoliens.

4.2.1. PÉRIODE DE TEMPS DIT CALME ET PLATEFORME ASSÉCHÉE

Lors des saisons de printemps et été, pour l'ensemble des 3 années de suivi, on enregistre une alternance assez marquée des vents (Fig. 3.37), avec soit des vents de secteur N moyens à forts (entre 4 et 8 m.s⁻¹ ou supérieur à 8 m.s⁻¹) soit de vents de secteur SW également moyens à forts. Deux périodes de vents forts de secteur SW, la première quinzaine de mai 2007 et entre fin juin et début juillet 2007 sont principalement observées (Fig. 3.37). Pour la période printemps été 2008, un seul principal évènement agité s'est déroulé la première quinzaine d'août 2008 également de secteur SW.

Tous ces différents évènements tempétueux dans le cadre d'une saison plutôt "calme", montrent le potentiel de déflation de n'importe quel coup de vent, quelque soit la période de l'année, mais montrent aussi l'importance de la direction de ce coup de vent qui va engendrer plus ou moins de changements morphologiques (apports éoliens en cas de vents en direction des dunes).

Ainsi les deux premières périodes en 2007 et 2008 présentent principalement des coups de vent de secteur SW (entourés en vert en Fig. 3.37) sur la plate-forme asséchée, mais ayant très peu d'influence sur l'approvisionnement dunaire. Ces vents permettent une auto-alimentation de la dune puis un décalage progressif du secteur dunaire global vers le NE (chapitre 4). Un seul coup de vent même de plus faible intensité, mais de direction NW (entre le 23 et le 26 mars 2009) ou encore W puis N (entre le 6 et le 12 mai 2009) occasionne bien plus de transformations (apports éoliens pour les dunes embryonnaires), en apportant une quantité significative de sable éolien ; ce sable pouvant même recouvrir parfois les zones envasées

comme nous l'avons observé et mesuré lors des dernières campagnes de mesures de terrain (chapitre 4, carte de la répartition sédimentaire).

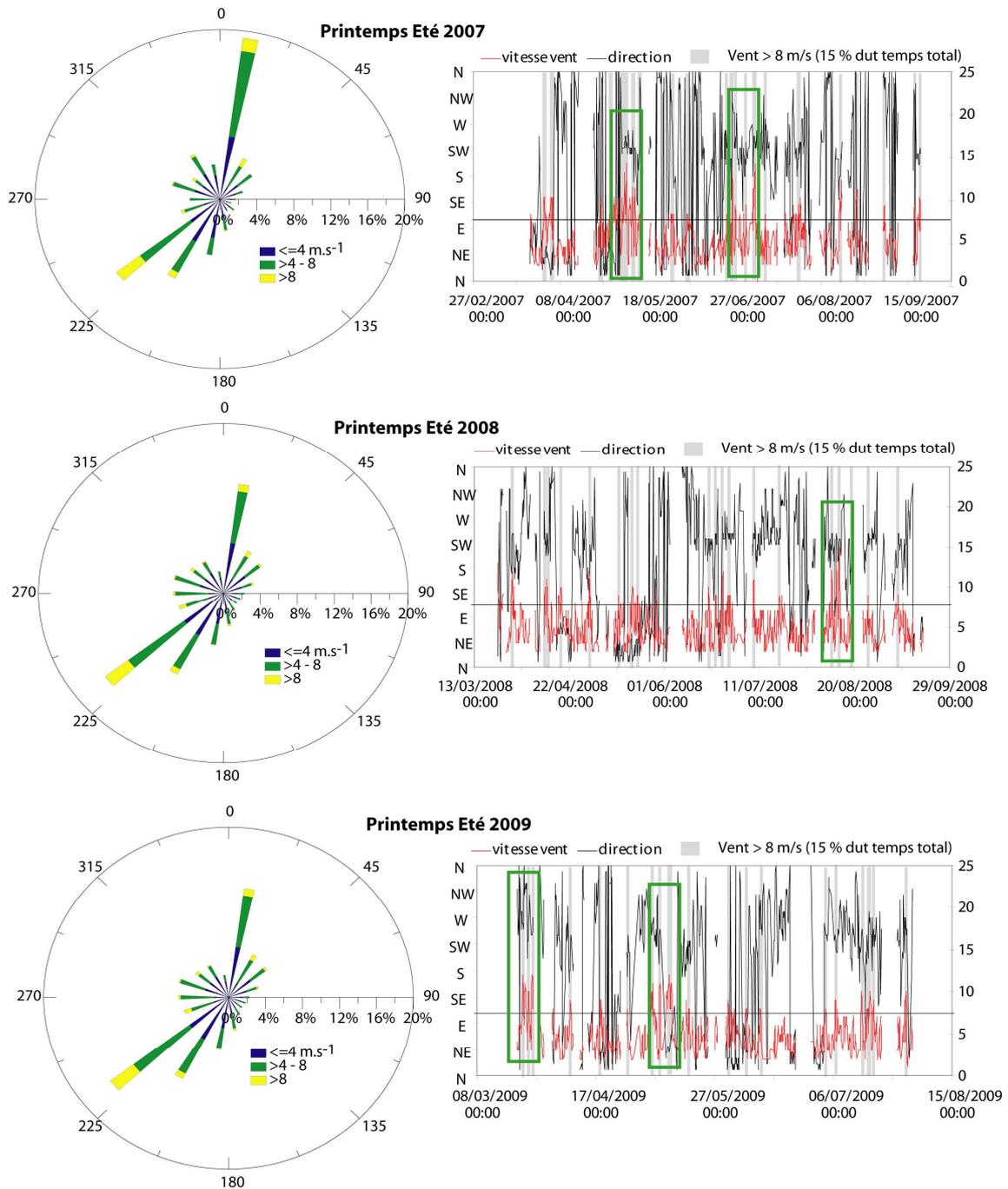


Figure 3.37 : Conditions météorologiques pour les 3 périodes de temps dit calme (printemps – été) lorsque la plate-forme est asséchée.

4.2.2. PÉRIODE DE TEMPS DIT AGITÉ ET PLATE-FORME ASSÉCHÉE

En périodes d'automne-hiver lorsque la plate-forme est asséchée, on enregistre une nette dominance des vents de secteurs SSW à SW pour l'hiver 2006-2007 et celui entre 2007 et

2008. De nombreux coups de vents régulièrement supérieurs à 12 m.s^{-1} voire même $> 15 \text{ m.s}^{-1}$ (entouré en vert en figure 3.38) ponctuent chaque période avec des directions très variables. Pour le dernier hiver entre 2008 et 2009, cette dominance initialement observée pour les années précédentes, disparaît pour laisser place à une grande variabilité de directions de vent. Durant cette période on mesure moins de vents supérieurs à 8 m.s^{-1} que pour les autres périodes, mais assez de vents moyens compris entre 4 et 8 m.s^{-1} , ce qui est souvent suffisant pour permettre une déflation éolienne, particulièrement lorsque la plate-forme est sèche. Ainsi les quelques coups de vents moyens à forts de directions autres que le sud ou le sud-ouest (augmentation des vents de secteur NW et présence de vents d'ouest supérieurs à 8 m.s^{-1} d'ouest) ont pu favoriser et permettre une augmentation de l'apport de sédiments sableux éoliens sur la plate-forme et en direction des dunes embryonnaires confirmant les mesures de terrain (chapitre 4).

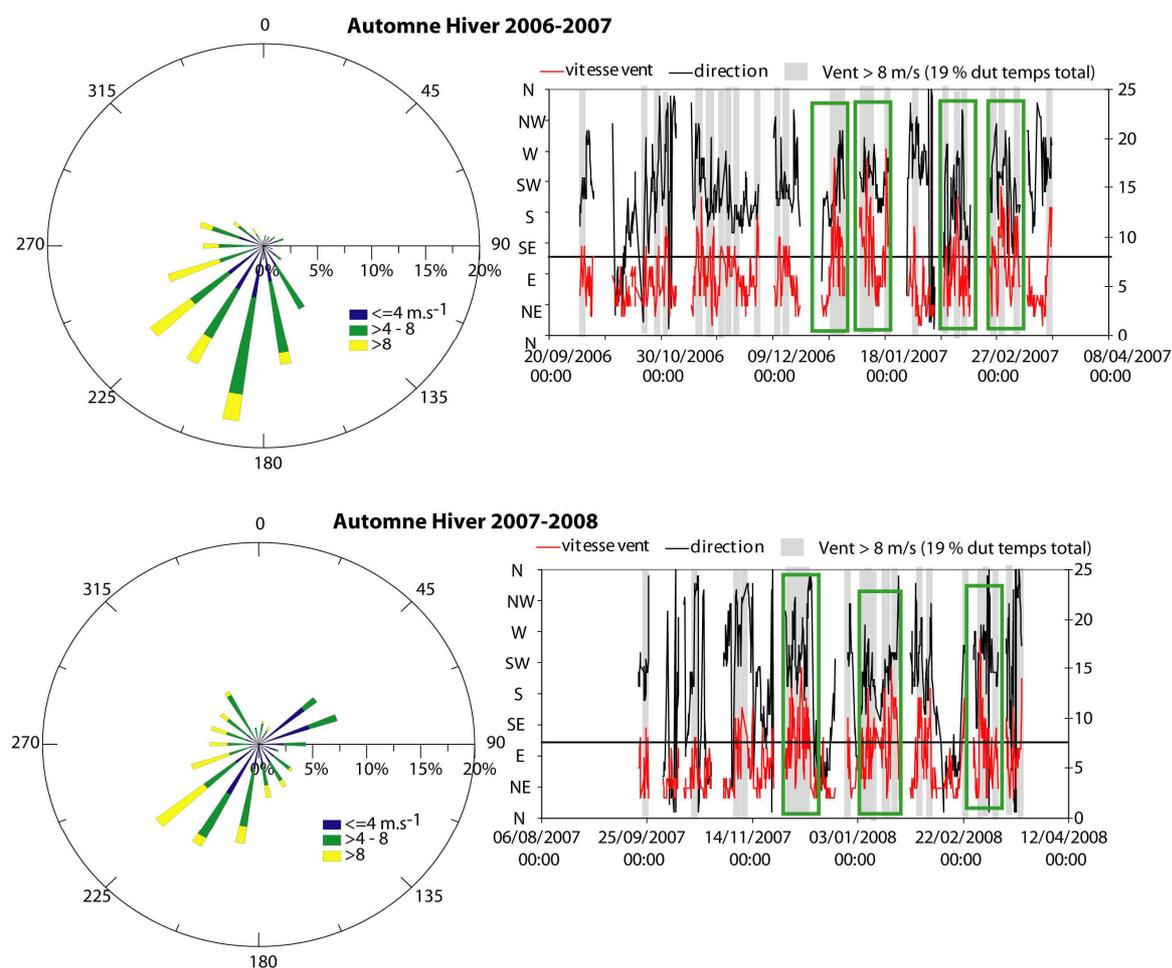


Figure 3.38a : Conditions météorologiques pour les 3 périodes de temps dit agité (automne - hiver) lorsque la plate-forme est asséchée. Période préférentielle de transit éolien. 2^{nde} partie automne hiver 2008-2009.

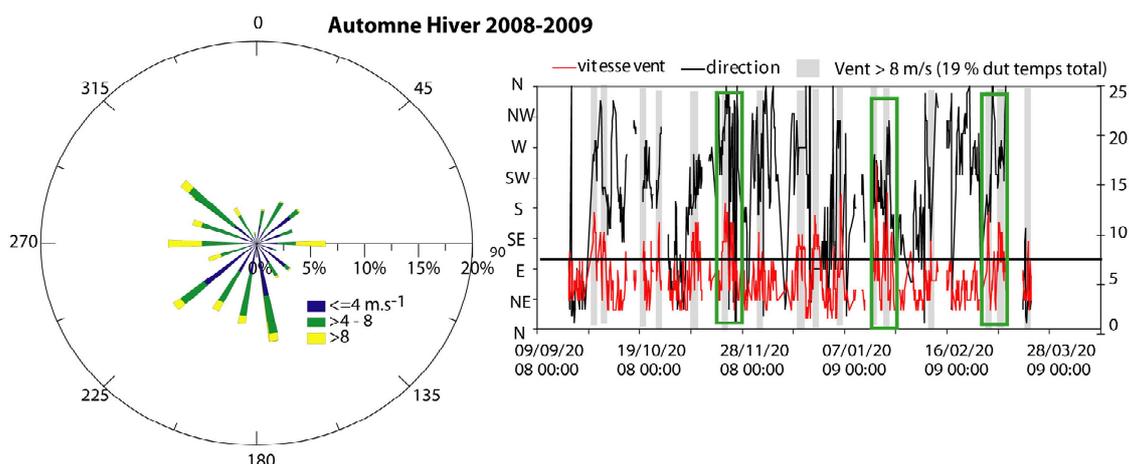


Figure 3.38b : Conditions météorologiques pour les 3 périodes de temps dit agité (automne - hiver) lorsque la plate-forme est asséchée. Période préférentielle de transit éolien. 2nde partie automne hiver 2008-2009.

4.3. CONSÉQUENCES MORPHO-SÉDIMENTAIRES DE LA MÉTÉOROLOGIE

L'analyse des conditions météorologiques montre en premier lieu une diminution des tempêtes entre 2006 et 2009 lors de la submersion de la plate-forme puis une diminution des vents de secteur SW au détriment d'autres secteurs comme le nord-ouest, l'ouest ou le nord lors de la période où la plate-forme est asséchée. Ces conditions météorologiques conduisent à la fois à moins de changements morphologiques liés à l'hydrodynamisme (marée et houle) et à une augmentation des phénomènes du transport éolien vers le haut de la plate-forme et vers les dunes.

La dynamique générale du secteur est gouvernée par une saison "hivernale agitée" (marquée par des vents de secteur SW et en général plus forts) et par une saison "estivale calme" (vents souvent plus calmes de directions variables).

Hormis cette alternance météorologique, l'évolution morpho-sédimentaire est principalement liée à la conjonction des hauts niveaux d'eaux et des événements tempétueux ponctuels sporadiques indépendants de cette alternance période de temps calme et agité. En effet, la période dite "estivale calme" (printemps-été) connaît également des événements météorologiques agités parfois même plus intenses que ceux enregistrés durant la période hivernale classiquement perturbée.

Les plus grandes évolutions morphologiques et les changements de la répartition sédimentaire, s'opèrent principalement lorsque la plate-forme est inondée, c'est-à-dire finalement seulement pendant 28 % du temps d'étude, voire même seulement pendant 5 % du temps lorsque les vents sont supérieurs à 8 m.s^{-1} et la plate-forme est inondée. Ce sont donc

des évènements rares (statistiques faibles pour l'association de hauts niveaux et de vents forts) qui façonnent la morphologie et la sédimentation associées de ce secteur d'étude.

Au-delà de l'importance de la météorologie, les niveaux d'eaux (coefficients de marée) et principalement ceux exceptionnels (haute mer de vive-eau, HMVE) ayant diminué entre 2006 et 2009, en raison de conjonctions astronomiques, la plate-forme est donc moins souvent inondée ces derniers temps et les processus éoliens déjà majoritaires (72 % du temps total) augmentent en parallèle logiquement.

Les caractéristiques des vents (vitesses et direction) rencontrés durant les 3 années de suivi semblent significatifs comparés aux bases de données à plus long terme (Chaverot, 2006). Cependant resteront-elles dans le contexte évolutif actuel face notamment à la possibilité de l'augmentation des tempêtes (Chaverot, 2006 ; Chaverot *et al.*, 2008 ; Maspataud, en préparation) ?

CONCLUSION DU CHAPITRE 3

Il est évident que les processus hydrodynamiques engendrent de plus grands changements morpho-sédimentaires sur les plages comparés aux processus aérodynamiques. Ces derniers cependant sont essentiels dans la compréhension de la dynamique de l'interface haute : plage/dune.

L'importance des courants de marée dans la dynamique du site a été mise en évidence, notamment lors de conditions de fortes agitations (vents secteur W). En effet, de nombreux bancs sableux à l'avant côte dissipent l'énergie des houles incidentes et limitent par conséquent la hauteur des houles à la côte et donc les vitesses de courant orbital.

Les mers de vents et clapots vont donc jouer un rôle majeur dans la remise en suspension et le transport de sédiments à l'avant côte, essentiellement dirigé le long du rivage en réponse aux courants de marée, notamment dans les petits fonds, (Héquette, 2001 ; Anthony et Héquette, 2007) sur l'ensemble du profil intertidal et plus particulièrement sur les parties hautes de la plate-forme.

Les mouvements transversaux liés à la présence de courants oscillatoires engendrés par les vagues (Hemdane, 2006 ; Héquette *et al.*, 2008a) existent seulement lors de conditions particulières (forçage de N) et sont généralement dirigés vers le large en réponse à une compensation en retour de la masse d'eau.

Le caractère très dissipatif (amortissement de l'énergie) de cet estran à interfaces multiples (barres intertidales, barres de swash, plateforme) a été démontré et ce quelle que soit l'intensité des houles et courants. En effet, Le Hir *et al.* (2000) mettent en évidence

l'importance d'une très forte atténuation de l'amplitude des vagues causée par les pentes très faibles ($\beta \approx 1/1000$) de ces estrans, qu'ils attribuent aux valeurs élevées du rapport fw/β (coefficient de frottement des vagues/ pente de l'estran). Ce même phénomène a également été confirmé pour les courants.

Cependant la pénétration de la houle même sous forme atténuée sur le haut de la plate-forme peut générer des transports sédimentaires non négligeables comme nous l'avons mesuré. En effet, même si l'amplitude de la houle est largement atténuée, les angles d'incidence élevés par rapport à la côte permettent de générer des dérives littorales localement importantes. De plus, [Le Hir et al. \(2000\)](#), montrent en effet que des vagues d'amplitude faible ($< 0,4$ m) peuvent remettre en suspension des sédiments fins, même consolidés parce que l'énergie de la houle est transmise dans le sédiment et se concentre sur les interlits sableux et décolle les couches de vase sus-jacentes (érosion en plaquettes). Dans notre cas, il s'agit plutôt du fait que les dépôts de vases ne sont pas vraiment épais sur ce type d'environnement à dominante sableuse.

L'analyse des processus hydrodynamiques et éoliens de notre zone d'étude va donc nous permettre de comprendre l'impact des ces mêmes processus sur la morphologie et la répartition sédimentaire locale.

CHAPITRE 4 : ÉTAT DES LIEUX ET ÉVOLUTION MORPHO-SÉDIMENTAIRE DU TRÈS COURT AU MOYEN TERME

INTRODUCTION

L'hydrodynamisme et les processus éoliens modifient la répartition des faciès sédimentaires du site d'étude et les apports, dépôts ou érosions des sédiments, sont soumis à des variations quantitatives importantes à l'échelle annuelle. Les cycles tidaux récurrents entrent en grande partie dans cette variabilité sédimentaire mais des événements paroxystiques comme les tempêtes sont capables d'engendrer de fortes remobilisations.

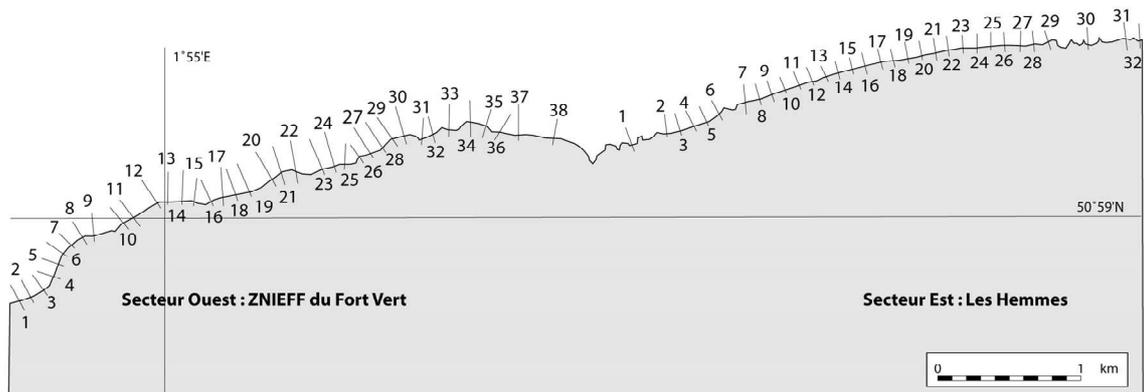
L'évolution morpho-sédimentaire (caractéristiques texturales, structurales et altimétriques) sera abordée selon l'échelle de la marée, du mois, de la saison mais aussi à long terme (carottes courtes et longues) ceci sur une échelle spatiale large (plate-forme) à réduite (zone atelier) en lien avec les variations sédimentaires ainsi que les évolutions plus globales du trait de côte et des surfaces dunaires.

1. MORPHOLOGIE GÉNÉRALE ET ÉVOLUTION DU TRAIT DE CÔTE À MOYEN TERME

1.1. ÉVOLUTION DU TRAIT DE CÔTE

Depuis 1949, ce site connaît une progradation ce qui est assez rare dans la région du Nord Pas de Calais pour le signaler. Un bilan bibliographique des travaux d'[Aernouts \(2005\)](#) sur l'évolution du trait de côte ayant été réalisé au chapitre 1 (période 1949-2000) et les derniers travaux sur l'évolution du trait de côte d'[Habane \(2004\)](#) concernant la période 1963-2003, seules les estimations effectuées pour ce travail, sur la période **2000-2005** (fig. 4.1) seront précisées.

Une très nette accélération de l'avancée du trait de côte est observée sur cette période, dans la partie ouest (Fig. 4.1) avec une progradation de près de 7 à 8 m/an pour les transects 1 à 6, 9 à 12, 15 à 21 puis 25 à 33.



Evolution de la ligne du rivage le long des transects de 1949 à 2005

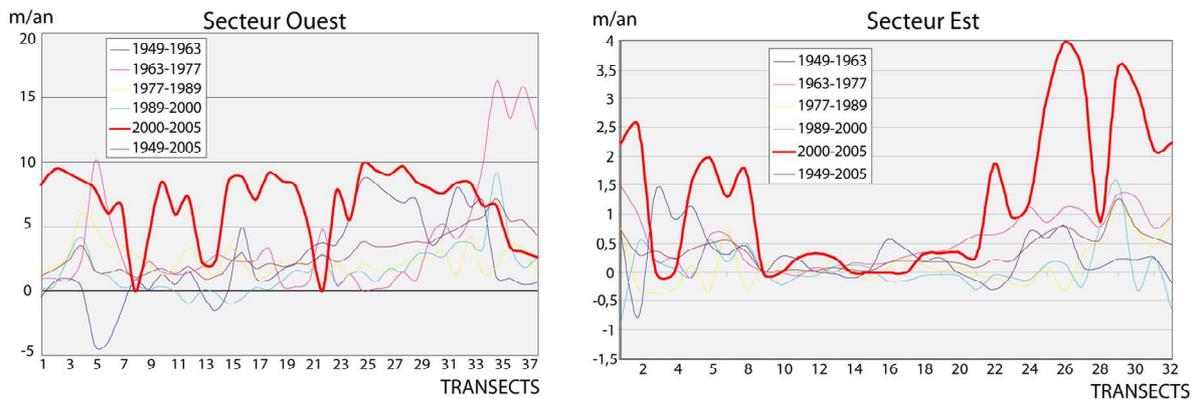


Figure 4.1 : Orthophotoplan 2005 (Source PPige), localisation des transects et évolution de la ligne du rivage de 1949 à 2000 (méthode statistique End Point Rate), modifié de Aernouts (2005) et nouveaux calculs jusqu'à 2005. A noter : la distance entre chaque transect n'est pas régulière.

Ce secteur correspond à la progradation très importante des dunes du secteur du Fort Vert (Fig. 4.2). Pour le secteur Est, une progradation est également observée mais beaucoup moins importante avec des taux maximaux compris entre 2,5 et 4 m/an et même un transect en léger recul (transect 3, -0,1 m/s en Fig. 4.29) au niveau des falaises dunaires à l'est du secteur étudié (Fig. 4.3).

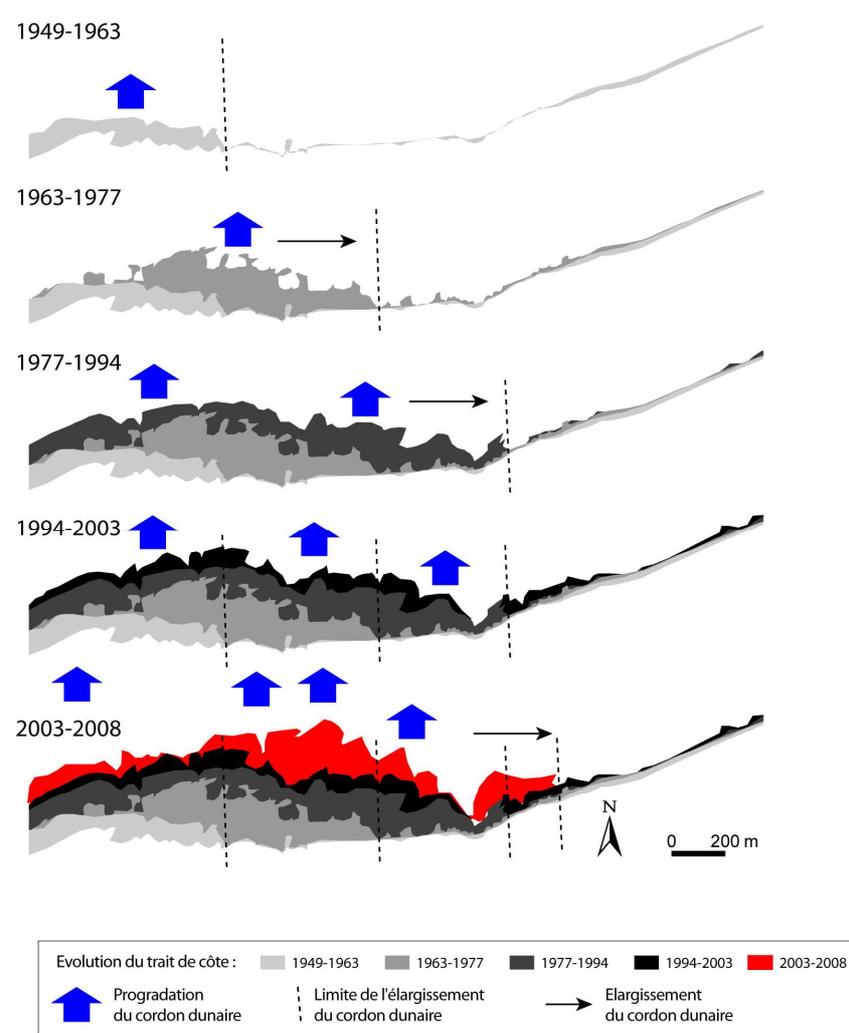


Figure 4.2: Evolution du cordon dunaire au niveau de la zone d'étude, modifié d'après Habane (2004) et nouveau calcul des surfaces dunaires jusqu'en 2008.

Les taux de progradation naturelle moyens, sont de +1,75 m/an entre 2000 et 2005 et ceci sans influences anthropiques (digues, ports). Une progradation totale est estimée sur la zone d'étude à +1,93 m/an depuis 1949. Il s'agit d'un des taux les plus élevés de la Côte d'Opale.



Figure 4.3 : Localisation de la zone en érosion (extrait orthophotoplan 2000). Photographies de la zone dunaire en érosion à l'est de la plate-forme, au niveau des transects 3 à 5 en figure 4.29 malgré la présence d'une large surface de déflation.

Il s'explique entre autres par la progradation rapide du secteur dunaire à l'entrée de la zone d'étude (Fig. 4.4). Cette étendue gagne progressivement de la surface en direction du nord mais s'étend aussi et se décale vers l'est. Grâce à l'accolement progressif de dunes insulaires embryonnaires (Fig. 4.4 au niveau du secteur du Fort Vert), ce cordon connaît donc des phases de progradation par à-coups à chaque intégration de ces dunes insulaires.

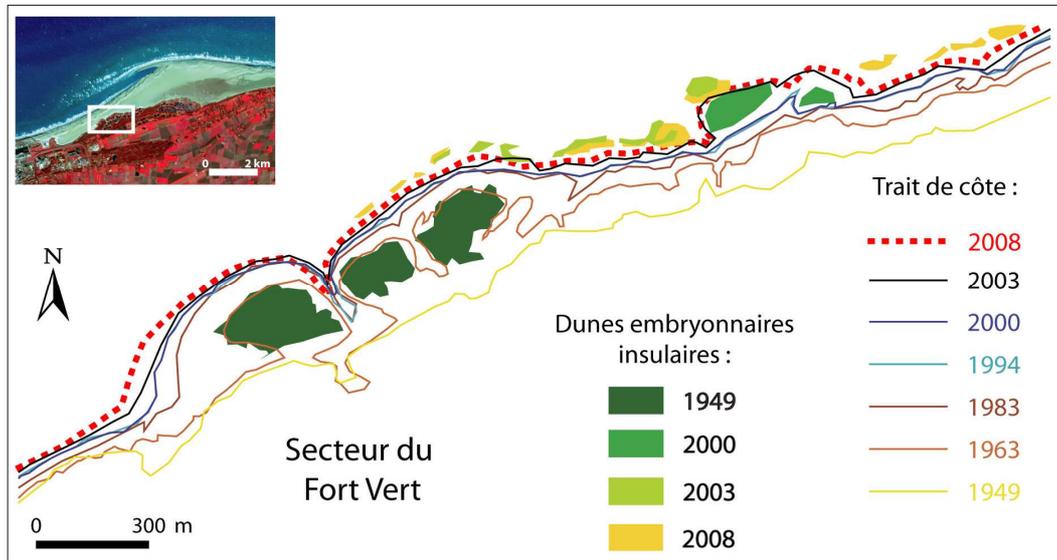


Figure 4.4 : Evolution des surfaces dunaires à l'ouest par accolement de dunes embryonnaires insulaires, au niveau du secteur du Fort Vert (modifié d'après Habane, 2004) et limite externe en 2008.

Le terme de *green beach* (dunes végétalisées en fig. 4.5) peut également être utilisé dans ce secteur, puisque ce cordon dunaire très large au niveau des mares de chasse, se compose de petites dunes de faibles altitudes, souvent colonisées par la végétation. A l'entrée de la plateforme, à l'est du chemin d'accès, en l'espace de 3 à 4 ans la formation du *green beach* a été observée. Elles se sont végétalisées peu à peu et aujourd'hui sont devenues pérennes. Ce type de formes dunaires correspond au premier stade de stabilisation du cordon dunaire (*nebkhas*), elles sont habituellement placées en avant de cordons bordiers.



Figure 4.5 : Evolution de la zone d'entrée de la plateforme avec formation de *green beach*.

1.2. ÉVOLUTIONS MORPHOLOGIQUES SAISONNIÈRES DE LA PLATE-FORME

La figure 4.6 présente la morphologie de l'ensemble de la zone d'étude durant les 3 campagnes de mesures. Une légère irrégularité (dépression suivie d'une 'marche topographique') est observée au milieu de la plate-forme pour les MNT représentés en 3D de septembre 2007 et avril 2008. Cette topographie est en réalité accentuée, en raison de la faible densité de points de mesures et l'interpolation du modèle. Il faut donc tenir compte de ces marges d'erreurs pour analyser les résultats morphologiques ci-dessous.

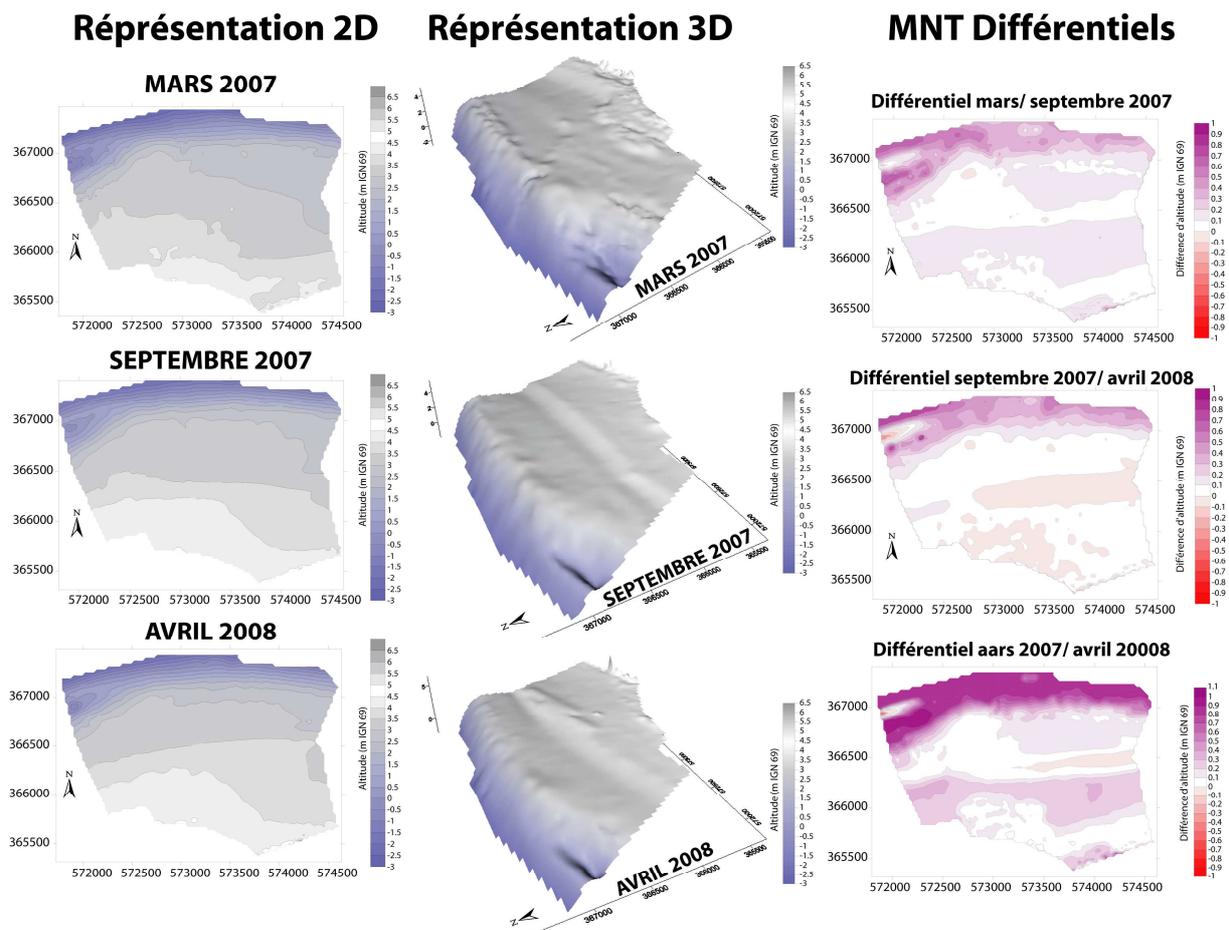


Figure 4.6 : MNT de la plate-forme et évolutions topographiques verticales entre les 3 campagnes de mesures. Les représentations 2D et 3D de la zone sont les mêmes informations mais apportent des précisions concernant la topographie irrégulière de surface (peu visible en 2D).

Pour la période de mars à septembre 2007 (périodes printanière et estivale calmes) une accrétion altitudinale généralisée (inférieure à 10 cm) sur la plate-forme est mesurée, avec des valeurs un peu plus élevées en bas et haut de plate-forme (entre 10 et 20 cm). Entre septembre 2007 et avril 2008 (période hivernale), la plate-forme a très peu évolué mais présente une faible érosion dans sa partie centrale et haute avec des valeurs inférieures à 10 cm d'érosion.

En revanche, quels que soient les différentiels d'altitude la plage prograde et présente les valeurs les plus élevées d'accrétion (localement supérieures à 50 cm voire 60 cm) à l'est, au niveau de l'accolement du banc à la côte. La zone en érosion, au niveau du creux formé entre le banc tidal et la plage, est suivie d'une zone de très forte accumulation au sud de l'accolement ce qui atteste d'un décalage de la crête du banc vers le sud-sud-est (250 à 300 cm en moyenne par an en horizontal). L'accolement progressif de cette forme du banc à la plage, vient ainsi alimenter en sable le secteur d'étude.

Au final, durant ce suivi de plus d'un an entre mars 2007 et avril 2008, une sédimentation sur l'ensemble de la zone d'étude est observée (hormis une zone au centre est de la mi-plate-forme, dans l'axe du chenal d'évacuation). Des accrétions significatives sur toute la partie de la plage sont mesurées (souvent < 50 cm, correspondant aux apports sableux), principalement dans la zone de dépression topographique de la mi-plate-forme (entre 10 et 20 cm, essentiellement des dépôts vaseux) mais avec des valeurs sans doute surestimées par la méthode d'interpolation et surtout par la faible densité de points sur cette zone vaste et plate. Une sédimentation importante tout en haut de la plate-forme au sud est également enregistrée, elle confirme les mesures sédimentaires (dépôt vaseux) et les observations de terrains (végétalisation progressive de l'entrée de la zone d'étude, Fig. 4.5).

1.3. ÉVOLUTIONS PAR CYCLES LUNAIRES ET PAR SAISONS DES ZONES ATELIERS

1.3.1. ÉVOLUTION SEMI-LUNAIRE DE LA ZONE ATELIER "INTERFACE"

La topographie de cette zone étant particulièrement plane (Fig. 4.8) seulement quelques variations localisées sont observées souvent dues aux marges d'erreurs de mesures, notamment lors des levés des points effectués à deux mires différentes tenues par deux opérateurs. Ayant remarqué ce biais de mesures lors du premier levé, pour l'ensemble des autres mesures, nous avons par la suite pris la décision d'opérer avec un seul opérateur. Cependant, au-delà de cette remarque, malgré la surface très plane, une légère pente dirigée vers le nord-est est mesurée, logiquement en direction du chenal d'évacuation principal de la plate-forme.

Lors de la campagne de mesures de mars 2007, la vive-eau a été accompagnée de vents relativement forts ($> 13 \text{ m.s}^{-1}$) qui ont engendré de forts courants et de hautes houles (cf. chapitre 3). Cet hydrodynamisme agité a causé une érosion de 6 à 7 cm sur la quasi-totalité de la surface de la zone interface sable/vase (Fig. 4.7), hormis une bande centrale NW/SW où

peu de variations sont observées (à relativiser avec les marges d'erreurs du 1^{er} levé du 13 mars 2007).

Les altitudes enregistrées en septembre et octobre 2007 sont légèrement plus importantes que celles mesurées en mars (Fig. 4.7). A cette date, la pente vers le nord-est disparaît laissant place à une topographie plane.

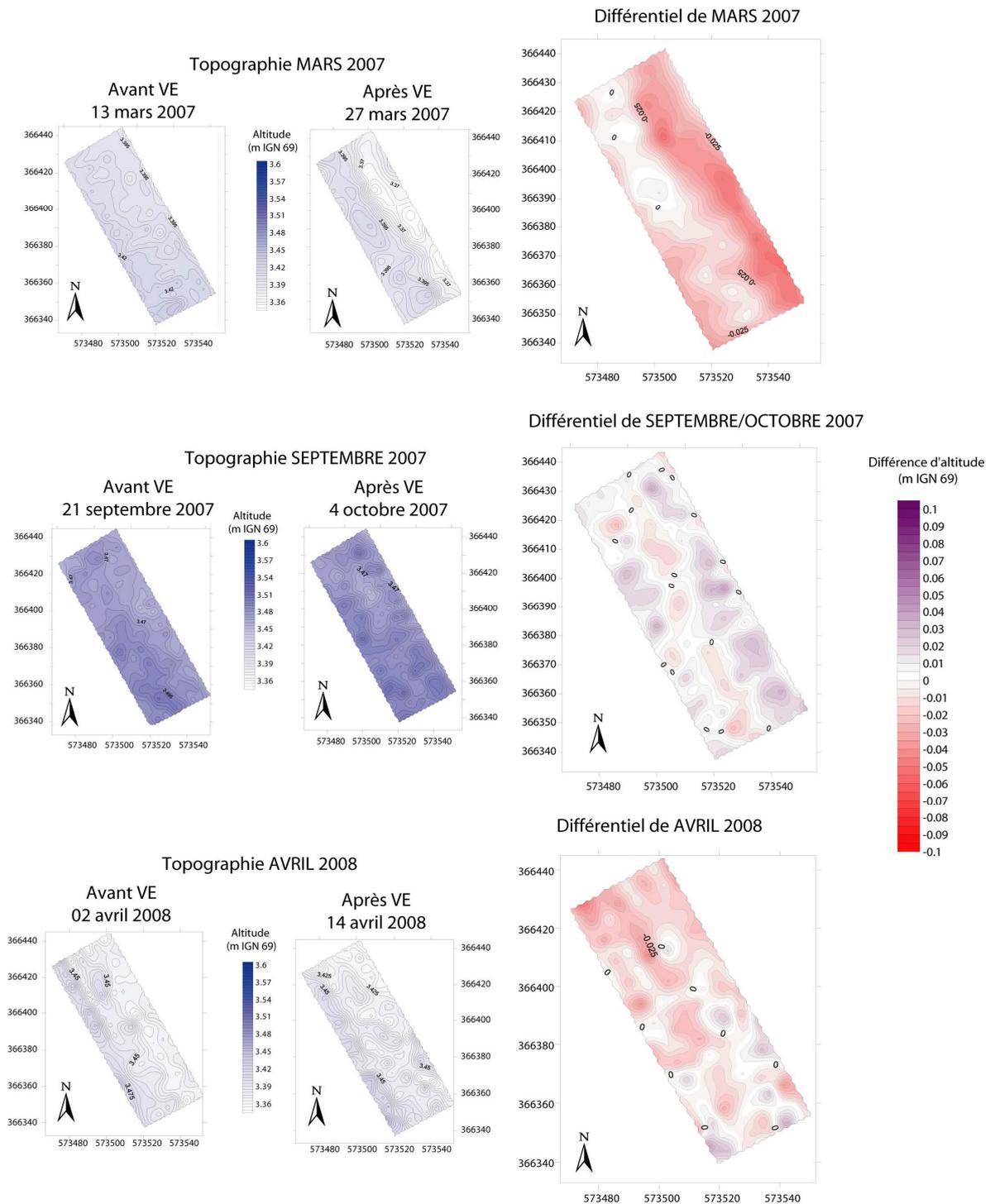


Figure 4.7: MNT de la zone atelier réalisé avant et après la vive-eau de mars 2007 et différentiel de l'altitude entre les deux.

Entre le début et la fin de la vive-eau de septembre 2007, des conditions hydrodynamiques de temps calme sont enregistrées, associées à des hauts niveaux d'eaux propices à la sédimentation. Cependant, sur le différentiel (Fig.4.7) peu de variations relatives de la topographie sont mesurées, avec tout de même des zones d'accrétions à l'est et au nord est (3 à 5 cm d'accrétion) mais également une bande centrale identique à la zone de faible évolution en mars 2007, où cette fois-ci encore une stabilité et même quelques points d'érosion (1 à 2 cm) sont mesurées.

Les altitudes du MNT de la zone d'interface sable /vase varient légèrement durant la campagne d'avril 2008 (Fig. 4.7). Une surface très plane (altitude moyenne de 3,45 m IGN 69) est toujours observée avec tout de même une légère pente cette fois-ci dirigée vers le sud-est.

Le différentiel des altitudes entre le 2 et le 14 avril 2008 (Fig. 4.7) montre une dominance de l'érosion sur les $\frac{3}{4}$ nord de la zone interface avec des valeurs maximales de -3 et -4 cm et au contraire quelques centimètres de dépôt (maximum à + 3,5 cm) dans le sud du MNT.

Ces variations morphologiques s'expliquent de par les conditions énergétiques associées aux niveaux d'eaux. En effet, durant la campagne d'avril, des vitesses de vents relativement faibles à moyennes (4 à 6 m.s⁻¹) sont enregistrées ne pouvant pas permettre de très forts phénomènes érosifs. Cependant, les 11 et 12 avril 2008, en période de déchet (coefficients évoluant de 80 à 55), des vents supérieurs à 10 m.s⁻¹, pouvant éroder les surfaces sableuses recouvertes d'eaux sont enregistrés. Avec ces niveaux d'eau descendants, la marée haute ne recouvre pas la totalité du terrain, expliquant la différence entre l'érosion sur la partie nord recouverte et les faibles dépôts sur les altitudes non atteintes aux sud du MNT.

1.3.2. ÉVOLUTION SAISONNIÈRE ET ANNUELLE DE LA ZONE ATELIER "INTERFACE"

Lorsque la zone est recouverte par la marée à chaque cycle de vive-eau, entre les campagnes de mesures espacées d'environ 6 mois (Fig. 4.8), des variations relatives topographiques logiquement plus importantes que lors d'un seul cycle de marées de vive-eau sont mesurées.

Durant le printemps 2007 (entre le 27 mars et le 21 septembre figure 4.8A), période caractéristique de temps généralement calme, une accrétion globale de l'ensemble de la zone entre 6 et 8 cm est enregistrée, avec des zones où l'accrétion maximale atteint 11 cm (correspondant à des dépôts sablo-vaseux à vaso-sableux, fig. 4.19).

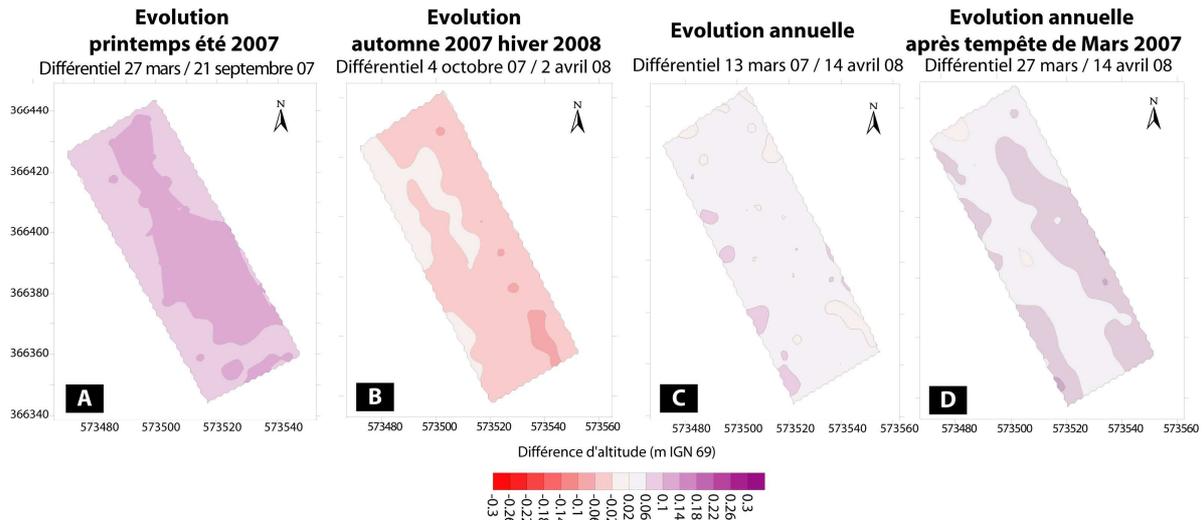


Figure 4.8 : Evolution saisonnière et annuelle des altitudes de la zone atelier "interface".

Durant l'automne et l'hiver 2008 (Fig. 4.8B), lors de cette période plus agitée une érosion quasi globale d'environ 4 à 6 cm est logiquement mesurée avec une zone au sud érodée à plus de 8 cm. Finalement au cours de cette année de mesures (27 mars 2007 au 14 avril 2008) un dépôt résiduel compris entre 2 et 6 cm (hormis la bande centrale) est estimé pour l'ensemble de la zone interface sable/vase (Fig. 4.8C). Celui-ci atteint la valeur de 6 à 10 cm, si le calcul de l'évolution s'effectue avant la tempête (date de référence 13 mars 2007).

1.3.3. ÉVOLUTION SEMI-LUNAIRE DE LA ZONE ATELIER "VASE"

La topographie locale de cette zone est très plane (Fig. 4.9), néanmoins une bande de direction est ouest est distinguée, elle correspond aux traces anthropiques de passages des engins mécaniques pour l'accès aux bouchots.

Le même type de topographie est observé en mars 2007 pour la zone interface, avec une érosion quasi globale (2 à 4 cm d'érosion) sur l'ensemble de la surface (Fig. 4.9) en raison des conditions hydrodynamiques agitées et la simultanéité de grandes marées (coefficient maximal de 116). Cette érosion topographique se traduit par une remise en suspension des particules vaseuses qui laissent place à des sédiments mixtes (sablo-vaseux à vaso-sableux) et même à une répartition sédimentaire purement sableuse au sud de la zone (figures 4.44 et 4.45).

Ces valeurs d'érosion sont légèrement plus faibles qu'au niveau de la zone atelier "interface", en effet, la position plus en altitude de cette zone d'étude, la met davantage à l'abri des houles et courants largement atténués tout en haut de la plate-forme (cf. chapitre 3).

La topographie locale en septembre 2007 (Fig. 4.9) évolue peu par rapport à celle de mars. Cette trace d'accès est toujours retrouvée sur le milieu du MNT, néanmoins elle s'est

légèrement comblée, puisque la zone étant trop vaseuse, le chemin d'accès aux exploitations de bouchots, à l'est du site, n'est désormais plus utilisé.

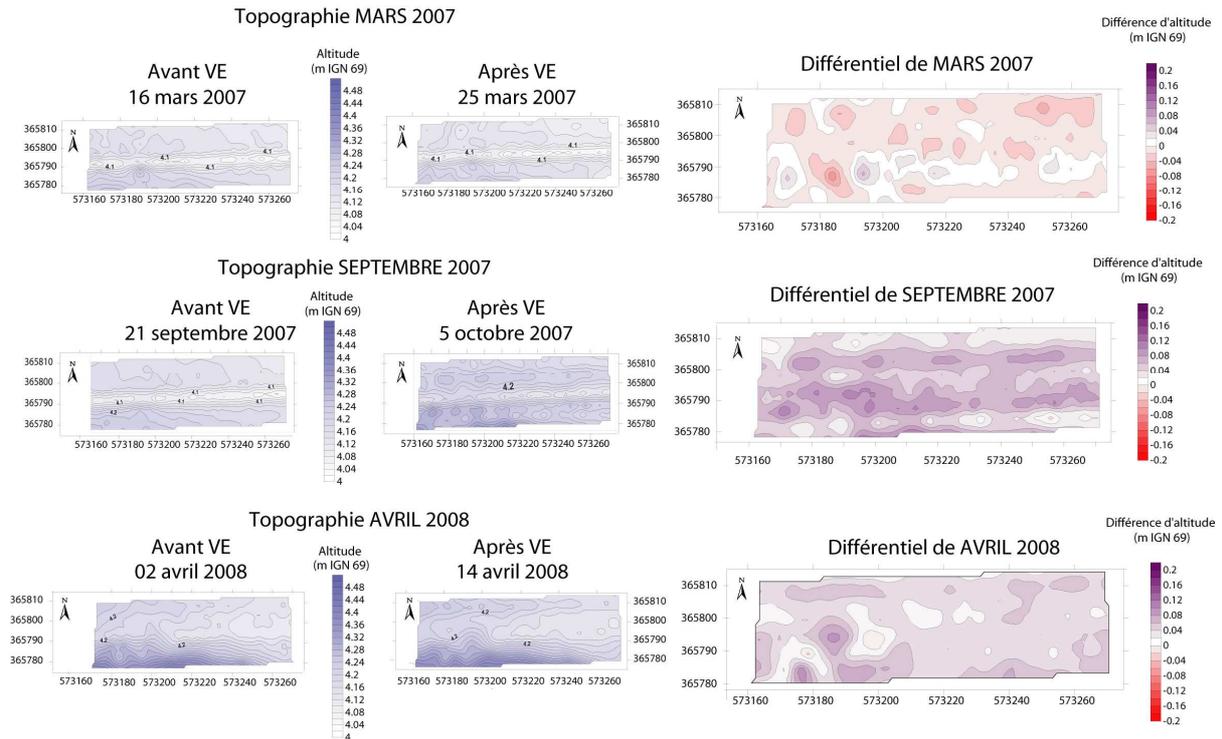


Figure 4.9 : MNT de la zone atelier vase réalisé avant et après la vive-eau de mars 2007 et différentiel de l'altitude entre les deux.

Durant ce cycle de vive-eau de la campagne de septembre 2007, les conditions particulièrement calmes associées à des niveaux d'eaux très hauts, (coefficient de 112) ont favorisé une sédimentation importante et active durant ces quelques jours d'immersion de la zone. On enregistre alors des dépôts vaseux et sablo-vaseux (fig. 4.44 et 4.45) sur l'ensemble du site. Les épaisseurs sont très importantes (Fig. 4.10) d'environ 6 à 8 cm avec même des secteurs où les dépôts dépassent 10 à 12 cm dans les creux causés par les engins mécaniques.

Sédimentation localement très importante en un cycle de VE



Figure 4.10 : Illustrations photographiques de l'importante sédimentation locale au niveau de la zone atelier vase durant le cycle de vive-eau.

En avril 2008, la topographie de la zone vaseuse évolue légèrement (Fig. 4.9) la dépression centrale disparaît puisque comblée depuis le mois de septembre mais, au sud de la zone, une augmentation significative des altitudes en lien avec la formation de micro dunes embryonnaires végétalisées (fig. 4.44) est enregistrée.

De plus, durant le cycle de vive-eau d'avril 2008, une accrétion générale de la zone (2 à 4 cm d'accumulation globale jusqu'à 6 à 8 cm au niveau de la micro dune végétalisée) est mesurée, en lien avec les conditions météorologiques modales calmes associées à des hauts niveaux d'eaux permettant un contexte encore une fois idéal pour la décantation vaseuse.

1.3.4. ÉVOLUTION SAISONNIÈRE ET ANNUELLE DE LA ZONE ATELIER "VASE"

La zone vaseuse, durant la période calme de 2007 (printemps été entre le 25 mars et le 21 septembre) ne connaît finalement que peu de variations. Néanmoins un léger dépôt général d'environ 2 à 4 cm (Fig. 4.11A) est observé. Il est important de préciser que cette zone durant la période de mars à septembre n'a finalement connu que quelques marées dont le niveau d'eau a permis une entière submersion de la zone, ceci expliquant cette faible évolution.

Durant la période plus agitée (automne et hiver), entre le 5 octobre 2007 et le 2 avril 2008 (Fig. 4.11B) la zone connaît une érosion assez importante (4 à 8 cm) sur toute la partie centrale et est, sauf au sud de la zone, au niveau de la formation des micro-dunes.

Il faut noter ici, qu'en hiver, les vents plus importants, peuvent donc générer la possibilité de surcotes, rendant l'immersion plus fréquente au cours de cette période et donc la possibilité associée à une forte énergie de créer davantage d'érosion.

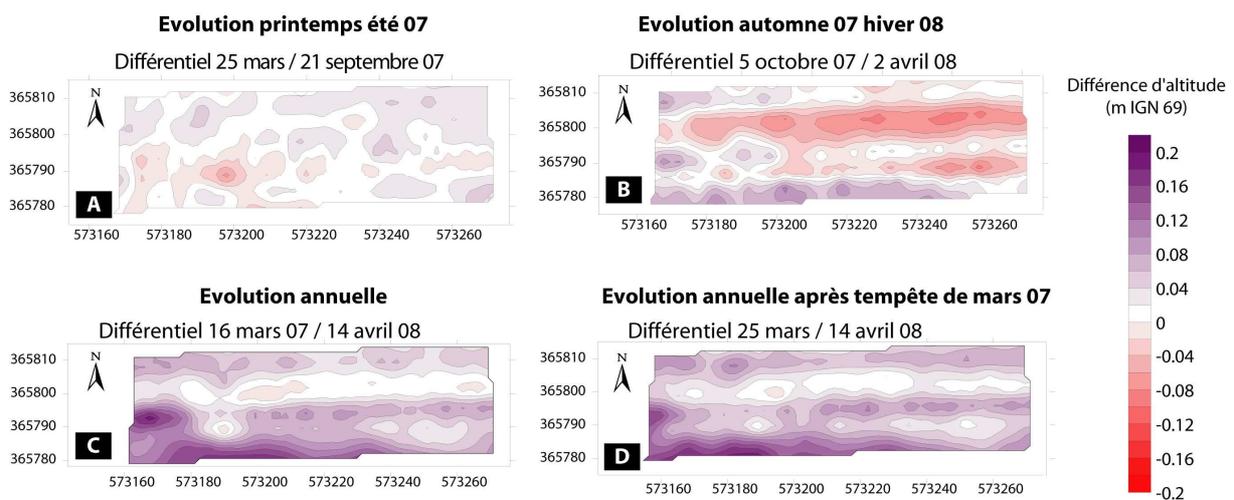


Figure 4.11 : Evolution saisonnière et annuelle des altitudes de la zone atelier vase.

L'évolution annuelle entre le 16 mars et le 14 avril (Fig. 4.11C) est positive dans toute la zone atelier et présente des valeurs d'accrétion assez importantes (4 à 8 cm sur l'ensemble du

MNT) et même exceptionnelles au niveau de la formation de micro dunes au sud de la zone (12 à 14 cm sur des zones très localisées). Cette évolution annuelle, à partir du 25 mars en retirant les effets d'érosion de la tempête (Fig. 4.11D), est logiquement encore plus importante.

Lors de la réalisation des mesures de la zone vaseuse, durant la période 2007-2008, nous avons également observé l'apparition puis l'évolution et surtout l'intensification de la colonisation par la végétation locale (salicorne en figure 4.12) synonyme d'augmentation de l'altitude, donc de l'accrétion vaseuse et qui favorise d'autant plus considérablement l'accrétion globale en limitant la turbulence à l'interface eau-sédiment (Migniot, 1989a, 1989b ; Sousby *et al.*, 1993 ; Mitchener et Torfs, 1996 ; Black et Paterson, 1997 ; Aberle *et al.*, 2004)

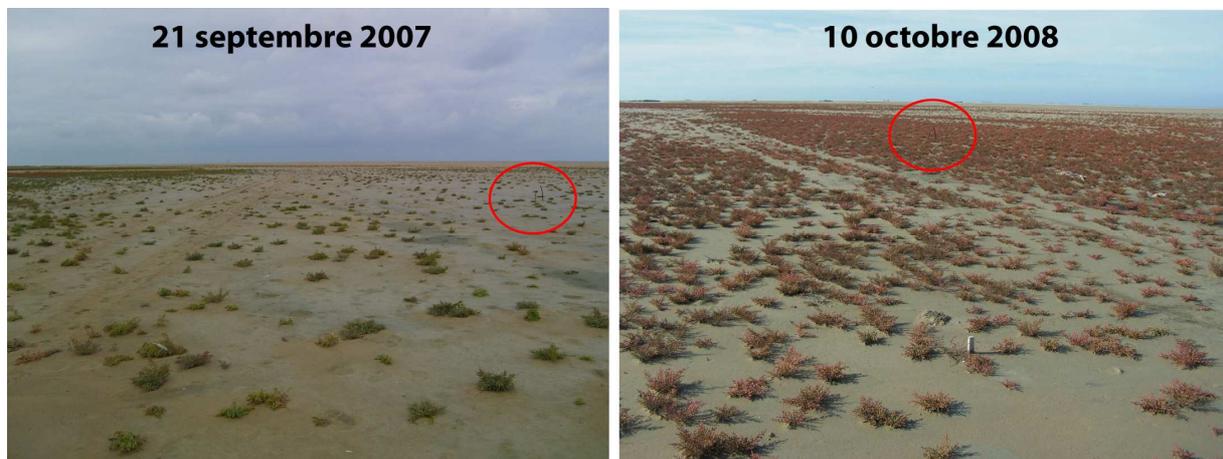


Figure 4.12 : Photographie de l'intensification de la densité de salicorne sur la zone atelier vase entre septembre 2007 et octobre 2008, sachant que la zone ne présentait aucune végétation au début de l'étude en mars 2007 (entouré en rouge, le piquet repère).

1.3.5. CONCLUSION INTERMEDIAIRE

Le cycle de vive-eau de mars 2007 (mer agitée), a engendré des phénomènes d'érosion sur l'ensemble de la plate-forme, caractérisés au niveau de la zone atelier "interface" par 6 à 7 cm d'érosion et par 2 à 4 cm au niveau de la zone atelier "vase".

Les cycles de septembre 2007 et avril 2008, caractérisés par des conditions météorologiques calmes ont quant à eux permis de développer un contexte idéal de dépôts sableux et vaseux sur la plate-forme, notamment pour la zone atelier "interface" (3 à 5 cm) et celle "vase" (6 à 8 cm).

Les importants niveaux d'eaux de vive-eau, certes rares, conditionnent pourtant l'essentiel de l'évolution morphologique et sédimentaire de la partie haute de la plate-forme. En fonction

des conditions énergétiques associées à ces hauts niveaux d'eaux, le dépôt et/ou l'érosion est possible et souvent rapide pour ces surfaces submergées.

Une tempête, associée à un haut niveau d'eau peut ainsi en quelques heures, profondément perturber la morphologie et la répartition sédimentaire de surface. Dans ce contexte d'accrétion générale (2 à 6 cm/an au niveau de la zone "interface" et 4 à 8 cm/an sur la zone "vase"), une résilience rapide (retour à l'état initial, ou nouvel équilibre) est observée après ces phénomènes ponctuels. Ce mécanisme de résilience sur les zones intertidales vaseuses est d'ailleurs souvent observé (Lesourd, 2000 ; Deloffre *et al.*, 2005, 2006, 2007).

1.4. VARIABILITÉ TOPOGRAPHIQUE TRANSVERSALE SUR UN CYCLE ANNUEL

1.4.1. VARIATIONS ANNUELLES

Lors de cette année de suivi, caractérisée par une météorologie classique, une mobilité du profil essentiellement au niveau de la plage (fig. 4.13) est observée. Celle-ci est composée de sept barres intertidales dont la dernière, en haut de plage, symbolise la zone d'interface entre la plage proprement dite et le début de la plate-forme. Bien plus de changements morphologiques ont été mesurés sur cette zone de plage que sur la totalité du profil.

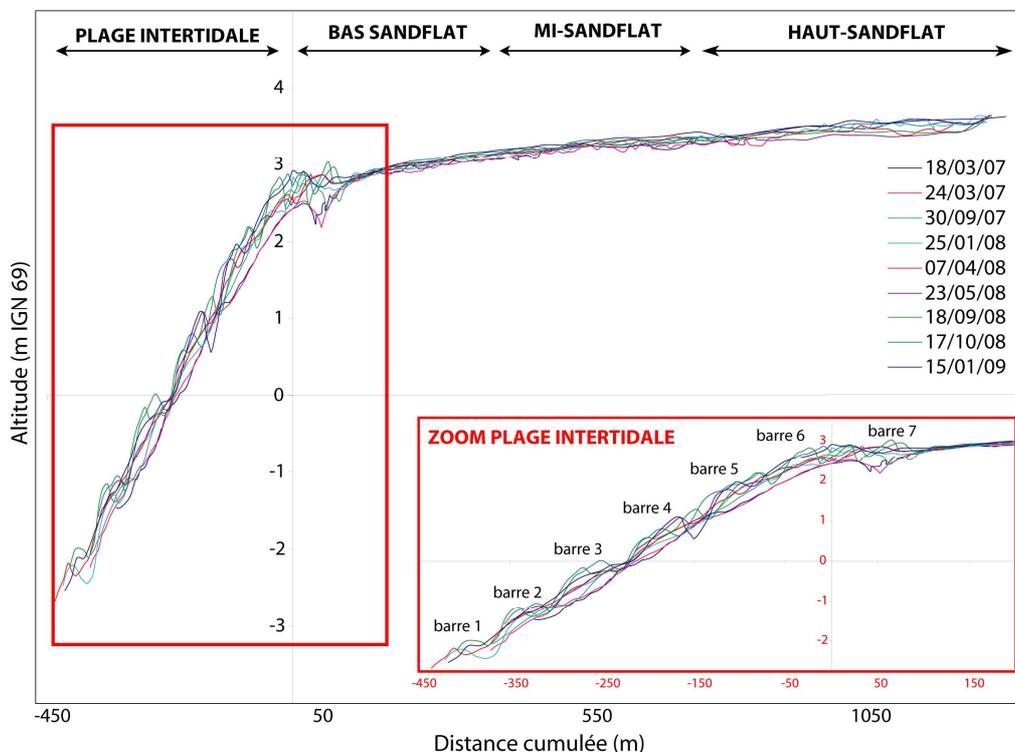


Figure 4.13 : Superposition de l'ensemble des levés topographiques transversaux, et localisation des barres intertidales.

Très peu de variations altitudinales sont enregistrées sur la partie plage en mars 2007 (fig. 4.14 levé 1), les barres sont peu nombreuses et de faibles amplitudes. Entre mars et septembre 2007 (variation (1) à (2) en fig. 4.14), une accrétion comprise entre 15 et 25 cm est mesurée sur la plage. Les barres intertidales sous le niveau moyen (NM) sont légèrement plus accentuées et la large barre de swash n°7 (largeur de 70 m environ) à l'interface de la plage et du début de la plate-forme devient plus proéminente (accrétion de 50 cm par rapport à mars 2007), alors que de très faibles accrétions sont enregistrées, inférieures à 6 cm sur l'ensemble de la plate-forme.

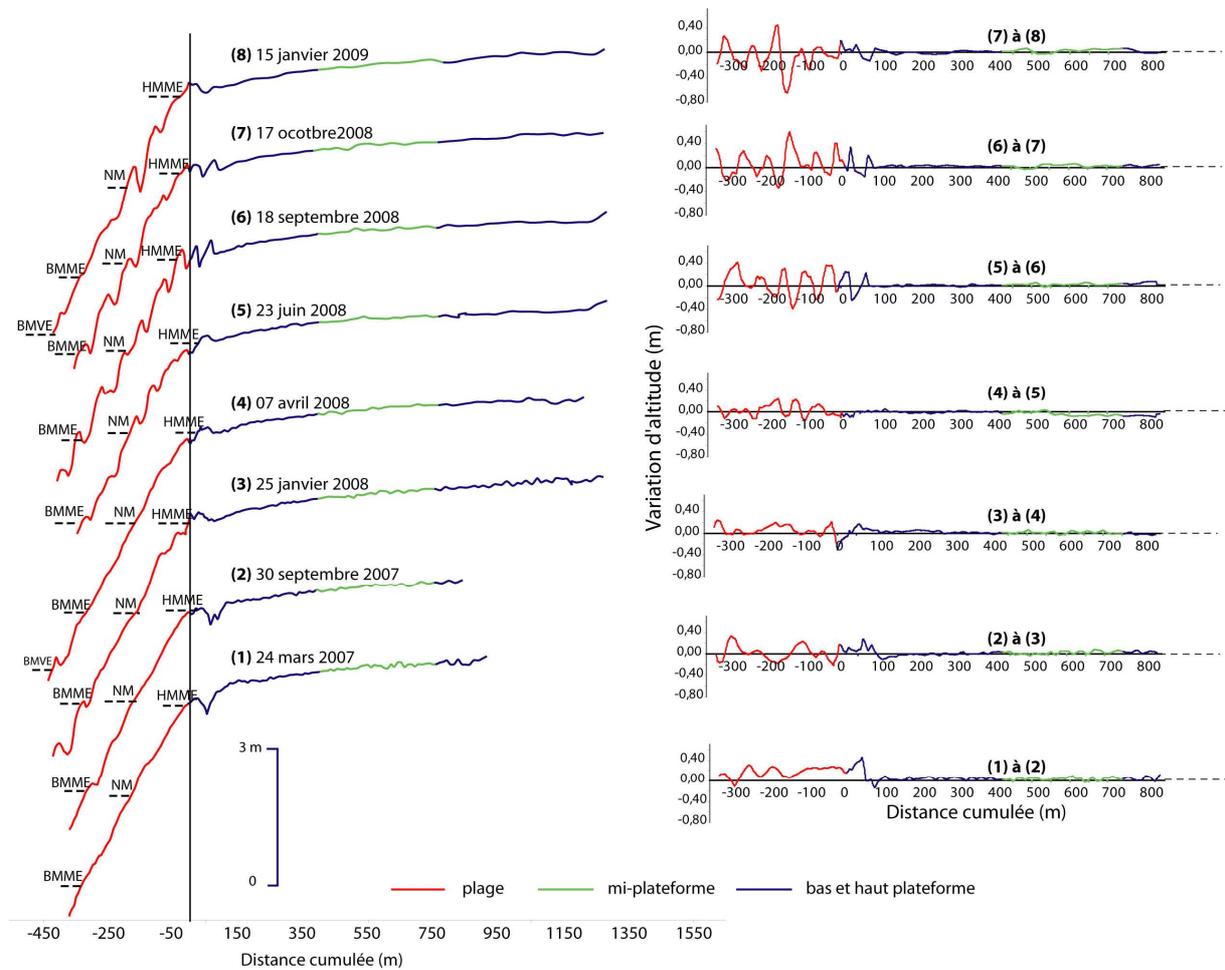


Figure 4.14 : Evolution topographique et variations altitudinales par mètre linéaire du profil central entre mars 2007 et janvier 2009

A partir de janvier 2008, les barres sous le niveau de BMVE sont très bien dessinées (Fig. 4.14 levé 3) tout comme les deux barres situées juste en dessous de la HMME (n° 6 et 7 en figure 4.40). Durant cette période hivernale, hormis les zones de formation de ces barres, le profil enregistre une érosion à mi-plage (17 cm) et sur le début de la plate-forme (19 cm). La barre de swash se rétrécit (largeur de 50 m) et recule vers la côte.

Entre janvier et avril 2008, les barres intertidales de la plage sont lissées exceptée la 1^{ère} en bas de plage qui joue un rôle de protection en stockant les sédiments durant la période hivernale. Durant cette période encore agitée, la plage continue pourtant à s'engraisser légèrement (accrétion moyenne comprise entre 0 et 20 cm) ; en revanche l'érosion enregistrée au niveau de la barre de swash (fig. 4.14), correspond ici au recul encore plus marqué de cette dernière en direction de la côte sur une distance supérieure à 40 m.

Les mois de juin à septembre 2008, durant la saison estivale, montrent une barre de swash très développée, qui se décale toujours vers les terres ainsi qu'un profil de plage à barres nombreuses et très marquées correspondant à un profil dit de temps calmes. En effet, [Kroon et Masselink \(2002\)](#) ont montré que la mobilité transversale des barres (migration *onshore*) s'accomplit avec un transfert des sédiments à partir du flanc externe vers le flanc interne de la barre sous des conditions de faible agitation. [Stépanian \(2002\)](#), [Reichmüth \(2003\)](#) et [Van Houwelingen \(2004\)](#) ont démontré pratiquement le même mécanisme sur d'autres plages à barres intertidales.

Entre octobre 2008 et janvier 2009, durant la période agitée, paradoxalement, le nombre de barres est maximal et leur morphologie est la plus marquée. Cette relaxation morphologique face des forçages hydrodynamiques est couramment observée ([Reichmüth et Anthony, 2002](#) ; [Kroon et Masselink, 2002](#) ; [Masselink, 2004](#)). Elle semble en partie liée ici à l'effet de lissage par la marée.

En octobre 2008 et janvier 2009, des différences de morphologie de ces barres (largeur, asymétrie, bêche très marquée) sont mesurées. A cette période l'importance du drainage, par le chenal principal situé à l'est mais aussi par ceux situés sur la partie plage du profil (certes moins développés mais plus nombreux) a été observée durant les levés de terrain. Ces chenaux jouent donc un rôle majeur dans la morphologie de ces barres comme cela avait déjà été démontré par [Reichmüth et Anthony \(2008\)](#).

Les fluctuations morphologiques au sein du profil sont souvent moins significatives en conditions de temps calme (période printanière et estivale) qu'en conditions de fortes agitations (Fig.4.15), ce qui n'est guère étonnant. Par ailleurs, ces changements sont principalement concentrés sur la zone de plage, autour du NM et des HMME (Fig. 4.15). En bas de plage, des valeurs non négligeables entre la BMVE et la BMME sont également mesurées. Cette situation a également été décrite par [Anthony et al. \(2004\)](#) et par [Reichmüth et Anthony \(2007\)](#). Les pentes plus marquées de cette zone sont plus favorables à une variabilité hydrodynamique locale et engendre donc plus de changements morphologiques. ([Anthony et al., 2004](#)).

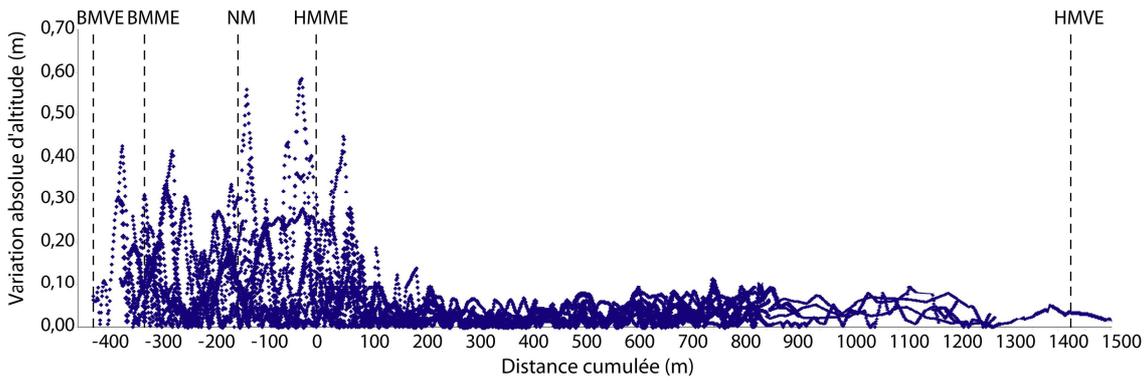


Figure 4.15 : Répartition des valeurs absolues des fluctuations morphologiques au sein du profil topographique durant le suivi annuel.

Parallèlement à ces variations altitudinales, Reichmüth (2003) a montré que malgré ces changements morphologiques les plus significatifs et ce, même en conditions de faibles agitations, une redistribution locale des sédiments et une variation volumétrique négligeable est généralement enregistrée (confirmée par les valeurs volumétriques en Fig. 4.16).

L'augmentation la plus importante des volumes totaux par jour est enregistrée pendant la période de temps calme entre septembre et octobre 2008, tout comme la période qui la précède entre avril et juin 2008. En général, la zone du profil enregistrant une augmentation la plus importante est toujours la zone dite plage, suivie du bas de la plate-forme, le gain diminuant progressivement en remontant vers le haut de la plate-forme.

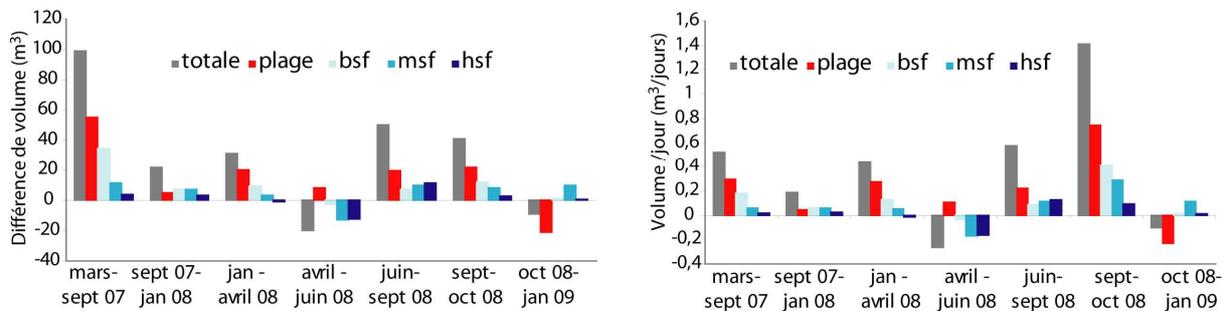


Figure 4.16 : Evolution des volumes totaux, de la partie plage, du bas (bsf), du milieu (msf) et du haut de la plate-forme (hsf) du profil entre chaque mesure et calcul des ces évolutions journalières en m^3 .

Lors d'une année classique du point de vue météorologique (1) le volume du profil augmente quasi continuellement. La plate-forme, localement, peut pourtant connaître des érosions suite à l'association conditions météorologiques agitées et hauts niveaux d'eaux.

Ce type de profil intertidal de plage associée à une plate-forme connaît des évolutions volumétriques (2) influencées par les conditions météorologiques (pertes durant les périodes dites agitées et/ou gains pour les périodes dites calmes) comme la plupart des plages du

secteur mais peut aussi, lors de conditions de vive-eau agitée, enregistrer (3) des changements morphologiques (et volumétriques) très importants sur le haut de la plate-forme.

Enfin, la seconde phase d'érosion (Fig. 4.16), correspond à la dernière période entre octobre 2008 et janvier 2009 qui connaît une érosion résiduelle de volume total, se traduisant par une perte du volume de la plage mais paradoxalement par un gain sur la zone de la plate-forme.

En réponse à des périodes agitées (octobre 2008 à janvier 2009) une érosion peut être enregistrée, correspondant à (4) un transfert de volume de la plage vers la plate-forme. Ce transfert s'effectue par le dédoublement et à la migration *onshore* d'une partie de la barre de swash.

1.4.2. TENDANCE ÉVOLUTIVE SAISONNIÈRE

L'évolution topographique saisonnière mesurée (Fig. 4.17), se traduit par un engraissement significatif de la plage, avec une légère migration *onshore* de toute cette partie du profil.

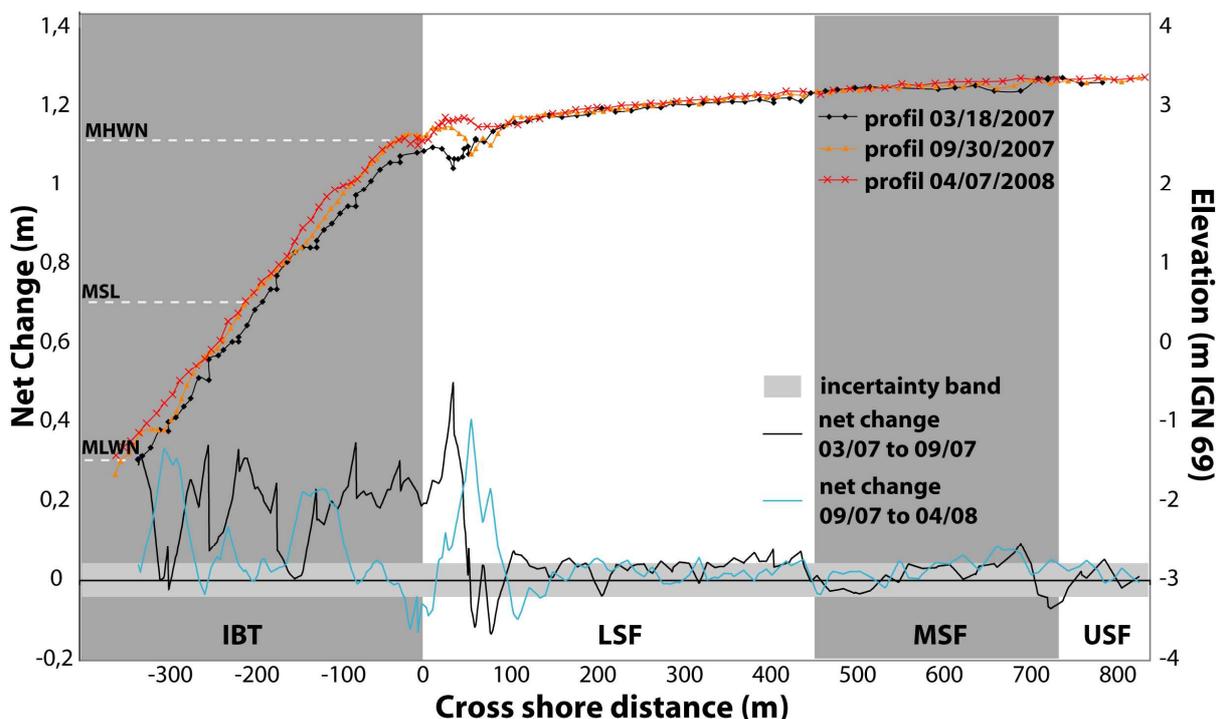


Figure 4.17: Zoom sur l'évolution topographique transversale pour chaque campagne de mesures hydrodynamiques. A noter le comblement progressif de la dépression située au centre de la zone MSF (mi-sandflat). (Aubry *et al.*, 2009)

L'accolement du banc tidal à la côte (à échelle spatio-temporelle plus large), se traduit par cette importante alimentation en sédiments, disponibles à proximité, et induit une continuité de cette dynamique d'accolement (figure 4.17) avec le décalage *onshore* de la crête de la très large barre de swash.

Parallèlement à cette accrétion générale du profil, un comblement progressif d'une dépression topographique (largeur de 80 m) est enregistré à la fin de la zone de la mi-plate-forme, point de départ de la localisation des particules fines enregistrées en Figure 4.51. Durant les hauts niveaux d'eau, lors de l'inondation de cette zone, le phénomène de décantation favorise un dépôt des particules vaseuses (Aubry *et al.*, 2009). Son comblement par des particules fines enregistré en une année (13/03/07 au 07/04/08 fig. 4.17) traduit une tendance d'accrétion et d'envasement global de la zone d'étude. Associé à cela un transfert de ces sédiments fins sur une plus large surface est mesuré (cf. fig. 4.35 sur la répartition des fines sur la plate-forme).

1.4.3. ENREGISTREMENT ET IMPACT SUR LA TOPOGRAPHIE D'UN ÉVÉNEMENT EXCEPTIONNEL : LA TEMPÊTE DU 20 MARS 2007

Lors de la campagne de mars 2007, le levé du profil topographique a été réalisé le 18 mars (coefficient de 108), et le 24 mars (coefficient de 66). 5 jours après le premier levé, une tempête de secteur N (vent moyen horaire $> 13 \text{ m.s}^{-1}$) est enregistrée (Fig. 4.18). Cette tempête caractérisée par des vents importants a coïncidé avec la pleine mer d'un très haut niveau d'eau (coefficients de marée 115 et 116) et ainsi a engendré une surcote importante (15 cm).

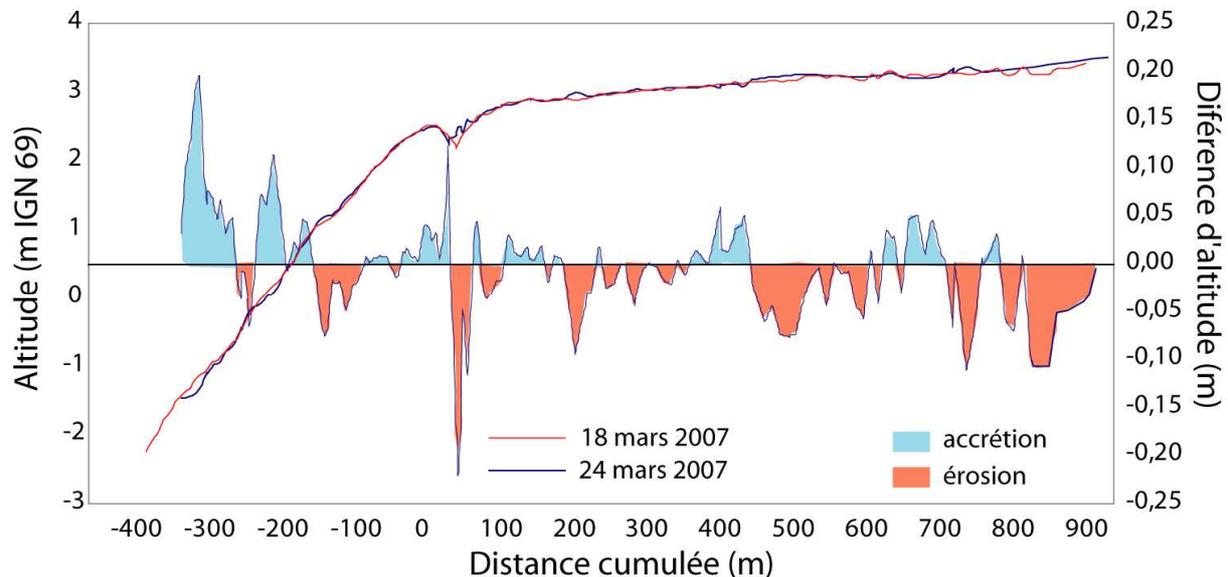


Figure 4.18 : Morphologie d'avant et d'après tempête, lors de la campagne de mars 2007.

La réponse morphologique de la plage et de la plate-forme, face à un événement exceptionnel de tempête, est significative (lissage et recul des barres intertidales sur la plage, abaissement de la barre de swash vers la côte). Parallèlement, une érosion quasi générale de la plate-forme (localement des érosions de 10 cm) est mesurée. La surface de la plate-forme suite à cet

événement, présente de nombreuses mégarides, formées sous l'action d'un courant unidirectionnel dirigé vers les terres en réponse au forçage de secteur nord (chapitre 3).

L'évolution volumétrique durant cette tempête (tab. 4.1) est finalement peu importante par rapport aux variations morphologiques globales. Le volume total, s'érode de moins de 2 m³/m linéaire d'estran, avec une perte la plus importante en % du volume total au niveau de la haute plate-forme. A contrario, la plage présente une augmentation de son volume, en réponse aux courants dirigés vers le large durant cet épisode (undertow, cf. fig. 3.13 en chapitre 3) qui induisent un transfert de sédiments du haut de la plate-forme vers la plage.

Tableau 4.1 : Volumes avant et après tempête du profil intertidal pour 1 m de largeur (plancher à -3 m IGN 69).

	Volume total (m³/m)	Volume de la plage (m³/m)	Volume BSF (m³/m)	Volume MSF (m³/m)	Volume HSF (m³/m)
18 mars 2007	6226,69	1159,69	2497,27	2030,76	1025,05
24 mars 2007	6224,26	1168,57	2487,91	2026,08	1015,41
Evolution %	-0,04	+0,77	-0,37	-0,23	-0,94
Evolution m³/m linéaire	0,002	+0,03	-0,02	-0,01	-0,04

Ainsi, comme l'avait démontré Reichmüth (2003), malgré d'importantes variations altitudinales, peu de variations volumétriques sont enregistrées en raison d'une redistribution locale des sédiments même lors d'événements très agités. Il faut cependant nuancer ce propos car ce type d'événement, bien qu'intense en énergie, ne dure que quelques heures. Par conséquent ce secteur, très bien alimenté en sédiments et connaissant une accrétion globale importante, permet sans doute de minimiser ces phénomènes paroxystiques sporadiques.

1.5. MESURES D'ACCRETION/ÉROSION, PIÉGEAGES ET TAUX DE SÉDIMENTATION

1.5.1. MESURES ALTIMÉTRIQUES ET HYDRODYNAMIQUES PAR CYCLE DE VIVE-EAU

Le cycle de mars, durant lequel les vents ont souvent soufflé à des vitesses largement supérieures à 8 m.s⁻¹ (Fig. 4.19B), a permis d'enregistrer différents type de variations altimétriques (donnée ALTUS).

Durant les deux premières marées, notamment lorsque les vitesses de courants sont élevées en début et fin de marée (60 à 70 cm.s⁻¹ fig. 4.19C) une érosion totale de 1,1 cm est mesurée.

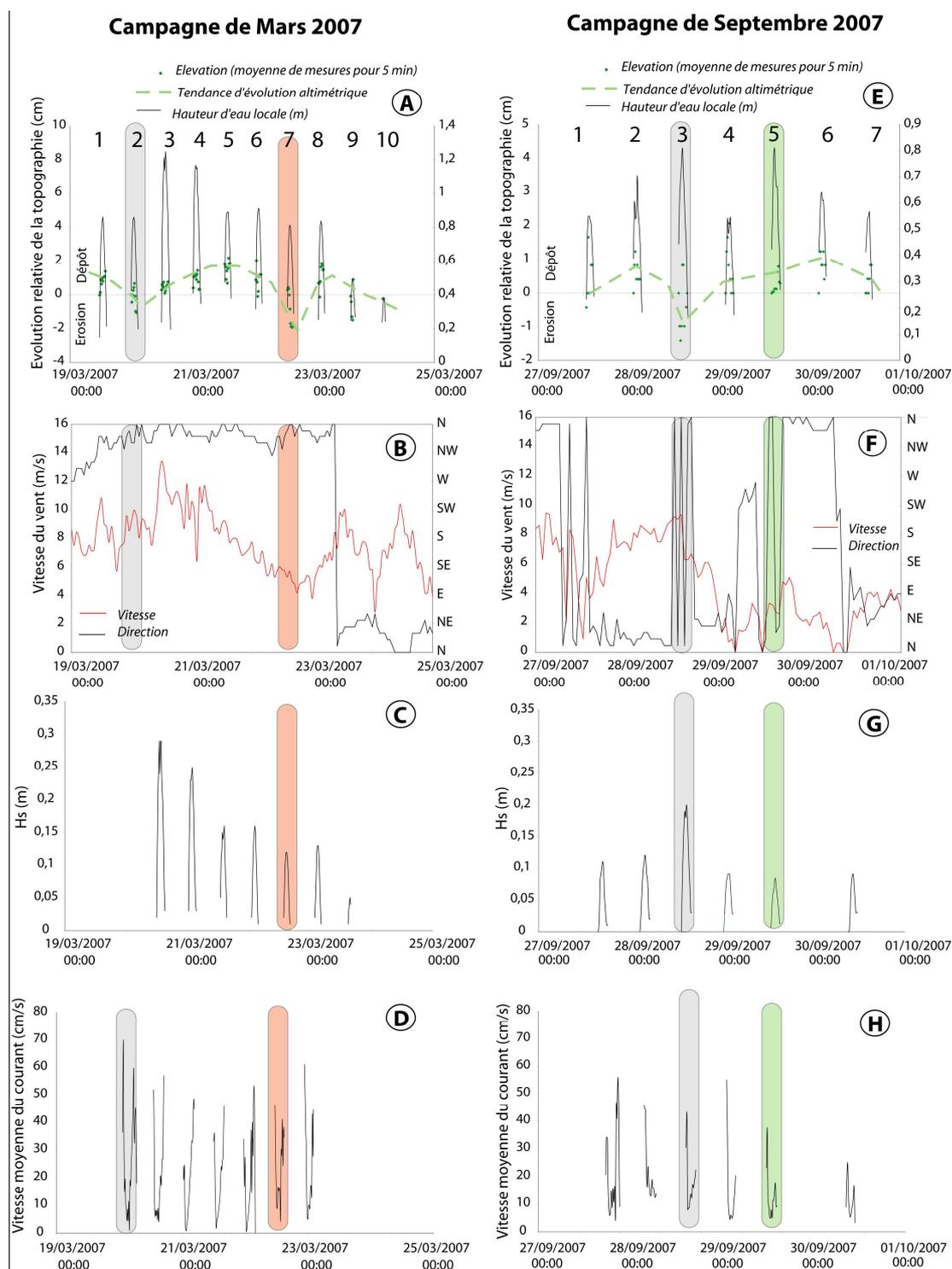


Figure 4.19 : Evolution relative de la topographie et données hydrodynamiques pour les 2 campagnes d'hiver et d'automne 2007. Entouré en rouge, exemple d'érosion (présenté ci-dessous) et en vert exemple de sédimentation. En grisé, les marées où l'érosion est mesurée associée aux Hs ou aux vitesses de courants les plus élevées du cycle. Position des appareils de mesure en fig. 2.26

Durant les marées 3, 4 et 5, une accrétion de 2,2 cm environ est mesurée, en relation avec la période de déchet et ce malgré la vitesse des vents relativement forts. Puis l'érosion est à nouveau observée pendant les marées 6 et 7 malgré une baisse de la vitesse des courants (Fig.

4.19D et C) et une diminution de la hauteur des vagues. La marée suivante permet une accrétion assez importante (1,9 cm) avant finalement une nouvelle érosion, lors des deux dernières marées du cycle de vive-eau. Durant ce cycle une érosion résiduelle de 1,5 cm est mesurée.

Pour la campagne de septembre 2007 (niveaux d'eaux de vive-eau moins élevés qu'en mars), les vents ont été peu souvent supérieurs à 8 m.s^{-1} (fig. 4.19F). Une phase d'accrétion pour les marées 1 et 2 associée à des vitesses de courants faibles et des hauteurs significatives inférieures à 11 cm (Fig. 4.19G) est enregistrée. La marée 3 connaît une phase érosive assez importante (-1,5 à -2 cm) avec les hauteurs significatives les plus hautes du cycle (20 cm) et des vitesses moyennes de courants normales similaires aux marées précédentes (Fig. 4.19H). Les marées 4 à 6 enregistrent une phase de dépôt progressif avec une baisse des niveaux d'eau, de la vitesse des courants et des hauteurs significatives de vagues qui restent inférieures à 8 cm.

Lors de ce cycle, logiquement, quand la hauteur des vagues est plus haute, elles engendrent un mécanisme d'érosion. La vitesse des courants, certes assez significative, pour une remise en suspension, semble jouer un rôle pourtant secondaire par rapport à l'importance des houles.

Lorsque ces dernières dépassent une limite de 12 cm de hauteur significative localement, une phase érosive est alors enregistrée.

1.5.2. ÉTUDE DES PROCESSUS A L'ÉCHELLE DE LA MAREE

1.5.2.1. Exemple d'un processus érosif

En mars 2007, le vent a soufflé à plus de 9 m.s^{-1} durant la marée du 23 mars à 14 h 30. Cette marée est retenue pour montrer la variabilité altimétrique haute dans le cas d'un événement érosif (Fig. 4.20A et C).

Au tout début de la marée deux successions d'augmentation relative de la topographie (1,3 cm puis 1,0 cm) sont observées correspondant ici certainement au passage de deux rides de sable. Au cours du flot, une diminution relative de la topographie est mesurée associée à une augmentation des hauteurs significatives de vagues (Hauteur significative maximale des vagues égale à 0,12 m en figure 4.20C). En parallèle un décalage dans le temps entre le maximum, de hauteurs significatives, de hauteur d'eau et le maximum d'érosion est remarqué.

L'érosion continue alors que la tranche d'eau et l'énergie diminuent. Au jusant avec la diminution de la profondeur, des hauteurs significatives de vagues et une forte turbidité, l'altitude augmente logiquement par décantation des particules fines. Au final, durant cette

marée, une érosion résiduelle de 2,0 cm est enregistrée. Si, la vitesse du vent reste constante et supérieure à 8 m.s^{-1} durant plusieurs marées de forts coefficients, l'érosion est significative (Yang, 1993 ; Silva Jacinto, 2001).

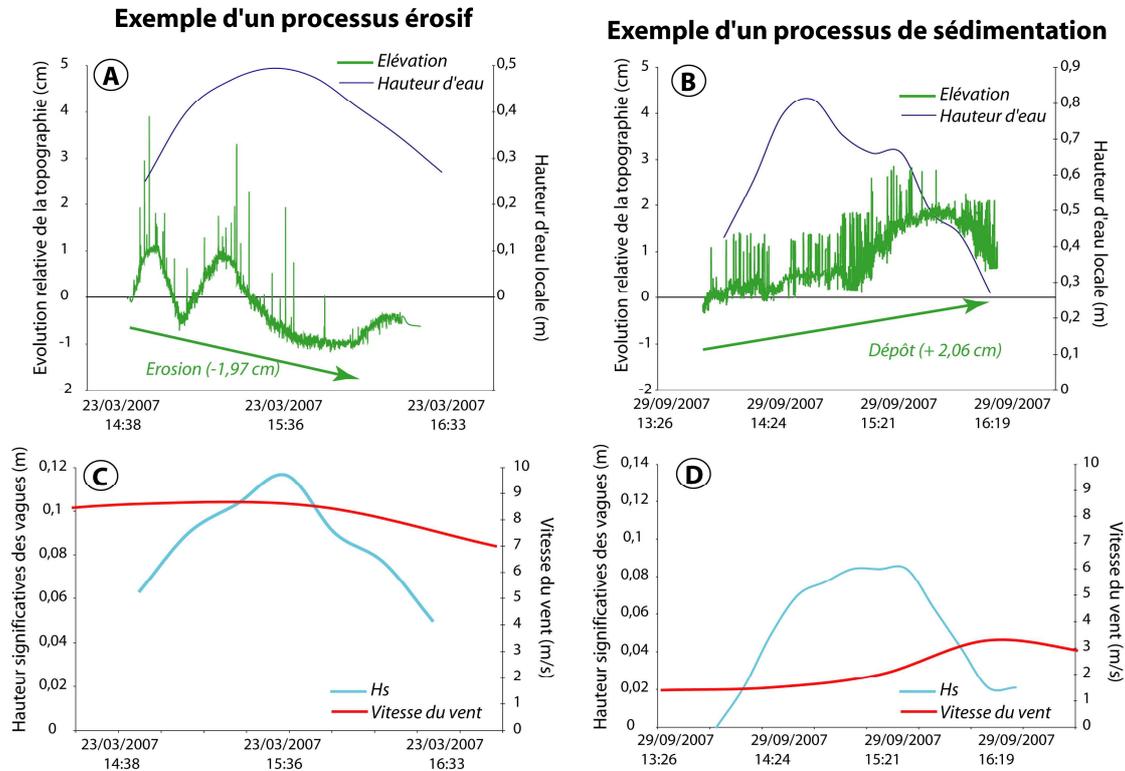


Figure 4.20 : Exemples d'évolutions altimétriques importantes, de dépôt ou érosion en fonction de la vitesse du vent et des hauteurs significatives des vagues lors de deux marées caractéristiques (une mesure toutes les 2 secondes) lors des marées du 23 mars et 29 septembre 2007 ; position des appareils en figure 2.26.

1.5.2.2. Exemple d'un processus de sédimentation

La campagne de septembre 2007 a connu quant à elle des phénomènes météorologiques calmes, favorables à un contexte de sédimentation. Ainsi, la marée du 29 septembre 2007 à 13 h 30 caractérisée par des vents faibles inférieurs à 3 m.s^{-1} (Fig. 4.20C) a été choisie ici pour montrer les capacités de dépôt sur la vasière en une seule marée.

Un dépôt progressif tout au long de la marée avec une accélération de la vitesse de sédimentation à mi-jusant avec des vagues locales inférieures à 8 cm de hauteur significative de vague (Fig. 4.20C). Une érosion en fin de cycle (1,2 cm) est également mesurée, lorsque la tranche d'eau et les hauteurs significatives diminuent, finalement à la fin de la marée le dépôt résiduel est de 2,1 cm.

Dans l'ensemble, les plus grands changements de l'altitude s'observent principalement en début de flot et fin de jusant quand la profondeur de la tranche d'eau est assez faible (h entre 20 et 40 cm) et que les vitesses des courants sont réduites.

Le constat qui associe un dépôt avec une diminution de la vitesse des courants et une hauteur limite de vague non atteinte n'est pas toujours observé (ex. le cycle de mars 2007). Cette observation complique donc la logique de sédimentation et/ou érosion localement sur le haut de la plate-forme. Ce type de zone, dont l'évolution de l'altitude est principalement liée à la submersion (niveau d'eau, quantité de matière en suspension) et aux énergies reçues (vagues et courant) évolue également en fonction de micro-variations sédimentaires (particules fines ou mixtes, phénomène de tassement), topographiques (dépression, micro-dune) et de végétalisation (rôle des salicornes) comme cela a déjà été grandement démontré (Black et Paterson, 1997 ; Lesourd, 2000 ; Deloffre *et al.*, 2005, 2006 ; Aberle *et al.*, 2004).

1.5.3. MESURES DE PIÉGEAGE EN SUSPENSION

La campagne d'avril 2008 s'est focalisée sur les mesures de sédimentation en haut de la plate-forme avec l'association de plusieurs types d'instruments (Altus, Filtres Jigorel, Bonner Tube).

Un Bonner Tube a été déployé à proximité d'un Altus (Fig. 4.21) durant la totalité d'un cycle de vive-eau / morte-eau / vive-eau (Fig. 4.21). Au cours ce cycle complet les conditions météorologiques ont été relativement calmes, idéales pour la sédimentation vaseuse.

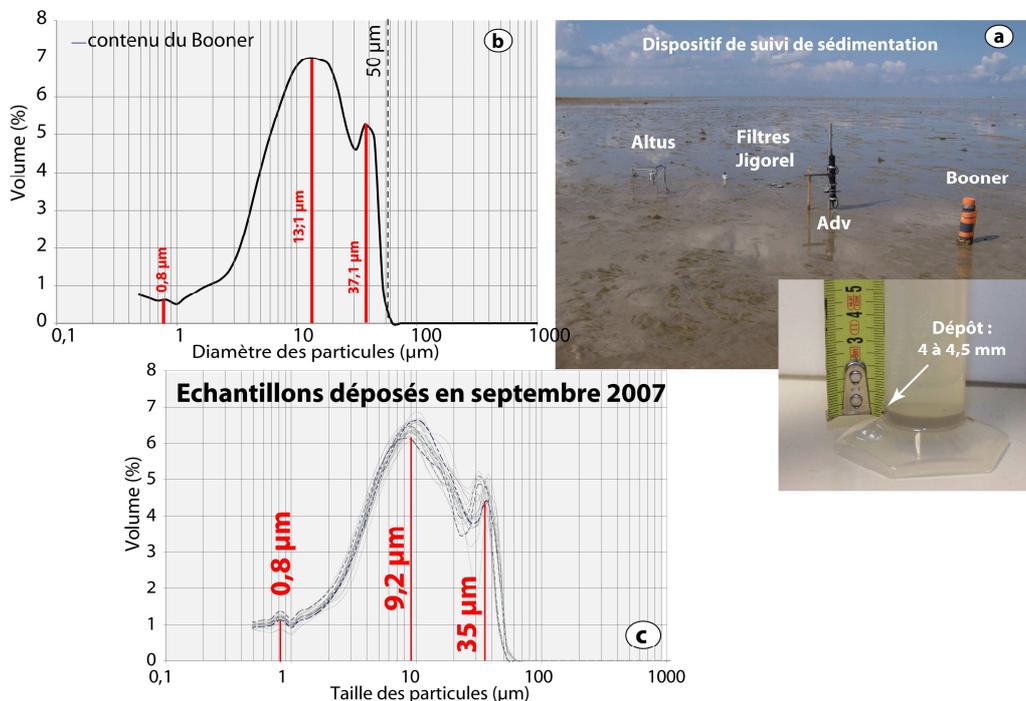


Figure 4.21 : a) Dispositif de suivi de sédimentation en haut de la plate-forme. Association d'un Altus, d'un courantomètre ADV et d'un Booner b) Courbe granulométrique du sédiment piégé en septembre 2008 et c) comparaison avec celle des sédiments déposés en septembre 2007.

Le Booner associé à la mesure Altus permet d'obtenir un dépôt de 4,5 mm, soit la hauteur maximale de dépôt mesurée à l'altus sans tenir compte des remises en suspension, ni des périodes de tout début et toute fin de marée durant lesquelles les très faibles tranches d'eau (h entre 20 et 40 cm) engendrent des changements d'altitude significatifs.

La composition du dépôt (fig. 4.21) est quasiment uniquement vaseuse (94,88 % du volume total < 50 µm). La courbe granulométrique du sédiment piégé en septembre est légèrement étalée mais quasiment unimodale (distribution avec 3 modes régulièrement espacés à 0,8, 13,1 et 37,1 µm) et surtout très ressemblante aux vases déjà déposées en septembre 2007. Ces deux courbes précisent la récurrence de ce phénomène mais surtout indiquent qu'il s'agit toujours des mêmes sédiments provenant d'une même source de sédiments fins.

1.5.4. MESURES DE PIÉGEAGE ET TAUX DE SÉDIMENTATION

Six filtres Jigorel ont été positionnés, trois à l'est et trois à l'ouest de l'entrée de la plate-forme (Fig. 4.22a) à des altitudes assez élevées qui connaissent des hydropériodes variables (Fig. 4.22b) comprises entre 3 et 25 h durant le cycle de vive-eau d'étude d'avril 2008.

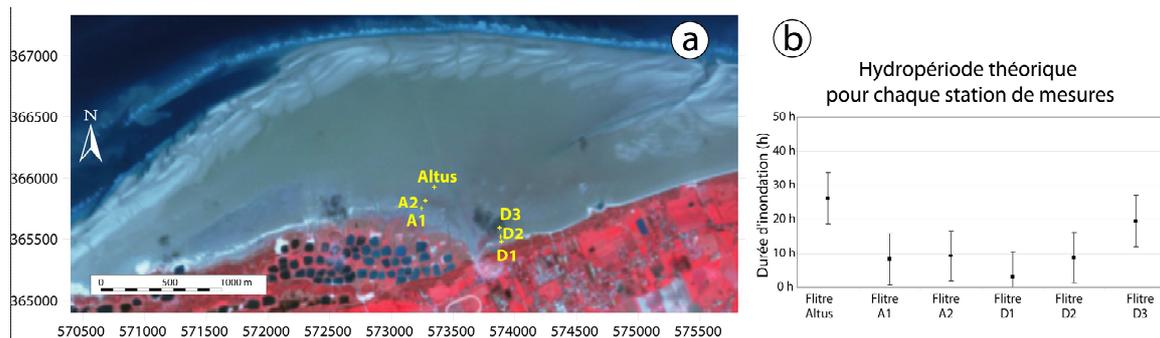


Figure 4.22 : a) Rappel de localisation des filtres en haut de la plate-forme et b) hydropériodes théoriques pour chacune des stations de mesures.

Les filtres placés à l'est de la plate-forme, dans la zone de sédimentation active de la vasière, sont disposés en radiale (Fig. 4.22). La topographie précise entre les filtres est mesurée. Celui placé au centre (D2 en Fig. 4.23) est positionné dans une dépression topographique. Cette forme locale entraîne, une fois recouverte pas la marée, une stagnation du niveau d'eau même à marée basse, en lien avec un mauvais drainage causé par la forme en "cuvette" et la présence de nombreux sédiments vaseux. Cette particularité a pour conséquence une très forte augmentation de l'hydropériode pour cette station de mesure (Fig. 4.23) avec une durée égale à 130 heures qui permet donc une sédimentation des particules fines en continue durant la totalité du cycle de vive-eau, malgré les marées basses.

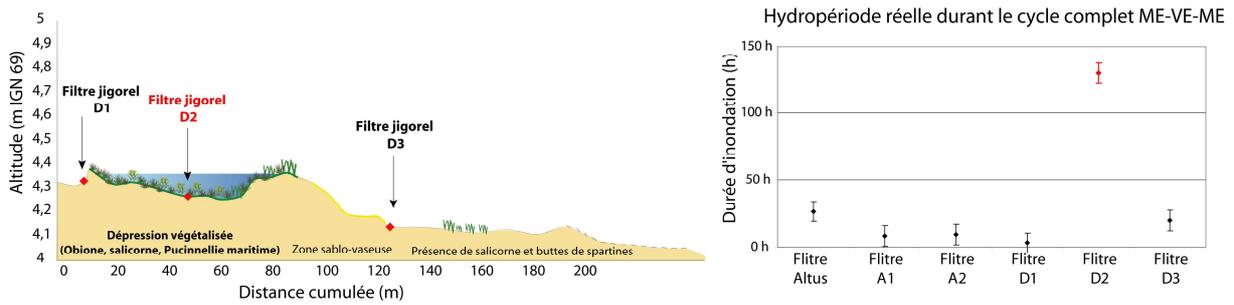


Figure 4.23 : Profil topographique le long de la radiale de mesures de dépôt à l'est de la plate-forme, et hydropériode réelle mesurée durant le cycle complet de vive-eau d'avril 2008.

Durant la période d'inondation des zones de mesures, le dépôt journalier et par station est déterminé, correspondant à la sédimentation réalisée au cours des deux marées journalières et le dépôt résiduel de la totalité du cycle. Dans un premier temps la totalité des dépôts journaliers par station et le dépôt résiduel du cycle sont comparés. Pour l'ensemble des stations de mesures, le dépôt résiduel est toujours inférieur au total des dépôts journaliers, prouvant l'existence d'une assez importante remise en suspension des particules fines sur l'ensemble du cycle. Seule la station située dans la dépression topographique, continuellement inondée durant le cycle, sans remise en suspension, présente un dépôt résiduel plus important que la totalité des dépôts journaliers.

Les dépôts mesurés sur ces stations sont particulièrement vaseux et plutôt vaso-sableux pour la zone plus haute en altitude de la vasière ouest (A1 et Altus). Un exemple de la granulométrie de ces dépôts du 9 avril 2008 est présenté en figure 4.24.

Les mêmes modes sont retrouvés pour l'ensemble des échantillons et ce quelle que soit la zone de la plate-forme ou la période de mesure. L'échantillon dans la dépression topographique est particulièrement fin (bimodale, un mode à 0,8 et un à 1,95 μm car piégeage effectué dans la dépression topographique immergée, composé principalement de matière en suspension) Cet échantillon est caractéristique des échantillons vaseux types (Fig. 4.24 premier pic à 0,8 μm).

Les zones les plus en altitude (au niveau des filtres A1, D1 et D2) sont principalement composées de vase avec un étalement du mode principal autour de 31,25 μm caractéristiques des échantillons vaseux de la plate-forme (fig. 4.24). Enfin les zones un peu plus en altitude (filtre A2 et Altus) présentent une composition sédimentaire mixte bimodale. Ces sédiments sont composés d'un mode principal sableux (pic à 250 μm caractéristique des échantillons purement sableux de la plate-forme) et d'une fraction fine étalée autour de 15,625 μm ainsi qu'un léger pic secondaire proche de 105 μm (deux modes caractéristiques des échantillons sablo-vaseux types en fig. 4.24).

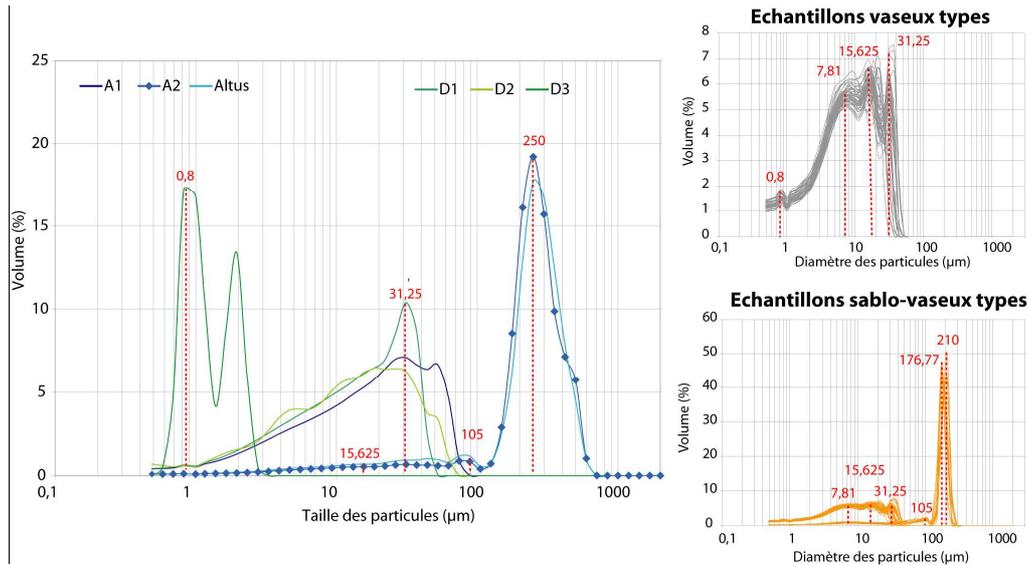


Figure 4.24 : Granulométrie des dépôts du 09/04/08 pour chaque station de mesures, comparaison des courbes granulométriques des échantillons types vaseux et sablo-vaseux de la figure 4.1. La désignation des modes principaux est ici notée approximativement pour donner une indication.

L'analyse de l'ensemble des courbes granulométriques démontre une nouvelle fois, la **réurrence de ces apports vaseux à composition granulométrique identique, donc de source unique et identique à moyen terme**. Le tri (mixte à dominante sableuse, vaseuse ou purement vaseux voire argilo-silteux) s'effectue le long du profil intertidal, en relation avec l'amortissement énergétique reçu.

La quantité de sédiments déposée varie en fonction des stations et des marées (Fig. 4.25a), le maximum déposé correspond aux marées du 6 et du 9 avril 2008.

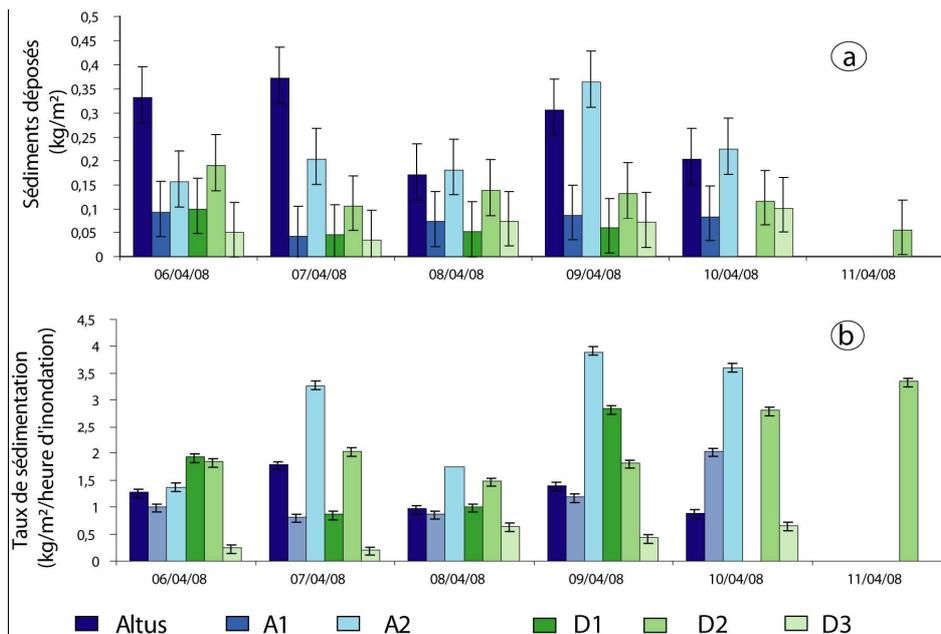


Figure 4.25 : a) sédiments déposés par unité de surface, b) taux de sédimentation en fonction du nombre d'heures d'inondation.

La quantité de sédiments est ensuite extrapolée en m², en fonction de la surface du filtre de collecte (Fig. 4.25b). A partir du 11 avril 2008, la zone est hors eau, hormis le filtre D2 dans la dépression.

La zone qui présente les taux de sédimentation les plus élevés est la zone au sud de la zone atelier "vase" (A2 en fig. 4.22), au niveau de la formation de micro dunes embryonnaires, venant confirmer les évolutions altitudinales importantes mesurées dans cette partie de la plate-forme entre 2007 et 2008 (cf. 1.3.3. et 1.3.4. de ce chapitre).

Les taux les plus élevés par heure d'inondation ont été enregistrés lors des marées du 9 et du 10 avril 2008 avec des coefficients de marées de déchet (entre 108 et 100) et avec des vents relativement faibles, toujours inférieurs à 4,5 m.s⁻¹(fig. 4.26). Les taux moyens sont plus faibles quand les conditions météorologiques sont légèrement agitées (vitesses de vent proches des 8 m.s⁻¹) associée aux niveaux d'eau les plus élevés du cycle (Fig. 4.26).

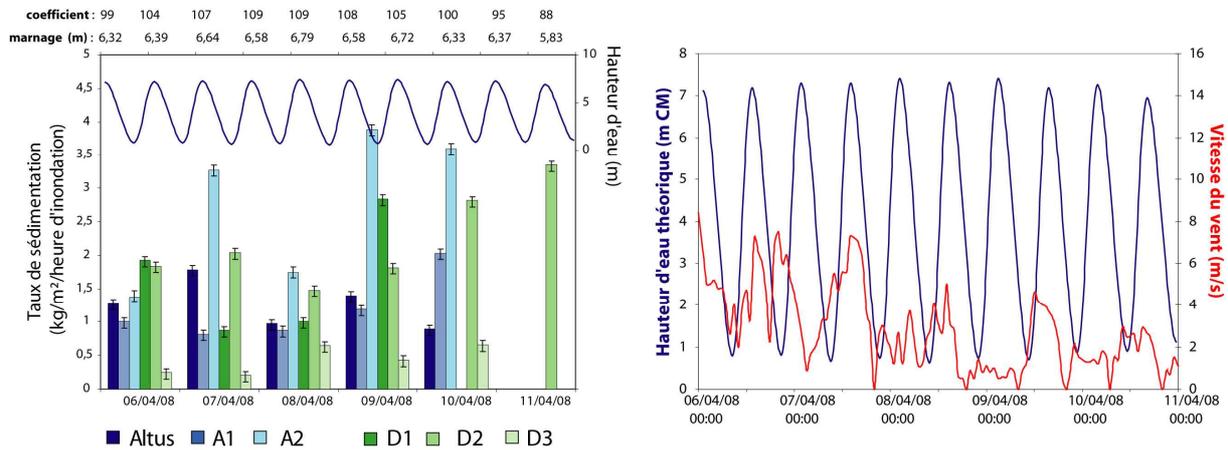


Figure 4.26 : Taux de sédimentation par heure d'inondation mis en relation avec les niveaux d'eau et la vitesse du vent.

Les conditions qui semblent idéales pour un maximum de sédimentation sur le haut de cette plate-forme, sont l'association de hauts niveaux d'eaux raisonnables (coefficient entre 95 et 105) mais surtout lors de conditions météorologiques très calmes (vents inférieurs à 4 m.s⁻¹). Au-delà de cette limite, les fractions fines sont certes abondantes (MES), mais ne sont pas déposées. De plus avec une telle énergie, celles préalablement déposées, sont remises en suspension et exportées. L'épaisseur des dépôts semble légèrement augmenter tout au long du cycle total de vive-eau.

Au début du cycle, la marée remet en suspension les dépôts du précédent cycle, apportant à nouveau du matériel en suspension. En début de déchet, l'énergie locale diminuant, les MES peuvent alors sédimenter jusqu'à la fin du cycle.

1.6. TÉLÉDÉTECTION *IN SITU* : MESURE DE LA SÉDIMENTATION ÉOLIENNE PAR TÉLÉMÉTRIE LASER

La télédétection est ici développée à travers le développement d'une méthodologie expérimentale originale d'altimétrie fine de mesures de dépôt et/ou d'érosion sur notre secteur d'étude.

1.6.1. MÉTHODOLOGIE ET INTÉRÊT DE L'EXPÉRIMENTATION

L'objectif de cette expérimentation inédite (à notre connaissance aucune mesure de ce type n'a jamais été réalisée) est la mesure en continue (immergée/émergée) de la sédimentation / érosion de manière à appréhender les processus dans leur globalité.

L'instrumentation développée est relativement simple à concevoir et peu onéreuse (coût inférieur à 2000 €). Lors du premier test de mesures, nous avons dû faire face à des problèmes de connexion et d'autonomie qui ont empêché le bon déroulement de l'ensemble des mesures (arrêt de la webcam ou saturation, conflit de connexion wifi pour la station météorologie, autonomie énergétique journalière insuffisante). Nous tenons à présenter quand même la démarche suivie même si les résultats obtenus ne sont pas très parlants.

Les mesures de dépôt et/ou d'érosion durant l'immersion de la plage, sont effectuées habituellement à l'aide d'un Altus (cf. partie précédente en 1.5.). Afin d'associer ces mêmes mesures, mais lors des phases d'émergence (topographie influencée par la dynamique éolienne), nous avons conçu un mât instrumenté¹ (hauteur : 3,5 m) implanté en zone intertidale (Figure 4.27). Sur cet assemblage, sont fixés à une hauteur de 2,5 m, un télémètre (*Disto A5 Leica*) et une webcam positionnés sur un bras déporté pour éviter de mesurer la zone proche du pied, influencée par le mât. Une station météo est également installée au sommet de cette structure. L'acquisition des données s'effectue par wifi grâce à un ordinateur portable alimenté par batterie chargée à l'aide d'un panneau solaire (autonomie de 18 à 20 h durant l'expérience). Un programme informatique créé pour cette expérience, permet d'enregistrer toutes les minutes une mesure de la hauteur entre le télémètre et le sol.

Ce dispositif a été mis en place en fin de période de ME (Fig. 4.27), durant laquelle les formes éoliennes les plus importantes sur l'ensemble de la plate-forme sont enregistrées. Cette période permet également de tester ce procédé durant des conditions de faibles agitations (indispensables pour vérifier la solidité et la stabilité du mât) et en mai, en raison de longues journées favorisant le stockage d'énergie par le panneau solaire.

¹ Développement informatique et électronique, L.B ; conception de la structure M.L.

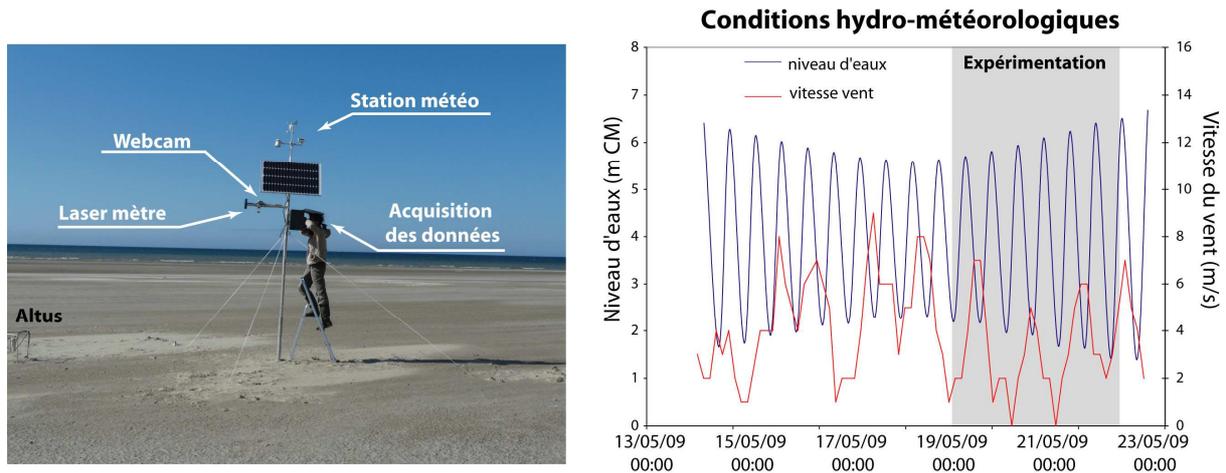


Figure 4.27 : Déploiement expérimental au soir du premier jour de mesures et conditions hydro-météorologiques moyennes précédant et durant l'expérience. A noter la formation de dunes éoliennes de formes barkhanoïdes au pied et à côté du mât.

Lors des 15 premières minutes (Fig. 4.28a) la surface au pied du mât a été largement remaniée en lien avec l'installation du dispositif. On note une très faible accrétion de la surface (< 1 cm) mais supérieure à la marge d'erreur (1,5 mm constructeur, rapportée à 0,4 cm sur la plage d'après les tests effectués en laboratoire et en extérieur) avec des vents moyens faibles 3 et 4 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ mais des rafales proches de 7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (valeur limite théorique estimée pour la mise en mouvement en partie 3.3.1 du chapitre 3). Cette accrétion mesurée valide donc le dispositif expérimental.

Dans un contexte de surface sableuse sèche, une fois la vitesse limite de mise en mouvement atteinte (7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), on observe des déplacements de ces dunes barkhanoïdes typiques (visibles en fig. 4.27) déjà localement formées même avec des vitesses moyennes inférieures à ce seuil limite.

1.6.2. RÉSULTATS DU SUIVI DES 48 HEURES

Durant la période de mesures, les vitesses moyennes de vent n'ont jamais dépassé les 7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, (fig 4.28c données Météo France) seuil déterminé comme étant capable d'engendrer une déflation éolienne. Seules quelques rafales, le 21 et le 22 mai après-midi, ont dépassé largement ce seuil avec des vitesses atteignant les 10 à 12 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Durant l'immersion, les plus fortes variations d'altitude (maximum de 7 cm) sont enregistrées (Fig. 4.28b) en corrélation soit avec les niveaux d'eau élevés soit avec à une accélération des vitesses du vent qui engendrent localement plus d'énergie.

Durant l'émersion, très peu de variations sont mesurées, la plus grande évolution est observée le 21 mai entre 14 et 21 h (accrétion de 6 mm) durant la journée qui enregistre les rafales de

vents les plus fortes (fig. 4.28c). Au total, en deux jours de suivi, peu de variations altitudinales ont été mesurées. Cette stabilité s'explique par la faiblesse des vitesses du vent ($< 7 \text{ m.s}^{-1}$) sur ce secteur rapidement immergé (compte tenu de sa position), réduisant ainsi la capacité de mobilisation des sables par le vent.

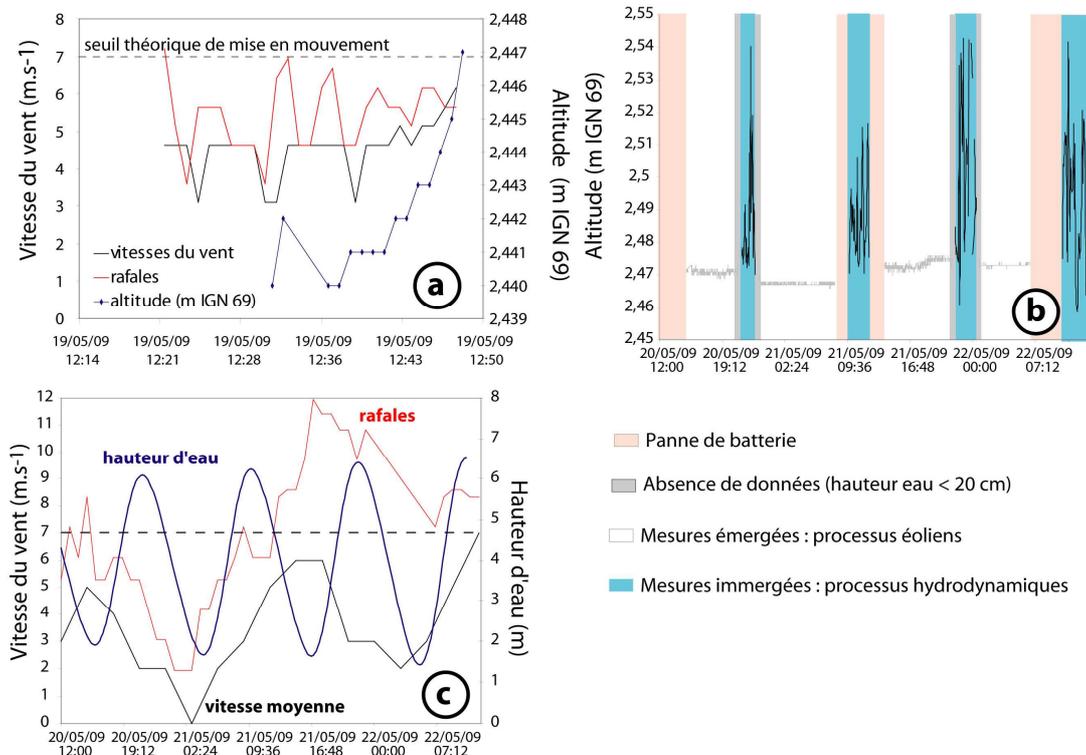


Figure 4.28 : a) Variation de l'altitude mesurée par le dispositif, vitesses moyennes et rafales du vent local ; b) Résultats des 48 h de suivi en condition immergée et émergée ; c) conditions météo-marines associées.

1.6.3. PERSPECTIVES

Ce type de dispositif simple à mettre en œuvre, sur n'importe quel estran ou dune s'avère être intéressant pour étudier les variations continues (immergé/émergée) de l'altitude (phénomènes d'accrétion, d'érosion, de tassement), pour mesurer les conséquences locales de courants et de houles, pour comprendre l'impact des processus éoliens sur la morphologie résiduelle.

La seule période sans mesures se produit quand la hauteur d'eau est inférieure à 17 cm. A ce moment, l'Altus ne peut encore mesurer et le télémètre enregistre une distance erronée, car influencée par la tranche d'eau. Au-delà de 3 à 5 cm de profondeur, il mesure avec une marge d'erreur quasi-constante (tout de même comprise entre 5 à 15 cm), la montée de l'eau au même titre qu'un capteur à pression (Fig. 4.29).

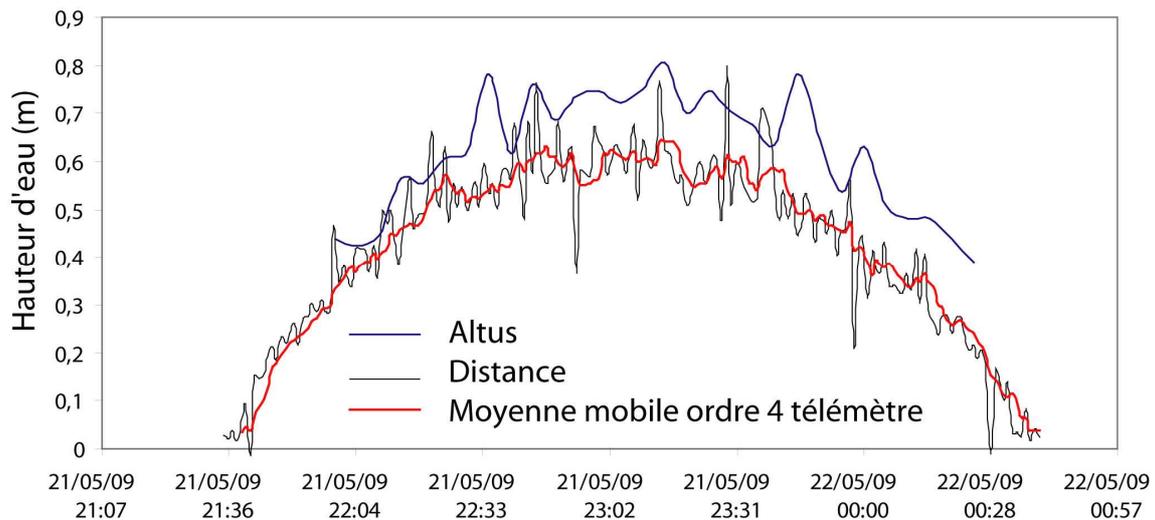


Figure 4.29 : Marée du 21/05, comparaison de la mesure du niveau d'eau à partir de l'Altus (une mesure toutes les 4 minutes) et du télémètre (une mesure toutes les minutes). A noter le lissage du bruit avec une moyenne mobile d'ordre 4 approche la mesure de l'Altus.

Cette approche expérimentale de suivi 24/24h de la morphologie est intéressante grâce à la mobilité du dispositif, qui peut être déployé rapidement, en tout endroit de la zone intertidale.

Une petite éolienne pourrait être installée en plus du panneau solaire, pour une plus grande autonomie énergétique. Ainsi le suivi à plus long terme pourrait être envisagé (pieds de dunes ou des dunes embryonnaires) en multipliant les points de mesure (plusieurs télémètres).

Un dispositif composé d'un programmeur et d'un appareil photo numérique de meilleure qualité est également nécessaire pour ce type de mesures (Holman et Stanley, 2007 ; Gardel *et al.*, 2009). Ce type d'instrumentation est très prometteur sur des milieux difficiles d'accès mais des développements technologiques doivent être réalisés pour assurer une plus grande autonomie d'alimentation et de stockage/transmission des données.

Ces méthodes d'observation à distance et de mesures indirectes en haut de mât (Argus, Camera NIWA, caméras, photo et télémètres) sont en train de devenir prépondérantes dans la recherche littorale (Desmazes, 2005 ; Quartel *et al.*, 2006) depuis maintenant une quinzaine d'années.

Ces techniques présentent donc des intérêts déterminants pour l'étude des systèmes littoraux (Holman *et al.*, 1993 ; Kroon *et al.*, 2007). Elles offrent une couverture spatiale et temporelle (du centimètre au kilomètre et de la seconde à l'année) jusque là inégalée avec des instruments de mesures *in-situ*. Il est donc important, en complément de mesures directes, de développer ces approches de télédétection expérimentales qui doivent servir de base de réflexion pour mettre au point des systèmes de suivi du milieu côtier.

2. CARACTÉRISTIQUES ET ÉVOLUTION SAISONNIÈRE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

2.1. CARACTÉRISTIQUES GRANULOMÉTRIQUES

Une carte sédimentaire a été réalisée pour chaque campagne. Plus de 1500 échantillons ont ainsi été collectés durant cette étude. Il est important de préciser avant toute analyse, qu'il n'existe pas d'échantillon type représentatif de l'ensemble de la zone d'étude de par sa grande variabilité sédimentaire locale ; cependant, trois types principaux sont définis : un premier type purement sableux, un second purement vaseux et un dernier intermédiaire sablo-vaseux (Fig. 4.30).

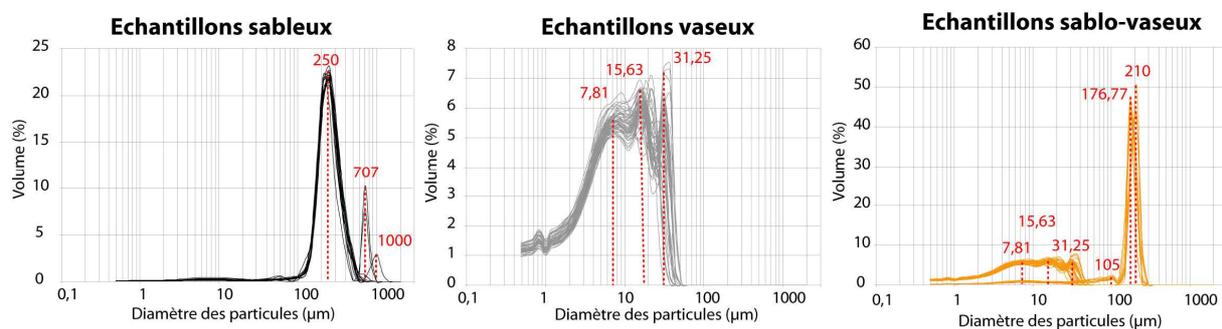


Figure 4.30 : Superposition de 150 courbes granulométriques types, provenant de la plate-forme, des zones ateliers vase et interface en rouge sont représentés les modes granulométriques. Les modes principaux sont ici notés pour donner une indication de grandeur mais ne constituent en aucun cas des valeurs précises pour l'ensemble des échantillons collectés.

L'échantillon sableux type est constitué de particules centrées sur un mode très net à 250 µm, et présente une courbe granulométrique bien triée, leptokurtique, semblable à des sables éoliens ou d'estran classiquement retrouvés sur les plages de la région (Ruz et Meur-Ferrec, 2004) ; on rencontre également des populations de tailles plus grossières, moins bien représentées autour de 707 et 1000 µm, certainement déposées lors de périodes plus agitées (Héquette et Anthony, 2007). Un second type de sable, avec deux populations de tailles (fig. 4.30) centrées autour de 176 et 210 µm fait apparaître un mélange plus complexe des multiples sources de sédiments (Héquette et Anthony, 2007), traduisant la variabilité des conditions hydrodynamiques (association des courants de marée, tempêtes, vagues, courant de compensation) qui façonnent la composition sédimentaire de la côte. Les courbes granulométriques des échantillons vaseux et sablo-vaseux (fig. 4.30) montrent clairement les mêmes populations de tailles centrées sur 31, 15 et 7 µm, en des proportions différentes.

Deux populations granulométriques apparaissent clairement (d'un côté une centrée autour de 15 µm et de l'autre une seconde autour de 200 µm) sans tailles intermédiaires entre ces deux

populations. Ce fait peut être interprété comme (1) l'existence de deux sources distinctes de matériaux sédimentaires et (2) une alternance très nette des énergies de la dynamique sédimentaire, favorisant soit le dépôt des fines, soit la mobilisation des sables. Ceci traduit une superposition de 2 populations sédimentaires sans réel mélange (confirmé en fig. 4.30, seulement 12 % au maximum de sédiments mixtes). Pour l'ensemble des particules fines, la granulométrie atteste d'une seule source de matériel, puisque les mêmes modes sont retrouvés à chaque fois.

2.2. ÉVOLUTIONS SÉDIMENTAIRES SAISONNIÈRES DE LA PLATE-FORME

2.2.1. RÉPARTITION DES FACIÈS SÉDIMENTAIRES

La distribution des faciès sédimentaires de l'ensemble de la zone d'étude (Fig. 4.31) présente une nette prédominance de la composante sableuse, principalement au nord (en bas de plage jusqu'à mi-plate-forme). Le sédiment devient ensuite progressivement sablo-vaseux à vaso-sableux en remontant en haut de la plate-forme, pour devenir enfin uniquement vaseux sur une plus petite surface sur la partie la plus au sud de la plate-forme.

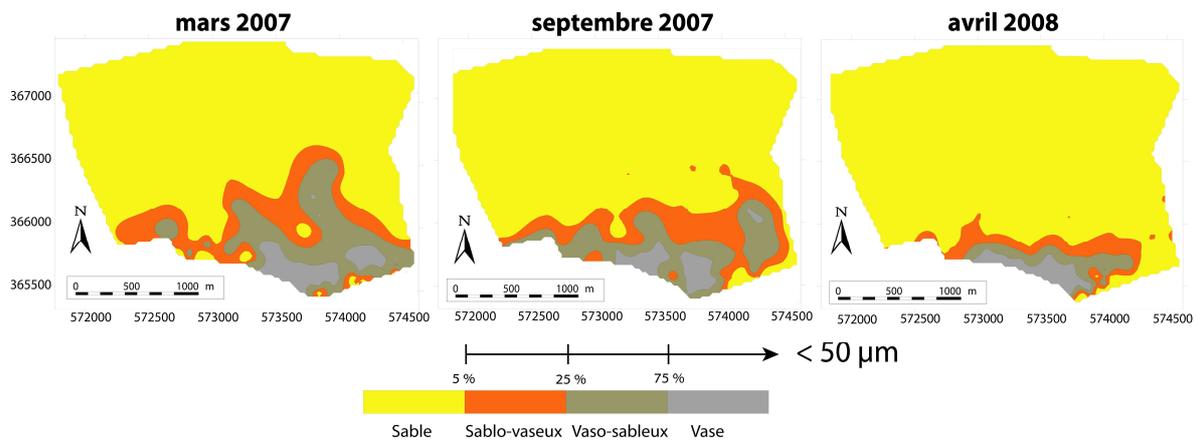


Figure 4.31 : Répartition sédimentaire pour l'ensemble de la plate-forme en mars, septembre 2007 et avril 2008. Interpolation par méthode de krigeage réalisée sous *surfer*.

Entre mars 2007 et septembre 2007 la surface des zones sablo-vaseuses/vaso-sableuses diminue légèrement. En mars 2007, les zones vaseuses et vaso-sableuses au centre du secteur d'étude, sont clairement partagées en deux par une zone plus sableuse correspondant ici au chemin d'accès vers le bas de la plage et particulièrement vers les bouchots. Cette distinction disparaît nettement en septembre 2007, le haut de la plate-forme semble, à partir de cette date, uniformément recouvert de sédiments vaseux. Cela traduit un signe distinctif de progradation et de sédimentation vaseuse au niveau de la plate-forme.

De plus, un léger décalage vers l'est des sédiments vaseux est enregistré, notamment au niveau de la langue vaso-sableuse observée en mars qui semble s'être détachée et décalée vers l'est suivant la dynamique globale résiduelle du transit sédimentaire local (dirigé vers le nord-est) et vers le sud.

Enfin, la carte de 2008 montre un net recul des surfaces vaseuses, qu'il faut relativiser. En effet, les vases ont été recouvertes par une couche de sable de près de 3 cm.

2.2.2. RÉPARTITION SPATIALE DES FRACTIONS UNIQUEMENT SABLEUSES, VASEUSES ET INTERMEDIAIRES

Avant toute analyse statistique des échantillons de la plate-forme, il est important de préciser la part des fractions de sédiments uniquement sableuse et/ou vaseuse (respectivement inférieure à 5 % et supérieure à 75 %, catégories sédimentaires d'après [Larsonneur, 1971](#)) ou comportant les deux, cela pour chaque échantillon prélevé lors des 3 campagnes de mesures (Fig. 4.32). Peu d'échantillons à l'échelle de la plate-forme comportent à la fois des particules sableuses et vaseuses (9 % en automne et hiver 2007, contre 12 % au printemps en fig. 4.32). Cela signifie qu'à l'échelle de la plate-forme, le calcul des indices statistiques ([Folk et Ward, 1957](#)) sur la fraction totale (grain moyen, classement, tri et dispersion) du sédiment pour la totalité des échantillons a un sens (échantillons unimodaux en majorité ou population de tailles proches) malgré l'hétérogénéité sédimentaire.

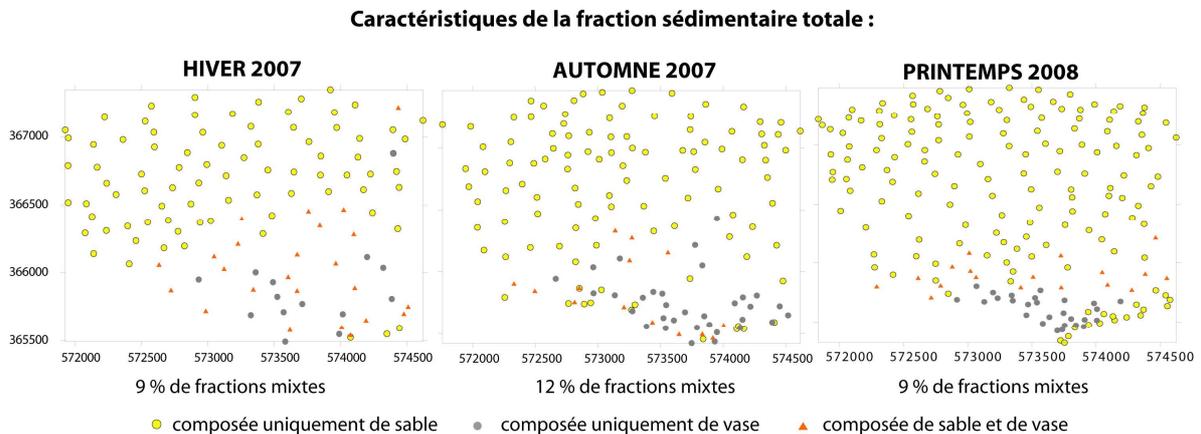


Figure 4.32: Répartition de la composition des fractions sédimentaires pour tous les échantillons prélevés sur la plate-forme lors des différentes campagnes de mesures (Hiver 2007, Automne 2007 et Printemps 2008).

2.2.3. RÉPARTITION SPATIO-TEMPORELLE DU GRAIN MOYEN

Les cartes des grains moyens X_m (Fig. 4.33) aux différentes dates de campagnes présentent le même type de résultats que les précédents mais apportent des précisions quant à la répartition

spatiale des tailles moyennes des échantillons pour lesquels la représentation de ce paramètre a un sens, puisque la majorité des échantillons sont unimodaux (soit sableux, soit vaseux).

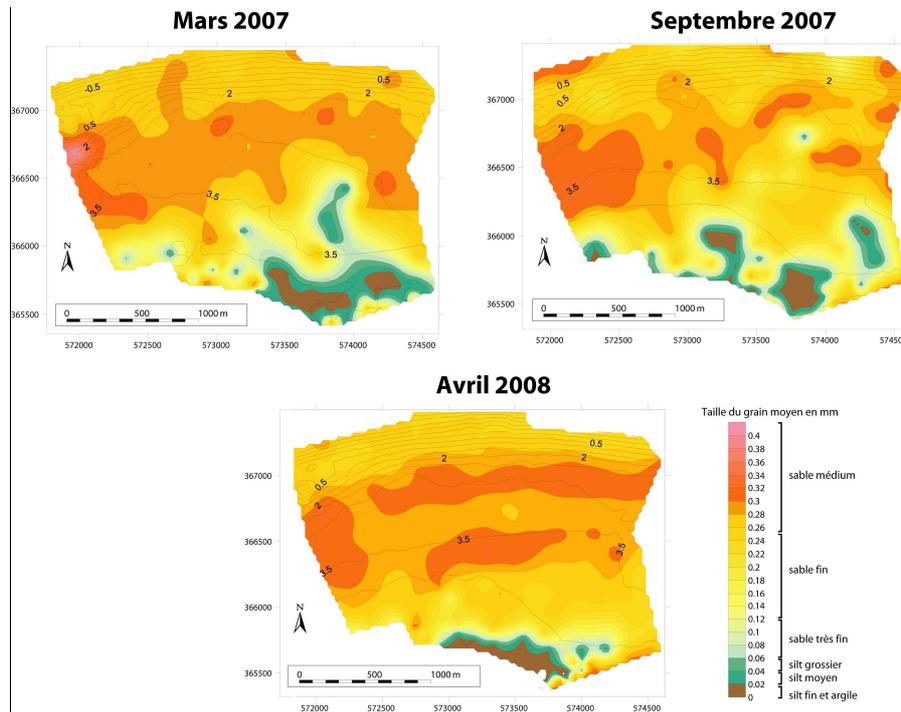


Figure 4.33 : Distribution des grains moyens sur l'ensemble de la plate-forme en mars, septembre 2007 et avril 2008. Méthode d'interpolation au krigeage réalisée sous *Surfer*.

Des variations dans les tailles des sables du bas de la plage ($0,24 < X_m < 0,28$ mm) jusqu'à mi-plate-forme et localement quelques zones dont le grain moyen dépasse 0,32 mm (extrême NE en septembre 2007) sont enregistrées. En mars 2007, l'échantillonnage a été réalisé pendant et après des événements tempétueux, ce qui explique la présence de sables grossiers notamment dans la partie ouest au niveau de l'accolement du banc tidal à la côte. En avril 2008, la distribution spatiale des sables médiums ($X_m = 250-400 \mu\text{m}$) suit la topographie locale des crêtes de barres intertidales.

Celle des silts, sables très fins et des sables fins inférieurs à 0,16 mm de diamètre de grain moyen correspond relativement bien aux zones plus vaseuses observées en Figure 4.32. Ainsi, une diminution de la surface de la zone des sédiments fins, également observée sur les cartes de la figure 4.32, est confirmée.

2.2.4. RÉPARTITION DE L'INDICE STATISTIQUE SÉDIMENTAIRE DE TRI

Les sables de la plate-forme sont dans l'ensemble assez bien classés et ceci pour les trois différents relevés (Fig. 4.34), avec même des zones à sédiments bien classés au niveau de l'interface haut de plage/ début de plate-forme bien classés.

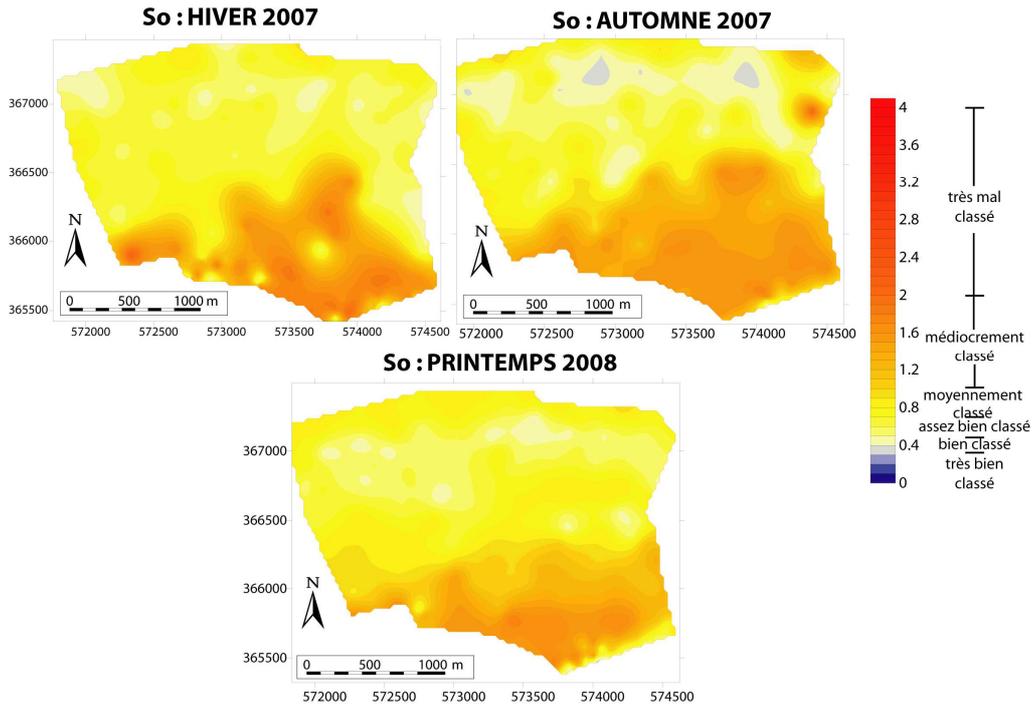


Figure 4.34 : Répartition de l'indice statistique de tri (So) sur la plate-forme pour l'ensemble des campagnes de mesures. Méthode d'interpolation au krigeage réalisée sous *Surfer*.

A l'inverse, entre la mi- et haut de plate-forme, les sédiments deviennent médiocrement classés en raison d'une grande dispersion des tailles par rapport à la moyenne de l'échantillon (échantillons bi-modaux sablo-vaseux). Dans ce cas, la valeur des indices est moins représentative de la composition totale de l'échantillon pour ce type spécifique de zone d'interface qui sera détaillée en parties 2.3. et 2.4.

Seulement quelques zones bien à très bien classées sont enregistrées en automne 2007, au niveau du haut de la plage, sur la zone correspondant aux crêtes des barres intertidales.

2.2.5. RÉPARTITION DE L'INDICE STATISTIQUE SÉDIMENTAIRE D'ASYMÉTRIE

La majeure partie de la plate-forme est caractérisée par des sables enrichis en particules grossières mal triées (asymétrie négative forte à très forte vers les grandes tailles). Cependant, en bas de plage, des zones sableuses, avec à l'inverse une très forte asymétrie vers les petites tailles, sont observées et traduisent l'incorporation de particules fines en bas de la plage (fig. 4.35).

Le haut de la plate-forme composée de sédiments sablo-vaseux à vaseux est enrichi en particules fines mal triées avec des valeurs d'asymétries positives fortes à très fortes.

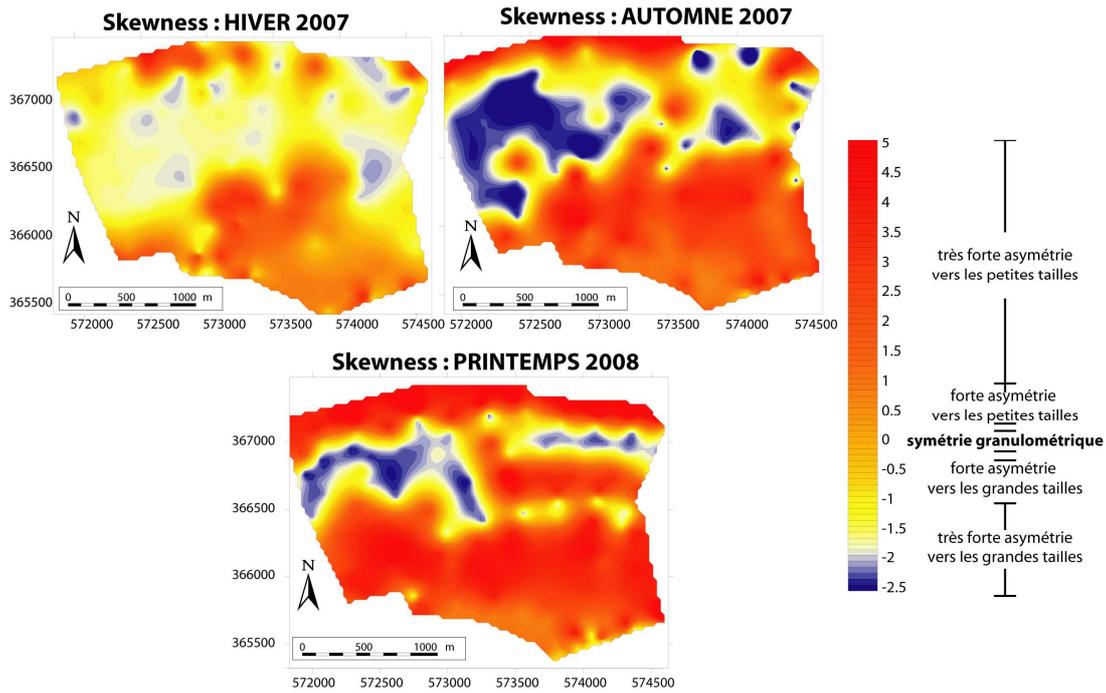


Figure 4.35 : Répartition de l'indice statistique d'asymétrie (Sk) sur la plate-forme pour l'ensemble des campagnes de mesures (mars, septembre 2007 et avril 2008). Méthode d'interpolation par krigeage réalisée sous *Surfer*.

L'asymétrie des courbes évolue peu entre mars et septembre 2007, pour les zones sablo-vaseuses en haut de la plate-forme (légère augmentation du Sk) et celles sableuses en bas de plage (fig. 4.35). Par contre, la partie centrale du secteur, début et mi-plate-forme, voit son asymétrie s'accroître et devenir très forte vers les grandes tailles (échantillons sableux enrichis en particules grossières mal triées) ce qui est caractéristique de l'augmentation de l'énergie du transport.

Sur les profils de plage, les sables les plus grossiers sont situés à hauteur du déferlement des vagues (Liu et Zarillo, 1989). De part et d'autre la taille des sables diminue. Un événement, par exemple une marée de vive-eau en condition de houles fortes, a sans doute modifié la répartition sédimentaire de surface du début et milieu plate-forme, entre mars et septembre 2007. L'analyse des données météorologiques de cette période, montre effectivement plusieurs dates, avec l'association de haut niveaux d'eau et des vents forts supérieurs à 7 m.s^{-1} (19 mai, 16 août, 2 et 11 septembre 2007).

Entre septembre 2007 et avril 2008 (Fig. 4.35), cette zone centrale (valeurs Sk très fortes vers les grandes tailles) se réduit légèrement, traduisant une diminution de l'énergie du transport résiduel au niveau de cette zone lors du dernier hiver 2007/2008 (confirmée par l'analyse des vents au chapitre 3).

2.2.6. RÉPARTITION DE L'INDICE STATISTIQUE SÉDIMENTAIRE DE DISPERSION

L'indice de kurtosis vient confirmer les observations déjà faites, avec des valeurs très élevées, synonymes de courbes granulométriques très leptocurtiques (sédiments de taille homogène unimodale) pour l'ensemble des échantillons sableux de la plate-forme et pour les 3 campagnes de mesures (Fig. 4.36), alors que les valeurs de l'indice diminuent nettement vers le haut de la plate-forme.

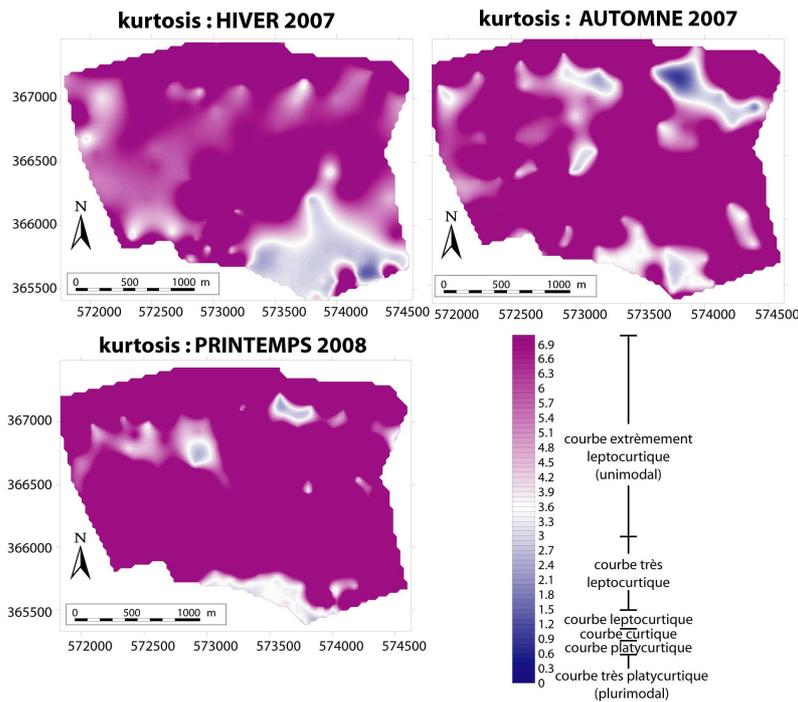


Figure 4.36 : Répartition de l'indice statistique de dispersion, de kurtosis (Ku) sur la plate-forme pour l'ensemble des campagnes de mesures. Méthode d'interpolation par krigeage réalisée sous *Surfer*.

Les vases avec un indice inférieur à 1,5, traduisent une dispersion de la courbe granulométrique. Les zones sablo-vaseuses n'enregistrent pas de valeurs d'indices de kurtosis proches de 0, malgré une composition bimodale. Ceci traduit donc la dominance de la composante sableuse dans ce type de sédiment bimodal.

Néanmoins en septembre 2007 quelques zones très localisées au nord-est de la zone, en haut de plage et début de plate-forme, enregistrent des valeurs d'indice très faibles qui coïncident avec la présence de sables grossiers coquilliers. Ces caractéristiques de compositions plus grossières, viennent confirmer l'existence de conditions météorologiques plus fortes qui auraient modifié la répartition sédimentaire entre mars et septembre 2007.

Entre septembre et avril 2008, cette zone caractérisée par des sédiments plus grossiers et coquilliers (courbe granulométrique très platycurtique) s'est réduite, confirmant à nouveau une diminution de l'énergie des transports durant ce dernier hiver.

2.2.7. ÉVOLUTION DE LA TENEUR EN PARTICULES FINES (< 50 µm)

Après la tempête de mars 2007 (Fig. 4.37), les particules fines sont dispersées sur l'ensemble de la plate-forme. Leur proportion relative augmente progressivement en remontant vers le haut de la plate-forme, jusqu'à atteindre un maximum (entre 75 et 100 %) dans les zones de dépôts préférentiels, abritées permettant la sédimentation vaseuse (dépression topographique, cf. partie 1.4). Il est à noter également que l'ensemble des échantillons collectés en mars, au début du suivi, ont une teneur en fines d'au moins 4 %.

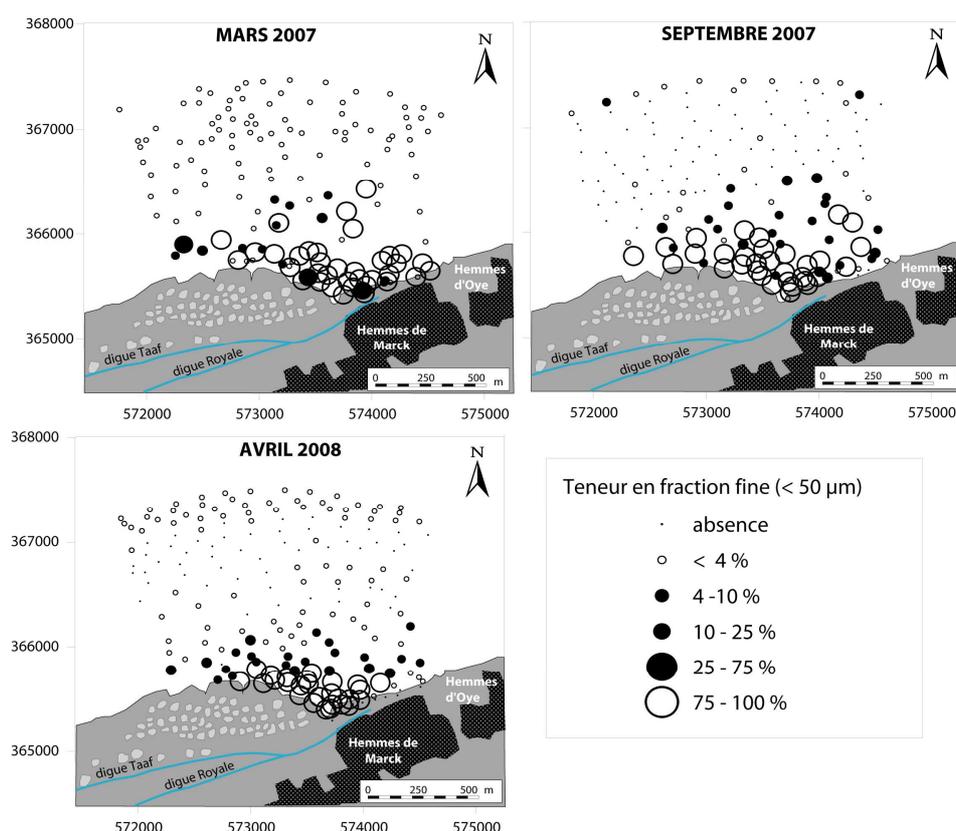


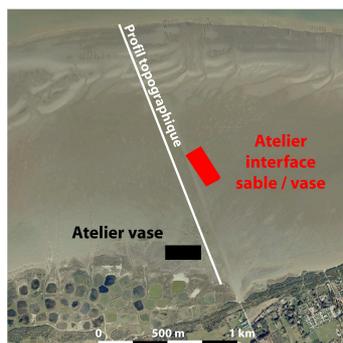
Figure 4.37 : Evolution de la répartition des sédiments fins de la plate-forme durant les campagnes de mars, de septembre 2007 et d'avril 2008.

En septembre 2007 (Fig. 4.37), les sédiments de la partie centrale de la plate-forme ne comportent pas de fines dans la composition granulométrique des échantillons. En bas de plage un dépôt de particules fines apparaît, attestant d'une origine plutôt marine de ces dépôts fins. Tout comme en mars, la majeure partie des échantillons ayant de fortes teneurs en fines (supérieure à 25 % puis à 75 %) sont localisés dans la partie haute de la plate-forme.

En avril 2008 (Fig. 4.37), des apports de sédiments fins provenant du bas de la plage sont une nouvelle fois mesurés. La partie centrale, certes moins envasée, présente tout de même de nombreux points composés de plus de 4 % de fines. Une migration progressive de ces

sédiments fins vers la plate-forme puis vers le haut de celle-ci est observée. Enfin, les maxima de teneur en fines sont toujours situés en haut de la plate-forme. Un net gradient de composition, caractérisé par une augmentation progressive en direction du sud (proportions relatives de 25 à 75 % puis 75% et plus) est mesuré.

2.3. ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE BIMENSUELLE ET SAISONNIÈRE DE LA ZONE ATELIER "INTERFACE"



L'étude des sites ateliers permet d'apporter des précisions aux éléments précédents (Fig. 4.38).

2.3.1. RÉPARTITION DES FACIÈS SÉDIMENTAIRES

Avant le cycle de vive-eau le 13 mars 2007 (Fig. 4.39), la zone atelier "interface" était principalement composée de sédiments vaseux avec quelques zones vaso-sableuses et sablo-vaseuses

éparses. Durant la campagne de mars 2007, les conditions météorologiques et surtout hydrodynamiques (cf. chap. 3) relativement agitées ont engendré des changements morpho-sédimentaires (cf. 1.3. de ce chapitre). A la date du 27 mars 2007 (Fig. 4.39), seulement 14 jours après les premiers prélèvements, la composition sédimentaire a totalement changé, elle est redevenue plus sableuse (grain moyen de 0,04 à 0,24 mm de diamètre, en Annexe C), conséquence d'hydrodynamisme agité capable de déplacer des sédiments plus grossiers, d'éroder et de remettre en suspension les sédiments vaseux.

Entre mars et septembre 2007 (Fig. 4.39), des faibles variations de la composition, avec un renforcement du gradient sédimentaire sable, sablo-vaseux, vaso-sableux à vaseux en remontant vers le haut de la plate-forme est uniquement enregistré.

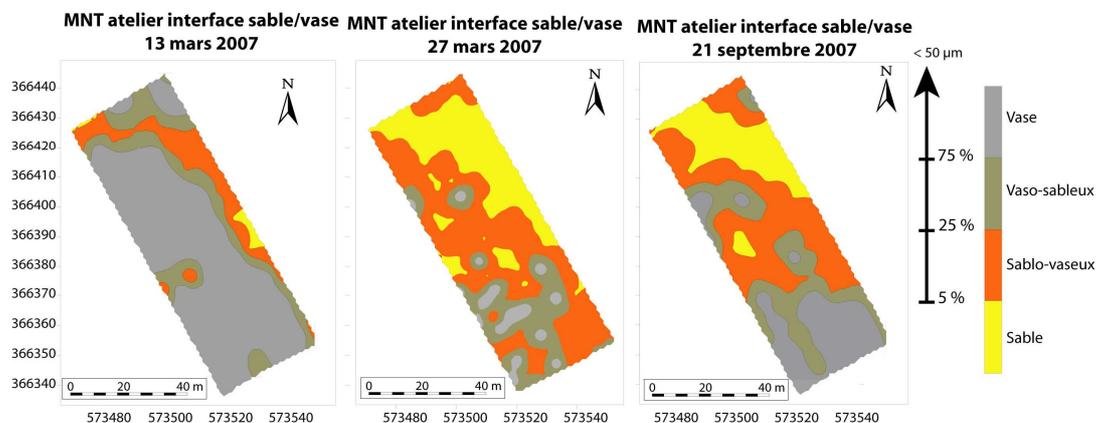


Figure 4.39 : Caractérisation de la répartition sédimentaire avant et après un cycle de vive-eau en mars 2007, ainsi qu'en septembre 2007. Méthode d'interpolation au krigeage.

2.3.2. RÉPARTITION SPATIALE DES FRACTIONS SABLEUSES, VASEUSES ET INTERMÉDIAIRES

Avant toute analyse statistique des échantillons de cette zone atelier à l'interface du sable et de la vase, il est important de préciser la part sableuse et/ou vaseuse (limites à 5 % et 75 %), de chaque échantillon prélevé (Fig. 4.40).

Ainsi, le 13 mars 2007, la quasi-totalité de la zone est composée d'échantillons uniquement vaseux, quant au reste des échantillons, ils sont constitués de sable et de vase.

Les MNT du 27 mars et du 21 septembre 2007 présentent une grande majorité de sédiments mixtes sablo-vaseux à vaso-sableux et quelques sédiments uniquement vaseux au sud et uniquement sableux plus au nord.

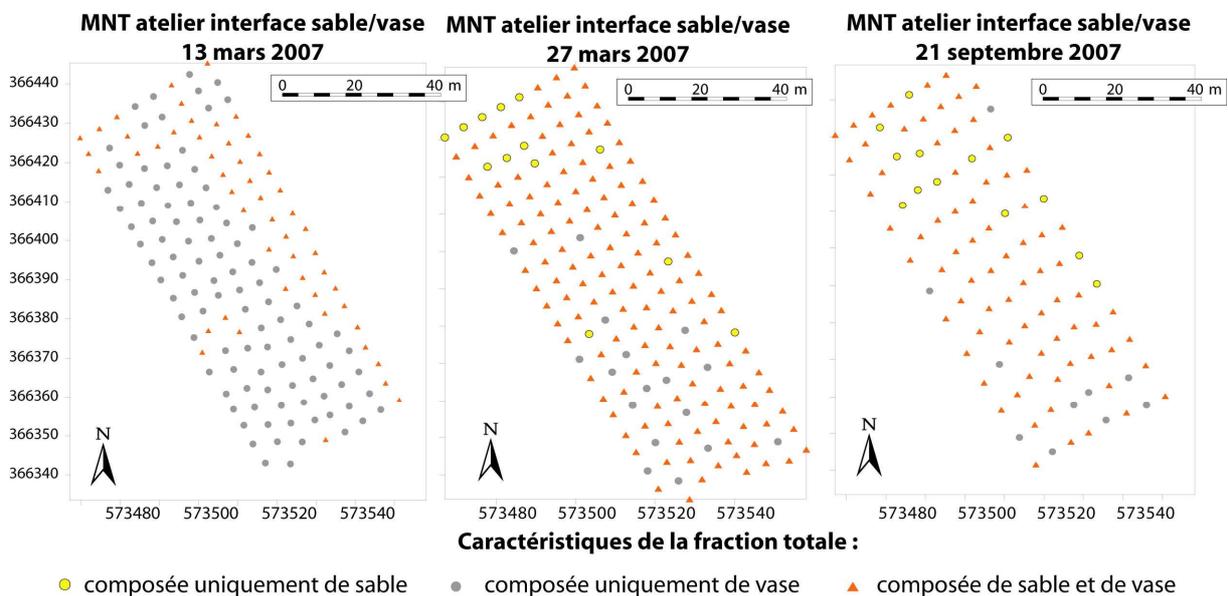


Figure 4.40 : Répartition de la composition des fractions sédimentaires pour tous les échantillons prélevés sur la zone atelier "interface", lors des différentes campagnes de mesures, avant et après les vive-eau de mars 2007 et avant les vive-eau en septembre 2007.

La majorité des échantillons étant composée de sédiments mixtes bimodaux, l'analyse d'indice statistique ne peut être réalisée sur la fraction totale des échantillons. Des *sous-indices* sur les fractions distinctes fines et sableuses ont donc été calculés.

2.3.3. ÉVOLUTION DE LA RÉPARTITION DES SOUS-INDICES STATISTIQUES SÉDIMENTAIRES

2.3.3.1. Exemple d'application à la taille du grain moyen d'un échantillon type de la zone atelier "interface"

Deux valeurs de grain moyen des échantillons, ont été calculées (4.38) : la première pour la fraction fine ($X_m = 10,12 \mu\text{m}$) et la seconde pour la fraction sableuse ($X_m = 187 \mu\text{m}$). Avant cette distinction, le calcul de cet indice du grain moyen de la fraction totale ($X_m = 98 \mu\text{m}$) n'avait aucun sens. Désormais les sous-indices (fig. 4.41) représenteront correctement les particularités de ces sédiments bi-modaux.

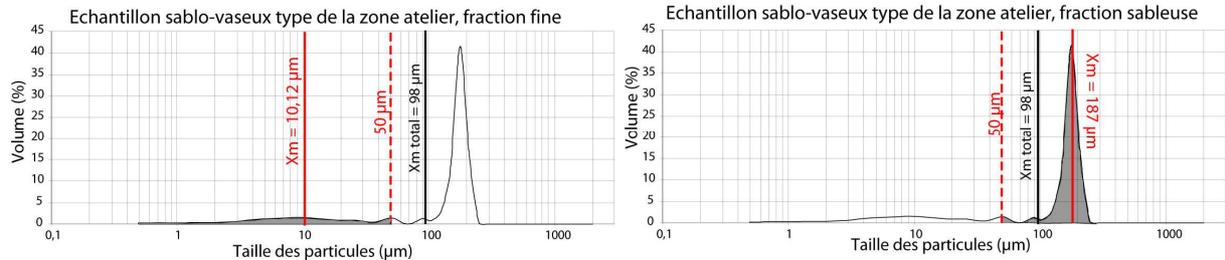


Figure 4.41 : Courbe granulométrique d'un échantillon type sablo-vaseux de la zone interface avec calcul du nouveau grain moyen pour chaque fraction (fine et sableuse) de l'échantillon.

2.3.3.2. Evolution durant la vive-eau de mars 2007

Le tri des fractions sableuses et fines est relativement mauvais avant la vive-eau, ces particules sont donc mal classées voire très mal classées. Les courbes des particules fines sont relativement symétriques, elles se rapprochent d'une distribution gaussienne (fig. courbe 4.42) alors que les quelques sédiments composés de sables présentent plutôt à l'inverse une asymétrie négative forte vers les grandes tailles surtout après la vive-eau. Enfin ces fractions sableuses (Fig. 4.43) ont des valeurs d'indice de kurtosis très basses les 13 et 27 mars au sud après la vive-eau, montrant des échantillons ne suivant pas la loi normale, influencés par la présence de sables plus grossiers (fig. 4.43) et des fragments coquilliers apportés par la tempête entre ces deux dates.

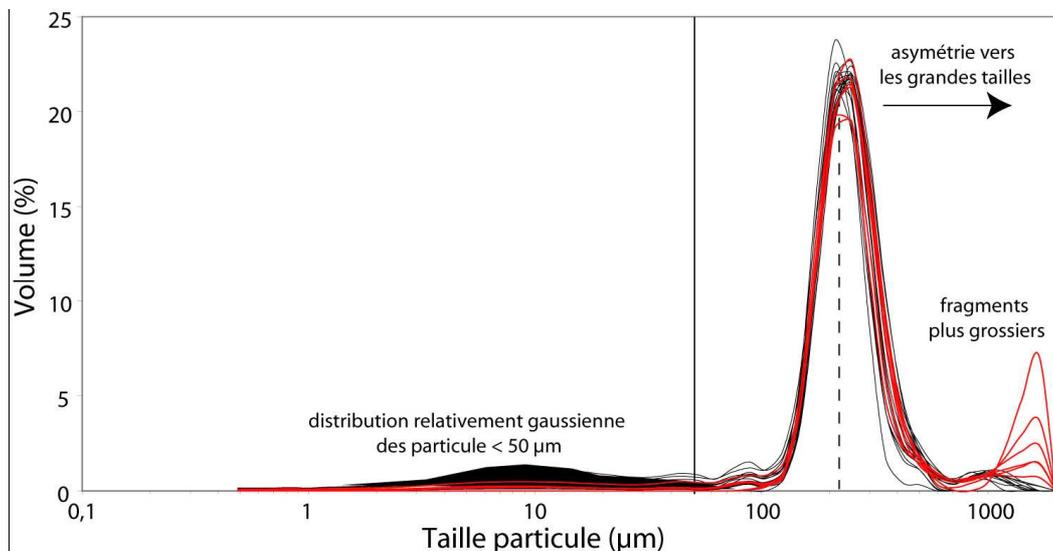


Figure 4.42 : Superposition de 20 courbes granulométriques de la zone atelier du 27 mars 2007

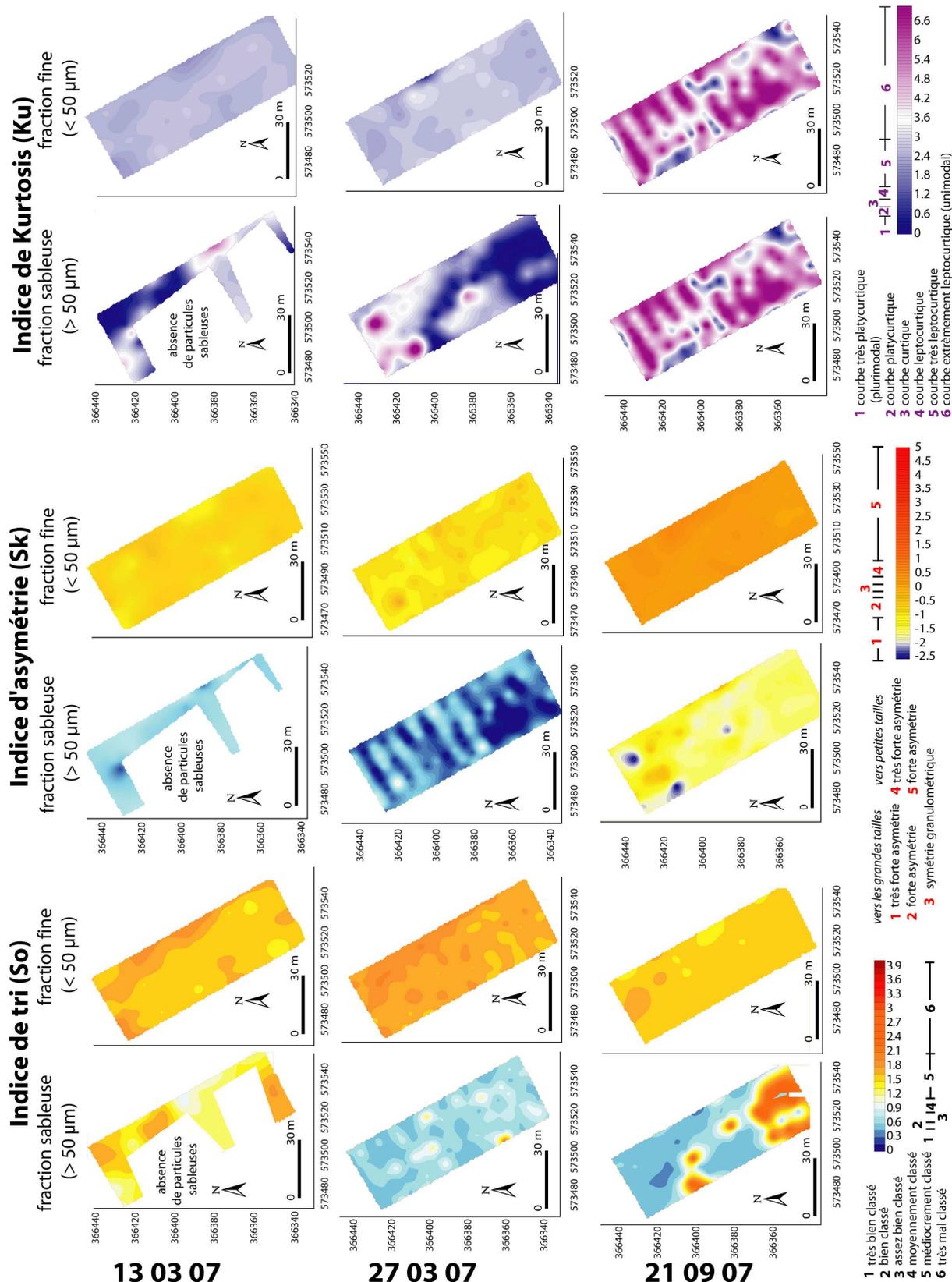


Figure 4.43 : Distinction des évolutions spatio-temporelles des sous-indices statistiques granulométriques pour les fractions sableuses et vaseuses des échantillons de la zone atelier "interface". Méthode d'interpolation par krigeage.

2.3.3.3. Répartition des sous-indices en septembre 2007

Le tri des fractions sableuses est une nouvelle fois amélioré entre mars et septembre 2007, les zones au sud médiocrement triées sont caractérisées soit par des faibles proportions en sables (dominance des fractions fines au total) soit par la présence de sables plus grossiers voire coquilliers.

Les courbes des particules fines sont légèrement moins symétriques qu'en mars, elles suivent une distribution autour de 3 modes peu marqués (fig. 4.44). Les fractions sableuses, présentent toujours une asymétrie négative (Fig. 4.43), très forte vers les grandes tailles, légèrement moins importantes qu'en mars. Enfin les valeurs élevées d'indice de kurtosis, démontrent l'existence de deux modes principaux de tailles de particules, le premier pour les fractions fines (10 μm avec un étalement relatif) et le second pour les fractions sableuses centrées autour de 250 μm .

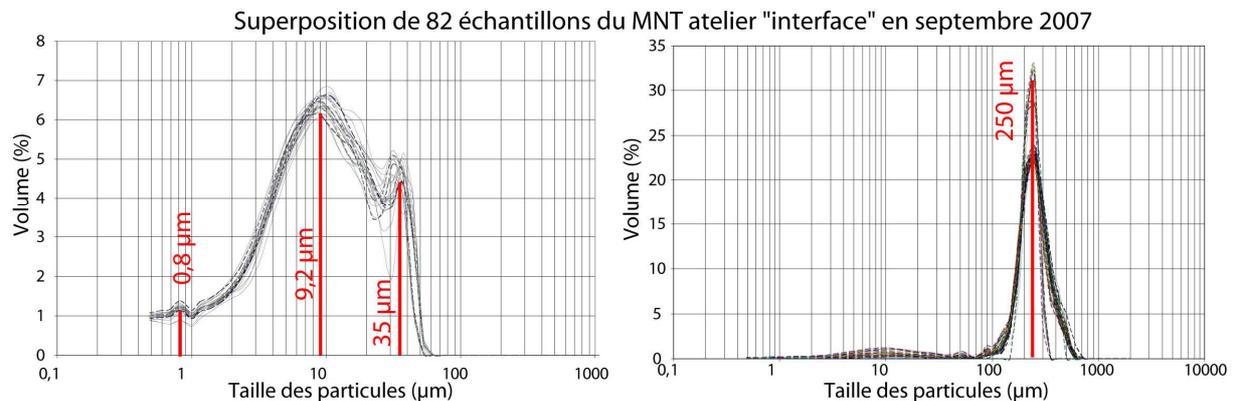


Figure 4.44 : Superposition de 85 courbes granulométriques extraites de la zone atelier interface en septembre 2007.

2.3.4. ÉVOLUTION DE LA RÉPARTITION DES SÉDIMENTS FINS SUR LA ZONE "INTERFACE".

Le 13 mars 2007 (Fig. 4.45), tous les points échantillonnés de la zone interface sable/vase sont composés d'au moins 4 % de fraction fines (< 50 μm). A cette date un léger gradient des teneurs en fines (augmentation des proportions relatives) du nord au sud est observé. A cette période de l'année, la zone d'interface présente une majorité de points avec des proportions relatives très élevées entre 75 et 100 % de fractions fines.

Juste après la vive-eau de mars, (27 mars en Fig. 4.45), la diminution des teneurs en fines est très importante, puisque toute la partie nord ne présente plus que des teneurs en fines inférieures à 4 %.

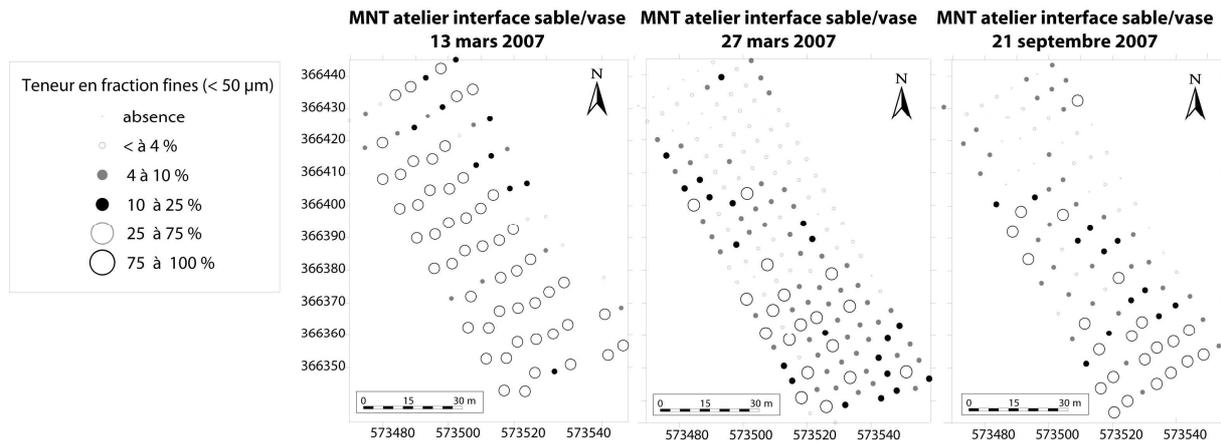


Figure 4.42 : Evolution de la répartition des sédiments fins de la zone atelier "interface" avant et après la vive-eau de mars 2007 ainsi qu'avant la vive-eau de septembre 2007.

Le gradient initial d'augmentation des teneurs vers le sud-est est toujours présent (fig. 4.45) aussi bien en mars (sédiments entre 10 et 25 % de teneur en fines ponctuellement à 75 % au sud), qu'en septembre (gradient plus marqué).

Enfin, les échantillons de cette zone, sont plutôt très vaseux (très fortes teneur en fines) ou au contraire très peu vaseux (très faible teneur en fines ou absence), avec très peu de compositions intermédiaires.

2.3.5. CONCLUSION INTERMEDIAIRE

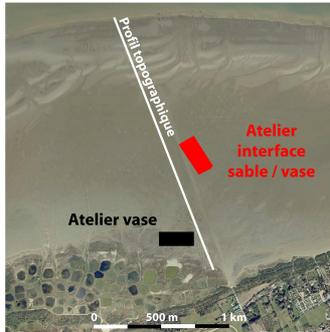
Sur la zone d'interface entre les faciès sable / vase de la plate-forme, les évolutions sédimentaires (changements de taille de grain moyen, d'asymétrie et de dispersion des courbes granulométriques) peuvent être (1) très rapides (changement en un cycle de vive-eau, une marée de tempête...) sous l'effet des événements hydrodynamiques agités. Cependant, cette évolution rapide de la distribution sédimentaire de surface peut être très localisée dans l'espace.

En revanche, il paraît indéniable que (2) les fractions sableuses des sédiments bi-modaux sablo-vaseux sont toujours les mieux classées. Elles sont la plupart du temps unimodales et présentent quelques fois une asymétrie négative vers les grandes tailles liée à la présence de fragments coquilliers.

Les fractions fines (3) quant à elles, sont médiocrement classées, unimodales (avec un étalement relatif) même quand elles sont associées dans la composition des échantillons sablo-vaseux.

2.4. ÉVOLUTION BIMENSUELLE ET SAISONNIÈRE DE LA ZONE ATELIER VASE

2.4.1. RÉPARTITION DES FACIÈS SÉDIMENTAIRES



Cette zone atelier située en haut de la plate-forme, est composée principalement de sédiments purement vaseux (Fig. 4.46) et/ou vaso-sableux (seulement quelques patches sablo-vaseux le 16 mars 2007). Juste après ce cycle de vive-eau, le 25 mars 2007, une disparition des faciès purement vaseux est observée ainsi qu'une nette diminution des zones vaso-sableuses d'une part et d'autre

part une augmentation significative des faciès sableux. Le site atelier est alors essentiellement sablo-vaseux et même purement sableux avec l'initiation d'une micro-dune embryonnaire végétalisée (*green breach*) à proximité du MNT. Les hautes mers de Vives Eaux (HMVE) et l'agitation (cf. chapitre 3), ont provoqué une nette remise en suspension et une érosion (mesures en 1.3.1.) des particules vaseuses faisant apparaître le sable sous le dépôt vaseux initial.

La distribution de faciès sédimentaire du MNT de septembre 2007 (Fig. 4.47) est à nouveau dominée par les sédiments fins avec même un envasement encore plus significatif. Ceci démontre la récurrence de la sédimentation vaseuse en haut de la plate-forme.

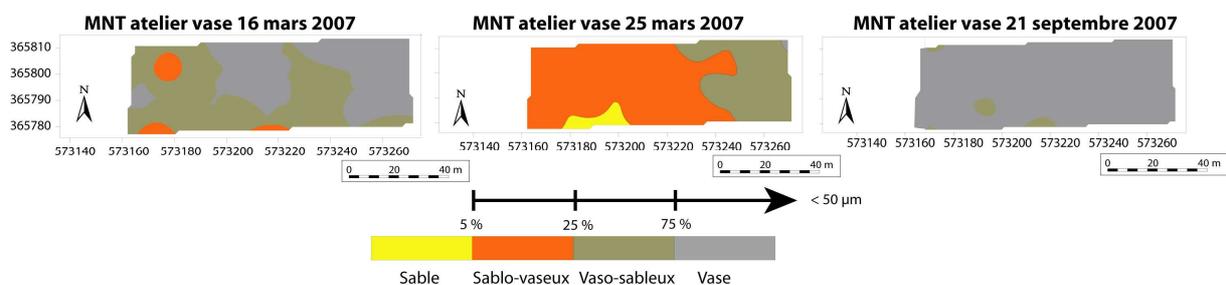


Figure 4.47 : Répartition des faciès sédimentaires avant et après un cycle de vive-eau en mars 2007, ainsi qu'en septembre 2007. Interpolation par krigeage réalisée sous *Surfer*.

2.4.2. RÉPARTITION DE LA TAILLE DU GRAIN MOYEN

Le grain moyen sur le MNT du 16 mars (Fig. 4.48) est particulièrement faible (zones avec $X_m < 0,02$ mm et quasi-totalité du MNT avec X_m compris entre 0,04 et 0,06 mm). Cependant quelques taches localisées à l'ouest du MNT et surtout plus au sud contiennent des sédiments dont les grains moyens augmentent légèrement et atteignent des valeurs comprises entre 0,14 et 0,16 mm. Juste après le cycle de vive-eau, le 25 mars, le grain moyen augmente de façon

considérable (Fig. 4.48), avec des valeurs toujours quasiment de l'ordre de 0,24 mm avec même parfois des sables grossiers de taille supérieure à 0,3 mm. Ce changement important dans la taille des grains, déjà observé sur la zone interface sable/vase, s'explique par le même contexte météorologique plus agité qui a remis en suspension les particules de vase et fait apparaître les zones sableuses sous-jacentes (cf. partie 3 de ce chapitre). Les vagues ou le clapot reformé sur la partie haute de la plate-forme ainsi que la vitesse des courants locaux (chapitre 3) ont pu également apporter des sables grossiers dans cette zone rarement atteinte par les eaux hormis durant les marées de coefficients très importants.

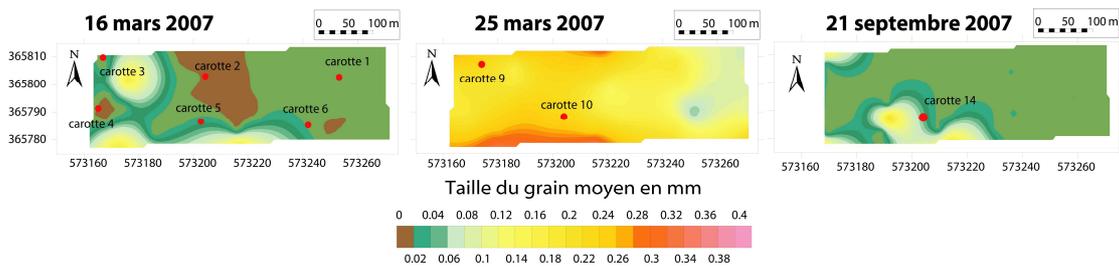


Figure 4.48 : Evolution du grain moyen entre le 16 et le 25 mars et le 21 septembre 2007, et positionnement de carottes réalisées.

Enfin, la taille des grains moyens, enregistrée en septembre 2007 (Fig. 4.48) présentant une majorité de tailles inférieures à 0,06 mm, prouve une certaine résilience, avec le retour à "la normale" et confirme à nouveau l'existence d'une sédimentation récursive sur le haut de plate-forme.

2.4.3. RÉPARTITION SPATIALE DES FRACTIONS SABLEUSES, VASEUSES ET INTERMÉDIAIRES

Lors des prélèvements le 16 mars (Fig. 4.49), les échantillons sont composés uniquement de vase et de sable et vase à la fois, aucun point ne présente une fraction seulement sableuse. Le 25 mars (Fig. 4.49), la quasi-totalité est composée à la fois de vase et de sable, avec seulement 3 points (dont deux au sud de la zone de prélèvement) uniquement sableux.

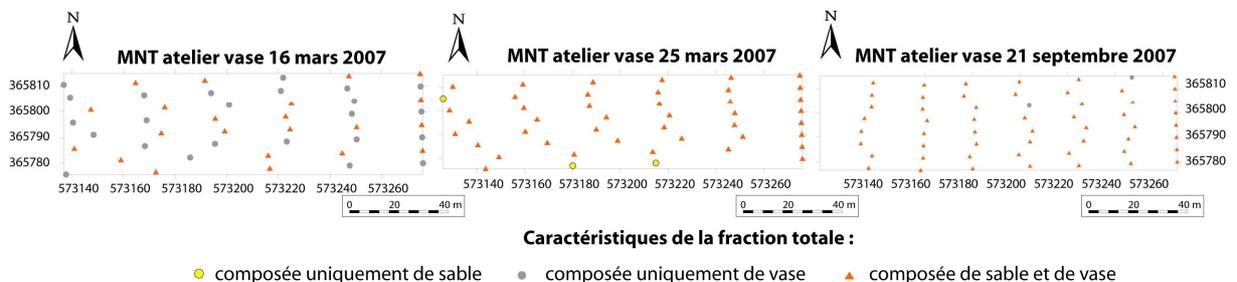


Figure 4.49 : Répartition de la composition des fractions sédimentaires pour les échantillons prélevés sur la zone atelier " vase" (avant et après la vive-eau de mars 2007 ; avant la vive-eau en septembre 2007).

Le 21 septembre 2007 (Fig. 4.49), le même type de répartition que le 25 mars est retrouvé, avec toujours une majorité d'échantillons composés de sable et de vase mais cette fois-ci accompagnés de 2 points uniquement vaseux.

Les cartes de grain moyen sur la totalité de la fraction, précédemment présentées donnent donc une tendance de la répartition spatiale globale des sédiments sur la zone atelier, cependant la valeur de la taille donnée en mm par l'indice du grain moyen n'est pas représentative du sédiment prélevé.

En effet, cette zone atelier étant composée d'une majorité de sédiments mixtes (sable et vase), le calcul des autres indices statistiques (tri, asymétrie et dispersion des courbes granulométriques) devra être une nouvelle fois comme l'autre zone atelier, réalisé en sous-indices des fractions fines puis sableuses distinctement.

2.4.4. ÉVOLUTION DE LA RÉPARTITION DES SOUS-INDICES STATISTIQUES SÉDIMENTAIRES

2.4.4.1. Exemple d'application au grain moyen de l'échantillon type de la zone atelier vase

Deux valeurs de grain moyen sont calculées, la première pour la fraction fine ($X_m = 9,53\mu\text{m}$) et la seconde pour la fraction sableuse ($X_m = 80,49\mu\text{m}$). Avant cette distinction, le calcul de cet indice du grain moyen de la fraction totale ($X_m = 14,69\mu\text{m}$) ne donnait qu'une tendance relativement proche de la taille du grain moyen de la fraction fine (Fig. 4.50).

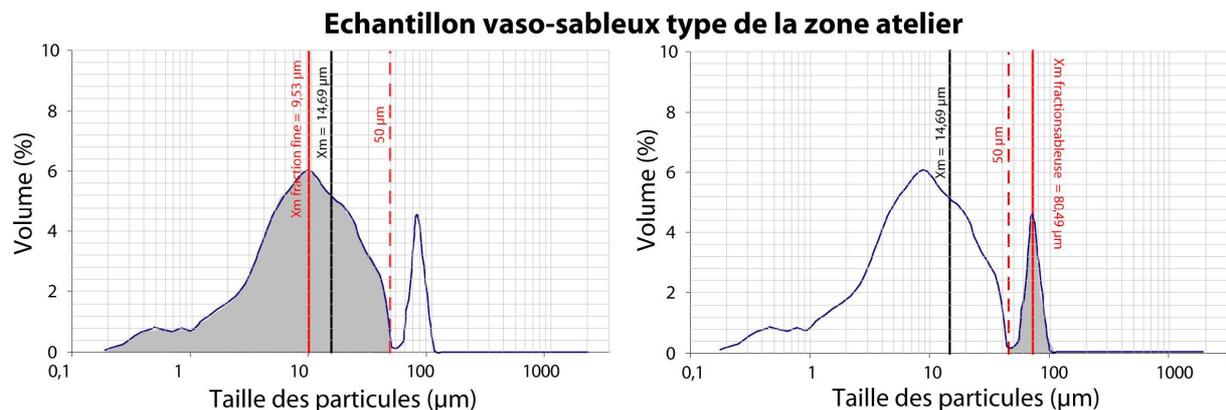


Figure 4.50 : Courbe granulométrique d'un échantillon type vaso-sableux de la zone vase avec calcul du nouveau grain moyen pour chaque fraction (fine et sableuse) de l'échantillon.

2.4.4.2. Evolution durant la vive-eau de mars 2007

Les fractions fines de la zone vaseuse (Fig. 4.51) sont dans l'ensemble médiocrement classées quelque soient les périodes de mesures. Le classement est légèrement meilleur lors des relevés du 16 mars 2006, en lien avec la présence d'échantillons uniquement vaseux.

Il est à noter ici que les fractions sableuses représentées dans le calcul de l'indice sont uniquement des échantillons sablo-vaseux ou vaso-sableux, il n'y a aucun point de la zone contenant uniquement des fractions sableuses. Donc pour celles-ci (Fig. 4.51), le même type de classement (médiocre) est retrouvé avec cependant une amélioration du tri dans la zone au NW du MNT le 16 mars (Fig. 4.51) et sur la totalité de la zone le 25 mars 2007. Elles correspondent à des zones contenant une portion relative de sable assez élevée dans la fraction totale des échantillons, voire même uniquement sableux pour ceux de la zone érodée après la vive-eau de mars.

Les fractions fines ont quasiment une symétrie granulométrique (légère asymétrie positive vers les petites tailles) et ce de façon uniforme dans l'espace et durant les trois différents relevés.

A contrario, l'asymétrie des sables est toujours négative vers les grandes tailles avec des indices d'asymétrie de l'ordre de -1,5 (Fig. 4.51). Ces valeurs chutent à -2,5 pour certaines zones du MNT du 25 mars (Fig. 4.51), montrant l'apport de sables plus grossiers après l'inondation de la zone vaseuse durant la vive-eau.

Les valeurs du degré de concentration du mode (Fig. 4.51) traduisent l'uni modalité de ce type de vase avec un étalement relatif de la courbe comme nous l'avons déjà montré en figure 4.50.

Les valeurs de sous-indice de kurtosis pour les fractions sableuses des sédiments mixtes avant la vive-eau (Fig. 4.51) ainsi que les courbes granulométriques qui leur sont associées ne laissent aucun doute quant à leur bimodalité comme nous l'avons également observé sur la courbe de l'échantillon type vaso-sableux de cette zone atelier (Fig. 4.50).

Les zones purement sableuses du 25 mars, mise à nues après la vive-eau, enregistrent à l'inverse des valeurs d'indice de concentration très élevées, montrant bien l'uni-modalité des échantillons composés uniquement de sable sous la couche vaseuse.

2.4.4.3. Evolution de la répartition des sous-indices statistiques en septembre 2007

Le classement des deux types de fractions est une nouvelle fois médiocre en septembre 2007. Les fractions fines ont toujours une distribution quasi-gaussienne et l'asymétrie des sables est continuellement négative vers les grandes tailles, en retrouvant des valeurs de sous-indices de l'ordre de -1,5 (Fig. 4.51) comme en mars. Les fractions fines des sédiments vaseux et mixtes (sablo-vaseux à vaso-sableux), restent continuellement unimodales dans le temps et l'espace. Enfin, le degré de dispersion des fractions sableuses des sédiments mixtes montre toujours une bimodalité.

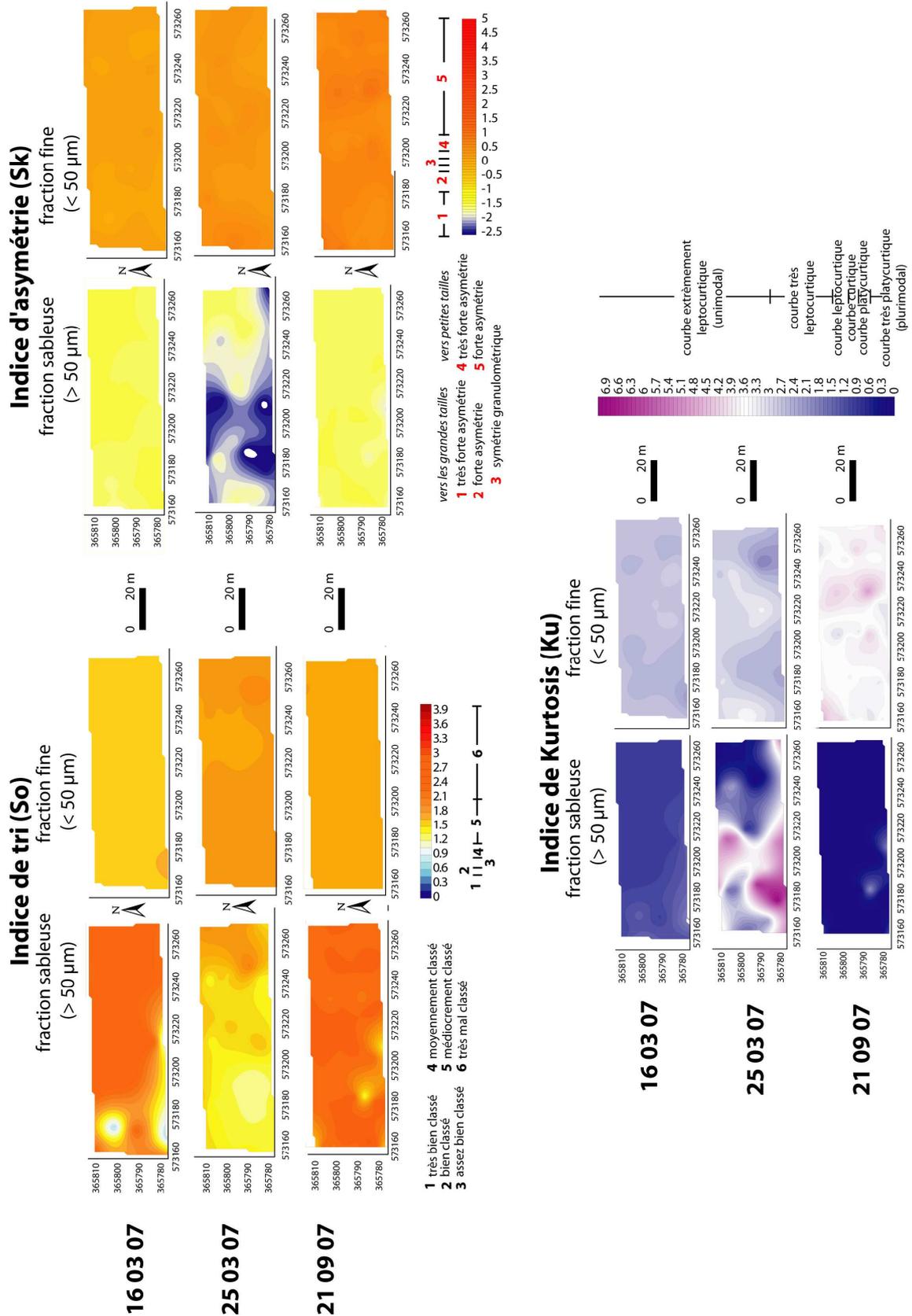


Figure 4.51 : Distinction des évolutions spatio-temporelles des sous-indices statistiques granulométriques pour les fractions sableuses et vaseuses des échantillons de la zone atelier "vase". Méthode d'interpolation par krigeage.

2.4.5. ÉVOLUTION DE LA RÉPARTITION DES SÉDIMENTS FINS SUR LA ZONE ATELIER "VASE"

Les teneurs en fines des échantillons de la zone atelier vaseuse (Fig. 4.52) sont logiquement élevées, quasiment uniformes le 16 mars 2007 avec des teneurs en pélites comprises entre 75 et 100 %. Le 25 mars elles sont beaucoup moins élevées (majorité de points avec 10 à 25 %), en lien avec la remise en suspension des fines lors des événements agités de vive-eau.

Entre le 25 mars et le 21 septembre 2007, les teneurs en fines ont à nouveau augmenté avec, comme lors du 16 mars, une majorité de teneurs maximales entre 75 et 100 %.

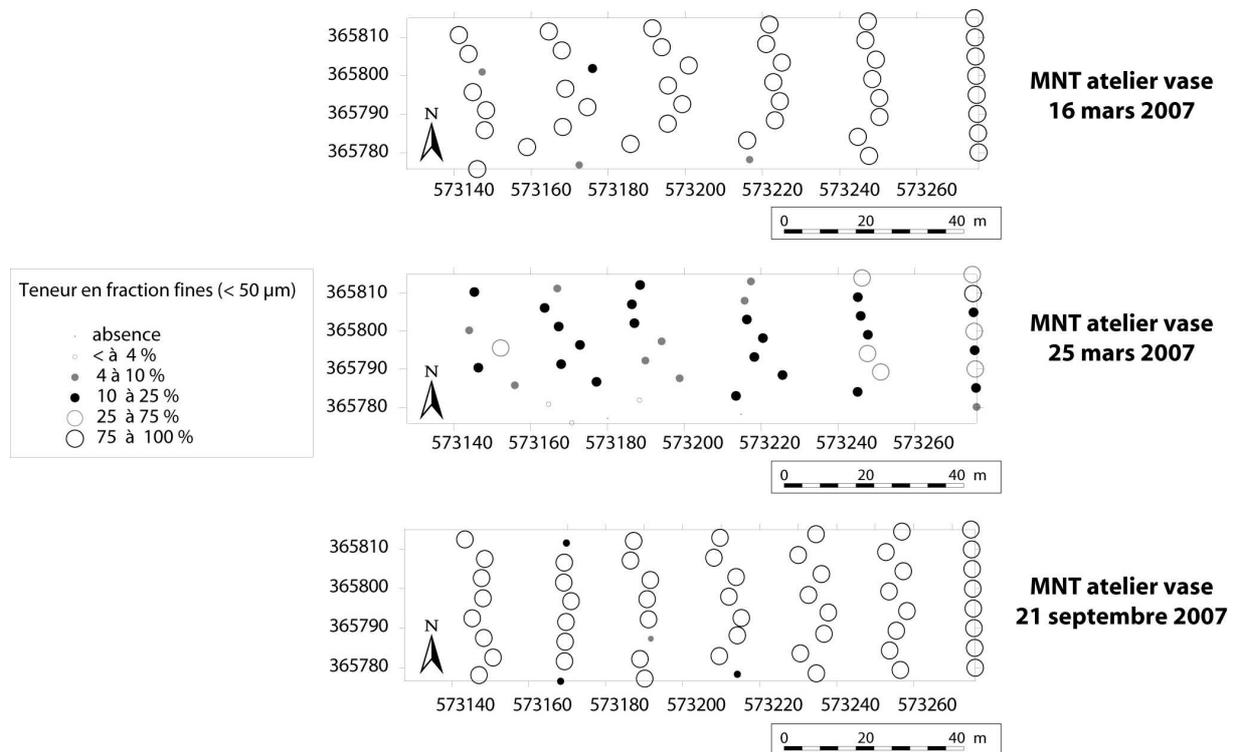


Figure 4.52 : Evolution de la répartition des sédiments fins de la zone atelier "vase" le 16 mars, le 25 mars et le 21 septembre 2007.

2.4.6. CONCLUSION INTERMEDIAIRE

Les fractions fines sont dans l'ensemble toujours (1) médiocrement classées et présentent (2) une courbe granulométrique légèrement étalée avec une faible asymétrie vers les petites tailles et sont (3) généralement unimodales.

Les fractions sableuses quant à elles, sont (4) unimodales et très bien classées si elles représentent la totalité de l'échantillon. En revanche, elles deviennent (5) médiocrement classées et bimodales quand elles sont associées avec les fractions fines (échantillons sablo-vaseux ou vaso-sableux). Leurs courbes sont par contre dans tous les cas, toujours fortement asymétriques vers les grandes tailles.

2.5. ÉVOLUTIONS SAISONNIÈRES DE LA COMPOSITION SÉDIMENTAIRE DU PROFIL TRANSVERSAL

Sur l'ensemble des profils domine la composante sable fin (125-250 μm) (plage, début et milieu de la plate-forme en Fig. 4.53). La proportion de sable très fin (50-125 μm) reste quant à elle relativement faible sur l'ensemble du profil ; elle augmente légèrement vers le haut de la plate-forme lors des trois dates de mesures.

La proportion des silts et des argiles connaît des variations très intéressantes. En mars 2007, les silts (2-50 μm) et argiles (< 2 μm) sont absentes de la zone de la plage et du début du sandflat et leur proportion dans la part totale des sédiments augmente peu à peu à partir du haut de la plate-forme (Fig. 4.53). En septembre 2007, les silts et argiles représentent moins de 5 % du matériel sédimentaire, cette fois-ci en bas de plage, prouvant ainsi l'apport de fractions fines par la mer. Celles-ci disparaissent à la fin du début du sandflat pour à nouveau apparaître au milieu de ce dernier. Leurs proportions augmentent finalement brusquement pour atteindre des valeurs dépassant les 90 % tout en haut de la plate-forme. En avril 2008, un nouvel apport de fractions fines en bas de plage est mesuré. En haut de plage et sur l'ensemble au début de la plate-forme, les silts et argiles disparaissent, pour à nouveau être présentes à partir du milieu de la plate-forme (au niveau de la dépression topographique, cf. partie 4 de ce chapitre). Enfin ces dernières deviennent la composante principale des échantillons en haut de cette plate-forme. Une migration *onshore* de 450 m entre septembre 2007 et avril 2008 de la limite des sédiments fins vers le haut de la plate-forme est finalement observée.

La représentation graphique du gradient sédimentaire transversal s'observe très bien grâce à la superposition des courbes granulométriques (Fig. 4.53). Les pics de sables diminuent (flèches rouges vers le bas en fig. 4.54) progressivement, en mars et septembre 2007, cette baisse au niveau du mode principal à 74 μm est mesurée, il passe de 24 à 19 % en remontant vers la plate-forme. Parallèlement, les volumes des fractions fines augmentent (flèches dirigées vers le haut en fig. 4.54) de volumes, initialement nuls à 1,5 % en mars et 6,5 % en septembre 2007 ou avril 2008 en haut de plate-forme. La présence sur la zone dite de "plage" de quelques échantillons plus grossiers (courbe surlignée en vert en fig. 4.54) est également observée.

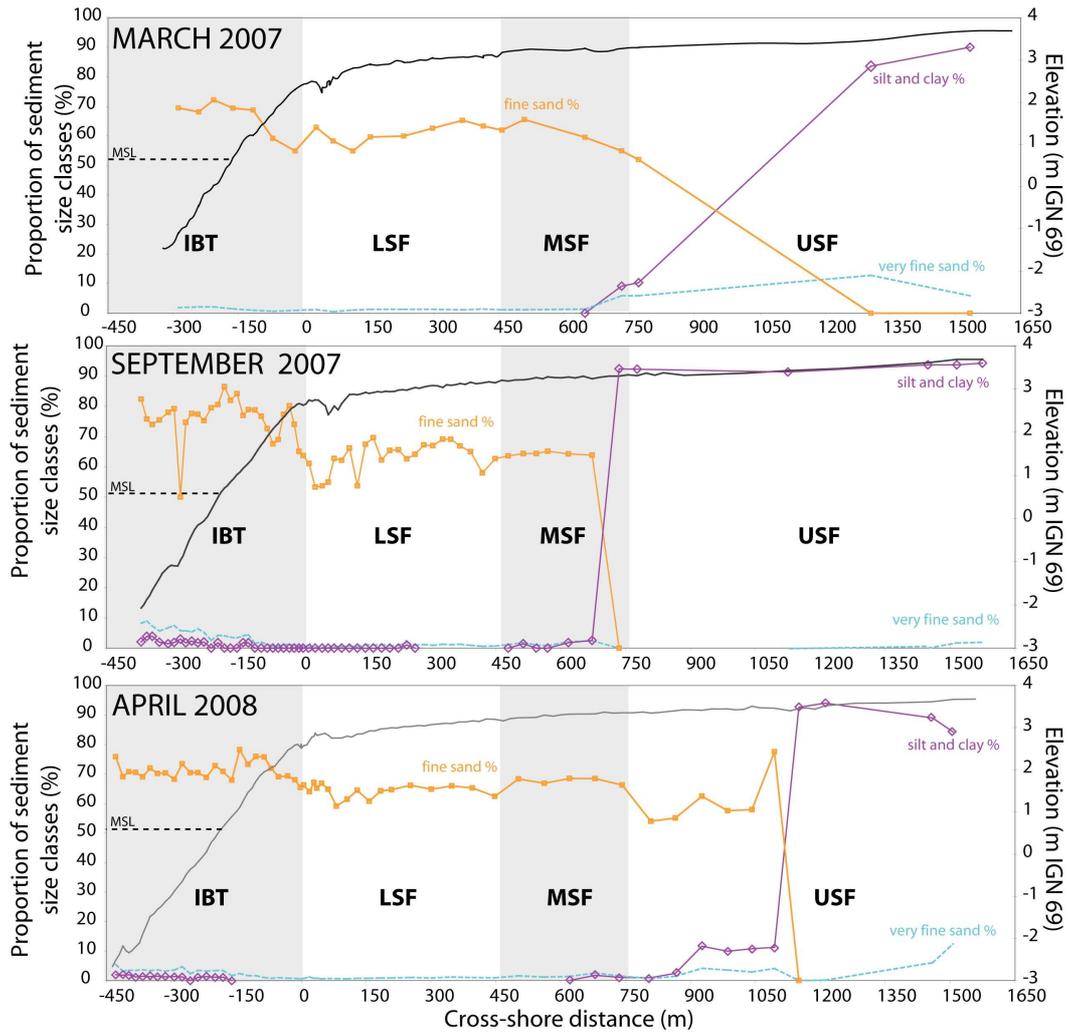


Figure 4.53 : Composition sédimentaire des échantillons % en sables très fins (50-125 μm), sables fins (125-250 μm) et silts et argile (2-50 μm), le long du profil topographique transversal hiver et automne 2007 et printemps 2008. (Extrait de Aubry *et al.*, 2009). IBT = intertidal bars and troughs, plage à barres intertidales ; LSF = lower sandflat, bas de la plate-forme, LSF = lower sandflat, bas de la plate-forme ; MSF = middle of sandflat, mi plate-forme ; USF = upper sandflat, haut de la plate-forme.

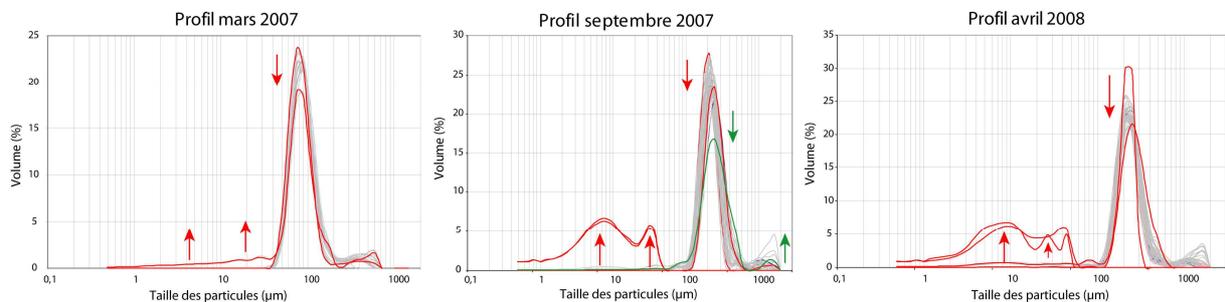


Figure 4.54 : Superposition des courbes granulométriques des échantillons pour les différents profils. A noter l'augmentation des volumes de particules vaseuses, en septembre 2007 et avril 2008 en comparaison du profil de mars 2007, ainsi que la nette distinction entre les 2 groupes de population granulométrique.

2.6. CARACTÉRISTIQUES DES SABLES ET COMPOSITION DE L'ARGILE

2.6.1. CARACTÉRISTIQUES DES SABLES

Sur ce type de secteur on retrouve classiquement des grains de sable émoussés luisants à dominante de quartz (Fig. 4.55) avec quelques fragments coquilliers. Nous avons pu observer ces grains de quartz au microscope à balayage (MEB) ainsi que des ostracodes, des grains de quartz et calcite de même que du quartz mêlé avec de l'argile. Le MEB a ainsi permis de mesurer les compositions de grains, un exemple est représenté en figure 4.55, avec des cristaux de sel sur un grain de quartz.

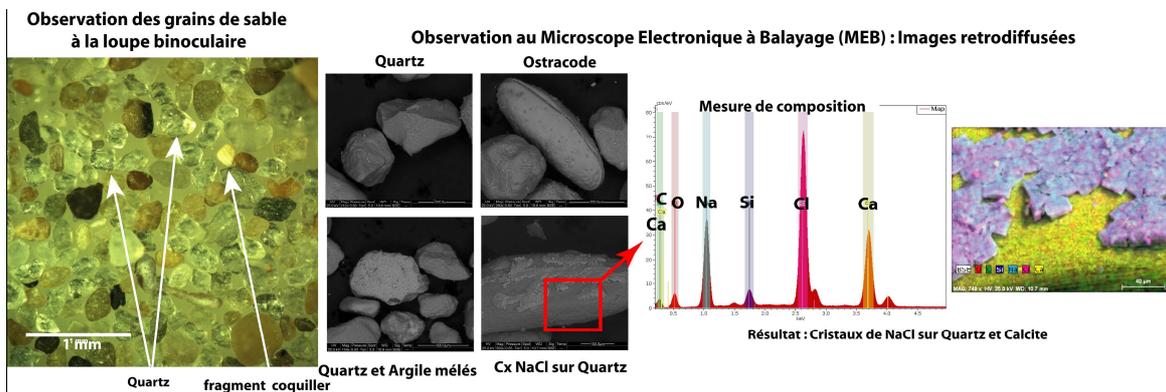


Figure 4.55 : Observation et résultats des caractéristiques et compositions des grains de sable du secteur d'étude.

2.6.2. COMPOSITION DES ARGILES

Il va sans dire que l'analyse de seulement deux échantillons sédimentaires ne peut être représentative de l'ensemble de la caractérisation des argiles du secteur d'étude. Cependant, les résultats présentés ci-dessous (Fig. 4.56), donnent une idée de la composition globale et simplifiée du type de sédiments fins rencontrés.

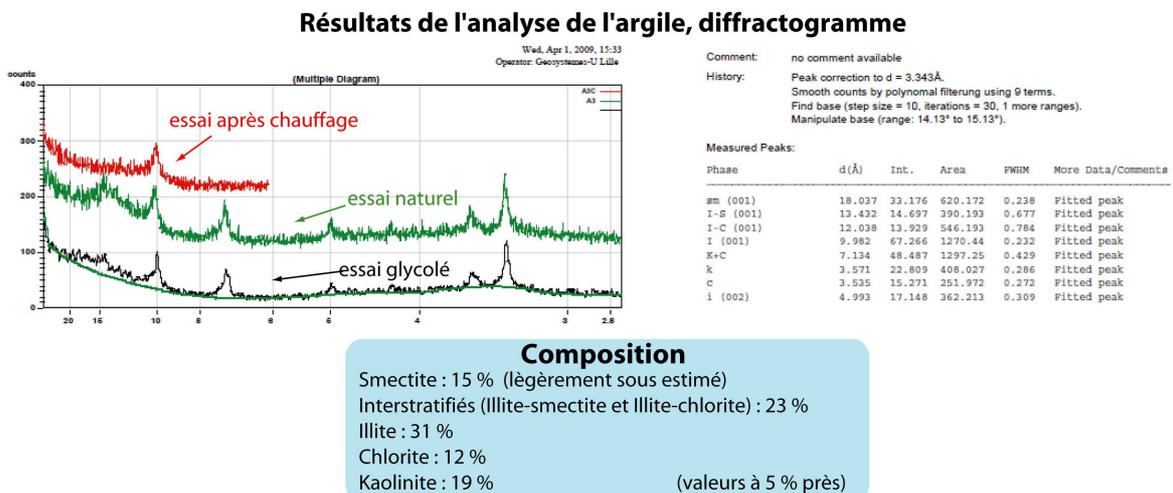


Figure 4.56 : Résultats des analyses diffractométriques de l'argile.

Les analyses ont été réalisées par le laboratoire GEOSYSTEMES de Lille 1 sur les fractions fines. Les argiles des Hemmes de Marck sont composées principalement (Fig. 4.56) d'un mélange d'illite (31 %), d'interstratifiés (23 %), de kaolinite (19 %) et de smectite (15 %), cette dernière semble pourtant sous-estimée au regard de l'observation du profil de réponse (courbes en fig. 4.56). Ces valeurs de compositions ont été comparées à une base de données conséquente du laboratoire. Ce type de composition serait assez proche de celles des sédiments provenant de la Baie de Canche, avec néanmoins un peu plus de kaolinite.

3. STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS

3.1. ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES DE QUELQUES CAROTTES TYPES

De nombreuses carottes courtes (20 à 30 cm) et deux carottes longues ont été prélevées durant les différentes campagnes de mesures sur les deux zones ateliers. L'ensemble des résultats (synthèse stratigraphique, couleurs des sédiments à partir de la charte Munsell, analyses granulométriques) de ces carottes sont présentés en Annexe B. Nous avons fait le choix de détailler ici seulement quelques résultats pertinents pour la compréhension globale morpho-sédimentaire et principalement celles des zones ateliers.

3.1.1. EXEMPLE D'UNE CAROTTE TYPE DE LA ZONE ATELIER "INTERFACE"

Les carottes de la zone sont majoritairement sableuses. Elles présentent néanmoins quelques lamines sablo-vaseuses et les sables sont par endroits granuloclassés. Les teneurs en sédiments fins ($< 50 \mu\text{m}$) sont relativement faibles rarement supérieures à 50 % de la proportion totale des sédiments. Ces sédiments fins disparaissent rapidement en profondeur (fig. 57 et Annexe B).

Les dépôts les plus anciens sont composés de sables fins bien triés (entre 18 à 22 cm). Du dépôt strictement sableux et un granuloclassement *fining up*. (Fig. 4.57) sont enregistrés. Les courbes granulométriques (pas de 1 cm) montrent cette augmentation puis diminution des fractions inférieures à $50 \mu\text{m}$ interprétée comme une évolution des conditions d'énergie. Les sables ont été déposés récemment lors d'une marée d'assez fort coefficient pour atteindre la zone. L'eau en faible profondeur, restée sur place dans la dépression locale à marée basse (cf. topographie transversale du profil) a permis la décantation de particules plus fines pour à nouveau lors de la marée suivante déposer des fractions cette fois plus grossières. Un cycle de marée permet une sédimentation fine de 5 mm associée à un dépôt sableux de près de 1,5 cm. Entre 15 et 4 cm, la proportion des particules fines dans le sédiment sablo-vaseux humide et compact diminue (fig. 4.57) jusqu'à présenter un faciès uniquement sableux (dépôt de 3,5

cm). Ce dernier faciès est entrecoupé d'une lamine de vase (5 mm). La présence de cette dernière a été possible lors de l'inondation de la zone avec un temps très calme, entre deux périodes plus agitées.

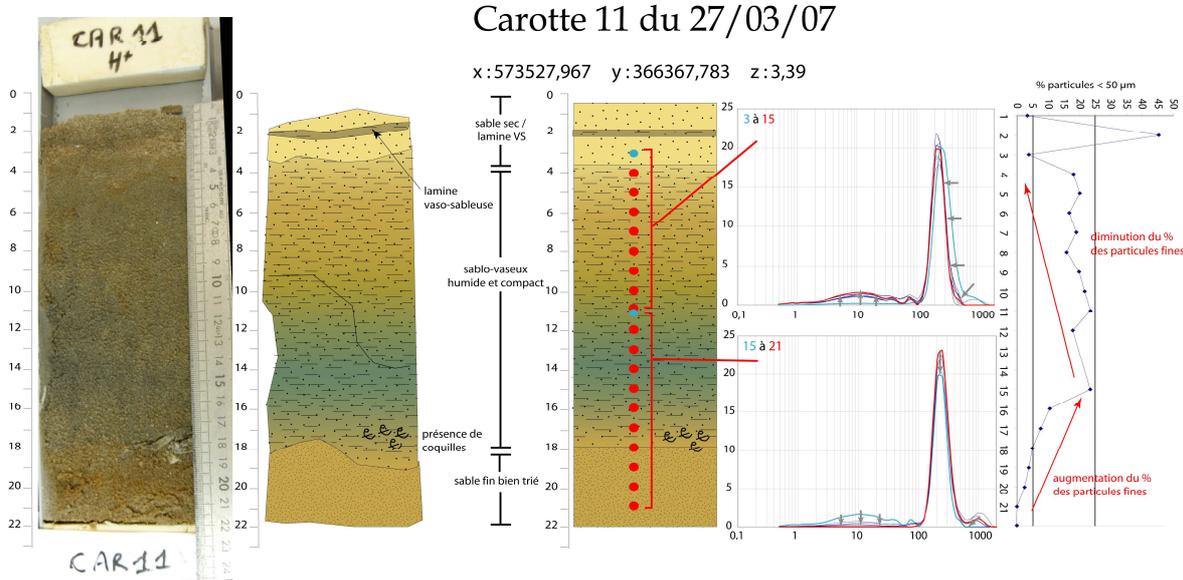


Figure 4.57 : Analyse faciologique de la carotte 11 du 27 mars 2007 (zone interface sable/vase).

3.1.2. EXEMPLE D'UNE CAROTTE TYPE DE LA ZONE ATELIER "VASE"

Plusieurs types de litages ont été rencontrés dans les sondages réalisés sur cette zone vaseuse (Annexe B), il s'agit de rythmites de cycle de vive-eau dues à des changements de la vitesse du courant lors du dépôt des sédiments. Des séquences successives (lames) de sédiments aux granulométries différentes sont souvent distinguées : des sédiments fins (silt et argile, <50 µm) associés à une faible énergie du milieu de dépôt puis des sédiments plus grossiers (sable à mode principal à 250 µm ou éventuellement sablo-vaseux) reliés à une augmentation de l'énergie de ce même milieu. Quand ces séquences sédimentaires sont préservées, le nombre et l'épaisseur des lames peuvent représenter un enregistrement chronologique fidèle des cycles tidaux (Teissier, 1997 ; Dalrymple, 1992 ; Davis et Balson, 1992).

La carotte 10 prélevée dans la zone vaseuse le 25 mars 2007 (fig. 4.58) présente le même type de granuloclassement déjà observé en zone d'interface pour les sédiments vaso-sableux jusqu'à 10 cm de profondeur mais inversé. Du bas vers 16 cm de profondeur, la teneur en fraction fine des sédiments sablo-vaseux diminue (50 à 30 % fig. 4.58). La succession de 4 à 6 lames de vase (2 à 6 mm et 80 % de fractions fines) est ensuite enregistrée, puis à nouveau du sédiment sablo-vaseux dont la teneur en sédiments fins (< 50 µm) reste proche des 35 %. Ces différentes successions de faciès montrent un changement radical des conditions énergétiques de dépôts. Enfin la partie supérieure sableuse entrecoupée de nombreuses

lamines vaseuses (5 lamines de vase entre 2 et 7 mm d'épaisseur) et d'une lamine vaso-sableuse (Fig. 4.58). Ces dernières prouvent la multiplicité des conditions de dépôt (de l'agité pour les sables au calme pour les fines).

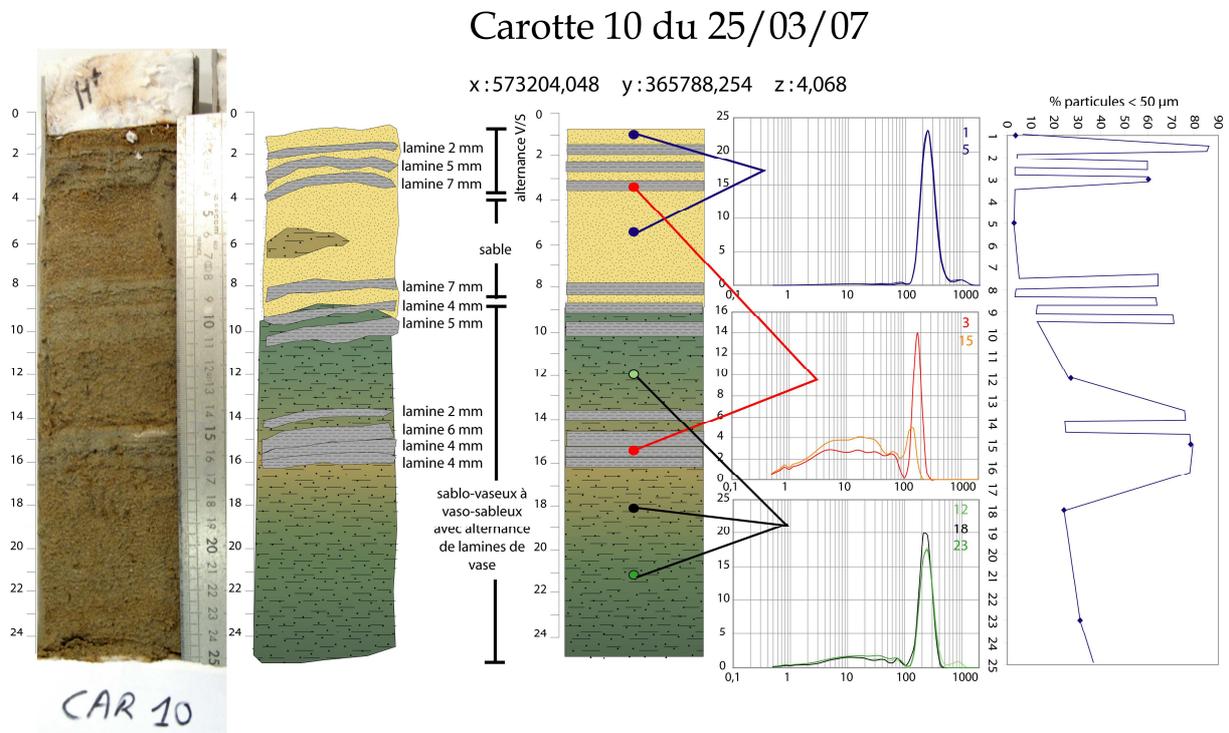


Figure 4.58 : Analyse faciologique de la carotte 10 du 25 mars 2007 (zone atelier vase).

Cette combinaison plus variée, entre les lamines vaseuses, les gradients de teneur en fines, prouve l'existence d'une dynamique plus complexe que celle analysée au niveau de la zone d'interface. Cette zone étant très peu souvent atteinte par la marée, la possibilité de sédimentation est réduite aux périodes de grandes marées de vive-eau ; mais la sédimentation vaseuse étant bien active, elle se fait rapidement et efficacement durant ces courtes périodes. L'amortissement des houles et des courants (chapitre 3) lors de ce type de vive-eau permet aux fines de se déposer.

3.2. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS DES CAROTTES COURTES

La figure 4.59 présente la synthèse de l'étude des carottes sédimentaires de la zone atelier "interface". Des variations quant à la composition des sédiments sur les 20 premiers centimètres de cette zone sont donc observées. Dans l'ensemble (Annexe B1), ces carottes sont plutôt composées de sédiments sablo-vaseux à sableux en surface (selon la classification de Larsonneur, limite à 50 µm pour les fractions fines). Les teneurs en sédiments fins varient dans le temps (0 à 35 % au maximum sur la zone interface).

Carottes de la zone atelier interface

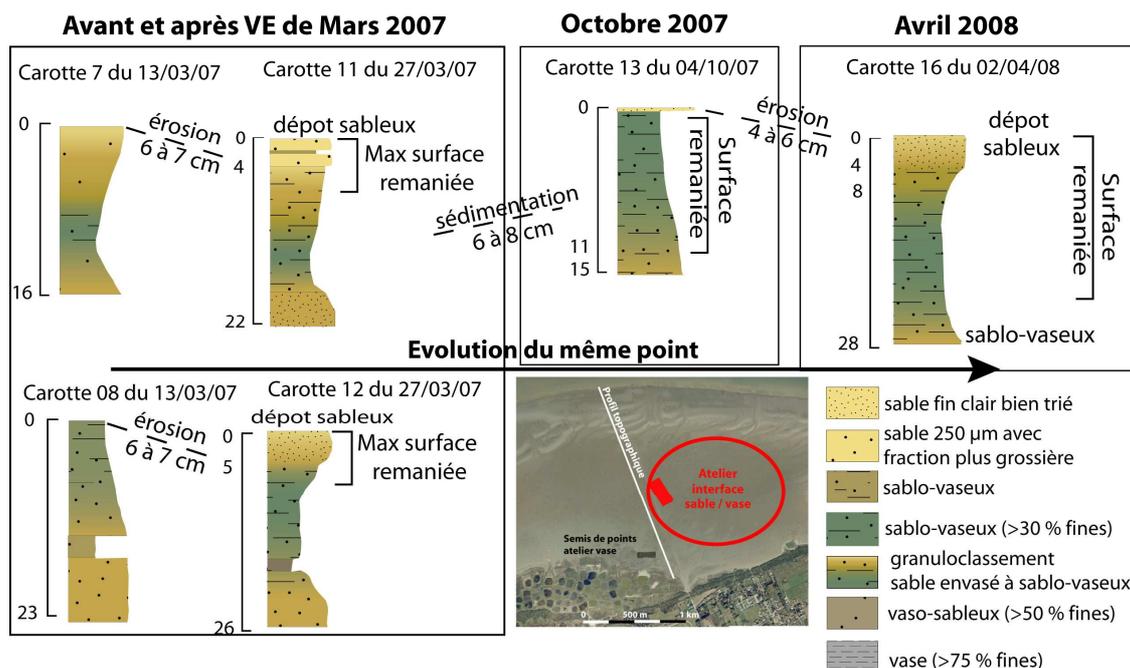


Figure 4.59 : Evolution stratigraphique d'une même zone de l'atelier interface (localisée par extrait orthophotoplan 2005, source PPige).

Une érosion entre les carottes 7 et 11 prélevées proches l'une de l'autre (avant et après la vive-eau) est observée, de même pour les carottes 8 et 12, avec à la surface de ces dernières, des sédiments plus sableux et plus grossiers. Les différences de faciès sont cependant très variées d'une carotte à une autre, même prélevées dans la même zone d'interface. Le nombre de lamines sableuses, sablo-vaseuses peut changer du fait des variations de dépôts et/ou d'érosions très localisées selon les micro-variations topographiques (exemple de dépôt dans une légère dépression, dans les creux des rides de sables ou érosion sur leur crête).

Un apport sableux et vaso-sableux (fig. 4.59 confirmé en fig. 4.40) est enregistré même lors de conditions agitées, notamment quand la plate-forme reste inondée continuellement dans les dépressions topographiques à marée basse.

Entre mars et octobre 2007, période caractérisée par des conditions énergétiques plus calmes, la composition sédimentaire évolue faiblement en surface avant les marées de vive-eau (réduction de l'épaisseur sableuse). Une augmentation progressive des teneurs en fines entre -11 cm et jusqu'au sommet (apparition d'une lamine de sables) est mesurée. Cette profondeur peut largement correspondre à la surface de remaniement entre les 6 mois qui séparent ces deux prélèvements puisque lors de la vive-eau de mars nous avons mesuré une érosion locale de 6 cm (1.3.2 de ce chapitre).

Entre octobre 2007 et avril 2008, période hivernale, un dépôt en surface sablo-vaseux de plusieurs centimètres est enregistré malgré une érosion globale comprise entre 4 et 6 cm. Dans cette zone souvent submergée, la profondeur de remaniement peut logiquement être assez importante (supérieur à 15 cm).

L'évolution de la granulométrie du dépôt, sablo-vaseux (20 cm) vers un dépôt progressivement plus sableux voire totalement sableux prouve que le contexte de conditions de sédimentations est devenu plus énergétique récemment.

Pour la zone "vase", les carottes présentent de nombreuses lamines de interlitées avec des lamines de sables fin voire grossiers (Fig. 4.60). Ces dépôts plus grossiers en haut de la plateforme n'ont pu se déposer en surface que lors d'événements particulièrement énergétiques.

Cette stratigraphie particulière montre l'existence de fortes variations dans l'énergie du milieu, de temps très calmes permettant le dépôt de fines et de temps agités ayant pour conséquence des apports sableux.

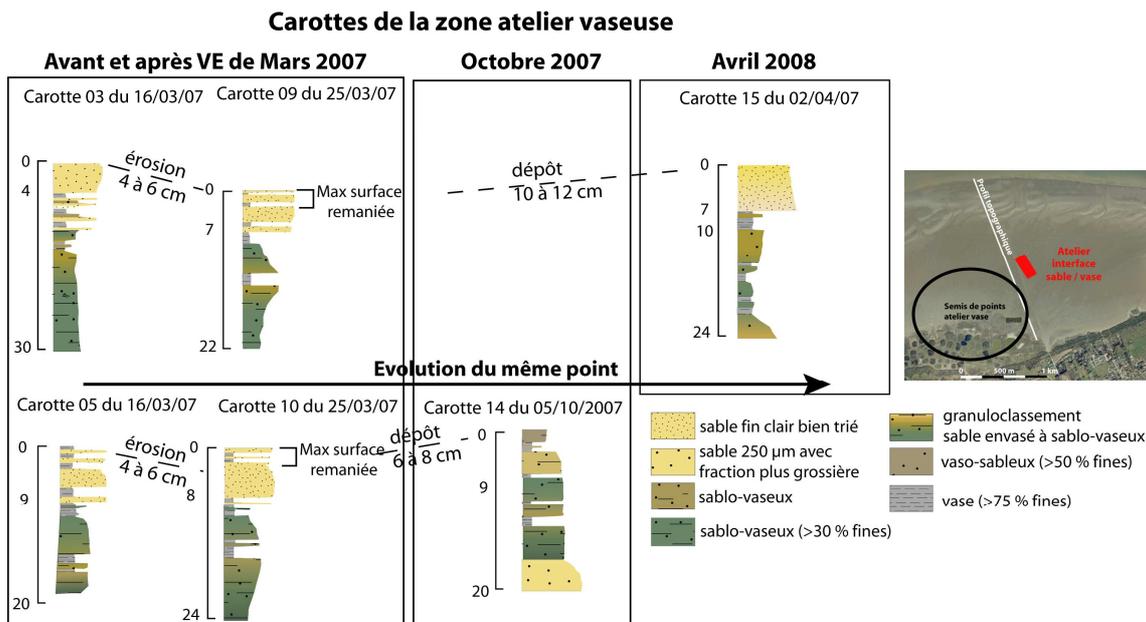


Figure 4.60 : Suivi stratigraphique d'une même zone de l'atelier vase (localisée par extrait orthophotoplan 2005, source PPige).

Hormis la présence de ces lamines, des sédiments plus ou moins vaso-sableux (teneur en fines entre 30 et 96 %) sont retrouvés plus en profondeur sur cette zone atelier montrant bien l'existence d'une dynamique de sédimentation vaseuse, plus ancienne que celle observée au niveau de la zone interface sable/vase.

Enfin de la même manière que pour la zone atelier interface, les dépôts des premiers centimètres varient avec l'influence de l'hydrodynamisme. Ainsi, durant les vives-eaux de temps agités, une érosion est caractérisée par la disparition des lamines de sable en surface

(fig. 4.60), puis inversement, entre mars et septembre 2007, un dépôt sablo-vaseux à vaso-sableux (carotte 14 en Fig. 4.60) assez conséquent après les vives-eaux, cette fois-ci de temps calmes est enregistré. Sur les dernières carottes prélevées en avril 2008 (Fig. 4.60 et Annexe B), un dépôt de sédiments sableux est également retrouvé, même au niveau de la zone atelier vase, certainement lié aux apports éoliens.

Pour les deux zones atelier, interface et vase, le même comportement est mesuré, (1) une érosion des sédiments de surface entre la période d'avant et d'après la vive-eau (dépôt sableux en surface mais érosion résiduelle d'environ 5 cm sur la zone interface pour les carottes de la zone et érosion du dépôt sableux initial de près de 4 cm pour la zone atelier vase) causée par l'énergie hydrodynamique des vagues et des courants relativement importante durant la campagne de mars 2007 et au contraire (2) une phase de sédimentation, plutôt sablo-vaseuse au niveau de la zone interface (remaniement d'une dizaine de centimètres observée sur les carottes avec envasement de la zone interface et apparition de nouvelles lamines vaso-sableuses en haut de plate-forme), et sableuse (association de dépôts par la marée et de dépôts éoliens) entre mars et septembre 2007. Ces mesures sont à corréliser avec les mesures topographiques (partie 1.3. de ce chapitre) qui suivent quasiment le même comportement durant ces phases essentielles de vive-eau (6 à 7 cm d'érosion mesurée en zone interface contre 10 cm observée sur les carottes et 2 à 4 cm d'érosion contre 4 observés sur la zone atelier vase pour la vive-eau de mars 2007). Les dépôts observés sur les carottes sont également bien corrélés avec ceux mesurés topographiquement sur les ateliers avec près de 6 à 8 cm d'accrétion à l'interface et 2 à 4 cm en haut de plate-forme entre mars et septembre 2007,

3.3. ANALYSE FACIOLOGIQUE DES CAROTTES LONGUES

Seule la seconde carotte, la plus longue des deux est présentée ici en détail. La première carotte prélevée au niveau de la zone atelier vase est détaillée en Annexe B.

Trois sous-ensembles ont été distingués dans celle-ci (fig. 4.61), un faciès dit "inférieur", le plus en profondeur jusqu'à la limite de 3,6 m composé de sables associés à une proportion variable de fractions fines. Le second sous-ensemble, le faciès intertidal "moyen" entre 3,6 et 0,6 m, le plus homogène, sableux, avec quelques variations dans la granulométrie de ces sables. Enfin, le troisième et dernier sous-ensemble le faciès intertidal "supérieur", actuel, correspondant à l'actuelle phase de dépôt actif vaseux.

CHAPITRE 4 :

ETAT DES LIEUX ET EVOLUTION MORPHO-SEDIMENTAIRE DU TRES COURT AU MOYEN TERME

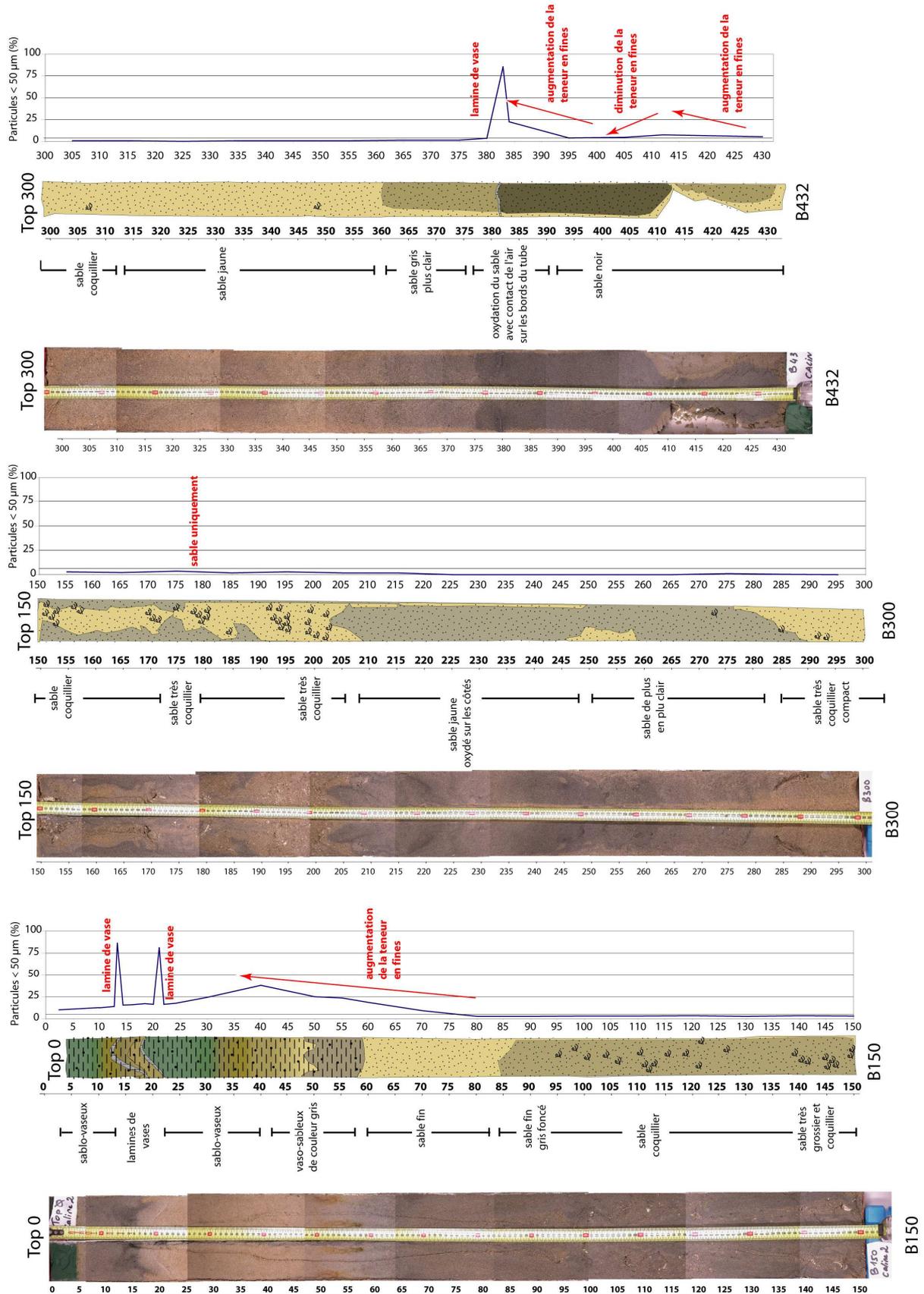


Figure 4.61 : Interprétation d'après description et photographie. Mesures granulométriques sur positions stratégiques. Faciès inférieur de 4,32 à 3,6m ; moyen de 3,6 à 0,6 m et supérieur de 0,6 à surface.

Le faciès intertidal inférieur (au-delà de 3,6 m de profondeur sur la Fig. 4.61) composé de sables fins à moyens constitue la base des deux carottes longues prélevées. Un litage peut s'exprimer au sein de ce faciès par l'alternance de lits plus fins (sables fins) ou plus grossiers (débris de coquilles ou sables grossiers), mais l'apparition d'une ancienne phase de dépôts vaseux est surtout enregistrée. Ce dépôt est caractérisé par des variations temporelles des teneurs en fractions fines sur 20 à 30 cm (deux phases d'augmentation), qui se termine par une lamine vaseuse (lamine de vase à 3,8 m de profondeur en Fig. 4.61, également sur la 2nde carotte en Annexe B).

Le faciès intertidal moyen uniquement composé de sables fins à moyens fait suite à celui des argiles et silts. Ce faciès est assez riche en coquilles brisées ou entières de bivalves (principalement coques et tellines) pouvant former par leur accumulation des niveaux légèrement plus grossiers et accumulées parfois en de véritables horizons (thanatocénoses) traduisant la possibilité de dépôts de tempête. Celui-ci s'étend sur une épaisseur moyenne de 3 m.

Le faciès intertidal supérieur de cette carotte (Fig. 4.61) se caractérise par la présence de silts et d'argiles sur une épaisseur d'environ 50 à 60 cm. Ces dépôts sont caractérisés une bioturbation importante. Les silts et sables fins sont entrecoupés de nombreuses passées plus fines, essentiellement argileuses puis, cet ensemble sablo-vaseux s'enrichit à sa base de passées, de sédiments légèrement plus grossiers silts ou sables fins et plus sableux témoins d'un dynamisme plus important du milieu de dépôt.

Cette analyse met en évidence l'existence d'une cyclicité de dépôts vaseux sur le haut de cette plate-forme initialement sableuse.

Les quantités de dépôts vaseux du faciès inférieur (hauteur de lamine) sont légèrement plus fins que les dépôts actuels mais en cohérence avec les mesures de dépôts enregistrés lors de ce travail (cf. 2.2 et 2.5.2. de ce chapitre).

En revanche, les particules vaseuses en profondeur (lamine en fig. 4.62) n'ont pas le même comportement granulométrique que les dépôts vaseux actuels ce qui caractérise la possibilité de l'existence de plusieurs sources différentes et/ou de dynamiques sédimentaires différentes.

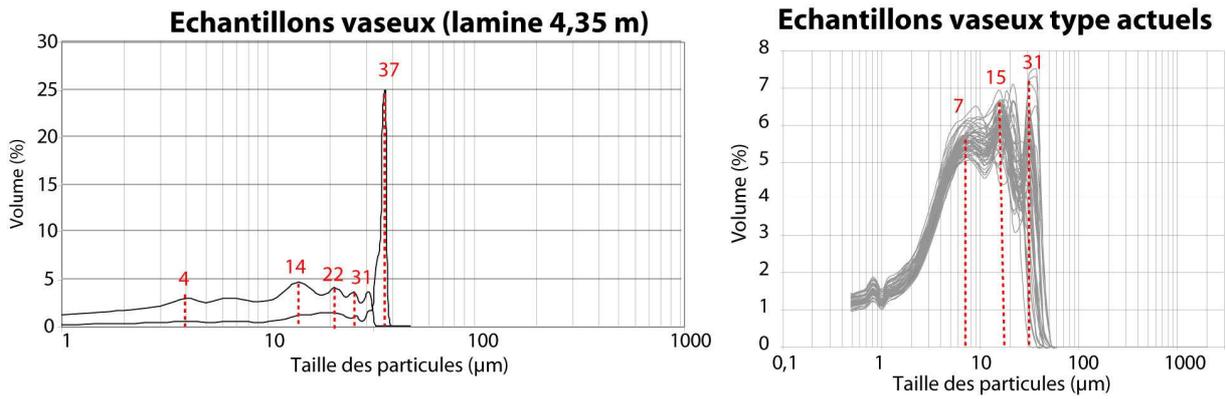


Figure 4.62 : Courbes granulométriques de la lamine de vase à 4,35 m de profondeur comparée à celle des échantillons vaseux types de la plate-forme actuellement. Les modes principaux sont ici notés pour donner une indication de grandeur mais ne constituent en aucun cas des valeurs précises pour l'ensemble des échantillons collectés.

Ainsi, ces deux sondages ajoutés aux carottes courtes permettent de réaliser une esquisse de coupe stratigraphique montrant les variations latérales de faciès (Fig. 4.63). Pour cela, les différentes colonnes lithologiques simplifiées sont ajustées grâce à leur altitude et leur position géographique. Des variations de dépôts en haut de cette plate-forme largement à dominante sableuse sont observées, mais entrecoupées de phases de dépôt vaseux en profondeur (3,8 m de profondeur) et récents, qui se structurent en litages. Ces variations de conditions énergétiques de dépôt lors de niveaux d'eau élevés, vont du très calme pour la sédimentation des fines à l'agité voire très agité notamment avec les dépôts grossiers de tempête.

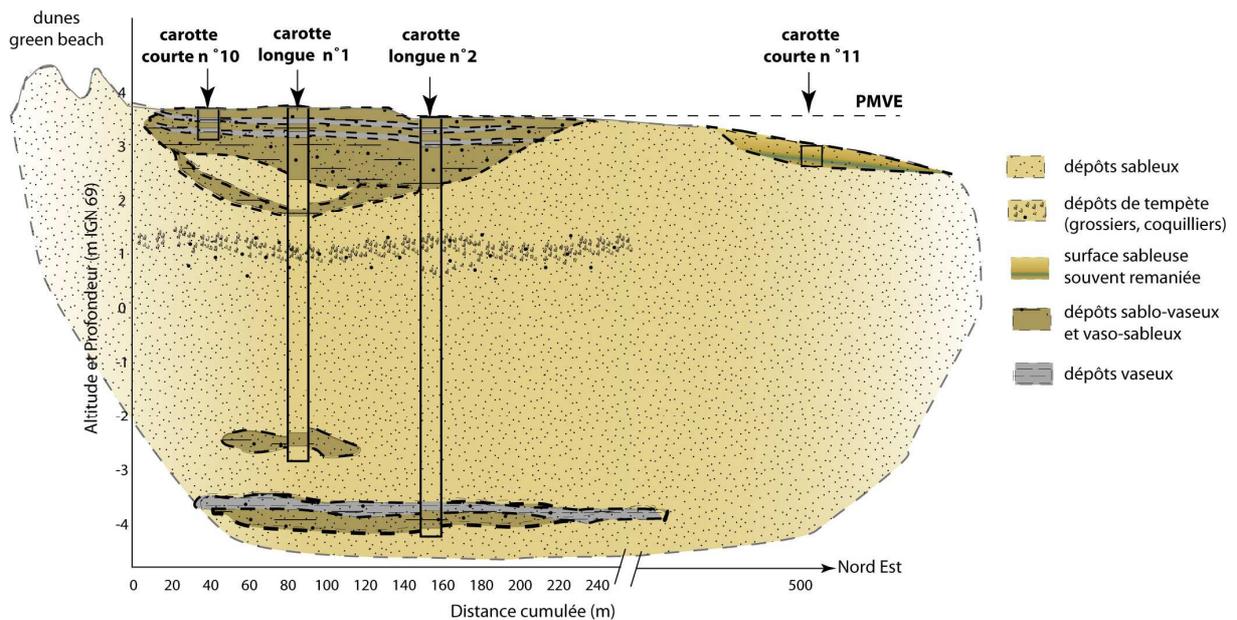


Figure 4.63 : Coupe stratigraphique transversale simplifiée

CONCLUSION DU CHAPITRE 4

La reconstruction de l'évolution à moyen terme des espaces de sédimentation fine, à la fois dans leurs dimensions horizontale et verticale, a mis en évidence une accélération du processus d'envasement tout récemment sous la forme d'une migration des particules fines vers le haut de la plate-forme grâce au rôle joué par la topographie locale (barres intertidales, zone d'interface de plateforme) sur l'amortissement de l'hydrodynamisme (houles et courants). L'impact anthropique ne peut cependant pas être sous-estimé, notamment avec l'influence des chenaux des mares de chasse qui ont joué un rôle important en tant que vecteur d'apports sédimentaires mais également en tant que forçage majeur pour les conditions de dépôts et/ou érosions. La poldérisation a réduit assez brusquement l'espace soumis à la marée (espace disponible) et ce, sans variation notable du volume du prisme tidal. La même quantité de sédiments s'est déposée sur un espace moins important et a ainsi engendré une accrétion plus grande d'abord sableuse puis actuellement vaseuse. Cette réponse morphologique a permis notamment au schorre de progresser très rapidement grâce à des cotes altimétriques devenues plus propices à la colonisation par les végétaux halo-tolérants.

La sédimentation au cours du temps n'a pas été constante. Actuellement en phase active de dépôt vaseux, ce secteur a connu auparavant une très longue période de sédimentation uniquement sableuse et une courte période, selon les résultats des sondages, de dépôts de fines. Les vitesses de sédimentation sont en revanche difficiles à comparer. Elles semblent généralement plus faibles pour les couches plus anciennes (sédiments vaseux déposés moins importants selon les sondages et sur une plus courte période) mais cette observation est à nuancer en raison des processus de tassement.

La possibilité d'une récurrence ou cyclicité de dépôts fins pourrait expliquer cette dynamique, à mettre en lien avec une évolution hydrodynamique générale (augmentation de la teneur en MES, comblement des estuaires, changement global...). Il serait cependant trop hâtif de faire un lien direct avec ce dernier sujet d'actualité dans le contexte actuel.

CHAPITRE 5 : APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION SPATIALE DANS L'ÉTUDE DES LITTORAUX

INTRODUCTION

La télédétection, tout à la fois objet et moyen de recherche et outil d'application, prend une place de plus en plus grande dans l'approche thématique qu'est la compréhension des processus en milieu intertidal.

Cette approche à plus large échelle est menée en complément des observations et mesures de terrain. Des méthodes développées peuvent alors être reproduites sur d'autres sites et appliquées à des dates antérieures (images satellites d'archives).

Les avantages de l'observation à distance ont été perçus, d'une certaine manière, depuis fort longtemps. Il n'a pas été nécessaire d'attendre l'époque moderne pour se rendre compte des avantages qu'offraient les points hauts pour observer un paysage. Des capteurs toujours plus résolus spatialement et/ou spectralement permettent d'accéder à des niveaux de détail jusqu'ici seulement accessibles avec la photographie aérienne.

La télédétection est actuellement une source privilégiée pour l'acquisition d'informations spatiales en particulier sur les problématiques environnementales ([Andréfouët et al., 2003](#) ; [Mumby et Edwards, 2002](#) ; [Ryu et al., 2004...](#)). En milieu littoral, la possibilité d'acquérir des documents cartographiques à grandes échelles a généré de nouvelles applications liées aux préoccupations récentes concernant la gestion et la préservation de ces espaces sensibles. L'étude du mode de représentation, de la distribution et de la cinématique des caractéristiques littorales se heurte cependant à la disponibilité des moyens d'acquisition et à la mise en œuvre de techniques de traitement de données adaptées à la variabilité spatiale et temporelle des éléments qui les constituent. Il faut rappeler néanmoins que les images, photographies aériennes en zone côtière contiennent une grande partie de mer sur laquelle il n'est pas possible de prendre des points d'amer rendant leur rectification géométrique difficile.

Nous tenterons de préciser l'apport et les limites actuelles de la télédétection spatiale, plus particulièrement celle à haute résolution (SPOT5 et Formosat-2 abrégée F2 dans ce chapitre) pour le profil de plage, ainsi que pour la caractérisation sédimentaire des surfaces intertidales. Ces images sont d'autant plus, souvent nombreuses, dans les bases de données des laboratoires.

1. TÉLÉDÉTECTION SPATIALE, ÉTUDE DU PROFIL TOPOGRAPHIQUE DE PLAGE

Pour étudier le profil d'une plage et sa dynamique morphologique et sédimentaire, il faut des données à pas de temps fins. Or aujourd'hui, seuls certains capteurs peuvent fournir des données multispectrales à haute résolution (< 10 m) à pas de temps suffisamment fins.

SPOT par sa visée oblique programmable et FORMOSAT seul capteur civil à 1 jour de résolution temporelle (mais ne couvrant pas toutes les surfaces du globe) permettent d'envisager une situation théorique optimale de plusieurs images par mois. Or, la disponibilité des images est soumise aux situations météorologiques, souvent défavorables sur le littoral de la côte d'Opale et à de fortes contraintes marégraphiques nécessitant une programmation auprès de SPOT Image.

Ainsi, pour cette étude, deux scènes SPOT5 en mode multispectral (résolution spatiale de 10 m) centrées sur les Hemmes de Marck ont été acquises le 5 avril 2007 à 10 h 40 UTC et le 7 mai 2008 à 11h22 UTC et utilisées. Puis deux autres scènes FORMOSAT-2, F2 (résolution spatiale de 8 m) l'ont également été les 27 et 28 septembre 2008 à 10h28 UTC. Les bandes spectrales de ces deux capteurs sont présentées dans la figure 5.4.

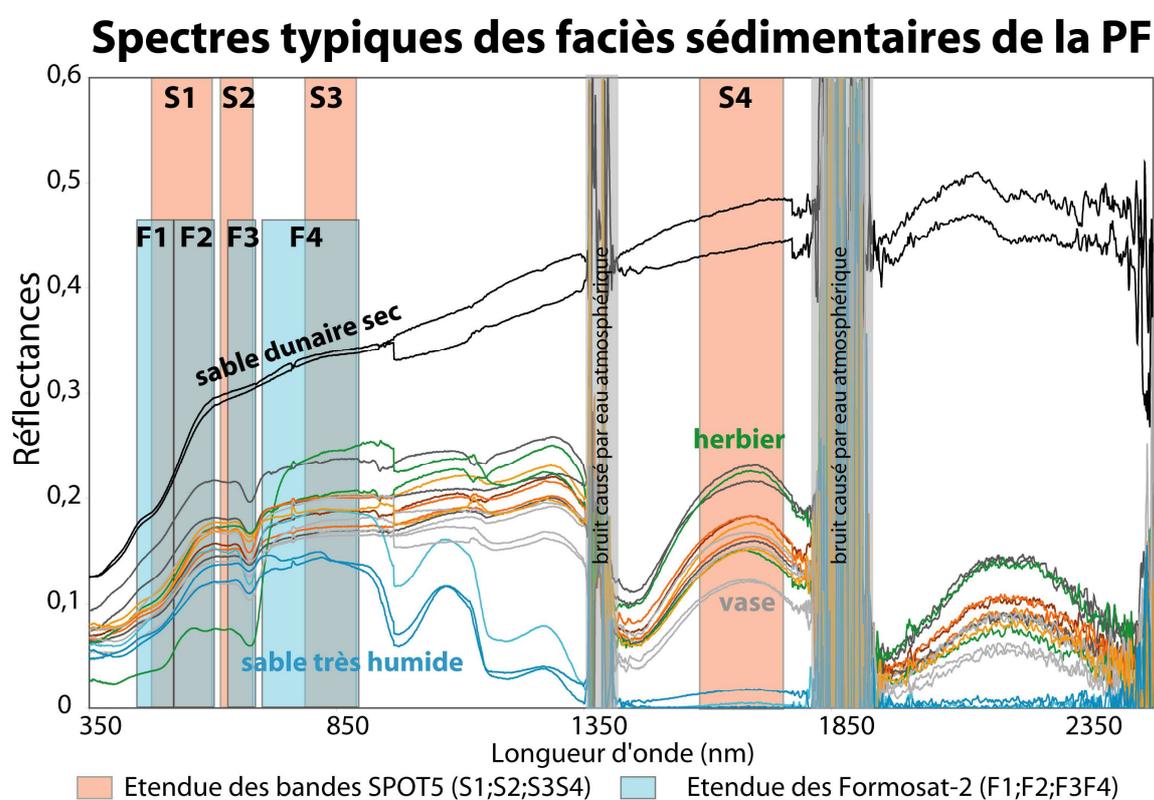


Figure 5.4 : Spectres types des faciès sédimentaires rencontrés sur la plate-forme et limites des bandes spectrales des satellites SPOT5 (S1 : 0,50-0,59 μm ; S2 : 0,61-0,68 μm ; S3 : 0,78-0,89 μm et S4 : 1,58-1,75 μm) et F2 (F1 : 0,45-0,52 μm ; F2 0,52-0,60 μm ; F3 : 0,63-0,69 μm et F4 : 0,76-0,90 μm).

1.1. LA MÉTHODE D'EXTRACTION INDIRECTE DE LA TOPOGRAPHIE, *SHORELINE DETECTION METHOD*

Le but de ce travail consiste à caractériser la surface topographique de l'estran par la méthode SDM (*Shoreline Detection Method*). Cette méthode vise à extraire indirectement la topographie de l'estran en utilisant des séries d'images satellites acquises à des pas de temps fins mais à des hauteurs de marées différentes (Mason *et al.*, 1995 ; Gratiot *et al.*, 2005, Gensac, 2009). Avec cette technique, on peut ainsi extraire des *lignes de rivage instantanées* correspondant à différents niveaux de l'eau (équivalent à des courbes de niveau).

Cette approche semble intéressante et nécessaire dans des zones intertidales peu accessibles ou comme ici sur ce type d'estran très large, difficile à mesurer avec précision avec des mesures *in situ*. Nous avons donc cherché à évaluer la potentialité de cette méthode sur notre site et à partir des images SPOT5 et F2. La topographie du site ayant été levée régulièrement durant ce travail les comparaisons sont alors facilitées.

2.1.1. EXTRACTION TOPOGRAPHIQUE DES DEUX IMAGES SPOT5

Les premiers tests d'extraction des informations topographiques en fonction du niveau d'eau (Fig.5.5) ont été réalisés à partir d'acquisitions SPOT en avril 2007 et mai 2008 au moment des campagnes de levés DGPS sur l'ensemble du secteur d'étude.

Ainsi l'altitude du niveau d'eau réel a pu être comparé pour validation avec les lignes de niveaux du MNT de la plate-forme.

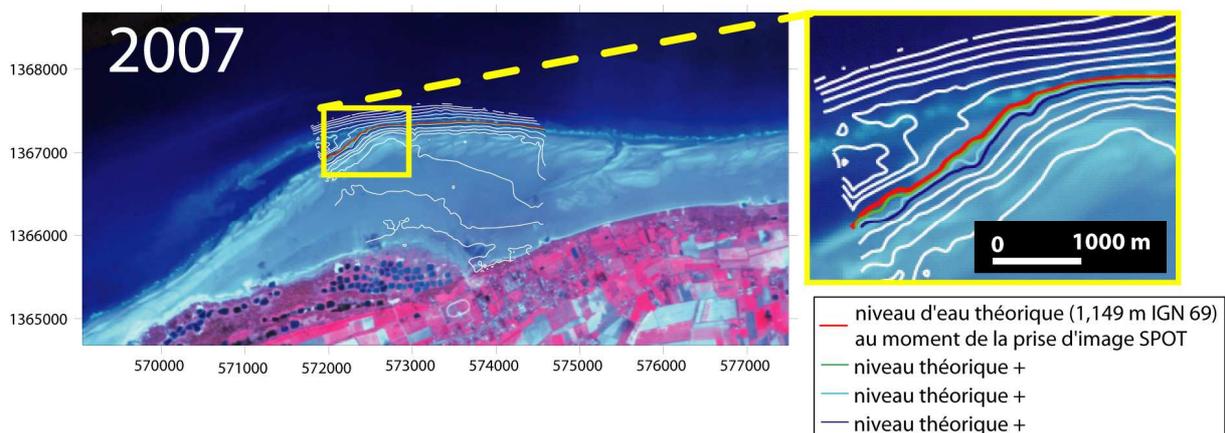


Figure 5.5 : Superposition des altitudes mesurées *in situ* (MNT plate-forme) pour l'estimation de la hauteur du niveau d'eau au moment des captures SPOT5 en 2007 (et 2008 en Annexe C).

La méthode des points extrêmes (End Point Rate, EPR, Dolan *et al.*, 1991) a été utilisée pour estimer les variations entre le niveau d'eau théorique prédit (modèle du SHOM), superposé au

niveau d'eau théorique estimé à partir des relevés au DGPS avec le niveau d'eau réel capté par le satellite.

Les marges d'erreurs planimétriques et altitudinales (Fig. 5.6) ont été calculées en se basant sur les erreurs provenant des mesures de terrain (densité de points, incertitudes opérateurs et appareils), des calculs d'extrapolations du MNT ainsi que des erreurs liées à la méthode SDM, à la résolution spatiale de l'image SPOT (pixel de 10 m) et du *root mean square* (RMS ou EMQ, erreur quadratique moyenne) lors de la rectification des images (RMS inférieurs 0,9 pixel pour les images de 2007 et 2008). Ce RMS correspond à la précision du géocodage de l'image.

Pour la première image SPOT traitée (5 avril 2007), l'altitude du niveau d'eau estimée à partir des mesures *in situ*, a tendance à être sous estimée d'environ 30 cm. Cette erreur est certainement due à une surcote enregistrée durant le passage satellite, liée à des vents de secteur N à NE de 15 à 30 km/h (fig. 5.6B) engendrant une hausse du niveau d'eau prédit. En général, les erreurs planimétriques restent comprises entre 20 et 30 m. Cependant, la zone entre les transects 3 et 6 (fig.5.6C) enregistre des erreurs planimétriques supérieures à 60 m. Les variations d'altitudes de cette zone particulière qui correspondent au point d'accolement d'un banc tidal, sont en effet mal retranscrites, du fait d'une mauvaise interpolation du MNT causée par une densité faible de points de mesures (fig. 5.6A).

Les erreurs moyennes des variations spatiales et altitudinales sur l'ensemble de l'image, après correction des effets de la surcote, sont de 15 à 20 cm pour l'altitude et de 22 m pour la marge d'erreur planimétrique (hormis la zone d'accolement du banc à la côte).

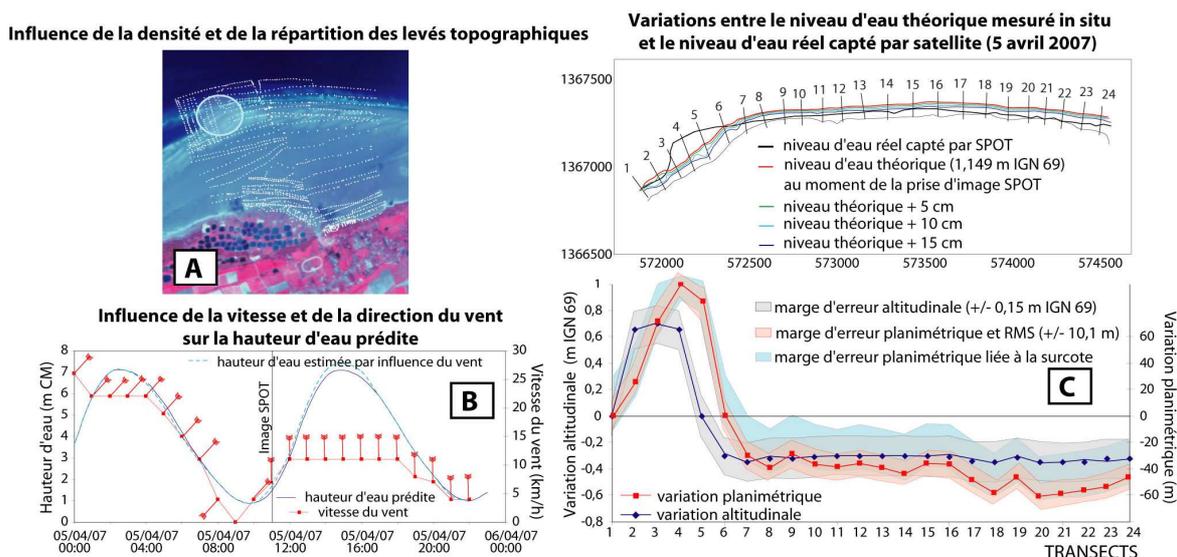


Figure 5.6 : a) Densité des levés topographiques sur extrait d'image (entouré bleu zone du banc tidal) ; b) conditions météomarines (hauteur d'eau prédite par SHOM et caractéristiques des vents ; c) Variation des marges d'erreurs planimétriques et altitudinales pour l'acquisition SPOT 2007

En 2008 (fig. Annexe C1 et C2), les erreurs des variations altitudinales les plus importantes (20 cm) s'observent aux extrémités est et ouest du terrain d'étude en raison des erreurs d'interpolations aux marges de la zone mesurée. Les erreurs de variation planimétrique, les plus grandes (60 m) sont une nouvelle fois enregistrées dans la zone d'accolement du banc à la côte et dans la zone d'interface plage/ plate-forme). Celles-ci sont encore une fois liées à la faible densité et la faible répartition spatiale des levés topographiques dans ces zones à morphologie spatialement plus hétérogène. Dans l'ensemble, l'erreur moyenne, après correction, est inférieure à 10 cm en altitude et atteint 41 m pour les marges d'erreurs planimétriques.

Deux types d'erreurs ont donc été distingués (altitudinale et planimétrique) selon la hauteur du niveau d'eau pendant le passage satellite. En moyenne, l'altitude du niveau d'eau réel est obtenue à 15 cm près en altitude en 2007 (< 10 cm en 2008). Ce même niveau est déterminé à 22 m près en 2007 (41 m en 2008) en erreur de variation planimétrique.

Une meilleure précision en altitude si le niveau d'eau est moyen est donc obtenue (liée à la topographie très plane) et une meilleure précision planimétrique si le niveau d'eau est bas (liée à la pente de la plage).

Il est donc important de programmer des dates de prévisions d'acquisitions d'images satellites en fonction des niveaux d'eaux prédits mais aussi de la topographie des sites étudiés afin de minimiser les erreurs.

1.1.2. EXTRACTION TOPOGRAPHIQUE DES DEUX IMAGES F2

La confrontation des levés simultanés topographiques (tachéomètre) avec des données F2 (offrant une résolution temporelle quotidienne sur notre site) acquises par programmation les 27 et 28/09/08 (Fig. 5.7), a permis ici d'évaluer la précision de la méthode.

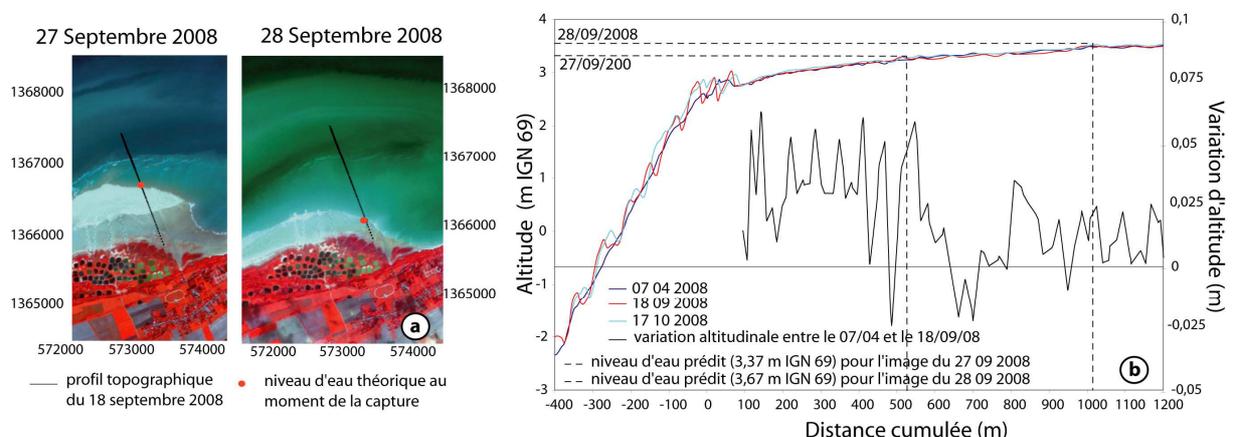


Figure 5.7 : a) Correspondance des altitudes mesurées et extraites de l'image F2 b) superposition des profils topographiques d'avant et d'après acquisition, comparés avec le profil d'avril 2008. A noter la

bonne correspondance des niveaux mesurés et estimés par satellite même pour le profil d'avril, qui permet d'extrapoler l'altitude sur l'ensemble de la plate-forme.

La résolution spatiale en mode multispectral de 8 m, plus fine que celle de SPOT (10 m) améliore les variations et marges d'erreurs spatiales et altitudinales préalablement enregistrées lors des premiers essais avec SPOT.

Durant cette acquisition F2, seul un profil topographique transversal (Fig. 5.7) représentatif des variations topographiques de l'ensemble de la zone a pu être levé avant (le 18/09/2008) et après (le 17/10/2008) les deux passages satellites. Ces premières comparaisons montrent d'ailleurs une excellente correspondance entre l'altitude mesurée *in situ* et l'altitude du niveau d'eau prédit au moment de l'acquisition (points rouges en Fig. 5.7).

En extrapolant, le MNT de la plate-forme d'avril 2008 a donc été utilisé. En effet, les levés mensuels réguliers, de ce profil effectués depuis maintenant plus de 2 ans (chap. 4), montrent que la partie supérieure de cette plate-forme sableuse n'a connu que quelques variations centimétriques (Fig. 5.7) depuis avril 2008, date des derniers levés au DGPS sur l'ensemble de la zone d'étude.

Le MNT généré durant cette campagne d'avril 2008 est donc réutilisable dans la partie haute de plate-forme afin d'évaluer la précision de cette méthode et de comparer les altitudes mesurées au DGPS et celles extraites indirectement grâce à la limite du niveau d'eau sur l'image satellite.

La superposition des deux types de mesures montre une bonne correspondance pour les deux images du 27 (Annexe C3) et 28 septembre 2008 (Fig. 5.8) validant ainsi cette approche de mesures de topographie indirecte.

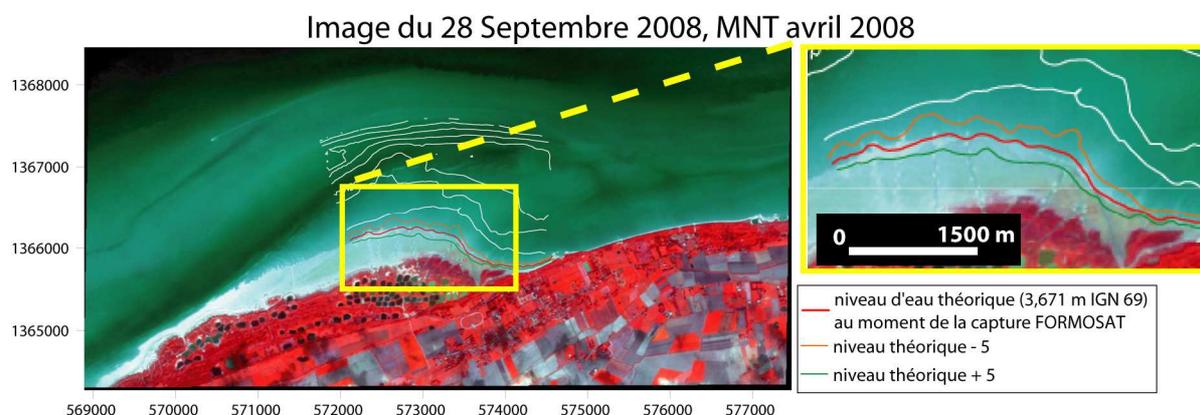


Figure 5.8 : Superposition des altitudes mesurées *in situ* (MNT plate-forme avril 2008) pour l'estimation de la hauteur du niveau d'eau au moment des captures F2 le 28 septembre 2008. (27/09 en Annexe C3)

Les mêmes méthodes de calculs des marges d'erreurs précédemment citées ont été appliquées sur les deux images F2. Pour l'image du 27 septembre 2008 (Annexe C4), l'erreur moyenne altitudinale a nettement diminué (4 cm) et atteint seulement 21 m en ce qui concerne l'erreur planimétrique. Cette dernière erreur peut encore être améliorée, en corrigeant de 5 cm l'altitude de la mi-plate-forme (estimation de l'accumulation d'après le profil transversal en fig. 5.7). Une fois le MNT de la plate-forme corrigé, l'erreur planimétrique moyenne est alors réduite à 10,8 m ($\pm 9,8$ m d'après RMS et taille des pixels).

L'estimation de l'altitude du niveau d'eau sur l'image du 28 septembre 2008 par rapport au niveau d'eau estimé à partir du MNT est de très bonne qualité (Fig. 5.9). L'erreur altitudinale est inférieure à 10 cm (mesures et marge d'erreur). L'erreur planimétrique est également faible : 7,7 m ($\pm 9,8$ m liée notamment à la taille des pixels). Les corrections altitudinales appliquées à l'image du 27 (accrétion de 5 cm à la mi-plate-forme) sont inutiles pour le haut de la plate-forme (accrétion estimée < 2 cm).

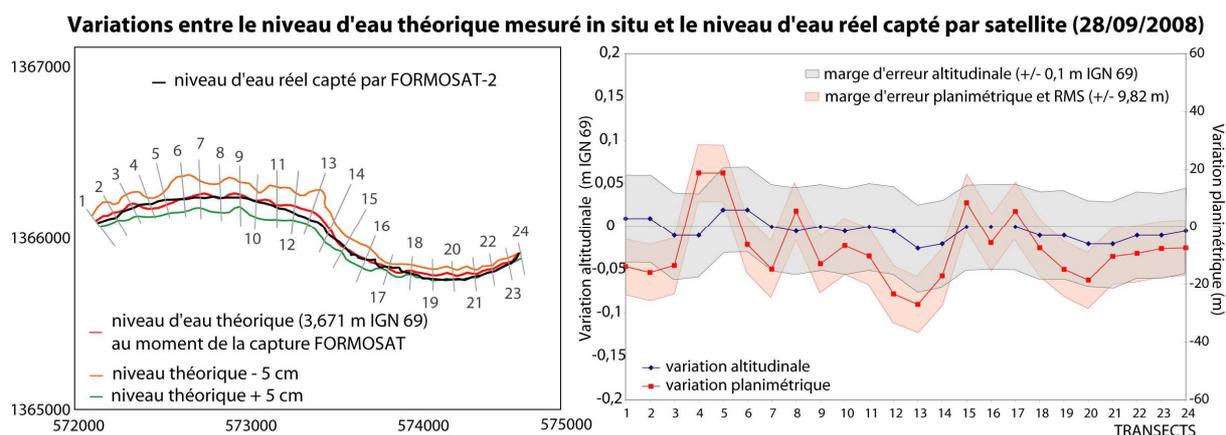


Figure 5.9: Variation des marges d'erreurs planimétriques et altitudinales pour l'acquisition F2 du 28/09/2008.

1.2. INTÉRÊT, CRITIQUES ET LIMITES DE LA MÉTHODE

Les images SPOT d'avril 2007 et mai 2008, donnent des précisions au MNT mesuré *in situ* en particulier dans la zone d'accolement du banc tidal à la côte surtout (là où la densité des points est insuffisante). Il est donc possible d'utiliser ces informations d'altitudes, acquises par satellite, en complément des mesures d'altitudes de terrain. Une ligne de niveau supplémentaire au MNT *in situ* est alors être intégrée (Fig. 5.10) pour chaque image, puis après nouvelle extrapolation, un nouveau MNT *corrigé* plus précis sera créé (Aubry *et al.*, en préparation).

Les images F2, valident également les informations déjà connues grâce aux levés de terrain, mais apportent principalement des précisions topographiques localisées sur le haut de la plate-forme (complètent les levés *in situ* de faible densité dans certaines zones). Une précision topographique complémentaire peut être apportée sur ce type de larges surfaces dont les très faibles variations topographiques sont difficilement mesurables (notamment avec des marges d'erreurs liées à la densité de levés, à l'appareil et/ou à l'opérateur et à l'interpolation).

Enfin grâce à la haute répétitivité, il est désormais possible d'acquérir des informations topographiques sur des pas de temps fins (ici 2 images journalières successives), limitant ainsi les risques de changements morphologiques importants entre deux acquisitions (sauf en cas de tempête).

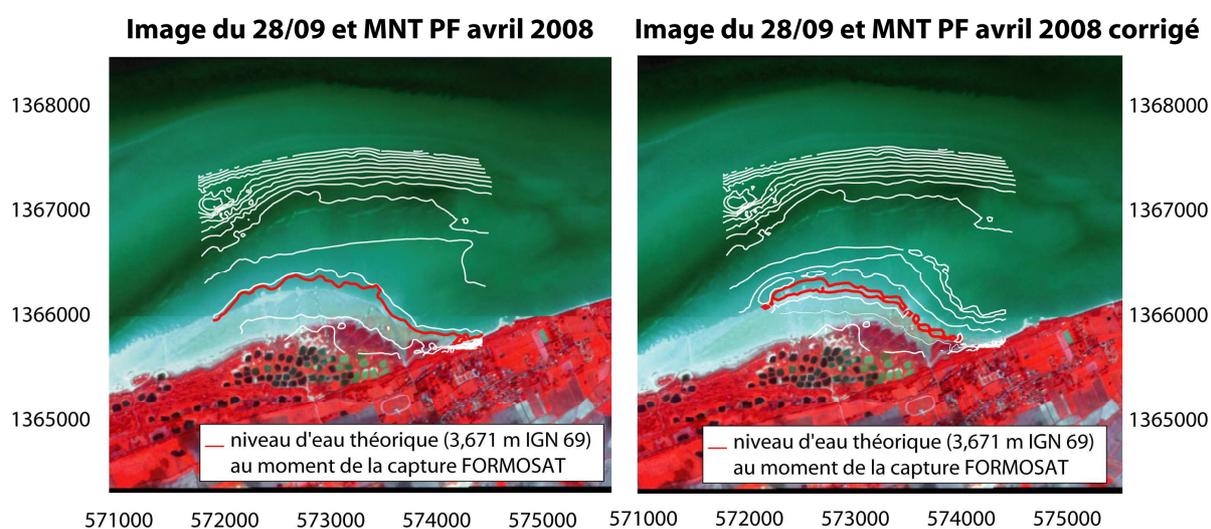


Figure 5.10 : Comparaison de la superposition de l'image F2 du 28/09/08 avec le MNT plate-forme (avril 2008) avant et l'intégration de l'isoligne extraite par information satellite. Nouvelle interpolation du MNT par méthode de kigeage sous *surfer*. (Aubry *et al.*, en préparation)

L'influence de la météorologie (vitesse et direction du vent) peut engendrer des surcotes ou décotes qui limitent l'utilisation de cette méthode. Ce problème est donc à prendre en compte dans les prévisions d'acquisitions d'images satellites (période hivernale potentiellement plus risquée). Cependant, la mesure exacte de ces phénomènes de surcotes ou décotes est réalisable (mesures hydrodynamiques simultanées) ou estimable avec des valeurs météorologiques locales (pression atmosphérique, vitesse et direction du vent) au moment de la acquisition satellite. Enfin une dernière limite inhérente aux régions à forte nébulosité avec l'utilisation des capteurs optiques est l'importance de la couverture nuageuse durant les acquisitions.

Dans l'ensemble, après plusieurs tests effectués avec deux types de capteur satellite, il ressort, que les dernières images acquises (F2) ont une meilleure précision que celle de SPOT,

certainement due à une résolution spatiale plus fine pour F2 mais aussi, surtout, car les niveaux d'eau atteints durant les acquisitions, concernent des zones dont l'altitude est précisément connue (réduction de la marge d'erreur). L'utilisateur de cette méthode devra donc choisir le type de capteur satellite selon le type de terrain étudié et selon la précision voulue.

L'étude des variations topographiques des profils de plage, à travers l'utilisation de paramètres obtenus par télédétection, est donc une approche à développer dans un avenir proche. En utilisant des séries journalières pour multiplier les informations, la reconstitution indirecte de la topographie des plages semble donc possible. A long terme, des études sur les variations morphologiques de plages à partir des images d'archives (Ryu *et al.*, 2008) seraient donc intéressantes à développer.

2. CARACTÉRISATION GRANULOMÉTRIQUE ET GÉOTECHNIQUE DES MATÉRIAUX DE L'ESTRAN PAR TÉLÉDÉTECTION SPATIALE OPTIQUE ET MESURES *IN SITU*

L'objectif ici est d'évaluer l'apport des capteurs (SPOT5 et F2) pour étudier la nature des substrats sédimentaires, leurs évolutions spatiales et temporelles (exploitation d'archives).

2.1. INTÉRÊT DES TECHNIQUES DE TÉLÉDÉTECTION POUR L'ANALYSE SÉDIMENTAIRE DES ZONES INTERTIDALES

La complexité du milieu intertidal rend difficile l'analyse précise des caractéristiques des surfaces car elle se heurte à la disponibilité des moyens d'acquisition et à la mise en œuvre de techniques de traitement des données adaptées à la variabilité spatiale et temporelle. L'identification et le suivi des composantes du milieu naturel (couverture algale, herbiers, sable, vase etc.) requièrent des acquisitions à grande échelle (< 1/25 000) et/ou des résolutions spatiales fines (< 5 m) (Fournier, 2003 ; Fournier *et al.*, 2004).

Dans ce contexte, il est intéressant d'évaluer les potentialités des images à haute résolution de SPOT5 et F2 (ici > 5 m) pour l'identification de la composition sédimentaire et même des habitats naturels. L'objectif de ce travail réside ainsi dans l'apport d'éléments de réponses méthodologiques et techniques à la problématique de discrimination et d'inventaire des éléments du paysage littoral, en mettant l'accent sur les principales difficultés rencontrées dans ce domaine.

L'intérêt du site réside dans l'association de son régime hydrodynamique macrotidal et de sa topographie locale qui créent des figures sédimentaires extrêmement variées et des

compositions allant du purement sableux au purement vaseux (chapitre 4). Cette hétérogénéité des formes et de la couverture sédimentaire est d'autant plus intéressante pour l'analyse à partir de l'imagerie satellitale notamment pour comprendre leurs répartitions spatiales et temporelles.

De nombreux travaux ont porté sur le traitement des images satellitales pour la cartographie des littoraux (Loubersac et Belbeoch, 1984 ; Bartholdi et Folving, 1986 ; Benmoussa *et al.*, 1989 ; Belsher, 1990 ; Meinesz *et al.*, 1991 ; Ferguson et Korfmacher, 1997 ; Chauvaud *et al.*, 2001 ; CALVO *et al.*, 2003 ; Wabnitz *et al.*, 2008). La précision spatiale et la discrimination des caractéristiques sédimentaires (Lafon *et al.*, 2002 ; Escobar, 2006) ainsi que la détermination des habitats étaient toutefois assez décevantes bien que des avancées conséquentes aient été réalisées (Guillaumont *et al.*, 1993 ; Andréfouët *et al.*, 2001). Depuis quelques années, la résolution spatiale des images issues des capteurs récents s'est nettement améliorée et permet de cartographier les littoraux plus précisément (Guillaumont *et al.*, 1997 ; Marieu et Dupuis, 2004 ; Ryu *et al.*, 2008).

Plusieurs capteurs sont actuellement utilisés :

- Les capteurs aéroportés sont nettement supérieurs en matière de résolution spatiale mais restent toutefois difficiles à utiliser en raison de la logistique lourde à mettre en place et du coût parfois prohibitif des études (Pasqualini *et al.*, 1997 ; Dierssen *et al.*, 2003 ; Rainey *et al.*, 2003 ; Shanmugan *et al.*, 2003 ; Populus *et al.*, 2004 ; Smith *et al.*, 2004 ; Deronde *et al.*, 2006).
- Les capteurs satellitaires utilisés pour la cartographie des estrans sont essentiellement IKONOS (Mumby et Edwards, 2002 ; Andréfouët *et al.*, 2003 ; Ryu *et al.*, 2004 ; Kaya *et al.*, 2007) qui offre une résolution spatiale proche du mètre, Landsat (Bartholdy et Folving, 1986 ; Yates *et al.*, 1993 ; Ryu *et al.*, 2004 ; Sorensen *et al.*, 2006), SPOT5 (Fournier *et al.*, 2004 ; Cottonnec *et al.*, 2005 ; Pasqualini *et al.*, 2005) dont l'amélioration de la résolution spatiale propose de nouvelles perspectives d'utilisation ou encore dernièrement F2 pour les études bathymétriques (Dehouk *et al.*, 2008 ; Lafon *et al.*, 2008) et même l'association de différents capteurs comme l'ont utilisé Van der Wal et Herman, 2007 pour la détermination de la taille du grain moyen sur les très larges zones intertidales en Hollande.

2.2. MESURES *IN SITU* PRÉLIMINAIRES

Avant l'analyse des images satellites, une méthode de calibration est développée, avec des mesures de réflectance *in situ* réalisées, à l'aide d'un radiomètre de terrain, simultanément aux acquisitions programmées de SPOT 5 et F2.

L'objectif est de disposer de mesures adaptées pour l'analyse des images de télédétection, à la fois au niveau du traitement d'images et de la modélisation/inversion de la mesure de télédétection. L'approche repose sur la constitution d'une base de données hyperspectrales et directionnelles pour des sols de compositions différentes (sable, vase, végétation, humidité...). En analysant les formes de spectres de réflectance, il devient possible d'extraire certaines caractéristiques physico-chimiques des sédiments. Nous parlerons de signature spectrale. La connaissance de ces signatures spectrales des objets (spectres typiquement rencontrés sur la plate-forme en Fig. 5.11) est une étape importante qui permet de valider définitivement le choix des zones tests.

BIBLIOTHEQUE SPECTRALE

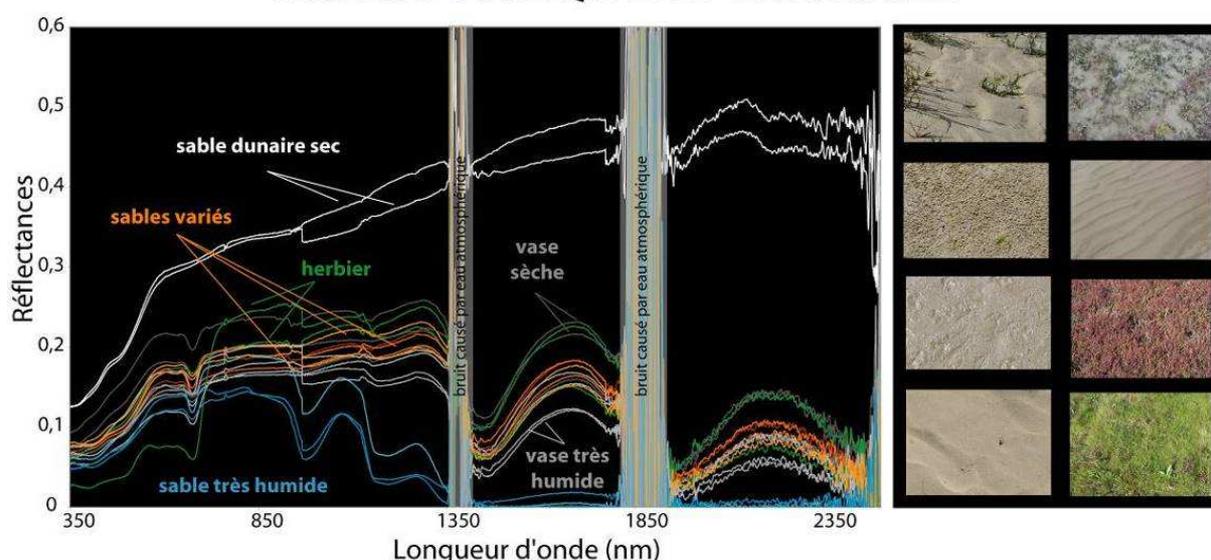


Figure 5.11 : Extrait de la bibliothèque de données spectrales (20 mesures) recueillies durant plusieurs campagnes de terrain (exemples de 20 spectres mesurés avec spectroradiomètre ASD et 8 photographies).

En parallèle, des échantillons de sédiments aux points de mesures géoréférencés ont été prélevés pour déterminer leur teneur en eau, leurs propriétés granulométriques et géotechniques afin de concevoir une typologie représentative de la zone avant toute analyse des images satellites.

La première phase de ce travail a consisté à rechercher une nomenclature adaptée aux données images et au terrain. Dans un second temps, qui correspond à la phase d'étalonnage et

d'échantillonnage, la connaissance du terrain a permis d'identifier et de générer sur les données images des zones de même attribution thématique.

Les premiers résultats (Aubry *et al.*, 2007) ont permis de mettre en évidence les répartitions spatiales des particularités granulométriques du secteur et de caractériser précisément le contexte sédimentaire de cette plate-forme grâce au couplage de l'approche télédétection associée aux mesures de terrain (chapitre 4). Une bibliothèque de signatures spectrales rassemblant l'ensemble des réflectances mesurées *in situ* et présentant les caractéristiques des sédiments types de la zone d'étude (granulométrie, teneur en eau) a donc déjà pu être créée (Fig. 5.11).

Pour chaque échantillon, une fiche récapitulative est établie (Fig. 5.12), précisant ses caractéristiques granulométriques (courbe granulométrique, indices statistiques, teneur en eau) et ses propriétés physiques spectrales *in situ* (courbe du spectre entre 350 et 2350 nm) et estimées à partir de l'image satellite (compte numérique pour chaque bande du capteur).

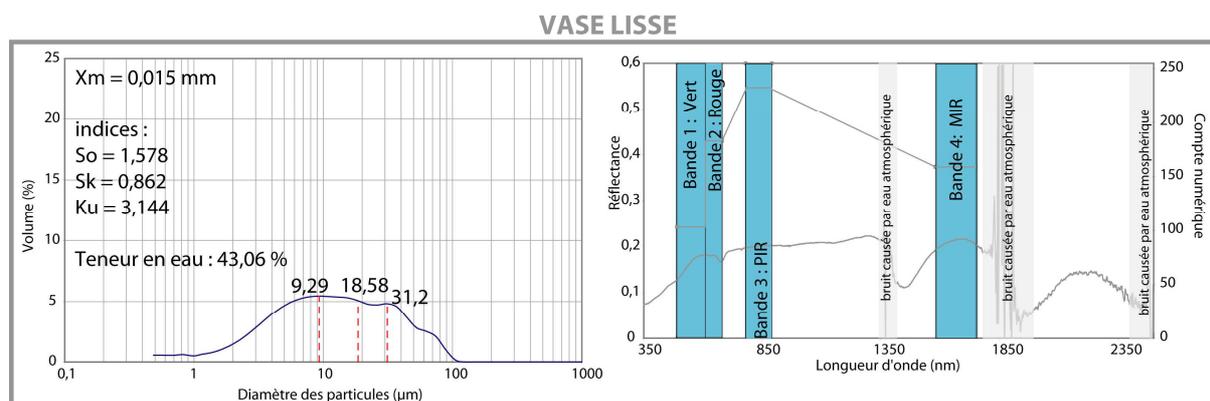


Figure 5.12 : Exemple des caractéristiques géotechniques, granulométriques et des propriétés physiques spectrales d'un échantillon type de vase.

Cinq types de surfaces représentatives (sable dunaire sec, sable humide, sablo-vaseux, vase et herbier) ont été choisis pour caractériser l'ensemble de la zone intertidale étudiée (Annexe C5).

Il est difficile de créer un grand nombre de classes types censées représenter les caractéristiques de la zone intertidale, sachant que les capteurs satellites utilisés sont en mode multispectral et non hyperspectral comme le sont les mesures *in situ*.

La comparaison des résultats des mesures de terrain avec celles du satellite permet d'utiliser au mieux l'ensemble des informations contenues dans les images satellites comme cela a déjà été initié par Lafon *et al.* (2004) afin de mettre au point une méthode originale de travail pour l'exploitation des données optiques en vue d'une caractérisation granulométrique et géotechnique de la couverture sédimentaire.

2.3. DÉFINITION ET UTILISATION DES CORRECTIONS ATMOSPHÉRIQUES POUR LES IMAGES

L'utilité des corrections atmosphériques dépend en réalité du type de capteur, de la disponibilité des données atmosphériques ou bien encore de l'information souhaitée, comme le démontrent [Song *et al.* \(2001\)](#).

Pour beaucoup d'applications impliquant des classifications ou encore la détection de changements, les corrections atmosphériques sont inutiles tant que les zones d'entraînement et les données classifiées sont du même ordre d'échelle.

Un exemple typique d'application en télédétection n'ayant pas besoin de corrections atmosphériques est la classification d'une image par maximum de vraisemblance. Dans ce dernier cas, l'influence de l'atmosphère est relativement faible pour l'exactitude de la classification ([Fraser *et al.*, 1977](#) ; [Kawata *et al.*, 1990](#)).

La correction atmosphérique pour une image est souvent équivalente à la soustraction d'une constante à tous les pixels dans une bande spectrale. Une telle correction se traduit essentiellement par un changement des origines dans l'espace multidimensionnel ([Song *et al.*, 2001](#)).

La non-utilité des corrections atmosphériques pour la classification d'une seule image à une date donnée, peut être étendue à la détection de changements de post-classification ([Singh, 1989](#)) où de multiples images peuvent dans ce cas être classifiées individuellement et les cartes résultantes comparées pour identifier les changements ([Foody *et al.*, 1996](#)).

De même, la correction atmosphérique est aussi inutile pour la détection de changements basés sur la classification d'images multitudes dans lesquelles les dates multiples d'images sont rectifiées, puis associées, pour être classifiées ensuite comme s'il s'agissait d'une seule image.

Des tests de comparaison de mesures de réflectances effectuées au sol simultanément à deux acquisitions SPOT5 et à celle de F2 avec des réflectances estimées à partir des images satellites (Fig. 5.13) montrent finalement une assez bonne correspondance sans les corrections atmosphériques. Les différences les plus importantes ne semblent pas tenir compte des bandes de SPOT5 ou F2 ou même du type de sédiments testés. En revanche, **la teneur en eau, joue un rôle primordial** et entraîne des marges d'erreurs plus grandes, soit pour des sédiments avec des teneurs très faibles (0,2 % en figure 5.13) ou au contraire très importantes (> 50 % en figure 5.13). Ainsi, les sédiments humides sans corrections atmosphériques lors des trois

essais semblent avoir des réflectances partiellement surestimées et plutôt sous estimées pour celles des sédiments très secs.

Dans l'ensemble, 88 % des réponses pour les surfaces types ont une marge d'erreur inférieure à plus ou moins 10 % (dont 68 % inférieurs à plus ou moins 5 %) avant les corrections atmosphériques sur les deux essais de mesures en 2007 et 2008.

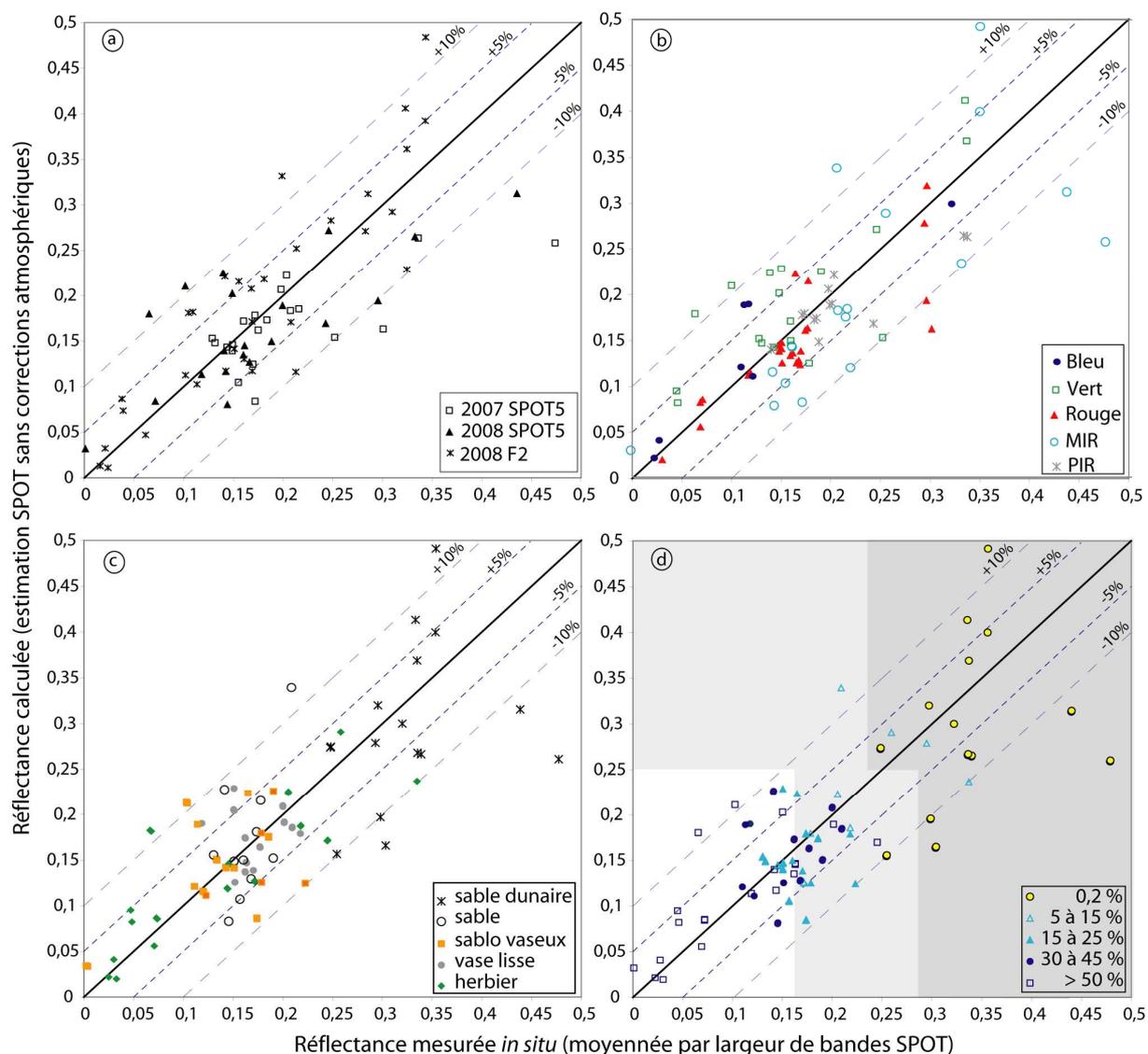


Figure 5.13 : Corrélations entre les 2 résultats de réflectances selon la date d'acquisition (a) ; les bandes SPOT (b) ; le type de sédiments (c) ; et le taux d'humidité (d) sans corrections atmosphériques.

2.3.1. CLASSIFICATIONS NON SUPERVISÉES

Cette méthode de classification (non supervisée par méthode ISODATA) est la plus couramment utilisée sur les milieux intertidaux (Lafon *et al.*, 2008). L'intérêt de ces types de classification est qu'elles sont automatisées et qu'aucune information sur les caractéristiques de la zone traitée n'est nécessaire pour la création de cartes thématiques. Néanmoins un

masque préliminaire zoomé sur la zone d'étude et excluant l'intérieur des terres et les eaux plus profondes en mer est créé pour faciliter la reconnaissance des surfaces.

Cette méthode reste cependant moins précise que des classifications supervisées qui nécessitent de préciser des zones d'entraînement. Ainsi, pour obtenir une carte sédimentaire réaliste par classification non supervisée (Fig. 5.14), il faut donc calculer une classification incluant souvent beaucoup de classes (ici pour cet exemple 12 classes), pour ensuite en post traitement les réunir par grandes classes thématiques (dans cet exemple, 7 classes thématiques finales en figure 5.14).

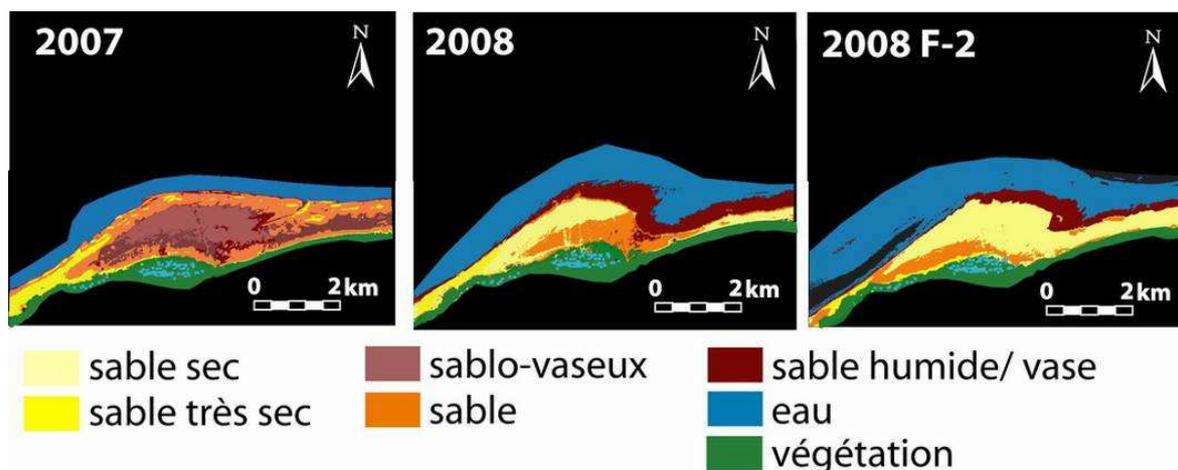


Figure 5.14 : Imagettes des classifications non supervisées des extraits des images satellites SPOT de 2007, 2008 et F2 2008. (Classifications des archives depuis 1992 en Annexe C).

Enfin un inconvénient majeur de cette méthode est la non distinction entre les zones vaseuses et sablo-vaseuses ou encore l'influence de la teneur en eau du sédiment qui perturbe le signal, le rapprochant de ceux des sédiments plus vaseux. Cette automatisation d'attribution des pixels n'est assez précise. Des erreurs d'attribution de classes (ou de confusion) entre le sable humide et la vase sont observées, c'est donc pour cette raison que ces deux classes sont réunies dans l'exemple représenté en figure 5.14.

Différentes cartes sédimentaires extraites à partir de cette classification sont réalisées pour, pour les années 2007 et 2008 en figure 5.14 et pour 1992, 1996, 1999, 2003, 2005 en Annexe C6.

Les niveaux d'eau étant différents lors des multiples acquisitions, des différences liées principalement à la teneur en eau sont donc observées, particulièrement pour les images de 1992 et les deux de 2008.

Ces cartographies montrent une bonne discrimination des zones d'eaux peu profondes, de la végétation, du sable sec et du sable dunaire très sec à l'est du secteur. Sur l'ensemble des

images, une nette dominance sableuse est observée. Cependant, l'influence de la teneur en eau peut perturber la distinction des zones purement sableuses en les faisant apparaître comme étant sablo-vaseuses (Fig. 5.14 2007 et en 2005 en Annexe C6).

Cette zone plus humide et pouvant contenir des particules fines est très bien observée en 2007 dans la partie centrale de la plate-forme (également en 2003 et pour les archives 2005 en Annexe C6) logiquement au niveau de la dépression topographique.

En 2008 (images Spot5 et F2 en Fig. 5.14), une nette influence et dominance des secteurs très sableux est observée. Elle se traduit par une augmentation des surfaces dunaires embryonnaires à l'ouest du secteur (déplacement vers l'E) et par des larges surfaces de sable sec sur une grande partie de la plate-forme. Les zones sablo-vaseuses ont totalement disparu sur ces deux dernières images, traduisant la possibilité d'un recouvrement de celles-ci par une fine pellicule de sable comme nous l'avons observé sur le terrain.

2.3.2. CLASSIFICATIONS SUPERVISÉES

Après plusieurs tests d'algorithmes de classification, la méthode de maximum de vraisemblance est retenue comme étant la plus réaliste. Pour améliorer encore le rendu cartographique, un post-traitement par analyse majoritaire est effectué afin d'éliminer les pixels isolés. La figure 5.15 présente l'ensemble des résultats obtenus, des cartes thématiques sédimentaires pour les années 2007 et 2008 (1992, 1996, 1999, 2003, 2005 en Annexe C7).

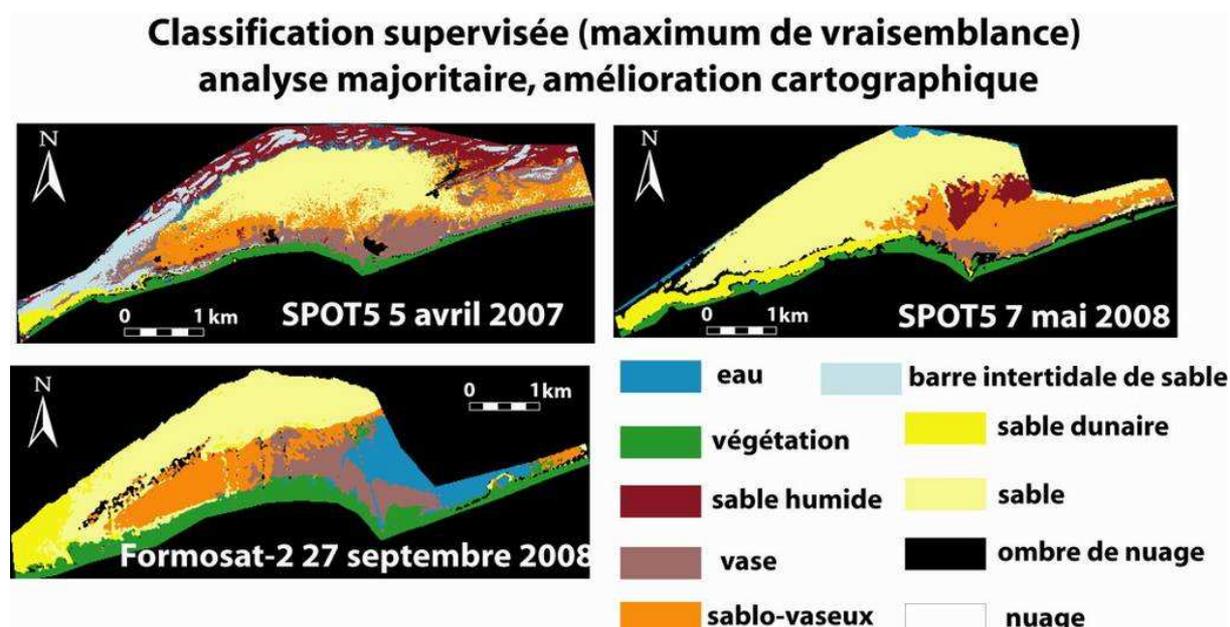


Figure 5.15 : Classification supervisée (méthode par maximum de vraisemblance et analyse majoritaire) des images SPOT5 de 2007 et 2008 et F2 de 2008.

En annexe C7, les images SPOT de 1996 et 1999 ayant une résolution spatiale de 20 m, comparée aux 10 m des autres années, voire même 8 m pour celles de F2, certaines classes thématiques pour ces deux premières années (Fig. 5.15) sont donc moins bien discriminées mais le résultat obtenu reste cependant satisfaisant avec des coefficients de Kappa de 0,751 pour 1992 et 0,698 pour 1996 (Annexe C8).

En 1996, les barres intertidales ne peuvent être intégrées comme classe du fait du niveau d'eau trop élevé lors de l'acquisition ; ce même phénomène se reproduit pour les deux images de 2008. En effet, ces deux dernières acquisitions programmées lors de l'étude de ce secteur ont également servi pour l'extraction des altitudes sur la plate-forme à partir du niveau de l'eau (cf partie 2 de chapitre) expliquant ainsi la volonté de programmer une acquisition avec un niveau d'eau plus haut, certes moins intéressant pour la caractérisation sédimentaire du secteur, mais apportant des précisions quant à la topographie de la plate-forme.

L'estimation globale des différentes classifications est correcte voire très correcte (coefficient de Kappa compris entre 0,698 et 0,975 pour l'ensemble des classifications en figure 5.16 et Annexe C8) bien qu'il semble délicat de considérer la méthode sur le seul critère de sa performance générale.

La précision globale des cartes (*overall accuracy* d'après Foody, 2002) hormis pour les années 1992 et 1996 (Annexe C8), est de plus de 87,43 %, c'est-à-dire supérieure aux 85 % préconisés par Thomlinson *et al.* (1999).

		2007										Données Terrain	
Données classées	barres	eau	ombre	sable	sable dunes	sable humide	SV	vase	végétation	total	Erreur Commission		
												barres	917
eau	0	23	1	14	0	30	2	0	0	70	0,67		
ombre	0	0	238	0	0	0	0	0	0	238	0,00		
sable	0	0	2	8753	0	0	318	2	0	9075	0,04		
sable dunes	47	0	0	0	435	0	0	0	0	482	0,10		
sable humide	12	2	2	5	0	1537	26	5	0	1589	0,03		
SV	0	0	0	1134	0	39	1444	79	0	2696	0,46		
vase	3	1	0	190	0	0	126	741	0	1061	0,30		
végétation	0	0	0	0	0	0	0	2	380	382	0,01		
Total	979	26	243	10096	462	1609	1916	833	380	16544			
Erreur Omission	0,13	0,00	0,11	0,06	0,12	0,06	0,04	0,25	0,00	0,02	0,13		
Coefficient de Kappa : 0,800											Overall Accuracy : 87,43 %		

		2008a							Données Terrain		
Données classées	eau	sable	sable sec	sable humide	SV	vase	végétation	total	Erreur Commission		
										eau	180
sable	1	6645	0	0	3	0	0	6649	0,00		
sable sec	0	0	648	0	0	0	0	648	0,00		
sable humide	1	0	0	466	5	0	0	472	0,01		
sable vaseux	3	203	0	7	851	32	0	1096	0,22		
vase	0	2	0	0	58	177	0	237	0,25		
vegetation	0	0	0	0	0	0	802	802	0,00		
Total	185	6850	648	473	917	209	802	10084			
Erreur Omission	0,03	0,03	0,00	0,01	0,07	0,15	0,00	0,03	0,03		
Coefficient de Kappa : 0,941										Overall Accuracy : 96,86 %	

		2008b						Données Terrain			
Données classées	eau	sable	sable sec	SV	vase	vegetation	Total	Erreur Commission			
									eau	26	0
sable	0	1376	3	0	1	0	1380	0,00			
sable sec	0	5	796	0	1	0	802	0,01			
SV	0	0	0	1562	33	1	1596	0,02			
Vase	0	0	0	21	1317	9	1347	0,02			
vegetation	0	0	0	0	15	712	727	0,02			
Total	26	1381	799	1583	1391	724	5904				
Erreur Omission	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,02	0,02	0,02			
Coefficient de Kappa : 0,975										Overall Accuracy : 98,05 %	

Figure 5.16 : Matrice de confusion pour l'ensemble des classifications supervisées des extraits d'images SPOT pour les années 2007 et 2008a et celle de F2 de 2008b.

Plus en détail, pour les images SPOT de 1992, 1996, les conditions de niveaux d'eau associés à des surfaces hétérogènes en milieu peu profond (MES \pm dense, en panache ou dilué) et principalement la résolution spatiale de 20 m empêchent une bonne distinction entre le sable humide du centre de la plate-forme et l'eau très peu profonde (matrice de 1992 et 1996 en Annexe C8). Ce constat est le même pour les images de 2003 et cette distinction s'améliore en 2005. Pour ce type de capteur, la teneur en eau du sédiment est donc primordiale pour l'attribution d'une classe ou d'une autre. L'humidité de la zone centrale de la plate-forme varie selon la pluviométrie mais surtout selon les niveaux d'eaux. Un assèchement notable de cette zone durant les périodes de ME ou de début de revif est observé. Ces conditions de faible humidité d'assèchement détaillées précédemment n'étaient pas présentes pour les acquisitions de 1992, 1996 et 2003 expliquant ainsi l'importante zone de sable humide cartographiée sur ces cartes thématiques.

Par la suite, les conditions et l'amélioration de la résolution spatiale (10 m puis 8 m pour F2) permettent une meilleure distinction des sédiments très humides et de l'eau très peu profonde. Quelques difficultés persistent cependant pour la différenciation entre les sables très secs et les zones dunaires embryonnaires (Fig. 5.16), uniquement dans la partie ouest du secteur et ce pour les années 1996, 1999, 2003 (Annexe C8). Pour l'image F2 de 2008, le niveau d'eau ne permet pas de distinguer les barres intertidales de bas de plage donc seul le sable dit sec est discriminé.

Les deux classes de sable sec (barres et dunes embryonnaires) présentent plusieurs erreurs d'attribution (ex. zone indiquée dune embryonnaire sur la plage à l'ouest de l'image). En 2003 (Fig. 5.16), 281 pixels de sable dunaire sec sont classés par confusion comme étant des sables de barres intertidales. Ces confusions d'attribution sont normales du fait de la ressemblance de ces deux types de surfaces sableuses très sèches.

Concernant les images après 2005 (figure 5.16 et Annexe C8), la principale difficulté réside dans la discrimination correcte des zones sablo-vaseuses confondues avec celles vaseuses ou des zones plus humides notamment si la résolution spatiale est plus grossière, supérieure à 10 m (images de 1996 à 2003 avec une résolution de 20 m puis 10 m). Statistiquement l'ensemble des faciès est cependant très correctement représenté avec une valeur de précision totale¹ toujours supérieure aux 70 %. Toutefois, certaines zones classées vase correspondent à des surfaces très humides et inversement.

¹ **Précision total de la matrice** : nombre de pixels bien classés divisé par le nombre total d'individus.

Hormis ces erreurs la méthode permet une très bonne détermination des zones de végétation, de sable ainsi que, lors des niveaux bas une bonne distinction des contours des barres intertidales.

L'intérêt de l'analyse se portant sur les caractéristiques sédimentaires, toutes les classes de végétation, bien discriminées sur la zone dunaire, ont été assemblées en une seule classe. Cependant, les résolutions spatiales de 10 m pour SPOT5 et 8 m pour F2 permettent de différencier sans difficulté la dune grise végétalisée, de la dune blanche et la dune embryonnaire. Les travaux d'entretien de la dune (dépôt de branchages) ainsi que les marques d'érosion (siffle vent, brèches, caoudeyres) d'une dimension supérieure à 2 à 3 pixels peuvent également être extraits.

Les zones de sable qui varient en fonction de l'humidité sont détectables, tout comme la présence de vase déposée plus en haut de la plate-forme. Au niveau de la plage, les différences d'humidité des sédiments font apparaître clairement le haut et le bas de plage (Fig. 5.15). Dans ce dernier compartiment, il est facilement possible de détecter et d'extraire correctement les nombreuses barres intertidales pour la plupart des images traitées, dépendant logiquement du niveau d'eau lors de l'acquisition.

Dans l'ensemble, au regard des résultats des classifications, de leur efficacité et de l'analyse des spectres *in situ*, les surfaces sédimentaires notamment les vases se distinguent de façon assez marquée par rapport aux autres surfaces dans certaines longueurs d'ondes (proches du vert et dans le moyen infrarouge).

L'utilisation des capteurs SPOT et F2 apparaît donc suffisante pour localiser certains types de surfaces, notamment les vases ou les sables et sables dunaires. Cette discrimination à cette échelle spatiale et spectrale, devient en revanche plus limitée pour déterminer parfaitement les zones de sable humide ou pour distinguer les contours et la différence spectrale entre les zones sablo-vaseuses à vaseuses. Une amélioration de la résolution spatiale, permettrait logiquement de mieux distinguer les limites des faciès sédimentaires, mais ne semble pas indispensable pour déterminer les grands types de faciès présents sur ces zones intertidales.

En revanche, il s'avère nécessaire d'améliorer la résolution spectrale pour permettre une meilleure distinction des faciès intermédiaires comme les sablo-vaseux, vaso-sableux. Les différences entre les spectres relevés au sol permettent de préciser que les longueurs d'onde comprises entre 950 et 1250 nm pourraient améliorer les performances de distinction entre ces faciès intermédiaires au vu des résultats.

En tenant compte des marges d'erreurs induites par cette méthode et de la différence des surfaces totales analysées (variations liées à la hauteur du niveau d'eau lors de l'acquisition) l'évolution spatiale et temporelle des variations de la couverture sédimentaire est mesurée. Ainsi, sur l'ensemble de l'extrait de l'image, une augmentation progressive des surfaces envasées entre 1992 et 2003 (sur la plate-forme : 0,647 à 1,670 km²) (Tab. 5.1 et fig. 5.17) est enregistrée.

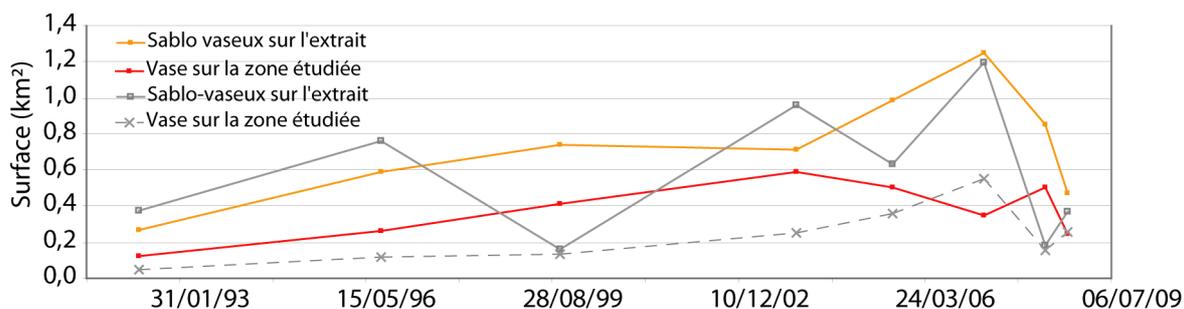


Figure 5.17 : Evolution surfacique des zones envasées par estimation de la classification des images satellites non corrigées de l'atmosphère. Le calcul est réalisé sur la totalité de l'extrait des images (zone classifiée dans les figures précédentes) et sur la zone d'étude plus réduite (zone des levés in situ dans les chapitres 3 et 4).

Une accélération de cette augmentation (fig. 5.17) à partir de 2003, jusqu'en 2007 (+ 46 %) est observée sur l'ensemble de l'extrait et sur la plate-forme. En 2007, la surface totale maximale envasée est égale à 2,446 km² sur la plate-forme (Tab.5.1).

Tableau 5.1 : Estimation des surfaces envasées par la méthode de classification supervisée des images satellites non corrigées des effets de l'atmosphère.

		SPOT						Formosat-2	
		14/05/92	18/08/96	19/10/99	14/12/03	25/08/05	05/04/07	07/05/08	27/09/08
Extrait image	Sablo-vaseux	0,270	0,591	0,739	0,711	0,986	1,248	0,854	0,471
	Vase	0,377	0,759	0,160	0,959	0,632	1,198	0,182	0,369
	Total	0,647	1,350	0,899	1,670	1,617	2,446	1,036	0,840
Zone étudiée	Sablo-vaseux	0,121	0,261	0,415	0,589	0,506	0,350	0,503	0,246
	Vase	0,047	0,120	0,134	0,254	0,362	0,552	0,155	0,258
	Total	0,168	0,380	0,549	0,844	0,868	0,903	0,658	0,504

Surface envasée en km²

Les surfaces envasées diminuent durant l'année 2007 ainsi qu'entre mai et septembre 2008. Cette tendance est à mettre en lien avec un possible recouvrement sableux (observé sur le terrain). Sur la plate-forme, entre mai et septembre 2008 ces surfaces vaseuses et sablo-vaseuses augmentent, contrairement à la tendance locale sur l'ensemble de l'extrait.

Les estimations de surfaces obtenues selon plusieurs méthodes de classification des images satellitales seront confrontées aux surfaces sédimentaires réelles issues des mesures *in situ* (partie 3.5) pour déterminer la méthode de discrimination optimale.

2.4. IMAGES CORRIGÉES DES EFFETS DE L'ATMOSPHERE

En général, pour des applications intégrant des valeurs radiométriques et notamment pour des images multi temporelles, la correction atmosphérique doit être prise en considération dans le prétraitement. C'est pour cela que nous nous sommes attachés à corriger les images des effets de l'atmosphère et à évaluer la pertinence de ces traitements au travers de l'amélioration des classifications.

2.4.1. ALGORITHME CHOISI

Pour quantifier les effets de l'atmosphère sur la réflectance superficielle du sol, l'idéal est de comparer la réflectance estimée par satellite et celle mesurée *in situ* au moment de l'acquisition de l'image. Par chance ces mesures ont été réalisées à 4 reprises durant les 4 acquisitions satellites.

En intégrant différentes propriétés atmosphériques (Holm *et al.*, 1989 ; Moran *et al.*, 1992 ; Ouaidrari and Vermote, 1999) aux valeurs de l'image, on détecte ainsi avec différents modèles d'atmosphères et de compositions d'aérosols (latitude moyenne d'été, d'hiver, aérosols urbains, marins, ou continentaux...) quel sera le plus à même de représenter la réflectance réelle du sol.

Les réflectances mesurées ont été moyennées sur la largeur des bandes du capteur et comparées avec les valeurs des réflectances extraites à partir de l'image satellite (comptes numériques transformés en luminance Top of Atmosphere, TOA, puis passage en réflectance exo-atmosphérique calculée selon l'éclairement solaire, l'angle zénithal solaire, selon la position du site, la date de la capture). Ces valeurs ont ensuite été corrigées des effets de l'atmosphère avec le code 6S, Seconde Simulation du Signal Satellitaire dans le Spectre Solaire (Vermote *et al.*, 1997).

Ce logiciel est destiné à simuler le signal mesuré par le satellite visant une cible de réflectance connue et dans des conditions géométriques, atmosphériques et spectrales définies.

Avant les corrections, les informations des caractéristiques atmosphériques de la zone (H₂O atmosphérique, ozone, visibilité, l'épaisseur optique des aérosols : τ_{551} , ont été récupérées grâce aux données MODis (variation de ces données sur la zone étudiée) des jours correspondant aux acquisitions des satellites.

Après comparaison des différentes simulations avec les mesures *in situ*, il s'avère que le modèle d'atmosphère *US standard* s'impose et améliore grandement les résultats (Fig. 5.18) pour les images SPOT5 alors qu'il s'agit plutôt du modèle *midlatitude summer* pour l'image F2 (Fig. 5.18). Le choix du type d'aérosols s'est porté sur le type continental pour les 3 acquisitions. Il est caractérisé par une proportion importante de poussières et justifié par le fait que la situation atmosphérique lors des acquisitions était marquée par un vent de terre. Les paramètres du modèle *US standard 62* et ceux du modèle d'aérosols continentaux (Fig. 5.18) seront donc utilisés pour les corrections atmosphériques des 3 images. Une seule image sur les deux F2 sera corrigée des effets de l'atmosphère (modèle *midlatitude summer*), celle du 27, puisque la seconde acquisition (28/09), présente un niveau d'eau trop important pour effectuer une classification des surfaces sédimentaires.

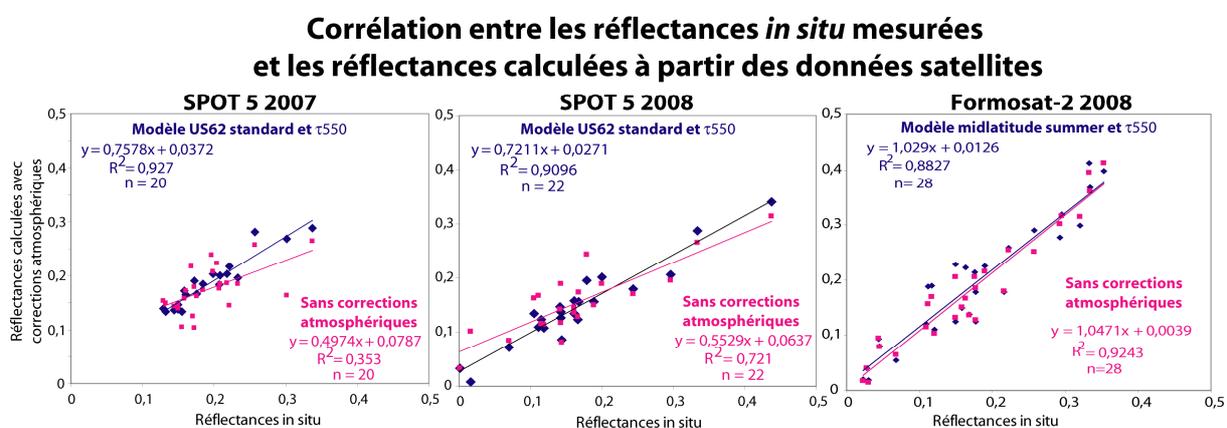


Figure 5.18 : Corrélation entre les réflectances *in situ* mesurées au sol et les réflectances calculées à partir des données satellites avec une correction atmosphérique de modèle US62 standard pour les images SPOT, *midlatitude summer* pour l'image de F2 et un modèle d'aérosols continental pour les trois acquisitions.

2.4.2. CLASSIFICATIONS NON SUPERVISÉES

Après corrections atmosphériques, une classification non supervisée est calculée, sur la base de 12 classes (paramètres identiques à ceux des classifications sans corrections) avec la méthode Isodata. Le résultat final présente une carte thématique en 8 classes (Fig. 5.19) avec plusieurs sous-classes de départ réunies en une seule, principalement pour les paramètres sables (liés aux variations d'humidité).

Par rapport à la classification sans corrections atmosphériques, les différences entre les sables humides, le sable et le sable sec sont mieux discriminées (fig. 5.14). Cette fois-ci, les zones envasées, contrairement à l'analyse précédente, sont identifiées plus nettement. Les bâches sont correctement discriminées en sable humide en bas de plage et les barres intertidales

(image de SPOT5 de 2007) peuvent néanmoins être parfois encore confondues avec les sables dunaires très secs en haut de l'estran à l'ouest de l'image. La correction atmosphérique améliore donc certaines distinctions de surfaces (non initialement discernables par le capteur) en déplaçant certainement les limites de distinction entre ces multiples classes permettant ainsi leur distinction.

Classification non supervisée (méthode ISODATA) après corrections atmosphériques

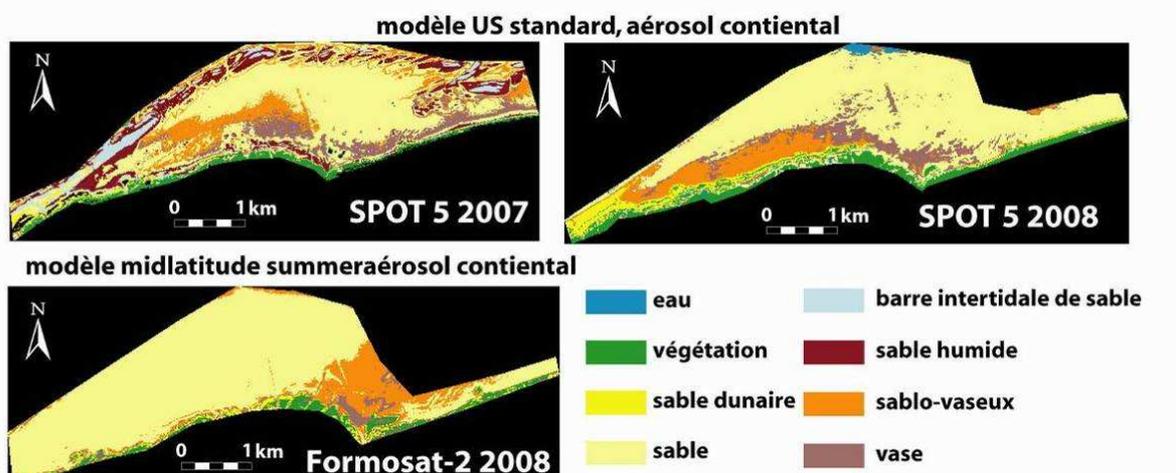


Figure 5.19 : Classification non supervisée (méthode ISODATA) après corrections atmosphériques des images SPOT5 de 2007 et 2008 ainsi que celle de F2 en 2008.

Les zones envasées (vases ou sablo-vaseuses) occupent des surfaces moins grandes (Fig. 5.19) que lors de l'analyse sans corrections, mais semblent plus réalistes en comparaison des observations de terrain. Leurs évolutions surfaciques temporelles seront discutées en partie 2.5.1.

2.4.3. CLASSIFICATIONS SUPERVISÉES

La classification supervisée des images corrigées des effets de l'atmosphère (Fig. 5.20) est réalisée par la méthode du maximum de vraisemblance avec les mêmes zones d'entraînement que celles de l'image non corrigée correspondante.

Après correction atmosphérique, on observe des changements principalement pour l'image SPOT5 de 2007, avec une meilleure discrimination des sables du haut de la plate-forme (au niveau de la zone du Fort Vert), indépendamment des barres de sable de la plage. Le pied de dune est également mieux identifié comme étant du sable et la zone de *green beach* à l'entrée de la plate-forme présente des caractéristiques de végétation pour l'image SPOT5 de 2008. La zone cette fois-ci à l'est des Hemmes laisse apparaître davantage de sable et moins de zones sablo-vaseuses pour les 2 images SPOT5. Enfin, dans l'ensemble, les zones vaseuses et sablo-vaseuses diminuent légèrement en surface.

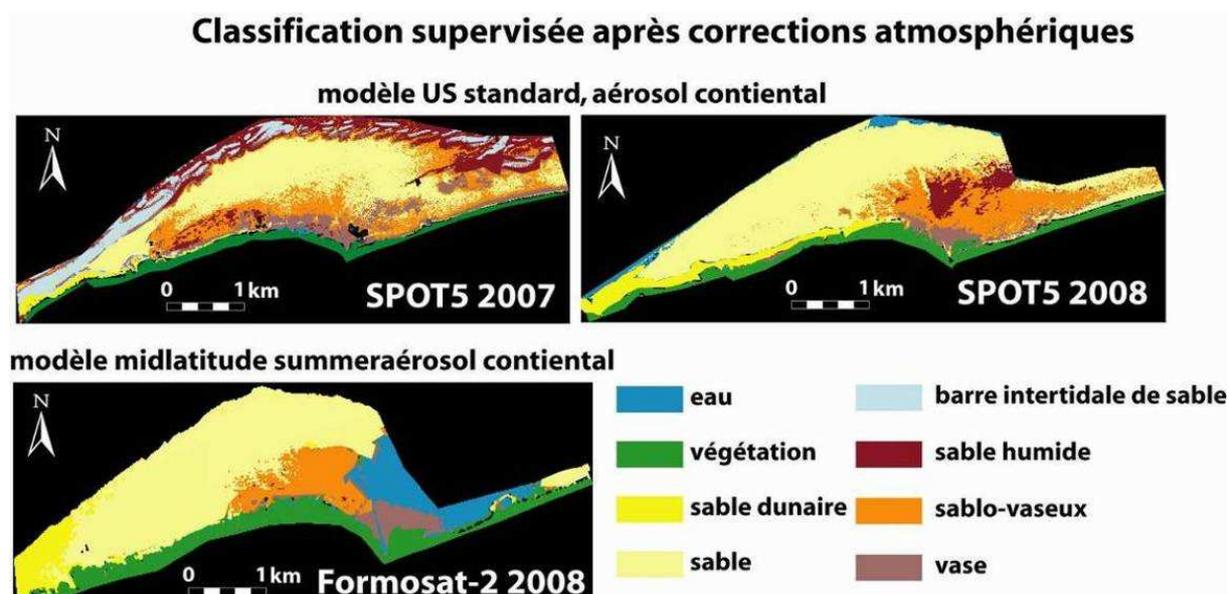


Figure 5.20 : Classification supervisée par la méthode maximum de vraisemblance après corrections atmosphériques des images SPOT5 (2007 et 2008) et F2 (2008).

La correction des effets de l'atmosphère pour les classifications supervisées, ne modifie guère les valeurs de réussite des matrices de confusions correspondantes (Fig. 5.21). Les coefficients de Kappa restent supérieurs à 0,80 pour les 3 dates corrigées, avec des valeurs supérieures à 0,91 (SPOT5 2008) même une égale à 0,97 pour l'image F2 de 2008.

Par rapport aux matrices de confusion des images non corrigées, on remarque :

- une amélioration de la précision des surfaces de sables dunaires et sablo-vaseuses en Fig. 5.21) associée à une diminution de l'erreur d'omission pour les zones de vases (et pour les barres intertidales;
- une moins bonne discrimination des zones végétalisées pour les images SPOT5 2007 et F2 2008, avec une augmentation des erreurs d'omission. L'eau est également moins bien précisément discriminée sur l'image SPOT5 de 2008.

Cependant, peu de variations dans les précisions statistiques sont observées pour chaque type de surface (fig. 5.21) ; il s'agit surtout du nombre de pixels par zone d'attribution qui peut varier (être affecté à une autre classe) selon la méthode avec ou sans corrections atmosphériques.

SPOT5 2007 corrigé des effets de l'atmosphère

	sable dunaire	végétation	sable	eau	nuage	barres	sable humide	vase	SV	Total	Erreur Commission
sable dunaire	378	0	0	0	0	18	0	4	0	400	0,06
végétation	0	164	0	0	0	0	0	0	0	164	0,00
sable	0	0	9595	0	6	0	0	43	240	9884	0,03
eau	0	44	0	20	19	0	3	3	0	89	0,78
nuage	1	40	0	0	212	0	0	0	0	253	0,16
barres	83	0	0	0	0	946	9	16	0	1054	0,10
sable humide	0	0	17	5	1	6	1430	30	269	1758	0,19
vase	0	0	54	0	3	7	80	674	113	931	0,28
SV	0	0	584	1	2	0	87	63	1294	2031	0,36
Total	462	224	10250	26	243	977	1609	833	1916	16564	
Erreur Omission	0,18	0,38	0,06	0,30	0,13	0,03	0,11	0,19	0,32		0,11

 Coefficient de Kappa : 0,806
 Overall Accuracy : 88,83 %

SPOT5 2008 corrigé des effets de l'atmosphère

	vegetation	dune	eau	sable humide	sable	vase	SV	Total	Erreur Commission
vegetation	802	0	15	0	0	0	0	817	0,02
dune	0	648	0	0	0	0	0	648	0,00
eau	0	0	163	0	9	0	0	172	0,05
sable humide	0	0	5	462	0	0	10	477	0,01
sable	0	0	1	0	6565	0	6	6572	0,00
vase	0	0	0	0	12	174	65	251	0,31
SV	0	0	1	11	264	35	836	1147	0,27
Total	802	648	185	473	6850	209	917	10084	
Erreur Omission	0,00	0,00	0,12	0,02	0,04	0,17	0,09		0,04

 Coefficient de Kappa : 0,919
 Overall Accuracy : 95,70 %

Formosat-2 2008 corrigé des effets de l'atmosphère

	vase	SV	sable sec	sable	eau	vegetation	Total	Erreur Commission
Vase	183	33	0	0	0	9	225	0,19
SV	8	662	0	0	0	1	671	0,01
sablesec	2	0	896	5	0	0	903	0,01
sable	2	0	42	3773	0	0	3817	0,02
eau	0	0	0	0	162	2	164	0,01
vegetation	8	0	0	0	0	116	124	0,07
Total	203	695	938	3778	162	128	5904	
Erreur Omission	0,10	0,05	0,04	0,00	0,00	0,09		0,02

 Coefficient de Kappa : 0,970
 Overall Accuracy : 98,10 %

Figure 5.21 : Matrices de confusion, pour les classifications supervisées des images corrigées SPOT5 de 2007 et 2008 et celle de F2 de 2008.

L'ensemble des résultats montrent une évolution de la répartition spatiale de ces zones envasées. Les plus importantes sont mesurées en 2007, pour les deux types de classifications. Elles sont plutôt situées à l'ouest de la zone d'étude (zone de l'Hoverport et du Fort Vert) sur le haut de la plage et le début de la plate-forme (Fig. 5.19 et 5.21).

Une migration de ces zones en direction des terres et vers l'E (vers les Hemmes de Marck) est enregistrée en 2008 (Fig. 5.19 et 5.20). Cette dynamique observée par télédétection est semblable à celle mesurée *in situ* à échelle plus locale sur la plate-forme. (Sédimentologie en chapitre 4).

2.5. COMPARAISON ET CRITIQUES DES METHODES

La différence de niveaux d'eau lors des acquisitions perturbe l'analyse comparative des images. La réponse spectrale dépend en partie de l'humidité du sol, il est donc difficile de comparer l'évolution de la répartition sédimentaire dans le temps (avec les valeurs brutes de réflectances), du fait de ce problème inhérent aux espaces intertidaux.

Le meilleur moyen d'observer ces évolutions reste donc les classifications des pixels comparées aux surfaces et contours des zones sédimentaires types mesurées *in situ*.

2.5.1. VALIDATION DE LA MÉTHODE

Pour comparer, les surfaces sédimentaires estimées par satellites avec celles mesurées *in situ*, l'exemple des surfaces envasées est ici utilisé puisqu'elles sont les seules zones toujours émergées.

Les surfaces des zones vaseuses et sablo-vaseuses sont calculées (Fig. 5.22) sur la base de la cartographie *in situ* réalisée durant les campagnes de mars 2007 et avril 2008. Ces mêmes surfaces sont également calculées pour les différentes classifications d'images satellites (non supervisées, supervisées, avec et sans corrections atmosphériques) afin de les comparer.

	<i>in situ</i>		supervisée				non supervisée			
	2007	2008	sans corrections		avec corrections		sans corrections		avec corrections	
zones vaseuses	0,174	0,227	0,552	0,155	0,241	0,143	nd	nd	0,108	0,210
zones vaseuses et vaso-sableuses	0,644	0,260	0,903	0,658	0,849	0,511	nd	nd	0,475	0,134
surface en km ²			nd : non discernables							

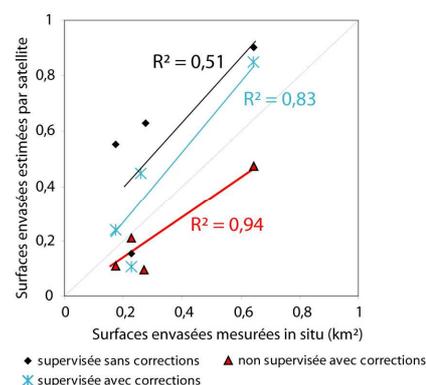


Figure 5.22 : Comparaison des surfaces envasées mesurées *in situ* et estimées (avec et sans corrections atmosphériques et selon les types de classifications) pour les images SPOT5 de 2007 et 2008.

Les surfaces vaseuses estimées par les différentes méthodes de classification comparées aux surfaces réelles mesurées *in situ* (prélèvement d'échantillons) sont relativement proches notamment pour la classification non supervisée avec corrections (fig. 5.19). La méthode non supervisée sans correction n'identifiant pas les zones uniquement vaseuses, elle n'est donc pas une méthode appropriée pour analyser ces surfaces.

La méthode supervisée sans corrections atmosphériques surestime en moyenne entre 30 et 60 % les surfaces envasées ($R^2=0,51$). La méthode supervisée avec correction améliore ces estimations mais surestime encore les surfaces envasées ($R^2= 0,83$).

La meilleure estimation ($R^2 = 0,94$) est donc logiquement la méthode de classification non supervisée avec corrections atmosphériques. Elle se rapproche le plus des surfaces envasées avec des erreurs moins variables qu'avec les autres méthodes mais tout de même comprises entre 7 et 48 %. Quelques soient les méthodes utilisées, cette trop grande variabilité de marge d'erreur rend difficile l'utilisation de ce type de classification pour quantifier précisément ce type de surface.

En plus des ces valeurs surfaciques, il faut comparer la forme et les contours de ces surfaces (Fig. 5.23). Sur les extraits zoomés des classifications des images SPOT5 2007 et 2008, on

retrouve très nettement des similitudes (entourées en vert en figure 5.23) dans les contours des zones envasées sur les cartes sédimentaires réalisées à partir des prélèvements *in situ* et sur les cartes thématiques.

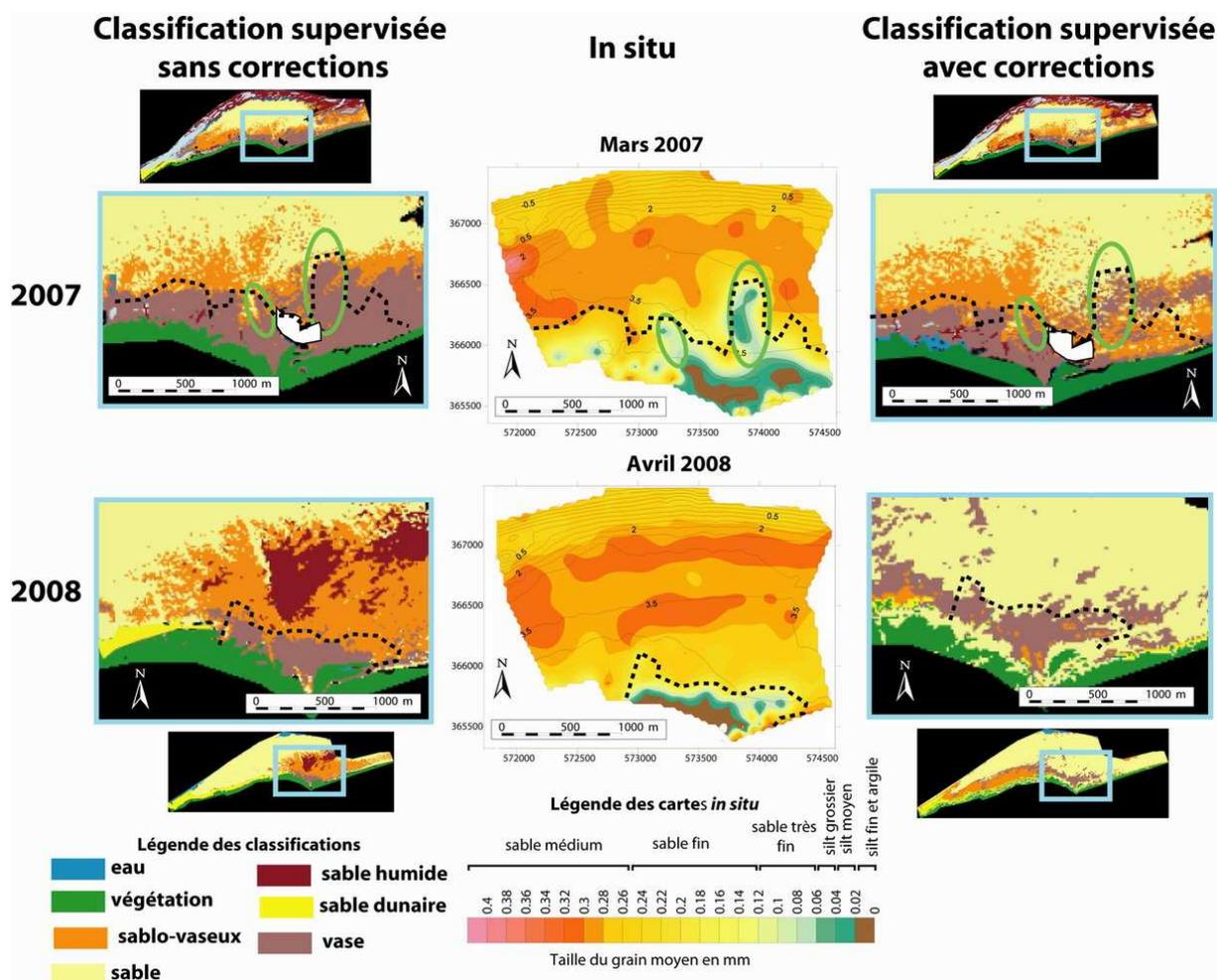


Figure 5.23 : Comparaison des contours des surfaces envasées sur le zoom de la plate-forme des Hemmes de Marck par estimation satellitale par méthode de classification supervisée avec et sans corrections atmosphériques et les cartes sédimentaires de terrain (interpolation par krigeage) en mars 2007 et avril 2008. En pointillé noir, contour réalisé sur la limite de la carte sédimentaire *in situ*, limite des surfaces envasées (taille du grain moyen < 0,1 mm). Entourées en vert, les formes ressemblantes sur les différentes méthodes.

L'estimation par satellite, classe et désigne donc des zones vaseuses selon la comparaison avec la référence (carte *in situ*). Ces zones sont en réalité composées d'un grain moyen inférieur à 0,1 mm. Les zones dites sablo-vaseuses sur les classifications supervisées, définissent des zones plutôt vaso-sableuses, (grain moyen compris entre 0,1 à 0,26 mm).

Après la validation de cette méthode de discrimination des grands types sédimentaires, nous avons donc mis en évidence, l'existence d'un lien entre la réflectance de la surface estimée par satellite et la taille du grain moyen.

Malgré l'existence d'une marge d'erreur d'identification liées à de multiples causes : notamment aux variations d'humidité, de topographie, de granulométrie variable très localement non discernables avec une résolution spatiale comprise entre 8 et 10 m, nous pouvons néanmoins montrer ce lien taille du grain/humidité et réflectance estimée en superposant ces variables sur le profil topographique transversal de la plate-forme (Fig. 5.24).

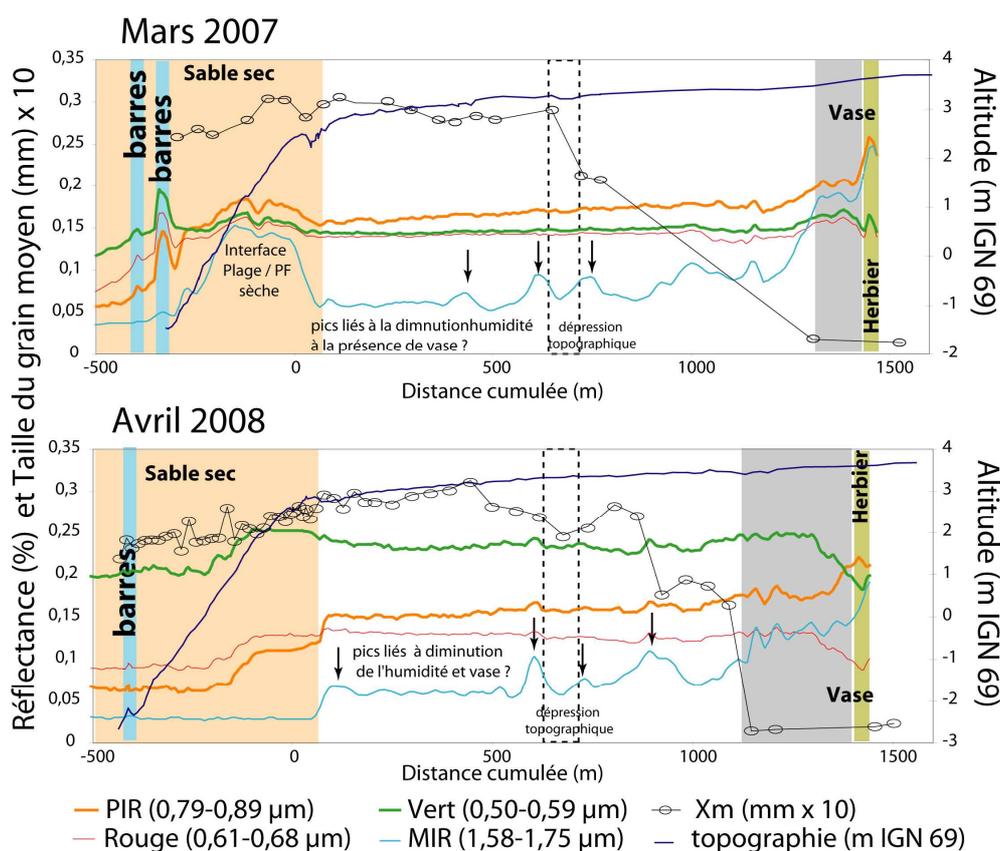


Figure 5.24 : Superposition des informations (Mars 2007 et Avril 2008) topographiques (profil central), sédimentaires (X_m , grain moyen associé) et spectrales, corrigées des effets de l'atmosphère (axe d'extraction du transect géoréférencé des pixels superposés au profil central topographique pour toutes les bandes de SPOT5).

Les sables de la plage sont donc particulièrement bien discernables grâce aux bandes SPOT5, la présence des barres intertidales plus sèches se traduisant par des légers pics sur les quatre bandes (hausse de la réflectance associée à baisse de l'humidité sur les crêtes des barres). En réponse à la proportion des particules vaseuses qui augmente vers le haut de la plate-forme, parallèlement à la diminution de la taille du grain moyen et de l'humidité, une très légère augmentation du pourcentage des réponses spectrales dans le PIR et le MIR est observée ainsi

qu'une stabilisation des réflectances dans le vert et le rouge (Fig. 5.24). Entre ces deux faciès extrêmes, il devient plus compliqué d'observer des différences de comportement spectral pour chaque bande. Ces variations de réponses sont néanmoins repérables par des pics principalement dans le MIR (également dans le PIR), aux extrémités de la dépression topographique de la plate-forme. Ces pics sont à mettre en lien, visiblement avec les variations d'humidité (baisse de réflectance dans la dépression car plus humide), soit avec une possible présence de vase.

De nos jours, de plus en plus d'études s'intéressent particulièrement à la mesure du paramètre d'humidité qui interfère de façon prioritaire dans la réflectance des sédiments intertidaux (Gao, 1996 ; Lobell et Asner, 2002 ; Lui *et al.*, 2002 ; Whiting *et al.*, 2005). Il existe actuellement quelques études concernant l'apport du MIR associé à des informations hyperspectrales, pour déterminer des caractéristiques plus précises de la composition sédimentaire, par exemple pour distinguer la kaolinite [doublet 2,2 -2,16 μm] ou les carbonates (Painter *et al.*, 1998 ; Okin, 2004 ; Verpoorter, 2009).

Ainsi, il est donc prometteur, de continuer à développer l'analyse des réponses spectrales de ces différents faciès sédimentaires (possibilité de création d'un nouvel indice) : (1) dans d'autres longueurs d'ondes, cela déjà initié avec F2 dans la bande bleue qui améliore la discrimination des zones vaseuses (Fig. 5.19 et 5.20) et (2) à d'autres résolutions spectrales et (3) spatiales, afin d'explorer les capacités limites et maximales de la détermination sédimentaire à partir des satellites. Le potentiel des capteurs hyperspectraux est en plein devenir (Verpoorter, 2009), il est actuellement testé par moyen aéroporté. Des images satellites hyperspectrales seront disponibles d'ici quelques années avec de très bonnes résolutions spatiales et spectrales (résolution temporelle cependant variable du fait de la grande quantité d'informations enregistrées par ce type de satellite).

2.5.2. CONCLUSION SUR L'APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION ET REMARQUES

Les possibilités de caractérisation de la nature de l'estran par les capteurs SPOT5 et F2 sont relativement intéressantes (Tab. 5.2), selon le degré de précision voulu. L'apport du canal Infra Rouge est ici évident, notamment pour la discrimination entre les zones végétalisées et les substrats sédimentaires dont les différences sont parfois peu perceptibles sur une photographie.

La possibilité de programmation d'images est un apport fondamental pour l'étude de la zone intertidale (plusieurs images selon les hauteurs de marée) mais encore inférieure aux capacités

qu'apporte l'aéroporté. Enfin, un autre avantage majeur, réside dans la prise de vues simultanées d'une zone géographique étendue.

Dans l'ensemble, cette méthode de discrimination sédimentaire a ses limites : notamment la résolution spatiale de SPOT et FORMOSAT souvent insuffisante pour la quantification de phénomènes plus ponctuels dans l'espace (Tab. 5.2) mais aussi des résolutions spectrales moyennes (Tab. 5.2).

De plus, seule la particularité de la couche superficielle est mesurée tout comme d'ailleurs les prélèvements sédimentaires de surface réalisés *in situ*. Or, pour les dernières images (2008) la surface envasée diminue par rapport à la tendance mesurée depuis 1992 (correspondant à un dépôt sableux superficiel). Il est donc indispensable, dans ce type d'approche indirecte par télédétection de faire des mesures de contrôle « au sol » complémentaires avec des sondages en profondeur.

Tableaux 5.2 : Synthèse des capacités et limites des capteurs SPOT5 et F2, ainsi que des propositions de remédiation. (MS = multipectral)

		Résolution Spatiale	Résolution Spectrale	Résolution temporelle
①	Sable dunaire	SPOT, F2 10 à 20 m max	MS SPOT, F2	1 image/mois pour suivi évolution
	Sable coquillier	< 5m + précis	Hyperspectrale carbonate [$>3\mu$ m]	
②	Contour des dunes embryonnaires	< 5m + précis World View-2 (2m), Geo Eye-1 (2m), Quickbird (2,44m) Pléiades (2m)	MS SPOT, F2	1 image/mois pour suivi évolution ou plus
③	Barres intertidales		MS SPOT, F2	Saisonnier : 1 image/semaine à 2 images/mois Si tempête : 1 image/jour (SPOT, F2, Pléiades)
	a identification nb b suivi des contours calcul de volume	SPOT, F2 < ou = 5 m (Ikonos, Kompsat-2) Pléiades, Geoeye-1 Quickbird, Pléiades...	MS SPOT, F2	
④	Sable humide (teneur en humidité)	8 à 10 m max	MS bandes - larges (ASTER)	1 image/mois (ASTER) aéroporté échelle marée 2 à 4 images/j 2 BM et 2 HM pour MES
⑤	Sablo-vaseux	10 à 20 m	MS bande - larges Hyperspectrale	1 image/mois
⑥	Vase	10 à 20m max	bande 2 SPOT5 +fine [625-650 nm] Hyperspectrale argile [2μ m]	échelle marée 2 à 4 images/j 2 BM et 2 HM pour MES
⑦	Végétation		SPOT, F2	suivi saisonnier 1 image/mois voire - en hiver
	a type de végétation b salicorne, herbier	SPOT, F2 1m voir <1 m	infra-rouge + MS	

Le tableau 5.2 présente les capacités et limites de détermination des différents faciès et formes littorales du secteur d'étude pour les capteurs SPOT5 et F2 et apporte des propositions de capteurs existant ou limites spectrales, spatiales et temporelles pour remédier à ces limites.

Il a également été mis en évidence l'importance de la teneur en eau qui influence de façon significative le comportement spectral du sédiment parfois de manière plus importante que sa composition propre (Verpoorter, 2009). La difficulté réside donc, dans le fait de différencier les surfaces sableuses humides des surfaces vaseuses (logiquement humides également) dont les valeurs des réflectances sur les longueurs d'ondes des capteurs SPOT5 sont similaires. Pour les images F2, la distinction entre ces deux faciès est plus nette grâce aux longueurs d'ondes entre 890 et 900 nm non visibles pour les images SPOT5. Cependant, dans l'avenir, l'apport de mesures plus précises dans les longueurs d'ondes entre 900 et 1100 nm (fig. 5.25), ou même en hyperspectral (Tab. 5.2) pourrait permettre de mieux différencier ces surfaces.

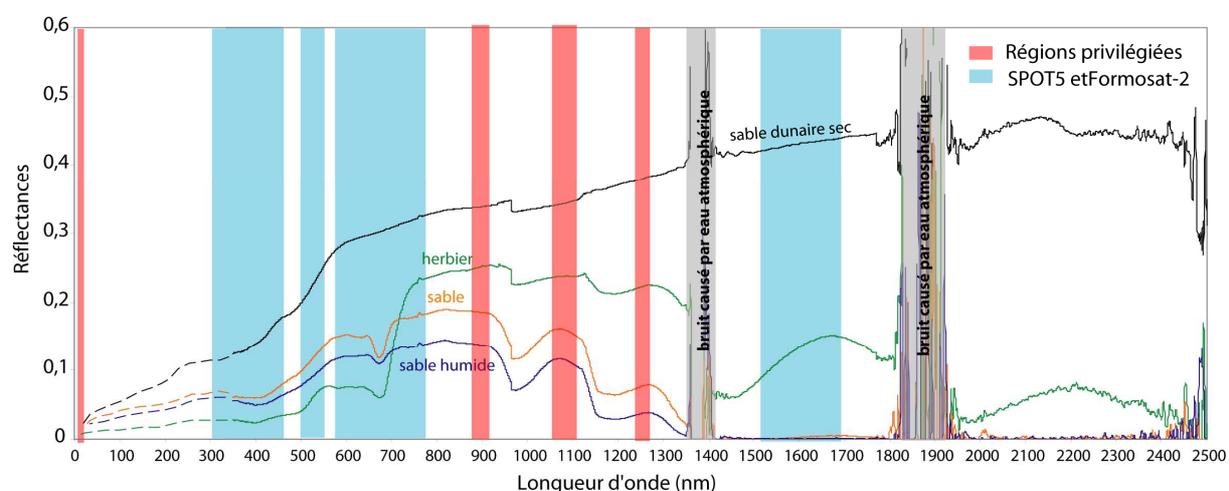


Figure 5.25 : Régions du spectre complémentaires à celles de SPOT5 et F2 qui pourraient améliorer la discrimination des surfaces sédimentaires.

Il faut bien préciser ici, que notre approche (SPOT et FORMOSAT) ne recherche pas la même précision que l'aéroporté ou l'hyperspectral peuvent avoir. Le cadre de ce travail est ici d'évaluer la potentialité de ces capteurs, afin d'extraire le maximum d'informations de ces images, courantes et souvent nombreuses dans les bases de données des laboratoires de recherche. Ainsi, si ces correspondances entre analyses d'images et réalités de terrain sont établies, des extrapolations seraient alors possibles, ou à d'autres dates, avec l'utilisation d'images d'archives.

Bien que cette résolution ne semble pas constituer un handicap systématique pour apprécier les changements saisonniers ou annuels de la végétation (herbier, évolution des surfaces de salicorne) et des modifications sédimentaires intertidales, elle s'avère intéressante pour le suivi de la géomorphologie intertidale (quantification et évolution des volumes des barres, des contours des dunes embryonnaires...).

En résumé, cette résolution spatiale de 8 à 10 m offre donc la possibilité de travailler à l'aide de méthodes classiques de photo-interprétation et de classification de pixels et permet ainsi la production d'une cartographie à grande échelle (de l'ordre du 10 000ème) proche des besoins opérationnels des acteurs locaux (gestionnaires, collectivités, ...) sur le terrain malgré les limites thématiques.

Enfin, la possibilité de disposer d'images acquises à différentes périodes de l'année constitue certainement l'un des apports majeurs de SPOT5 et F2. Elle permet de prendre en compte les cycles saisonniers de la végétation, des caractéristiques sédimentaires et de leurs évolutions surfaciques, dans la limite tout de même des conditions météorologiques lors des acquisitions.

De plus, tout effort en matière d'utilisation de données de télédétection doit s'accompagner d'un effort comparable de collecte de données de terrain appropriées.

Il devient nécessaire d'associer à ces campagnes des mesures sur le long terme de surfaces hétérogènes et dans l'avenir de développer des approches couplées multifréquences - multicateurs et spatial - *in situ*. La **complémentarité des données satellitaires et de terrain** est donc primordiale, la notion d'**observatoire spatial** peut être utilisée.

2.5.3. PERSPECTIVES

Dans un avenir proche, il sera nécessaire de développer de nouveaux moyens d'observation et préparer les missions spatiales du futur. Les méthodes développées à partir de capteurs embarqués, peuvent apporter des solutions aux problèmes et incertitudes actuelles.

Les ULM, drones offrent maintenant des conditions de vol (stabilité, maniabilité, masse portable ...) qui permettent d'utiliser des caméras de qualité dans diverses longueurs d'onde. Certains sont actuellement utilisés pour effectuer le suivi régulier de petites zones.

L'imagerie Casi (Compact Airborne Spectrographic Imager) peut également être envisagée à la place des capteurs THR pour disposer de données, à plus haute résolution et avec une plus grande richesse spectrale sur des secteurs privilégiés. Cependant les contraintes opérationnelles et le coût de ce type d'approche restent encore lourds et aléatoires. Des améliorations sont donc nécessaires au préalable pour pouvoir assurer un géoréférencement et une calibration radiométrique, opérationnels à partir de données recueillies en vol. Ce type de méthodologie (mosaïquages, volume des données) demande donc une préparation longue au préalable, parfois difficile à mettre en place.

En plus des capteurs embarqués, de nouveaux et futurs capteurs satellitaires offriront dans l'avenir de nouvelles compétences.

La communauté scientifique française s'organise de plus en plus efficacement autour de la conception, la définition de missions spatiales d'observation des surfaces continentales dédiées aux différents objectifs tant thématiques qu'appliqués et méthodologiques. Elle est à l'origine de deux ou trois missions spatiales consacrées aux surfaces continentales dont les lancements sont prévus pour la fin d'année 2009 et pour 2010 :

- SMOS : 1^{ère} utilisation de l'interférométrie bidimensionnelle pour l'estimation de la teneur en eau de la végétation et des sols, mais à résolution spatiale de 50 km,
- VEN μ S : avec Israël, mission optique à hautes résolutions spatiales (10 m) et temporelles (2 jours), 12 bandes spectrales (415 et 910 nm),
- Pléiades- HR1 et HR2 : lancement est prévu pour fin 2010 début 2011, caractérisés par 4 bandes spectrales (bleue, vert, rouge et PIR) et surtout par une résolution spatiale de 2,8 m.

Enfin, ces techniques basées sur la télédétection sont souvent peu employées. Des freins à l'utilisation des données spatiales subsistent (insuffisance d'informations, potentialité, coût, rareté des produits performants). Le coût des images est parfois très élevé et le système ISIS pour les données SPOT, bien que très intéressant, ne suffit pas à répondre aux besoins, principalement pour les données à haute résolution (les plus utiles pour la majorité de la communauté nationale qui travaille surtout aux échelles locales, paysagères et régionales). Un effort doit être consenti, pour faciliter l'accès aux données spatiales et leur utilisation.

CONCLUSION DU CHAPITRE 5

La télédétection est donc un outil essentiel et surtout complémentaire aux mesures *in situ* pour l'étude des milieux littoraux. Nous avons démontré son utilité pour l'étude topographique des profils de plage (ajout d'informations aux MNT *in situ*) et pour la caractérisation sédimentaire des estrans. Le développement technologique des capacités des capteurs satellitaires (amélioration des résolutions) permet et permettra d'autant plus dans un avenir proche d'exploiter au mieux les capacités des satellites particulièrement en milieu intertidal. La possibilité d'acquérir des documents cartographiques à grandes échelles est indispensable en termes de gestion et de préservation de ces espaces sensibles voués à de profondes mutations dans le contexte global actuel. Il est donc indispensable, à l'heure actuelle de continuer à développer la relation entre les différentes communautés scientifiques (physiciens télédétecteurs et géographes télédétecteurs) qui reste malheureusement trop faible au regard des potentialités qu'une collaboration plus effective apporterait.

CHAPITRE 6 : BILAN MORPHO-SÉDIMENTAIRE : VERS UNE COMPRÉHENSION GLOBALE DU SYSTEME PLATE-FORME

INTRODUCTION

A partir des bilans morpho-sédimentaires réalisés du très court terme (échelle de la marée) au court terme (saison, année en figure 6.1), nous préciserons les mécanismes des différents processus régissant le profil côtier ainsi que leurs conséquences sur le comportement global du site d'étude. Ce comportement sera ensuite replacé dans un contexte à plus large échelle spatiale (régionale et mondiale). Enfin les perspectives d'évolutions à long terme (propositions de différents scénarii) viendront apporter des précisions à échelle temporelle plus longue.

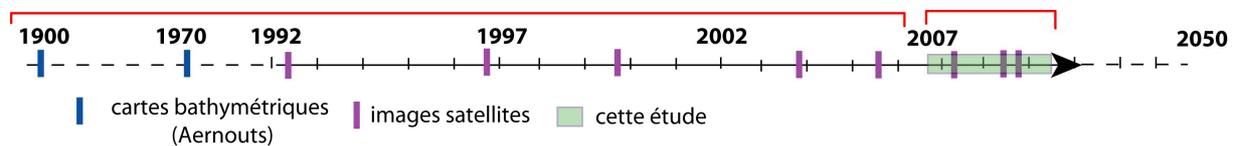


Figure 6.1 : Echelle temporelle d'observation de la zone d'étude présentant les données disponibles (passées et actuelles).

1. ÉVOLUTION PASSÉE, MORPHODYNAMIQUE ET SÉDIMENTAIRE À L'ÉCHELLE PLURIANNUELLE (1911-2006)

Une série de données bathymétriques anciennes permet de donner un aperçu morphologique de la zone et son évolution depuis 1911 (Fig. 6.1). Ce paragraphe fait référence aux travaux d'[Aernouts \(2005\)](#).

Comme cités précédemment (chap.1), les bancs et autres corps sableux qui jalonnent la Côte d'Opale influencent la dynamique sédimentaire régionale. Ils sont en effet des sources potentielles de sédiments pour le rivage en particulier pour le secteur d'étude. Le Ridens de la Rade s'est accolé progressivement au bas estran provoquant (1) un exhaussement des fonds marins de 2 à 6 m dépassant localement les 8 à 10 m ([Aernouts, 2005](#)) entre 1911 et 1977, ainsi que (2) la formation de la large plate-forme intertidale étudiée.

Les travaux d'[Aernouts \(2005\)](#) utilisent le modèle de SWAN (données de houles de [Cliquet et Lepetit, 1986](#), données retenues mesurées sur le banc Sandetti) pour la propagation de la houle (Fig. 6.2) à la côte. La progression et la progradation du Ridens de la Rade entre 1911 entraînent une augmentation de la dissipation de l'énergie des vagues entre 1911 et 1977. Ainsi, l'accumulation continue de matériel sédimentaire à la côte depuis 1977 ([Le Bot et al., 1999](#)), permet une nette dissipation de l'énergie reçue sur le littoral particulièrement dans le

secteur d'étude. La présence du Riden de la Rade à proximité immédiate de la côte semble conférer à ce secteur une relative protection pour le rivage lors des coups de vent et des tempêtes.

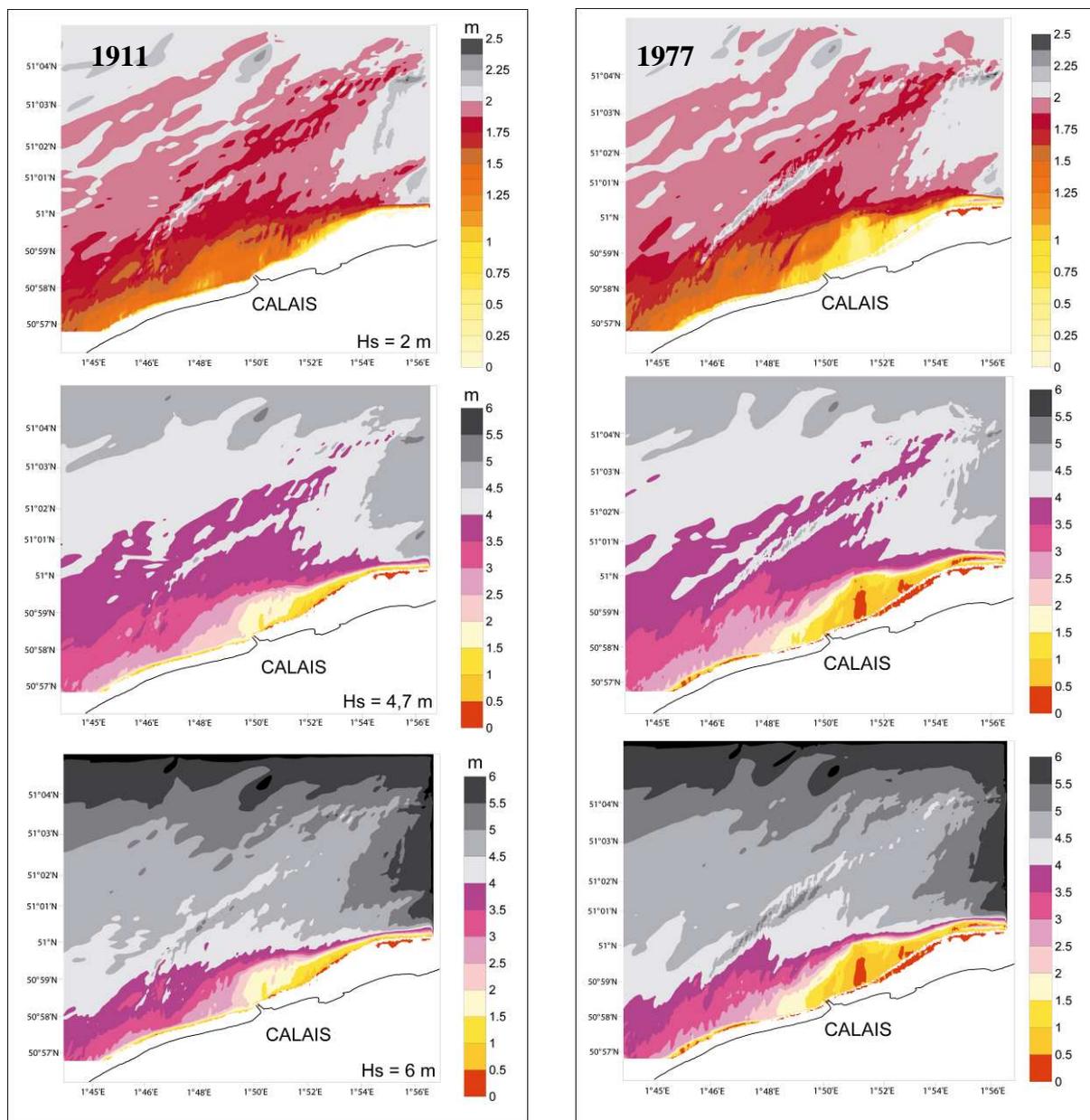


Figure 6.2 : Carte de la répartition spatiale des Hs, houle de NE, en 1911 et 1977. La figure présente l'évolution de la hauteur significative (Hs) des vagues depuis le large jusqu'à la côte. A noter des variations importantes de la hauteur significative dans l'espace et dans le temps qui traduisent l'impact de la bathymétrie, unique variable du modèle (SWAN), sur la réfraction des vagues. (Aernouts, 2005)

Dans la zone d'étude où l'énergie des vagues est la plus fortement atténuée (Fig. 6.2) et où les sédiments sont largement disponibles, des taux d'accrétion et de progradation de la côte fortement élevés sont logiquement enregistrés.

La zone étudiée ici, au niveau de l'accolement du banc à la côte connaît une progression notamment liée aux houles frontales de tempêtes (compensation vers le large, courant d'undertow) et à l'avancée du trait de côte dans ce secteur (Aernouts, 2005).

Ajouté à cet environnement naturel favorable, se surimpose l'impact anthropique : création de polders au début du XVII^{ème} et XVIII^{ème} siècle, puis dans le secteur d'étude, creusement de nombreuses mares de chasse qui accélèrent l'accrétion naturelle mais également génèrent une nouvelle source de sédimentation.

Avec ce très large estran, les surfaces de déflation éoliennes sont donc potentiellement importantes et permettent une alimentation en sable vers le haut de la plate-forme. Depuis 1949 on enregistre d'ailleurs une augmentation significative des surfaces dunaires au niveau du Fort Vert (chapitre 4).

Plus récemment et parallèlement à l'étude des photographies aériennes, les images satellites (l'archive la plus ancienne datant de 1992) ont permis également la continuité du suivi (chapitre 5) de l'évolution morpho-sédimentaire. Les surfaces des secteurs dunaires (cf. augmentation des surfaces de sable très sec par classifications non supervisées pour les archives en Annexe C) ont nettement progradé. Grâce à ces images, comme nous l'avons démontré au chapitre 5, un suivi des **surfaces envasées** du secteur depuis 1992 a été réalisé et a démontré une intensification de celles-ci depuis 2003 jusqu'à récemment (+46 %) avec un maximum atteint en 2007 de **1,67 km²**.

Le secteur d'étude depuis 1911, connaît donc des modifications notables, tout d'abord dans la morphologie d'avant côte (1911-1977) qui entraînent des changements d'énergie reçue sur la plage et la plate-forme. Puis, conséquence de ces évolutions, les **surfaces dunaires** du Fort Vert semblent présenter, à partir de ce moment, de grandes phases actives avec des développements des dunes embryonnaires (**surface multipliée par 9 depuis 1949** dans la zone de suivi), accompagnées d'accrétion globale du secteur, d'une migration de la zone d'accolement du banc vers les terres et enfin de l'apparition de dépôts vaseux.

2. ÉVOLUTION MORPHO-SEDIMENTAIRE A L'ÉCHELLE ANNUELLE 2006-2009

L'ensemble des données récoltées durant 3 années (Fig. 6.1) permet une analyse détaillée du fonctionnement complexe de ce profil littoral côtier. Les différents outils de suivi développés pour cette analyse (mesures *in situ* et importance des apports télédétection en complément) et les résultats permettent d'appréhender la dynamique morpho-sédimentaire de l'échelle de la marée à celle globale annuelle.

2.1. PARTICULARITÉS MORPHO-SÉDIMENTAIRES DU SITE

2.1.1. CARACTÉRISTIQUES HYDRODYNAMIQUES

De nombreux *tidal flat* ont été étudiés lors des 30 dernières années (Klein et Sanders, 1964 ; Ginsberg, 1975 ; Klein, 1977 ; Reineck et Singh, 1980 ; Oost et de Boer, 1994 ; Ke, 1995 ; Anthony, 2009). La plupart de ces analyses ont été réalisées sur des sites en arrière de barrières (van Straaten, 1954 ; van Straten et Kuenen, 1957 ; Postma, 1975 ; Evans, 1965 ; Gadow, 1970 ; Evans et Collins, 1975) autour de la mer du Nord où les apports *offshore* sont la source dominante et les sédiments intertidaux plutôt sableux comme sur le site d'étude. De multiples analyses sur les sédiments des *flat* ont aussi été entreprises dans la Baie de Fundy (Canada) et dans le delta du Fleuve Amazone (Amérique du Sud) où les dépôts des *flat* cette fois-ci sont composés à dominante de vase (Eisma et Marel, 1971 ; Knight et Dalrymple, 1975 ; Augustinus, 1980).

Sur ces divers sites et celui de cette étude (milieu macrotidal), les courants de marée dominant en énergie par rapport aux vagues (Fig. 6.3) (Nordstrom et Jackson, 1992). En effet, notre étude a permis de montrer **l'importance du marnage et la dominance des courants de marées par rapport aux houles** qui ont tendance à être dissipées par les nombreux bancs tidaux situés au large. C'est donc une synthèse des caractéristiques de ces courants que l'on se propose de détailler.

En condition de vive-eau type, les courants de marée dominant sur les processus associés aux vagues. La figure 6.3 présente une synthèse de ces conditions de houles et de courants de marée sur le secteur d'étude. Cette dominance des courants se traduit notamment lors de la phase de remplissage par chenalisation (1 en fig. 6.3) dans la zone entre le banc tidal et la plage, mais aussi à mi-flot et mi jusant, périodes durant lesquelles, les vitesses des courants sont les plus élevées. Enfin les courants sont encore une fois particulièrement intenses sur la plate-forme où l'on enregistre sur des faibles tranches d'eau des courants laminaires rapides induits par la vidange du chenal principal à l'est.

Hormis les courants dominants, le rôle des vagues en particulier sur les *tidal flat* (Reineck, 1967 ; Amos 1995 ; Ryan et Dooper, 1998 ; Le Hir *et al.*, 2000) tient une place non

négligeable. Celles-ci, sur les *sandflat*, exercent un contrôle sur la redistribution locale des sédiments, particulièrement sur ces milieux ouverts, affectés par les houles de tempête et mer de vent comme sur le site étudié (Fig. 4.10 et 4.18).

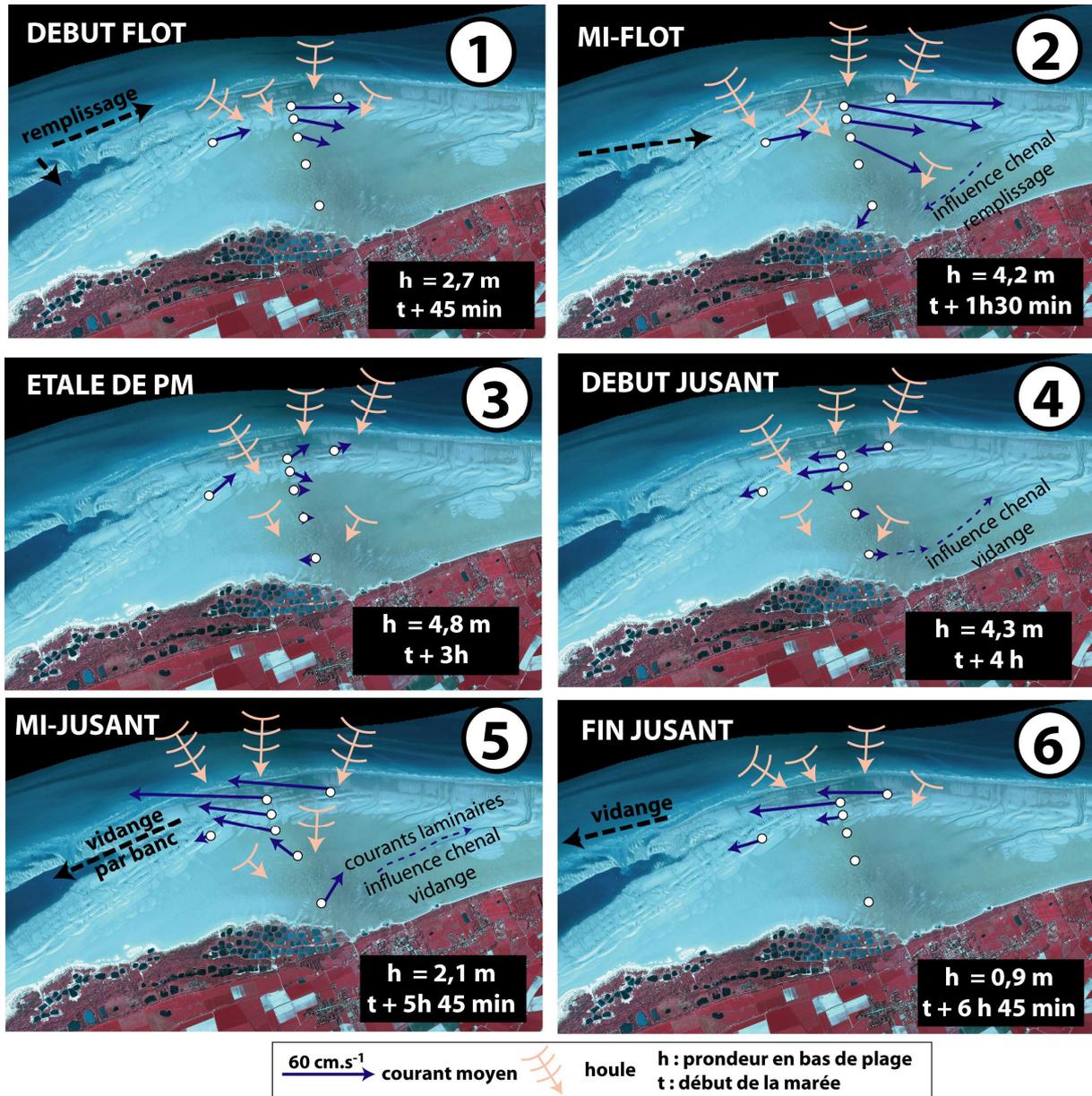


Figure 6.3 : Synthèse de l'hydrodynamisme sur l'ensemble de la plate-forme, lors d'une marée classique de VE. La marée est ici décomposée en 6 périodes entre le début du flot (phase de remplissage par chenalisation), le flot, l'étalement de PM et le jusant (vidange du secteur). A noter que cette vidange s'effectue préférentiellement en haut de plate-forme par le chenal principal, et en bas de plage, par l'espace compris entre le banc tidal et la plage. A t = BM, de l'eau superficielle peut persister dans la dépression topographique de la plate-forme. Elle est lentement évacuée par drainage en direction du chenal principal.

Ces vagues sont souvent composées d'un large spectre de fréquences (chap. 3) et de directions qui peuvent être soumises à des changements directionnels importants en lien avec les phénomènes de réfraction et/ou diffraction (Holtuijsen *et al.*, 1989) comme on l'observe sur la partie ouest de la plate-forme. L'énergie de ces dernières est largement dissipée par le déferlement et le frottement de fond (Fig.6.6) dans ces milieux très peu profonds (Collins, 1976). De nombreuses études ont d'ailleurs montré le lien qui existe entre l'énergie locale des vagues et la morphologie associée en *flat* (Boyd *et al.*, 1992 ; Ryan et Cooper, 1998), mais souvent extraites à partir d'études réalisées en un seul point (Carling, 1982). Notre étude confirme ces faits à travers l'analyse transversale des variations d'énergies reçues et dissipées, cela en différents points du profil intertidal. Ce type **d'estran est donc très dissipatif et présente un comportement propre pour chaque interface** où différents phénomènes ou processus induisent cette dissipation énergétique (déferlement, réflexion, amortissement, frottement de fond..). Près de **90 % de l'énergie reçue** sur le bas estran est **amortie au niveau du début de la plate-forme**.

Théoriquement, les taux de dissipation d'énergie des vagues (*shoaling* et déferlement) doivent en général affecter les *flat* de la même façon que les autres types de côte et ce malgré un réajustement morphologique. Alors que les profils de plages classiques régionales (Reichmüth, 2003 ; Sedrati, 2006) semblent relativement insensibles aux variations de hauteur de vague dans leur zone de dissipation, les *flat* semblent, eux, répondre à ces mêmes variations de dissipation d'énergie, en redistribuant des sédiments selon des variations dans la taille de grain, comme mesuré sur notre site (Fig. 4.30 et 4.34) et confirmé sur d'autres site par Navas *et al.*, (2001).

L'effet combiné de la variation de niveau d'eau, de fetch et de dynamique de pénétration de la marée associées aux vagues présente un scénario finalement très complexe caractéristique des critères de la morphodynamique des *flat*. Cette morphologie conduit à une interaction massive entre les vagues, les courants, la morphologie et induit localement une variation de la distribution de la taille des grains de dépôt (Malvarez et Jackson, 2004) souvent très difficile à modéliser précisément.

2.1.2. CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES

En comparaison des plages à barres intertidales classiquement retrouvées sur ce type de côtes macrotidales à pente douce, notamment dans le contexte local et/ou régional (Manche et Mer du Nord), la plus part de ces formes sableuses dites mobiles se retrouvent en général sur des

sites caractérisés par un excédent sableux comme nous le rencontrons sur le secteur étudié. En effet, un excès de sable semble être un des paramètres nécessaires mais pas forcément indispensable (Parker, 1975 ; Sedrati, 2006) à la mise en place de barres intertidales (King, 1972 ; Reichmüth, 2003).

Cependant, au début de notre suivi, en mars 2007 (chap. 4 partie 1.4.), la morphologie initiale du profil intertidal ne présente quasiment pas de barres sur la partie dite plage.

Ainsi, malgré une tendance d'accrétion de la plage généralisée (+0,5 m/an) et la présence d'un stock sableux abondant caractérisé par la proximité du banc tidal, source potentiel de sédiments, d'échanges entre le domaine subtidal et intertidal, peu de formes se développent dans un tel contexte pourtant très favorable.

A partir du printemps 2008, l'apparition de ces formes sur le profil intertidal puis leur forte mobilité tout comme l'avait observé de nombreux auteurs (Mulrennan, 1992 ; Stepanian, 2002 ; Reichmüth et Anthony, 2002 ; Kronn et Masselink, 2002 ; Van Houwelingen et al., 2006...) prouve la possibilité d'évolution de comportement morphologique à court terme.

Cependant la formation et l'accentuation de la forme de ces barres ainsi que leurs migrations *onshore/offshore* sur le profil intertidal ne semblent pas suivre les variations des conditions énergétiques rencontrées localement à l'inverse des études de King, 1972 ; Wright, 1976 ; Sedrati, 2006.

En effet, le **comportement habituel, d'édification en phase de beau temps et d'aplanissement en période d'agitation** (Mulrennan, 1992 ; Stepanian, 2002 ; Reichmüth, 2003) n'est **pas respecté sur ce secteur**. Depuis septembre 2008, et à l'heure actuelle encore selon les observations de terrain (octobre, novembre 2009) les barres intertidales sont et restent au maximum de leurs formations, même en période d'agitation (profil de janvier 2009, cf. chap. 4).

Ce comportement différent de celui observé et mesuré dans la littérature, peut être mis en lien avec la variation spatio-temporelle de la disponibilité sédimentaire locale. Plus en détail, la présence du banc tidal qui s'accroît actuellement de plus en plus à la côte, engendre peut être plus d'échanges depuis 2009, entre les deux domaines subtidal/intertidal qui cohabitent particulièrement dans le secteur.

Enfin hormis la dynamique de la partie dite plage du profil intertidal, il est important de préciser qu'une relative stabilité de la plate-forme (+0,1 à +0,15 m/an) a été mesurée au cours de notre étude.

Au final, ce secteur présente une **tendance d'accrétion généralisée** dans un contexte régional actuel stable voire en érosion, ce qui est assez surprenant étant donné les conditions

météorologiques reçues lors de ces 3 dernières années (intensité et fréquence des tempêtes) qui ont régionalement plutôt endommagé les cordons dunaires ou plages situés à proximité du secteur étudié (Sedrati, 2006 ; Oblinger, 2008).

Notre étude a permis de montrer certes l'importance des variations de l'énergie reçue à la côte dans les changements morphologiques. Mais malgré ces changements importants (notamment lors des évènements intenses comme les tempêtes) peu de variations volumétriques totale sont enregistrées (- 2 m³/m de largeur de profil) traduisant l'importance d'une redistribution sédimentaire locale, engendrant peu de variations résiduelles.

L'importance de la récurrence des hauts niveaux d'eau (plate-forme inondée 28 % du temps total) **ainsi que la notion d'évènements paroxystiques et/ou sporadiques intense** sont donc particulièrement important dans la caractérisation de la morphologie du secteur. Ce sont eux qui vont conditionner les changements morphologiques les plus importants (très haut niveau d'eau et vent supérieur à 8 m. s⁻¹ représentant seulement 5 % du temps total).

Dernière particularité, ce profil intertidal décomposé en deux parties à dynamiques et comportements bien distincts : la plage et la plate-forme, séparées par une zone d'interface, où l'on retrouve la présence d'une barre dite de swash, mais qui sur le secteur étudié est particulièrement développée, large et très mobile. Cette zone est en réalité particulièrement réactive aux changements météorologiques, tels une tempête (cf. chap. 4 partie 1.4.3.) est n'est donc pas au final une « vrai » barre de swash, classiquement appelée dans la littérature.

Enfin, **la présence d'une dépression topographique** au centre de la plate-forme **favorise les dépôts fins** (zone temporaire de sédimentation fine) et accentue le comblement et l'accrétion générale du secteur enregistrés au cours de ces trois années de suivi.

2.1.3. LE CAS PARTICULIER DES SÉDIMENTS FINS

Un apport de particules fines marines à la côte avec des dépôts préférentiels localisés dans les bâches est observé durant ces 3 ans et parallèlement a une augmentation des surfaces envasées (+ 20 % lors du suivi). En général, la présence de sédiments envasés n'est observée que pour les plages situées dans des zones à proximité des ports (Fettweis *et al.*, 2006 ; Du Four et Van Lancker, soumis) ou des grands émissaires (estuaires, Garnaud 2003 ; Dubrulle-Brunaud, 2007 ; Dubrulle *et al.*, 2007). La permanence de cette sédimentation fine peut se poser, spécialement dans un contexte général d'envasement des estuaires de la Manche et atlantiques, envasement associé à une migration du dépôt-centre de sédimentation vers l'aval et à des épisodes de dépôts massifs de sédiments fins dans des milieux ouverts soumis à la

houle (e.g. [Lesourd et al., 2001, 2003](#)). Cet envasement est généralement associé à des aménagements (endiguement des chenaux) favorisant une expulsion des MES en mer. Sur les côtes de la côte d'Opale, à proximité de la zone d'étude, seuls de petits émissaires très aménagés (porte à flot) existent, sans réelles influence significative sur la sédimentation.

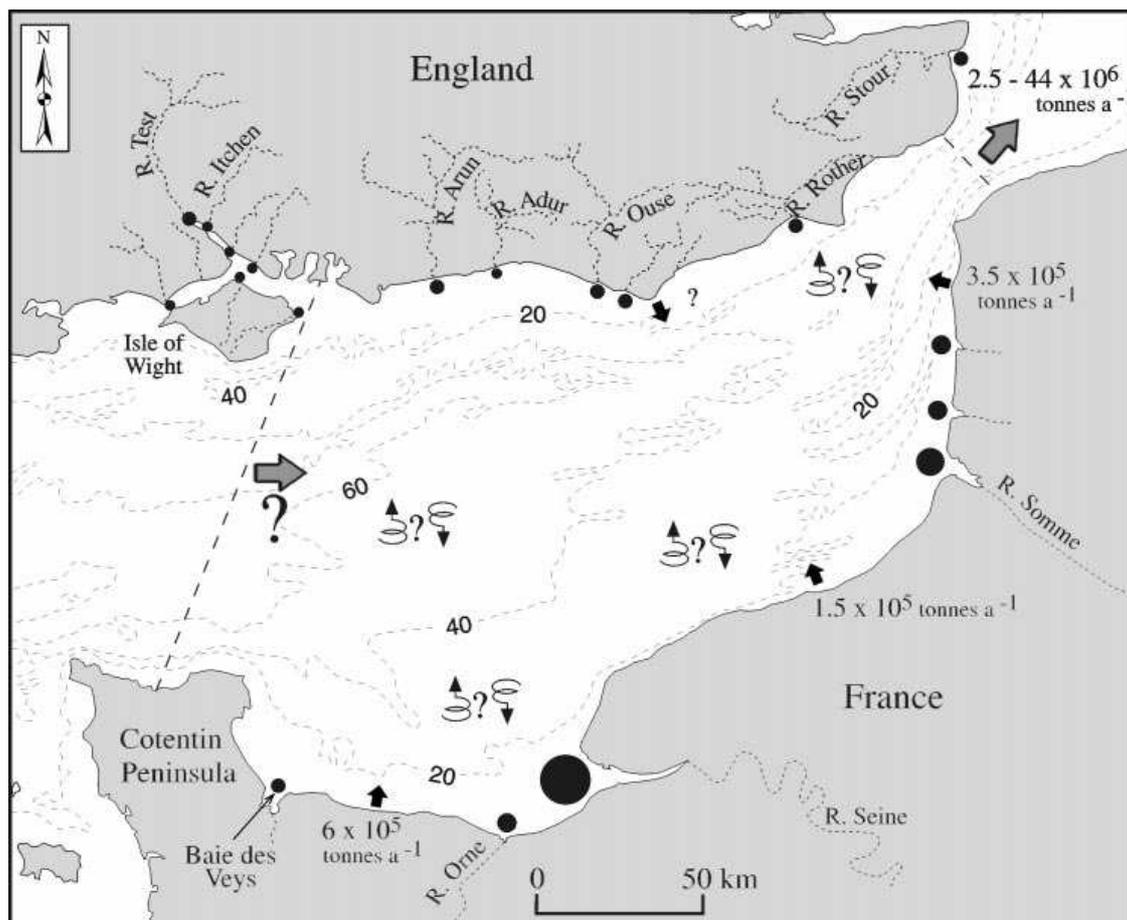
Un phénomène similaire d'envasement est observé sur des plages à barre en Belgique (communication personnelle de J. Reyns) aux creux des bâches. Cette information laisse à penser que l'envasement observé sur notre site d'étude n'est pas forcément lié à la spécificité du site (amortissement et dissipation énergétique) mais à un phénomène plus global à l'échelle de la Manche (Fig. 6.5).

Concernant **l'origine des vases**, la dynamique des particules fines en Manche et Mer du Nord a été le sujet de nombreuses études scientifiques, et parmi elles des modèles souvent associés à des mesures. Il a été clairement démontré qu'il existe, à long terme, un apport de matières en suspension (MES) par le détroit de Douvres vers la mer du Nord. ([Prandle et al., 1993, 1996](#)). [Gerritsen et al. \(2001\)](#) soulignent que ce transport est d'ailleurs la source principale en sédiments fins récents en Mer du Nord.

Selon la bibliographie, le transport par le Détroit de Douvres, varie selon les secteurs et les estimations entre 2,5 et $57,8 \times 10^6$ t/an ([Eisma, 1981](#) ; [van Alphen, 1990](#); [Lafite et al., 1993; 2000](#) ; [Velegrakis et al., 1997](#); [McManus and Prandle, 1997](#)). La figure 6.4 extraite de [Velegrakis et al., 1997](#) synthétise et localise les différentes sources de MES en Manche est.

Ces grandes différences d'estimations reflètent partiellement la haute variabilité temporelle et spatiale de ces apports, mais s'expliquent par l'utilisation de différentes méthodes de calcul, et par la faible quantité de mesures de concentration en MES réalisées *in situ* sur lesquelles se sont basés les calculs et le transport résiduel local.

La connaissance précise des flux de MES par le Détroit du Pas de Calais est essentielle pour déterminer les budgets sédimentaires, les quantités de dépôts, et surtout pour identifier les sources de ces vases en Manche et Mer du Nord. Il est également important d'examiner l'influence des activités anthropiques, comme le dragage et ses conséquences sur le transport et les dépôts cohésifs localement.



KEY

Total suspended sediment discharge from the dominant river. (Tonnes per annum)

- $< 2 \times 10^3$
- $2 \times 10^3 - 10^4$
- $1 - 2 \times 10^4$
- $2 - 5 \times 10^4$
- $5 - 10 \times 10^5$

➔ Sediments from coastal erosion

➔ Marine suspended sediment flux

⊕?⊖ Resuspension deposition

Figure 6.4 : Synthèse des différentes sources de MES en Manche est (extrait de [Velegrakis et al., 1997](#)).

C'est dans ce type d'observations, notamment à plus grande échelle spatiale (Manche/ Mer du Nord), que l'apport de la télédétection est particulièrement intéressant, notamment pour le suivi de l'évolution spatio-temporelle des MES ([Salomon et al., 1993](#) ; [Fettweis et al., 2007](#)). Les images satellites aident à l'estimation des concentrations en MES (Fig. 6.5a), à plus grande échelle en comparaison des mesures *in situ*. La combinaison de nombreuses images satellites (362 images SeaWiFS) associées à des mesures *in situ* et à un modèle numérique hydrodynamique 2D ([Salomon et al., 1993](#)), peut montrer l'évolution spatio-temporelle de la répartition des MES en Manche et Mer du Nord ([Fettweis et al., 2007](#)) (Fig. 6.5b).

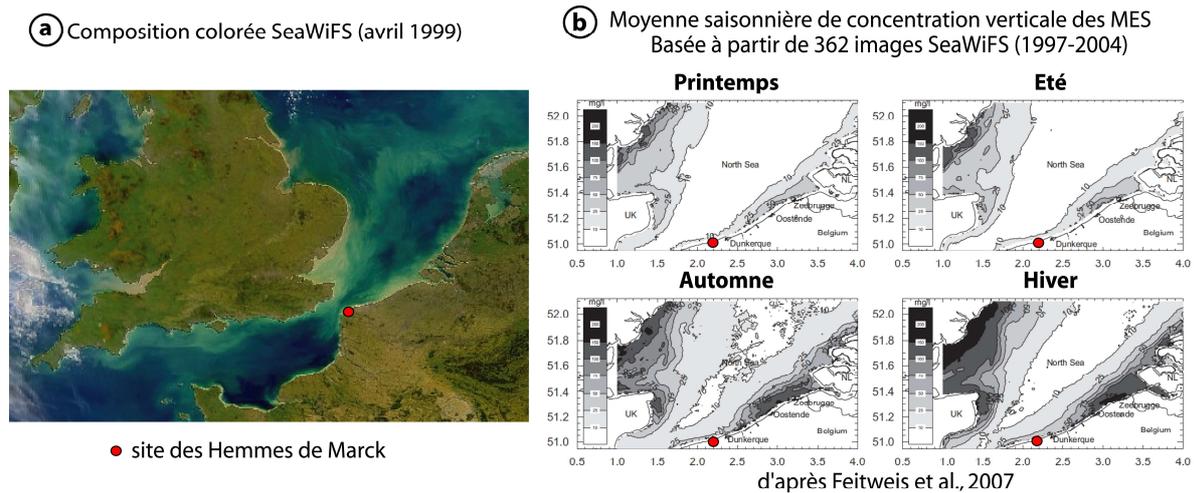


Figure 6.5 : a) Composition colorée SeaWiFS de 1999, montrant les zones de fortes concentrations en MES en Manche et Mer du Nord (baies, estuaires...). b) Résultats issus de [Feitweis et al. \(2007\)](#), présentant les variations saisonnières de la répartition des MES en Manche et Mer du Nord d'après l'analyse de 362 images satellites, de mesures *in situ* et d'intégration d'un modèle hydrodynamique 2D.

De grandes variations locales sont observées en premier lieu sur l'image SeaWiFS (Fig. 6.5) avec la présence de panaches plus denses, à proximité des grands estuaires, sources de MES (Tamise, baie de Seine, Somme et même Authie, côtes hollandaises).

Au-delà de cette représentation spatiale des MES en Manche, pour une seule journée en 1999 (Fig. 6.5a), il existe également des variations temporelles des concentrations de MES observées à l'échelle journalière et saisonnière (Fig. 6.5b) dans les eaux côtières (de 4,2 à 74,5 mg.l⁻¹). Ces variations sont liées principalement à des phénomènes de remise en suspension au cours des cycles semi-diurnes de marée (période moyenne de 12,4 h) et au cours de cycles vives-eaux / mortes-eaux (période de 15 j). Actuellement, des modifications de concentrations de MES à l'échelle saisonnière ou annuelle sont régulièrement observées ([Lafite et al., 1993](#) ; [Laffite, 2000](#)). Ainsi, il reste primordial de suivre l'évolution des quantités de MES en Manche (et dans le monde dans le contexte global actuel), une augmentation des concentrations pouvant expliquer cette phase active de dépôts fins sur notre secteur d'étude. Il reste encore de nombreuses incertitudes relatives à l'éventualité de cyclicité à long terme, à plus large échelle spatiale ou encore concernant l'impact anthropique (aménagements, ports, dragages...) sur ces quantités de dépôts vaseux à la côte.

Sur le site d'étude, ces dépôts fins sont localisés préférentiellement, en premier, en bas de plage. Ils vont par la suite progressivement migrer à court terme le long du profil vers le haut de la plate-forme (450 m de migration *onshore* mesurée en 6 mois, chap. 4). Ces particules

fines sont plus particulièrement entraînées par les courants engendrés par les houles de secteur N ou durant les phases de beau temps parallèlement à la migration vers le haut de plage des barres (Kroon et Masselink, 2002 ; Stépanian, 2002 ; Reichmüth, 2003 ; Van Houwelingen, 2004). Cette dynamique est synthétisée dans le schéma réalisé en figure 6.6.

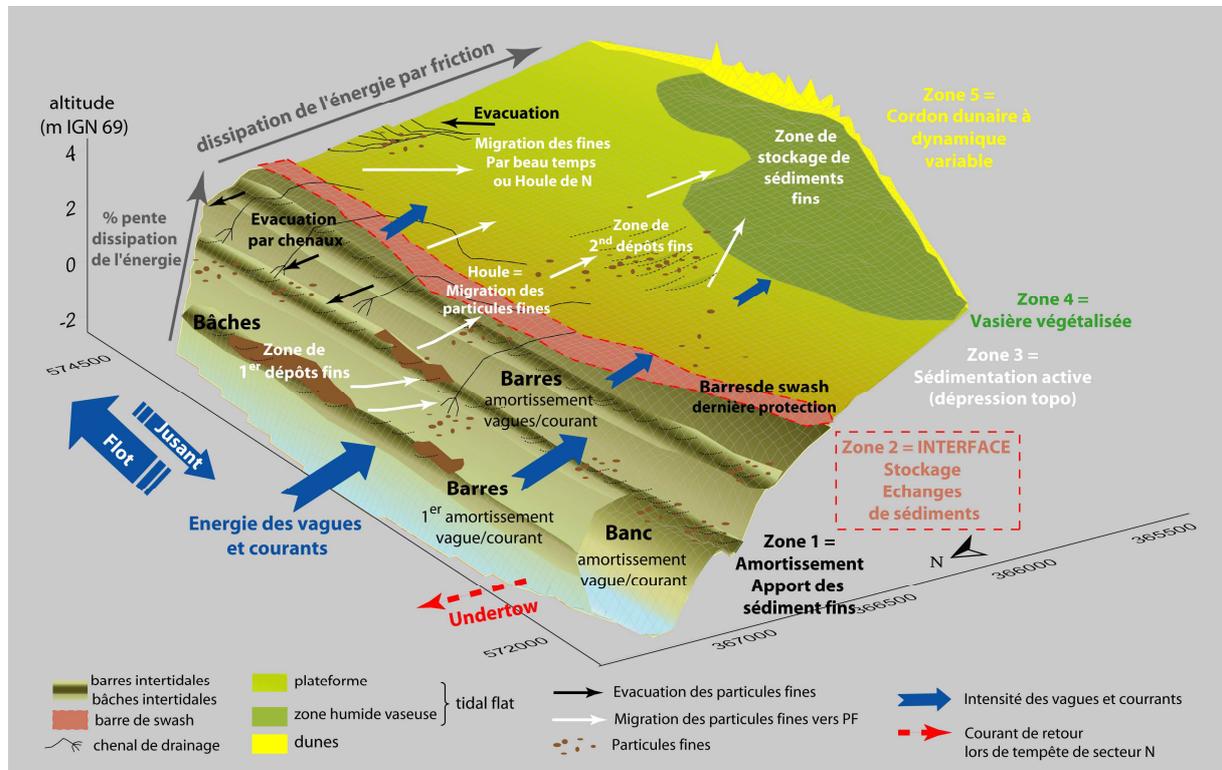


Figure 6.6 : Schéma conceptuel de zonation transversale hydrodynamique permettant la sédimentation fine en milieu ouvert macrotidal. A noter la migration progressive des particules fines vers le haut de la plate-forme, pour finalement atteindre la zone définitive de stockage.

La dissipation énergétique des houles et des courants s'opère grâce à cette organisation transversale des formes. L'estran est ainsi décomposé en 5 zones majeures (Fig. 6.6) de comportement propre à chacune. Une première zone sur la plage, qui entraîne l'amortissement énergétique des différentes énergies reçues à travers la succession des barres intertidales et permet ainsi les premiers dépôts fins aux fonds des bâches. La seconde zone, dite d'interface, est une zone de stockage et d'échanges sédimentaires entre la première zone de plage et la troisième zone située en arrière sur la plate-forme. Cette dernière est une zone de sédimentation active mais temporaire de dépôts fins en raison de la présence de la dépression topographique. Plus en altitude, la quatrième zone accueille les dépôts fins de manière définitive au sein de la vasière. Enfin la dernière zone située en arrière est une zone à dynamique variable, constituée des différents types de cordon dunaire (stables, en accrétion, falaise dunaire...).

2.1.4. L'EMPREINTE MAJEURE DE LA MÉTÉOROLOGIE

2.1.4.1. Processus moteur

Malgré le caractère dissipatif de la plate-forme, les évènements météorologiques (houles, tempêtes) engendrent des changements morpho-sédimentaires multiples et significatifs sur l'ensemble du profil intertidal, ceci en association avec les variations des niveaux d'eau liées à la marée. La **dynamique modale** précédemment détaillée peut finalement être **perturbée par des évènements, des forçages météorologiques**. Durant ces 3 années de suivi, nous avons enregistré des conditions météorologiques typiques, proches des moyennes régionales (Chaverot, 2006). Nous avons également mesuré une baisse de la fréquence des tempêtes lors de cette étude et des hauts niveaux d'eau exceptionnels en raison des conditions astronomiques favorables.

Par période de forçage météorologique associé à des hauts niveaux de l'eau, le système plage/plate-forme est soumis à d'importants processus hydrodynamiques d'autant plus si la plate-forme est totalement inondée (soit 28 % du temps total).

Outre un coup de vent modal (de secteur W à NW) qui accentue les courants de marée (vitesses multipliées par 4 en bas de plage et par 2,5 en haut de plate-forme), le hasard a par ailleurs permis d'enregistrer des conditions peu fréquentes de tempête de N associée à un très haut niveau d'eau (coefficient 116). Cette tempête a engendré d'énormes conséquences morphologiques telles que le recul de la barre de swash, le lissage des barres de plage, une érosion locale de plusieurs centimètres (localement proche de 10 cm). Lors des tempêtes de nord, les hauteurs significatives des vagues peuvent être multipliées par 2 en bas de plage et même 2,5 en haut de plate-forme.

Il ressort de ces différentes mesures, une importante notion d'évènements paroxysmaux sporadiques qui façonnent la morphologie et la sédimentation du secteur d'étude de manière plus significative que les processus à long terme. Ceci est d'autant plus important que les mesures réalisées lors des coups de vents sont rares, du fait des contraintes matérielles mais surtout par la difficulté de mettre en conjonction météorologie et étude scientifique.

Cette notion remet en cause les spéculations (évolutions à long terme du trait de côte, bilan sédimentations) faites à partir de mesures "normales" (temps calme et tempête classique).

2.1.4.2. Une dynamique éolienne contrariée

Même minoritaires, les processus éoliens sur le secteur d'étude sont essentiels notamment pour l'approvisionnement en sable du cordon dunaire. Ce travail a mis en évidence les notions de fetch éolien potentiel (selon les directions du vent, selon les surfaces de rugosité

traversées) opposées à celui réel (segmentation du transit, apports pour la dune si vents transversaux). Les fluctuations d'humidité, de rugosité et de granulométrie souvent manifestes dans le sens du profil transversal ont de l'influence certes mais moins que la notion de vitesse critique de mise en mouvement principalement liée à la vitesse du vent.

Le fetch des vents longitudinaux de secteur SW (majoritaires au cours de l'année sur le littoral de la Côte d'Opale) est potentiellement important s'il coïncide avec une surface sèche (haut de plage, sommet de barre, plate-forme sèche). Cette orientation de vent est généralement associée à un fetch certes illimité (parallèle sur le long de la plage) caractérisant un transport potentiel élevé mais sans dépôts, du fait d'un transport continu (Arens, 1994 ; Ruz et Meur-Ferec, 2004) car parallèle au secteur dunaire.

Cette particularité explique la translation vers le NE, de l'ensemble du cordon dunaire (chap. 4). Conséquence de cette évolution, la partie centrale du secteur dunaire, au niveau des Hemmes de Marck, plus en retrait vers les côtes se retrouve abritée du vent et donc de la déflation éolienne en arrière du cordon dunaire ouest du Fort Vert (Fig. 1.10 du chapitre 1). Associée à ce phénomène, la présence des sédiments envasés plus humides à l'avant du cordon réduit l'alimentation en sable par processus éolien pour les dunes juste au droit de ce secteur malgré la présence de cette très large plate-forme potentiellement favorable à la déflation éolienne. C'est donc surtout lors de l'exondation de la plate-forme, principalement en période de ME, que le fetch réel peut augmenter, mais le transport est de toute façon limité par un accroissement rapide et important des teneurs en humidité vers la mi-plate-forme. Ces conditions limitent de facto le fetch effectif et le transport éolien réel, quelle que soit l'orientation du vent.

2.1.4.3. Rôles des tempêtes

Le rôle des tempêtes a déjà été évoqué précédemment (2.1.3.1.). Selon leur intensité et/ou leur récurrence, elles marquent, stoppent ou empêchent la continuité des phénomènes d'accrétion. Ces tempêtes sont caractérisées par des houles décennales, centennales supérieures aux houles classiques annuelles. Ainsi, sur le littoral de la côte d'Opale des houles annuelles de 4,1 m sont enregistrées en moyenne, des houles décennales de 4,8 m et des houles centennales de 5,4 m.

Selon l'intensité des tempêtes futures et leur récurrence, **des phases d'érosion** sont donc possibles, d'autant plus si la tempête est associée à un haut niveau d'eau. La plate-forme des Hemmes reculerait, son altitude limite de dépôts vaseux s'abaisserait et en parallèle une

érosion voire même une disparition de la végétation éphémère de haut de plate-forme serait observée.

Cependant, ce type de tempête étant statistiquement peu fréquent, l'érosion causée localement ne le serait que de façon temporaire. En effet, la dynamique globale du secteur étant en forte accrétion (+ 0,5 m/an sur la plage et + 0,1 à 0,15 m/an sur la plate-forme), la dynamique résiduelle reviendrait petit à petit, pour enfin à nouveau enregistrer une augmentation en sédimentation fine (enregistrement d'un dépôt vaseux de 6 à 8 cm en 6 mois sur le haut de la plate-forme après une tempête). La notion d'événement sporadique intense est donc à relativiser. On parle alors de **notion de résilience** accompagnée d'une **tendance actuelle dominante de sédimentation fine** en période de vive-eau.

Une seule question subsiste actuellement, celle de savoir si ces conditions typiques rencontrées lors de cette étude resteront constantes dans l'avenir. Le contexte évolutif global tend à prouver l'existence de l'augmentation des fréquences et des intensités des tempêtes en lien avec des modifications de la NAO¹ (Zhang et al, 2004 ; IPCC², 2007 ; Chaverot *et al.*, 2008 ; Maspataud, en préparation) qui modifiera par conséquent la morphologie du secteur à plus long terme.

2.2. ÉVOLUTION À L'ÉCHELLE DE LA MARÉE

Cette étude réalisée durant 3 années, a permis de récolter un important jeu de données. Avec près de 300 marées enregistrées, il est possible d'extraire les caractéristiques des conditions hydrodynamiques « types » qui contrôlent l'évolution morpho-sédimentaire du secteur.

Les processus sont ici détaillés à l'échelle d'une marée (Fig. 6.7) choisie comme étant représentative de conditions typiques, rencontrées régulièrement sur le littoral de la Côte d'Opale.

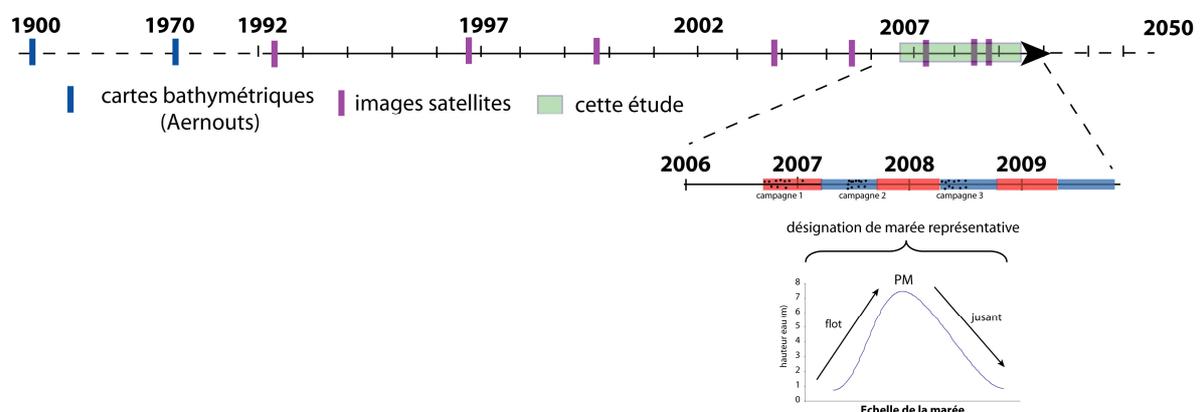


Figure 6.7 : Echelle temporelle d'observation de la zone d'étude à l'échelle de la marée.

¹ NAO = North Atlantique Oscillation, oscillation nord-atlantique.

² IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change.

Avant toutes précisions sur l'estimation des conditions limites de mise en mouvement des sédiments, d'érosion ou de dépôt, il faut préciser que ce type de calcul est particulièrement difficile dans ce type d'environnement où l'on retrouve des sables, des sédiments mixtes et des sédiments vaseux. En effet, les équations régissant la remise en suspension et le transport des sédiments sont adaptées à la nature cohésive ou non cohésive du sédiment, les formulations pour des sédiments mixtes sableux et vaseux étant encore incertaines.

Pour un mélange plutôt sableux, la contrainte critique d'érosion augmente avec la fraction de particules fines (Mitchener et Torfs, 1996 ; Panagiotopoulos *et al.* 1997). A mesure que la proportion de vase augmente, les fines remplissent les espaces entre les points de contact des grains de sable : la mise en mouvement est alors plus difficile. Selon Van Ledden *et al.* (2004) c'est le pourcentage d'argile granulométrique (fraction < 4 μm) qui serait le paramètre pertinent pour caractériser l'érodabilité d'un fond sédimentaire mixte. Toutefois, il est acceptable d'utiliser le pourcentage de vase (% < 50 μm)

Nous tentons ici de déterminer le rôle relatif des courants dans la mise en mouvement et le transport de sédiments, et ce, en estimant les contraintes critiques de mise en mouvement et les flux de sédiments charriés, non cohésifs.

Il faut préciser que le rôle des houles n'est pas détaillé dans ces estimations de vitesses critiques de mise en mouvement : la dominance des courants de marée sur le littoral de la côte d'Opale et sur le site d'étude en particulier, permet de considérer les transports par la houle minimales particulièrement en conditions calmes.

Au-delà des considérations granulométriques ou de l'influence combinée des houles et des courants, ces calculs de vitesses critiques qui engendrent des déplacements ou non de sédiments, ne sont que des estimations, valables à l'endroit de la mesure à un instant donné dans un contexte énergétique reçu précis. Les quantités de sédiments transportées lors de marées typiques rencontrées sur nos côtes sont ici estimées afin d'extrapoler à plus grande échelle spatiale et temporelle et comparer des débits solides avec les changements morphologiques enregistrés durant ce travail.

La circulation hydrodynamique locale est dominée globalement par des flux longitudinaux vers le NE sur lesquels se surimpose une composante de transport transversal à partir de l'avant-côte vers la côte induite par les houles de tempêtes et nécessaire à l'accrétion du littoral. Nous allons donc tenter de simplifier ces données de manière à pouvoir identifier plus finement les grandes tendances, en prenant l'exemple de quatre marées significatives déjà détaillées au chapitre 3.

2.2.1. MARÉES TYPES DE TEMPS CALME

2.2.1.1. Marée de ME

La marée du 7 au 8 octobre 2007 représente une marée typique de Me (coefficient 57) avec des houles de faibles hauteurs, entre 0,07 et 0,23 m (et des périodes comprises entre 5 et 8 s). Les courants de marées sont compris entre 1,9 et 41,2 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, dirigés vers l'est-nord-est au flot puis vers l'ouest-sud-ouest après la renverse au jusant. Avec des sables moyens à fins de 0,21 à 0,23 mm de grain moyen, on estime que la vitesse critique de mise en mouvement des sédiments (U^*_{cr} d'après l'équation n° 9 et [Bohling, 2008](#), en Fig. 6.8) sur la plage est égale à 27 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

Marée Calme de ME	Type d'instrument	D50 (mm)	U^*_{cr} (cm/s)	% Vitesses > U^*_{cr}		
				Vm (cm/s)	VI (cm/s)	Vt (cm/s)
Bas de plage	S4	0,23	27,9	19,4	19,4	0
Mi plage	ADCP	0,21	27,0	0	0	0
Haut de plage						
Début plateforme						
Fin plateforme						

■ absence de données

Figure 6.8 : Caractéristiques du grain moyen, de la vitesse critique de mise en mouvement des sédiments et pourcentages (en temps par rapport à la durée totale de la marée) de courants efficaces (Vitesses > U^*_{cr}) lors de la marée de ME du 7 octobre 2007. Vm étant la vitesse des courants moyens.

Avec cette valeur limite de 27 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, une grande partie des courants mesurés lors de marées de temps calme de ME sont donc insuffisants pour engendrer une mise en mouvement des sédiments au niveau de la plage du secteur. Seuls 19 % des courants (seulement les composantes longitudinales des courants) entraînent un déplacement des sédiments en bas de plage vers le NE au flot et la SE au jusant. La figure 6.9 synthétise les mouvements sédimentaires existants sur le profil intertidal lors des marées de morte-eau.

Caractéristiques des déplacements sédimentaires durant les marées de ME

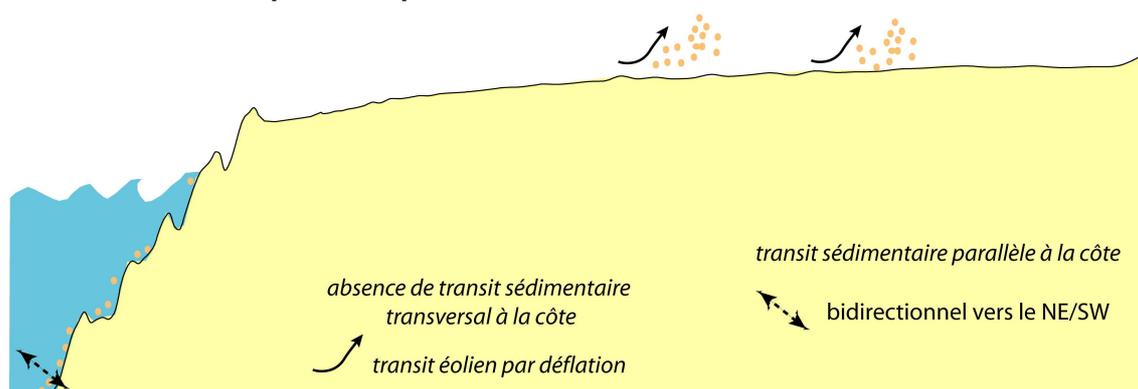


Figure 6.9 : Synthèse des mouvements sédimentaires lors des marées de morte-eau. Le terme bidirectionnel signifie à la fois dirigé vers le NE et le SW. Les seuls mouvements sédimentaires observés sont parallèles à la côte (en bas de plage) et par la déflation éolienne (sur la plate-forme).

2.2.1.2. Marée de VE

Les conditions énergétiques reçues lors des marées de vive-eau sont représentées par les conditions de la marée de coefficient 112 du 29 septembre 2007 (Fig. 6.10). Durant ce type de marée, l'ensemble de la plate-forme est inondée. Un amortissement de l'énergie des vagues et des courants est enregistré (fig. 6.10) entre le bas de la plage et haut de la plate-forme.

Marée Calme de VE				% Vitesses > U*cr		
	Type d'instrument	D50 (mm)	U*cr (cm/s)	Vm (cm/s)	VI (cm/s)	Vt (cm/s)
Bas de plage	S4	0,25	28,2	65,5	65,5	10,3
Mi plage	ADCP	0,25	28,2	40,9	27,3	9,1
Haut de plage	ADCP	0,25	28,2	44,4	0	27,8
Début plateforme	ADV	0,28	35,6	0	0	0
Fin plateforme	ADV	0,02	20,3	14,3	7,1	0

bleu = totalité des valeurs positives (Vt > 0 = courant dirigé vers le large ; VI > 0 = courant dirigé vers le NE)

rouge = totalité des valeurs négatives (Vt < 0 = courant dirigé vers les terres ; VI < 0 = courant dirigé vers le SW)

Figure 6.10 : Caractéristiques du grain moyen, des vitesses critiques de mise en mouvement des sédiments et pourcentages de courants efficaces lors de la marée de VE du 29 septembre 2007.

En bas de plage, une majorité des courants entraîne un déplacement des sédiments (65,5 % en figure 6.10) il s'agit surtout de la composante longitudinale du courant qui influence le plus la dynamique sédimentaire de la plage (seulement 10,3 % de composante transversale du courant). Cette efficacité diminue sur la mi-plage (seulement 27,3 % de la composante longitudinale, et 9,1 % de la composante transversale), puis devient quasiment nulle sur le haut de plage avec néanmoins une efficacité de la composante transversale, toujours dirigée vers le large. Ainsi, un amortissement plutôt de l'efficacité de la composante longitudinale

entre le bas et le haut de plage est observé, alors qu'à l'inverse, le transport de sédiments unidirectionnel vers le large, augmente entre la mi-plage et le haut de plage lors de ces marées de VE.

Pour la plate-forme, la quasi-totalité des courants sont inefficaces pour le transport sédimentaire (Fig. 6.10), montrant bien le caractère très dissipatif de ce type d'estran, avec cependant, l'existence en haut de la plate-forme de quelques courants permettant le transport sédimentaire local uniquement dirigés vers le SW, dans le sens inverse de la dérive littorale.

La figure 6.11 résume le comportement du transport sédimentaire le long du profil intertidal du site d'étude lors des marées classiques, sans agitation particulière, de VE.

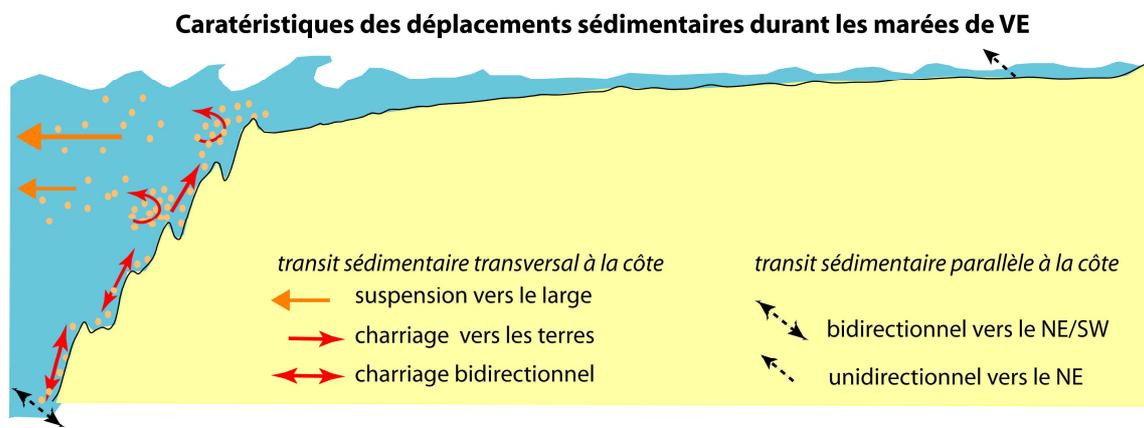


Figure 6.11 : Synthèse des mouvements sédimentaires lors des marées de VE.

2.2.2 MARÉES TYPES DE TEMPS AGITÉ

2.2.2.1. Marée agitée avec vents de secteur W

La marée du 18 mars 2007 (coefficient 102) a connu un évènement très agité (vents supérieurs à 12 à 14 m.s^{-1}) avec des vagues significatives de maximum $1,06 \text{ m}$ en bas de plage, $0,84 \text{ m}$ à mi-plage, inférieures à $0,24 \text{ m}$ en début de plate-forme et en dessous de $0,14 \text{ m}$ en haut de cette dernière. Les courants ont subi le même comportement d'amortissement entre le bas de la plage ($31,4$ à 149 cm.s^{-1}), jusqu'au début de plate-forme ($11,3$ à $28,75 \text{ cm.s}^{-1}$) mais ont à nouveau augmenté sur le haut de la plate-forme peu ennoyée et subissant la vitesse du vent ($16,16$ à $46,91 \text{ cm.s}^{-1}$).

Avec une telle énergie, les vitesses critiques de mise en mouvement des sédiments (Fig. 6.12) sont comprises entre $20,30 \text{ cm.s}^{-1}$ sur le haut de la plate-forme, $28,00 \text{ cm.s}^{-1}$ sur la plage et atteignant une valeur maximale de $35,00 \text{ cm.s}^{-1}$ sur la zone de début de la plate-forme en raison de la présence de sables un peu plus grossiers (certainement le résultat du transport lors de la tempête).

Marée Agitée d'W	Type d'instrument	D50 (mm)	U*cr (cm/s)	% Vitesses > U*cr		
				Vm (cm/s)	VI (cm/s)	Vt (cm/s)
Bas de plage	S4	0,25	28,2	100	100	0
Mi plage	ADCP	0,24	28,1	92,9	92,9	32,1
Haut de plage						
Début plateforme	ADV	0,28	35,6	0	0	0
Fin plateforme	ADV	0,02	20,3	76,2	14,3	38,1

bleu = totalité des valeurs positives (Vt > 0 = courant dirigé vers le large ; VI > 0 = courant dirigé vers le NE)

rouge = totalité des valeurs négatives (Vt < 0 = courant dirigé vers les terres ; VI < 0 = courant dirigé vers le SW)

■ absence de données

Figure 6.12 : Caractéristiques du grain moyen, des vitesses critiques de mise en mouvement des sédiments et pourcentages de courants efficaces lors de la marée de temps agité de vents de secteur W, du 18 mars 2007.

La quasi-totalité des courants en bas de plage et à mi-plage est efficace (Fig. 6.12), entraînant des transports de sédiments toujours vers le NE (en réponse au forçage d'ouest), et toujours dirigés vers les terres. Sur le haut de la plate-forme, les directions des transports sont les mêmes, associées des flux de sédiments certes moins efficaces. Avec une circulation hydrodynamique parallèle à la côte et dirigée vers le NE, ce type de temps permet un apport de sédiments à la côte (transport transversal induit par les houles de tempêtes). Ces échanges sédimentaires provenant de l'avant côte sont particulièrement nécessaires à l'accrétion du littoral. La figure 6.13 présente un résumé de la situation rencontrée lors des marées agitées de secteur W.

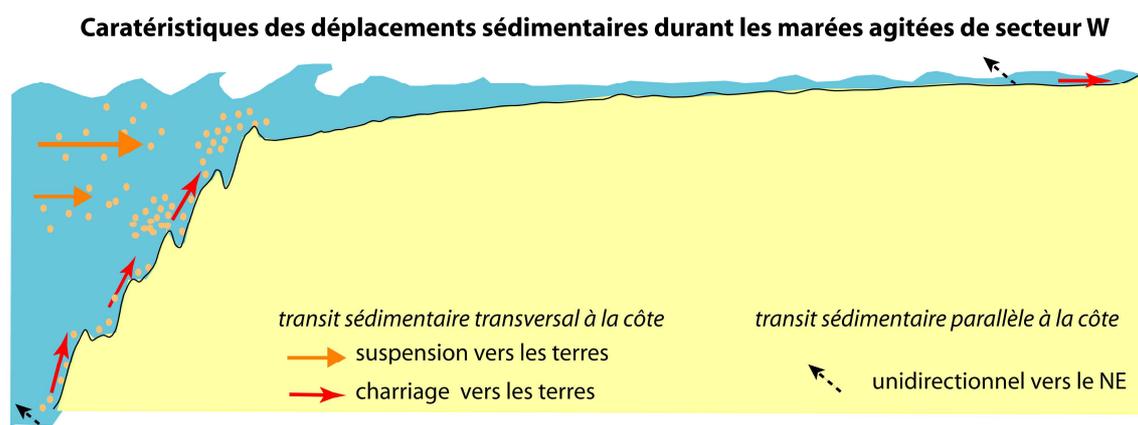


Figure 6.13 : Synthèse des mouvements sédimentaires, lors des marées agitées par des vents de secteur W.

2.2.2.2. Marée agitée avec vents de secteur N

La marée du 20 mars 2007 (coefficient 116) résume le comportement des transports sédimentaires pour des marées de temps agité de secteur N. Lors de cet évènement, une

augmentation de l'énergie reçue sur le profil intertidal est mesurée. Elle se traduit par des houles, les plus hautes avec ce type de temps, comprises entre 0,08 et 2,58 m de hauteur significative en bas de plage, mais qui une fois amorties, ne dépassent pas 0,36 m sur le début de la plate-forme, ou seulement 0,29 m en haut de cette dernière.

Les courants moyens diminuent également progressivement du bas de plage (maximum de 95,29 cm.s⁻¹) vers le haut de la plate-forme (47,00 cm.s⁻¹).

Avec de telles hauteurs de vagues et des vitesses de courants élevées, seulement 85 % de courant sont efficaces en bas de plage (Fig. 6.14), 50 % à mi plage. Ces valeurs sont légèrement inférieures à celles enregistrées durant les marées de temps agités de secteur W.

Marée Agité de N	Type d'instrument	D50 (mm)	U* _{cr} (cm/s)	% Vitesses > U* _{cr}		
				V _m (cm/s)	V _I (cm/s)	V _t (cm/s)
Bas de plage	S4	0,25	27,9	85,7	68,6	34,3
Mi plage	ADCP	0,24	27,9	50	50	52,2
Haut de plage						
Début plateforme	ADV	0,28	35,6	40	6,7	13,3
Fin plateforme	ADV	0,02	20,3	50	8,7	34,8

bleu = totalité des valeurs positives (V_t > 0 = courant dirigé vers le large ; V_I > 0 = courant dirigé vers le NE)

rouge = totalité des valeurs négatives (V_t < 0 = courant dirigé vers les terres ; V_I < 0 = courant dirigé vers le SW)

■ absence de données

Figure 6.14 : Caractéristiques du grain moyen, des vitesses critiques de mise en mouvement des sédiments et pourcentages de courants efficaces lors de la marée de temps agité de vents de secteur de N, du 20 mars 2007.

Lors de ce type de temps, les flux sédimentaires transversaux s'opèrent totalement vers le large sur la plage (Fig. 6.14), ce qui montre l'impact de la houle (*undertow*). Sur le début de la plate-forme, des capacités de transits sédimentaires (malgré les sédiments un peu plus grossiers) sont enregistrées, zone jusque là épargnée par ces phénomènes lors de la vive-eau ou lors des marées de temps agité de nord. Le haut de la plate-forme, quant à lui, présente une majorité de flux dirigés vers les terres (Fig. 6.14). Ce type de temps agité de secteur N, traduit donc une perte de sédiments sur la zone de la plage et un transfert de ceux-ci du début vers la fin de la plate-forme.

La figure 6.15 présente une synthèse des déplacements enregistrés sur le profil intertidal des Hemmes de Marck.

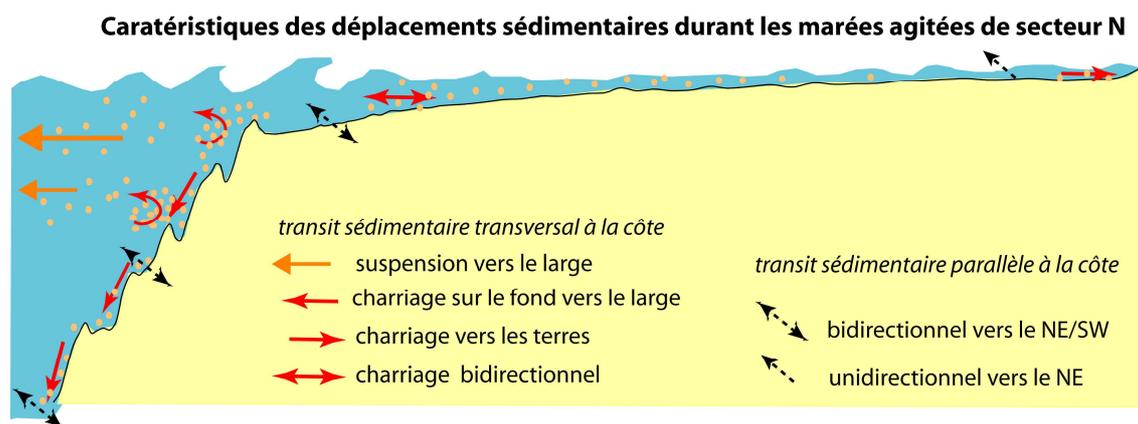


Figure 6.15 : Synthèse des mouvements sédimentaires lors des marées agitées par des vents de secteur N.

2.2.3. FLUX ET BILANS SÉDIMENTAIRES SUR LE PROFIL INTERTIDAL

Le seuillage des courants en fonction des vitesses de mise en mouvement des sédiments nous permet donc de mettre en exergue plusieurs points fondamentaux au niveau du comportement de la plage des Hemmes de Marck.

2.2.3.1. Calculs des flux sédimentaires

Les transits sédimentaires, hormis l'éolien sur le haut de la plate-forme, sont **quasi nuls lors des marées de morte-eau**, souvent parallèles à la côte (dirigés vers NE au flot, vers le SW au jusant) pour celle de vive-eau (Fig. 6.11) et inexistantes sur la plate-forme quelques soient les niveaux d'eaux lors des marées de temps calme.

Pour chiffrer le flux horizontal de matériel solide (Q_s), la formule de Bagnold modifiée par [Gadd et al. \(1978\)](#) l'équation n°14 a été choisie pour donner une idée du transport solide par charriage. Les résultats présentés en figure 6.16, confirment les directions préférentielles de transport selon les types de temps et précisent les quantités transportées ou non par cm au sol et par minute.

Pour les marées de vive-eau les flux sédimentaires sont dégressifs (Fig. 6.16) entre le bas (max $23 \cdot 10^{-3} \text{ kg. min}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ linéaire) et le haut de la plage (max $2,8 \cdot 10^{-5} \text{ kg. min}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$) et de directions opposées au flot (vers ENE) et au jusant (W au WSW) puis inexistantes sur le début de la plate-forme (celle-ci correspondant certainement à une zone de dépôt) et très faibles mais dirigés vers les terres pour le haut de cette dernière.

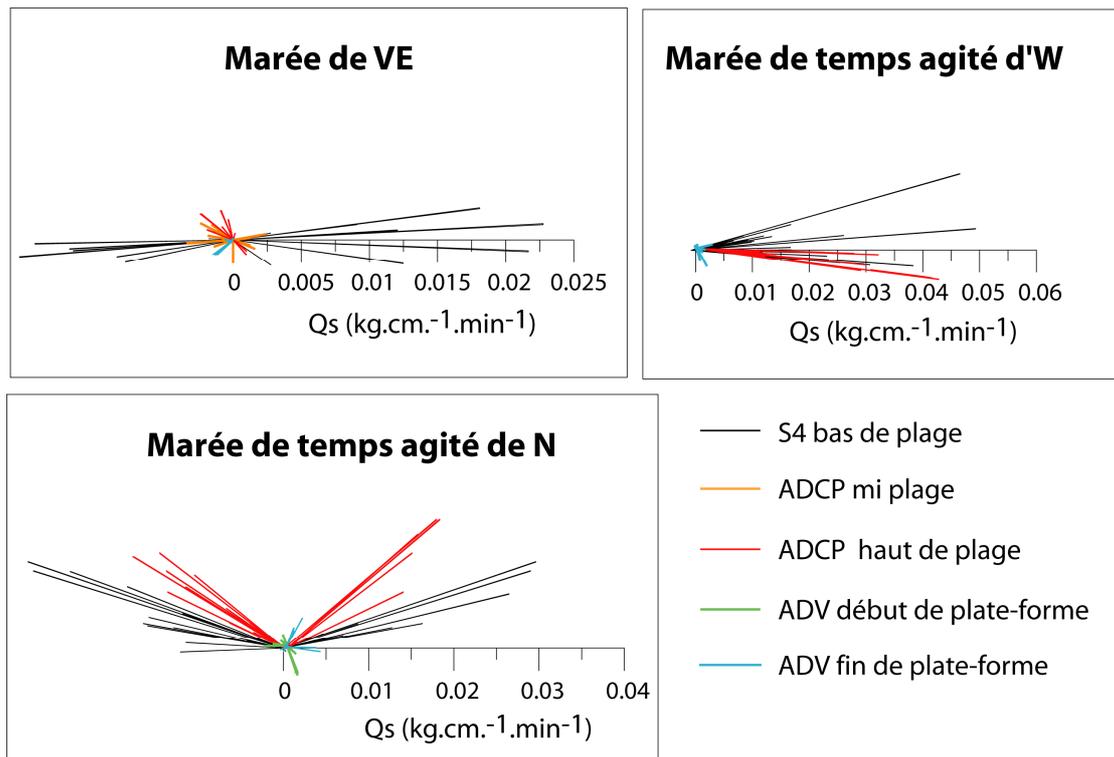


Figure 6.16 : Direction et intensité des flux sédimentaires le long du profil intertidal, pour différents types de temps, de vive-eau, agité de secteur ouest et nord. A noter la double direction des flux durant la vive-eau et les tempêtes de nord, suivant les courants de marée, et au contraire, le forçage unidirectionnel des transits lors des tempêtes d'ouest.

Pour les marées de temps agité de secteur W (Fig. 6.13), les courants plus forts, ont pour conséquence des déplacements sédimentaires plus importants en quantité (Q_s max égale à $50 \cdot 10^{-3} \text{ kg.cm}^{-1}.\text{min}^{-1}$ en bas de plage), mais **souvent encore parallèles au trait de côte et surtout unidirectionnels vers l'est-nord-est**. Les vagues ou clapot, reformés par le vent localement sur les fines tranches d'eau, engendrent **quelques transits sédimentaires transversaux**, notamment vers les terres en haut de la plate-forme (en bleu en Fig. et 6.12).

Les transports sédimentaires lors de marées de temps agité de secteur N sont beaucoup plus influencés par les vagues (souvent plus hautes en bas de plage lors de ce type de temps). Ces dernières sont suffisantes pour mettre en mouvement les sables même moyens qui peuvent ensuite être transportés par les courants de marée ou ceux induits par le vent. Il en résulte des déplacements sédimentaires plutôt dirigés vers le large (Fig. 6.15) légèrement moins importants que lors des tempêtes de secteur W, avec cette fois-ci des flux sédimentaires significatifs sur l'ensemble de la plate-forme en alternance dirigés vers le large ou les terres pour le début de la plate-forme et quasiment uniformément vers les terres pour le haut de celle-ci.

Dans les deux cas, à marée basse, après la **remise en suspension** des sédiments, une **évacuation souvent parallèle** à la côte est observée, en lien avec les courants de marées et surtout localement influencée par la vidange du site effectuée par le chenal principal situé à l'est de la plate-forme.

2.2.3.2. Calcul des débits de sédiments transportés

Après avoir estimé les conditions limites de mise en mouvement des sédiments et les flux qui leur sont associés sur le profil intertidal de la plate-forme, nous pouvons extrapoler ces valeurs en débits solides (Tab. 6.1).

Tableau 6.1 : Synthèse des débits solides (kg/marée) le long du profil intertidal (1 m de largeur), selon les différentes marées significatives de morte-eau, vive-eau, agitée de secteur ouest et nord.

	(kg/marée)			
	Marée ME	Marée VE	Marée agitée W	Marée agitée N
Bas de plage	1157	11387	44108	23737
Mi plage	43	3	43954	20658
Haut de plage	0	1	0	0
Début PF	0	100	676	2307
Fin PF	0	0	1214	1823
Total plage	1200	11390	88062	44395
Total PF	0	100	1890	4130
Total	1200	11490	89952	48525
			vers le NE et la côte	en partie vers le large

En extrapolant ces valeurs de débits par marées types à l'ensemble de la plate-forme et en intégrant le nombre de marées significatives associées à ces différents types de niveaux d'eau et types de temps par année le débit moyen annuel de transport de sédiments sur le secteur d'étude peut être déterminé. Les marées ayant un comportement proche de la marée type de vive-eau ou morte-eau sont déterminées par simplification à la limite de 85 de coefficient de marée.

L'analyse des 3 années de suivi des données météorologiques nous a permis d'estimer que, les marées associées à la fois à un haut niveau d'eau et à des conditions de vents forts, représentent environ 20 % du total du nombre de marées annuelles (majoritairement avec des vents d'ouest, et minoritairement avec des vents de nord).

Le **débit de transport sédimentaire annuel total** est estimé à près de **8 millions de tonnes** de sédiments sur l'ensemble de la plate-forme. Il faut retenir qu'il s'agit ici d'un débit de transport différent des volumes résiduels déposés et/ou érodés (estimation des volumes à court terme en partie 3.2 de ce chapitre).

3. VERS UNE COMPRÉHENSION DES PROCESSUS ET DE LEURS CONSEQUENCES À L'ÉCHELLE VE/ME

L'ensemble des données précédentes permet d'aborder les processus hydro-sédimentaires à l'échelle du cycle vive-eau / morte-eau (Fig. 6.17).

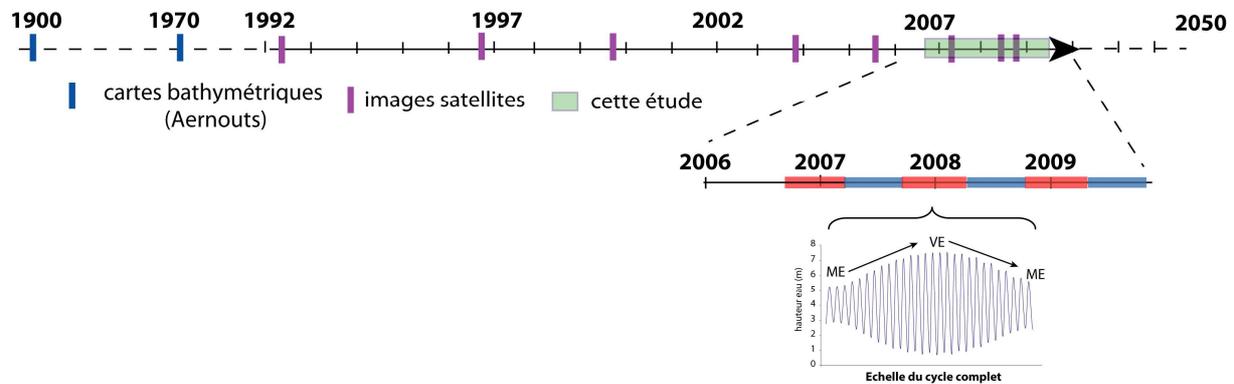


Figure 6.17 : Echelle temporelle d'observation sur un cycle vive-eau / morte-eau

3.1. MODÈLE CONCEPTUEL DE COMPORTEMENT GLOBAL DE LA PLATE-FORME

Après avoir déterminé les processus majeurs dans la dynamique du site d'étude, comme par exemple, les marées significatives précédemment détaillées, les types de temps influençant le plus la dynamique locale, nous allons dresser un modèle de comportement global de la plate-forme étudiée, pour différents types de temps et ce, pour différents niveaux d'eau (Fig. 6.18).

La figure 6.18 résume un modèle conceptuel de fonctionnement de zone d'étude, selon un cycle vive-eau / morte-eau et selon la météorologie. La dominance des processus hydrodynamiques durant la vive-eau sur l'ensemble du profil plage-plate-forme est facilement observée ; ils diminuent progressivement durant la phase de déchet, jusqu'à n'être actifs que sur la plage, puis devenir minoritaires, par rapport aux processus éoliens. Ces derniers deviennent progressivement dominants durant la phase de revif (déflations importantes), d'abord sur les barres intertidales de la plage, sur la barre d'interface de swash puis majoritaires durant la morte-eau.

Figure 6.18 : Modèle conceptuel de comportement global de la plate-forme, selon les différents types de temps (calme, agité de secteur nord ou ouest) et selon les différents niveaux d'eau durant un cycle complet de marée.

La barre d'interface entre la zone de plage et celle de plate-forme joue un rôle majeur dans la dynamique du site : (1) elle amortit les houles reçues, (2) c'est une zone préférentielle pour le transit éolien sur sa crête et (3) elle protège aussi l'inondation de la plate-forme lors des périodes de coefficients moyens. Ce type de morphologie fait d'ailleurs penser aux littoraux tropicaux protégés par un récif barrière (Brander *et al.* 2004 ; Kench et Brander, 2006), jouant le même rôle de tampon évoqué ci-dessus.

Les conditions hydrodynamiques relèvent donc d'une combinaison de courants de marée qui évoluent en fonction du coefficient de marée, de courants générés par la houle et de courants forcés par le vent. Il en découle une extrême variabilité de conditions de circulation hydrodynamique démontrée dans le chapitre 3. En l'occurrence, cette circulation est dominée globalement par des flux longitudinaux dirigés vers le nord-est sur lesquels se surimpose une composante de transport transversale de l'avant-côte vers la côte, induite par les houles de tempêtes et nécessaire à l'accrétion du littoral.

Dans l'ensemble, lors d'évènements tempétueux, une dispersion locale des particules fines (Fig. 6.18 est enregistrée, après qu'elles aient été remises en suspension puis drainées en direction du chenal principal lors du jusant.

Des différences de comportements selon l'origine des vents tempétueux sont remarquées. Les tempêtes d'ouest, les plus fréquentes, accentuent la dynamique générale longitudinale, permettent des transits sédimentaires importants ainsi qu'une redistribution des sédiments disponibles localement pour alimenter les littoraux en aval dérive. Les courants efficaces sont donc orientés en quasi-permanence vers le nord-est ; toutefois, des autres types de forçages météorologiques intenses (N ou NE) pourront générer des courants efficaces portant à l'inverse vers le sud-ouest.

Les tempêtes de nord quant à elles engendrent une dynamique transversale supérieure à celle observée par les temps agités d'ouest, avec des transits sédimentaires dirigés vers le large pour l'ensemble de la zone de plage. Le caractère réflexif de la plage, lors de ce type de temps, a donc été mis en évidence avec à l'inverse son rôle très dissipatif sur la plate-forme.

Malgré un faible pourcentage du temps d'inondation annuelle de la plate-forme (28 % au chap. 3), il est essentiel de préciser que la majeure partie des changements morphologiques

les plus importants s'opèrent lors de l'inondation de la plate-forme et peuvent même intervenir lors d'une seule marée (cf. 2.3.3.3. de ce chapitre). Il apparaît clairement la notion d'évènement rare mais efficace dans la dynamique globale du secteur alors que les autres plages sont moins touchées par ce phénomène. En général la dynamique globale des plages est caractérisée soit par une relative stabilité soit par une tendance érosive généralisée, selon un mécanisme continu qui n'est pas en lien avec un évènement exceptionnel (comme à Wissant, [Sedrati, 2006](#)).

Hormis la prédominance de l'intensité des processus hydrodynamiques, il ne faut pas non plus négliger la part de l'éolien sur ce très large estran et donc à fetch éolien potentiel particulièrement important.

Les barres intertidales modulent l'approvisionnement en sable des dunes bordières. Cette spécificité s'exprime d'abord par des alternances, souvent bien marquées, de barres à surface lisse et de bâches humides à figures sédimentaires abondantes, mais aussi des changements granulométriques (présence de coquilles, sables grossiers, zones envasées humides) qui confèrent de grandes variations de rugosité à ces estrans et qui se répercutent ensuite sur le potentiel de déflation éolienne.

Cette morphologie entraîne un schéma de déflation éolienne interrompue (cf. 2.1.3.2.) : la segmentation est claire entre les barres de plage, (surface sèche en haut de plage) et la zone vaseuse et plus humide de la dépression topographique de la plate-forme. La déflation éolienne est ainsi limitée là où elle devrait potentiellement être très efficace.

L'analyse des conditions météorologiques optimales pour l'alimentation des dunes (chap. 3) montre l'importance des vitesses et surtout des directions des vents pour permettre un apport de sable vers les cordons dunaires. La majorité des vents sur le littoral de la côte d'Opale provenant du secteur SW (parallèles à la côte) ne permet pas une alimentation en sable directe vers les dunes. La plupart du temps, ce type de vent engendre sur notre secteur d'étude, une auto-alimentation de la partie aval du cordon dunaire par les sables provenant de la partie amont de ce même cordon dunaire. C'est donc en majeure partie, une translation du cordon dunaire vers le nord-est (Fig. 4.29) qui est observée dans l'évolution surfacique des cordons dunaires.

Il faut donc des conditions très particulières, statistiquement rares, avec des vents de mer de vitesses supérieures à 7 m.s^{-1} et avoir un large estran sec. Cette dernière précision, explique sans doute encore mieux le paradoxe de dunes peu développées voire même en érosion en arrière d'un estran très large où les sédiments sableux sont en stock suffisant et disponible à proximité.

3.2. BILAN SÉDIMENTAIRE À COURT TERME

L'impact potentiel à court terme de la météorologie analysée en première partie de ce chapitre se ressent sur le bilan morpho-sédimentaire local.

Les résultats d'évolution de la topographie transversale entre mars 2007 et janvier 2009, permettent à partir de ces mesures de déduire les évolutions volumétriques de la zone d'étude. Avec près de 50 cm d'accrétion sur la zone de plage, un apport de plus de 115 m³ par mètre linéaire est calculé en 21 mois. En tenant compte d'une diminution progressive des apports entre le début et la fin de la plate-forme, logiquement moins atteinte par les hautes mers on peut réduire ce chiffre à 100 m³/m linéaire de sable et vases lors de cette même période. Au final, une sédimentation non négligeable de 215 m³ par mètre linéaire de plage est enregistrée. En extrapolant sur la zone étudiée, soit sur près de 1500 m de large, ceci équivaut à près de 575 tonnes de sédiments en 21 mois.

Afin de préciser au mieux ces estimations des volumes totaux de la zone d'étude, les évolutions surfaciques des MNT réalisés sur la surface globale de la plate-forme sont également pris en compte pour l'évolution finale morphologique tout en tenant compte de leurs marges d'erreurs liées à la faiblesse de densité de points en comparaison de ceux réalisés pour le suivi du profil.

Ainsi, au-delà des variations enregistrées sur le profil de mesures, une disparité d'accumulation selon les secteurs de la plate-forme est mesurée. Le profil central de celle-ci représente de façon très correcte la dynamique de la partie est, mais de façon moins réaliste celle à l'ouest. Cette dernière enregistre une plus grande stabilité sur le début de la plate-forme ainsi qu'à l'avant des mares de chasse avec cependant localement des zones de plus forte sédimentation au niveau de la zone atelier vase et au niveau de l'accolement du banc tidal à la côte.

La zone d'étude englobant l'ensemble du secteur des Hemmes de Marck a connu en une année une accrétion totale d'environ 10 000 m³, répartie pour la plupart sur la zone de plage avec près de 8500 m³/an d'accrétion et seulement 1500 m³/an d'accrétion sur la totalité de la plate-forme.

De nombreuses mesures hydrodynamiques couplées à de multiples échantillonnages des sédiments de surface ont d'ailleurs montré que les vitesses critiques de cisaillement nécessaires à la mise en mouvement du matériel sont généralement dépassées lors de chaque marée (Héquette *et al.*, 2008b) sur la zone de bas de plage.

Le bilan morpho-sédimentaire de notre secteur d'étude est en revanche particulièrement complexe à déterminer, en raison de l'existence des nombreux échanges aux multiples interfaces (avant plage, banc, plage, plate-forme et dunes). Ceux-ci varient localement dans l'espace et le temps (fréquence des niveaux d'eau, récurrence des tempêtes), leur intensité change selon les conditions énergétiques reçues, c'est-à-dire les événements météorologiques et les types de directions de tempêtes. Plus clairement, notre travail a mis en évidence l'importance des échanges et transports sédimentaires longitudinaux, souvent unidirectionnels vers le nord-est lors des fréquentes tempêtes de secteur ouest. Les rafales de vent de secteur nord, plus rares mais parfois plus intenses, engendrent à leur tour, toujours des transits parallèles au trait de côte mais aussi une dynamique transversale, nécessaire à l'approvisionnement des littoraux en sédiments. Cette compartimentation du profil intertidal est d'ailleurs particulièrement développée lors de ces événements. De multiples échanges existent entre le système dit 'de plage' (domaine sableux agité, rôle d'amortissement de la houle et des courants par les barres intertidales) et celui de la plate-forme (zone de gradient sédimentaire du sable à la vase, dissipatif à énergie calme par frottement de fond, décantation) avec, entre ces deux systèmes à dynamique bien différente, une zone tampon de transfert : la dernière barre principale de haut de plage (Fig. 6.8). Cette zone d'interface et d'échanges, se déplace au besoin, soit en direction du large soit vers la côte selon les énergies reçues

- pour transmettre un stock sédimentaire de la plage à la plate-forme par période de beau temps, (comparable à la migration des barres durant les phases de temps calme)
- la protection du système intertidal global lors d'événements agités de nord

L'échange inverse, de la plate-forme vers la plage, est en revanche plus rare, particulièrement sur ce type de site en accrétion continue.

La notion d'évènement exceptionnel est également un phénomène à ne pas négliger. Durant 3 années de suivi, nous avons pu enregistrer des tempêtes ayant très localement des effets d'érosion importante (-2 cm localement lors d'une marée fig. 4.47), ou au contraire des apports de sédiments conséquents lors de marées de vive-eau de temps calme (+2 cm localement en 15 h fig 4.47), ou en un cycle complet, une sédimentation supérieure à 5 cm (cf chap. 4 partie 2.5).

Tous ces phénomènes ponctuels dans le temps et l'espace, rendent d'autant plus difficiles la tâche de calcul de bilan global morpho-sédimentaire.

C'est donc avec des incertitudes, certes, mais avec le plus d'informations possibles (mesures *in situ*, observations de terrain), que la figure 6.19 présente une synthèse de ces variations d'évolution de taux de sédimentation selon les zones de la plate-forme et de la plage enregistrées durant notre étude. Ainsi la **variabilité spatiale des valeurs d'accrétion** apparaît nettement en figure 6.19 et démontre la **complexité du comportement global** du secteur. Chaque zone de la zone intertidale interfère sur les autres, le domaine subtidal influe également sur cette variabilité pour l'interface bas-estran, quant à l'interface haute : haut de plage/ dune et trait de côte, sa disparité et son évolution distincte d'un point à un autre complique à son tour la compréhension totale des **nombreuses imbrications** que constituent cet ensemble côtier.

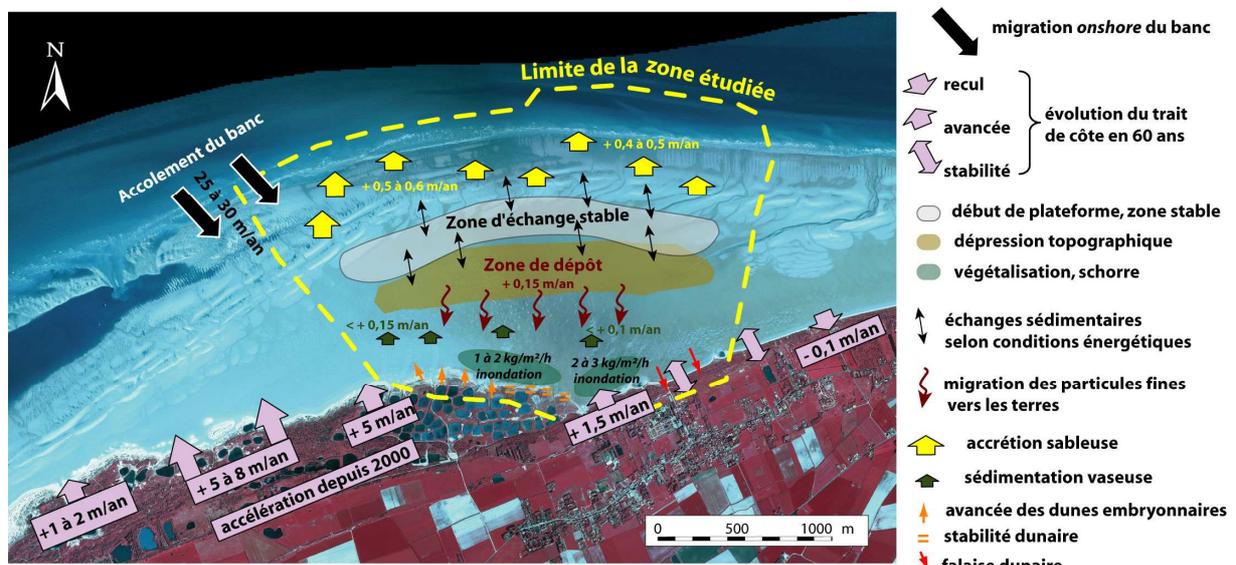


Figure 6.19 : Synthèse morpho-sédimentaire du secteur d'étude, variation des taux de sédimentation et d'accrétion dans l'espace, comportement spatial de la plate-forme des Hemmes de Marck.

Une dynamique d'accrétion sableuse est mesurée, plutôt sur la plage (+ 45 t/an), mais également dans la progression des dunes embryonnaires en haut de la plate-forme et plutôt vaseuse dans le centre et le haut de la plate-forme. La spatialisation des zones d'intérêts du fonctionnement morpho-sédimentaire (Fig. 6.19 et 6.20) démontre une organisation transversale de la dynamique globale avec une zone d'apport en bas de plage, une zone d'échange en début de plate-forme, une zone préférentielle de dépôts fins au cœur de la dépression centrale de la plate-forme (+ 4 à 5 t/an) et enfin, une zone de stockage à moyen et long terme et de végétalisation de plus en plus pérenne, au niveau de la vasière, actuellement phase d'agrandissement (vasière +20 t/an).

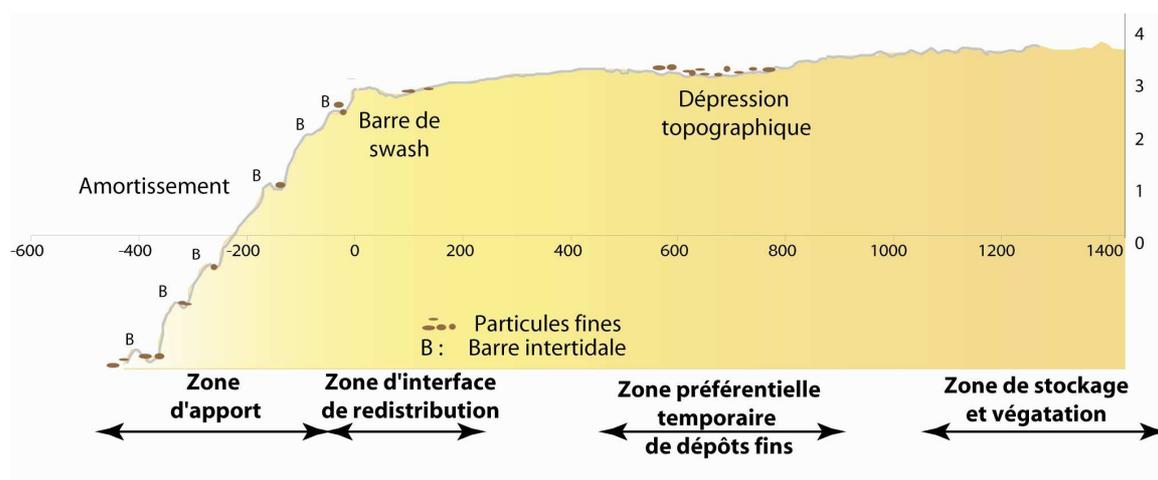


Figure 6.20 : Coupe transversale schématique du profil intertidal : spatialisation et fonctionnement morpho-sédimentaire de chaque zone d'intérêt.

A l'aide de cette synthèse et des nombreuses mesures et observation de terrain, nous avons pu déterminer également l'altitude limite de dépôts vaseux, ici identifiée à près de 3,23 m IGN 69. Entre mars 2007 et janvier 2009 cette limite de dépôts vaseux a progressé de 110 m vers la mer, montrant la tendance générale d'augmentation de l'accrétion et surtout de la sédimentation vaseuse en haut de la plate-forme.

La limite de début de végétalisation correspond à la zone de colonisation des salicornes. Cette limite est également déterminée comme étant proche de l'altitude de 3,55 m IGN 69, celle de la limite de fixation de la végétalisation est proche de 4 à 4,1 m IGN69.

Ces deux altitudes, sont des notions particulièrement importantes, notamment pour les aménageurs, pour la gestion des milieux côtiers et pour éventuellement comparer ces limites avec d'autres sites ressemblants afin de montrer les similarités de comportement ou au contraire les disparités régionales.

Bonnot Courtois *et al.* (2002) déterminent au Mont Saint Michel une limite de végétation comprise entre 3,93 et 4,73 m IGN69 très ressemblante aux limites mesurées sur le secteur d'étude. Des similitudes de comportement sont retrouvées logiquement sur divers sites en lien avec les hauteurs de niveaux d'eau.

3.3. BILAN DE L'ETUDE

Au-delà de l'intérêt de la compréhension du fonctionnement morpho-sédimentaire du secteur étudié, il semble particulièrement intéressant avant de dresser le bilan de notre suivi, d'élargir cette étude, focalisée sur un estran dissipatif, afin de comparer ce comportement avec d'autres sites régionaux ou mondiaux à fonctionnement similaire.

3.3.1.. COMPARAISON AVEC D'AUTRES DOMAINES DISSIPATIFS

Régionalement ou mondialement, ce type de comportement dissipatif peut être comparé avec différents types de systèmes morphologiques côtiers :

- **les autres plages à barres à fort marnage** de la région sont classées, comment étant des plages dissipatives intermédiaires, *ridge en runnel* selon la classification de [Wright et Short \(1984\)](#). [Masselink et al. \(2006\)](#) proposent une nouvelle classification pour ces plages nommées *low amplitude ridges*.

Dans le cas du secteur d'étude, la convexité du profil, les pentes très faibles de la plate-forme et la présence de particules fines (mauvais drainage) induisent un changement dans l'hydrodynamisme et la morphologie. Ce site est donc différent des plages de la région. On utilise le terme de plages ultra-dissipatives avec une partie haute classée comme étant *sand wave*. Contrairement aux conditions attribuées par [Masselink et al. \(2006\)](#), la valeur du RTR de ce secteur est inférieure à 15 (marnage relatif, égale au ratio entre le marnage et les hauteurs de vagues au déferlement) et fait pourtant partie de ce type de plage *sand wave*.

- **les plages de basses énergies** dans le monde présentent de multiples types de profils topographiques transversaux (exponentiel, segmenté, concave ou convexe curvilinéaire), mais dans l'ensemble, sont souvent exposées à un fetch limité et présentent des pentes de plages faibles ([Goodfellow et Stephenson, 2005](#) ; [Travers, 2007](#)) tout comme le site d'étude. [Jackson et al. \(2002\)](#) attirent l'attention sur la nécessité de mieux identifier la contribution relative des fluctuations de la marée et de celle concernant le niveau d'eau sur ce type de pente (excursion tidale très rapide) tout en évaluant les seuils limites entraînant des changements morphologiques. C'est donc en précisant la compréhension de la dynamique de ce type de plage que celle de notre site sera également améliorée.

- **les mangroves** ([Mazda et al., 1997](#) ; [Massel et al., 1999](#)) ou **estran vaseux à mangroves**, par exemple le Delta du fleuve rouge (Viet Nam) présentent des similarités de comportement ([Wu et al., 2001](#) ; [Quartel et al. 2007](#),) d'amortissement, avec néanmoins souvent un rôle différent du fait de la dominance des sédiments vaseux et de la présence de végétation qui interviennent et dissipent d'autant plus de façon complémentaire l'énergie des vagues.

- **les mudflat** ([Cooper, 2005](#)), **vasières** ([Silva Jacinto, 2001](#)) ou encore **les marais** ([Möller et Spencer, 2002](#)) évoluent de manières similaires au secteur d'étude, sous le contrôle de la marée associée à des évènements soudains à court terme (houles de tempête érosive, dépôts

de crue). A plus long terme, ces sites sont par contre souvent modulés par des variations saisonnières liées pour la plupart au débit fluvial de l'estuaire qui leur est associé.

- sur différents types d'estran, (plages, vasières, marais...) le **rôle de la végétation** pour l'amortissement de l'énergie des vagues et courants (Kobayashi *et al.*, 1993) est essentiel pour accentuer l'amortissement des énergies reçues (chap. 4). Ces micro-variations de végétalisation (salicorne, spartines...) à l'échelle de la dynamique locale font varier localement les frottements sur le fond (Black et Paterson, 1997, Lesourd, 2000 ; Aberle *et al.*, 2004 ; Deloffre *et al.*, 2005, 2006) comme sur le site d'étude en haut de plate-forme.

- les **récifs coralliens et récifs barrières** (Brander *et al.*, 2004 ; Sheppard *et al.*, 2005 ; Kench et Brander, 2006) jouent le même rôle d'amortissement que celui de la barre de swash observé sur le site d'étude, à un détail près que ces récifs sont souvent beaucoup plus efficaces. L'énergie des houles souvent plus forte est plus amortie du fait notamment (1) de la largeur du récif (Jeanson, 2009) associée à (2) une plus forte rugosité du corail que les sable et vases

3.3.2. CONCLUSION

Cette étude a permis de réaliser une caractérisation physique (topographique, sédimentologique et hydrodynamique) du milieu choisi, un estran dissipatif, en quantifiant un grand nombre de processus influant sur la dynamique côtière. Au final, ces 3 années de suivi ont donné lieu à l'élaboration d'un modèle de fonctionnement morpho-sédimentaire d'une partie du littoral macrotidal, jusqu'à présent assez peu documenté, et qui représente près de 10 % du linéaire côtier du Nord Pas-de-Calais.

Cette étude scientifique, difficile à mettre en place, de part son caractère pluridisciplinaire, à malgré tout été développée autour d'une approche intégrée, multi-échelles spatio-temporelles (seconde, décennie ; millimètre à kilomètre) dans le but d'améliorer la compréhension des mécanismes du profil côtier.

Au-delà des outils et méthodes de mesures *in situ* utilisées pendant ce travail, la complémentarité de terrain, développée à l'aide de la télédétection, et surtout l'amélioration de la mesure *in situ* par cet outil, est une innovation et sans doute le point fort de cette approche originale.

Ce site atypique du fait de la présence de cette très large plate-forme sableuse, qui rend ce profil de plage particulièrement dissipatif, ultra-dissipatif selon les classifications internationales de Wright et Short, 1984 ; Masselink *et al.*, 2006, ou encore la présence de

dépôts vaseux significatifs dans un milieu ouvert soumis aux houles de tempêtes et surtout sans apports fluviaux, rend certes ce site original, mais aussi particulièrement intéressant.

Enfin, les questionnements quant au fait que ce secteur dit atypique par rapport aux autres sites régionaux rend difficile l'extrapolation des mécanismes côtiers n'est qu'une première impression qu'il faut dépasser.

En effet, il existe ces nombreuses particularités, mais aussi de nombreuses ressemblances. Cet estran reçoit les mêmes énergies (marée, courants, vagues, tempêtes) que les autres secteurs de la région. Il est également caractérisé et dominé par les mêmes processus que les autres estrans et son comportement morphologique suit ceux des autres zones sableuses.

Enfin, la présence de dépôts vaseux n'est, en réalité, pas si exceptionnelle, puisque de nombreuses plages régionales (Dunkerque, Belgique) présentent ces mêmes caractéristiques, notamment dans le fond des bâches en bas de plage.

Il s'agit finalement, d'un **site à morphologie certes atypique mais actuellement au sens large**, qui pourrait cependant **être représentatif de la dynamique morpho-sédimentaire à plus large échelle spatiale et/ou temporelle**.

En d'autres termes, la présence des nombreux bancs tidaux à la côte, qui dans le passé ont déjà été sources de sédiments dans la zone intertidale (accolement à la côte dans la zone de Dunkerque sur les anciennes cartes marines du XVIII^{ème} siècle) pourrait très bien être à nouveau des sources potentielles de sédiments pour le littoral (possibilité de nouvel accolement).

Actuellement peu efficace ou en phase peu active, peut être lié à la présence des aménagements ou à l'artificialisation de la côte à plus large échelle régionale, la compréhension de ce comportement morphologique d'échanges entre le milieu subtidal et intertidal est donc primordial pour la connaissance du système morpho-sédimentaire régional ou l'extrapolation à plus large échelle spatio-temporelle.

Ainsi l'analyse de ce secteur par la compréhension des différents processus est indispensable et pourrait même permettre une meilleure gestion des littoraux.

L'étude de l'évolution morpho-sédimentaire à plus long terme et donc particulièrement intéressante à développer sur ce secteur. C'est ce que nous allons développer dans les divers scénarii possibles d'évolution dans la partie ci-dessous.

4. VERS UNE COMPRÉHENSION ÉVOLUTIVE

Les gains ou les pertes de sédiments sont imprimés dans la morphologie de la plage et de la plate-forme à plus long terme. La morphologie spécifique du site des Hemmes de Marck,

avec son profil concave, sa large plate-forme et ses dunes embryonnaires plus ou moins développées, reflète sans doute un ajustement à méso-échelle (plusieurs années à dizaines d'années).

C'est à échelle plus longue que nous allons tenter de prédire les évolutions morphologiques futures (Fig. 6.21), malgré la grande difficulté de cette estimation, causée par la non-linéarité de l'évolution de ces estrans complexes.

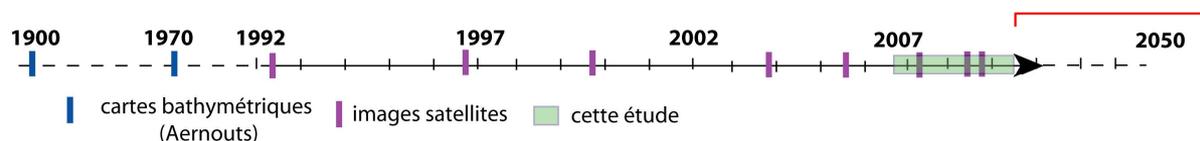


Figure 6.21 : Echelle temporelle d'observation dans le futur.

Avant toute estimation de comportements futurs, il est indispensable de préciser, comme nous l'avons déjà démontré que les tendances actuelles d'évolution, mesurées durant ces 3 dernières années, ne reflètent pas forcément les tendances à venir.

A l'heure actuelle une phase active d'accrétion générale et surtout de dépôts fins est enregistrée sur notre zone d'étude après semble-t-il une phase intense de dépôts à dominante sableuse, comme le montrent les analyses stratigraphiques sur les 4 premiers mètres de profondeur.

Nous avons donc, durant ce travail, déterminé des tendances évolutives d'accrétion, mais aussi montré le rôle des événements sporadiques tempétueux. Ainsi, malgré une accrétion quasi généralisée sur l'ensemble du secteur étudié, il faut noter que nous n'avons enregistré, depuis maintenant près de 2 ans aucune tempête (décennale, centennale...) susceptible d'éroder de façon significative la plate-forme. La potentialité d'associer en plus à cet événement tempétueux un très haut niveau d'eau est certes faible, mais pas impossible. C'est donc ce type d'événement rare qui va conditionner la morphologie globale du site et les tendances futures, avant de retrouver, après un certain temps de nouvelle accrétion, un état d'avant tempête ou même un nouvel équilibre.

De ce fait, en théorie, il est impossible de prévoir l'évolution future à long terme de ce type d'estran côtier à très fortes dynamiques. Néanmoins au vu des résultats des mesures et en fonction de la tendance générale d'accrétion bien établie, nous pouvons tout de même avoir une idée des changements que va subir la plage et la plate-forme des Hemmes de Marck dans les quelques années à venir.

4.1. UNE ÉVOLUTION IDENTIQUE AUX TENDANCES ACTUELLES

Dans le cas d'une continuité des processus actuels, il est possible d'imaginer que le banc continuera à migrer vers la côte (Fig. 6.22), mais que le transfert de sédiments entre la plage et la plate-forme, sera réduit par le comblement de cette dernière. Une compensation se créera, soit par une migration longitudinale de l'ensemble du système en promontoire, vers le nord-est, dans le sens résiduel des courants et de la dérive littorale, soit par un recul transversal en direction des terres du système plage, avec peut être une augmentation de la pente de la plage, en compensation à la poussée de l'apport sédimentaire du banc tidal à la côte.

Comblement et fermeture du haut de la plateforme si continuité de la tendance actuelle

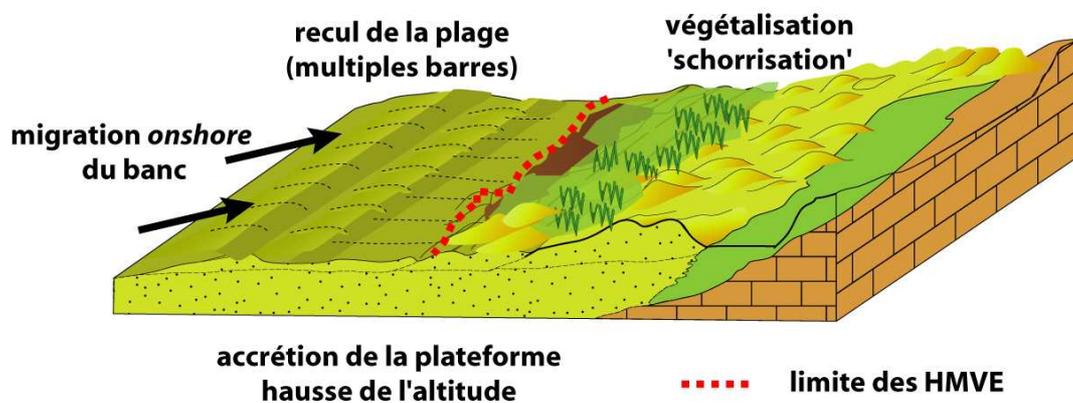


Figure 6.22 : Schéma d'hypothèse d'évolution future pour la plate-forme des Hemmes de Marck si la tendance actuelle de comblement continue.

Parmi ces nombreuses hypothèses, il est possible avec quasi certitude de prévoir un comblement de la plate-forme (Fig. 6.22), avec une hausse progressive de l'altitude, causée par la sédimentation fine, puis pour finir, une fermeture de la partie haute de la plate-forme, qui deviendrait inaccessible à la mer, et donc fortement végétalisée.

4.2. UNE ÉVOLUTION LIÉE À LA HAUSSE DU NIVEAU MARIN RELATIF

Au-delà des futures évolutions générales de la morphologie et de la répartition sédimentaire, des questions se posent quant à l'adaptation ou non de ce système face aux actuels et futurs changements climatiques.

La hausse du niveau marin, causée par le réchauffement climatique, aura forcément des répercussions sur nos côtes. Avec une hausse dans les pires prédictions de l'IPCC annoncée de 18 cm pour 2040 et d'environ 48 cm pour 2100, les côtes basses à sédiments meubles devront faire face à de profondes mutations. En plus de cette hausse, il faudra également tenir

compte de l'augmentation des fréquences et de l'intensité des tempêtes annoncées pour les prochaines années (Zhang *et al.*, 2004 ; IPCC, 2007).

Une augmentation progressive du niveau d'eau créera une adaptation progressive en contre partie. Ainsi, l'hypothèse émise est que, face à des événements agités, ou un niveau d'eau plus élevé plus régulièrement, la dernière barre de swash, à l'interface entre la plage et la plate-forme, reculera certainement, pour amortir davantage l'énergie, de la même manière qu'elle le fait déjà actuellement lors de tempêtes, comme nous l'avons mesuré en mars 2007 (cf. chapitre 4 partie 1.4.3.).

Parallèlement, un recul de la limite des dépôts vaseux et de la végétation sera observé. En conséquence, les mêmes volumes d'apports vaseux se déposeraient sur une plus faible surface, engendrant localement un comblement plus rapide et une hausse de l'altitude en haut de la plate-forme. Ainsi, après quelques temps, le même équilibre qu'actuellement serait retrouvé, à une altitude légèrement supérieure.

Nous pouvons donc imaginer que ce système à multiples interfaces, saura donc progressivement s'adapter à une hausse du niveau marin. Cependant, si une augmentation de la récurrence des hauts niveaux d'eau est enregistrée, associée à de fortes intensités de tempête, l'équilibre actuel existant caractérisé par une accrétion plutôt régulière sur l'ensemble de la zone, malgré quelques événements agités, pourrait être perturbé, et engendrer un changement de morphologie.

Ces hausses d'intensité des tempêtes pourraient également engendrer des changements morphologiques marins, sur les bancs tidaux au large et à l'inverse dans cette hypothèse, provoquer un nouvel apport conséquent (nouvel accollement d'un banc tidal à la côte) à la plage qui permettrait une nouvelle formation de plate-forme sableuse sur le littoral.

4.3. UNE ÉVOLUTION LIÉE AU CYCLE BIDÉCENNAL DE 18,6 ANS

Associé à la hausse du niveau marin par le changement climatique, il ne faut pas non plus négliger, le cycle bidécennal des marées.

Si le phénomène de hausse du niveau des mers, en lien avec le réchauffement climatique, est désormais bien connu, il est pourtant encore difficile de prévoir comment cette hausse se répartira à l'échelle de la planète, tandis que d'autres processus moins étudiés, comme le cycle des marées, semblent contribuer tout autant aux modifications du niveau des mers (Fig. 6.23).

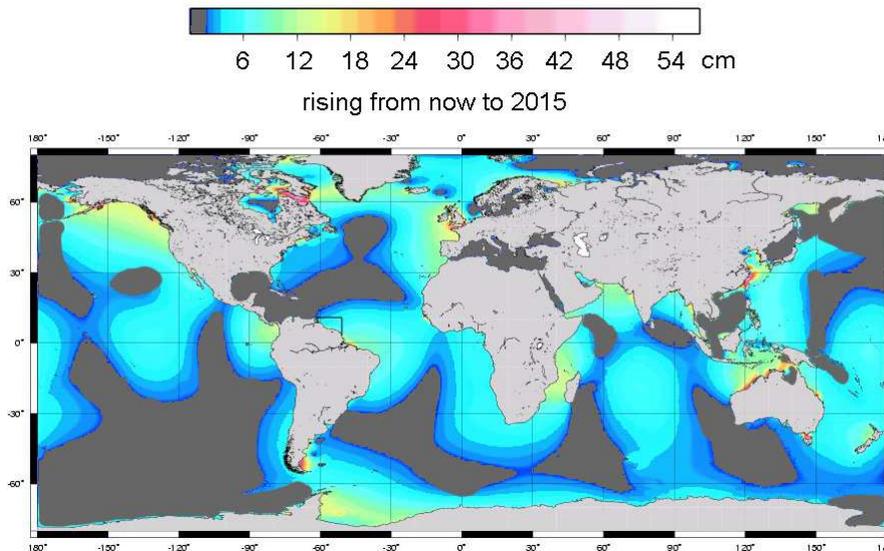


Figure 6.23 : Augmentation, d'ici 2015, du niveau moyen des pleines mers lié au cycle bidécennal des marées. (Gratiot *et al.*, 2008) On note une importante hausse du niveau (18 à 25 cm) en Manche et Mer du Nord.

Il s'agit d'un cycle des marées s'établissant exactement sur 18,6 ans au cours duquel l'amplitude du niveau moyen des pleines mers augmente de 3% par an pendant la première moitié de ce cycle puis diminue de 3% les 9 années suivantes.

Récemment Gratiot *et al.* (2008) ont pu déterminer l'implication de ce phénomène sur la totalité du cycle bidécennal des marées. D'après leur analyse, l'augmentation constatée de 3% de l'amplitude de celles-ci, sur la côte de la Guyane française a provoqué une érosion du littoral de plus de 100 mètres durant les 10 premières années du cycle. La deuxième moitié du cycle, en diminuant l'amplitude de la marée dans les mêmes proportions a ensuite permis une régénération de la mangrove perdue.

Selon l'étude, 75 % de l'augmentation du niveau de la mer de la première décennie seraient directement imputables au cycle des marées. Or, dans cette région, le marnage est relativement faible avec environ 2 mètres d'amplitude.

Dans les zones de fort marnage (notamment sur notre secteur d'étude) par un simple effet de rapport, le cycle bidécennal des marées pourrait provoquer une élévation du niveau des pleines mers de plus de 40 cm (18 à 20 cm liés au changement global et 18 cm liés au cycle montant) en moins de 10 ans (Fig. 6.23), soit vingt cinq fois plus importante que la montée des eaux liée à l'expansion thermique de l'océan consécutive au réchauffement climatique global. Par contre, durant la seconde période du cycle bidécennal (2015-2025), l'influence serait inverse et pourrait alors compenser, en partie, les effets de la montée des eaux consécutive au réchauffement climatique.

La nouvelle relation établie au chapitre 3, équation n° 18, concernant l'atténuation des vagues sur le profil intertidal du secteur d'étude est notablement inférieure aux paramétrisations proposées par Raubenheimer *et al.* (1996), ou Sénéchal *et al.* (2001). Cependant, ce type de plage très dissipative (pente très faible et profil convexe) se comporte différemment des plages plus réfléchives de la mer d'Iroise (D_{50} de 250 à 600 μm , pente de plage plus élevée, et H_s max 1 à 1,5) sur lesquelles la comparaison est effectuée. Régionalement, les plages de la Côte d'Opale sont certes dissipatives, mais moins que ne l'est la plate-forme. Il est cependant difficile de les comparer quantitativement à propos de ces taux de dissipation de l'énergie puisque peu de mesures courantométriques ont été réalisées dans ce but et surtout sur un profil intertidal aussi long.

Cependant, dans l'hypothèse du scénario de hausse du niveau marin de 40 cm (changement global et cycle bidécennal montant), cette augmentation de la profondeur provoquera une diminution de la réfraction de la houle qui se traduira inévitablement par une énergie plus grande sur le littoral.

En conséquence, si localement en plus de la hausse du niveau marin causée par le changement climatique est enregistrée une seconde hausse plus importante, liée au cycle bi-décennal des marées, il est possible de douter de la capacité d'adaptation de la morphologie locale pour contrer la hausse de l'énergie reçue sur la plate-forme.

La hauteur potentielle des vagues peut être toutefois extrapolée avec une hausse de 40 cm, en utilisant les résultats suivants :

- relations entre les hauteurs significatives des vagues, H_s et la profondeur d'eau h , obtenues au chapitre 3,

- au niveau de la plage : $H_s = 0,45h$;

- sur la plate-forme, $H_s = 0,318h$;

- l'équation 17, relation obtenue entre la hauteur relative des vagues γ_s (H_s/h) et la pente de la plage normalisée par la hauteur d'eau et le nombre de vagues (nombre d'onde k) :

$$\gamma_s = 0,133 \beta/kh + 0,16$$

Les résultats sont donnés dans le tableau (Tab. 6.2)

Tableau 6.2 : Conséquence d'une hausse du niveau marin de 0,4 m sur les hauteurs des vagues significatives, les pentes de plage du profil intertidal. Les pentes sont des valeurs moyennes exprimées en degrés.

Scénario avec hausse du niveau marin de + 0,4 m

	Plage	Barre de swash	Plateforme
Hs	+ 21%	+ 29 %	+ 30 %
Pente avant hausse du niveau d'eau	0,79	0,28	0,05
Pente estimée après	0,75 à 0,77	0,24	0,28
Traduction morphologique	plage + dissipative	recul	érosion - dissipatif

Avec ce type de hausse du niveau des mers, les hauteurs significatives des vagues seront plus hautes (entre 20 à 30 % en plus) et de ce fait, la pente locale s'adaptera à ces changements. La pente de la plage dans ces conditions diminuera (β initial de 0,79 devient compris entre 0,77 et 0,75) pour compenser cette hausse de l'énergie. En réduisant sa pente elle redistribuera son stock de sable (400 à 450 m³ par mètre linéaire de plage) en direction du large (soit près de 800 000 m³ sur l'ensemble du secteur).

Pour les même raison, la zone de la barre de swash reculera et s'étalera (initialement large de 70 à 100 m) en direction de la plate-forme (baisse d'environ 5 cm de la crête de la barre) le volume perdu sera localement redistribué certainement en direction de la plage par phénomène de compensation.

Sur la plate-forme, à l'inverse des autres secteurs du profil, face à la diminution de la crête de barre, la plate-forme sera plus souvent inondée (32 % du temps annuel à l'origine à 40 % après la hausse). Ces inondations répétées perturberont les plantes halophiles (Spartine, salicorne, puccinelle maritime...) en augmentant la salinité. Il ressort de ces changements un appauvrissement général du schorre (Verger, 1988, 1999) qui se traduira par une fragilisation du haut de la plate-forme et qui engendrera de l'érosion (Fig. 6.24).

De plus, les hauteurs significatives des vagues augmentant sur la plate-forme (Tab. 6.2), elle sera d'autant plus érodée. Sa pente deviendra plus importante, du même ordre que la zone initiale d'interface.

Ainsi, c'est **tout le système plage et barres de swash qui reculera** et réduira la largeur de la plate-forme pour faire face à cette montée du niveau d'eau. Sans réelles adaptations morphologiques l'ensemble du secteur deviendra dans l'ensemble moins dissipatif (Fig 6.24). Enfin avec de tels changements morphologiques et en incluant l'augmentation de l'inondation de la plate-forme associée à cette hausse du niveau marin, les **quantités de transports sédimentaires** seraient plus importants, passant de 8 millions de t/an initialement à près de **10 millions de t/an**.

Evolution morphologique future en cas de hausse brutale du niveau marin

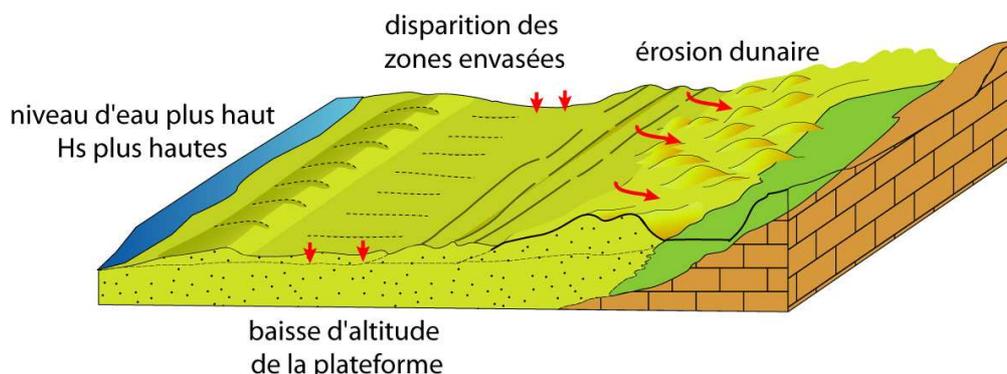


Figure 6.24 : Hypothèse d'évolution future en cas de hausse trop brutale du niveau marin, associée à des événements agités. On observe un recul de la barre de swash et une érosion quasi généralisée du profil intertidal.

Enfin, la hausse prédite de fréquence et d'intensité des tempêtes annoncée (Zhang *et al.*, 2004 ; IPCC, 2007 ; Chaverot *et al.*, 2008 ; Maspataud, en préparation) engendrera de très fortes érosions associées à des niveaux d'eau plus hauts.

Avec un tel scénario, le stock sédimentaire disponible localement, ne serait plus capté à la côte et on devrait peut être faire face à une redistribution régionale et donc moins d'accrétion localement.

4.4. UNE CYCLICITÉ À LONG TERME

Une autre hypothèse d'évolution possible serait l'existence d'une cyclicité temporelle dans la dynamique régionale.

L'analyse des carottes longues nous a démontré cette possibilité, notamment grâce à la présence d'une lamine de vase (5 mm d'épaisseur), à 3,35 m de profondeur et une grande période de dépôts sableux avant l'actuelle sédimentation vaseuse (Fig.4.58).

Actuellement la phase active de dépôts fins, avec des dépôts plus nombreux localement (Fig. 6.25) et qui sédimentent plus

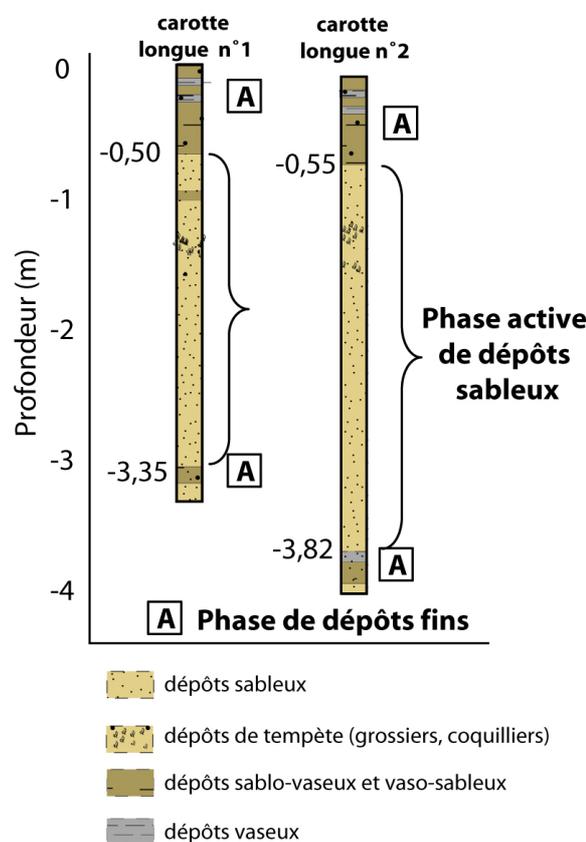


Figure 6.25 : Synthèse des différentes phases de dépôts enregistrés d'après l'analyse des carottes longues.

rapidement, pourrait, avec un tel scénario, progressivement diminuer pour laisser place à une nouvelle phase de dépôts sableux (Fig. 6.25).

Cette double dynamique (sable et vase) pourrait être influencée par des modifications à moyen et long terme, en raison d'un changement de la circulation sédimentaire de MES, régionalement en Manche et Mer du Nord ou à proximité des estuaires picards. Ce sont actuellement les seules sources 'naturelles' importantes en sédiments fins.

Les apports sableux conséquents par périodes et/ou par à-coups, pourraient être liés à la dynamique locale des bancs tidaux, qui selon leur morphologie et évolution spatio-temporelle, faciliteraient ou non les échanges entre le milieu subtidal/intertidal.

Ainsi à la période du début de l'accolement tidal du banc actuellement situé en bas de plage, les transits sédimentaires devaient être intenses et unidirectionnels vers les terres. Ils correspondraient à cette phase active d'apports sableux identifiée dans les carottes, entre la lamine vaseuse en profondeur et les lamines vaseuses actuelles. En considérant que les taux d'accrétion actuels de sables sur la plate-forme sont restés constants au cours du temps et comme ce dépôt sableux mesure près de 3 m entre les 2 dépôts vaseux, un calcul approximatif indique que l'ancienne phase de dépôt fin (correspondant à la lamine) s'est déroulée il y a près de 30 à 60 ans. La possibilité de vérification de cette estimation devrait passer par une comparaison des données de photographies aériennes des années 1950 à 1980. Actuellement il n'existe pas de données précises pour vérifier cette approximation. Il faut également tenir compte de possibles "accidents" qui émettent de la vase tel que, le dragage intensif ou le creusement de nouveaux chenaux à l'époque où l'altitude était inférieure de 3 à 4 m à celle d'aujourd'hui.

CONCLUSION DU CHAPITRE 6

L'ensemble des données récoltées durant 3 années permet une analyse détaillée du fonctionnement complexe de ce profil littoral côtier. Nous avons étudié à partir des différents bilans morpho-sédimentaires intermédiaires l'ensemble des mécanismes qui régissent le profil côtier de l'échelle de la marée au moyen terme.

Ce comportement a également été quantifié pour tous les types de temps significatifs à travers le calcul des différents débits sédimentaires qui façonnent et façonneront la morphologie et la répartition sédimentaire locale. Différents scénarii d'évolutions de la plate-forme ont été abordés en intégrant les futures grandes modifications à échelles spatiales

variables (changement global, hausse du niveau marin, hausse de l'intensité de tempête, rôle du cycle bidécennal, concentration des MES...).

Un dernier phénomène concret qui n'a pas été abordé dans ce chapitre est l'aménagement du futur port de Calais (digue avancée) qui viendra modifier le comportement morpho-sédimentaire du secteur. Cette avancée dans la mer créée par l'homme perturbera les courants marins et entraînera des modifications de l'hydrodynamisme qui se répercutera sur la répartition sédimentaire locale (soit augmentation des particules fines et du sable en lien avec l'activité portuaire, soit une diminution en raison du blocage de la dynamique dominante longitudinale par le port).

CONCLUSION GÉNÉRALE

Au terme de ce travail, nous avons détaillé le comportement morphodynamique et morpho-sédimentaire à différentes échelles spatiales et temporelles de cette zone intertidale caractérisée par un important réservoir sableux (accolement d'un banc tidal à la côte) et une **dynamique sédimentaire intense** et identifiée comme le seul endroit de la côte d'Opale à connaître une progradation significative.

Sur ce type de plage à estran très large (1500 m), à profil convexe et pente très douce, la majeure partie des énergies reçues est amortie par le secteur de la plage, ce qui permet une dynamique importante d'accrétion (+10 000 m³/an). La **disponibilité du stock sédimentaire** provenant **de l'avant côte** (bancs tidaux) favorise d'autant plus cette dynamique positive, modifie l'orientation du trait de côte et explique cette disparité, dans un contexte régional voire mondial (lié à la hausse du niveau marin) de plages généralement en érosion.

La dynamique morpho-sédimentaire du site est principalement régie par l'association des très hauts niveaux d'eau de VE immergeant la plate-forme. Ceux-ci induisent d'autant plus des changements morphologiques et sédimentaires lorsqu'ils sont associés à des perturbations météorologiques.

L'analyse hydro-sédimentaire a permis de mettre en exergue différentes conditions typiques (variations des niveaux d'eau, des conditions météorologiques) que rencontre le profil côtier tout au long de l'année.

L'analyse des mesures hydrodynamiques (analyse des houles et des courants moyens selon les conditions météorologiques) a démontré **une dominance de la composante longitudinale des courants** orientée vers le nord, **liée à la marée** et surtout un **rôle non négligeable des vagues sur le haut de la plate-forme** comparé aux autres plages de la région.

A moyen terme, les marées de ME n'ont logiquement que peu d'influence sur cette morphologie générale du profil. En revanche, les marées mensuelles de VE redessinent régulièrement les contours du secteur en engendrant **10 fois plus de capacité de transit sédimentaire** que lors des ME.

Ce sont cependant, les **événements sporadiques paroxysmaux** (hauts niveaux d'eau et forçages météorologiques) qui **contrôlent l'évolution à plus long terme** malgré une tendance résiduelle de forte accrétion.

Les marées de VE permettent d'importants transits sédimentaires, d'autant plus si elles sont associées simultanément à une tempête d'W ou de N. Ces deux types de cas, assez rares, ont été enregistrés au cours de notre étude (tempête d'W le 17 et de N le 20 mars 2007).

Les **forçages d'W** engendrent une intensification des courants de marée (**vitesses des courants multipliées par 4** en bas de plage et par 2,5 en haut de plate-forme) avec un important courant résiduel, dirigé vers l'E, en réponse au forçage d'W. Les hauteurs restent similaires à celles de VE classiques. La capacité de **transport sédimentaire (multipliée par 7,5** par rapport aux VE) lors de ces marées est exceptionnelle mais **modifie finalement peu la topographie** locale (transit *longshore*).

Les **tempêtes de secteur N, plus rares**, associées à ces mêmes niveaux d'eau, entraînent une augmentation des vitesses des courants (vitesses x 1,5), mais moindre que lors des tempêtes d'W associée à des capacités de transit sédimentaire également amoindries (tout de même **4 fois plus qu'une marée de VE** type). Par contre, la **hauteur des vagues** est multipliée **par 2 en bas de plage** et par **2,5 en haut de plate-forme**, par rapport aux VE. Ce type de temps modifie de façon significative la morphologie du profil en raison d'une **reformation des vagues** sur la PF par le vent (clapot) engendrant une érosion significative, notamment sur les fonds sablo-vaseux à vaseux. Dans ce type de cas, la **morphologie** est **profondément modifiée** (transit *onshore*).

Face à ces différentes conditions, le site présente pourtant une relative stabilité. **L'amortissement de l'énergie** le long du profil, particulièrement sur la barre de swash, et l'accrétion générale du secteur caractérisée par **un important transit sédimentaire** (estimé à **8 millions de tonnes/an**) permettent une plus **rapide résilience** avec un retour aux conditions topographiques et sédimentaires initiales.

Le caractère très **dissipatif** de cet estran sableux, associant un replat sableux puis vaseux, a été décrit et quantifié. L'étude de l'amortissement des houles et des courants par les multiples interfaces a été précisément détaillée (barres intertidales, plage, bas et haut de plate-forme). Cet amortissement induit une **organisation transversale de la dynamique globale**. La réduction progressive des houles et vitesses des courants s'opèrent principalement sur la plage (60 à 80 % de réduction des houles et des vitesses des courants), grâce à sa pente et aux différentes barres sableuses. Cette première partie du profil, constitue une **zone d'apport en sédiments mixtes** (sables et sédiments fins). Dans cette zone, les premiers dépôts de sédiments fins s'observent, préférentiellement aux fonds des bâches. La seconde zone

importante dans la dynamique globale du site est la **zone dite d'interface**, située entre le haut de la plage et le début de la PF au niveau de la barre de swash. C'est sur les 100^{er} mètres après la barre que la quasi-totalité de l'énergie résiduelle est atténuée. Cette zone d'échange ou de **redistribution locale des sédiments** en début de plate-forme joue un rôle tampon face aux évènements météorologiques particulièrement agités et protège la zone arrière, la plate-forme sableuse d'éventuelles érosions.

Sur cette dernière, une nouvelle **zone temporaire de dépôts fins** est localisée au centre d'une dépression topographique. Cette morphologie locale induit, lors de l'inondation mensuelle de la plate-forme, une zone où l'eau stagne en continu et où par décantation, les particules fines peuvent se déposer. Enfin la vasière intertidale caractérise cette organisation transversale de la dynamique globale du secteur, il s'agit d'une **zone de stockage à long terme en phase d'extension**, caractérisée par une végétalisation rapide de plus en plus pérenne en remontant vers le haut de la plate-forme. La **dune** est le dernier secteur supratidal de **stockage à long terme**.

Le schorre en extension, à l'avant du système dunaire, segmente la déflation éolienne et diminue l'alimentation du cordon dunaire, malgré un fetch éolien très important sur toute la largeur de la plate-forme. Cette dynamique explique les différences de comportements des massifs dunaires du secteur :

- **secteur W du Fort Vert** en nette progradation (**surface multipliée par 9 depuis 1949**)
- **secteur E stable**, mais avec création d'une falaise dunaire en arrière du schorre.

Compte tenu de la complexité, de l'hétérogénéité et de la très forte dynamique dans le temps et dans l'espace de cet environnement côtier, la télédétection en complément des approches de terrain a également été utilisée. Nous avons précisé au cours de ce travail, les **capacités et limites de la télédétection HR**. A l'heure actuelle, avec des satellites tels que SPOT et FORMOSAT, il est possible de **discriminer** la répartition spatiale de nombreuses formes et types de sédiments côtiers tels que les **dunes embryonnaires** à sable sec, le **sable de plage**, les **contours des barres intertidales** et les zones sablo-vaseuses à vaseuses avec plus ou moins de précisions. Les variations d'humidité dans les sédiments représentent la principale source de confusion dans la discrimination des surfaces sédimentaires. La question du coût de ce type d'approche a également été abordée mais celui-ci devient relatif compte tenu de l'intérêt que cette méthode peut apporter. Pour améliorer la compréhension de la dynamique des milieux côtiers à plus grande échelle spatiale et renouveler périodiquement ces observations, la télédétection est donc nécessaire aujourd'hui et le deviendra certainement

encore plus dans l'avenir (meilleure résolution, hyperspectral satellitaire...). Cependant cette approche ne remplacera jamais les mesures précises de terrain. Ces milieux à très fortes dynamiques spatio-temporelles sont, de par leur fonctionnement, difficiles à mesurer uniquement depuis l'espace (image à un instant t différent de la réalité mobile dans le temps et l'espace), même avec les meilleures résolutions spectrales, spatiales et temporelles. Ces **informations issues du spatial** sont surtout **complémentaires à l'étude *in situ***.

Au terme de cette étude, les résultats acquis montrent toute la complexité de ce type de plage où l'influence de la marée se conjugue à celle de la houle et du vent. C'est donc actuellement cette organisation transversale qui permet la sédimentation fine sur ce milieu ouvert soumis régulièrement à des houles de tempêtes. Dans l'avenir, la hausse probable du niveau marin devrait perturber cet équilibre actuel et modifier le comportement global du profil intertidal.

La question concernant **la ou les origines des sources actuelles des MES** reste encore à élucider, cependant, les résultats stratigraphiques tendent à prouver l'existence d'une source unique actuelle différente d'une source unique ancienne. Le fait d'observer un envasement sur notre zone d'étude peut être tout simplement lié à la morphologie du site et à son caractère dissipatif propice, en ce moment, à la sédimentation fine ; ce fait n'impliquerait pas de notion de quantité de matériel sédimentaire fin disponible en Manche. Cependant l'hypothèse d'une augmentation du stock de MES en Manche n'est pas à exclure. Cette augmentation serait à imputer aux aménagements côtiers, qu'ils soient liés à la construction de digues et aux nécessaires dragages d'entretien associés, mais aussi, à la modification morphologiques des embouchures, responsable par exemple du **comblement des estuaires proches**. Ces derniers expulsent du matériel sédimentaire en crue, qu'ils soient modestes (comme le Wimereux) ou plus importants (comme la Seine). Ces estuaires restent la principale source de MES en Manche et sont à l'origine de transfert de particules fines en aval de la dérive.

A l'issue de ce travail, il apparaît clair que les nombreuses méthodologies employées ont permis de définir et préciser les comportements des plages ultra-dissipatives (*sandflat*) encore négligées dans la littérature scientifique. Nous avons détaillé les comportements et la dynamique morpho-sédimentaire d'un littoral en accrétion sur une côte en régime hydrodynamique dominé par la marée et en absence d'apport provenant du continent.

Il apparaît également au terme de ce travail que la multiplicité des échelles de temps et d'espace abordée dans cette étude s'avère être la clé de la compréhension des processus sédimentaires actuels.

Ce type d'étude est donc particulièrement nécessaire pour l'amélioration de la compréhension des mécanismes de milieux littoraux et fournit des outils de prévision fiables pour la gestion intégrée de ceux-ci. Ces côtes basses sableuses devront faire face dans l'avenir à de profondes mutations dans le contexte actuel de changement global.

PERSPECTIVES

Malgré les nombreuses mesures réalisées durant ce travail, l'identification et la quantification des mécanismes influant sur le profil côtier doit être poursuivi. Les questions de budget sédimentaire, les relations avec les littoraux adjacents (notion de cellule sédimentaire) ou même d'interface avec l'avant-côte et de façon plus générale les évolutions à hyper échelle (1-10 km et 1 à 100 ans) sont des thématiques de recherche qui doivent être prioritaires pour ce type de site.

Des mesures bathymétriques, sismiques, sonar et hydrodynamiques à l'avant côte en subtidal, apporteront des précisions sur la transition du domaine intertidal et du domaine marin plus profond (Le Bot, 1999) et détermineront le rôle des bancs sur l'énergie reçue et transmise à la côte. Des mesures de suivi topographique de la zone à l'extrême ouest du secteur pourraient être envisagées et renouvelées régulièrement, afin de suivre les vitesses d'accolement du banc tidal à la côte. Par extrapolation, la valeur de cette migration permettrait d'estimer l'évolution morphologique générale du trait de côte, à plus long terme.

Les mesures minéralogiques sont une des perspectives les plus intéressantes sans doute à développer, grâce à la multiplicité de prélèvements sur tout le continuum Manche, l'origine des dépôts fins et leur quantification pourraient alors être précisées.

Concernant la télédétection, il serait particulièrement intéressant de comparer différents capteurs THR et hyperspectraux et d'étudier leur complémentarité (forme du signal). Actuellement en hyperspectrale, des tests de cartographie sédimentaire du grain moyen sont effectués avec plus ou moins de succès. Ces estimations permettront d'ici peu de temps d'améliorer les modélisations des paramètres hydrodynamiques potentiels (calcul de transport sédimentaire potentiel à partir des images).

Enfin l'utilisation des données récoltées lors de cette étude ainsi que le développement d'une méthodologie satellitaire permettront dans l'avenir des extrapolations de la dynamique morpho-sédimentaire à plus large échelle régionale.

Références bibliographiques

- Aagaard, T., 1990. Infragravity waves and nearshore bars in protected, storm dominated coastal environments. *Marine Geology*, 94, 181-203.
- Aagaard, T., Davidson-Arnott, R., Greenwood, B., Nielsen, J., 2004. Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology*, 60, 205-224.
- Aagaard, T., Nielsen, J., Davidson-Arnott, R., Greenwood, B., Nielsen, N., 1998b. Coastal morphodynamics at Skallingen, SW Denmark: high energy conditions. *Danish Journal of Geography*, 98, 20-30.
- Aagaard, T., Nielsen, J., Greenwood, B., 1998a. Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate- state beach. *Marine Geology*, 148, 203-225.
- Aagaard, T., Kerry, P., Black, K.P., Greenwood, B., 2002. Cross-shore suspended sediment transport in the surf zone : a field-based parameterization. *Marine Geology*, 185, 283-302.
- Aberle, J., Nikora, V., Walters, R., 2004. Effects of bed material properties on cohesive sediment erosion. *Marine Geology*, 207, 83-93.
- Aernouts, D. et Héquette, A., 2005. L'évolution du rivage et des petits-fonds en Baie de Wissant pendant le XX^e siècle, Pas-de-Calais, France. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 1, 49-64.
- 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, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque 195 p.
- Amos, C.L., 1995. Siliciclastic tidal-flats. In: Perillo, G.M.E. (Ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries, Developments in Sedimentology*, vol. 53. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 273-306.
- Amos, C.L., Van Wagoner, N.A., Daborn, G.R., 1988. The influence of subaerial exposure on the bulk properties of fine-grained intertidal sediment from Minas Basin, Bay of Fundy, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 27, 1-13.
- Andersen T.J. and Pejrup M., 2001. Suspended sediment transport on a temperate, microtidal mudflat, the Danish Wadden Sea. *Marine Geology*, 173, 69-85.
- Andersen, O. H., Fredsoe, J., 1983. *Transport of suspended sediment along the coast*. Report Progress report n°59, Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering, ISVA, Technical University of Denmark, 33-46.
- Anthony, E.J. 2009 Shore Processes and their Palaeoenvironmental Applications. *Developments in Marine Geology*, 4, 519 p.
- Anthony E.J., 2005. Wave- and tide-dominated coasts. In: Schwarz M.L. (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*, Springer, Dordrecht, 1046-1049.
- Anthony, E., J., Vanhée, S., Ruz, M-H., 2006. Short-term beach-dune sand on the north sea coast of France : sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch, *Geomorphology*, 81, 316-329.
- Anthony, E.J., Héquette, A., 2007. The grain size characterisation of coastal sand from the Somme estuary to Belgium: sediment segregation processes and sources consideration. *Sedimentary Geology*, 202, 369-382.
- Anthony, E.J., 2000. Marine sand supply and Holocene coastal sedimentation in northern France between the Seine estuary and Belgium. In: *Coastal and Estuarine Environments – Sedimentology, Geomorphology and Geoarcheology*, Pye, K., Allens, J.R.L. (eds), Special Publications of the Geological Society of London, 175, 87-97.
- Anthony, E.J., 2002. Long term marine bedload segregation, and sandy versus gravelly Holocene shorelines in the eastern English Channel. *Marine Geology*, 187, 221-234.

- Anthony, E.J., Dolique, F., Reichmüth, B., 2003. La cellule sédimentaire : application à une plage mégatidale mixte de galets et de sables. *Actes du 27e colloque de l'Union des Océanologues de France*.
- Anthony, E.J., et Orford, J., 2002. Between wave- and tide-dominated coasts : the middle ground revisited. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 36, 8-15.
- Anthony, E.J., Levoy, F. et Monfort, O., 2004. Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. *Marine Geology*, 208, 73-100.
- Anthony, E.J., Levoy, F., Monfort, O., Degryse-Kulkarni, C., 2005. Short-term intertidal bar mobility on a ridge-and-runnel beach, Merlimont, Northern France. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 81-93.
- Anthony, E.J., Vanhée, S., Ruz, M.H., 2007a. Embryo dune development on a large actively accreting macrotidal beach: Calais, North Sea coast of France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 631-636.
- Arens, S.M., 1994. *Aeolian processes in the Dutch foredunes*. Thèse de Doctorat, Université d'Amsterdam., 150 p.
- Arens, S.M., 1996. Rates of aeolian transport on a beach in a temperate humid climate. *Geomorphology*, 17, 3-18.
- Aubry, A., Ruz, M.H., 2008. Influences des épis sur la morphodynamique d'une plage à barres et à bâches, nord de la France. *Zeitschrift für Geomorphology*, 52, 3, 145-166.
- Aubry, A., Fournier, J., Gardel, A., Lesourd, S., Dubuisson, P. 2007. Caractérisation des processus et bilans morpho-sédimentaire d'un littoral macrotidal en accréation du Nord Pas de Calais : Etats des lieux et premiers résultats. *XIème Congrès International de l'ASF (Association des Sédimentologues de France)*, Caen, France.
- Aubry, A., Gardel, A., Lesourd, S., Dubuisson, P., (en préparation) Amélioration de la modélisation numérique de terrain sur un estran intertidal par l'apport de la télédétection spatiale : la méthode Shoreline Detection Method.
- Aubry, A., Lesourd, S., Gardel, A., Dubuisson, P., Jeanson, M., 2009. Sediment textural variability and mud storage on a large accreting sand flat in a macrotidal, storm-wave setting: the North Sea coast of France. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 56, 163-167.
- Augris, C., Clabaut, P., Vicaire, O., 1990. *Le domaine marin du Nord Pas-de-Calais. Nature, morphologie et mobilité des fonds*. IFREMER, 96 p.
- Augris, C., Clabaut, P., Tessier, B., 1995. *Le domaine marin côtier du Nord Pas-de-Calais : Carte des formations superficielles au 1 :100.000*. IFREMER/Région Nord Pas-de-Calais/Université de Lille I.
- Augustinus, P.G.E.F., 1980. Actual development of the chenier coast of Suriname (South America). *Sedimentary Geology*, 26, 91-113.
- Bagnold, R.A., 1938. The measurement of sand storms. *Proceedings of the Royal Society of London*, Series A, 167, 282-291.
- Bagnold, R.A., 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. Chapman and Hall (Ed.), London, 265 p.
- Bartholdy, J., Følving, S., 1986. Sediment classification and surface type mapping in the Danish Wadden Sea by remote sensing. *Netherlands Journal of Sea Research*, 20, 337-345.
- Battiau-Queney, Y., Fauchois, J., Deboudt, P., Lanoy-Ratel, P., 2000. Beach-dune systems in a macrotidal environment along the northern French coast. *Journal of Coastal Research*, Proceedings of the ICS 2000, Nouvelle Zélande, 580-592.
- Bauer, B.O., Davidson-Arnott, R.G.D., 2002. A general framework for modeling sediment supply to coastal dunes including wind angle, beach geometry, and fetch effects. *Geomorphology*, 49, 89-108.
- Bauer, B.O., Davidson-Arnott, R.G.D., Nordstrom, K.F., Ollerhead, J., Jackson, N.L., 1996. Indeterminacy in aeolian sediment transport across beaches. *Journal of Coastal Research*, 12, 641-653.

- Bauer, B.O., Sherman, D.J., Nordstrom, K.F., Gares, P.A., 1990. Aeolian transport measurements and direction across a beach and dune at Castroville, California. *In: Nordstrom, K.F., Psuty, N.P., Carter, R.W.G. (Eds.), Coastal Dunes, Form and Process*. Wiley, New York, 39-55
- Beck, C., Clabaut, P., Dewez, S., Vicaire, O., Chamley, H., Augris, C., Hoslin, R., Caillot, A., 1991. Sand bodies and sand transport paths at the English Channel-North Sea border : morphology, dynamics and radioactive tracing. *Oceanologica Acta*, 11, 111-121.
- Bellin J.N. 1764 Carte marine de Calais
- Belly, P.Y. 1964. Sand movement by wind. *US Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Technical Memorandum*, 1, 38 p.
- Belsher, T. 1990. Apport du satellite SPOT à la cartographie des végétaux marins. *Bulletin de l'Institut Océanographique de Monaco*, spécial 6, 61-69.
- Belsher, T., 1985. Télédétection des végétaux marins du phytobenthos du littoral français : l'archipel des îles Chausey. *Photo-Interprétation*, 1985-5, 1, 1-7.
- Benmoussa, H., Viollier, M., Belsher, T., 1989. Télédétection des algues macrophytes de l'Archipel de Molène (France). Radiométrie de terrain et application aux données du satellite SPOT. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 1, 53-69.
- Bertier, J., 2002. *Etude de la circulation hydrodynamique et de son influence sur la morphologie de l'estran d'une plage macrotidale : La plage du Clipon (Nord-Ps-de-Calais)*. Mémoire de D.E.A., Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque.
- Black K.S. et Paterson, D.M., 1997. Measurement of the erosion potential of cohesive marine sediments: a review of current in situ technology. *Journal of Marine Environmental Engineering*, 4, 43-83.
- Bock M.J. et Miller D.C., 1995. Storm effects on particulate food resources on a intertidal sandflat. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 187, 81-101.
- Bohling, B., 2008. Measurements of threshold values for incipient motion of sediment particles with two different erosion devices, *Journal of Marine Systems*. Doi: 10.1016/j.jmarsys.2007.01.014
- Bonnefille, R., Lepetit, J. P., Graf, M., Leroy, J., 1971. *Nouvel avant port de Dunkerque. Mesures en nature*. Rapport d'étude du Laboratoire National d'Hydraulique.
- Bonnot Courtois C., 2002. Mesures in situ de la sédimentation au front des schorres aux abords du Mont Saint Michel. *VIIème Journée Nationale Génie Civil-Génie Côtier*, Anglet, France, 2002.
- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80, 139-150.
- Brander, R.W., Kench, P.S., Hart, D., 2004. Spatial and temporal variations in wave characteristics across a reef platform, Warraber Island, Torres Strait, Australia. *Marine Geology*, 207, 169-184.
- Bretel, P., 2003. *Processus éoliens et morphodynamique dunaire sur les côtes bas-normandes*. Thèse de doctorat de l'Université de Caen, 312 p.
- Bretel, P., Levoy, F., 2002. Quantification théorique des transports éoliens en milieu littoral à court terme: les limites pour une intégration à moyen terme. *VIIème Journées Nationales Génies Civil – Génie Côtier*, Anglet, France, 213-220.
- Bridges, P. H., Leeder, M. R., 1976, Sedimentary model for intertidal mudflat channels, with examples from the Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, 23, 533-552.
- Caloz, R., Collet, C., 2001. *Précis de télédétection - Volume 3 - Traitements numériques d'images de télédétection*. Paris, 386 p.
- Calvo, S., Ciraolo, G., La Loggia, G. 2003. Monitoring *Posidonia oceanica* meadows in a Mediterranean coastal lagoon (Stagnone, Italy) by means of neural network and ISODATA classification methods. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 2703-2716.

- Carling, P.A., 1982. Temporal and spatial variation in intertidal sedimentation rates. *Sedimentology*, 29, 17-23.
- Chang, T.S., Bartholoma, A., Flemming, B.W., 2006. Seasonal dynamics of fine-grained sediments in a back-barrier tidal basin of the German Wadden Sea (Southern North Sea). *Journal of Coastal Research*, 22, 328-338.
- Chapell, J., Eliot, I.G., 1979. Surf-beach dynamics in time and space - An Australian case study, and elements of a predictive model. *Marine Geology*, 31, 231-250.
- Charman, R., 2004. The use of shore-based sediment traps (Booner tubes) in estuarine waters: an example from the Ouse estuary, east Sussex, UK. *Proceedings International Workshop HWK- From Particle Size to Sediment Dynamics*, Delmenhorst 15-18 April 2004, Book of abstract, 36-38.
- Chauhan, P.P.S., 2000. Bedform association on a ridge and runnel foreshore: implications for the hydrography of a macrotidal estuarine beach. *Journal of Coastal Research*, 16, 1011-1021.
- Chauvaud S., Bouchon C., Manière R., 2001. Cartographie des biocénoses marines de Guadeloupe à partir de données SPOT (récifs coralliens, phanérogames marines, mangroves). *Oceanologica Acta*, 24, 3-16.
- Chaverot, S., 2006. *Impact des variations récentes des conditions météo-marines sur les littoraux meubles du Nord-Pas-de-Calais*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 266 p.
- Chaverot, S., Héquette, A., Cohen, O., 2008. Changes in storminess and shoreline evolution along the northern coast of France during the second half of the 20th century. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52, 3, 1-20.
- Clabaut, P., 1991. *Analyse des observations de houle au large de Dunkerque*. Rapport d'étude, Cabinet de Géologie littorale et marine, 8 p.
- Clique, P.M., Lepetit, J.M., 1986. *Catalogue sédimentologique des côtes de France. Côtes de la mer du Nord et de la Manche, partie A : de la frontière Belge à la baie de Somme*. Etudes et recherches d'Electricité de France. LNH-CHF, 133 p.
- Cohen, O., Vanhée, S., Aernouts, D., Marquet, A., Paxion, K., 2000. La dynamique sédimentaire du site de Calais-Hoverport : progression du rivage et accumulation dunaire. *Actes du Colloque Espaces Littoraux en mutation*, Géodal EA 3599, Dunkerque, 7-12.
- Collins, J.I., 1976. Wave modeling and hydrodynamics. In: Davis, R., Ethington, R.L. (Eds.), *Beach and Nearshore Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK, 54-68.
- Collins, M.B., Ke, X., Gao, S., 1998. Tidally-induced flow structure over intertidal flats, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46, 233-250.
- Cooper, N.J., 2005. Wave dissipation across intertidal surfaces in the Wash Tidal Inlet, Eastern England. *Journal of Coastal Research*, 21, 1, 28-40.
- Corbau, C., 1995. *Dynamique sédimentaire en domaine macrotidal : exemple du littoral du Nord de la France (Dunkerque)*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille, 223 p.
- Cosandey, C. & Robinson, M., 2000. *L'hydrologie continentale*. Collection U Géographie, Armand Colin, 360 p.
- Cotonnec, A., Gouéry, P., Mokrani, M., Fournier, F., Anselme, B., Dréau, A., Dubreuil, V., Panizza, A.C., Talec, P. 2005. Utilisation de données SPOT5 pour la cartographie des habitats benthiques littoraux. Application à l'archipel des îles Chausey (Golfe normand-breton, France). *Norvis* : [En ligne], 196 : 2005/3.
- Courault, D., Girard, M.C., Escadafal, R., 1988. Modélisation de la couleur des sols par télédétection. In Guyenne T.D., Hunt J.J., (réd.), *Actes du 4e Symposium international « Mesures physiques et signatures en télédétection »*, Aussois (France), 18-22 janvier 1988, Publication ESA SP-287, European Space Agency, Noordwijk, 357-362.
- Curry, D., 1989. The rock floor of the English Channel and its significance for the interpretation of marine unconformities. *Proceedings of the Geological Association*, London, 100, 339-352.

- Dalrymple, R. W., Knight, R. J., Middleton, G. V., 1975. Intertidal sand bars in Cobequid Bay (Bay of Fundy). *In: Cronin, L.E., (ed.), Estuarine Research, Vol. 2, Academic, New York, 293-307.*
- Dalrymple, R.W., 1992. Tidal Depositional Systems. *In: R.G., Walker, P.N., James, (Eds), Facies Models, response to sea-level change, 195-218.*
- Dashtgard, S.E., Gingras, M.K., Butler, K.E., 2006. Sedimentology and stratigraphy of a transgressive, muddy gravel beach: Waterside Beach, Bay of Fundy, Canada. *Sedimentology, 53, 279-296.*
- Davis, R.A.J, Fox, W.T., Hayes, M.O., Boothroyd, J.C., 1972. Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments. *Journal of Sedimentary Petrology, 2, 413-421.*
- Davis, R.A.J., Balson, P.S., 1992. Stratigraphy of a North Sea tidal sand ridge. *Journal of Sedimentary Petrology, 62, 116-121.*
- De Boer, W.F., Prins, H.H.T., 2002. Community structure of a tropical intertidal mudflat under human exploitation. *ICES Journal of Marine Science, 59, 1237-1247.*
- De Moor, G., 2002. Evaluation de la morphodynamique sous-marine en Mer du Nord méridionale au cours de la période 1985-1995. *Géomorphologie, relief, processus, environnement, 2, 135-150.*
- Degryse-Kulkarni, C. Levoy, F., Ruessink, G., 2001. Influence des vagues infragravitaires sur la morphodynamique de la zone de swash. *Revue Française de Génie Civil, 5-7, 959-972.*
- Dehouck, A., 2006. *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne, 267 p.
- Dehouck, A., Dupuis, H., Sénéchal, N., 2008. Courant induits et dissipation de l'énergie des vagues sur les plages macrotidales de la mer d'Iroise, *European Journal of Environmental and Civil Engineering, 12, 105-116.*
- Dehouck, A., Martiny, N., Froidefond, J.M., Sénéchal, N., Lafon, V., Bujan S., 2008. In-water reflectance spectra measured on-board a jet ski across a complexe nearshore zone of case-2 waters during the ECORS experiment. *Proceeding of Ocean Optics XIX, 6-10 october 2008, Barga (Italy), 8 p.*
- Deloffre, J., 2005. *La sédimentation fine sur les vasières intertidales en estuaires macrotidaux : Processus, quantification et modélisation de l'échelle semi-diurne à l'échelle annuelle*. Thèse de Doctorat, Université de Rouen, 235 p.
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Verney, R., Guézennec, L., 2005. Sedimentary processes on a fluvial estuarine mudflat. The macrotidal Seine example (France). *Estuarine and Coastal Shelf Science, 64, 710-720.*
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Verney, R., Lesourd, S., Cuvilliez, A., Taylor, J., 2006. Controlling factors of rhythmic sedimentation processes on an intertidal estuarine mudflat – rôle of the turbidity maximum in the macrotidal Seine estuary, France. *Marine Geology, 235, 151-164.*
- Deloffre, J., Verney, R., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Cundy, A.B., 2007. Sedimentary on intertidal mudflats in the lower part of macrotidal estuaries: sedimentation rhythms and their preservation. *Marine Geology, 241, 19-32.*
- Denys, L., Baeteman, C., 1995. Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium-a first assessment. *Marine Geology, 124, 1-19.*
- Deronde, B., Kempeneers, P., Forster, R.M. 2006. Imaging spectroscopy as a tool to study sediment characteristics on a tidal sandbank in the Westerschelde. *Estuarine, Coastal and Shelf Science, 69, 580-590.*
- Desmazes, F., 2005. *Caractérisation des barres sableuses d'une plage de la côte aquitaine. Exemple de la plage du Truc Vert*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, 292 p.
- Detle, H.H., Peters, K., Spingat, F., 1996. About rip currents at a mesotidal coast. *Proceedings Coastal Dynamics '95, ASCE, Gdansk, Poland, 477-488.*
- Dewez, S., 1988. *Sédimentation et dynamique en Manche Orientale (de la baie d'Authie au Cap d'Aprech)*. Thèse de doctorat, Université de Lille I.

- Dierssen, H. M., Zimmerman, R. C., Leathers, R. A., Downest, V., Davis, C. O., 2003. Ocean color remote sensing of seagrass and bathymetry in the Bahamas Banks by high-resolution airborne imagery ». *Limnology and Oceanography*, 48, 1, part 2, 444-455.
- Dobroniak, C., 2000. *Géomorphologie, hydrodynamique et écologie d'un estuaire tempéré macrotidal : l'Authie, Manche Orientale, France*. Thèse de Doctorat, Université du Littoral-Côte d'Opale, 308 p.
- Dolphin, T.J., Hum, T.M., Parnell, K.E., 1995. Oceanographic processes and sediment mixing on a sandflat in an enclosed sea, Manukau Harbour, New Zeland. *Marine Geology*, 128, 169-181.
- Dubrull-Bruneaud, C., 2007. *Les sédiments fins dans un système macrotidal actuel (continuum Seine-baie de Seine) : caractérisation géochimiques et minéralogiques, identification des sources*. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 341p.
- Dubrulle, C., Lesueur, P., Boust, D., Dugué, O., Poupinet, N., Lafite, R., 2007. Source discrimination of fine-grained deposits occurring on marine beaches : The Calvados beaches (eastern Bay of the Seine, France). *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 72, 138-154.
- Du Four, I., Van Lancker, V., soumis. Physical impact of dredged material disposal sites and their recovery after cessation of dumping: a case study in the Belgian coastal zone. Submitted to *Marine Geology*.
- Durand P., 1998. Cinématique d'un littoral sableux à partir de photographies aériennes et de cartes topographiques. Exemple du littoral d'Argelès-Plage à Saint-Cyprien (Roussillon, France). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 2, 155-166.
- Eisma, D., 1981. Supply and deposition of suspended matter in the North Sea. In: Nio, D.D., Shuttenehl, R.T.E., van Weering, T.C.E. (Eds.), *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*. International Association of Sedimentology, Special Publication 5. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 415-428.
- Eisma, D., 1988. Intertidall deposits. In: Kennish, M.J. and Lutz, P.L., Editors, 1998. *Intertidal Deposits: River Mouths, Tidal Flats, and Coastal Lagoons*, CRC Marine Science Series, CRC Press, Boca Raton, Florida, 525 p.
- Eisma, D., Van der Marel, H.W., 1971. Marine mud along the Guyana coast and their origin from the Amazon basin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 31, 321-334.
- Erhold, A., Guillou, S., Auffret, J.P., Garlan, T., Dan Nguyen, K., 2003. Bedload transport modelisation in a bay characterized by a macrotidal environment: exemple of the Mont-Saint-Michel Bay (Manche, France). *Oceanologica Acta*, 26, 443-455.
- Escobar, A. P., 2006. *Utilisation de SPOT pour la cartographie bio-sédimentaire des estrans*. Rapport de master TGAE, Ifremer, 30 p.
- Evans, G. 1965. Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 121, 209-245
- Evans, G., Collins, M.B., 1975. The transport and deposition of suspended sediment over the intertidal flats of the Wash. In: J. Halls and A. Carr (Eds), *Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation*. Wiley, London, 237-306.
- Ferguson, R. L., Korfmacher, K., 1997. Remote sensing and GIS analysis of seagrass. *Aquatic Botany*, 58, 241-258.
- Fettweis, M., Francken, F., Van den Eynde, D., Houziaux, J.-S., Vandenberghe, N., Fontaine, K., Deleu, S., Van Lancker, V., Van Rooij, D., 2006. *Mud Origin, Characterisation and Human Activities (MOCHA): Characteristics of cohesive sediments on the Belgian Continental Shelf*. Belgian Science Policy, Brussel, Belgium, Final report, 59 p.
- Fettweis, M., Nechad, B., Van den Eynde, D., 2007. An estimate of the suspended particulate matter (SPM) transport in the southern North Sea using SeaWiFS images, in situ measurements and numerical model results. *Continental Shelf Research*, 27, 1568-1583.
- Flemming B.W. and Nyandwi N. 1994. Land reclamation as a cause of fine-grained sediment depletion in backbarrier tidal flats (southern North Sea), *Netherlands Journal of Aquatic Ecology* 28 : 299-307.

- Flemming, B.W., Ziegler, K. 1995. High-resolution grain size distribution patterns and textural trends in the backbarrier tidal flats of Spiekeroog Island (southern North Sea). *Senckenbergiana maritime*, 26, 1-24.
- Folk, L., 1954. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill's, 154 p.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Braze river bar: a study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Foody, G. M. 2002. Status of land cover classification accuracy assessment. *Remote Sensing of Environment*, 80, 185-201.
- Foody, G. M., Palubinska, G., Lucas, R. M., Curran, P. J., Honzak, M. 1996, Identifying terrestrial carbon sinks: classification of successional stages in regenerating tropical forest from Landsat TM data. *Remote Sensing of Environment*, 55, 205-216.
- Fournier, J., 2003. *Cartographie des herbiers de phanérogames marines de l'archipel des îles Chausey*. Rapport DIREN Basse-Normandie, Dinard, 21 p.
- Fournier, J., Cotonnec, A., Anselme, B., Gouery, P., Talec, P., Panizza, A. C., Mokrani, M., Dréau, A., Levot, M., 2004. *Premières évaluations SPOT5 pour la cartographie des habitats benthiques littoraux de l'Archipel des Chausey (Manche)*. Rapport final CNES, Toulouse, 94 p.
- Fraser, R. S., Bahethi, O. P., Al-Abbas, A. H. 1977. The effect of the atmosphere on the classification of satellite observation to identify surface features. *Remote Sensing of Environment*, 6, 229-249.
- Gadd, P.E., Lavelle, W., Swift, D.J.P., 1978. Estimates of sand transport on the New York shelf using near-bottom current meter observations. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 239-252.
- Gadow, S., 1970. Sedimente und Chemismus. In: H.-E. Reineck (Editor), *Das Watt, Ablagerungs- und Lebenstraum*. W. Kramer, Frankfurt a. M., 23-35
- Gao, B.-C. 1996. NDWI—A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, 58, 3, 257-266.
- Gao, S., Collins, M., 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology*, 80, 47-60.
- Garlan, T., 1990. L'apport des levés bathymétriques pour la connaissance de la dynamique sédimentaire. L'exemple des Ridens de la rade aux abords de Calais. *Littoral '90*, Eurocoast Symposium, 71-75.
- Garnaud, S., 2003. La sédimentation fine sur une plateforme interne actuelle macrotidale : la Baie de Seine sud-orientale (France). Thèse de Doctorat, Université de Caen, 308p.
- Gensac, E. 2009. *Evolution morpho-sédimentaire d'un banc de vase sous influence amazonienne. Implication à la dynamique des écosystèmes de mangrove*. Mémoire de Master II, Université de Lille 1, 50 p.
- Gerritsen, H., Boon, J.G., Van der Kaaij, T., Vos, R.J., 2001. Integrated modelling of suspended matter in the North Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53, 581-594.
- Ginsberg, R. N. (Ed.), 1975. *Tidal Deposits: A Case Book of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Springer, Berlin, 428 p.
- Girard, M.C., Girard, C.M., 1999. *Traitements des données de télédétection*. DUNOD Ed. Paris, 258 p et CD Rom.
- Goldsmith, V., Rosen, P. & Gertner, Y., 1988. *Eolian sediments transport on the Israeli coast*. Final report, US-Israël, BSF Haifa, National Oceanographic Institute.
- Goldsmith, V., Rosen, P., Gertner, Y., 1990. Eolian transport measurements, winds, and comparison with theoretical transport in Israeli coastal dunes. In: Nordstrom, K.F., Psuty, N.P., Carter, R.W.G. (Eds.), *Coastal Dunes, Form and Process*. Wiley, New York, 79-101.
- Goodfellow B.W., Stephenson W.J., 2005. Beach morphodynamics in strong wind bay: A low energy environment? *Marine Geology*, 214, 101-116.

- Gratiot, N., Gardel, A., Polidori, L., 2005 Remote sensing based bathymetry on the highly dynamic amazian coast. *9th International Coastal Symposium*, Iceland.
- Greenberg, D.A., Amos C.L., 1983. Suspended sediment transport and deposition modelling in the Bay of Fundy, Nova Scotia – A region of potential tidal power development. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 40, 20-34.
- Greenwood, B., Davidson-Arnott, R.G.D., 1979. Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars: a review and case study. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, 312-332.
- Greenwood, B., Mittler, P.R., 1984. Sediment flux and equilibrium slopes in a barred nearshore. *Marine Geology*, 60, 79-98.
- Grochowski, N.T.L., Collins, M.B., Boxall, S.R., Salomon, J.C., 1993. Sediment transport predictions for the English Channel, using numerical models. *Journal of the Geological Society of London*, 150, 683-695.
- Guillaumont, B., Callens, L., Dion, P., 1993. Spatial distribution and quantification of *Fucus* sp. and *Ascophyllum nodosum* beds in intertidal zones using SPOT imagery, *Hydrobiologia*, 260/261, 297-305.
- Habane, A., 2004. *Suivi spatio-temporel par télédétection d'un littoral en accrétion: Exemple à l'est de Calais (Pas-de-Calais)*. Mémoire de Master II Environnement naturel, Université du Littoral, Calais.
- Hagolle, O., Dedieu, G., Mougenot, B., Debaecker, V., Duchemin, B., Meygret, A., 2008. Correction of aerosol effects on multi-temporal images acquired with constant viewing angles: Application to Formosat-2 images. *Remote Sensing of Environment*, 112, 1689-1701.
- Hayes, M., 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. In: Cronin, L. (Ed.), *Estuarine Research*, Academic Press, 3-22
- Hayes, M.O., Boothroyd, J.C., 1969. Storm as modifying agents in the coastal environment. *Coastal Environments, NE Massachussets and New Hamphires*, Eastern Section, SEPM, 245-265.
- Healy, T., Wang, Y., Healy, J.-A. (Eds.), 2002. *Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Function*. Elsevier, Amsterdam, p. 542.
- Heathershaw, A.D., 1981. Comparisons of measured and predicted sediment transport rates in tidal currents. *Marine Geology*, 42, 75-104.
- Hemdane, Y., 2006. *Dynamique hydro-sédimentaire d'une avant côte de type macrotidal : le cas du littoral du Nord Pas de Calais, France*. Thèse de doctorat, Université du Littoral, 206 p.
- Héquette, A., 2001. Courants et transports sédimentaires dans la zone littorale : le rôle des courants orbitaux et de downwelling. *Géomorphologie*, 1, 5-16.
- Hequette, A., Hemdane, Y., Anthony, E.J., 2005. Determination of sediment transport paths on a macrotidal shoreface: Comparaison of the “Gao & Collins” method with nearbed current measurements. *Proceedings, 5th International Conference on Coastal Dynamics*, ASCE, Barcelona, Spain, Paper on CD-ROM.
- Héquette, A., Hemdane, Y., 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., 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.
- Hesp, P. A., 1999. The beach backshore and beyond. In: A.D., Short (Ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, Wiley, London, 145-170.
- Holland, K.T., Elmore, P.A., 2008. A review of heterogeneous sediments in coastal environments. *Earth-Science Review*, 89, 116-134.
- Holman, R. A., Sallenger, A. H., Lippmann, T. C., Haines, J. W., 1993. The application of video image processing to study of nearshore processes. *Oceanography*, 63, 78-85.

- Holman, R.A., Stanley, J., 2007. The history and technical capabilities of Argus. *Coastal Engineering*, 54, 477-491.
- Holtuijsen, L.H., Booij, N., Herbers, T.H.C., 1989. A prediction model for stationary, short crested waves in shallow water with ambient currents. *Coastal Engineering*, 13, 23-54.
- Horikawa, K., Hotta, S., Krauss, N.C., 1986. Literature review of sand transport by wind on a dry surface. *Coastal Engineering*, 9, 503-526.
- Hsu, S.A., 1973. Computing aeolian sand transport from shear velocity measurements. *The Journal of Geology*, 81, 739-743.
- Hsu, S.A., 1974. Computing aeolian sand transport from routine weather measurements. *Proceeding of the 14th Coastal Engineering Conference*, Copenhagen, vol. II, 1619-1626.
- Hunter, R.E., Clifton, H.E., Phillips, R.L., 1979. Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 3, 0711-0726.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.
- Isla, F. I., Vilas, F. E., Bujalesky, G., Ferrero, M., González Bonorino, G., Arche Miralles, A., 1991. Gravel drift and wind effects over the macrotidal San Sebastián Bay, Tierra del Fuego. *Marine Geology*, 97, 211-224.
- Jackson, D.W.T., Cooper, J.A.G., 1999. Beach fetch distance and Aeolian sediment transport. *Sedimentology*, 46, 517-522.
- Jackson, N.L., Nordstrom K.F., Eliot K.F., Masselink G., 2002. Low energy sandy beaches in marine and estuarine environments: A review. *Geomorphology*, 48, 147-162.
- Jackson, R.D., Pinter, P.J., Reginato, R.J., Robert, J., Idso, S.B., 1980. *Hand-held radiometry*. *Agricultural Reviews and Manuals*. ARM-W-19, U.S. Department of Agriculture, Science and Education Administration, Phoenix (Arizona), 66 p.
- James, C., Guennoc, P., Harrison, M., Le Bot, S., Philpott, S., Vinchon, C., Bee, E., Simien, F., Janjou, D., Garlan, T., Trentesaux, A., Mahieux, G., Briet, D., Augris, C., 2002. *GEOSYNTH : a synthesis of the geology and sediments of the Dover Strait and its hinterland – GEOSYNTH : Synthèse géologique et sédimentologique du Pas de Calais et de ses rives*. British Geological Survey, Internal Report, IR/02/16, 44 p. + CD-ROM.
- Janssen-Stelder B., 2000. The effect of different hydrodynamic conditions on the morphodynamics of a tidal mudflat in the Dutch Wadden Sea, *Continental Shelf Research*, 20, 12, 1461-1478.
- Jeanson, M., 2009. *Morphodynamique du littoral de Mayotte - Des processus au réseau de surveillance*. Thèse de Doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 347 p.
- Jigorel, A., 1996. Effects of environmental change on European salt-marshes. Environment research programme (1990-1994). Final report EUROSAM, Volume 2, 7-37.
- Kawamura, R., 1964. *Study of sand movement by wind*. Hydraulics Engineering Laboratory. Technical Report. HEL- 28, Berkeley University, California, 99-108.
- Kawata, Y., Ohtani, A., Kusaka, T., and Ueno, S. 1990, Classification accuracy for the MOS-1 MESSR data before and after the atmospheric correction. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28, 755-760.
- Kaya S., Seker, D.Z., Yasa, N.E., Kabdasli, S., Tanik, A., 2007. Utility of Remote Sensing Technology for Determining Characteristics of Sandy Beaches. *Clean. Soil, air, water*, 35, 654-659.
- Ke, X., 1995. *Sediment dynamics of saltmarshes and intertidal flats, S. and E. England*. Unpubl. PhD thesis, University of Southampton, 342 p.

- Ke, X., Collins, M., 2002. Saltmarshes in the West Solent (southern England): Their morphodynamics and evolution. In: Healy, T., Wang, Y., Healy, J.A., (eds), *Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Function*, Elsevier Science, Amsterdam, 411-440
- Kench, P.S., Brander, R.W., 2006. Wave Processes on Coral Reef Flats: Implications for Reef Geomorphology Using Australian Case Studies. *Journal of Coastal Research*, 22, 1, 209-223.
- Kenyon, N.H., Stride, A.H., 1970. The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology*, 14, 159-173.
- Khalaf, F.I., Ala, M., 1980. Mineralogy of the recent intertidal muddy sediments of Kuwait Arabian Gulf. *Marine Geology*, 35, 331-342.
- King, C.A.M., 1972. *Beaches and Coasts*. 2 ed., Edward Arnold, Londres, 570 p.
- King, C.A.M., Barnes, F.A., 1964. Changes in the configuration of the inter-tidal beach zone of part of the Lincolnshire coast since 1951. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8, 105-126.
- King, C.A.M., Williams, W.E., 1949. The formation and movement of sand bars by wave action. *Geographic Journal*, 113, 70-85.
- Klein, G. de V. (Ed.), 1977. *Classic Tidal Facies*. Continuing Education Publishing Company, Champaign, Ill., 149 p.
- Klein, G.D., 1963. Bay of Fundy intertidal zone sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 844-854.
- Klein, G.D., Sanders, J., 1964. Comparison of sediments from Bay of Fundy and Dutch Wadden Sea tidal flats. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 18-24.
- Knight, R.J. and Dalrymple, R.W., 1975. Intertidal sediments from the south shore, 3f Cobequid Bay, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada. In: R.N. Ginsberg (Ed.), *Tidal Deposits*, Springer, Berlin, 7-56.
- Kobayashi, N., Raichle, A.W., Asano, T., 1993. Wave attenuation by vegetation. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean engineering*, 199, 30-48.
- Kronn, A., 1994. *Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone, near Egmond, The Netherlands*. Thèse de doctorat, Université d'Utrecht (NL), 275 p.
- Kroon, A., Davidson, M.A., Arninkhof, S.G.J., Archetti, R., Armoriali, C., Gonzalez, M., Medri, S., Osorio, A., Aagaard, T., Holman, R.A., Spanhoff, R., 2007. Application of remote sensing video systems to coastline management problems. *Coastal Engineering*, 54, 493-505.
- Kroon, A., 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.
- Lafite, R., Shimwell, S., Grochowski, N., Dupont, J.P., Nash, L., Salomon, J.C., Cabioch, L., Collins, M., Gao, S., 2000. Suspended particulate matter fluxes through the Straits of Dover, English Channel: observations and modelling. *Oceanologica Acta*, 23, 687-700.
- Lafite, R., Shimwell, S.J., Nash, L.A., Dupont, J.P., Huault, M.F., Grochowski, N.T.L., Lamboy, J.M., Collins, M.B., 1993. Sub-Task S1: suspended material fluxes through the Strait of Dover, hydrodynamics and biogeochemical fluxes in the Eastern Channel: fluxes into the North Sea. *FLUXMANCHE I Second Annual Report*, MAST 0053-C (EDB), 81-106.
- Lafon, V., Dupuis, H., Howa, H., Froidefond, J.M. 2002. Determining ridge and runnel longshore morphodynamic using SPOT imagery. *Oceanologica Acta*, 25, 149-158.
- Lafon, V., Marieu, V., Butel, R., Dehouck, A., Froidefond, J.M., Trut, G. 2008. Cartographie des faciès bio-sédimentaires du Bassin d'Arcachon à partir de l'imagerie FORMOSAT-2. *Xèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil*, 14-16 octobre 2008, Sophia Antipolis, 563-572.
- Lahousse, B., Clabaut, P., Chamley, H. et Valk Van Der, L., 1993. Morphology of southern North Sea coast from the Cape Blanc Nez (F) to Den Helder (NL). In: Hillen, R., Verhagen, H. J. (eds.), *Coastlines of the southern North Sea*, Coastal zone 1993, New-York, 85-95.

- Laibe, M., 2003. *Etude des conditions expérimentales pour l'analyse granulométrique de sédiments silteux et argileux par diffraction laser*. Mémoire d'Ingénieur, CUST Clermont Ferrant.
- Langhorne, D.N., 1981. An evaluation of Bagnold's dimensionless coefficient of proportionality using measurements of sand wave movement. *Marine Geology*, 43, 49-64.
- Larson, M., Kraus, N.C., 1992. *Analysis of cross-shore movement of natural longshore bars and material placed to create longshore bars*. Technical Report DRP-92-5, CERC, 89 p.
- Larsonneur, C. 1971. *Manche centrale et Baie de Seine : Géologie du substratum et des dépôts meubles*. Thèse, Caen, 394 p.
- Larsonneur, C., Bouysse, P. et Auffret, J. P., 1982. The surficial sediments of the English Channel and its western approaches. *Sedimentology*, 29, 851-864.
- Le Bot S., Trentesaux A., Garlan T., Berné S., Chamley H., 2000 Influence des tempêtes sur la mobilité des dunes tidales dans le détroit du Pas-de-Calais. *Oceanologica Acta*, 23, 2, 129-141.
- Le Bot, S., Trentesaux, A., Garlan, T., 1999. Détermination des agents hydrodynamiques responsables de la migration des dunes sous-marines : influence des marées ou des tempêtes, Pas-de-Calais. 7^{ème} congrès français de sédimentologie, Nancy, Novembre 1999.
- Le Hir, P., Roberts, W., Cazaillet, O., Christie, M., Bassoulet, P., Bacher, C. 2000. Characterisation of intertidal flat hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 20, 1433-1459.
- Lee, H.J., Jo, H.R., Chu, Y.S., Bahk, K.S., 2004. Sediment transport on macrotidal flats in Garolim Bay, west coast of Korea: significance of wind waves and asymmetry of tidal currents. *Continental Shelf Research*, 24, 821-832.
- Lesourd, S., 2000. *Processus d'envasement d'un estuaire macrotidal : zoom temporel du siècle à l'heure ; application à l'estuaire de la Seine*. Thèse de Doctorat, Université de Caen, 290 p.
- Lesourd, S., Lesueur, P., Brun-Cottan, J.-C., Garnaud, S., Poupinet, N., 2003. Seasonal variations in the characteristics of superficial sediments in a macrotidal estuary (the Seine inlet, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 58, 3-16.
- Lesourd, S., Lesueur, P., Brun-Cottan, J. C., Auffret, J. P., Poupinet, N., Laignel, B. (2001). Morphosedimentary evolution of a macrotidal estuary subjected to human impact; the example of the Seine (France). *Estuaries*, 24(6B), 940-949.
- Lettau, K., Lettau, H., 1978, Experimental and micrometeorological field studies of dune migration. In: *Exploring the world's driest climate* (sous la direction de H. Lettau et K. Lettau), Center for climatic Research, Univ. Wisconsin, 110-147.
- Levoy, F., Anthony, E.J., Barusseau, J.P., Howa, H., Tessier, B. 1998. Morphodynamique d'une plage macrotidale à barres. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 327, 811-818.
- Levoy, F., Anthony, E.J., Monfort, O., Larsonneur, C., 2000. The morphodynamic of megatidal beaches in Normandy, France : implications for the applications of beach environmental parameters. *Marine Geology*, 17, 39-59.
- Li, M.Z., 1994. Direct skin friction measurements and stress partitioning over movable sand ripples, *Journal of Geophysical Research*, 99, 791-799.
- Li, M.Z., Amos, C.L., 1995. SEDTRANS92 A sediment transport model for continental shelves, *Computers & Geosciences*, 21 (4), 533-554.
- Li, M.Z., Amos, C.L., 1997. *SEDTRANS96: Upgrade and calibration of the GSC sediment transport model*. Geological Survey of Canada Atlantic Open File Report 3512, 140 p.
- Lim, D.I., Choi, J.Y., Shin, I.H., Jung, H.S., 2004. Late Quaternary sedimentation on a macrotidal mudflat deposit in Namyang Bay, west coast of Korea. *Journal of Coastal Research*, 20, 478-488.
- Liu, J. T., Zarillo, G.A., 1989. Distribution of grain sizes across a transgressive shoreface. *Marine Geology*, 87, 121-136.

- Liu, J.T., Zarillo G.A., 1993. Simulation of grain-size abundance on a barred upper shoreface. *Marine Geology*, 109, 237-251.
- Liu, W., Baret, F., Gu, X., Tong, Q., Zheng, L., Zhang, B., 2002. Relating soil surface moisture to reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 81(2-3), 238-246.
- Liu, Z., Berné, S., Saito, Y., Yu, H., Trentesaux, A., Uehara, K., Yin, P., Liu, J.P., Li, C., Hu, G., Wang, X., 2007. Internal architecture and mobility of tidal sand ridges in the East China Sea. *Continental Shelf Research*, 27, 1820-1834.
- Lobell, D. N., Asner, G. P., 2002. Moisture effects on soil reflectance. *Soil Science Society of America Journal*, 66, 722-727.
- Loubersac, L., Belbeoch, G., 1984. Haute resolution spatiale et environnement littoral (simulation SPOT, Bretagne, France). *Photo-Interprétation*, 1984-5, 3, 19-23.
- Lugo-Fernandez, A., Roberts, H.H., Suhayda J.N., 1998. Wave transformations across a Caribbean fringing-barrier Coral reef. *Continental Shelf Research*, 18, 1099-1124.
- Malvarez, G.C., Navas F., Alcantara, J. and Jackson D.W.T., 2004. Sandy Tidal Flat Morphodynamics? Examples from Strangford Lough in Northern Ireland. *Journal of Coastal Research*, SI 41, 160-167.
- Marieu, V., Dupuis, H. 2004. *Evaluation du potentiel de l'imagerie SPOT5 dans le secteur du bassin d'Arcachon. Cartographie du milieu lagunaire*. Rapport de fin de contrat du suivi du littoral par SPOT5 : Appel à proposition CNESIFEN.
- Marion, C., 2007. *Processus de sédimentation fine en milieu estuarien macrotidal : approche trans-disciplinaire et pluri-échelles ; Application à l'estuaire de l'Authie, Nord de la France*. Thèse de Doctorat, Université du Littoral-Côte d'Opale.
- Mason, D.C., Davenport, I.J., Robinson, G.J., 1995. Construction of an inter-tidal digital elevation model by the 'water-line' method. *Geophysical Research Letters*, 22 (23), 3187-3190.
- Maspataud, A. (en préparation). *Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macrotidal*. Thèse de Doctorat, Université du Littoral côte d'Opale.
- Massel, S.R., Furukawa, K., Brinkman, R., 1999. Surface wave propagation in mangrove forests. *Fluid Dynamics Research*, 24, 219-249.
- Masselink, G., 1993. Simulating the effects of tides on beach morphodynamics. *Journal of Coastal Research*, SI 15, 180-197.
- 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., Anthony, E.J., 2001. Location and height of intertidal bars on macrotidal ridge and runnel beaches. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 759-774.
- Masselink, G., Hegge, B., 1995. Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia, *Marine Geology*, 129, 1-23.
- Masselink, G., Kroon, A., Davidson-Arnott R.G.D., 2006. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings – A review. *Geomorphology*, 73, 33-49.
- Masselink, G., Turner, I.L., 1999. The effect of tides on beach morphodynamics. In: A.D. Short (Ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, Wiley, Chichester, 204-229.
- Mazda, Y., Magi, M., Kogo, M., Hong, P., 1997. Mangroves as a coastal protection from waves in the Tong King delta, Vietnam. *Mangroves and Salt Marshes*, 1, 127-135.
- McBride, E.F., 1971. Mathematical treatment of size distribution data. In: R.E. Carver, (Ed.), *Procedures in sedimentary petrology*, John Wiley and Sons, New York, 109-127.
- McCave, J.N., Geiser, A.C. 1978. Megaripples, ridge and runnels on intertidal flats of the Wash, England. *Sedimentology*, 26, 353-369

- McManus, J.P., Prandle, D., 1997. Development of a model to reproduce observed suspended sediment distributions in the southern North Sea using principal component analysis and multiple linear regression. *Continental Shelf Research*, 17, 761-778.
- Meinesz, A., Belsher, T., Boudouresque, C.F., Lefevre, J.R., 1991. Première évaluation des potentialités du satellite Spot pour la cartographie des peuplements benthiques superficiels de Méditerranée occidentale, *Oceanologica Acta*, 14 (3), 299-307.
- Meur-Férec, C., Ruz, M.H., 2002. Transports éoliens réels et théoriques en haut de plage et sommet de dune (Wissant, Pas-de-Calais, France). *Géomorphologie*, 4, 321-334.
- 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., Howa, H.L., 1999. Short-term morphodynamic response of ridge and runnel system on a mesotidal beach. *Journal of Coastal Research*, 15 (2), 428-437.
- Migniot, C. 1989a. *Tassement et rhéologie des vases – 1^{ère} Partie*. La houille Blanche, 1, 11-29.
- Migniot, C., 1989b. *Tassement et rhéologie des vases – 2^{nde} Partie*. La houille Blanche, 2, 95-111.
- Miller, M.C., McCave, I.N., Komar, P.D., 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24, 507-527.
- Mitchener, H., Torfs, H., 1996. Erosion of mud/sand mixtures. *Coastal Engineering*, 29, 1-25.
- Möller, I., Spencer, T., 2002. Wave dissipation over macro-tidal saltmarshes: effects of marsh edge typology and vegetation change. *Journal of Coastal Research*, SI 36, 506-521.
- Moran, M. S., Jackson, R. D., Slater, P. N., Teillet, P. M., 1992. Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surface reflectance factors from satellite sensor output. *Remote Sensing Environment*. 41, 169-184.
- 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.
- Mumby, P.J., Edwards, A.J., 2002. Mapping marine environments with IKONOS imagery: enhanced spatial resolution can deliver greater thematic accuracy. *Remote Sensing of Environment*, 82, 248-257.
- Muzuka, A.N.N., Shaghude, Y.W., 2000. Grain size distribution along the Msasani beach north of the Dar es Salaam harbour. *Journal of African Earth Sciences*, 30, 417-426.
- Namikas, S.L., Sherman, D.J., 1995. A review of the effects of surface moisture content on Aeolian sand transport. In: Tchakerian, V.P. (Ed.), *Desert Aeolian Processes*, Chapman & Hall, New York, 269- 293.
- Navas, F., Cooper, J.A.G., Malvarez, G.C., Jackson, D.W.T., 2001. Theoretical approach to the investigation of ridge and runnel topography of a macrotidal beach: Dundrum Bay, Northern Ireland. *Journal of Coastal Research*, SI 34, 183-193.
- Nordstrom, K.F., 1980. Cyclic and seasonal beach response: a comparison of oceanside and bayside beaches. *Physical Geography*, 1, 177-196.
- Nordstrom, K.F., Jackson, N.L., 1992. Two dimensional change on sandy beaches in estuaries. *Zeitschrift für Geomorphologie* 36, 465-478.
- Oblinger, A., 2008. *Caractérisation morphodynamique des sites de Malo-les-Bains et de Calais-Hoverport, Nord de la France : spécificité de deux sites macrotidaux originaux du sud de la mer du Nord*. Thèse de Doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale.
- Oblinger, A., Anthony, E.J. 2008. Surface moisture variations on a multibarred macrotidal beach: Implications for aeolian sand transport. *Journal of Coastal Research*, 24, 1194-1199.
- Oblinger, A., Anthony, E.J., 2005. Morphodynamics and residual sand transport patterns behind a breakwater on a macrotidal barred (ridge and runnel) beach (Dunkerque, Northern France). CD of

Abstracts. *6th International Conference on Geomorphology*. Geomorphology in regions of environmental contrasts, Zaragoza, Spain.

- Okin, G. S., Painter, T. H., 2004. Effect of grain size on remotely sensed spectral reflectance of sandy desert surfaces. *Remote Sensing of Environment*, 89, 272-280.
- Oost, A.P., De Boer, P.L., 1994. Sedimentology and development of barrier island, J, ebb-tidal deltas, inlets and backbarrier areas of the Dutch Wadden Sea. *Senckenbergiana Maritima*, 24, 65-115.
- Orpin, A.R., Woolfe, K.J., 1999. Unmixing relationships as a method of deriving a semi-quantitative terrigenous sediment budget, central Great Barrier Reef lagoon, Australia. *Sedimentary Geology*, 129, 25-35.
- Ouaidrari, H., and Vermote, E. F. 1999. Operational atmospheric correction of Landsat data. *Remote Sensing of Environment*, 70, 4-15.
- Owens, E.H., Frobel, D.H., 1977. Ridge and runnel systems in the Magdalen Islands, Quebec. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, 191-198.
- Painter, T. H., Roberts, D. A., Green, R. O., Dozier, J., 1998. The effect of grain size on spectral mixture analysis of snow-covered area from AVIRIS Data. *Remote Sensing of Environment*, 65, 320-332.
- Panagiotopoulos, I., Voulgaris, G., Collins, M.B., 1997. The influence of clay on the threshold of movement of fine sandy beds. *Coastal Engineering*, 32, 19-43.
- Parker, W. R., 1975. Sediment mobility and erosion on a multi-barred foreshore (southwest Lancashire, UK). In: Hails, J., Carr, A., (eds), *Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation*, Wiley&Sons, London, 151-179.
- Pasqualini, V., Pergent-Martini, C., Fernandez, C., Pergent, G., 1997. The use of airborne remote sensing for benthic cartography : advantages and reliability. *International Journal of Remote Sensing*, 18, 5, 1167-1177.
- Pasqualini, V., Pergent-Martini, C., Pergent, G., Agreil, M., Skoufas, G., Sourbes, L., Tsirika, A., 2005. Use of SPOT5 for mapping seagrasses : An application to *Posidonia oceanica*. *Remote Sensing of Environment*, 94, 39-45.
- Perry, C.T., 2005. Structure and development of detrital reef deposits in turbid nearshore environments, Inhaca Island, Mozambique. *Marine Geology*, 214, 143-161.
- Populus, J., Laurentin, A., Rollet, C., Vasquez, M., Guillaumont, B., Bonnot-Courtois, C., 2004. Surveying coastal zone topography with airborne remote sensing for benthos mapping, *Journal of Remote Sensing and Photogrammetry*, 3, 1, 105-117.
- Postma, H., 1957. Size frequency distribution of sands in the Dutch Wadden Sea. *Arch. Neerl. Zool.*, XII, 319-349.
- Prandle, D., Ballard, G., Flatt, D., Harrison, A.J., Jones, S.E., Knight, P.J., Loch, S.G., McManus, J.P., Player, R., Tappin, A., 1996. Combining modelling and monitoring to determine fluxes of water, dissolved and particulate metals through the Dover Strait. *Continental Shelf Research*, 16 (2), 237-257.
- Prandle, D., Loch, S.G., Player, R., 1993. Tidal flow through the Dover Strait. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 23-37.
- Pruszkak, Z., Rozynski, G., Aminiti, P., 1997. Statistical properties of multiple bars. *Coastal Engineering*, 31, 263-280.
- Pye, K., Tsoar, H., 1990. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Unwin Hyman, London. 396 pp.
- Quartel, S, Addink, E.A., Ruessink, B.G. 2006. Object-oriented extraction of beach morphology from video images. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 8, 256-269.
- Quartel, S., Kroon, A., Augustinus, P.G.E.F., Ban Santen, P, Tri, N.H., 2007. Wave attenuation in coastal mangroves in the Red River Delta, Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 576-584.

- Rainey, M. P., Tyler, A. N., Bryant, R. G., Gilvear, D. J. 2000. The influence of surface and interstitial moisture on the spectral characteristics of intertidal sediments: Implications for airborne image acquisition and processing. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 3025-3038.
- Rainey, M. P., Tyler, A.N., Gilvear, D.J., Bryant, R.G., McDonald, P. 2003. Mapping intertidal estuarine sediment grain size distributions through airborne remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 86, 480-490.
- Raubenheimer, B., Guza, R.T., Elgar, S., 1996. Wave transformation across the inner surf zone. *Journal of Geophysical Research*, 101(C10), 25589-25597.
- Reichmüth, B., 2003. *Contribution à la connaissance de la morphodynamique des plages à barres intertidales, approche expérimentale, Côte d'Opale, Nord de la France*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 248 p.
- Reichmüth, B., Anthony, E.J., 2002. The variability of ridge and runnel beach morphology: examples from Northern France. *Journal of Coastal Research*, SI 36, 612-621.
- Reichmüth, B., Anthony, E.J., 2007. Tidal influence on the intertidal bar morphology of two contrasting macrotidal beaches. *Geomorphology*, 90, 101-114.
- Reichmüth, B., Anthony, E.J., 2008a. Seasonal-scale morphological and dynamic characteristics of multiple intertidal bars. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52, 79-90.
- Reichmüth, B., Anthony, E.J., 2008b. Dynamics of intertidal drainage channels on a multi-barred macrotidal beach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 142-151.
- Reichmuth, B. et E. J. Anthony. 2007. Tidal influence on the intertidal bar morphology of two contrasting macrotidal beaches. *Geomorphology* 90:101–114.
- Reineck, H., 1967. Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. In: Lauff, G., (Ed.), *Estuaries*. American Association for the Advancement of Science, Washington, 191-206.
- Reineck, H.-E., Singh, I.B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. 2nd ed. Springer, Berlin, 549 p.
- Robbe, D., Roger, B., 1987. *Granulométrie des éléments fins par diffraction laser, présentation et évaluation de la méthode*. Granulométrie, Laboratoire des Ponts et Chaussée, 148 p.
- Ruessink, B.G., Kroon, A., 1994. The behaviour of a multiple bar system in the nearshore zone of Terschelling, the Netherlands: 1965-1993. *Marine Geology*, 121, 187-197.
- Ruz, M-H., Meur-Férec, 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, 73-87.
- Ryan, N.M., Cooper, J.A.G., 1998. Spatial variability of tidalflats in response to wave exposure: examples from Strangford Lough, Northern Ireland. In: Black, K.S., Paterson, D.M., Cramp, A. (Eds.), *Sedimentary Processes in the Intertidal Zone*. Special Publication - Geological Society of London, 139, 221-230.
- Ryu, J.H., Kim, C.H., Lee, Y.K., Won, J.S., Chun, S.S., Lee, S. 2008. Detecting the intertidal morphologic change using satellite data. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78, 623-632.
- Ryu, J.-H., Na, Y.-H., Won, J.-S., Doerffer, R., 2004. A critical grain size for Landsat ETM+ investigations into intertidal sediments: A case study of the Gomso tidal flats. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 60, 491-502.
- Ryu, J.H., Won, J.S., Min, K.D., 2002. Waterline extraction from Landsat TM data in a tidal flat – A case study in Gomso Bay, Korea. *Remote Sensing of Environment*, 83, 442-456.
- Ryu, S.O., 2003. Seasonal variation of sedimentary processes in a semi-enclosed bay: Hampyong bay, Korea. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 56, 481-492.
- Sallenger, A.H., Holman, A., Birkemeier, W.A. 1985. Storm-induced response of a nearshore-bar system. *Marine Geology*, 64, 237-257.

- Salomon, J.C., Breton, M., Guegueniat, P., 1993. Computed residual flow through the Dover Strait. *Oceanologica Acta*, 16 (5–6), 449-455.
- Samat, O., 2007. *Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales. Le cas du Languedoc et du delta du Rhône*. Thèse de doctorat, Université d'Aix Marseille.
- Sarre, R.D., 1987. Aeolian sand transport. *Progress in Physical Geography*, 11, 157-182.
- Sarre, R.D., 1988. Evaluation of aeolian sand equations using intertidal zone measurements, Saunton Sands, England. *Sedimentology*, 35, 671-679.
- Sedrati, M., 2006. *Morphodynamique transversale et longitudinale de plages à barres intertidales en domaine macrotidal et en conditions de forte agitation : Baie de Wissant, Nord de la France*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 215 p.
- Sedrati, M., 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, 201-229.
- Sedrati, M., Anthony, E.J., 2008. Sediment dynamic and morphological change on the upper beach of a multi-barred macrotidal foreshore and implications for mesoscale shoreline retreat : Wissant Bay, Northern France. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52 (3), 91-106.
- Semeniek, V. 1981. Geomorphology and Holocene history of the tidal flats, King Sound, north-western Australia. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 65, 47-68.
- Sénéchal, N., Dupuis, H., Bonneton, P., Howa, H., Pedreros, R., 2001. Observation of irregular wave transformation in the surf zone over a gently sloping sandy beach on the French Atlantic coastline. *Oceanologica Acta*, 24 (6), 545-556.
- Sénéchal, N., Rey, V., Bonneton, P., Dupuis, H., 2005. On the difficulty of correctly determine the characteristic wave period in the surf zone. *Proceedings of Coastal dynamics 2005*, ASCE, Barcelona.
- Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 1968. *Les courants de marée dans la mer de la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique*. 550, Paris, 176 p.
- Shanmugam, S., Lucas, N., Phipps, P., Richards, A., Barnsley, M., 2003. Assessment of Remote Sensing Techniques for habitat mapping in coastal dune ecosystems, *Journal of Coastal Research*, 19 (1), 64-75.
- Shepard, F.H., 1950. *Longshore-bars and longshore-troughs*. US Army CERC, Technical Memorandum 15, 31 p.
- Sheppard, C., Dixon, D.J., Gourlay, M., Sheppard, A., Payet, R., 2005. Coral mortality increases wave energy reaching shore protecting by reef flat: Example from Seychelles. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*, 64, 223-234.
- Sherman, D.J., Jackson, D.W.T., Namikas, S.L., Wang, J., 1998. Wind-blown sand on beaches: an evaluation of models. *Geomorphology*, 22, 113-133.
- Shi, Z., Chen, J.Y., 1996. Morphodynamics and sediment dynamics on intertidal mudflats in China (1961–1994). *Continental Shelf Research*, 16 (15), 1909-1926.
- Shield, A., 1936. Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. Mitteilung der Preussische Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Berlin, n°26.
- Short, A.D. & Hesp, P.A., 1982. Wave, beach and dune interactions in southeast Australia. *Marine Geology*, 48, 259-284.
- Short, A.D., 1975. Offshore bars along the Alaskan Arctic coast. *Journal of Geology*, 83, 209-221.
- Silva Jacinto, R., 2001. *Action des vagues sur les estrans et vasière. Application à l'estuaire de la Seine*. Thèse de Doctorat, Université de Rouen, 232 p.

- Simmonds, D.J., O'Hare, T.J., Huntley, D.A., 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. 1989, Digital change detection techniques using remotely-sensed data. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 989-1003.
- Sipka, V., 1998. *Contexte environnemental et caractérisation morphodynamique des plages macrotidales du Nord Pas-de-Calais*. Thèse de Doctorat, Université du Littoral-Côte d'Opale, Dunkerque, 224 p.
- Sipka, V., Anthony, E.J., 1999. Morphology and hydrodynamics of a macrotidal ridge and runnel beach under modal low wave conditions. *Journal de Recherche Oceanographique*, 24, 25-31.
- Smith, G.L., Zarillo, G.A., 1989. Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photography and beach profiling techniques. *Journal of Coastal Research*, 6, 111-120.
- Smith, G.M., Thomson, A.G., Möller, I., Kromkamp, J.C., 2004. Using hyperspectral imaging for the assessment of mudflat surface stability. *Journal of Coastal Research*, 20, 1165-1175.
- Song, C., Woodcock, C.E., Seto, K.C., Lenney, M.P., Macomber, S.A., 2001 Classification and change detection using Landsat TM data: When and how to correct atmospheric effects? *Remote Sensing of Environment*, 75, 230-244.
- Sonu, C.J., Van Beek, J.L., 1971. Systematic beach changes on the outer banks, North Carolina. *Journal of Geology*, 79, 416-425.
- Sørensen, T.H., Bartholdy, J., Christiansen, C., Pedersen, J.B.T. 2006. Intertidal surface type mapping in the Danish Wadden Sea. *Marine Geology*, 235, 87-99.
- Soulsby, R.L. 1983. The bottom boundary layer of shelf seas. In: Johns, B., (Eds), Physical oceanography of coastal and shelf seas, Elsevier, Amsterdam, 189-266.
- Soulsby, R.L., Hamm, L., Klopman, G., Myrhaug, D., Simons, R.R., Thomas G.P., 1993. Wave-currents interaction within and outside the bottom boundary layer. *Coastal Engineering*, 21, 41-69.
- Stépanian, A., 2002. *Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres : Omaha Beach (Normandie)*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 276 p.
- Stépanian, A., Levoy, F., 2003. Séquences d'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale : l'exemple d'Omaha Beach (Normandie, France). *Oceanologica Acta*, 26, 167-177.
- Strahler, A., 1966. Tidal cycle of changes in an equilibrium beach, Sandy Hook, New Jersey. *Journal of Geology*, 74, 247-268.
- Suarez, S., Simon, B., 1997. Utilisation de l'analyse diachronique dans l'étude de l'évolution du littoral oriental du Delta du Rhône (France, Sud-Est). *Photo-Interprétation*, 35, 147-153.
- Sunamura, T. 1988. Beach morphologies and their change. In: Horikawa, K. (Ed.), *Nearshore Dynamics and Coastal Processes*, University of Tokyo Press, Tokyo, 133-166.
- Swain, P.H., Davis, S.M., 1978. *Remote Sensing: the quantitative approach*. Mc Graw-Hill, 180 p.
- Taira, A., Scholle, P.A., 1979. Origin of bimodal sands in some modern environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 777-786.
- Tamura, T., Horaguchi, K., Saito, Y., Nguyen, V.N., Tateichi, M., Oahn Ta, T.K., Nanayam, F., Watanabe, K., in press. Monsoon-influenced variations in morphology and sediment of a mesotidal beach on the Mekong River delta coast. *Geomorphology*.
- Tekin, M., 2000. *Plage en accretion et dunes embryonnaires "insulaires", site du Fort Vert (Pas-de-Calais)*. Mémoire de maîtrise, USTL-Lille1, 66 p.
- Tekin, M., 2004. Un type original de dunes embryonnaires sur la plage macrotidale du Fort Vert (Pas-de-Calais, France). *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 3, 418-426.

- Tessier, B., 1997. *Expressions sédimentaires de la dynamique tidale*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches. Sciences Naturelles, Université des Sciences et Technologies, Lille.
- Theiler, E.R., Danforth, W.W., 1994. Historical Shoreline Mapping (1): Improving Techniques and Reducing Positioning Errors. *Journal of Coastal Research*, 10, 549-563.
- Thomlinson, J. R., Bolstad, P. V., Cohen, W. B. 1999. Coordinating methodologies for scaling landcover classifications from site-specific to global: steps toward validating global map products. *Remote Sensing of Environment*, 70, 16-28.
- Thornton, E.B., Guza, R.T., 1982. Energy saturation and phase speeds measured on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 87, 9499-9508.
- Thornton, E.B., Guza, R.T., 1983. Transformation of wave height distribution. *Journal of Geophysical Research*, 88, 5925-5938.
- Tinley, K.L., 1985. Mozambique. In: Bird, E.C.F., Schwartz, M.L. (eds.), *The World's Coastline*, V.N.R., New York, 669-677.
- Traverse, A., 2007. Low-energy beach morphology with respect to physical setting : A case study from Cockburn Sound, southwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, 23, 429-444.
- Trentesaux, A., Le Bot, S., Garlan, T., 2004. Combined tide and wind-generated processes at the origin of the architecture of very large dunes in the Dover Strait, Southern North Sea. In: Bartholdy, J., Pedersen, J.B.T., (Eds), *6th International Conference on Tidal Sedimentology*. Institute of Geography, University of Copenhagen, Copenhagen, 186-189.
- Tucker, M. E., 1973, The sedimentary environments of tropical African estuaries; Freetown Peninsula, Sierra Leone. *Geologie en Mijnbouw*, 52, 4, 203-215.
- Van Alphen, J.S.L.J., 1990. A mud balance for Belgian–Dutch coastal waters between 1969 and 1986. *Netherlands Journal of Sea Research*, 25, 19–30.
- Van der Berg, J.H., 1977. Morphodynamic development and preservation of physical sedimentary structures in two prograding recent ridge and runnel beaches along the Dutch coast. *Geologie en Mijnbouw*, 56, 3, 185-202.
- Van Goor, M.A., Stive, M.J.F., Wang, Z.B., Zitman, T.J., 2001. Influence of sea level rise on coastal inlets and tidal basins. *Proceedings Coastal Dynamics'01*, Lund, Sweden, 242-251.
- Van Houwelingen, S., 2004. *Spatial and Temporal Variability in Ridge and Runnel Morphology along the North Lincolnshire coast, England*. PhD thesis (unpublished), Loughborough University.
- Van Ledden, M., Van Kesteren, W., Winterwerp, J.C., 2004. A conceptual framework for the erosion behaviour of sand-mud mixtures. *Continental Shelf Research*, 24, 1-11.
- Van Straaten, L., 1954. Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands. *Leidse Geologische Mededelingen*, 19, 1-110.
- Van Straaten, L., Kuenen, P., 1958. Tidal action as a cause of clay accumulation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 28, 406-413.
- Van Straaten, L., Kuenen, Ph.H., 1957. Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea. *Geologie en Mijnbouw*, (New Ser.), 19, 329-354.
- Vanhee, S., 2002. *Processus de transport éolien à l'interface plage macrotidale - dune bordière : le cas des plages à barres intertidales, Côte d'Opale, Nord de la France*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 253 p.
- Vasseur, B., Hequette, A., 2000. Storm surges and erosion of coastal dunes between 1957 and 1988 near Dunkerque (France), southwestern North Sea. In: Pye, K., Allens, J.R.L., (eds), *Coastal and Estuarine Environments - Sedimentology, Geomorphology and Geoarchaeology*, Special Publications of the Geological Society of London, 175, 99-107.

- Velegrakis, A.F., Bishop, C., Lafite, R., Oikonomou, E.K., Lecouturier, M., Collins, M.B., 1997. *Sub-Task S3: Investigation of meso- and macro-scale sediment transport, hydrodynamics biogeochemical processes and fluxes in the channel*. FLUXMANCHE II Final Report, MAST II, MAS2CT940089, pp. 128-143.
- Verger, F., 1968. *Marais et wadden du littoral français*. Thèse de doctorat, 541p.
- Verger, F., 1988. *Marais et Wadden du littoral français*, 3^{ème} éd. Caen, Paradigme. 550 p.
- Verger, F., 1999. Les marais maritimes. In : *Le littoral, Manuels et Méthodes*, 32, Éditions BRGM 1999, 137-153.
- Vermote, E.F., Tanre, D., Deuze, J.L., Herman, M., Morcrette, J. J., 1997. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum: an overview. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35, 3, 675-686.
- Verney, R., 2006. *Processus de contrôle de la dynamique des sédiments cohésifs: mesures in situ, mesures expérimentales et modélisation ; application à l'estuaire de la Seine*. Thèse de Doctorat, Université de Rouen.
- Verpoorter, C., 2009. *Télé-détection hyperspectrale et cartographie des faciès sédimentaires- Intégration à la modélisation du trait de côte. Application à la baie de Bourgneuf*. Thèse de doctorat, Université d Nantes, 423p.
- Vicaire, O., 1991. *Dynamique hydrosédimentaire en Mer du Nord méridionale (Du Cap Blanc Nez à la frontière belge)*. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille.
- Volkman, J.K., Rohjans, D., Rullkötter, J., Scholz-Bottcher, B.M., Liebezeit, G., 2000. Sources and diagenesis of organic matter in tidal flat sediments from the German Wadden Sea. *Continental Shelf Research*, 20, 1139-1158.
- Von Karman-Prandtl, 1934. Turbulence and skin friction. *Journal of the Aeronautical Science*, 1, 1-20.
- Voulgaris, G., Simmonds, D., Michel, D., Howa, H., Collins, M.B. et Huntley, D.A., 1998. Measuring and modelling sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach: an intercomparison. *Journal of Coastal Research*, 14, 315-330.
- Wabnitz, C.C., Andrefouët, S., Torres-Pulliza, D., Müllerkarger, F. E., Kramer, P.A. 2008. Regional-scale seagrass habitat mapping in the wider Caribbean region using Landsat sensors: Applications to conservation and ecology. *Remote Sensing of Environment*, 112, 3255-3497.
- Wang, Y., Healy, T., Augustinus, P.G.E.F., Baba, M., Bao, C., Flemming, B., Fortes, M., Han, M., Marone, E., Mehta, A., Ke, X., Kirby, R., Kjerfve, B., Schaefer-Novelli, Y., Wolanski, E., 2002. Definition, properties, and classification of muddy coasts. In: Healy, T., Wang, Y., Healy, J.A. (Eds.), *Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Function*, Elsevier, Amsterdam, 9-18.
- Wang, Y., Ke, X., 1997. Grain-size characteristics of the extant tidal flat sediments along the Jiangsu coast, China. *Sedimentary Geology*, 112 (1-2), 105-122.
- Weishar, L.L., Wood, W.L., 1983. An evaluation of offshore and beach changes on a tideless coast. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 847-858.
- Wells, J.T., Adams, C.E., Park, Y.A., Frankenberg, E.W., 1990. Morphology, sedimentology and tidal channel processes on a high-tide-range mudflat, West-Coast of South- Korea. *Marine Geology*, 95, 111-130.
- Wenworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392.
- White, B.R., 1979. Soil transport by winds of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4643-4651.
- Wijnberg, K. M., Kroon, A., 2002. Barred beaches. *Geomorphology*, 1212, 103-120.
- Wijnberg, K.M., Terwindt, J.H.J., 1995. Quantification of decadal morphological behaviour of the central Dutch coast. *Marine Geology*, 126, 301-330.

- Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches - a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.
- Wright, P., 1976. *The Morphology, Sedimentary Structures and Processes of the Foreshore at Ainsdale, Merseyside, England*. PhD thesis (unpublished), University of Reading.
- Wu, Y., Falconer, R., Struve, J., 2001. Mathematical modelling of tidal currents in mangrove forests. *Environmental Modelling and Software*, 16, 19-29.
- Yalin, M.S., 1963. An expression for bedload transportation. *Journal of Hydraulics Division*, 221-250.
- Yang C.S., Sun J.S., 1988. Tidal sand ridge on the East China Sea shelf. In: De Boer, P.L., Van Gelder, A., Nio, S.D. (Eds), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*, Reidel Publishing, Dordrecht, Holland, 23-38.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W., Chun, S.S., 2005. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: summer tidal flat-winter shoreface. *Sedimentology*, 52, 235-252.
- Yang, S., 1991. Impact of Wind Driven Wave on Short-Period Erosion and deposition of Tidal Flat (English abstract), *Marine Sciences*, 59-64.
- Yates, M.G., Jones, A.R., McGrorty, S., Goss-Custard, J.D. 1993. The use of satellite imagery to determine the distribution of intertidal surface sediments of the Wash, England. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 36, 333-344.
- Zhang, K., Douglas, B.C., Leatherman, S.P., 2004. Global warming and coastal erosion. *Climatic Change*, 64, 41-58.

Liste des figures

CHAPITRE 1 : CONTEXTE ACTUEL ET PRÉSENTATION DU SITE EXPÉRIMENTAL

Figure 1.1 : Répartition mondiale des secteurs de plages à barres intertidales et celui des <i>tidal flat</i>	6
Figure 1.2 : Morphologie de la Côte d’Opale et localisation de la zone d’étude (extrait image SPOT5 © CNES 2007 distribution Spot Image S.A.)	13
Figure 1.3 : Bathymétrie simplifiée du Nord Pas de Calais (d’après SHOM Ifremer et James <i>et al.</i> , 2002).....	14
Figure 1.4 : Corps sédimentaires (d’après Augris <i>et al.</i> , 1995 et James <i>et al.</i> , 2002)	15
Figure 1.5 : Nature des fonds basée sur le pourcentage de gravier et le ratio sable sur vase selon la classification de Folk, 1954 (Augris <i>et al.</i> , 1995 et d’après James <i>et al.</i> , 2002).....	16
Figure 1.6 : Schématisation des processus et de leur modulation sur une avant-côte à influence mixte ‘houle-marée’, du type de la Manche orientale et du sud de la Mer du Nord, D’après Anthony et Orford (2002)	17
Figure 1.7 : Situation régionale, localisation du site d’étude (cadre rouge) et roses des vents de Dunkerque et Boulogne, extrait image SPOT5 © CNES 2003 distribution Spot Image S.A	18
Figure 1.8 : Rose des houles à Dunkerque entre 1973 et 1997, d’après les instructions nautiques (d’après Bertier, 2002).....	20
Figure 1.9 : Bancs sableux subtidaux et circulation hydrodynamique dans la Manche et la Mer du Nord (d’après une synthèse d’Anthony, 2002)	21
Figure 1.10 : Localisation et caractéristique de la zone d’étude. (Image © CNES, SPOT 2003). A noter, la présence d’un secteur particulièrement en accrétion, par rapport à la dynamique régionale.....	22
Figure 1.11 : Planche photographique présentant la diversité et le contraste des formes rencontrées durant l’étude du site des Hemmes de Marck.....	24
Figure 1.12 : Carte des différents aménagements humains et photographie aérienne oblique du littoral au niveau des Hemmes de Marck orientée vers le NE (Cliché C. Lahaeye).....	25
Figure 1.13 : Evolution morphologique longitudinale d’est (haut) en ouest (bas) des trois profils type de la plage des Hemmes.....	26
Figure 1.14 : Superposition des profils recalés par rapport au Niveau Moyen	27
Figure 1.15 : Evolution morphologique des 3 profils longitudinaux (interpolation à partir d’un levé MNT de mars 2007) recalés par rapport à la position du profil transversal central des Hemmes de Marck.....	28
Figure 1.16 : Répartition des zones préférentielles des grands types de figures sédimentaires, de macroformes ou mésoformes (mars 2007)	30
Figure 1.17 : Représentation de la bathymétrie et des bancs sableux au large de Calais (d’après Aernouts, 2005)	31
Figure 1.18 : Carte différentielle des fonds marins de 1911 à 1977 aux abords du port de Calais (Aernouts, 2005).....	32

Figure 1.19 : Extrait de l'orthophotoplan infrarouge couleur 2000, localisation des transects et évolution de la ligne du rivage de 1949 à 2000 (méthode statistique End Point Rate) d'après Aernouts (2005)	33
Figure 1.20 : Progression de la ligne de rivage en lien avec l'évolution des surfaces des mares de chasse au cours du temps. (Source : 1963 et 1994 photographie aériennes, 2000 : orthophotoplan 2000).....	34
CHAPITRE 2 : MATÉRIELS ET MÉTHODES	
Figure 2.1 : Organigramme d'un système côtier fonctionnel et insertion de l'approche méthodologique du projet.....	37
Figure 2.2 : Variation de hauteur d'eau et de la vitesse du vent entre le 01/09/2006 et le 07/07/2009, durée d'étude de la thèse avec positionnement temporel des différentes campagnes de mesures.....	39
Figure 2.3 : Détails des conditions de marée et météorologiques (données Météo France de la station de Calais) durant les 4 campagnes de mesures.....	40
Figure 2.4 : Station électronique de mesures topographiques très haute résolution (<i>LEICA, TC 407</i>), b) canne surmontée du réflecteur.....	40
Figure 2.5 : Localisation du profil et des semis de points pour l'établissement des MNT des zones ateliers vase et sable. (Source orthophotoplan 2005 PPige).....	41
Figure 2.6 : a) <i>DGPS System 1200</i> avec station fixe positionnée sur un relai de point géodésique et récepteur mobile, b) exemple du semis de points réalisé en septembre 2007 pour l'établissement du MNT de l'ensemble du site d'étude.	42
Figure 2.7 : Comparaison des mesures d'altitude pour un même profil avec les deux types de mesures (mesures directes au tachéomètre et mesures interpolées au DGPS).....	43
Figure 2.8 : Corrélations des mesures d'altitude sur un même profil entre le tachéomètre et le DGPS.....	44
Figure 2.9 : a) Granulomètre laser <i>Beckman Coulter LS 230</i> b) exemple de courbe granulométrique d'un échantillon sableux.....	45
Figure 2.10 : a) Diffractométrie à Rayons X b) Exemple de diffractogramme (Marion, 2007).....	47
Figure 2.11 : S4 déployé en bas de plage et schéma de l'appareil.....	48
Figure 2.12 : Midas DWR déployé et schéma de l'appareil.....	48
Figure 2.13 : Photographies d'un ADCP déployé sur la plage et schéma de l'appareil.....	49
Figure 2.14 : A) ADV déployé sur la plateforme, B) ADV sur la vasière silto-sableuse, C) Schéma de l'appareil, de la cellule de mesure, détails des transducteurs d'émission et de réception.....	49
Figure 2.15 : Décomposition du vecteur de courant moyen (rouge) en courants longitudinaux (V_l) et transversaux (V_t).....	51
Figure 2.16 : a) Photographie du déploiement, b) comparaison des hauteurs significatives, c) corrélation pour les valeurs de H_s entre l'ADCP et le S4, d) entre l'ADCP et l'ADV, e) entre l'ADCP et le Midas DWR, f) entre le S4 et l'ADV, g) entre le S4 et le Midas DWR et h) entre l'ADV et le Midas DWR.....	53
Figure 2.17 : Schéma du piège à sédiments et principe de fonctionnement (adapté de Charman, 2004, figure extraite de Marion, 2007).....	54
Figure 2.18 : Porte-filtres A). Schéma du système (d'après Jigorel, 1996) ; B) Station dans la dépression végétalisée de salicorne C) Station avec deux systèmes comparant les apports par marée et par cycle semi-lunaire D) Filtres saturés en haut de vasière silto-sableuse.....	54

Figure 2.19 : Altimètre A) Détail des composants de l'Altus (Deloffre, 2005) ; B) Altus sur site ; C) Schéma du déploiement (Ifremer)	55
Figure 2.20 : Localisation de la zone de piégeage sur la dernière barre intertidale du profil type de la plateforme et photographie du dispositif de mesures	56
Figure 2.21 : Comparaison des mesures des teneurs en eaux avec la méthode gravimétrique et la méthode capacitive.....	57
Figure 2.22 : Carottage, A) Carottes courtes, B) Réalisation de la carotte courte, C) Résultats après ouverture, D) Vibro-carottage, installation de l'échelle supportant le marteau piqueur, E) marteau piqueur, F) . Les tubes en aluminium sont enfoncés mécaniquement dans le sol.	62
Figure 2.23 : Localisation des transects d'étude d'évolution du trait de côte	64
Figure 2.24 : a) Spectroradiomètre portable et valise spectralon, b) localisation des points de mesures représentatifs, c) exemples de fiches résultats présentant la granulométrie et les réflectances selon les types de surface.....	65
Figure 2.25 : Fenêtres atmosphériques.....	69
Figure 2.26 : Localisation sur l'orthophotoplan 2000, et sur le profil topographique des différents déploiements de courantomètres pour les campagnes de Mars, Septembre 2007 et Avril 2008.....	72

CHAPITRE 3 : ANALYSE DES PROCESSUS MÉTÉO-MARINS

Figure 3.1 : Météorologie des 3 campagnes de mesures	76
Figure 3.2 : Rappel de la localisation des déploiements en Septembre 2007 et Avril 2008	77
Figure 3.3 : Synthèse des résultats hydrodynamiques de la campagne de septembre 2007	78
Figure 3.4 : Schéma de synthèse de la circulation hydrodynamique (houle et courants) lors d'une marée type de temps calme (flot et jusant)	79
Figure 3.5 : Synthèse des résultats hydrodynamiques de la campagne d'avril 2008.....	80
Figure 3.6 : Rappel du déploiement des courantomètres en mars 2007	81
Figure 3.7 : Synthèse des résultats hydrodynamiques de la campagne de mars 2007.....	82
Figure 3.8 : Données de houles pour les marées caractéristiques de mortes eaux et vives eaux de temps calmes	84
Figure 3.9 : Paramètres des courants caractéristiques lors des marées de ME et VE de temps calme.....	85
Figure 3.10 : Rappel de la circulation et décomposition du vecteur du courant moyen en composante transversale et longitudinale	86
Figure 3.11 : Paramètres de houles caractéristiques lors d'une marée avec une forte agitation de secteur N	88
Figure 3.12 : Principales caractéristiques des courants de marée en conditions agitées de secteur N	90
Figure 3.13 : Synthèse de la circulation hydrodynamique locale, lors d'une marée de VE, par agitation de secteur N	91
Figure 3.14 : Paramètres de houles caractéristiques lors des marées avec une forte agitation de secteur SW à W	92
Figure 3.15 : Principales caractéristiques des courants de marée en contexte agité (vent de secteur SW et W	93

Figure 3.16 : Synthèse de la circulation hydrodynamique locale, lors d'une marée de VE, par agitation de secteur W.....	94
Figure 3.17 : Spectre de houle à marée haute pour les différentes marées significatives de temps calme de ME, VE.....	95
Figure 3.18 : Relation entre la hauteur significative des houles (H_s) et le niveau d'eau qui sont enregistrés sur la plage et la PF.....	97
Figure 3.19 : Hauteur relative des vagues, γ_s , en fonction de la hauteur d'eau locale, h , sur la plage, le début et le haut de la PF.....	98
Figure 3.20 : Hauteur relative des vagues γ_s en zone de déferlement fonction de la pente locale normalisée β/kh pour les différentes zones du profil intertidal.....	100
Figure 3.21 : Positions des courantomètres et localisation des intervalles d'atténuations en automne (3 intervalles) et hiver 2007 (4 intervalles) sur le profil intertidal.....	101
Figure 3.22 : Atténuation de l'énergie des houles (%) calculée en Eq. 20 sur les différents secteurs du profil pour les campagnes de mars et septembre 2007.....	102
Figure 3.23 : Standardisation de l'atténuation de l'énergie de la houle $\delta E/m$ linéaire pour les deux campagnes de mesures d'hiver et d'automne 2007.....	103
Figure 3.24 : Atténuation de la vitesse des courants (δV_c) en % entre les différents points de mesures du profil intertidal pour les campagnes d'hiver et d'automne 2007 en fonction du niveau d'eau en bas de plage.....	103
Figure 3.25 : $\delta V_c/m$ pour les différents points de mesures du profil en fonction de la hauteur d'eau en bas de plage.....	104
Figure 3.26 : Paramètres des houles sur la PF durant la marée du 18 mars, avec H_s et T_p calculées selon deux méthodes (1 ^{er} méthode : spectre de 0,02 à 0,2 Hz ; 2 nd e méthode : spectre de 0,01 à 0,4 Hz).....	105
Figure 3.27 : Mise en évidence de l'accélération des courants sur la PF par vent fort, durant la marée du 18 mars 2007 a) Paramètres météorologiques, b) Hauteurs significatives des vagues, c) niveau d'eau, d) vitesses des courants moyens.....	106
Figure 3.28 : Variabilité des formes de transport éolien sur le site des Hemmes de Marck.....	107
Figure 3.29 : Localisation du déploiement éolien avec une longueur de fetch supérieure à 2000 m dans ce contexte météorologique avec un vent de SW.....	109
Figure 3.30 : Rappel de la localisation de la zone d'expérimentation.....	109
Figure 3.31 : Photographies des différents pièges montrant l'hétérogénéité des surfaces de déflation.....	110
Figure 3.32 : Conditions météorologiques enregistrées durant l'expérimentation.....	111
Figure 3.33 : Evolution spatiale et morphologique d'une dune éolienne de forme barkhanoïde selon le contexte météorologique.....	113
Figure 3.34 : Comparaison des taux de transport réels et estimés par les différentes formules semi-empiriques pour chaque piège.....	115
Figure 3.35 : Conditions météorologiques pour les 3 périodes de temps dit calmes (printemps – été) lorsque la PF est inondée.....	119
Figure 3.36: Conditions météorologiques pour les 3 périodes de temps dit agités (automne - hiver) lorsque la PF est inondée. Période préférentielle des tempêtes engendrant d'importants changements morphologiques.....	120
Figure 3.37: Conditions météorologiques pour les 3 périodes de temps dit calme (printemps – été) lorsque la PF est asséchée.....	122

Figure 3.38a: Conditions météorologiques pour les 3 périodes de temps dit agité (automne - hiver) lorsque la PF est asséchée. Période préférentielle de transit éolien. 1ere Partie automne hiver 2006-2007 et 2007-2008.....	123
---	-----

Figure 3.38b: Conditions météorologiques pour les 3 périodes de temps dit agité (automne - hiver) lorsque la PF est asséchée. Période préférentielle de transit éolien. 1ere Partie automne hiver 2006-2007 et 2007-2008.....	124
---	-----

CHAPITRE 4 : ÉTAT DES LIEUX ET ÉVOLUTION MORPHO-SÉDIMENTAIRE DU TRÈS COURT AU MOYEN TERME

Figure 4.1 : Orthophotoplan 2005 (Source PPige), localisation des transects et évolution de la ligne du rivage de 1949 à 2000 (méthode statistique End Point Rate) modifié de Aernouts (2005) et nouveaux calculs jusqu'à 2005.....	128
---	-----

Figure 4.2 : Evolution du cordon dunaire au niveau de la zone d'étude modifié d'après Habane (2004) et nouveau calcul des surfaces dunaires jusqu'en 2008.	129
---	-----

Figure 4.3 : Localisation de la zone en érosion (extrait orthophotoplan 2000). Photographies de la zone dunaire en érosion à l'est de la PF, au niveau des transects 3 à 5 en figure 4.29 malgré la présence d'une large surface de déflation.....	129
--	-----

Figure 4.4 : Evolution des surfaces dunaires à l'ouest par accolement de dunes embryonnaires insulaires, au niveau du secteur du Fort Vert (modifié d'après Habane, 2004) et limite externe en 2008.....	130
---	-----

Figure 4.5 : Evolution de la zone d'entrée de la PF avec formation de <i>green beach</i>	130
---	-----

Figure 4.6 : MNT de la PF et évolutions topographiques verticales entre les 3 campagnes de mesures.....	131
---	-----

Figure 4.7 : MNT de la zone atelier réalisé avant et après les VE de mars 2007 et différentiel de l'altitude entre les deux.....	133
--	-----

Figure 4.8 : Evolution saisonnière et annuelle des altitudes de la zone atelier "interface".	135
---	-----

Figure 4.9 : MNT de la zone atelier vase réalisé avant et après les VE de mars 2007 et différentiel de l'altitude entre les deux.	136
--	-----

Figure 4.10 : Illustrations photographiques de l'importante sédimentation locale au niveau de la zone atelier vase durant le cycle de VE.	136
--	-----

Figure 4.11 : Evolution saisonnière et annuelle des altitudes de la zone atelier vase.	137
---	-----

Figure 4.12 : Photographie de l'intensification de la densité de salicorne sur la zone atelier vase entre septembre 2007 et octobre 2008, sachant que la zone ne présentait aucune végétation au début de l'étude en mars 2007 (entouré en rouge, le piquet repère).....	138
--	-----

Figure 4.13 : Superposition de l'ensemble des levés topographiques transversaux, et localisation des barres intertidales.	139
--	-----

Figure 4.14 : Evolution topographique et variations altitudinales par mètre linéaire du profil central entre mars 2007 et janvier 2009.....	140
---	-----

Figure 4.15 : Répartition des valeurs absolues des fluctuations morphologiques au sein du profil topographique durant le suivi annuel.....	142
--	-----

Figure 4.16 : Evolution des volumes totaux, de la partie plage, du bas (bsf), du milieu (msf) et du haut de la PF (hsf) du profil entre chaque mesure et calcul des ces évolutions journalières en m ³	142
---	-----

Figure 4.17 : Zoom sur l'évolution topographique transversale pour chaque campagne de mesures hydrodynamiques. A noter le comblement progressif de la dépression située au centre de la zone MSF (mi-sandflat). (Aubry et al., 2009).....	143
---	-----

Figure 4.18 : Morphologie d'avant et d'après tempête, lors de la campagne de mars 2007.....	144
---	-----

Figure 4.19 : Evolution relative de la topographie et données hydrodynamiques pour les 2 campagnes d'hiver et d'automne 2007.	146
Figure 4.20 : Exemples d'évolutions altimétriques importantes, de dépôt ou érosion en fonction de la vitesse du vent et des Hs lors de deux marées caractéristiques (une mesure toutes les 2 secondes) lors des marées du 23 mars et 29 septembre 2007 ; position des appareils en figure 2.26	148
Figure 4.21 : a) Dispositif de suivi de sédimentation en haut de la PF. Association d'un Altus, d'un courantomètre ADV et d'un Booner b) Courbe granulométrique du sédiment piégé en septembre et c) comparaison avec celle des sédiments déposés en septembre 2007	149
Figure 4.22 : a) Rappel de localisation des filtres en haut de la PF et b) hydropériodes théoriques pour chacune des stations de mesures.	150
Figure 4.23 : Profil topographique le long de la radiale de mesures de dépôt à l'est de la PF, et hydropériode réelle mesurée durant le cycle complet de VE d'avril 2008	151
Figure 4.24 : Granulométrie des dépôts du 09/04/08 pour chaque station de mesures, comparaison des courbes granulométriques des échantillons types vaseux et sablo-vaseux de la figure 4.1.	152
Figure 4.25 : a) sédiments déposés par unité de surface, b) taux de sédimentation en fonction du nombre d'heures d'inondation	152
Figure 4.26 : Taux de sédimentation par heure d'inondation mis en relation avec les niveaux d'eau et la vitesse du vent	153
Figure 4.27 : Déploiement expérimental au soir du premier jour de mesures et conditions hydro-météorologiques moyennes précédents et durant l'expérience.....	155
Figure 4.28 : a) Variation de l'altitude mesurée par le dispositif, vitesses moyennes et rafales du vent local ; b) Résultats des 48h de suivi en condition immergée et émergée ; c) condition météo-marines associées.....	156
Figure 4.29 : Marée du 21/05, comparaison de la mesure du niveau d'eau à partir de l'Altus (une mesure toutes les 4 minutes) et du laser mètre (une mesure toutes les minutes)	157
Figure 4.30 : Superposition de 150 courbes granulométriques types, provenant de la PF, des zones ateliers vase et interface en rouge sont représentés les modes granulométriques	158
Figure 4.31 : Répartition sédimentaire pour l'ensemble de la PF en Mars, Septembre 2007 et Avril 2008. Interpolation par méthode de krigeage réalisée sous <i>surfer</i>	159
Figure 4.32 : Répartition de la composition des fractions sédimentaires pour tous les échantillons prélevés sur la PF lors des différentes campagnes de mesures (Hiver 2007, Automne 2007 et Printemps 2008).	160
Figure 4.33 : Distribution des grains moyens sur l'ensemble de la PF en Mars, Septembre 2007 et Avril 2008. Méthode d'interpolation au krigeage réalisée sous <i>Surfer</i>	161
Figure 4.34 : Répartition de l'indice statistique de tri (S_o) sur la PF pour l'ensemble des campagnes de mesures. Méthode d'interpolation au krigeage réalisée sous <i>Surfer</i>	162
Figure 4.35 : Répartition de l'indice statistique d'asymétrie (S_k) sur la PF pour l'ensemble des campagnes de mesures (mars, septembre 2007 et avril 2008). Méthode d'interpolation par krigeage réalisée sous <i>Surfer</i>	163
Figure 4.36 : Répartition de l'indice statistique de dispersion, de Kurtosis (K_u) sur la PF pour l'ensemble des campagnes de mesures. Méthode d'interpolation par krigeage réalisée sous <i>Surfer</i>	164

Figure 4.37 : Evolution de la répartition des sédiments fins de la PF durant les campagnes de mars, de septembre 2007 et d'avril 2008.	165
Figure 4.38 : Rappel de localisation	166
Figure 4.39 : Caractérisation de la répartition sédimentaire avant et après un cycle de VE en Mars 2007, ainsi qu'en Septembre 2007. Méthode d'interpolation au krigeage	166
Figure 4.40 : Répartition de la composition des fractions sédimentaires pour tous les échantillons prélevés sur la zone atelier "interface", lors des différentes campagnes de mesures, avant et après les VE de mars 2007 et avant les VE en septembre 2007	167
Figure 4.41 : Courbe granulométrique d'un échantillon type vaso-sableux de la zone interface avec calcul du nouveau grain moyen pour chaque fraction (fine et sableuse) de l'échantillon	168
Figure 4.42 : Superposition de 20 courbes granulométriques de la zone atelier du 27 mars 2007.....	168
Figure 4.43 : Distinction des évolutions spatio-temporelles des sous-indices statistiques granulométriques pour les fractions sableuses et vaseuses des échantillons de la zone atelier "interface". Méthode d'interpolation par krigeage	169
Figure 4.44 : Superposition de 85 courbes granulométriques extraites de la zone atelier interface en septembre 2007	170
Figure 4.45 : Evolution de la répartition des sédiments fins de la zone atelier "interface" avant et après les VE de mars 2007 ainsi qu'avant les VE de septembre 2007.....	171
Figure 4.46 : Rappel de localisation.....	172
Figure 4.47 : Répartition des faciès sédimentaires avant et après un cycle de VE en Mars 2007, ainsi qu'en Septembre 2007. Interpolation par krigeage réalisée sous <i>Surfer</i>	172
Figure 4.48 : Evolution du grain moyen entre le 16 et le 25 mars et le 21 septembre 2007, et positionnement de carottes réalisées.....	173
Figure 4.49 : Répartition de la composition des fractions sédimentaires pour les échantillons prélevés sur la zone atelier "vase" (avant et après les VE de mars 2007 ; avant les VE en septembre 2007).....	173
Figure 4.50 : Courbe granulométrique d'un échantillon type vaso-sableux de la zone vase avec calcul du nouveau grain moyen pour chaque fraction (fine et sableuse) de l'échantillon	174
Figure 4.51 : Distinction des évolutions spatio-temporelles des sous-indices statistiques granulométriques pour les fractions sableuses et vaseuses des échantillons de la zone atelier "vase". Méthode d'interpolation par krigeage.....	176
Figure 4.52 : Evolution de la répartition des sédiments fins de la zone atelier "vase" le 16 mars, le 25 mars et le 21 septembre 2007.....	177
Figure 4.53 : Composition sédimentaire des échantillons % en sables très fins (50-125 μm), sables fins (125-250 μm) et silts et argile (2-50 μm), le long du profil topographique transversal hiver et automne 2007 et printemps 2008. (Extrait de Aubry et al., 2009	179
Figure 4.54 : Superposition des courbes granulométriques des échantillons pour les différents profils.....	179
Figure 4.55 : Observation et résultats des caractéristiques et compositions des grains de sable du secteur d'étude	180
Figure 4.56 : Résultats des analyses diffractométriques de l'argile	180
Figure 4.57 : Analyse faciologique de la carotte 11 du 27 mars 2007 (zone interface sable/vase).....	182

Figure 4.58 : Analyse faciologique de la carotte 10 du 25 mars 2007 (zone atelier vase).....	183
Figure 4.59 : Evolution stratigraphique d'une même zone de l'atelier interface (localisée par extrait orthophotoplan 2005, source PPige).....	184
Figure 4.60 : Suivi stratigraphique d'une même zone de l'atelier vase (localisée par extrait orthophotoplan 2005, source PPige).....	185
Figure 4.61 : Interprétation d'après description et photographie. Mesures granulométriques sur positions stratégiques. Faciès inférieur de 4,32 à 3,6m ; moyen de .3,6 à 0,6 m et supérieur de 0,6 à surface	187
Figure 4.62 : Courbes granulométriques de la lamine de vase à 4,35 m de profondeur comparée à celle des échantillons vaseux types de la PF actuellement.....	189
Figure 4.63 : Coupe stratigraphique transversale simplifiée	189
CHAPITRE 5 : APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION SPATIALE DANS L'ÉTUDE DES LITTORAUX	
Figure 5.4 : Spectres types des faciès sédimentaires rencontrés sur la PF et limites des bandes spectrales des satellites SPOT5.....	192
Figure 5.5 : Superposition des altitudes mesurées <i>in situ</i> (MNT PF) pour l'estimation de la hauteur du niveau d'eau au moment des captures SPOT5 en 2007	193
Figure 5.6 : Densité des levés topographique sur extrait d'image (entouré bleu zone du banc tidal) ; b) conditions météomarine (hauteur d'eau prédite par SHOM et caractéristiques des vents ; c) Variation des marges d'erreurs spatiales et altitudinales pour l'acquisition SPOT 2007	194
Figure 5.7 : a) Correspondance des altitudes mesurées et extraites de l'image F2 b) superposition des profils topographiques d'avant et d'après captation, comparés avec le profil d'avril 2008.....	195
Figure 5.8 : Superposition des altitudes mesurées <i>in situ</i> (MNT PF avril 2008) pour l'estimation de la hauteur du niveau d'eau au moment des captures F2 le 28 septembre 2008.....	196
Figure 5.9 : Variation des marges d'erreurs spatiales et altitudinales pour l'acquisition F2 du 28/09/2008.....	197
Figure 5.10 : Comparaison de la superposition de l'image F2 du 28/09/08 avec le MNT PF (avril 2008) avant et l'intégration de l'isoligne extraite par information satellite. Nouvelle interpolation du MNT par méthode de kigeage sous <i>surfer</i> . (Aubry <i>et al.</i> , en préparation).....	198
Figure 5.11 : Extrait de la bibliothèque de données spectrales (20 mesures) recueillies durant plusieurs campagnes de terrain (exemples de 20 spectres et 8 photographies)	201
Figure 5.12 : Exemple des caractéristiques géotechniques, granulométriques et des propriétés physiques spectrales d'un échantillon type de vase	202
Figure 5.13 : Corrélations entre les 2 résultats de réflectances selon la date d'acquisition (a) ; les bandes SPOT (b) ; le type de sédiments (c) ; et le taux d'humidité (d) sans corrections atmosphériques.....	204
Figure 5.14 : Imagettes des classifications non supervisées des extraits des images satellites SPOT de 2007, 2008 et F2 2008.....	205
Figure 5.15 : Classification supervisée (méthode par maximum de vraisemblance et analyse majoritaire) des images SPOT5 de 2007 et 2008 et F2 de 2008.....	206
Figure 5.16 : Matrice de confusion pour l'ensemble des classifications supervisées des extraits d'images SPOT pour les années 2007 et 2008a et celle de F2 de 2008b.....	207

Figure 5.17 : Evolution surfacique des zones envasées par estimation de la classification des images satellites non corrigées de l’atmosphère	210
Figure 5.18 : Corrélation entre les réflectances <i>in situ</i> mesurées au sol et les réflectances calculées à partir des données satellites avec une correction atmosphérique de modèle US62 standard pour les images SPOT, <i>midlatitude summer</i> pour l’image de F2 et un modèle d’aérosols continental pour les trois acquisitions	212
Figure 5.19 : Classification non supervisée (méthode ISODATA) après corrections atmosphériques des images SPOT5 de 2007 et 2008 ainsi que celle de F2 en 2008	213
Figure 5.20 : Classification supervisée par la méthode maximum de vraisemblance après corrections atmosphériques des images SPOT5 (2007 et 2008) et F2 (2008)	214
Figure 5.21 : Matrices de confusion, pour les classifications supervisées des images corrigées SPOT5 de 2007 et 2008 et celle de F2 de 2008	215
Figure 5.22 : Comparaison des surfaces envasées mesurées <i>in situ</i> et estimées (avec et sans corrections atmosphériques et selon les types de classifications) pour les images SPOT5 de 2007 et 2008	216
Figure 5.23 : Comparaison des contours des surfaces envasées sur le zoom de la PF des Hemmes de Marck par estimation satellitale par méthode de classification supervisée avec et sans corrections atmosphériques et les cartes sédimentaires de terrain (interpolation par krigeage) en mars 2007 et avril 2008.....	217
Figure 5.24 : Superposition des informations (Mars 2007 et Avril 2008) topographiques (profil central), sédimentaires (grain moyen associés) et spectrales, corrigées des effets de l’atmosphère (axe d’extraction du transect géoréférencé des pixels superposés au profil central topographique pour toutes les bandes de SPOT5	218
Figure 5.25 : Régions du spectre complémentaires à celles de SPOT5 et F2 qui pourraient améliorer la discrimination des surfaces sédimentaires	221

CHAPITRE 6 : BILAN MORPHO-SÉDIMENTAIRE, VERS UNE COMPRÉHENSION GLOBALE DES MÉCANISMES QUI RÉGISSENT LE PROFIL CÔTIER

Figure 6.1 : Echelle temporelle d’observation de la zone d’étude présentant les données disponibles (passées et actuelles)	225
Figure 6.2 : Carte de la répartition spatiale des Hs, houle de NE, en 1911 et 1977. La figure présente l’évolution de la hauteur significative (Hs) des vagues depuis le large jusqu’à la côte (Aernouts, 2005)	223
Figure 6.3 : Synthèse de l’hydrodynamisme sur l’ensemble de la PF, lors d’une marée classique de VE	229
Figure 6.4 : Synthèse des différentes sources de MES en Manche est (extrait de Velegrakis et al., 1997)	234
Figure 6.5 : a) Composition colorée SeaWIFS de 1999, montrant les zones de fortes concentrations en MES en Manche et Mer du Nord (baies, estuaires...). b) Résultats issus de Feitweis et al. (2007) , présentant les variations saisonnières de la répartition des MES en Manche et Mer du Nord d’après l’analyse de 362 images satellites, de mesure <i>in situ</i> et d’intégration d’un modèle hydrodynamique 2D	235
Figure 6.6 : Schéma conceptuel de zonation transversale hydrodynamique permettant la sédimentation fine en milieux ouvert macrotidal	236
Figure 6.7 : Echelle temporelle d’observation de la zone d’étude à l’échelle de la marée	239

Figure 6.8 : Caractéristiques du grain moyen, de la vitesse critique de mise en mouvement des sédiments et pourcentages (en temps par rapport à la durée totale de la marée) de courants efficaces (Vitesses > U^*_{cr}) lors de la marée de ME du 7 octobre 2007.	241
Figure 6.9 : Synthèse des mouvements sédimentaires lors des marées de ME.....	242
Figure 6.10 : Caractéristiques du grain moyen, des vitesses critiques de mise en mouvement des sédiments et pourcentages de courants efficaces lors de la marée de VE du 29 septembre 2007.....	242
Figure 6.11 : Synthèse des mouvements sédimentaires lors des marées de VE.....	243
Figure 6.12 : Caractéristiques du grain moyen, des vitesses critiques de mise en mouvement des sédiments et pourcentages de courants efficaces lors de la marée de temps agité de vents de secteur W, du 18 mars 2007.....	244
Figure 6.13 : Synthèse des mouvements sédimentaires, lors des marées agitées par des vents de secteur W.....	244
Figure 6.14 : Caractéristiques du grain moyen, des vitesses critiques de mise en mouvement des sédiments et pourcentages de courants efficaces lors de la marée de temps agité de vents de secteur de N, du 20 mars 2007.....	245
Figure 6.15 : Synthèse des mouvements sédimentaires lors des marées agitées par des vents de secteur N.....	246
Figure 6.16 : Direction et intensité des flux sédimentaires le long du profil intertidal, pour différents types de temps, de VE, agité de secteur W et N.....	247
Figure 6.17 : Echelle temporelle d'observation sur un cycle VE/ME.....	249
Figure 6.18 : Modèle conceptuel de comportement global de la PF, selon les différents types de temps (calme, agité de secteur N ou W) et selon les différents niveaux d'eau durant un cycle complet de marée.....	250
Figure 6.19 : Synthèse morpho-sédimentaire du secteur d'étude, variation des taux de sédimentation et d'accrétion dans l'espace, comportement spatial de la PF des Hemmes de Marck.....	255
Figure 6.20 : Coupe transversale schématique du profil intertidal : spatialisation et fonctionnement morpho-sédimentaire de chaque zone d'intérêt.....	256
Figure 6.21 : Echelle temporelle d'observation dans le futur.....	260
Figure 6.22 : Schéma d'hypothèse d'évolution future pour la PF des Hemmes de Marck si la tendance actuelle de comblement continue.....	261
Figure 6.23 : Augmentation, d'ici 2015, du niveau moyen des pleines mers liée au cycle bidécennal des marées (<i>Gratiot et al., 2008</i>).....	263
Figure 6.24 : Hypothèse d'évolution future en cas de hausse trop brutale du niveau marin, associée à des évènements agités.....	266
Figure 6.25 : Synthèse des différentes phases de dépôts enregistrés d'après l'analyse des carottes longues.....	267

Liste des tableaux

CHAPITRE 1 : CONTEXTE ACTUEL ET PRÉSENTATION DU SITE EXPÉRIMENTAL

Tableau 1.1 :	Synthèse d'études antérieures sur les plages intertidales (d'après Wijnberg et Kroon, 2002 ; Sedrati, 2006).....	7
Tableau 1.2 :	Synthèse de références d'études de <i>tidal flat</i> composés de sédiments hétérogènes (d'après Holland et Elmore, 2008 modifié)	10
Tableau 1.3 :	Pentes moyennes en degrés des 3 profils longitudinaux	28
Tableau 1.4 :	Pentes moyennes en degré des 3 profils transversaux.....	29

CHAPITRE 2 : MATÉRIELS ET MÉTHODES

Tableau 2.1 :	Erreurs moyennes des mesures d'altitude réalisées DGPS sur le profil central	44
Tableau 2.2 :	Classification des sédiments de Udden-Wentworth.....	45
Tableau 2.3 :	Classes granulométriques dérivées de la classification de Larsonneur (1971)	46
Tableau 2.4 :	Niveaux moyens des marées (SHOM).....	50
Tableau 2.5 :	Synthèse des données utilisées au cours de l'étude.....	67
Tableau 2.6 :	Récapitulatif de l'ensemble des données récoltées durant les 4 campagnes de mesures	73

CHAPITRE 3 : ANALYSE DES PROCESSUS MÉTÉO-MARINS

Tableau 3.1 :	Récapitulatif des enregistrements (houles et courants) pour la marée 27 (ME) et 11 (VE)	83
Tableau 3.2 :	Récapitulatif des enregistrements (houles et courants) pour la marée 11, lors d'agitation de secteur N	87
Tableau 3.3 :	Récapitulatif des enregistrements (houles et courants) pour les marées 6 et 7 (campagne d'hiver) lors d'agitation de secteur W à SW.....	91
Tableau 3.4 :	Synthèse des résultats de l'expérimentation. Les taux de transports sont exprimés en kg par mètre linéaire et par heure ($\text{kg.m}^{-1}.\text{h}^{-1}$).....	110
Tableau 3.5 :	Synthèse des déplacements de la barkhane en fonction des conditions météorologiques	113
Tableau 3.6 :	Comparaison des taux de transport réels et théoriques avec différentes formules semi-empiriques.....	114

CHAPITRE 4 : ETAT DES LIEUX ET ÉVOLUTION MORPHO-SÉDIMENTAIRE DU TRÈS COURT AU MOYEN TERME

Tableau 4.1 :	Volumes avant et après tempête du profil intertidal (plancher à -3 m IGN 69)	145
---------------	--	-----

CHAPITRE 5 : APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION SPATIALE DANS L'ÉTUDE DES LITTORAUX

Tableau 5.1 :	Estimation des surfaces envasées par la méthode de classification supervisée des images satellites non corrigées des effets de l'atmosphère	210
Tableau 5.2 :	Synthèse des capacités et limites des capteurs SPOT5 et F2, propositions de remédiation. (MS = multipectral).....	220

CHAPITRE 6 : BILAN MORPHO-SÉDIMENTAIRE, VERS UNE COMPRÉHENSION GLOBALE DES MÉCANISMES QUI RÉGISSENT LE PROFIL CÔTIER

Tableau 6.1 :	Synthèse des débits solides (kg/ marée) le long du profil intertidal (1 m de largeur), selon les différentes marées significatives de ME, VE, agité de secteur W et N	248
Tableau 6.2 :	Conséquence d'une hausse du niveau marin de 0,4 m sur les hauteurs des vagues significatives, les pentes de plage du profil intertidal	265

Table des matières

Avant propos	i
Sommaire	iii
Abréviations et symboles	iv
Introduction générale.....	1
CHAPITRE 1 : CONTEXTE ACTUEL ET PRÉSENTATION DU SITE EXPÉRIMENTAL	5
Introduction	5
1. Contexte mondial, état de l'art.....	5
1.1. Les plages sableuses à barres intertidales	5
1.2. Les replats, <i>tidal Flat, sandflat, Wadden</i>	8
2. Caractéristiques générales de la zone d'étude	12
2.1. Généralités	12
2.2. Caractéristiques morphologiques et sédimentologiques du domaine marin du Nord-Pas-de-Calais.....	13
2.3. Contexte météorologiques et hydrologique	17
2.3.1. Conditions météorologiques générale	
2.3.1.1. Type de temps	17
2.3.1.2. Les vents.....	17
2.3.2. Conditions hydrodynamiques générales.....	19
2.3.2.1. La marée.....	19
2.3.2.2. Les vagues	19
2.3.3. Impacts de ces conditions sur le transit sédimentaire à long terme.....	20
3. Aspects généraux et présentation du site d'étude.....	21
3.1. Présentation du site	21
3.2. Variabilité topographique et sédimentaire	25
3.3. Origine de la singularité du site	30
3.4. Evolution et rythmes d'évolution du trait de côte depuis 1949	32
Conclusion du chapitre 1	34
CHAPITRE 2 : MATÉRIELS ET MÉTHODES	37
Introduction	37
1. Approche multi-scalaire et pluridisciplinaire	38
2. Techniques d'étude.....	40
2.1. Géoréférencement et topographie.....	40

2.1.1. Station électronique.....	40
2.1.2. DGPS.....	42
2.1.3. Validation pour comparaison de l'interpolation du MNT plateforme, calcul des marges d'erreurs	43
2.2. Caractéristiques du sédiment	44
2.2.1. Granulométrie.....	44
2.2.1.1. Protocole expérimental.....	45
2.2.1.2. Paramètres granulométriques	45
2.2.1.3. Analyse minéralogique des argiles.....	47
2.3. Mesures hydrodynamiques	48
2.3.1. Instrumentation.....	48
2.3.1.1. Le S4 ADW (Interocean System).....	48
2.3.1.2. Le Midas DWR (Valeport).....	49
2.3.1.3. L'ADCP (<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i> ; RD Instruments)	49
2.3.1.4. L'ADV Nortek (<i>Acoustic Doppler Velocimeter</i>).....	50
2.3.2. Paramètres de la marée.....	50
2.3.3. Paramètres de la houle.....	51
2.3.4. Paramètre des courants	51
2.3.5. Homogénéité des données	52
2.4. Caractérisation et quantification de la sédimentation	53
2.4.1. Suivi du transport des matières en suspension (MES)	53
2.4.2. Quantification de la sédimentation	54
2.4.3. Variation relative de la topographie	55
2.4.4. Mesures et quantification du transport éolien réel.....	56
2.4.5. Transport théorique éolien et marin	58
2.4.5.1. Vitesse de frottement et tension de cisaillement	58
2.4.5.2. Flux de sédiment éolien.....	60
2.5. Agencement des corps sédimentaires, stratigraphie	62
2.5.1. Sondages.....	62
2.5.2. Lithologie et description de faciès.....	63
2.6. Analyses spatiales	63
2.6.1. Rectification de photographies aériennes.....	63
2.6.2. Cinétique côtière à court et long terme.....	63
2.7. Spectro-radiométrie	64
2.7.1. Appareils utilisés	64
2.7.2. Protocole de mesure	65
2.8. Télédétection spatiale	66

2.8.1. Caractéristiques techniques des données utilisées	66
2.8.2. Géoréférencement et corrections géométriques	68
2.8.3. Calibrations radiométriques	68
2.8.4. Corrections atmosphériques	69
2.8.5. Traitement d'images.....	71
2.8.6. Classifications des pixels.....	71
3. Caractérisation et objectifs des différentes campagnes de mesures	71
Conclusion du chapitre 2.....	74
CHAPITRE 3 : ANALYSE DES PROCESSUS MÉTÉO-MARINS	75
Introduction	75
1. L'hydrodynamisme général.....	75
1.1. Conditions météorologiques	75
1.2. Caractéristiques générales des différentes campagnes de mesures	77
1.2.1. Période calme : campagne d'automne 2007 et de printemps 2008	77
1.2.2. Période agitée : campagne d'hiver 2007	81
2. Détails de l'hydrodynamisme selon différentes conditions météorologiques	83
2.1. Hydrodynamisme modal de temps calme.....	83
2.1.1. Les caractéristiques des houles	83
2.1.2. Les caractéristiques des courants.....	84
2.1.2.1. Courants moyens	84
2.1.2.2. Courants longitudinaux	85
2.1.2.3. Courants transversaux	86
2.2. Hydrodynamisme de temps agité.....	86
2.2.1. Forçage de secteur Nord : marée n° 11 (campagne d'hiver 2007).....	87
2.2.1.1. Caractéristiques des houles	87
2.2.1.2. Caractéristiques des courants	89
2.2.1.2.1. Courants moyens	89
2.2.1.2.2. Courants longitudinaux	89
2.2.1.2.3. Courants transversaux	89
2.2.2. Forçage de secteur SW à W : marées 6 et 7 campagne d'hiver 2007.....	91
2.2.2.1. Caractéristiques des houles	91
2.2.2.2. Caractéristiques des courants	92
2.2.2.2.1. Courants moyens	92
2.2.2.2.2. Courants longitudinaux	93
2.2.2.2.3. Courants transversaux	94

2.2.2.3. Variabilité de l'énergie spectrale de la houle reçue.....	94
2.3. Analyses des courants, vagues et clapot sur la plateforme	96
2.3.1. Dissipation de l'énergie des vagues	97
2.3.1.1. Notion de hauteur relative des vagues.....	97
2.3.1.2. Amortissement des vagues le long du profil intertidal	101
2.3.2. Dissipation de l'énergie des courants	103
2.4. Cas particulier : interactions vent-houle-marée sur la plateforme.....	105
2.4.1. Exemple de reformation du clapot sur la plateforme par un vent local	105
2.4.2. Exemple d'accélération des courants sur la plateforme par vent local fort	106
3. Transport éolien	107
3.1. Présentation du contexte et généralités	107
3.2. Méthode et contexte météorologique de l'expérimentation	109
3.3. Transport réel déterminé à partir de mesures.....	110
3.3.1. Piégeage et taux de transport	110
3.3.2. Morphologie et dynamique spatiale des formes éoliennes.....	112
3.4. Calcul du transport théorique.....	114
3.5. Variabilité du transport éolien à l'interface des plages à barres, de la plateforme sableuse et de la dune bordière.....	115
4. Analyse des données météorologiques selon les niveaux d'eau et les saisons durant les 3 années de suivi.....	117
4.1. Période durant laquelle la plateforme est inondée	118
4.1.1. Période de temps dit calme et plateforme inondée	118
4.1.2. Période de temps dit agité et plateforme inondée	119
4.2. Période durant laquelle la plateforme est asséchée	121
4.2.1. Période de temps dit calme et plateforme asséchée	121
4.2.2. Période de temps dit agité et plateforme asséchée	122
4.3. Conséquences morfo-sédimentaires de la météorologie.....	124
Conclusion du chapitre 3.....	125

CHAPITRE 4 : ETAT DES LIEUX ET EVOLUTION MORPHO-SEDIMENTAIRE DU TRES COURT AU MOYEN TERME 127

Introduction	127
1. Morphologie générale et évolution du trait de côte à moyen terme.....	127
1.1. Évolution du trait de côte.....	127
1.2. Évolutions morphologiques saisonnières de la plateforme	131
1.3. Évolutions par cycles lunaires et par saisons des zones ateliers.....	132
1.3.1. Évolution semi-lunaire de la zone atelier "interface"	132

1.3.2. Évolution saisonnière et annuelle de la zone atelier "interface"	134
1.3.3. Évolution semi-lunaire de la zone atelier "vase"	135
1.3.4. Évolution saisonnière et annuelle de la zone atelier "vase"	137
1.3.5. Conclusion intermédiaire	138
1.4. Variabilité topographique transversale sur un cycle annuel	139
1.4.1. Variations annuelles	139
1.4.2. Tendances évolutives saisonnières.....	143
1.4.3. Enregistrement et impact sur la topographie d'un événement exceptionnel : la tempête du 20 mars 2007	144
1.5. Mesures d'accrétion/érosion, piégeages et taux de sédimentation	145
1.5.1. Mesures altimétriques et hydrodynamiques par cycle de VE.....	145
1.5.2. Étude des processus à l'échelle de la marée.....	147
1.5.2.1. Exemple d'un processus érosif.....	147
1.5.2.2. Exemple d'un processus de sédimentation.....	148
1.5.3. Mesures de piégeage en suspension	149
1.5.4. Mesures de piégeage et taux de sédimentation.....	150
1.6. Télédétection in situ : mesure de la sédimentation éolienne par télémétrie laser	154
1.6.1. Méthodologie et intérêt de l'expérimentation	154
1.6.2. Résultats du suivi des 48 heures.....	155
1.6.3. Perspectives	156
2. Caractéristiques et évolution saisonnière de la couverture sédimentaire	158
2.1. Caractéristiques granulométriques	158
2.2. Évolutions sédimentaires saisonnières de la plateforme	159
2.2.1. Répartition des faciès sédimentaires	159
2.2.2. Répartition spatiale des fractions uniquement sableuses, vaseuses et intermédiaires	160
2.2.3. Répartition spatio-temporelle du grain moyen	161
2.2.4. Répartition de l'indice statistique sédimentaire de tri	162
2.2.5. Répartition de l'indice statistique sédimentaire d'asymétrie	162
2.2.6. Répartition de l'indice statistique sédimentaire de dispersion	164
2.2.7. Évolution de la teneur en particules fines (< 50 µm)	164
2.3. Évolution sédimentaire bimensuelle et saisonnière de la zone atelier "interface"	166
2.3.1. Répartition des faciès sédimentaires	166
2.3.2. Répartition spatiale des fractions sableuses, vaseuses et intermédiaires.....	167
2.3.3. Evolution de la répartition des sous-indices statistiques sédimentaires	167
2.3.3.1 Exemple d'application à la taille du grain moyen d'un échantillon type de la zone atelier "interface"	167

2.3.3.2. Evolution durant la VE de mars 2007	168
2.3.3.3. Répartition des sous-indices en septembre 2007	168
2.3.4. Évolution de la répartition des sédiments fins sur la zone "interface"	168
2.3.5. Conclusion intermédiaire	171
2.4. Évolution bimensuelle et saisonnière de la zone atelier vase	171
2.4.1. Répartition des faciès sédimentaires	171
2.4.2. Répartition de la taille du grain moyen	172
2.4.3. Répartition spatiale des fractions sableuses, vaseuses et intermédiaires	173
2.4.4. Évolution de la répartition des sous-indices statistiques sédimentaires	174
2.4.4.1. Exemple d'application au grain moyen de l'échantillon type de la zone atelier vase.....	174
2.4.4.2. Evolution durant la VE de mars 2007	175
2.4.4.3. Evolution de la répartition des sous-indices statistiques en septembre 2007	175
2.4.5. Évolution de la répartition des sédiments fins sur la zone atelier "vase"	177
2.4.6. Conclusion intermédiaire	177
2.5. Évolutions saisonnières de la composition sédimentaire du profil transversal.....	178
2.6. Caractéristiques des sables et composition de l'argile	180
2.6.1. Caractéristiques des sables	180
2.6.2. Composition des argiles	180
3. Stratigraphie des dépôts	181
3.1. Analyses granulométriques de quelques carottes types	181
3.1.1. Exemple d'une carotte type de la zone atelier "interface"	181
3.1.2. Exemple d'une carotte type de la zone atelier "vase"	182
3.2. Synthèse des résultats des carottes courtes	183
3.3. Analyse faciologique des carottes longues.....	185
Conclusion du chapitre 4	190

CHAPITRE 5 : APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION SPATIALE DANS L'ÉTUDE DES LITTORAUX 191

Introduction	191
1. Télédétection spatiale, étude du profil topographique de plage	192
1.1. La méthode d'extraction indirecte de la topographie, <i>Shoreline Detection Method</i>	193
1.1.1. Extraction topographique des deux images SPOT5	193
1.1.2. Extraction topographique des 2 images F2	195
1.2. Intérêt, critiques et limites de la méthode	197

2. Caractérisation granulométrique et géotechnique des matériaux de l'estran par télédétection spatiale optique et mesures <i>in situ</i>	199
2.1. Intérêt des techniques de télédétection pour l'analyse sédimentaire des zones intertidales	199
2.2. Mesures <i>in situ</i> préliminaires	201
2.3. Définition et utilisation des corrections atmosphériques pour les images	203
2.3.1. Classifications non supervisées	204
2.3.2. Classifications supervisées	206
2.4. Images corrigées des effets de l'atmosphère	211
2.4.1. Algorithme choisi	211
2.4.2. Classifications non supervisées	212
2.4.3. Classifications supervisées	213
2.5. Comparaison et critiques des méthodes	215
2.5.1. Validation de la méthode.....	216
2.5.2. Conclusion sur l'apport de la télédétection et remarques.....	219
2.5.3. Perspectives	222
Conclusion du chapitre 5.....	223

CHAPITRE 6 : BILAN MORPHO-SÉDIMENTAIRE : VERS UNE COMPRÉHENSION GLOBALE DU SYSTEME PLATEFORME225

Introduction	225
1. Évolution passée, morphodynamique et sédimentaire à l'échelle pluriannuelle (1911-2006)	225
2. Évolution morpho-sédimentaire à l'échelle annuelle 2006-2009	227
2.1. Particularités morpho-sédimentaires du site	228
2.1.1. Caractéristiques hydrodynamiques.....	228
2.1.2. Caractéristiques morphologiques	230
2.1.3. Le cas particulier des sédiments fins.....	231
2.1.4. L'empreinte majeure de la météorologie.....	237
2.1.4.1. Processus moteur.....	237
2.1.4.2. Une dynamique éolienne contrariée	237
2.1.4.3. Rôles des tempêtes	238
2.2. Évolution à l'échelle de la marée	239
2.2.1. Marées types de temps calme	241
2.2.1.1. Marée de ME.....	241
2.2.1.2. Marée de VE.....	242
2.2.2 Marées types de temps agité.....	243

2.2.2.1. Marée agitée avec vents de secteur W.....	243
2.2.2.2. Marée agitée avec vents de secteur N.....	244
2.2.3. Flux et bilans sédimentaires sur le profil intertidal	246
2.2.3.1. Calculs des flux sédimentaires	246
2.2.3.2. Calcul des débits de sédiments transportés	247
3. Vers une compréhension des processus et de leurs conséquences	
à l'échelle VE/ME.....	248
3.1. Modèle conceptuel de comportement global de la plateforme	249
3.2. Bilan sédimentaire à court terme.....	253
3.3. Bilan de l'étude	257
3.3.1. Comparaison avec d'autres domaines dissipatifs	257
3.3.2. Conclusion.....	258
4. Vers une compréhension évolutive.....	260
4.1. Une évolution identique aux tendances actuelles.....	261
4.2. Une évolution liée à la hausse du niveau marin relatif.....	262
4.3. Une évolution liée au cycle bidécennal de 18,6 ans.....	263
4.4. Une cyclicité à long terme.....	267
Conclusion du chapitre 6	268
Conclusion générale	269
Références Bibliographiques.....	275
Liste des Figures.....	295
Liste des tableaux	305
Table des matières.....	306
Annexes.....	314

ANNEXE A :

Détails et précisions des appareils et méthodes utilisés :

1) Laser Beckman Coulter LS 230

Il est composé d'un système optique, couplé à un ordinateur et d'un système de transport de l'échantillon à analyser à travers le faisceau lumineux. Un faisceau chromatique traverse une cellule dans laquelle les particules à mesurer sont maintenues en suspension. La lumière incidente est diffractée par les particules puis reçue par une lentille qui renvoie l'image sur une cellule formée de multiples photo-détecteurs concentriques (Robbe et Roger, 1987).

L'appareil réalise une mesure de bruit de fond afin d'enregistrer les phénomènes de diffraction engendrés par l'eau qui sert en général de dispersant. L'échantillon est introduit directement dans la cuve d'analyse puis la suspension est injectée dans la cellule de mesure.

2) Le diffractomètre et les diffractogrammes :

Afin de déterminer les types présents d'argiles, nous avons utilisé un diffractomètre à rayons X PW 1729 PHILIPS (USTL-Geosystèmes) dont les réglages sont optimisés pour travailler dans les petits angles (de $3^\circ 2\theta$ à $32^\circ 2\theta$) où diffractent principalement les minéraux argileux.

Un diffractogramme est un graphique représentant en abscisses les angles de diffraction ou distance réticulaire (en $^\circ 2\theta$ ou en Å) et en ordonnée une intensité de diffraction de chaque pic caractéristique. On sait que chaque minéral possède une signature de distance réticulaire marquée c'est pourquoi on prend en compte les réflexions principales cependant la kaolinite par exemple peut apparaître à 7 Å mais aussi à 3,58 Å.

Une préparation des échantillons est réalisée au préalable au laboratoire (broyage, décarbonatation, défloculation, extraction de la fraction 2 µm, centrifugation, orientation sur lame de verre). Pour obtenir une analyse diffractométrique complète d'un échantillon, trois lames ayant subi différents traitements sont nécessaires :

- lame « normale » : séchage
- lame « chauffée » : chauffage à 490 °C pendant 2 h
- lame « glycolée » : gonflement sous vapeur d'éthylène-glycol

3) Le S4 ADW

Ce courantomètre électromagnétique possède un capteur de pression qui permet de mesurer également les variations du niveau libre d'eau liées à la marée et à la houle. Il mesure les courants selon deux composantes X et Y suivant le principe de Faraday, qui utilise le fait que la masse d'eau en mouvement traverse un champ magnétique généré à partir du capteur créant ainsi une force électromotrice proportionnelle à la vitesse du courant et perpendiculaire à la fois au champ magnétique et à la direction du courant. Cette tension est mesurée par deux paires d'électrodes se situant de part et d'autre de l'appareil en position équatoriale. Les vitesses et les directions des courants mesurés par le S4 sont orientées par rapport au Nord à l'aide d'un compas interne

4) Le Midas DWR (Valeport)

Ce courantomètre est également muni d'un capteur à pression permettant de mesurer les variations du niveau libre d'eau liées à la marée et à la houle. Il est également pourvu d'un capteur électro-magnétique tout comme le S4 qui mesure les oscillations du courant selon deux directions X et Y. Il fonctionne selon le principe de Faraday : les masses d'eau, en se déplaçant dans le champ magnétique généré par deux paires d'électrodes situées au sommet de l'instrument, produisent un courant électrique proportionnel à la vitesse de l'écoulement, ce qui permettra d'obtenir les vitesses et directions du courant. Ces instruments sont également munis de capteurs de turbidité et d'une sonde de température.

5) L'ADCP

Les ADCP sont des courantomètres qui mesurent la direction et la vitesse des courants en se basant sur l'énergie acoustique réfléchiée par les particules en suspension dans l'eau. Ils transmettent une impulsion

acoustique à une fréquence 1200 Hz dans l'eau et calculent la vitesse des courants en se basant sur les variations de fréquences de l'écho retourné (effet Doppler).

6) L'ADV

Le principe de mesure est donc le même que celui de l'ADCP à la différence que l'ADV possède un transducteur bi-statique à 6 MHz pour l'émission du train d'onde acoustique (permettant une fréquence d'acquisition maximale de vitesse de 64 Hz) et que l'écho retourné par les particules est enregistré au niveau de trois capteurs.

L'ADV déduit la vitesse et la direction de mouvement des masses d'eau à partir des vitesses et des directions des petites particules en suspension dans l'eau. L'appareil est constitué d'un tube contenant le module électronique, les batteries et la mémoire, et d'une tête avec un axe central (cellule d'émission du son) et de trois branches de réception du signal retour.

Grâce à ces trois récepteurs, l'ADV permet d'obtenir trois composantes de la vitesse : V_e (longitudinale), V_n (transversale) et $V_{up/down}$ (verticale).

7) L'Altus

L'Altus (MICREL SA) est un altimètre immergeable qui fonctionne comme un échosondeur avec une fréquence d'émission acoustique de 2 MHz. Ce système comporte un module comprenant une batterie, une mémoire et un capteur de pression qui sera en partie logé dans le sédiment et un transducteur fixé sur le haut d'une structure adaptée développée par l'IFREMER, peu perturbante dans le milieu étudié. Les données sont téléchargées grâce une interface de lecture reliant l'altimètre et l'ordinateur. La résolution de l'appareil est de 0,06 cm avec une précision de $\pm 0,2$ cm.

Lors de son immersion, ce système mesure le temps entre l'émission de l'onde acoustique par l'échosondeur et la réception de l'écho renvoyé par la surface du sédiment. Ce temps de trajet est transformé en distance suivant la vitesse du son dans l'eau. Le niveau maximum du signal acoustique reçu par le transducteur, par rapport au signal émis, est également enregistré et appelé « *écho max.* » pour cet appareil.

8) Pièges Leatherman

Ces pièges sont constitués d'un tube de PVC de 10 cm de diamètre et de 1 m de long. La moitié du tube est enfoncée dans le sable (collecteur) ; l'autre partie est percée de deux ouvertures de 46 cm de long, en vis à vis (6,5 cm de large au vent et 10 cm de large sous le vent). L'ouverture arrière, destinée à laisser ressortir les filets d'air, est "fermée" par un filet de maille 60 μm (diamètre minimal des grains de sable) qui permet de piéger les grains. Le haut et le bas du piège sont obturés par un bouchon à vis. Le sable piégé tombe donc dans la partie-collecteur enfoncée dans le sol.

Huit pièges verticaux de type Leatherman ont été installés sur la partie inférieure de la plate-forme. A la fin de la période de piégeage (séries de 30 ou 15 mn), le sable est récupéré dans le collecteur, séché, pesé puis soumis à une analyse granulométrique afin de déterminer la taille moyenne du sédiment.

9) Détails des méthodes de mesures de teneurs en eau :

Le principe de la méthode gravimétrique est simple : on prélève en surface (sur une profondeur qui ne doit pas dépasser 1 cm, ceci afin de représenter le plus possible la couche superficielle du moment exposée à la déflation éolienne potentielle) des échantillons de sables en avant des pièges. Ces échantillons sont pesés immédiatement sur une balance de terrain, ce qui permet d'en connaître le poids humide, puis placés pendant 24 heures dans une étuve réglée à 105°C pour obtenir le poids sec. L'humidité pondérale (w , exprimée par rapport au poids de sol sec) est obtenue par la simple opération décrite par [Namikas et Sherman \(1995\)](#) :

$$w = 100 \frac{(W_t - W_d)}{W_d}$$

où W_t est le poids total de l'échantillon humide et W_d est le poids sec de l'échantillon.

Pour la seconde méthode dite « capacitive », on utilise la constante diélectrique (permittivité) du sol comme mesure indirecte de sa teneur en eau. La méthode capacitive est basée sur la réflectance dans le domaine fréquentiel (mesure de fréquence d'un signal électrique). Pour ce travail, nous avons disposé de deux

sondes de type « Delta probe ». Cette sonde se compose d'une source électrique (batterie 9 V) et de trois électrodes que l'on introduit dans le sol.

10) Détail concernant le vibro-carottier :

Il est composé d'une échelle matée reposant sur un socle et maintenue par deux jambes de force. Un marteau piqueur, servant de système à percussion, est monté sur un chariot qui glisse librement le long de l'échelle, accompagnant ainsi la descente du tube lors du carottage.

Les tubes utilisés, d'un diamètre de 7,6 cm, sont en aluminium et sont équipés d'une ogive tranchante afin de pénétrer plus aisément dans les sédiments, d'une peau d'orange à la base pour les retenir lors de l'extraction de la carotte, d'un piston à l'intérieur qui atténue les déformations dans le sédiment et améliore sa retenue et d'une pièce spéciale au sommet qui reçoit le pilon du marteau piqueur.

11) Bases théoriques de la spectroradiométrie :

Il faut rappeler qu'une molécule peut passer d'un état fondamental vers un état excité par l'absorption d'un quantum de radiation. La spectroscopie est un procédé technique grâce auquel il est possible d'enregistrer et de tracer ces absorptions à l'aide d'un spectromètre. L'appareil comprend une source appropriée de radiations électromagnétiques. Il est conçu de manière à ce qu'une radiation d'une longueur d'onde bien précise traverse l'échantillon. La fréquence de ce faisceau incident est modifiée de manière progressive et l'intensité de la lumière émergente (par rapport à un faisceau de référence) est mesurée par un détecteur. Chaque fois que l'échantillon absorbe la lumière incidente, la différence d'intensité est mesurée par le détecteur et est enregistrée sous forme d'un pic. Le tracé obtenu pour l'ensemble de la gamme des longueurs d'onde est appelé le spectre (du latin *spectrum*, apparence, apparition).

Il existe quatre sortes de spectroscopie : la spectroscopie de résonance magnétique nucléaire (RMN), la spectroscopie ultraviolette (UV), la spectroscopie de masse (SM) et la spectroscopie infrarouge (IR). C'est cette dernière qui nous intéresse.

Le spectralon permet de calculer le facteur de réflectance de la cible conformément à la méthode décrite par Jackson *et al.*, (1980). Cette façon de procéder a pour objet de minimiser les erreurs pouvant être dues aux variations des conditions atmosphériques et d'inclinaison du soleil. Pour tenir compte de l'effet bidirectionnel de la réflectance de la cible qui dépend à la fois de la géométrie d'éclairage et de la visée, nos mesures ont été réalisées durant des intervalles de temps très courts et rapprochés en gardant l'angle de visée constant dans une position verticale. En ce qui concerne notre protocole, l'appareil est étalonné en réflectance toutes les 10 mesures.

12) Détails des comportements spectraux des sédiments :

Les signatures spectrales des sols sont moins variées que celles des végétaux, diminuant ainsi la capacité de leur identification par les techniques de télédétection. Les paramètres du sol qui affectent la réflectance de manière prépondérante sont notamment :

- l'humidité
- la présence d'oxyde de fer
- la rugosité de surface
- la teneur en matière organique
- la texture : teneur en sable, silts (particule comprises entre 2 et 50 μm), argile (< 2 μm)

Les effets conjugués de tous ces paramètres rendent l'interprétation difficile car, comme le montrent les courbes de réflectance ci-dessous, souvent la présence d'un élément annule souvent les effets de l'autre.

12.1. Réflectance et humidité du sol

Il convient de relever la forte variation de réflectance dès que le sol s'humidifie (courbes en Fig. A1). Une augmentation ensuite

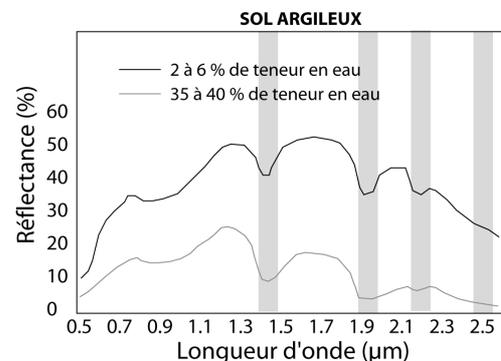


Figure A1 : Réflectance d'un sable en fonction de l'humidité d'après SWAIN *et al.*, 1978.

du taux d'humidité n'apporte que peu de modifications. Les bandes d'absorption de l'eau (1,4 puis 1,9 et 2,5 μm) sont notables comme pour la végétation.

12.2. Réflectance et présence d'argile

Il apparaît une bande d'absorption supplémentaire à 2,2 μm (Figure A2) par rapport à la courbe précédente, due à la présence dans l'argile, de l'ion OH⁻.

Les pics d'absorption subsistent même pour l'argile sèche. Ils sont dus à la présence d'eau résiduelle fortement liée à l'argile.

De nombreuses techniques ont été développées afin de mesurer ce paramètre et d'observer son évolution. Pour l'heure, il faut être attentif au fait que les courbes de réflectances présentées ne concernent que l'extrême surface du sol, la profondeur de pénétration du rayonnement visible et proche infrarouge est quasiment nulle. Cependant, l'information sur l'humidité de surface est très utile dans la mesure où cette humidité est fortement corrélée avec celles des couches plus profondes.

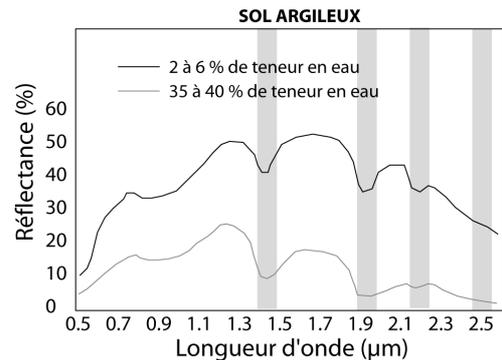


Figure A2 : Réflectance d'un sol argileux d'après SWAIN *et al.*, 1978

12.3. Réflectance et rugosité du sol

La rugosité influence directement la réflectance par le phénomène de réflexion diffuse. Plus le sol est rugueux, moins il réfléchit. Un sol à granulométrie fine apparaît plus clair qu'un sol grossier. Une surface lisse sera donc plus réfléchissante qu'une surface rugueuse.

12.4. Réflectance et présence de matière organique, d'oxyde de fer et teneur en calcaire :

La matière organique produit un assombrissement du sol confirmé par les mesures spectrales (Fig. A3 a) de SWAIN *et al.* en 1978. La présence d'oxyde de fer (Fig. A3 b) produit sur la réflectance un effet similaire à celui de la matière organique. Enfin la réflectance augmente avec le pourcentage de calcaire (Fig. A3 c) d'après Courault *et al.*, 1988.

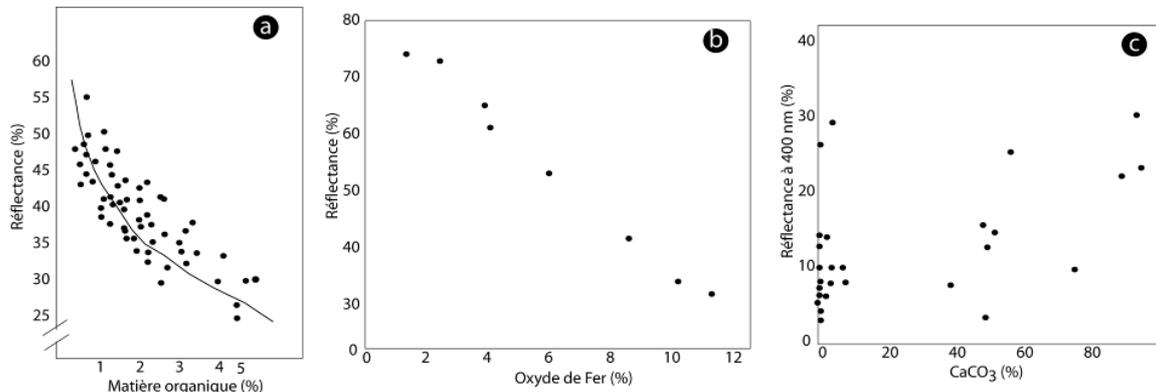


Figure A3 : a) Réflectance d'un sol avec matière organique; b) Réflectance d'un sol en fonction de la teneur en oxyde de fer ; d'après SWAIN *et al.* en 1978 c) Relation entre le calcaire total et la réflectance à 400nm d'après Courault *et al.*, 1988.

La granulométrie, effet indirect en fonction de la teneur en eau des différents éléments texturaux (argiles, silts, sables, graviers, cailloux, coquilles) va donc influencer la réponse spectrale du sédiment.

Ce comportement spectral résulte donc le plus souvent de l'interaction de ces multiples facteurs. Pour bien mettre en évidence la complexité d'une interprétation de la réflectance d'un sol, le tableau A1 ci dessous résume les effets de chacun des paramètres mentionnés.

Tableau A1 : Effets de différents paramètres sur la réflectance d'un sol

	Réflectance	
Humidité	→	→
Teneur en fines	→	→
Rugosité	→	→
Matière organique	→	→
Oxyde de Fer	→	→
Calcaire	→	→

13) Détail de l'utilisation du logiciel 6s :

6S (Seconde Simulation du Signal Satellitaire dans le Spectre Solaire) est un modèle de simulation du transfert radiatif à travers l'atmosphère non-nuageuse dans des conditions réalistes, qui permet d'évaluer l'importance des effets de l'atmosphère sur les images satellitaires d'usage courant comme SPOT ou Formosat-2 et de les corriger partiellement. Ce logiciel est destiné à simuler le signal mesuré par le satellite visant une cible de réflectance connue et dans des conditions géométriques, atmosphériques et spectrales définies.

L'utilisation des caractéristiques de l'atmosphère ainsi déterminées par 6S pour une correction repose sur le postulat que ces effets sont constants sur la partie de l'image à traiter. On fait ainsi l'hypothèse que, sur cet extrait zoomé sur la zone d'étude d'environ 10 x 5 km², les angles solaires et de visée sont constants, de même que les propriétés de l'atmosphère. La correction atmosphérique effectuée est obligatoirement partielle : elle porte uniquement sur les effets supposés constants sur l'image, à savoir :

- la réflectance propre de l'atmosphère, évaluée pour chaque canal par 6S, qui est à déduire du signal mesuré,
- les effets de l'absorption gazeuse : la réflectance de la surface est à corriger en fonction de la transmission gazeuse totale déterminée pour chaque canal par 6S.

Pour déterminer les propriétés de l'atmosphère, il est nécessaire d'utiliser ce logiciel de façon itérative, en faisant varier les caractéristiques de l'atmosphère jusqu'à retrouver le signal mesuré sur le terrain, la réflectance réelle de la surface.

L'utilisateur de ce logiciel définit successivement :

- les conditions géométriques (angles solaires zénithal et azimuthal et les angles de visée radiométrique),
- les conditions atmosphériques qui déterminent l'absorption et la diffusion : pour les composants gazeux, l'utilisateur a le choix entre différents modèles d'atmosphère (tropical, latitude moyenne d'hiver ou d'été, subarctique d'hiver ou d'été, et standard US 62), l'entrée de données des contenus intégrés en vapeur d'eau et en ozone de l'atmosphère (exprimés respectivement en g/cm² et en cm.atm), pour les aérosols, l'utilisateur choisit un modèle d'aérosols (continental, maritime ou urbain) Il définit également le paramètre le plus important, la concentration des aérosols, à partir soit de la visibilité horizontale, soit de l'épaisseur optique des aérosols à la longueur d'onde de 550 nanomètres ;
- les conditions spectrales : propres aux canaux des bandes SPOT ou Formosat-2.
- les conditions de surface.

14) Classification :

Des objets de nature similaire ont des propriétés spectrales similaires. Le rayonnement électromagnétique réfléchi par des objets de même type est globalement ressemblant, ces objets auront donc des signatures spectrales proches. Comme les signatures spectrales des objets observés par les satellites sont traduites sur les images numériques par différentes couleurs, les images d'objets de même nature apparaîtront donc dans des couleurs proches.

Cette propriété est utilisée depuis longtemps pour l'interprétation des photographies aériennes et des images fournies par les satellites d'observation de la Terre. L'interprète regroupe dans une même catégorie tous les objets d'une image qui lui semblent avoir la même couleur ou une couleur proche.

Puisque dans une image numérique, les couleurs ne sont en fait qu'une transposition conventionnelle de valeurs numériques, il est également possible d'exploiter la puissance de calcul d'un ordinateur pour classer les pixels en fonction de leurs valeurs numériques, c'est à dire en fin de compte en fonction des propriétés spectrales des objets correspondants. C'est le principe de base des classifications d'images. La recherche en télédétection a d'ailleurs développé de nombreuses méthodes permettant de classer des images numériques en fonction des propriétés spectrales des objets présents dans l'image.

14.1. Classification non-supervisée, non assistées

Dans cette approche, l'ordinateur analyse l'ensemble des signatures spectrales de tous les pixels de l'image et détermine des groupements naturels c'est-à-dire regroupe les pixels sur la base de signatures spectrales similaires. Dans certains cas, l'utilisateur peut imposer le nombre de catégories qu'il souhaite obtenir en fin de classification, et dans certains programmes, on peut également "forcer" certaines classes. Les méthodes les plus courantes sont des classifications ascendantes hiérarchiques (CAH) ou des classifications à partir de centres mobiles.

Le principal avantage de cette méthode est d'être très rapide, puisqu'elle ne requiert pratiquement pas d'intervention de l'utilisateur. Son principal défaut est de se baser exclusivement sur les différences spectrales, qui ne correspondent pas toujours à des catégories naturelles d'occupation du sol. Par exemple, il est fréquent d'obtenir par classification non supervisée plusieurs classes correspondant à de la végétation herbeuse.

Préalablement à une classification supervisée, il est nécessaire de définir les classes thématiques que l'on souhaite extraire de l'image et d'identifier quelques zones occupées par ces classes, zones à partir desquelles on extraira par la suite les signatures spectrales correspondantes. Ce sont les zones d'échantillonnage, que l'on peut diviser en 2 catégories (Caloz et Collet, 2001): les zones d'entraînement, pour établir les signatures spectrales, et les zones test, qui servent à vérifier si la procédure produit bien les classes attendues.

14.2. Classification supervisée, assistée :

Les données sont classées vis à vis d'objets de référence, choisis par l'interprète. Ceux-ci peuvent être soit définis à partir de comptes numériques sur un histogramme à plusieurs dimensions (méthode hypercube, cross-plots en anglais), soit à partir de polygones d'entraînement repérés géographiquement sur l'image (zones-test, zones d'apprentissage) (méthode du maximum de vraisemblance). En anglais : supervised classifications.

Tableau A2 : Intérêt des différentes méthodes

Méthodes	Avantages	Inconvénients
Classifications non assistées	Utiles pour réaliser une première segmentation des images en grands thèmes d'occupation du sol. Cette segmentation pourra être utilisée pour réaliser un masquage des thèmes non concernés par l'étude	Le regroupement des valeurs de comptes numériques crée des classes dont la signification thématique est parfois difficile à identifier
Classifications assistées	Les classes obtenues ont une signification thématique précise	Le temps de réalisation est long, en particulier pour le choix et la délimitation des zones d'apprentissage

ANNEXE B : Résultats sédimentologiques et stratigraphiques complémentaires

1. GRAIN MOYEN DE LA FRACTION GLOBALE DE LA ZONE INTERFACE SABLE/VASE :

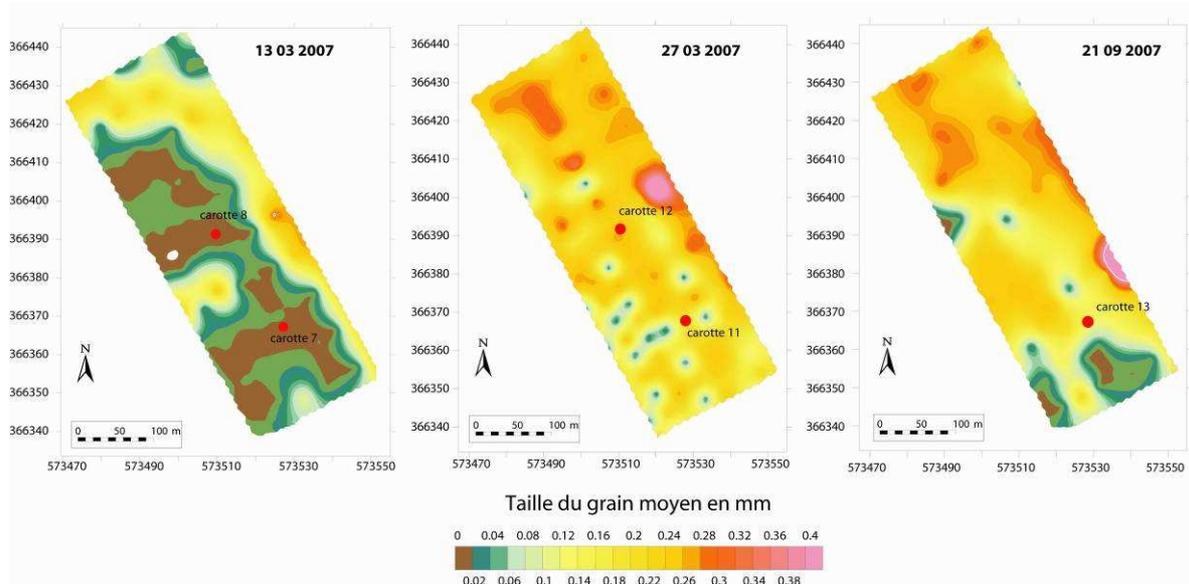


Figure B1 : Evolution de répartition du grain moyen de l'atelier interface avant et après un cycle de VE (13 et 27 mars) et entre deux campagnes en septembre 2007 avec géoréférencement des carottes réalisées.

2. ANALYSES FACIOLOGIQUES ET GRANULOMETRIQUES DES CAROTTES COURTES

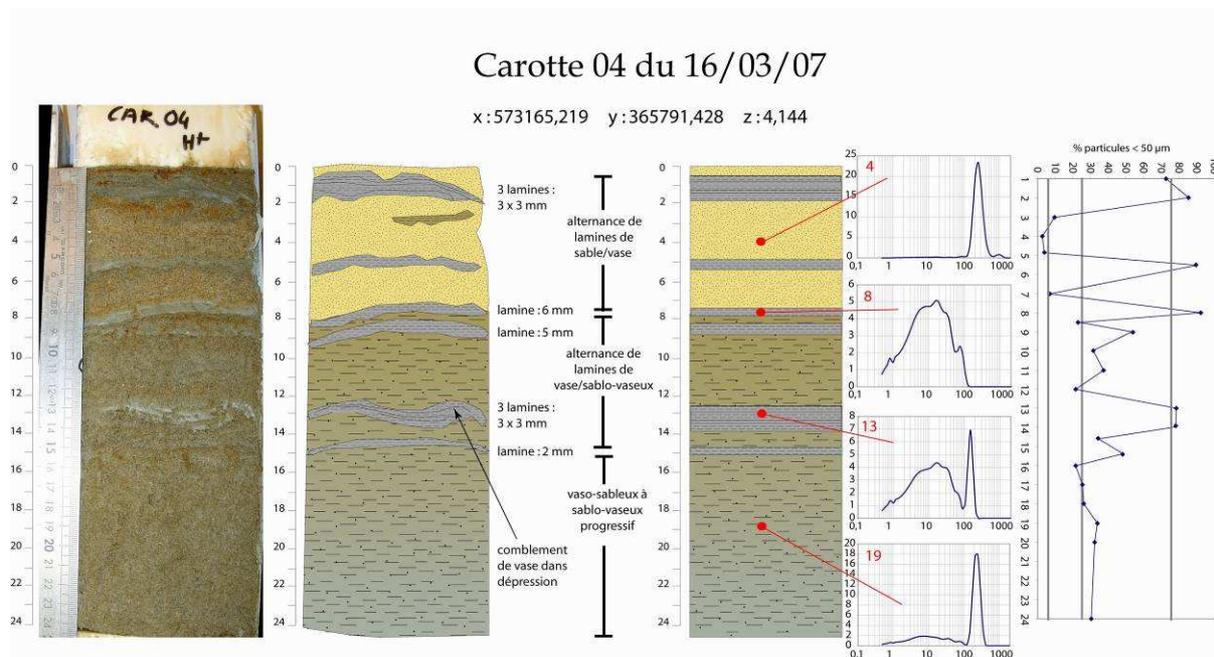


Figure B6 : Carotte 4 de la zone atelier vase

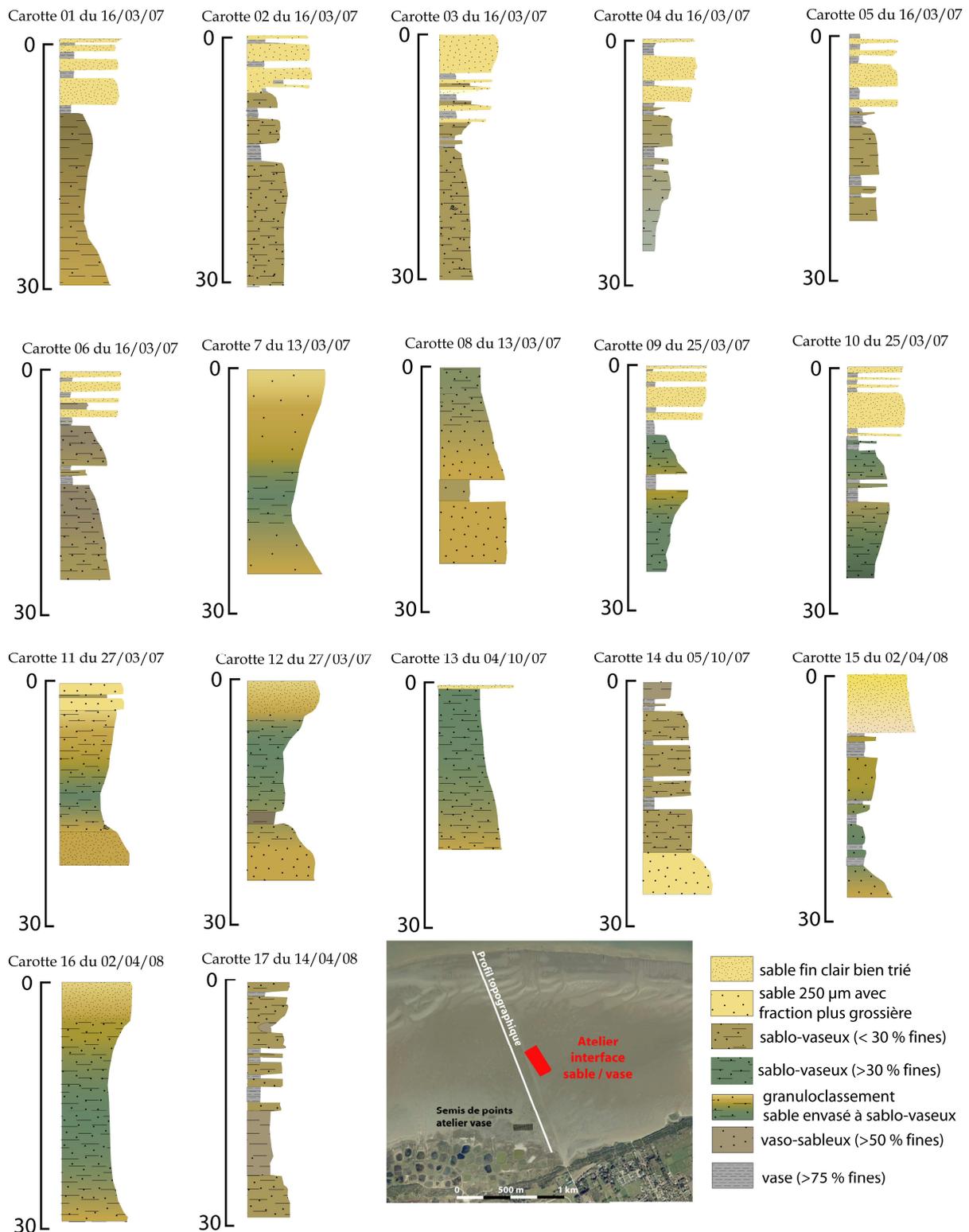


Figure B2 : Synthèse de l'analyse faciologique des différentes carottes courtes (localisée sur les 2 zones atelier).

3. RESULTATS DE LA SECONDE CAROTTE LONGUE REALISEE SUR LA ZONE ATELIER VASE :

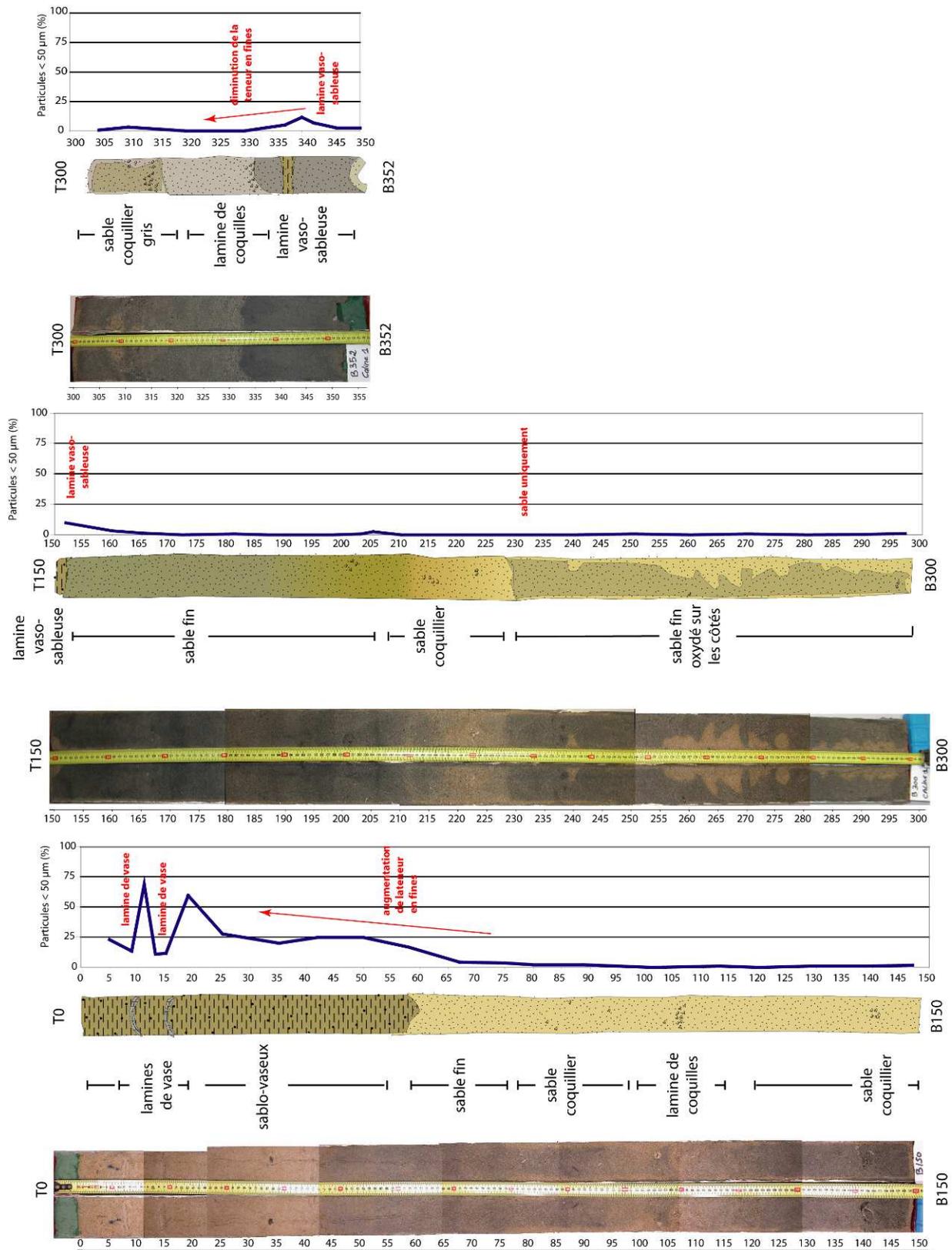


Figure B19 : Interprétation d'après description et photographie. L'oxydation du sable (230-300) est un artefact et mesure granulométrique stratégiques. Cette carottes longue n°2 est située 75 m vers le Nord par rapport à la n°1.

ANNEXE C

Compléments pour l'analyse par télédétection spatiale

1. PARTICULARITES SATELLITALES, PERFORMANCES ET LIMITES

1.1. Résolution spatiale et spectrale :

En toute rigueur, le pixel (élément d'image) est la plus petite composante d'une image. Pour les images SPOT 5 acquises en 2007 la résolution spatiale est de 10 m à (THR + XS), 8 pour celles de FORMOSAT-2. Dans la pratique résolution et pixel sont utilisés indifféremment. Bien que très couramment usité, ce dernier vocable est impropre car, par son étymologie, il se réfère à l'image.

Il est également important de préciser qu'un pixel n'est ni lambertien ni homogène. Il n'émet pas le même rayonnement dans toutes les directions et l'intensité perçue de ce dernier par le radiomètre est une moyenne. On pourrait conclure qu'il est donc impossible de déceler au sol des objets de taille inférieure aux dimensions du pixel. Ce n'est en réalité pas toujours le cas, lorsque une portion du pixel émet une intensité de rayonnement assez différente de son voisinage, ce dernier devient facilement détectable par rapport à ses plus proches voisins.

Par contre, la résolution spectrale ou radiométrique, elle se réfère, à la plus petite largeur de bande que le radiomètre est capable de mesurer.

1.2. Résolution temporelle

En plus de la résolution spatiale, spectrale et radiométrique, l'autre concept important en télédétection est celui de la résolution temporelle qui est le temps que prend un satellite pour à nouveau observer exactement la même scène à partir du même point dans l'espace.

La résolution temporelle effective du satellite dépend d'une variété de facteurs dont la grandeur de la zone de chevauchement entre les couloirs-couverts adjacents, la capacité du satellite et de ses capteurs et également la latitude.

Si l'utilisateur souhaite obtenir la meilleure "résolution" spatio- temporelle, - voire spectrale en multipliant les canaux d'observation - les données des systèmes spatiaux existants et les produits géophysiques qui en découlent restent contraints à la fois par les lois (et les limitations) de la mécanique céleste, de la technologie des capteurs, et des capacités d'archivages et de transmission.

2. EXTRACTION TOPOGRAPHIQUE A PARTIR DES IMAGES SATELLITES

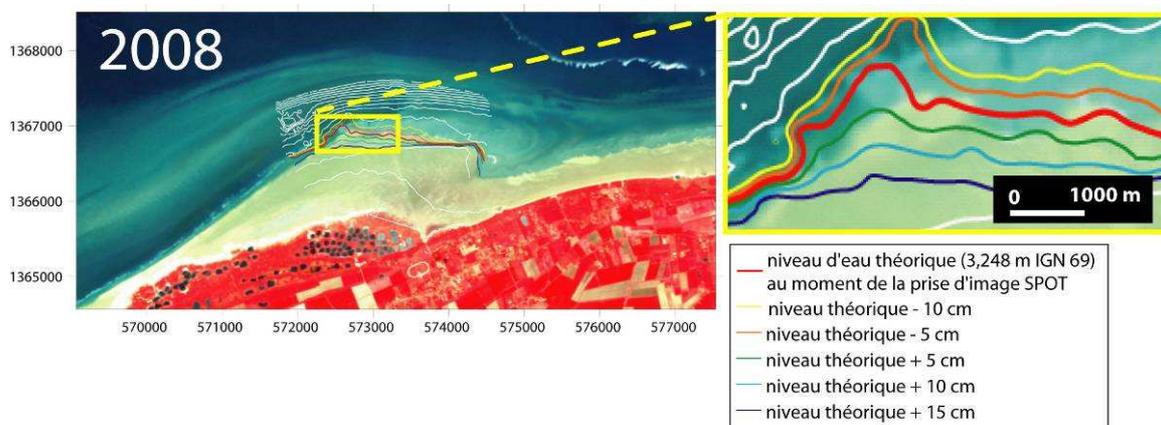


Figure C1 : Superposition des altitudes mesurées *in situ* (MNT PF) pour l'estimation de la hauteur du niveau d'eau au moment des captures SPOT5 en 2008.

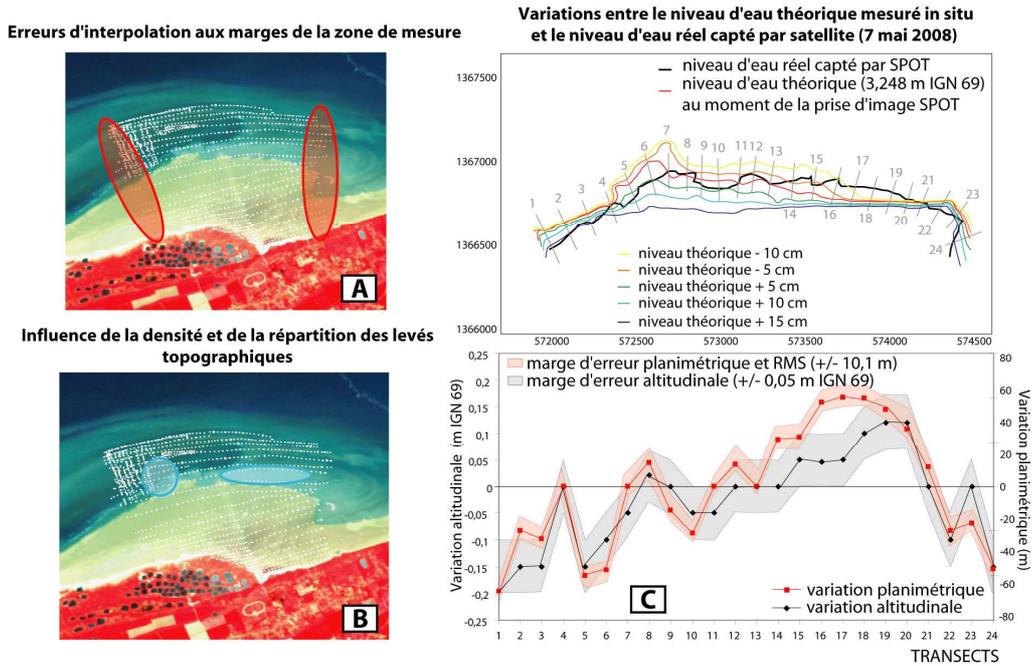


Figure C2 : Densité des levés topographiques sur extrait d'image (entouré rouge extrémités est et ouest de la zone de mesure b) entouré bleu zone du banc tidal et zone d'interface plage/PF) ; c) Marges d'erreurs spatiales et altitudinales pour l'acquisition SPOT 2008

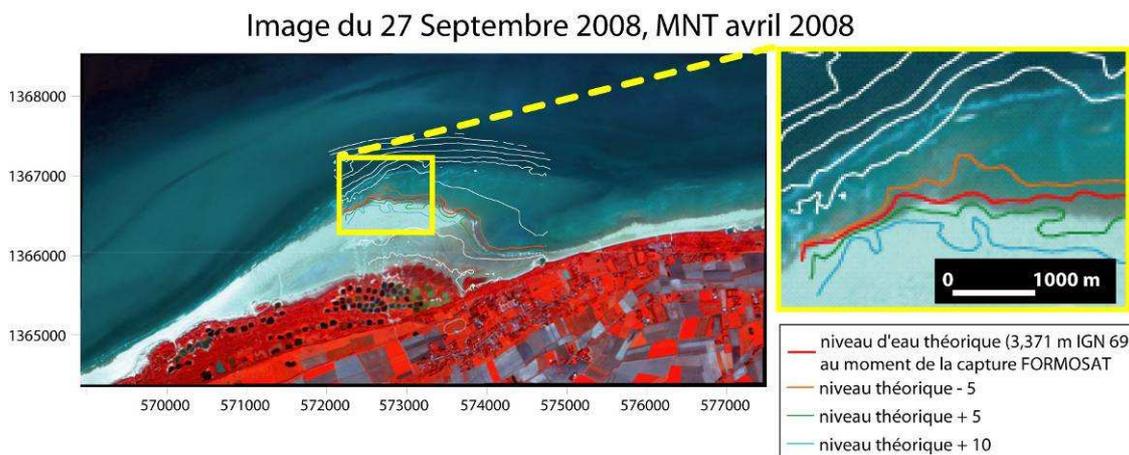


Figure C3 : Superposition des altitudes mesurées in situ (MNT PF avril 2008) pour l'estimation de la hauteur du niveau d'eau au moment des captures F2 le 27 septembre 2008.

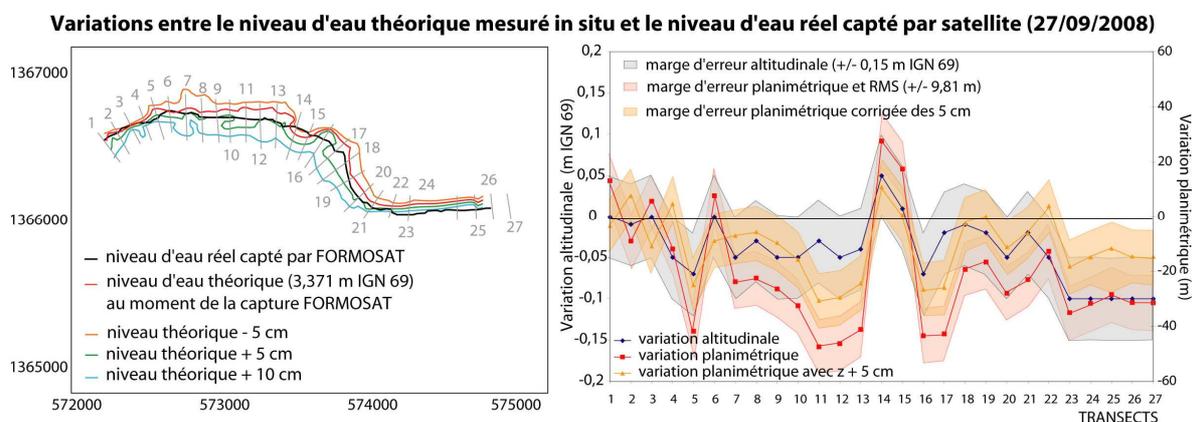


Figure C4 : Marges d'erreurs altitudinale et spatiale pour l'image F2 du 27/09/08.

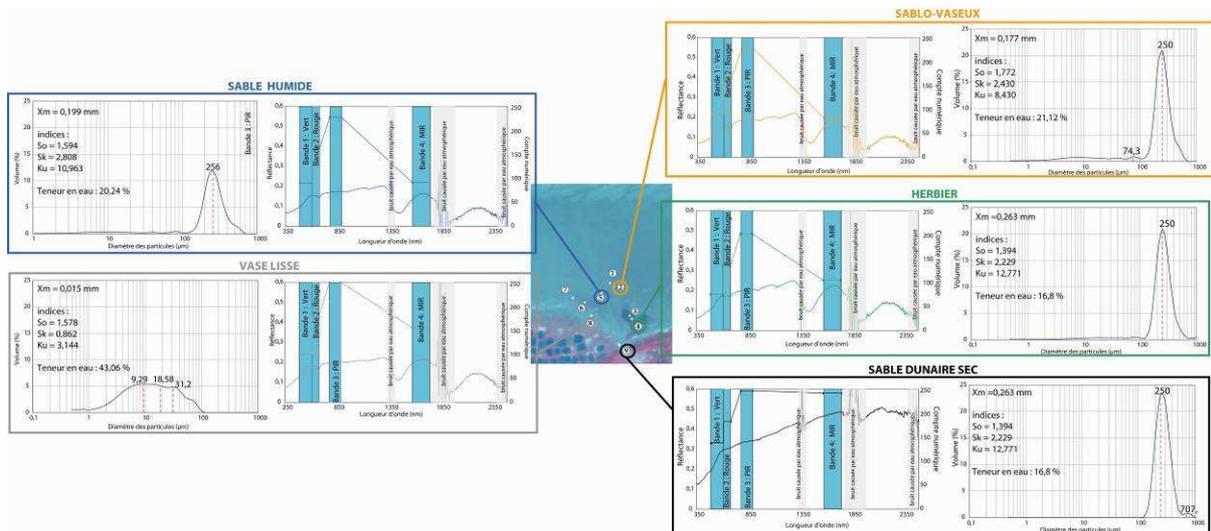


Figure C5 : Exemple des caractéristiques spectrales, granulométriques et géotechniques des 5 types de surfaces retenues (position des échantillons sur l'image SPOT5 du 5 avril 2007).

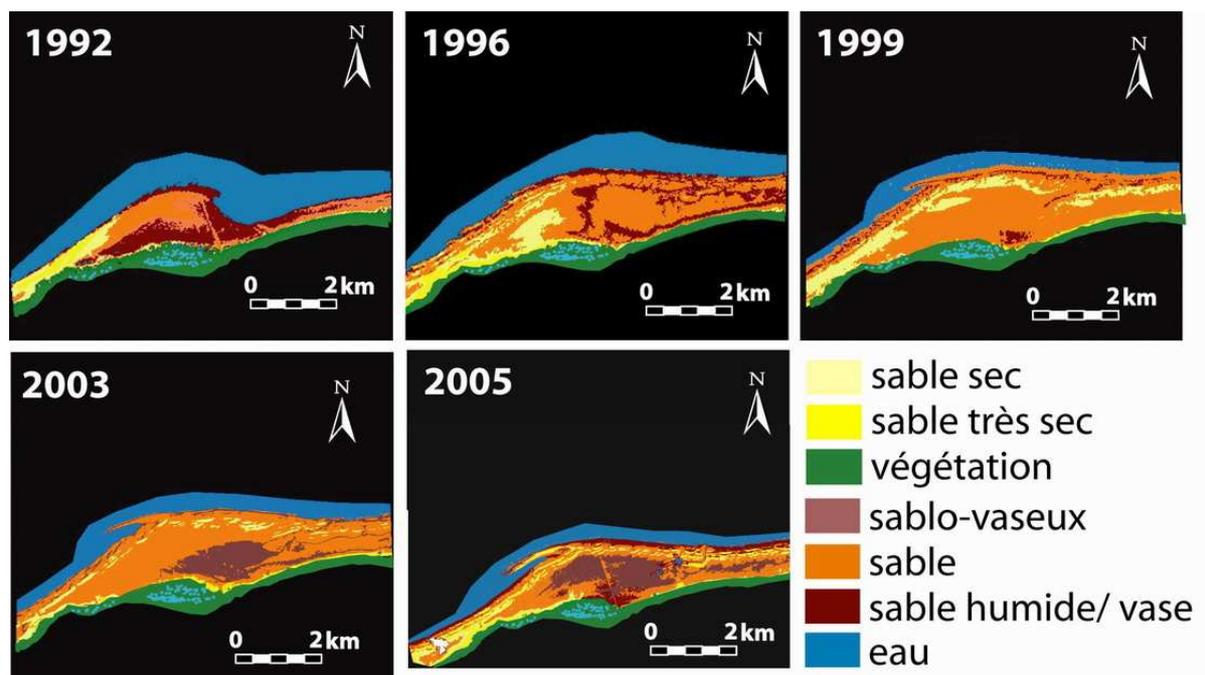


Figure C6 : Imagettes des classifications supervisées des extraits des images satellites SPOT de 1992, 1996, 1999, 2003, 2005.

Classification supervisée (maximum de vraisemblance) analyse majoritaire, amélioration cartographique

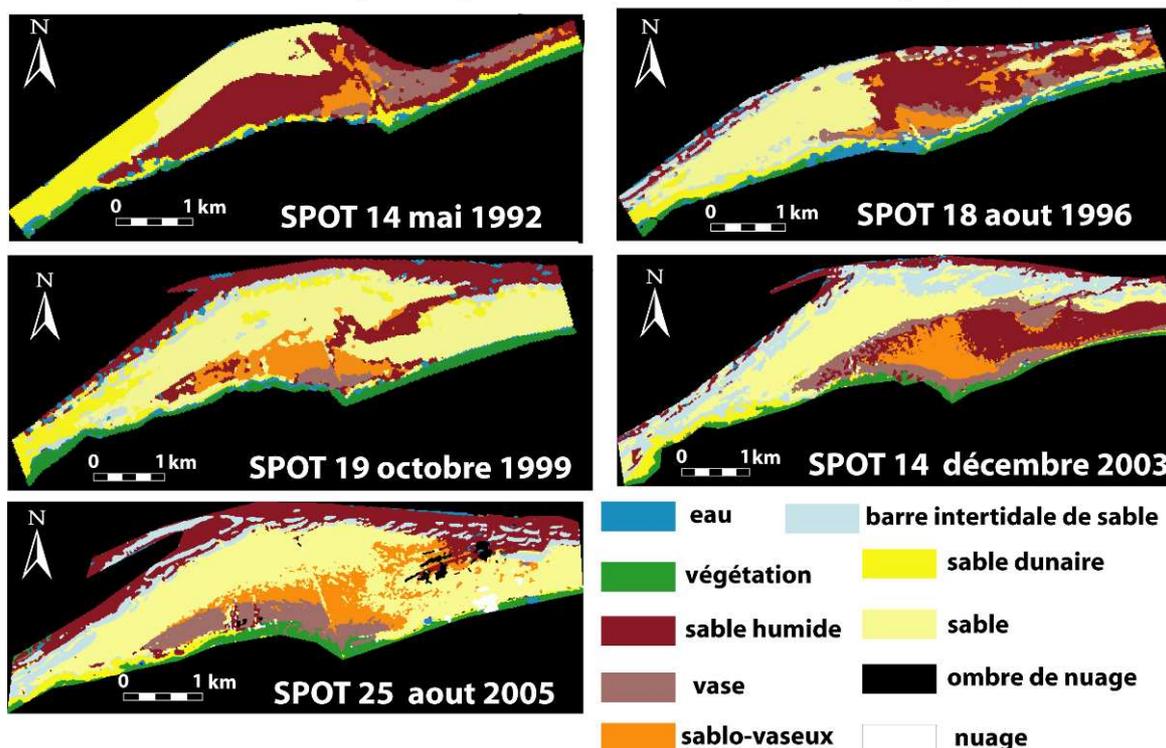


Figure C7 : Classifications supervisées (méthode par maximum de vraisemblance et analyse majoritaire) des images SPOT5 de 1992, 1996, 1999, 2003, 2005.

1992		Données Terrain											
Données classées	Données classes	végétation	sable sec	sable	sable humide	SV	Vase	eau	Total	Erreur	Commission		
végétation	200	0	0	0	0	0	0	0	200	0,00			
sable sec	0	1006	1	16	0	0	0	0	1023	0,02			
sable	0	7	523	0	0	0	0	0	530	0,01			
sable humide	0	12	0	1571	0	3	1	1587	0,01				
SV	0	1	0	86	63	10	0	160	0,61				
Vase	0	0	0	540	13	38	0	591	0,94				
eau	0	0	25	0	17	0	0	26	73	0,85			
Total		205	1051	524	2230	76	51	27	4164				
Erreur Omission		0,03	0,04	0,00	0,30	0,17	0,25	0,08					0,17
		Coefficient de Kappa : 0,751										Overall Accuracy : 82,26 %	

1996		Données Terrain												
Données classées	Données classes	végétation	eau	dunes	sable	sable humide	barres	SV	vase	Total	Erreur	Commission		
végétation	345	0	0	0	0	0	0	0	0	345	0,00			
eau	2	46	2	200	0	24	0	3	277	0,83				
dunes	0	0	378	0	0	87	0	0	465	0,19				
sable	0	0	1	2178	3	295	2	21	2500	0,13				
sable humide	0	1	0	86	1264	0	10	27	1388	0,09				
barres	0	2	15	199	6	618	1	5	846	0,27				
SV	0	0	0	119	84	7	302	56	568	0,47				
vase	0	0	0	149	59	95	14	134	451	0,20				
Total		347	49	396	2931	1416	1126	329	246	6840				
Erreur Omission		0,01	0,06	0,05	0,26	0,11	0,45	0,08	0,46					0,23
		Coefficient de Kappa : 0,698										Overall Accuracy : 76,83 %		

1999		Données Terrain												
Données classées	Données classes	eau	végétation	sable	dunes	barres	sable humide	SV	vase	Total	Erreur	Commission		
eau	46	35	31	2	46	3	1	0	164	0,72				
végétation	3	570	0	0	0	0	0	0	573	0,01				
sable	0	0	2876	41	165	263	6	0	3351	0,09				
dunes	3	3	118	136	178	4	0	0	442	0,69				
barres	1	0	121	38	695	0	0	0	856	0,19				
sable humide	0	1	180	0	13	793	12	3	1002	0,21				
SV	0	0	101	0	8	4	494	12	619	0,20				
vase	0	0	5	0	3	2	50	179	239	0,25				
Total		53	607	3412	218	1108	1069	563	194	7224				
Erreur Omission		0,13	0,06	0,16	0,38	0,37	0,26	0,12	0,08					0,20
		Coefficient de Kappa : 0,726										Overall Accuracy : 89,52 %		

2003		Données Terrain												
Données classées	Données classes	végétation	eau	barres	sable	sable humide	dunes	vase	SV	Total	Erreur	Commission		
végétation	592	0	0	0	0	0	17	5	0	614	0,04			
eau	0	19	3	0	86	0	0	0	0	108	0,82			
barres	0	0	5014	338	137	363	5	0	0	5857	0,14			
sable	0	0	620	6364	12	9	43	0	0	7048	0,10			
sable humide	0	0	120	12	4557	10	22	25	0	4746	0,04			
dunes	4	0	281	49	4	985	3	0	0	1326	0,26			
vase	1	0	32	47	0	11	1166	44	0	1301	0,10			
SV	0	0	0	0	214	0	53	1556	0	1823	0,15			
Total		597	19	6070	6810	5010	1395	1297	1625	22823				
Erreur Omission		0,01	0,00	0,17	0,07	0,09	0,29	0,10	0,04					0,11
		Coefficient de Kappa : 0,855										Overall Accuracy : 88,66 %		

2005		Données Terrain													
Données classées	Données classes	ombre nuage	dune	végétation	barres	sable	vase	SV	eau	sable humide	Total	Erreur	Commission		
ombre nuage	227	0	0	0	0	0	0	0	8	0	235	0,03			
dune	0	141	0	10	6	4	5	0	0	0	166	0,15			
végétation	0	0	316	12	18	0	0	53	0	0	351	0,10			
barres	0	0	0	1264	0	0	53	0	0	7	1324	0,05			
sable	0	0	14	0	798	0	0	1	28	841	0,05				
vase	0	0	0	0	1	1700	1	363	0	0	2065	0,18			
SV	0	0	0	72	0	2	2236	33	0	1	2344	0,05			
eau	0	0	0	0	0	173	99	1326	0	0	1598	0,17			
sable humide	4	0	0	1	0	0	0	0	51	16	72	0,29			
Total		231	141	330	1364	824	1884	2394	1724	61	1745	10698			
Erreur Omission		0,02	0,00	0,04	0,07	0,03	0,10	0,07	0,23	0,16	0,03				0,08
		Coefficient de Kappa : 0,895										Overall Accuracy : 91,14 %			

Figure C8 : Matrices de confusion pour l'ensemble des classifications supervisées des archives d'images SPOT pour les années 1992, 1996, 1999, 2003, 2005.

Table des matières

Avant propos	i
Sommaire	iii
Abréviations et symboles	iv
Introduction générale.....	1
CHAPITRE 1 : CONTEXTE ACTUEL ET PRÉSENTATION DU SITE EXPÉRIMENTAL	5
Introduction	5
1. Contexte mondial, état de l'art.....	5
1.1. Les plages sableuses à barres intertidales	5
1.2. Les replats, <i>tidal Flat, sandflat, Wadden</i>	8
2. Caractéristiques générales de la zone d'étude	12
2.1. Généralités	12
2.2. Caractéristiques morphologiques et sédimentologiques du domaine marin du Nord-Pas-de-Calais.....	13
2.3. Contexte météorologiques et hydrologique	17
2.3.1. Conditions météorologiques générale	
2.3.1.1. Type de temps	17
2.3.1.2. Les vents.....	17
2.3.2. Conditions hydrodynamiques générales.....	19
2.3.2.1. La marée.....	19
2.3.2.2. Les vagues	19
2.3.3. Impacts de ces conditions sur le transit sédimentaire à long terme.....	20
3. Aspects généraux et présentation du site d'étude.....	21
3.1. Présentation du site	21
3.2. Variabilité topographique et sédimentaire	25
3.3. Origine de la singularité du site	30
3.4. Evolution et rythmes d'évolution du trait de côte depuis 1949	32
Conclusion du chapitre 1	34
CHAPITRE 2 : MATÉRIELS ET MÉTHODES	37
Introduction	37
1. Approche multi-scalaire et pluridisciplinaire	38
2. Techniques d'étude.....	40
2.1. Géoréférencement et topographie.....	40

2.1.1. Station électronique.....	40
2.1.2. DGPS.....	42
2.1.3. Validation pour comparaison de l'interpolation du MNT plateforme, calcul des marges d'erreurs	43
2.2. Caractéristiques du sédiment	44
2.2.1. Granulométrie.....	44
2.2.1.1. Protocole expérimental.....	45
2.2.1.2. Paramètres granulométriques	45
2.2.1.3. Analyse minéralogique des argiles.....	47
2.3. Mesures hydrodynamiques.....	48
2.3.1. Instrumentation.....	48
2.3.1.1. Le S4 ADW (Interocean System).....	48
2.3.1.2. Le Midas DWR (Valeport).....	49
2.3.1.3. L'ADCP (<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i> ; RD Instruments)	49
2.3.1.4. L'ADV Nortek (<i>Acoustic Doppler Velocimeter</i>).....	50
2.3.2. Paramètres de la marée.....	50
2.3.3. Paramètres de la houle.....	51
2.3.4. Paramètre des courants	51
2.3.5. Homogénéité des données	52
2.4. Caractérisation et quantification de la sédimentation	53
2.4.1. Suivi du transport des matières en suspension (MES)	53
2.4.2. Quantification de la sédimentation	54
2.4.3. Variation relative de la topographie	55
2.4.4. Mesures et quantification du transport éolien réel.....	56
2.4.5. Transport théorique éolien et marin	58
2.4.5.1. Vitesse de frottement et tension de cisaillement	58
2.4.5.2. Flux de sédiment éolien.....	60
2.5. Agencement des corps sédimentaires, stratigraphie	62
2.5.1. Sondages.....	62
2.5.2. Lithologie et description de faciès.....	63
2.6. Analyses spatiales	63
2.6.1. Rectification de photographies aériennes.....	63
2.6.2. Cinétique côtière à court et long terme.....	63
2.7. Spectro-radiométrie	64
2.7.1. Appareils utilisés	64
2.7.2. Protocole de mesure	65
2.8. Télédétection spatiale	66

2.8.1. Caractéristiques techniques des données utilisées	66
2.8.2. Géoréférencement et corrections géométriques	68
2.8.3. Calibrations radiométriques	68
2.8.4. Corrections atmosphériques	69
2.8.5. Traitement d'images.....	71
2.8.6. Classifications des pixels.....	71
3. Caractérisation et objectifs des différentes campagnes de mesures	71
Conclusion du chapitre 2.....	74
CHAPITRE 3 : ANALYSE DES PROCESSUS MÉTÉO-MARINS	75
Introduction	75
1. L'hydrodynamisme général.....	75
1.1. Conditions météorologiques	75
1.2. Caractéristiques générales des différentes campagnes de mesures	77
1.2.1. Période calme : campagne d'automne 2007 et de printemps 2008	77
1.2.2. Période agitée : campagne d'hiver 2007	81
2. Détails de l'hydrodynamisme selon différentes conditions météorologiques	83
2.1. Hydrodynamisme modal de temps calme.....	83
2.1.1. Les caractéristiques des houles	83
2.1.2. Les caractéristiques des courants.....	84
2.1.2.1. Courants moyens	84
2.1.2.2. Courants longitudinaux	85
2.1.2.3. Courants transversaux	86
2.2. Hydrodynamisme de temps agité.....	86
2.2.1. Forçage de secteur Nord : marée n° 11 (campagne d'hiver 2007).....	87
2.2.1.1. Caractéristiques des houles	87
2.2.1.2. Caractéristiques des courants	89
2.2.1.2.1. Courants moyens	89
2.2.1.2.2. Courants longitudinaux	89
2.2.1.2.3. Courants transversaux	89
2.2.2. Forçage de secteur SW à W : marées 6 et 7 campagne d'hiver 2007.....	91
2.2.2.1. Caractéristiques des houles	91
2.2.2.2. Caractéristiques des courants	92
2.2.2.2.1. Courants moyens	92
2.2.2.2.2. Courants longitudinaux	93
2.2.2.2.3. Courants transversaux	94

2.2.2.3. Variabilité de l'énergie spectrale de la houle reçue.....	94
2.3. Analyses des courants, vagues et clapot sur la plateforme	96
2.3.1. Dissipation de l'énergie des vagues	97
2.3.1.1. Notion de hauteur relative des vagues.....	97
2.3.1.2. Amortissement des vagues le long du profil intertidal	101
2.3.2. Dissipation de l'énergie des courants	103
2.4. Cas particulier : interactions vent-houle-marée sur la plateforme.....	105
2.4.1. Exemple de reformation du clapot sur la plateforme par un vent local	105
2.4.2. Exemple d'accélération des courants sur la plateforme par vent local fort	106
3. Transport éolien	107
3.1. Présentation du contexte et généralités	107
3.2. Méthode et contexte météorologique de l'expérimentation	109
3.3. Transport réel déterminé à partir de mesures.....	110
3.3.1. Piégeage et taux de transport	110
3.3.2. Morphologie et dynamique spatiale des formes éoliennes.....	112
3.4. Calcul du transport théorique.....	114
3.5. Variabilité du transport éolien à l'interface des plages à barres, de la plateforme sableuse et de la dune bordière.....	115
4. Analyse des données météorologiques selon les niveaux d'eau et les saisons durant les 3 années de suivi.....	117
4.1. Période durant laquelle la plateforme est inondée	118
4.1.1. Période de temps dit calme et plateforme inondée	118
4.1.2. Période de temps dit agité et plateforme inondée	119
4.2. Période durant laquelle la plateforme est asséchée	121
4.2.1. Période de temps dit calme et plateforme asséchée	121
4.2.2. Période de temps dit agité et plateforme asséchée	122
4.3. Conséquences morpho-sédimentaires de la météorologie.....	124
Conclusion du chapitre 3.....	125

CHAPITRE 4 : ETAT DES LIEUX ET EVOLUTION MORPHO-SEDIMENTAIRE DU TRES COURT AU MOYEN TERME 127

Introduction	127
1. Morphologie générale et évolution du trait de côte à moyen terme.....	127
1.1. Évolution du trait de côte.....	127
1.2. Évolutions morphologiques saisonnières de la plateforme	131
1.3. Évolutions par cycles lunaires et par saisons des zones ateliers.....	132

1.3.1. Évolution semi-lunaire de la zone atelier "interface"	132
1.3.2. Évolution saisonnière et annuelle de la zone atelier "interface"	134
1.3.3. Évolution semi-lunaire de la zone atelier "vase"	135
1.3.4. Évolution saisonnière et annuelle de la zone atelier "vase"	137
1.3.5. Conclusion intermédiaire	138
1.4. Variabilité topographique transversale sur un cycle annuel	139
1.4.1. Variations annuelles	139
1.4.2. Tendence évolutive saisonnière.....	143
1.4.3. Enregistrement et impact sur la topographie d'un évènement exceptionnel : la tempête du 20 mars 2007	144
1.5. Mesures d'accrétion/érosion, piégeages et taux de sédimentation	145
1.5.1. Mesures altimétriques et hydrodynamiques par cycle de VE.....	145
1.5.2. Étude des processus à l'échelle de la marée.....	147
1.5.2.1. Exemple d'un processus érosif.....	147
1.5.2.2. Exemple d'un processus de sédimentation.....	148
1.5.3. Mesures de piégeage en suspension	149
1.5.4. Mesures de piégeage et taux de sédimentation.....	150
1.6. Télédétection in situ : mesure de la sédimentation éolienne par télémétrie laser	154
1.6.1. Méthodologie et intérêt de l'expérimentation	154
1.6.2. Résultats du suivi des 48 heures.....	155
1.6.3. Perspectives.....	156
2. Caractéristiques et évolution saisonnière de la couverture sédimentaire	158
2.1. Caractéristiques granulométriques	158
2.2. Évolutions sédimentaires saisonnières de la plateforme	159
2.2.1. Répartition des faciès sédimentaires	159
2.2.2. Répartition spatiale des fractions uniquement sableuses, vaseuses et intermédiaires	160
2.2.3. Répartition spatio-temporelle du grain moyen	161
2.2.4. Répartition de l'indice statistique sédimentaire de tri	162
2.2.5. Répartition de l'indice statistique sédimentaire d'asymétrie	162
2.2.6. Répartition de l'indice statistique sédimentaire de dispersion	164
2.2.7. Évolution de la teneur en particules fines (< 50 µm)	164
2.3. Évolution sédimentaire bimensuelle et saisonnière de la zone atelier "interface"	166
2.3.1. Répartition des faciès sédimentaires	166
2.3.2. Répartition spatiale des fractions sableuses, vaseuses et intermédiaires.....	167
2.3.3. Evolution de la répartition des sous-indices statistiques sédimentaires	167

2.3.3.1 Exemple d'application à la taille du grain moyen d'un échantillon type de la zone atelier "interface"	167
2.3.3.2. Evolution durant la VE de mars 2007	168
2.3.3.3. Répartition des sous-indices en septembre 2007	168
2.3.4. Évolution de la répartition des sédiments fins sur la zone "interface".	168
2.3.5. Conclusion intermédiaire	171
2.4. Évolution bimensuelle et saisonnière de la zone atelier vase	171
2.4.1. Répartition des faciès sédimentaires	171
2.4.2. Répartition de la taille du grain moyen	172
2.4.3. Répartition spatiale des fractions sableuses, vaseuses et intermédiaires	173
2.4.4. Évolution de la répartition des sous-indices statistiques sédimentaires	174
2.4.4.1. Exemple d'application au grain moyen de l'échantillon type de la zone atelier vase	174
2.4.4.2. Evolution durant la VE de mars 2007	175
2.4.4.3. Evolution de la répartition des sous-indices statistiques en septembre 2007	175
2.4.5. Évolution de la répartition des sédiments fins sur la zone atelier "vase"	177
2.4.6. Conclusion intermédiaire	177
2.5. Évolutions saisonnières de la composition sédimentaire du profil transversal	178
2.6. Caractéristiques des sables et composition de l'argile	180
2.6.1. Caractéristiques des sables	180
2.6.2. Composition des argiles	180
3. Stratigraphie des dépôts	181
3.1. Analyses granulométriques de quelques carottes types	181
3.1.1. Exemple d'une carotte type de la zone atelier "interface"	181
3.1.2. Exemple d'une carotte type de la zone atelier "vase"	182
3.2. Synthèse des résultats des carottes courtes	183
3.3. Analyse faciologique des carottes longues	185
Conclusion du chapitre 4	190

CHAPITRE 5 : APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION SPATIALE DANS L'ÉTUDE DES LITTORAUX

Introduction	191
1. Télédétection spatiale, étude du profil topographique de plage	192
1.1. La méthode d'extraction indirecte de la topographie, <i>Shoreline Detection Method</i>	193
1.1.1. Extraction topographique des deux images SPOT5	193
1.1.2. Extraction topographique des 2 images F2	195

1.2. Intérêt, critiques et limites de la méthode	197
2. Caractérisation granulométrique et géotechnique des matériaux de l'estran par télédétection spatiale optique et mesures <i>in situ</i>	199
2.1. Intérêt des techniques de télédétection pour l'analyse sédimentaire des zones intertidales	199
2.2. Mesures <i>in situ</i> préliminaires	201
2.3. Définition et utilisation des corrections atmosphériques pour les images	203
2.3.1. Classifications non supervisées	204
2.3.2. Classifications supervisées	206
2.4. Images corrigées des effets de l'atmosphère	211
2.4.1. Algorithme choisi	211
2.4.2. Classifications non supervisées	212
2.4.3. Classifications supervisées	213
2.5. Comparaison et critiques des méthodes	215
2.5.1. Validation de la méthode	216
2.5.2. Conclusion sur l'apport de la télédétection et remarques	219
2.5.3. Perspectives	222
Conclusion du chapitre 5	223
CHAPITRE 6 : BILAN MORPHO-SÉDIMENTAIRE : VERS UNE COMPRÉHENSION GLOBALE DU SYSTEME PLATEFORME	225
Introduction	225
1. Évolution passée, morphodynamique et sédimentaire à l'échelle pluriannuelle (1911-2006)	225
2. Évolution morpho-sédimentaire à l'échelle annuelle 2006-2009	227
2.1. Particularités morpho-sédimentaires du site	228
2.1.1. Caractéristiques hydrodynamiques	228
2.1.2. Caractéristiques morphologiques	230
2.1.3. Le cas particulier des sédiments fins	231
2.1.4. L'empreinte majeure de la météorologie	237
2.1.4.1. Processus moteur	237
2.1.4.2. Une dynamique éolienne contrariée	237
2.1.4.3. Rôles des tempêtes	238
2.2. Évolution à l'échelle de la marée	239
2.2.1. Marées types de temps calme	241
2.2.1.1. Marée de ME	241
2.2.1.2. Marée de VE	242

2.2.2 Marées types de temps agité.....	243
2.2.2.1. Marée agitée avec vents de secteur W.....	243
2.2.2.2. Marée agitée avec vents de secteur N.....	244
2.2.3. Flux et bilans sédimentaires sur le profil intertidal	246
2.2.3.1. Calculs des flux sédimentaires	246
2.2.3.2. Calcul des débits de sédiments transportés	247
3. Vers une compréhension des processus et de leurs conséquences	
à l'échelle VE/ME.....	249
3.1. Modèle conceptuel de comportement global de la plateforme	249
3.2. Bilan sédimentaire à court terme.....	253
3.3. Bilan de l'étude	257
3.3.1. Comparaison avec d'autres domaines dissipatifs	257
3.3.2. Conclusion.....	258
4. Vers une compréhension évolutive.....	260
4.1. Une évolution identique aux tendances actuelles.....	261
4.2. Une évolution liée à la hausse du niveau marin relatif.....	262
4.3. Une évolution liée au cycle bidécennal de 18,6 ans.....	263
4.4. Une cyclicité à long terme.....	267
Conclusion du chapitre 6	268
Conclusion générale	269
Références Bibliographiques.....	275
Liste des Figures.....	295
Liste des tableaux	305
Table des matières.....	306
Annexes.....	314

ANNEXE A :

Détails et précisions des appareils et méthodes utilisés :

1) Laser Beckman Coulter LS 230

Il est composé d'un système optique, couplé à un ordinateur et d'un système de transport de l'échantillon à analyser à travers le faisceau lumineux. Un faisceau chromatique traverse une cellule dans laquelle les particules à mesurer sont maintenues en suspension. La lumière incidente est diffractée par les particules puis reçue par une lentille qui renvoie l'image sur une cellule formée de multiples photo-détecteurs concentriques (Robbe et Roger, 1987).

L'appareil réalise une mesure de bruit de fond afin d'enregistrer les phénomènes de diffraction engendrés par l'eau qui sert en général de dispersant. L'échantillon est introduit directement dans la cuve d'analyse puis la suspension est injectée dans la cellule de mesure.

2) Le diffractomètre et les diffractogrammes :

Afin de déterminer les types présents d'argiles, nous avons utilisé un diffractomètre à rayons X PW 1729 PHILIPS (USTL-Geosystèmes) dont les réglages sont optimisés pour travailler dans les petits angles (de $3^\circ 2\theta$ à $32^\circ 2\theta$) où diffractent principalement les minéraux argileux.

Un diffractogramme est un graphique représentant en abscisses les angles de diffraction ou distance réticulaire (en $^\circ 2\theta$ ou en Å) et en ordonnée une intensité de diffraction de chaque pic caractéristique. On sait que chaque minéral possède une signature de distance réticulaire marquée c'est pourquoi on prend en compte les réflexions principales cependant la kaolinite par exemple peut apparaître à 7 Å mais aussi à 3,58 Å.

Une préparation des échantillons est réalisée au préalable au laboratoire (broyage, décarbonatation, défloculation, extraction de la fraction 2 µm, centrifugation, orientation sur lame de verre). Pour obtenir une analyse diffractométrique complète d'un échantillon, trois lames ayant subi différents traitements sont nécessaires :

- lame « normale » : séchage
- lame « chauffée » : chauffage à 490 °C pendant 2 h
- lame « glycolée » : gonflement sous vapeur d'éthylène-glycol

3) Le S4 ADW

Ce courantomètre électromagnétique possède un capteur de pression qui permet de mesurer également les variations du niveau libre d'eau liées à la marée et à la houle. Il mesure les courants selon deux composantes X et Y suivant le principe de Faraday, qui utilise le fait que la masse d'eau en mouvement traverse un champ magnétique généré à partir du capteur créant ainsi une force électromotrice proportionnelle à la vitesse du courant et perpendiculaire à la fois au champ magnétique et à la direction du courant. Cette tension est mesurée par deux paires d'électrodes se situant de part et d'autre de l'appareil en position équatoriale. Les vitesses et les directions des courants mesurés par le S4 sont orientées par rapport au Nord à l'aide d'un compas interne

4) Le Midas DWR (Valeport)

Ce courantomètre est également muni d'un capteur à pression permettant de mesurer les variations du niveau libre d'eau liées à la marée et à la houle. Il est également pourvu d'un capteur électro-magnétique tout comme le S4 qui mesure les oscillations du courant selon deux directions X et Y. Il fonctionne selon le principe de Faraday : les masses d'eau, en se déplaçant dans le champ magnétique généré par deux paires d'électrodes situées au sommet de l'instrument, produisent un courant électrique proportionnel à la vitesse de l'écoulement, ce qui permettra d'obtenir les vitesses et directions du courant. Ces instruments sont également munis de capteurs de turbidité et d'une sonde de température.

5) L'ADCP

Les ADCP sont des courantomètres qui mesurent la direction et la vitesse des courants en se basant sur l'énergie acoustique réfléchiée par les particules en suspension dans l'eau. Ils transmettent une impulsion

acoustique à une fréquence 1200 Hz dans l'eau et calculent la vitesse des courants en se basant sur les variations de fréquences de l'écho retourné (effet Doppler).

6) L'ADV

Le principe de mesure est donc le même que celui de l'ADCP à la différence que l'ADV possède un transducteur bi-statique à 6 MHz pour l'émission du train d'onde acoustique (permettant une fréquence d'acquisition maximale de vitesse de 64 Hz) et que l'écho retourné par les particules est enregistré au niveau de trois capteurs.

L'ADV déduit la vitesse et la direction de mouvement des masses d'eau à partir des vitesses et des directions des petites particules en suspension dans l'eau. L'appareil est constitué d'un tube contenant le module électronique, les batteries et la mémoire, et d'une tête avec un axe central (cellule d'émission du son) et de trois branches de réception du signal retour.

Grâce à ces trois récepteurs, l'ADV permet d'obtenir trois composantes de la vitesse : V_e (longitudinale), V_n (transversale) et $V_{up/down}$ (verticale).

7) L'Altus

L'Altus (MICREL SA) est un altimètre immergeable qui fonctionne comme un échosondeur avec une fréquence d'émission acoustique de 2 MHz. Ce système comporte un module comprenant une batterie, une mémoire et un capteur de pression qui sera en partie logé dans le sédiment et un transducteur fixé sur le haut d'une structure adaptée développée par l'IFREMER, peu perturbante dans le milieu étudié. Les données sont téléchargées grâce une interface de lecture reliant l'altimètre et l'ordinateur. La résolution de l'appareil est de 0,06 cm avec une précision de $\pm 0,2$ cm.

Lors de son immersion, ce système mesure le temps entre l'émission de l'onde acoustique par l'échosondeur et la réception de l'écho renvoyé par la surface du sédiment. Ce temps de trajet est transformé en distance suivant la vitesse du son dans l'eau. Le niveau maximum du signal acoustique reçu par le transducteur, par rapport au signal émis, est également enregistré et appelé « *écho max.* » pour cet appareil.

8) Pièges Leatherman

Ces pièges sont constitués d'un tube de PVC de 10 cm de diamètre et de 1 m de long. La moitié du tube est enfoncée dans le sable (collecteur) ; l'autre partie est percée de deux ouvertures de 46 cm de long, en vis à vis (6,5 cm de large au vent et 10 cm de large sous le vent). L'ouverture arrière, destinée à laisser ressortir les filets d'air, est "fermée" par un filet de maille 60 μ m (diamètre minimal des grains de sable) qui permet de piéger les grains. Le haut et le bas du piège sont obturés par un bouchon à vis. Le sable piégé tombe donc dans la partie-collecteur enfoncée dans le sol.

Huit pièges verticaux de type Leatherman ont été installés sur la partie inférieure de la plate-forme. A la fin de la période de piégeage (séries de 30 ou 15 mn), le sable est récupéré dans le collecteur, séché, pesé puis soumis à une analyse granulométrique afin de déterminer la taille moyenne du sédiment.

9) Détails des méthodes de mesures de teneurs en eau :

Le principe de la méthode gravimétrique est simple : on prélève en surface (sur une profondeur qui ne doit pas dépasser 1 cm, ceci afin de représenter le plus possible la couche superficielle du moment exposée à la déflation éolienne potentielle) des échantillons de sables en avant des pièges. Ces échantillons sont pesés immédiatement sur une balance de terrain, ce qui permet d'en connaître le poids humide, puis placés pendant 24 heures dans une étuve réglée à 105°C pour obtenir le poids sec. L'humidité pondérale (w , exprimée par rapport au poids de sol sec) est obtenue par la simple opération décrite par [Namikas et Sherman \(1995\)](#) :

$$w = 100 \frac{(W_t - W_d)}{W_d}$$

où W_t est le poids total de l'échantillon humide et W_d est le poids sec de l'échantillon.

Pour la seconde méthode dite « capacitive », on utilise la constante diélectrique (permittivité) du sol comme mesure indirecte de sa teneur en eau. La méthode capacitive est basée sur la réflectance dans le domaine fréquentiel (mesure de fréquence d'un signal électrique). Pour ce travail, nous avons disposé de deux

sondes de type « Delta probe ». Cette sonde se compose d'une source électrique (batterie 9 V) et de trois électrodes que l'on introduit dans le sol.

10) Détail concernant le vibro-carottier :

Il est composé d'une échelle matée reposant sur un socle et maintenue par deux jambes de force. Un marteau piqueur, servant de système à percussion, est monté sur un chariot qui glisse librement le long de l'échelle, accompagnant ainsi la descente du tube lors du carottage.

Les tubes utilisés, d'un diamètre de 7,6 cm, sont en aluminium et sont équipés d'une ogive tranchante afin de pénétrer plus aisément dans les sédiments, d'une peau d'orange à la base pour les retenir lors de l'extraction de la carotte, d'un piston à l'intérieur qui atténue les déformations dans le sédiment et améliore sa retenue et d'une pièce spéciale au sommet qui reçoit le pilon du marteau piqueur.

11) Bases théoriques de la spectroradiométrie :

Il faut rappeler qu'une molécule peut passer d'un état fondamental vers un état excité par l'absorption d'un quantum de radiation. La spectroscopie est un procédé technique grâce auquel il est possible d'enregistrer et de tracer ces absorptions à l'aide d'un spectromètre. L'appareil comprend une source appropriée de radiations électromagnétiques. Il est conçu de manière à ce qu'une radiation d'une longueur d'onde bien précise traverse l'échantillon. La fréquence de ce faisceau incident est modifiée de manière progressive et l'intensité de la lumière émergente (par rapport à un faisceau de référence) est mesurée par un détecteur. Chaque fois que l'échantillon absorbe la lumière incidente, la différence d'intensité est mesurée par le détecteur et est enregistrée sous forme d'un pic. Le tracé obtenu pour l'ensemble de la gamme des longueurs d'onde est appelé le spectre (du latin *spectrum*, apparence, apparition).

Il existe quatre sortes de spectroscopie : la spectroscopie de résonance magnétique nucléaire (RMN), la spectroscopie ultraviolette (UV), la spectroscopie de masse (SM) et la spectroscopie infrarouge (IR). C'est cette dernière qui nous intéresse.

Le spectralon permet de calculer le facteur de réflectance de la cible conformément à la méthode décrite par Jackson *et al.*, (1980). Cette façon de procéder a pour objet de minimiser les erreurs pouvant être dues aux variations des conditions atmosphériques et d'inclinaison du soleil. Pour tenir compte de l'effet bidirectionnel de la réflectance de la cible qui dépend à la fois de la géométrie d'éclairage et de la visée, nos mesures ont été réalisées durant des intervalles de temps très courts et rapprochés en gardant l'angle de visée constant dans une position verticale. En ce qui concerne notre protocole, l'appareil est étalonné en réflectance toutes les 10 mesures.

12) Détails des comportements spectraux des sédiments :

Les signatures spectrales des sols sont moins variées que celles des végétaux, diminuant ainsi la capacité de leur identification par les techniques de télédétection. Les paramètres du sol qui affectent la réflectance de manière prépondérante sont notamment :

- l'humidité
- la présence d'oxyde de fer
- la rugosité de surface
- la teneur en matière organique
- la texture : teneur en sable, silts (particule comprises entre 2 et 50 μm), argile (< 2 μm)

Les effets conjugués de tous ces paramètres rendent l'interprétation difficile car, comme le montrent les courbes de réflectance ci-dessous, souvent la présence d'un élément annule souvent les effets de l'autre.

12.1. Réflectance et humidité du sol

Il convient de relever la forte variation de réflectance dès que le sol s'humidifie (courbes en Fig. A1). Une augmentation ensuite

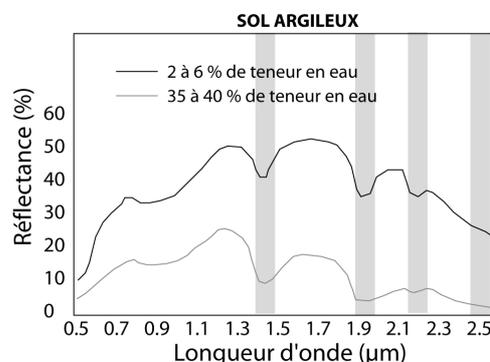


Figure A1 : Réflectance d'un sable en fonction de l'humidité d'après SWAIN *et al.*, 1978.

du taux d'humidité n'apporte que peu de modifications. Les bandes d'absorption de l'eau (1,4 puis 1,9 et 2,5 μm) sont notables comme pour la végétation.

12.2. Réflectance et présence d'argile

Il apparaît une bande d'absorption supplémentaire à 2,2 μm (Figure A2) par rapport à la courbe précédente, due à la présence dans l'argile, de l'ion OH⁻.

Les pics d'absorption subsistent même pour l'argile sèche. Ils sont dus à la présence d'eau résiduelle fortement liée à l'argile.

De nombreuses techniques ont été développées afin de mesurer ce paramètre et d'observer son évolution. Pour l'heure, il faut être attentif au fait que les courbes de réflectances présentées ne concernent que l'extrême surface du sol, la profondeur de pénétration du rayonnement visible et proche infrarouge est quasiment nulle. Cependant, l'information sur l'humidité de surface est très utile dans la mesure où cette humidité est fortement corrélée avec celles des couches plus profondes.

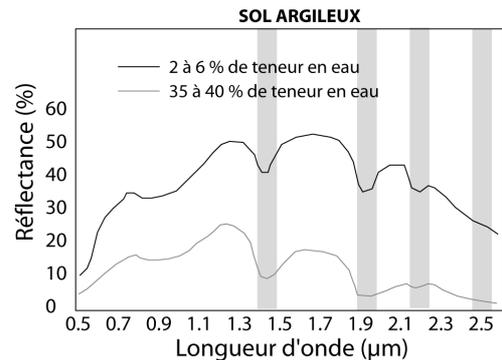


Figure A2 : Réflectance d'un sol argileux d'après SWAIN *et al.*, 1978

12.3. Réflectance et rugosité du sol

La rugosité influence directement la réflectance par le phénomène de réflexion diffuse. Plus le sol est rugueux, moins il réfléchit. Un sol à granulométrie fine apparaît plus clair qu'un sol grossier. Une surface lisse sera donc plus réfléchissante qu'une surface rugueuse.

12.4. Réflectance et présence de matière organique, d'oxyde de fer et teneur en calcaire :

La matière organique produit un assombrissement du sol confirmé par les mesures spectrales (Fig. A3 a) de SWAIN *et al.* en 1978. La présence d'oxyde de fer (Fig. A3 b) produit sur la réflectance un effet similaire à celui de la matière organique. Enfin la réflectance augmente avec le pourcentage de calcaire (Fig. A3 c) d'après Courault *et al.*, 1988.

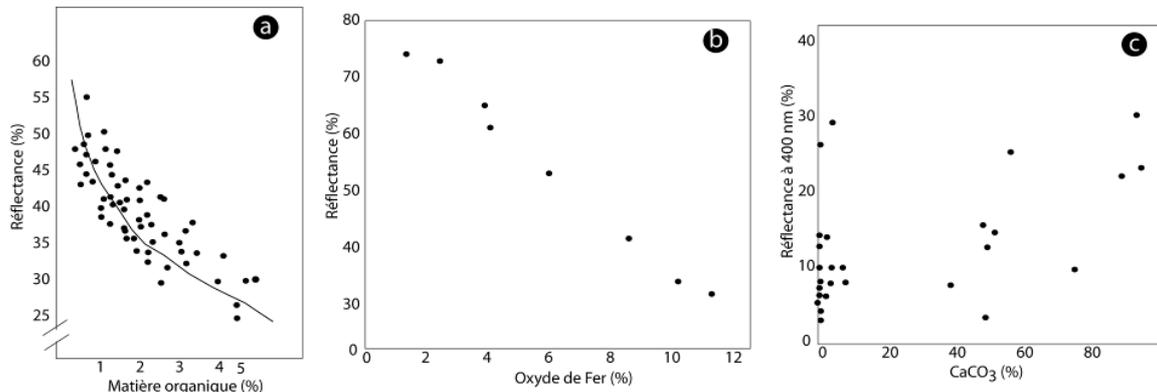


Figure A3 : a) Réflectance d'un sol avec matière organique; b) Réflectance d'un sol en fonction de la teneur en oxyde de fer ; d'après SWAIN *et al.* en 1978 c) Relation entre le calcaire total et la réflectance à 400nm d'après Courault *et al.*, 1988.

La granulométrie, effet indirect en fonction de la teneur en eau des différents éléments texturaux (argiles, silts, sables, graviers, cailloux, coquilles) va donc influencer la réponse spectrale du sédiment.

Ce comportement spectral résulte donc le plus souvent de l'interaction de ces multiples facteurs. Pour bien mettre en évidence la complexité d'une interprétation de la réflectance d'un sol, le tableau A1 ci dessous résume les effets de chacun des paramètres mentionnés.

Tableau A1 : Effets de différents paramètres sur la réflectance d'un sol

	Réflectance	
Humidité	→	→
Teneur en fines	→	→
Rugosité	→	→
Matière organique	→	→
Oxyde de Fer	→	→
Calcaire	→	→

13) Détail de l'utilisation du logiciel 6s :

6S (Seconde Simulation du Signal Satellitaire dans le Spectre Solaire) est un modèle de simulation du transfert radiatif à travers l'atmosphère non-nuageuse dans des conditions réalistes, qui permet d'évaluer l'importance des effets de l'atmosphère sur les images satellitaires d'usage courant comme SPOT ou Formosat-2 et de les corriger partiellement. Ce logiciel est destiné à simuler le signal mesuré par le satellite visant une cible de réflectance connue et dans des conditions géométriques, atmosphériques et spectrales définies.

L'utilisation des caractéristiques de l'atmosphère ainsi déterminées par 6S pour une correction repose sur le postulat que ces effets sont constants sur la partie de l'image à traiter. On fait ainsi l'hypothèse que, sur cet extrait zoomé sur la zone d'étude d'environ 10 x 5 km², les angles solaires et de visée sont constants, de même que les propriétés de l'atmosphère. La correction atmosphérique effectuée est obligatoirement partielle : elle porte uniquement sur les effets supposés constants sur l'image, à savoir :

- la réflectance propre de l'atmosphère, évaluée pour chaque canal par 6S, qui est à déduire du signal mesuré,
- les effets de l'absorption gazeuse : la réflectance de la surface est à corriger en fonction de la transmission gazeuse totale déterminée pour chaque canal par 6S.

Pour déterminer les propriétés de l'atmosphère, il est nécessaire d'utiliser ce logiciel de façon itérative, en faisant varier les caractéristiques de l'atmosphère jusqu'à retrouver le signal mesuré sur le terrain, la réflectance réelle de la surface.

L'utilisateur de ce logiciel définit successivement :

- les conditions géométriques (angles solaires zénithal et azimuthal et les angles de visée radiométrique),
- les conditions atmosphériques qui déterminent l'absorption et la diffusion : pour les composants gazeux, l'utilisateur a le choix entre différents modèles d'atmosphère (tropical, latitude moyenne d'hiver ou d'été, subarctique d'hiver ou d'été, et standard US 62), l'entrée de données des contenus intégrés en vapeur d'eau et en ozone de l'atmosphère (exprimés respectivement en g/cm² et en cm.atm), pour les aérosols, l'utilisateur choisit un modèle d'aérosols (continental, maritime ou urbain) Il définit également le paramètre le plus important, la concentration des aérosols, à partir soit de la visibilité horizontale, soit de l'épaisseur optique des aérosols à la longueur d'onde de 550 nanomètres ;
- les conditions spectrales : propres aux canaux des bandes SPOT ou Formosat-2.
- les conditions de surface.

14) Classification :

Des objets de nature similaire ont des propriétés spectrales similaires. Le rayonnement électromagnétique réfléchi par des objets de même type est globalement ressemblant, ces objets auront donc des signatures spectrales proches. Comme les signatures spectrales des objets observés par les satellites sont traduites sur les images numériques par différentes couleurs, les images d'objets de même nature apparaîtront donc dans des couleurs proches.

Cette propriété est utilisée depuis longtemps pour l'interprétation des photographies aériennes et des images fournies par les satellites d'observation de la Terre. L'interprète regroupe dans une même catégorie tous les objets d'une image qui lui semblent avoir la même couleur ou une couleur proche.

Puisque dans une image numérique, les couleurs ne sont en fait qu'une transposition conventionnelle de valeurs numériques, il est également possible d'exploiter la puissance de calcul d'un ordinateur pour classer les pixels en fonction de leurs valeurs numériques, c'est à dire en fin de compte en fonction des propriétés spectrales des objets correspondants. C'est le principe de base des classifications d'images. La recherche en télédétection a d'ailleurs développé de nombreuses méthodes permettant de classer des images numériques en fonction des propriétés spectrales des objets présents dans l'image.

14.1. Classification non-supervisée, non assistées

Dans cette approche, l'ordinateur analyse l'ensemble des signatures spectrales de tous les pixels de l'image et détermine des groupements naturels c'est-à-dire regroupe les pixels sur la base de signatures spectrales similaires. Dans certains cas, l'utilisateur peut imposer le nombre de catégories qu'il souhaite obtenir en fin de classification, et dans certains programmes, on peut également "forcer" certaines classes. Les méthodes les plus courantes sont des classifications ascendantes hiérarchiques (CAH) ou des classifications à partir de centres mobiles.

Le principal avantage de cette méthode est d'être très rapide, puisqu'elle ne requiert pratiquement pas d'intervention de l'utilisateur. Son principal défaut est de se baser exclusivement sur les différences spectrales, qui ne correspondent pas toujours à des catégories naturelles d'occupation du sol. Par exemple, il est fréquent d'obtenir par classification non supervisée plusieurs classes correspondant à de la végétation herbeuse.

Préalablement à une classification supervisée, il est nécessaire de définir les classes thématiques que l'on souhaite extraire de l'image et d'identifier quelques zones occupées par ces classes, zones à partir desquelles on extraira par la suite les signatures spectrales correspondantes. Ce sont les zones d'échantillonnage, que l'on peut diviser en 2 catégories (Caloz et Collet, 2001): les zones d'entraînement, pour établir les signatures spectrales, et les zones test, qui servent à vérifier si la procédure produit bien les classes attendues.

14.2. Classification supervisée, assistée :

Les données sont classées vis à vis d'objets de référence, choisis par l'interprète. Ceux-ci peuvent être soit définis à partir de comptes numériques sur un histogramme à plusieurs dimensions (méthode hypercube, cross-plots en anglais), soit à partir de polygones d'entraînement repérés géographiquement sur l'image (zones-test, zones d'apprentissage) (méthode du maximum de vraisemblance). En anglais : supervised classifications.

Tableau A2 : Intérêt des différentes méthodes

Méthodes	Avantages	Inconvénients
Classifications non assistées	Utiles pour réaliser une première segmentation des images en grands thèmes d'occupation du sol. Cette segmentation pourra être utilisée pour réaliser un masquage des thèmes non concernés par l'étude	Le regroupement des valeurs de comptes numériques crée des classes dont la signification thématique est parfois difficile à identifier
Classifications assistées	Les classes obtenues ont une signification thématique précise	Le temps de réalisation est long, en particulier pour le choix et la délimitation des zones d'apprentissage

ANNEXE B : Résultats sédimentologiques et stratigraphiques complémentaires

1. GRAIN MOYEN DE LA FRACTION GLOBALE DE LA ZONE INTERFACE SABLE/VASE :

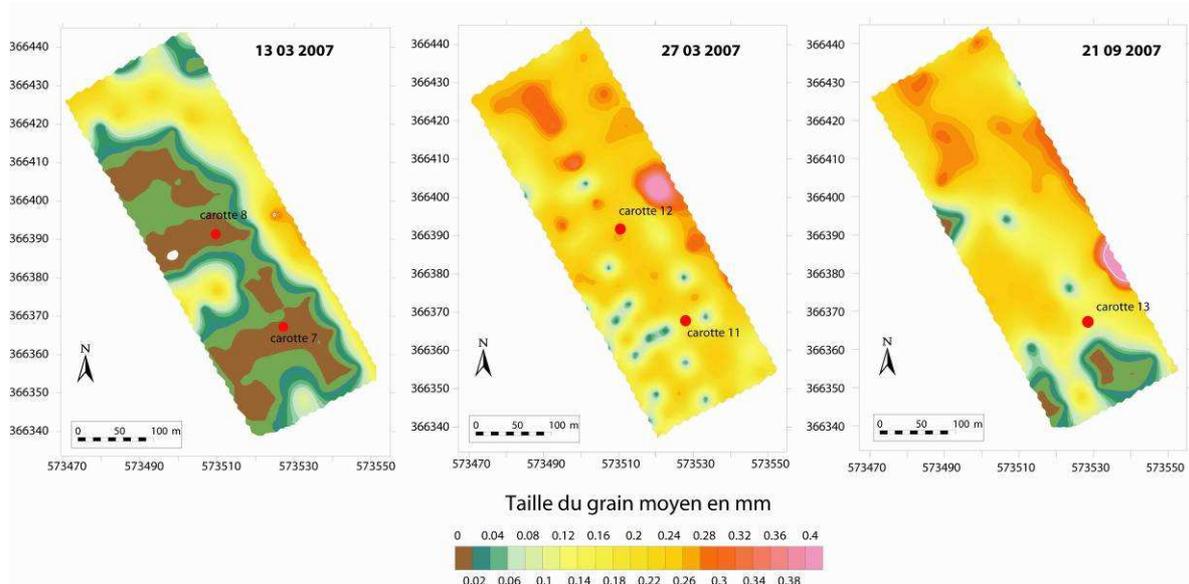


Figure B1 : Evolution de répartition du grain moyen de l'atelier interface avant et après un cycle de VE (13 et 27 mars) et entre deux campagnes en septembre 2007 avec géoréférencement des carottes réalisées.

2. ANALYSES FACIOLOGIQUES ET GRANULOMETRIQUES DES CAROTTES COURTES

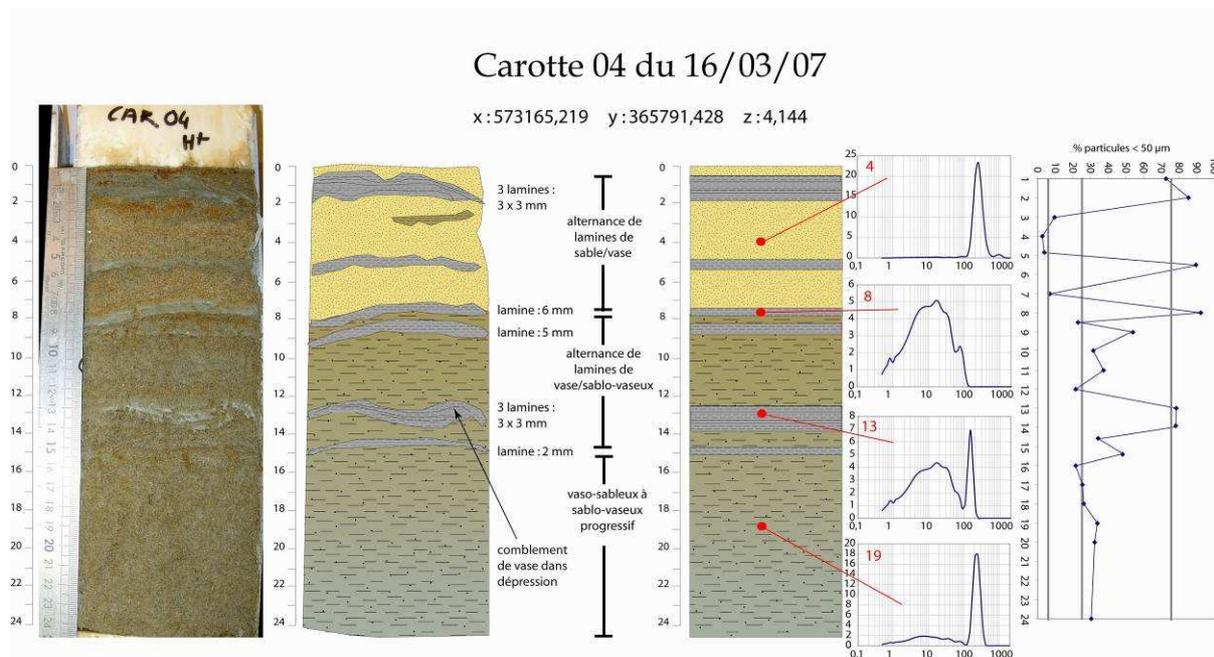


Figure B6 : Carotte 4 de la zone atelier vase

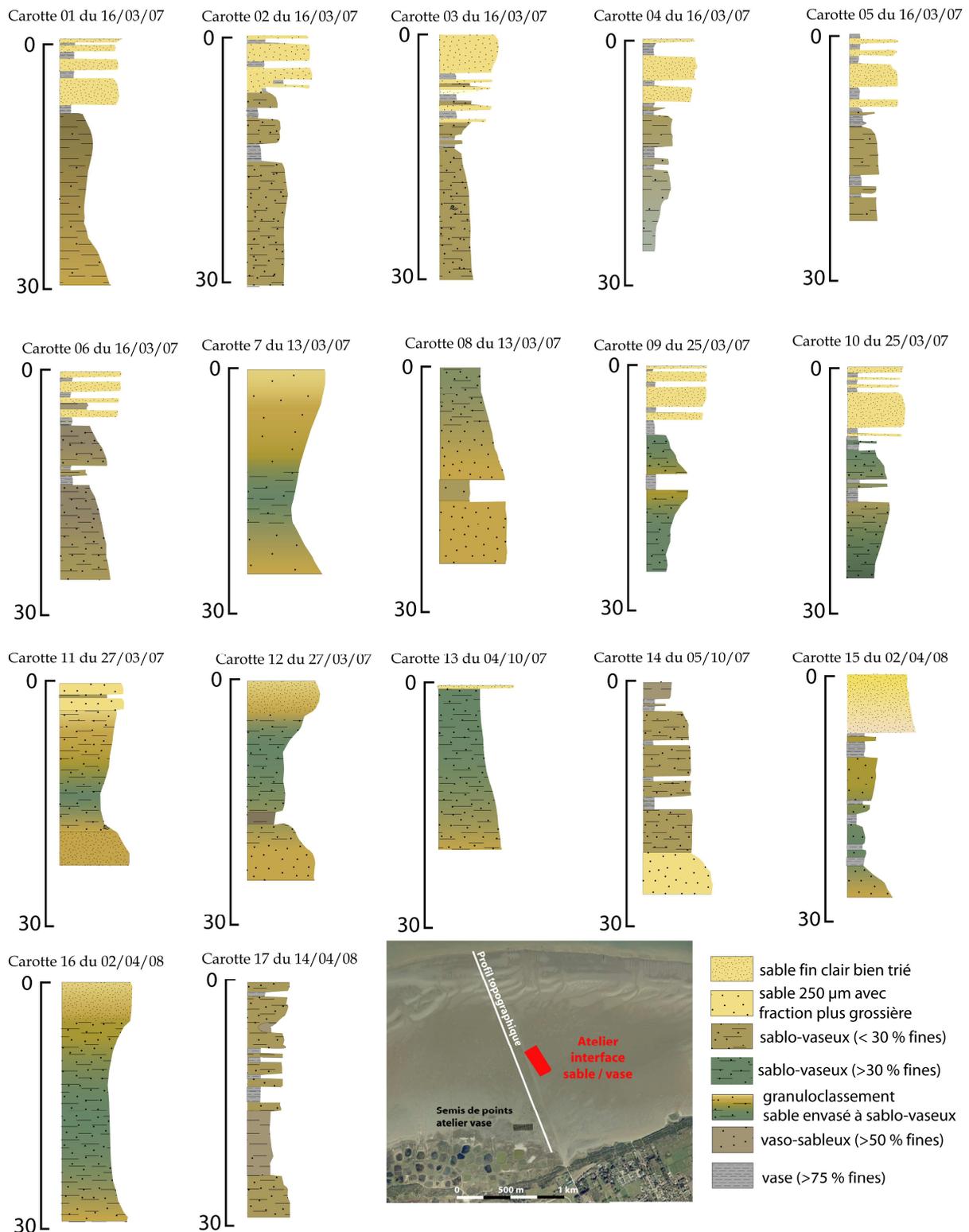


Figure B2 : Synthèse de l'analyse faciologique des différentes carottes courtes (localisée sur les 2 zones atelier).

3. RESULTATS DE LA SECONDE CAROTTE LONGUE REALISEE SUR LA ZONE ATELIER VASE :

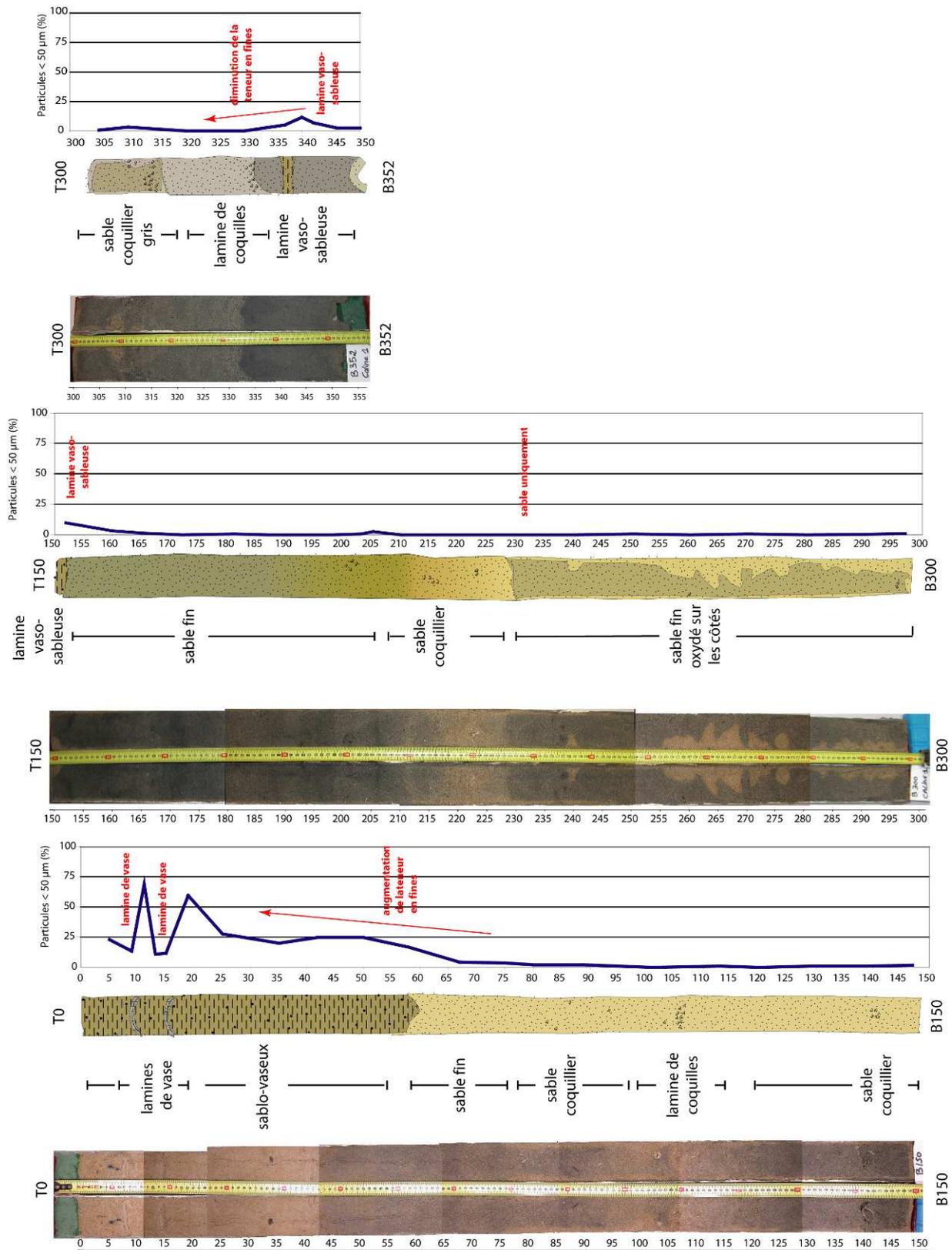


Figure B19 : Interprétation d'après description et photographie. L'oxydation du sable (230-300) est un artefact et mesure granulométrique stratégiques. Cette carottes longue n°2 est située 75 m vers le Nord par rapport à la n°1.

ANNEXE C

Compléments pour l'analyse par télédétection spatiale

1. PARTICULARITES SATELLITALES, PERFORMANCES ET LIMITES

1.1. Résolution spatiale et spectrale :

En toute rigueur, le pixel (élément d'image) est la plus petite composante d'une image. Pour les images SPOT 5 acquises en 2007 la résolution spatiale est de 10 m à (THR + XS), 8 pour celles de FORMOSAT-2. Dans la pratique résolution et pixel sont utilisés indifféremment. Bien que très couramment usité, ce dernier vocable est impropre car, par son étymologie, il se réfère à l'image.

Il est également important de préciser qu'un pixel n'est ni lambertien ni homogène. Il n'émet pas le même rayonnement dans toutes les directions et l'intensité perçue de ce dernier par le radiomètre est une moyenne. On pourrait conclure qu'il est donc impossible de déceler au sol des objets de taille inférieure aux dimensions du pixel. Ce n'est en réalité pas toujours le cas, lorsque une portion du pixel émet une intensité de rayonnement assez différente de son voisinage, ce dernier devient facilement détectable par rapport à ses plus proches voisins.

Par contre, la résolution spectrale ou radiométrique, elle se réfère, à la plus petite largeur de bande que le radiomètre est capable de mesurer.

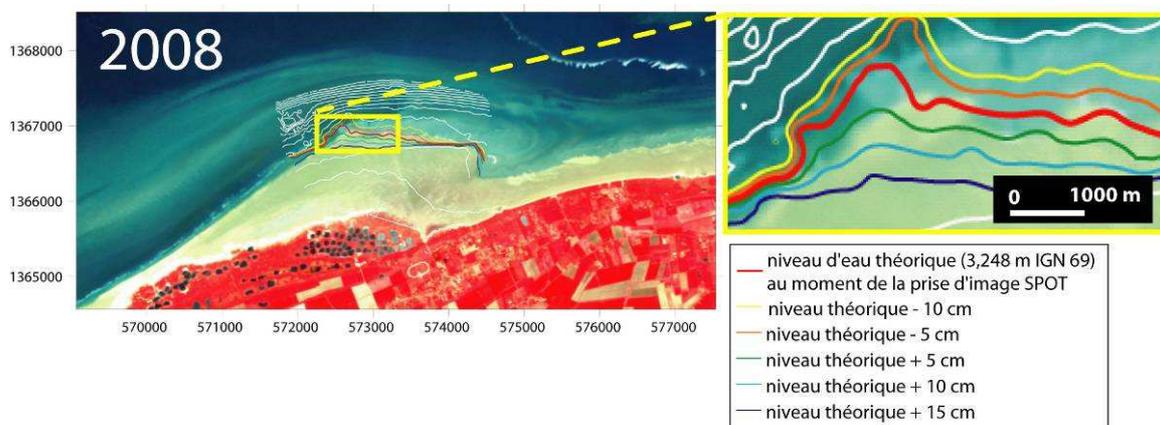
1.2. Résolution temporelle

En plus de la résolution spatiale, spectrale et radiométrique, l'autre concept important en télédétection est celui de la résolution temporelle qui est le temps que prend un satellite pour à nouveau observer exactement la même scène à partir du même point dans l'espace.

La résolution temporelle effective du satellite dépend d'une variété de facteurs dont la grandeur de la zone de chevauchement entre les couloirs-couverts adjacents, la capacité du satellite et de ses capteurs et également la latitude.

Si l'utilisateur souhaite obtenir la meilleure "résolution" spatio- temporelle, - voire spectrale en multipliant les canaux d'observation - les données des systèmes spatiaux existants et les produits géophysiques qui en découlent restent contraints à la fois par les lois (et les limitations) de la mécanique céleste, de la technologie des capteurs, et des capacités d'archivages et de transmission.

2. EXTRACTION TOPOGRAPHIQUE A PARTIR DES IMAGES SATELLITES



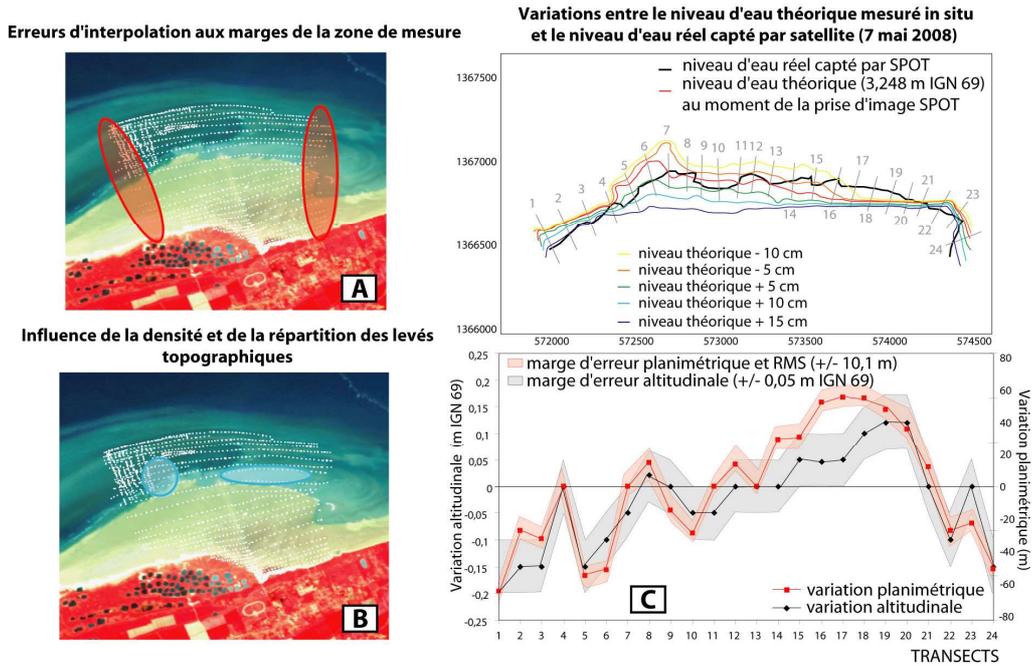


Figure C2 : Densité des levés topographiques sur extrait d'image (entouré rouge extrémités est et ouest de la zone de mesure b) entouré bleu zone du banc tidal et zone d'interface plage/PF) ; c) Marges d'erreurs spatiales et altitudinales pour l'acquisition SPOT 2008

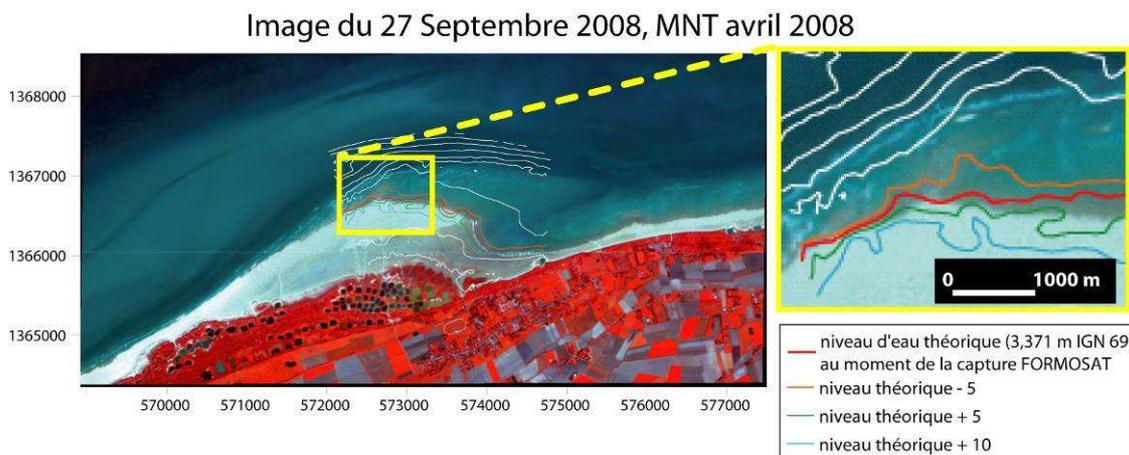


Figure C3 : Superposition des altitudes mesurées *in situ* (MNT PF avril 2008) pour l'estimation de la hauteur du niveau d'eau au moment des captures F2 le 27 septembre 2008.

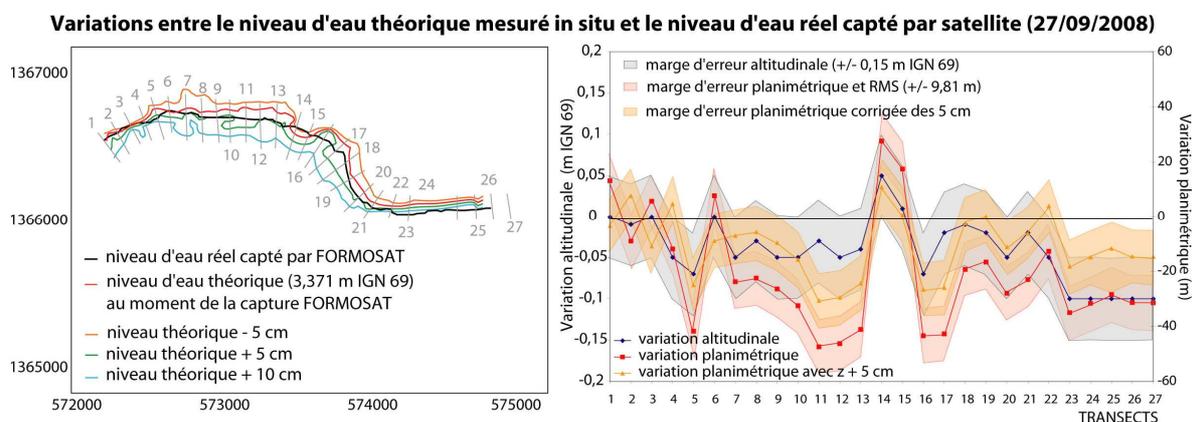


Figure C4 : Marges d'erreurs altitudinale et spatiale pour l'image F2 du 27/09/08.

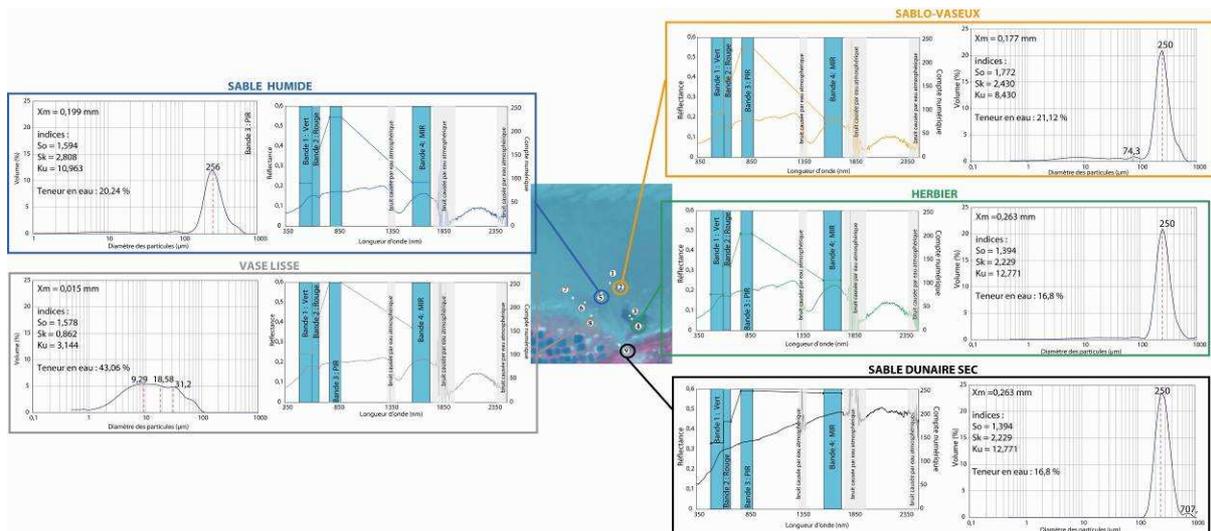


Figure C5 : Exemple des caractéristiques spectrales, granulométriques et géotechniques des 5 types de surfaces retenues (position des échantillons sur l'image SPOT5 du 5 avril 2007).

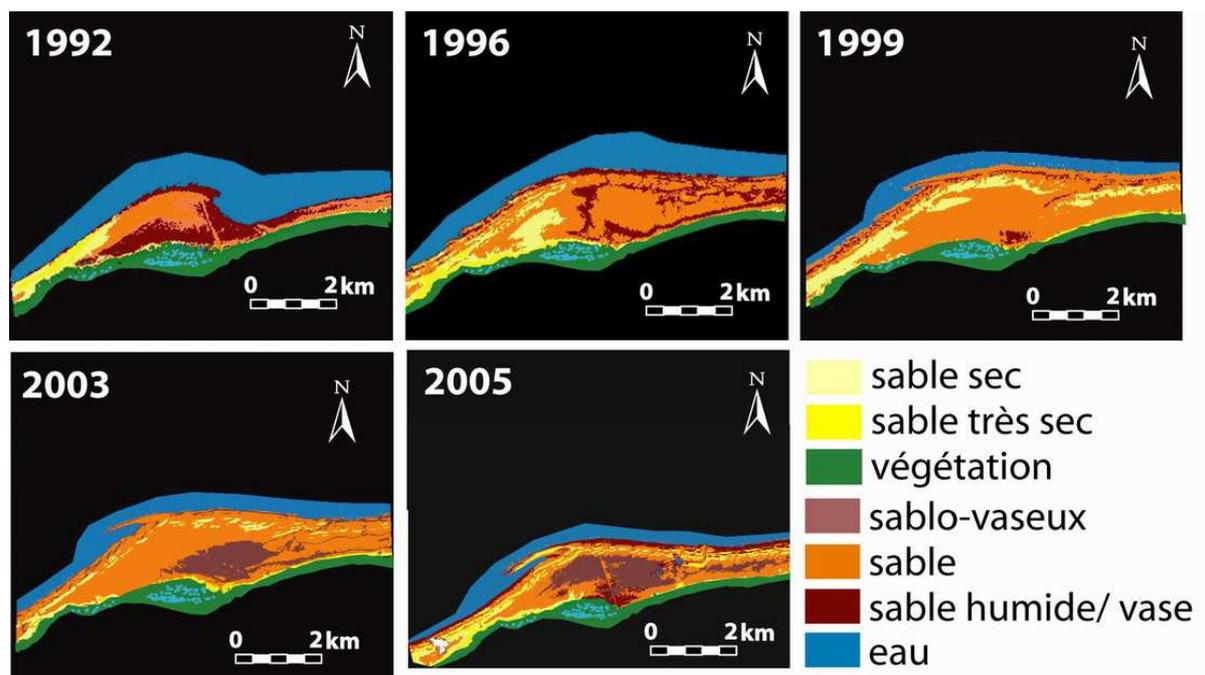


Figure C6 : Imagettes des classifications supervisées des extraits des images satellites SPOT de 1992, 1996, 1999, 2003, 2005.

Classification supervisée (maximum de vraisemblance) analyse majoritaire, amélioration cartographique

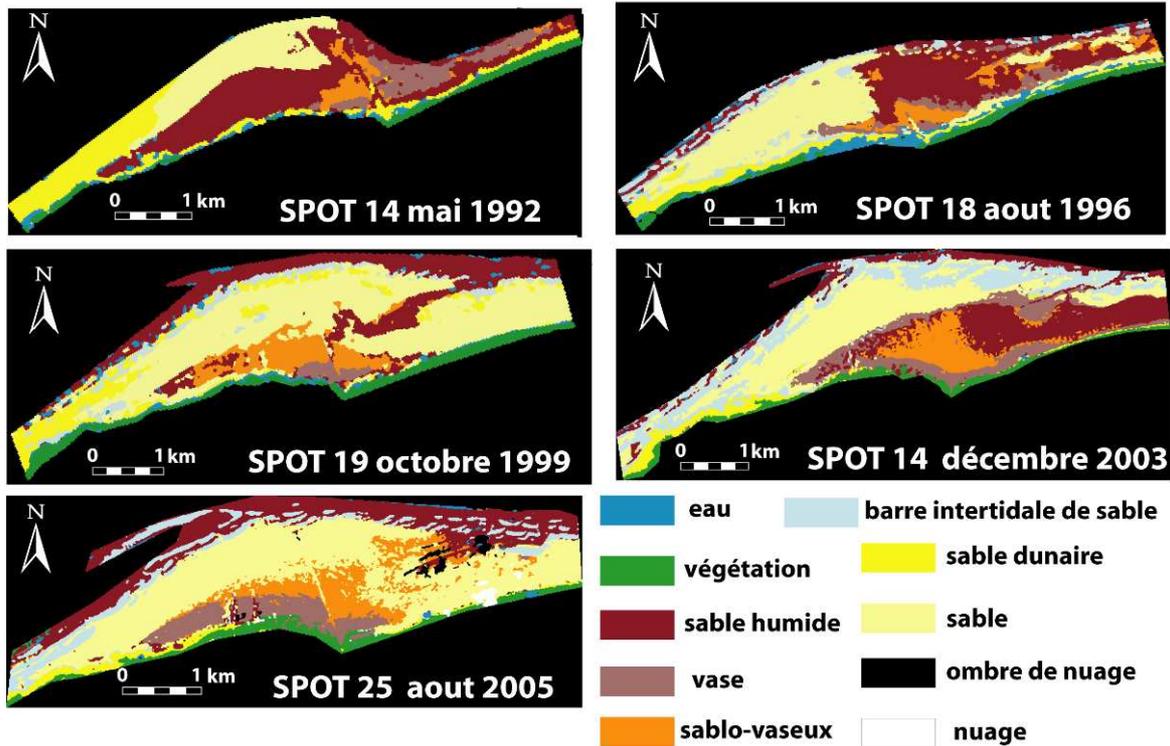


Figure C7 : Classifications supervisées (méthode par maximum de vraisemblance et analyse majoritaire) des images SPOT5 de 1992, 1996, 1999, 2003, 2005.

1992		Données Terrain											
Données classées	Données classes	végétation	sable sec	sable	sable humide	SV	Vase	eau	Total	Erreur	Commission		
végétation	200	0	0	0	0	0	0	0	200	0,00			
sable sec	0	1006	1	16	0	0	0	0	1023	0,02			
sable	0	7	523	0	0	0	0	0	530	0,01			
sable humide	0	12	0	1571	0	3	1	1587	0,01				
SV	0	1	0	86	63	10	0	160	0,61				
Vase	0	0	0	540	13	38	0	591	0,94				
eau	0	0	25	0	17	0	0	26	73	0,85			
Total		205	1051	524	2230	76	51	27	4164				
Erreur Omission		0,03	0,04	0,00	0,30	0,17	0,25	0,08					0,17
		Coefficient de Kappa : 0,751										Overall Accuracy : 82,26 %	

1996		Données Terrain												
Données classées	Données classes	végétation	eau	dunes	sable	sable humide	barres	SV	vase	Total	Erreur	Commission		
végétation	345	0	0	0	0	0	0	0	0	345	0,00			
eau	2	46	2	200	0	24	0	3	277	0,83				
dunes	0	0	378	0	0	87	0	0	465	0,19				
sable	0	0	1	2178	3	295	2	21	2500	0,13				
sable humide	0	1	0	86	1264	0	10	27	1388	0,09				
barres	0	2	15	199	6	618	1	5	846	0,27				
SV	0	0	0	119	84	7	302	56	568	0,47				
vase	0	0	0	149	59	95	14	134	451	0,20				
Total		347	49	396	2931	1416	1126	329	246	6840				
Erreur Omission		0,01	0,06	0,05	0,26	0,11	0,45	0,08	0,46					0,23
		Coefficient de Kappa : 0,698										Overall Accuracy : 76,83 %		

1999		Données Terrain												
Données classées	Données classes	eau	végétation	sable	dunes	barres	sable humide	SV	vase	Total	Erreur	Commission		
eau	46	35	31	2	46	3	1	0	164	0,72				
végétation	3	570	0	0	0	0	0	0	573	0,01				
sable	0	0	2876	41	165	263	6	0	3351	0,09				
dunes	3	3	118	136	178	4	0	0	442	0,69				
barres	1	0	121	38	695	0	0	0	856	0,19				
sable humide	0	1	180	0	13	793	12	3	1002	0,21				
SV	0	0	101	0	8	4	494	12	619	0,20				
vase	0	0	5	0	3	2	50	179	239	0,25				
Total		53	607	3412	218	1108	1069	563	194	7224				
Erreur Omission		0,13	0,06	0,16	0,38	0,37	0,26	0,12	0,08					0,20
		Coefficient de Kappa : 0,726										Overall Accuracy : 89,52 %		

2003		Données Terrain												
Données classées	Données classes	végétation	eau	barres	sable	sable humide	dunes	vase	SV	Total	Erreur	Commission		
végétation	592	0	0	0	0	0	17	5	0	614	0,04			
eau	0	19	3	0	86	0	0	0	0	108	0,82			
barres	0	0	5014	338	137	363	5	0	0	5857	0,14			
sable	0	0	620	6364	12	9	43	0	0	7048	0,10			
sable humide	0	0	120	12	4557	10	22	25	0	4746	0,04			
dunes	4	0	281	49	4	985	3	0	0	1326	0,26			
vase	1	0	32	47	0	11	1166	44	0	1301	0,10			
SV	0	0	0	0	214	0	53	1556	0	1823	0,15			
Total		597	19	6070	6810	5010	1395	1297	1625	22823				
Erreur Omission		0,01	0,00	0,17	0,07	0,09	0,29	0,10	0,04					0,11
		Coefficient de Kappa : 0,855										Overall Accuracy : 88,66 %		

2005		Données Terrain													
Données classées	Données classes	ombre nuage	dune	végétation	barres	sable	vase	SV	eau	sable humide	Total	Erreur	Commission		
ombre nuage	227	0	0	0	0	0	0	0	8	0	235	0,03			
dune	0	141	0	10	6	4	5	0	0	0	166	0,15			
végétation	0	0	316	12	18	0	0	53	0	0	351	0,10			
barres	0	0	0	1264	0	0	53	0	0	7	1324	0,05			
sable	0	0	14	0	798	0	0	1	28	841	0,05				
vase	0	0	0	0	1	1700	1	363	0	0	2065	0,18			
SV	0	0	0	72	0	2	2236	33	0	1	2344	0,05			
eau	0	0	0	0	0	173	99	1326	0	0	1598	0,17			
sable humide	4	0	0	1	0	0	0	0	51	16	72	0,29			
Total		231	141	330	1364	824	1884	2394	1724	61	1745	10698			
Erreur Omission		0,02	0,00	0,04	0,07	0,03	0,10	0,07	0,23	0,16	0,03				0,08
		Coefficient de Kappa : 0,895										Overall Accuracy : 91,14 %			

Figure C8 : Matrices de confusion pour l'ensemble des classifications supervisées des archives d'images SPOT pour les années 1992, 1996, 1999, 2003, 2005.

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.

Le site des Hemmes de Marck à l'est de Calais a été étudié afin de cerner le comportement morphodynamique de cette zone intertidale très particulière dans la région, caractérisée par un important réservoir sableux (accolement d'un banc tidal à la côte) et une dynamique sédimentaire intense, et identifié comme le seul endroit de la côte d'Opale à connaître une progradation significative. Plusieurs campagnes associant télédétection spatiale et expérimentations *in situ* ont été réalisées selon divers échelles spatiales et temporelles. Dans le but de comprendre les mécanisme et évolutions de l'accrétion littorale, la méthodologie développée pour ce travail, associe des mesures courantométriques, houlographiques, topographiques et sédimentologiques, ainsi que des analyses d'images satellites (analyse des pixels, réflectances, extraction de topographie).

Les mesures hydrodynamiques (analyse des houles et des courants moyens selon les conditions météorologiques), ont permis de démontrer, comme pour les autres plages de la région, une dominance de la composante longitudinale orientée vers l'Est mais pouvant subir des forçages météorologiques dans la direction opposée. Le caractère très dissipatif de cet estran sableux, associant un replat sableux puis vaseux, a été mis en évidence à travers l'étude de l'amortissement des houles et des courants par les multiples interfaces étudiées (barres intertidales, plage, bas et haut de plate-forme). L'analyse stratigraphique associée à celle de la modification de la couverture sédimentaire qui évolue selon les saisons (variations et récurrence des hauts niveaux d'eau, fréquence des événements météorologiques agités) et selon la dissipation énergétique (intensité des tempêtes, amortissement des houles par les fond envasés) ont permis à la fois de quantifier les différents flux sédimentaires existants mais surtout d'expliquer le fonctionnement de cette zone intertidale sableuse caractérisée par la présence de vase sur ce littoral macrotidal, notamment avec un système ouvert soumis aux houles de tempêtes.

Compte tenu de la complexité et de la très forte dynamique spatio-temporelle de ces environnements côtiers, l'apport de la télédétection spatiale, en complément des approches terrain, a été évaluée durant ce travail. L'acquisition simultanée d'images SPOT-5 et Formosat-2 aux dates des campagnes de terrain a permis de développer de nouvelles approches complémentaires de mesures des caractéristiques granulométriques des estrans ainsi que des profils de plage. Les méthodes développées ont pu ensuite être appliquées à des images d'archives permettant de reconstituer la dynamique morpho-sédimentaire de ce site.

Ces connaissances des processus morphodynamiques et sédimentaires, à travers l'analyse historique passée et future de leurs évolutions, de leur pérennité ou cyclicité sont d'autant plus importantes que la vulnérabilité de ces systèmes côtiers meubles de faible élévation est accrue dans le contexte actuel de changements globaux et à l'élévation du niveau marin.

Mots clés : plate-forme sableuse, sédimentation fine, macrotidal, morphodynamique, dynamique sédimentaire, télédétection

Hydrodynamics processes and morpho-sedimentary assessment on a large accreting macrotidal sandflat: *in situ* field experiments and spatial remote sensing. Hemmes de Marck, Northern France.

The Hemmes de Marck area is a specific sandflat, one of the rare actively accreting sectors of coast in the southern North Sea, most probably due to sand supply generated by the onshore migration and coastal welding of a nearshore sand bank, during the twentieth century, leading to the accumulation of a shore-attached sand reservoir and to the formation of the large upper beach sand flat fronting the dunes. In order to highlight the hydrodynamic and morph sedimentary functioning, *in situ* wave and current measurements, sedimentary (samples and short cores) and topographic surveys (profile and digital elevation model) were carried out between 2007 and 2009 during different experiments involving variable wave and tidal conditions and spanning different seasons. A one-year survey of beach profile was also carried out on a monthly basis in 2008 with the aim of better understanding the morphodynamics of this site.

The results show an onshore decrease in current speeds and in wave heights (energy attenuation during various weather conditions) compatible with a fining trend, from sand in the lower sand flat, to sand and interbedded mud layers towards the upper flat. Analysis of the sediment textural and spatial patterns over a one-year period show an increase in the mud fraction in the lower sand flat and the onshore migration of these fine sediments onto the upper sand flat, resulting in significant muddy sedimentation in this latter zone.

With the complexity and the spatial and temporal variability of the dynamics of these coastal environments, spatial remote sensing techniques utilities were used as a supplement to *in situ* measurements. Different approaches were also developed during this work. The use image archives, time series and simultaneous acquisitions of images SPOT-5 and Formosat-2 during different field experiments of ground allowed to develop new complementary approaches of measures of sedimentary characterization (use of surface reflectance data for mapping of sediment characteristics) of intertidal beach and sandflat or topographic restitution (shoreline detection method) as well as a help to the study of the profile of beach. This pattern shows that an accretionary context on sand-rich, storm-wave dominated macrotidal coasts offers conditions for the significant trapping of mud, with implications for both contemporary management issues and the rock record.

Keywords: macrotidal, sandflat, muddy beach, hydrodynamics, beach profil, digital elevation model, sediments characterisation, remote sensing.